

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



TESE DE DOUTORADO

Fellipe Pereira da Silva

**SENSIBILIDADE DA CAMADA LIMITE
ATMOSFERICA NO LITORAL CEARENSE AO
CRESCIMENTO URBANO DE FORTALEZA**

Campina Grande, março de 2021



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

TESE DE DOUTORADO

SENSIBILIDADE DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NO
LITORAL CEARENSE AO CRESCIMENTO URBANO DE
FORTALEZA

FELLIPE PEREIRA DA SILVA

Campina Grande

Março de 2021

FELLIPE PEREIRA DA SILVA

**SENSIBILIDADE DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NO
LITORAL CEARENSE AO CRESCIMENTO URBANO DE
FORTALEZA**

Tese de Doutorado apresentado à Universidade Federal de Campina Grande - UFCG, para o Programa de Pós-Graduação em Meteorologia - Doutorado, área de concentração em Meteorologia de Mesoescala, como requisito à obtenção do título de Doutor em Meteorologia.
Sub-área: Sensoriamento remoto

Orientadora: Profa. Dra. Clênia Rodrigues Alcântara

Campina Grande

Março de 2021

S586s

Silva, Fellipe Pereira da.

Sensibilidade da camada limite atmosférica no litoral cearense ao crescimento urbano de Fortaleza / Fellipe Pereira da Silva. – Campina Grande, 2021.

105 f. : il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2021.

"Orientação: Profa. Dra. Clênia Rodrigues Alcântara".

Referências.

1. Meteorologia de Meso e Grande Escalas. 2. Temperatura Potencial Virtual. 3. Landsat 5. 4. Landsat 8. 5. Ilha de Calor Urbana. 6. Brisa Terrestre. I. Alcântara, Clênia Rodrigues. II. Título.

CDU 551.5(043)

FELLIPE PEREIRA DA SILVA

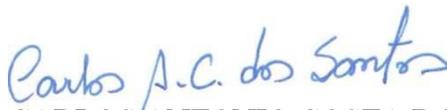
SENSIBILIDADE DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NO LITORAL
CEARENSE AO CRESCIMENTO URBANO DE FORTALEZA

TESE APROVADA EM 22/03/2021

BANCA EXAMINADORA



Profa. Dra. CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



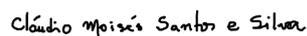
Prof. Dr. CARLOS ANTONIO COSTA DOS SANTOS
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. MADSON TAVARES SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. WEBER ANDRADE GONÇALVES
Centro de Ciências Exatas
Universidade Federal do Rio Grande do Norte



Prof. Dr. CLÁUDIO MOISÉS SANTOS E SILVA
Centro de Ciências Exatas
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

*“Não deixe nem sequer uma única
alma lhe dizer que você não pode
ser exatamente quem você é.”*

Lady Gaga

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela saúde e força para superar as dificuldades.

Aos meus mentores espirituais, pela paz nos momentos necessários.

À Instituição, pelo ambiente intelectual e acessível proporcionados.

À minha orientadora, Professora Dra. Clênia Rodrigues Alcântara, pela disposição em me dar orientações acadêmicas, pelas suas correções, incentivos e, pela sua paciência e auxílio, principalmente nos últimos meses de doutorado. Sem sua orientação, as ideias aqui transcritas provavelmente estariam menos amplas, por isso, minha gratidão pelo suporte. Agradeço também pelos momentos de segurança que me foram dispensados, em que pude expor o que ia em meu íntimo. Por fim, agradeço pelos momentos difíceis, que me serviram de amadurecimento profissional e pessoal. Levarei comigo sempre o sentimento de gratidão e reconhecimento.

À CAPES, pela concessão da bolsa de estudos de Doutorado.

Ao Professor Dr. Carlos Antônio Costa dos Santos, por me acompanhar e direcionar durante toda a minha pós-graduação, trazendo conhecimento e por muitas vezes fazendo esse processo ser mais leve.

Ao Professor Dr. Cláudio Moisés Santos e Silva pelos direcionamentos no início desta pesquisa.

Aos meus pais, que me proporcionaram tudo o que precisei para investir em meu crescimento profissional e intelectual, sem os quais não teria chegado até aqui, sou grato. E às irmãs pelo amor.

Devo desprender um agradecimento especial à minha amiga, a quem escolhi chamar de irmã, Gabrielle Oliveira. Talvez não existam palavras para significar o quanto lhe devo da minha caminhada acadêmica. Toda a ajuda que me foi dada, desde a graduação, jamais será esquecida. Nunca pedi auxílio para me ser negado, e mesmo quando a resposta era “não posso”, eu sabia que em seguida viria um “mas te ajudo, até você mesmo conseguir”. Pessoas como Gabrielle são raras e serei eternamente grato por ter tido a sorte de ter convivido por 12 anos na vida acadêmica, com a certeza de que levarei seu companheirismo por toda a vida.

A Daillenes Gomes, a quem sei que poderei contar sempre, como sempre pude.

E a todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação, o meu cordial agradecimento.

RESUMO

A atual pesquisa tem como objetivo principal a investigação da sensibilidade das características da Camada Limite Atmosférica (CLA) em resposta aos efeitos do crescimento urbano, com possível formação de uma Ilha de Calor Urbana (ICU) no litoral Brasileiro, especificamente na cidade de Fortaleza. Para isso, foram analisados perfis verticais de temperatura potencial virtual – θ_v e vento obtidos a partir de dados de radiossondagens para identificação das características dentro da CLA e a presença de sinais que indiquem a formação da ICU. A campanha experimental foi realizada durante o mês de abril de 2011 no âmbito do Projeto CHUVA. Para a caracterização da ICU foram usadas imagens de satélite Landsat 5 e Landsat 8, nos anos de 1988, 1991, 1996, 2001, 2006, 2013 e 2017 para indicação do crescimento urbano na região de estudo através dos resultados de estimativa do albedo da superfície e a presença dos sinais da formação de ICU através de dados de estimativa da temperatura. Para quantificar a intensidade da ICU, utilizou-se dados de temperatura da superfície na localidade de Itaitinga, que se localiza no interior do estado e apresenta teor de urbanização inferior ao de Fortaleza. Dados de reanálise ECMWF ERA5 foram empregados para expansão da série temporal de dados, aumentando o período de estudo para 1980 a 2018. Os resultados encontrados apontam para a presença do sinal de formação da ICU em Fortaleza pela existência de uma camada termodinamicamente instável localizada até a altura média de 15,4 m com temperatura potencial virtual de 300,8 K, o que indica o não resfriamento da superfície e das camadas de ar logo acima no período noturno. Com os dados de reanálise foi possível verificar que a ICU de Fortaleza tem aumentado sua intensidade nas duas últimas décadas, de modo que as consequências desta dentro da CLA podem se acentuar nos próximos anos. Por fim, a presença da ICU tem considerável influência no escoamento médio próximo à superfície, de modo a suprimir a formação da brisa terrestre à noite quando se é observado uma intensidade do vento acima de 10 m/s. Mesmo quando o sinal da ICU não é observado, a brisa terrestre ainda não se forma como esperado, o que dá a possibilidade de concluir que a ICU influencia a circulação de brisa mesmo quando não tem um sinal forte. Por outro lado, a circulação de brisa tende a deslocar o centro da ICU para oeste.

Palavras-chave: Temperatura potencial virtual, Landsat 5, Landsat 8, ilha de calor urbana, brisa terrestre.

ABSTRACT

The current research has as main objective the investigation of the Atmospheric Boundary Layer (ABL) characteristics sensitivity in response to urban growth effects, with the possible Urban Heat Island (UHI) formation on Brazilian coast, specifically in Fortaleza city. For that, potential virtual temperature - θ_v and wind vertical profiles were analyzed, obtained from radiosonde data to identify the characteristics within the ABL and the presence of signs that indicate the UHI formation. The experimental campaign was carried out during April 2011 within the scope of the CHUVA Project. Landsat 5 and Landsat 8 satellite images were used to characterize the UHI in 1988, 1991, 1996, 2001, 2006, 2013 and 2017 to indicate urban growth in the study region through the results of the surface albedo estimate and the presence of UHI formation signs through temperature estimation data. To quantify the UHI intensity, surface temperature data was used in the locality of Itaitinga, which is located in interior of the state and has a lower urbanization content than Fortaleza. ECMWF ERA5 reanalysis data were used to expand the data time series, increasing the study period from 1980 to 2018. The results found indicates the presence of signal formation UHI in Fortaleza due to the existence of a thermodynamically unstable layer located up to the average height of 15.4 m with a potential virtual temperature of 300.8 K, which indicates the surface and air layers above non-cooling at night. With the reanalysis data it was possible to verify that the Fortaleza UHI has increased its intensity in the last two decades, so that the consequences of this within the CLA may be accentuated in the coming years. Finally, the UHI presence has considerable influence on the average flow close to the surface, in order to suppress the terrestrial breeze formation at night when a wind intensity above 10 m/s is observed. Even when the ICU signal is not observed, the land breeze is still not forming as expected, which gives the possibility to conclude that the ICU influences the breeze circulation even when it does not have a strong signal. On the other hand, the breeze circulation tends to move the UHI center to the west.

Key-words: Potential virtual temperature, Landsat 5, Landsat 8, urban heat island, terrestrial breeze.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Região Metropolitana de Fortaleza, de acordo com o Anuário de Fortaleza 2012-2013, com localização geográfica dos instrumentos utilizados na atual pesquisa, indicada pelo marcador em rosa. Em verde, destaca-se o município de Itaitinga.....	40
Figura 2 – Modelo conceitual dos perfis verticais médios da temperatura potencial virtual (θ_v), em unidade absoluta, para Fortaleza, às (a) 18:00 UTC e (b) 06:00 UTC.	48
Figura 3 – Modelo conceitual dos perfis verticais médios da velocidade do vento, em m/s, para Fortaleza, às (a) 18:00 UTC e (b) 06:00 UTC.....	51
Figura 4 – Perfis médios das componentes do vento, em m/s, para Fortaleza, às (a) 18:00 UTC e (b) 06:00 UTC, sendo a linha contínua a componente zonal e a linha tracejada a componente meridional. A linha tracejada vertical indica o valor zero.	54
Figura 5 – Albedo da superfície, em Fortaleza para (a) 1988, (b) 1991, (c) 1996, (d) 2001, (e) 2006, (f) 2013 e (g) 2017, com marcações para os pontos A e B.	60
Figura 6 – Projeções da mancha urbana e do centro urbano de Fortaleza para (a) 1988, (b) 1991, (c) 1996, (d) 2001, (e) 2006, (f) 2013 e (g) 2017, com marcações para os pontos A e B.....	62
Figura 7 – Crescimento urbano, em Km ² , da mancha urbana e do centro urbano de Fortaleza.	64
Figura 8 – Temperatura da superfície, em K, em Fortaleza para (a) 1988, (b) 1991, (c) 1996, (d) 2001, (e) 2006, (f) 2013 e (g) 2017, com marcações para os pontos A e B. ..	66
Figura 9 – Série temporal de precipitação para os últimos 16 anos, com acumulados de chuva anuais e normais climatológicas para Fortaleza. Fonte: INMET.....	67
Figura 10 – Temperatura da superfície, em K, nos pontos A e B para os anos de estudo (linhas contínuas, eixo principal) estimadas a partir de imagens LANDSAT e diferença entre as temperaturas - ΔICU (linha pontilhada, eixo secundário).....	68
Figura 11 – Temperatura do ar à superfície, em K, para a) 1980 a 1989, b) 1990 a 1999, c) 2000 a 2009 e d) 2010 a 2018, sendo a curva de linha contínua dados de reanálise ERA5 e curva pontilhada dados observados.	70
Figura 12 – Gráfico de Regressão, sendo os dados observados a variável independente explicativa e os dados de reanálise ERA5 a variável dependente explicada. A linha em cinza representa a reta de regressão com indicação do valor de R ²	72
Figura 13 - Evolução temporal 1980-2018 da diferença entre as temperaturas às 06:00 UTC - ΔICU a partir de dados de reanálise ERA5.	73
Figura 14 - Mapa geológico simplificado do município de Fortaleza (modificado de Cavalcante et al., 2003).	75
Figura 15 – Perfis verticais horários (UTC) das componentes zonal e meridional para 30/05/2016 em Fortaleza a partir de dados de reanálise ERA5, sendo a linha contínua a componente zonal u e a linha tracejada a componente meridional v.	77
Figura 16 – Perfis verticais horários (UTC) das componentes zonal e meridional para 18/03/2017 em Fortaleza a partir de dados de reanálise ERA5, sendo a linha contínua a componente zonal u e a linha tracejada a componente meridional v.	79
Figura 17 – Cartas horárias, de 00:00 às 23:00 UTC, de isotermas sobre Fortaleza para 30/05/2016. A estrela representa o Ponto A.....	81
Figura 18 - Cartas horárias, de 00:00 às 23:00 UTC, de isotermas sobre Fortaleza para 18/03/2017. A estrela representa o Ponto A.....	86

Figura 19 – Perfis verticais horários (UTC) de umidade específica para 30/05/2016 em Fortaleza a partir de dados de reanálise ERA5..... 91

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Imagens Landsat 5 TM e Landsat 8 OLI e variáveis de entrada para estimativa do albedo da superfície para Fortaleza – CE.	42
Tabela 2 – Alturas das subcamadas da CLA durante o ciclo diurno, em metros, para Fortaleza – CE	47

LISTA DE SIGLAS

- AMMA** – Análises Multidisciplinares das Monções Africanas
- CCM** – Complexo Convectivo de Mesoescala
- CE** – Ceará
- CPTEC** – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
- CLA** – Camada Limite Atmosférica
- CLC** – Camada Limite Convectiva
- CLE** – Camada Limite Estável
- CLFA** – Centro de Lançamentos de Foguetes de Alcântara
- CLIT** – Camada Limite Interna Térmica
- CLN** – Camada Limite Noturna
- CLP** – Camada Limite Planetária
- CLU** – Camada Limite Urbana
- CM** – Camada de Mistura
- CR** – Camada Residual
- CS** – Camada Superficial
- CSN** – Camada Superficial Noturna
- CUT** – Cobertura e Uso da Terra
- DJF** – Dezembro-Janeiro-Fevereiro
- ECMWF** – *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*
- FAPESP** – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
- FUNCEME** – Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
- HL** – Horário Local
- IBGE** – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- ICU** – Ilha de Calor Urbana
- INMET** – Instituto Nacional de Meteorologia
- INPE** – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
- IVDN** – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada
- JBN** – Jato de Baixos Níveis
- JBNN** – Jato de Baixos Níveis Noturno
- JJA** – Junho-Julho-Agosto
- LES** – *Large-eddy Simulation*
- LIDAR** – *Light Detection And Ranging*

NEB – Nordeste Brasileiro

OMM – Organização Mundial de Meteorologia

ONU – Organização das Nações Unidas

SCM – Sistema Convectivo de Mesoescala

SEBAL – *Surface Energy Balance Algorithms for Land*

TEB – Modelo do Orçamento Energético da Cidade

TS – Temperatura da Superfície

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

USGS – *United States Geological Survey*

UTC – *Universal Time Coordinated*

ZCA – Zona de Confluência dos Alísios

ZE – Zona de Entranhamento

LISTA DE SÍMBOLOS

θ_v – Temperatura potencial virtual

K – Kelvin

θ – Temperatura potencial

q – Umidade específica

g/g – Gramas por grama

Δ_{ICU} – Índice de intensidade da ICU

TS_A – Temperatura da superfície dentro do perímetro urbano

TS_B – Temperatura da superfície fora do perímetro urbano

R^2 – Coeficiente de regressão linear simples

Y_i – Valor real do dado

\hat{Y}_i – Valor estimado

r – Coeficiente de correlação

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	13
2. OBJETIVOS.....	17
2.1. Objetivo geral.....	17
2.2. Objetivos específicos.....	17
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	18
3.1. A Camada Limite Atmosférica	18
3.2. Alterações antrópicas da CUT e ICU	21
3.3. A CLA e a relação interescalar	24
4. REVISÃO DE LITERATURA	27
4.1. A CLA pelo mundo	27
4.2. Métodos de obtenção das características físicas da CLA.....	28
4.3. CLA e as consequências antrópicas	31
4.4. A Estimativa da ICU pelo mundo	33
4.5. Estratégias para mitigação de ICU	35
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	38
5.1. Dados observados – Projeto CHUVA.....	38
5.2. Dados estimados.....	40
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO	46
6.1. Caracterização da CLC e CLN sobre Fortaleza	46
6.2. Evolução espaço-temporal da área urbana de Fortaleza e ICU.....	59
6.3. Validação da reanálise ERA5 para Fortaleza.....	69
6.4. ICU para Fortaleza no período noturno.....	72
6.5. Estudo de Caso	75
6.6. Mitigação da ICU em Fortaleza	91
7. CONCLUSÕES	94
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97

1. INTRODUÇÃO

A superfície terrestre está na fronteira do domínio da atmosfera e os processos que ocorrem nesta fronteira modificam a atmosfera na camada, em geral, abaixo de 1000 m, criando o que é denominado de Camada Limite Atmosférica (CLA), ou Camada Limite Planetária (CLP), onde variações bruscas nas propriedades do fluido, tais como velocidades, temperatura e concentração de massa, também ocorrem (Stull, 1988; Arya, 2001), de modo que as interações entre a superfície terrestre e a atmosfera são de grande importância para diversas atividades humanas e influenciam diretamente na espessura desta camada.

A heterogeneidade da superfície pode iniciar térmica, dinâmica e/ou topograficamente muitas formas específicas de movimento e fenômenos do ar, sendo a brisa marítima um deles. O impacto da brisa marítima no clima local, no clima e na qualidade do ar é uma questão importante para as áreas costeiras em todo o mundo (Shen et al., 2018).

Na CLA, o efeito de forçantes associadas à rotação da Terra é pequeno, relativamente aos processos associados às características da superfície. Tal influência é diretamente sentida na subcamada superficial, que é a camada de ar que apresenta os elementos de rugosidade. As características da atividade turbulenta, como intensidade, continuidade e dissipação na CLA são regidas pelas características dos processos que interagem entre si (Mahrt, 2014) e podem variar localmente por ordens de grandeza associadas a grandes regiões de turbulência mínima e pequenas regiões de atividade turbulenta (Muschinski et al., 2004). Dessa forma, a representação da CLA pode ser um fator decisivo para diferentes aplicações, como melhorias em técnicas agrícolas, previsão numérica de tempo, controle e monitoramento da qualidade do ar, além da modelagem de tempo e climática (Baklanov et al., 2010).

Os processos diurnos de troca radiativa influenciam diretamente nos fenômenos determinantes das características da CLA. O ciclo solar diurno é o principal fator determinante na sua evolução, dando a possibilidade de classificá-la em Camada Limite Convectiva (CLC), durante o dia, e Camada Limite Noturna (CLN), à noite. A CLN, como o próprio nome já diz, forma-se durante o período noturno e normalmente é indicada pela estabilidade típica de suas subcamadas. Além disso, a camada limite superficial sofre o resfriamento noturno, quando ocorrem noites de céu claro, ou em noites com nebulosidade, quando esse resfriamento é menor, levando a formação de uma camada de inversão térmica superficial e da camada limite estável, onde a turbulência é

gerada mecanicamente pelo cisalhamento vertical do vento. A CLC, também conhecida como Camada de Mistura (CM), se aquece diretamente em resposta ao aquecimento diurno da superfície, porém com um pequeno intervalo de tempo de retardo. Nesse caso, a difusão do calor ocorre pelo efeito difusivo da turbulência de origem térmica, a convecção (Wallace e Hobbs, 2006). É durante este período em que os fluxos de calor, umidade e *momentum* são misturados pela turbulência. A composição destes fluxos influencia diretamente na dispersão de poluentes, altera a espessura da CLA, impacta na formação de nuvens, na segurança de voos, geração de energia eólica, dentre outros.

Todavia, a sua variação diurna não é uma resposta direta à radiação solar, ou seja, esta variação é uma resposta ao forçamento por processos de transporte (turbulência e condução) provocados pelo excesso de energia. Cada uma destas camadas possui um conjunto de características que é o resultado da interação dos fluxos turbulentos superficiais. Esta dinâmica implica no desenvolvimento de estruturas que podem ser parametrizadas por escalas turbulentas típicas e, desta forma, são definidas em termos de parâmetros físicos que descrevem a estrutura da CLA (Corrêa, 1997).

Como a atmosfera é um sistema complexo e, como tal, não existe nenhuma barreira que impeça que um determinado sistema de uma determinada escala interaja com outros sistemas de outras escalas. Os fenômenos mais importantes da atmosfera ocorrem em diferentes escalas espaço-temporais, desde a escala sinótica a flutuações de microescala (Gutiérrez et al., 2004).

A representação, mais realística como for possível, da superfície e dos processos físicos que ocorrem na atmosfera é fator determinante para a previsão de tempo e simulações climáticas. Um dos mais importantes processos para previsões de tempo e clima que precisam ser parametrizados em modelos numéricos são as misturas verticais e a formação, manutenção e dissipação de nuvens.

A reduzida malha de dados observacionais presente no Brasil abre espaço para a expansão de modelos numéricos micrometeorológicos, que, após passar por rigorosos critérios para realizar as simulações do maior número de movimentos turbulentos possíveis, acabam sendo ferramentas capazes de descrever a turbulência, com as estimativas confiáveis de parâmetros característicos (forçantes térmicas e dinâmicas) e dispersão de constituintes (gases e material particulado) (Neves, 2015).

O recente avanço computacional permite diversas implementações na modelagem numérica. Uma das áreas favorecidas para isso é a micrometeorologia, porém, a aplicação de modelos nesta escala é complexa. Holtslag e Steeneveld (2011) afirmam que a

aplicação de modelos verticais unidimensionais permite identificar as limitações gerais de parametrizações através de testes de sensibilidade.

Mudanças no uso da terra resultante de ações antrópicas, como a urbanização, que tem como efeito a substituição de superfícies naturais por edificações, tem aumentado a impermeabilização dos solos e a reflexão de calor para a atmosfera e alterado a troca de água e energia entre a superfície e a atmosfera, podendo afetar tanto negativamente quanto positivamente o clima local, dependendo das condições iniciais e finais da área de estudo (Silva et al., 2015; Sousa e Ferreira, 2015). Esse pode ser um fator crucial nas interações da CLA e da superfície, principalmente durante o período noturno, visto que a modificação antrópica do solo em grandes centros urbanos, pode gerar o aumento da temperatura da superfície ou do ar sobre uma área urbana em relação às áreas rurais ou suburbanas vizinhas, conseqüentemente, gerando impactos no balanço de energia à superfície, estabelecendo o que é denominado Ilha de Calor Urbana (ICU) e também devido a seu papel na regulação da perda de calor por radiação de onda longa (Memon et al., 2009).

Adotando-se essas informações como premissa para a caracterização da CLA, a hipótese básica estabelecida para esta pesquisa é que o desenvolvimento de uma Ilha de Calor Urbana (ICU) sobre a cidade de Fortaleza altera as características básicas da CLA, no que diz respeito ao grau de estabilidade atmosférica dentro da camada. Além disso, resta saber se a CLA observada sobre a região de estudo possui características únicas quando comparadas com as CLA de outras localidades.

Assim, a primeira parte da atual pesquisa busca utilizar a extensão de estudos voltados à caracterização da CLA como embasamento para o estudo desta em uma restrita área costeira do Nordeste do Brasil (NEB), levando em consideração o estudo da interação na interface oceano-continente, bem como os efeitos antrópicos sobre a cobertura e uso do solo no que diz respeito à evolução do espaço urbano.

Com o intuito de se compreender o comportamento e caracterizar a CLA em uma área localizada no litoral do Estado do Ceará, o atual estudo foi desenvolvido e nesta parte foram comparadas duas localidades, sendo uma cidade litorânea e outra no interior do estado a fim de identificar o possível efeito da continentalidade no desenvolvimento da CLA. Procura-se também associar a influência do crescimento urbano destas localidades, e a conseqüente formação de ilhas de calor, sobre o desenvolvimento desta camada. Além disso, busca-se entender os efeitos que circulações de escala superior podem ter dentro da camada.

Admitindo a relevância do estudo do processo resultado da interação entre CLA, ICU e brisa, a partir de agora chamado de Sistema CIB, a hipótese básica assumida para a segunda parte desta pesquisa é de que estes três sistemas previamente conhecidos e anteriormente caracterizados na cidade de Fortaleza interagem entre si de forma a mudar suas propriedades básicas.

Dessa forma, buscar-se-á aprofundar o conhecimento adquirido a partir das conclusões previamente alcançadas, no que diz respeito aos efeitos consequentes da presença de uma ICU em Fortaleza, para definir o papel desta circulação como implicador de crescimento ou supressão no microclima local no que tange as circulações de brisa, que comumente ocorrem em áreas costeiras.

Para tanto, um estudo de caso é desenvolvido com o intuito de se assimilar este comportamento. Para isso, um dia que apresente um valor considerável de ΔICU é escolhido, com posterior análise de dados de vento e identificação de brisa, para entender os efeitos anteriormente supostos.

Para análise do acoplamento entre brisa e ICU, parte-se da ideia de que é fato que a brisa ocorre na região, visto que se trata de uma área costeira, e investiga-se a possibilidade desta ser influenciada pela ICU, como consequência do crescimento urbano.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo geral

A primeira parte da atual pesquisa tem como objetivo correlacionar o desenvolvimento da CLA com a influência de sistemas de microescala resultantes da alteração antrópica da Cobertura e Uso da Terra (CUT) avaliando a resposta da CLA às modificações antrópicas quanto ao grau de urbanização da superfície em localidades do Estado do Ceará. Ademais, buscar-se-á testar possíveis modificações nesta camada causadas pelo efeito de circulações termicamente induzidas nas últimas décadas.

A segunda parte tem como objetivo inferir a recíproca correlação dentro da formação do *Sistema CIB*, de modo a identificar como cada um destes fenômenos podem se influenciar mutuamente. Para tanto, buscar-se-á entender como a presença ou possível mitigação da ICU podem acrescer ou restringir os efeitos dos demais.

2.2. Objetivos específicos

Mediante a análise dos dados e baseado no objetivo geral proposto, espera-se:

- Verificar a relação entre a CUT e o grau de estabilidade atmosférica dentro da CLA;
- Quantificar a influência da formação de uma ICU nas características dinâmicas da CLA;
- Investigar a formação da ICU como uma resposta da geometria urbana;
- Diagnosticar como o crescimento urbano tem dominado as características físicas da atmosfera próxima à superfície até hoje e inferir como isso ainda pode acontecer nos próximos anos;
- Quantificar a supressão ou crescimento consequentes da presença da ICU nas formações de brisa marítima e/ou brisa terrestre;
- Identificar estratégias de mitigação da ICU a fim de reprimir as consequências observadas no cotidiano da população.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. A Camada Limite Atmosférica

O estudo dos fenômenos de pequena escala é voltado, principalmente, para a observação da CLA. Fisch et al. (2004) afirmam que é nesta camada em que os efeitos da superfície adjacente são sentidos diretamente em escalas de espaço e tempo menores, com o transporte vertical de energia, *momentum* e propriedades escalares, como umidade e poluentes, que, por sua vez, agem modificando a dinâmica e a termodinâmica das circulações de grande escala por alterações na superfície e, de modo inverso, nos fluxos turbulentos de superfície. A influência da superfície sobre a CLA é foco de estudos na área da Micrometeorologia. Os efeitos antrópicos também são diretamente sentidos nessa camada. Atividades agrícolas, desmatamento, urbanização e emissão antrópica de gases de efeito estufa geram efeitos no clima local, regional e até global.

O ciclo solar diurno controla a evolução das propriedades físicas da CLA, especialmente quando as condições de escala sinótica não influenciam de forma predominante, através de processos de pequena escala produzindo turbulência nos níveis mais baixos da atmosfera. Alguns desses processos não são tão claramente entendidos, principalmente, quando se leva em consideração a CLA. Os estudos de Angevine (2008) mostram que isso pode ser observado em localidades bem diferentes: sobre o continente e ao longo da região costeira, abaixo da base das nuvens. Apesar dessa diversidade, a turbulência atmosférica é comum a todas.

Como já mencionado anteriormente, a CLA formada ao longo das regiões costeiras se comporta de forma diferente quando comparada à CLA formada no interior do continente. Isto ocorre devido às variações diárias no diferencial térmico entre o oceano e a terra, o que pode alterar significativamente a circulação local (Salvador et al., 2016). Para entender o ciclo de evolução da CLA, é possível associar-se com o ciclo diurno de aquecimento da superfície. Em áreas continentais, a CLA desenvolve um forte ciclo diurno, uma vez que ela liga a superfície aquecida à atmosfera durante o dia e se dissocia à noite. A partir do nascer do sol, a atmosfera é aquecida pelo fluxo turbulento de calor do solo e a camada de inversão formada durante a noite é substituída por uma nova camada que é muito turbulenta e bem misturada, sendo esta camada conhecida como a Camada Limite Convectiva (CLC) ou Camada de Mistura (CM). Rapidamente antes do pôr-do-sol, a Camada Limite Estável (CLE), ou Camada Limite Noturna (CLN) se desenvolve próximo ao solo. Esta camada estável tem a característica de uma superfície de inversão e possui apenas algumas centenas de metros de profundidade. Acima desta

camada, a camada de mistura do dia é agora muito menos turbulenta e passa a ser chamada de Camada Residual (CR), sendo sobreposta por uma camada de inversão (*capping*) – o limite superior da camada limite atmosférica (Seibert et al., 2000; Betts, 2003; Foken, 2008).

A transição da CLC para a CLN é induzida pelo resfriamento radiativo no solo, chamada de transição da tarde (Nadeau et al., 2011). Assim como a transição durante a manhã, alguns momentos são considerados indicadores da mudança de uma situação para outra: o pôr do sol, a inversão do fluxo de calor da superfície, e o aparecimento de uma camada limite estável (Lapworth, 2015). Durante a tarde, a energia solar recebida na superfície da Terra começa a diminuir, a turbulência enfraquece e a transição da tarde se inicia, com o fim dessa transição acontecendo quando o fluxo de calor se torna negativo. Lothon et al. (2014) definem que a transição da tarde é o período entre o fluxo de calor sensível à superfície nulo e o estabelecimento da CLE.

Os resultados disponíveis na literatura apontam para a forte sensibilidade da CLA ao meio em que está inserida, tanto no tempo quanto no espaço. No tempo, a CLA se modifica durante todo o dia, apresentando um ciclo diurno bem definido; além de apresentar diferenças sazonais consideráveis, com uma excitabilidade clara durante as estações do ano. No espaço, a CLA se mostra vulnerável às condições da superfície e à configuração da atmosfera, ou seja, os diferentes tipos de cobertura do solo e a presença de sistemas atmosféricos de escala superior influenciam as características dessa camada (Seidel et al., 2010).

Fisch et al. (2004) concluíram que a CLA também pode ser caracterizada pelos processos de geração de turbulência mecânica, produzida pelo cisalhamento do vento, e turbulência térmica, produzida pelo empuxo. Esses processos são controlados pelo nível de interação da superfície e do entranhamento com a atmosfera livre acima. Ao mesmo tempo que essa interação é observada, a CLA deve também modificar os fluxos de superfície através da influência da temperatura e umidade do ambiente, resultado da partição de energia da superfície. Os autores ainda afirmam que para uma área de estudo desmatada, a CLA apresenta forte sazonalidade, com maiores profundidades durante a estação seca que durante a estação chuvosa. As condições de umidade do solo determinam o particionamento da energia na superfície e, conseqüentemente, o fluxo de calor sensível. Durante a estação seca, o uso e a cobertura do solo podem determinar a estrutura da CLC.

Holton et al. (2002) definiram as principais características dessa camada como:

- Manter a "ligação" entre a superfície e a atmosfera, influenciando a transferência de calor e umidade entre elas;
- Desempenhar um papel central na determinação da ocorrência de nuvens baixas e os consequentes efeitos sobre os limites de radiação;
- Reter aerossóis e poluentes.

A CLA responde às forçantes da superfície, com uma escala de tempo de aproximadamente 1 hora ou menos e apresenta, também, uma escala de altura da ordem de aproximadamente 1 a 2 km. Estas forçantes incluem o arrasto friccional, a evaporação e transpiração, a transferência de calor, a emissão de poluentes e a modificação do escoamento induzido pela superfície (Stull, 1988).

Tanto sobre superfícies continentais quanto sobre o oceano, a CLA tende a ser mais espessa sobre regiões de baixa pressão e mais estreita sobre regiões de alta pressão. O movimento de subsidência e a divergência horizontal em baixos níveis associados a regiões de alta pressão fazem com que o ar se movimente para fora da região de alta pressão e o topo da CLA desça. Essas profundidades mais baixas da CLA são, frequentemente, associadas com regiões livres de nuvens (Stull, 1988). Já em áreas de baixa pressão, os movimentos ascendentes transportam o ar para as partes mais superiores da troposfera, fazendo com que o topo da CLA suba.

Sobre superfícies continentais, a CLA apresenta uma estrutura bem definida quando se trata da evolução de seu ciclo diurno. O estudo da CLA pode ser dividido na consideração deste, com a divisão do ciclo que acontece durante o dia, definindo assim a Camada Limite Convectiva (CLC), e do que acontece durante a noite, definindo assim a Camada Limite Estável (CLE).

Uma variável importante a ser considerada na CLA é a altura do seu topo. Tal consideração leva a um grande interesse na determinação dessa característica (Granados-Muñoz et al., 2012), pois é conveniente para a comunidade científica o entendimento da influência desta na vida da população. Além disso, também existe um considerável número de estudos que enfatizam a observação da CLA voltada à comparação na interface oceano-contidente (Kallistratov et al., 2013).

Sob condições de bom tempo, a altura da CLA é de, geralmente, 1600 m sobre áreas continentais. Já sobre a superfície oceânica, essa altura cai pela metade, alcançando uma média de 800 m (Arya, 1988). Além disso, sobre o oceano, a profundidade da CLA experimenta uma variação relativamente mais lenta no espaço e no tempo. Isso acontece porque a temperatura da superfície do mar apresenta pequena variação diurna, devido,

principalmente, à elevada capacidade calorífica da água, aumentando assim a quantidade de calor proveniente do Sol que é absorvida pela superfície oceânica. Importantes diferenças entre as CLA continental e oceânica surgem devido à termodinâmica e dinâmica desenvolvida para cada uma destas superfícies.

A CLA litorânea e a CLA oceânica foram investigadas por Reuter et al. (2004) no litoral norte do Maranhão, com o cálculo da estrutura termodinâmica média da atmosfera. Os autores concluíram que na CLA litorânea, os processos de crescimento e decaimento da CLC são mais intensos, devido ao fato desta superfície responder mais rapidamente ao ciclo diário da radiação solar e também pelo fato de que a turbulência cessa mais rapidamente sobre o continente e, conseqüentemente, surge uma camada residual bem característica. Por muitas vezes, a estrutura da CLA, como no caso da formada sobre o Centro de Lançamentos de Foguetes de Alcântara (CLFA), assemelha-se mais à CLA litorânea do que à continental pura, devido à pouca distância da costa. Valores da altura do topo observados em regiões continentais da CLC são bem superiores aos valores da CLC litorânea (Reuter et al., 2004; Fisch et al., 2004).

3.2. Alterações antrópicas da CUT e ICU

Um fator influente nas características e evolução da CLA é a alta gama de variedade dos tipos de cobertura e uso da terra (CUT). O mapeamento da CUT em escala regional é essencial para várias aplicações incluindo gestão de recursos hídricos e atividades agrícolas.

Ainda levando em consideração os diversos tipos de CUT, também é possível referir que, como mencionado anteriormente, enquanto a altura da CLC continental ocorre entre 1 e 2 km, aproximadamente, a altura característica da CLA marítima situa-se em torno de 500 m. Um dos resultados encontrados por Reuter et al. (2004) mostra que a altura da CLC é sistematicamente maior na região litorânea em relação ao oceano, sendo a altura máxima entre 650 e 580 m no continente e de 600 e 480 m no oceano. Também na CLA litorânea é nítido o forte cisalhamento do vento, que provavelmente contribui para uma maior turbulência na CLA, associada à maior rugosidade aerodinâmica superficial. Por outro lado, Fisch (1995) e Silva Dias e Regnier (1996) afirmam que a CLC geralmente desenvolve-se mais sobre uma região de pastagem (seca e quente) que sobre uma região florestada (úmida e fria).

A intensidade da ICU depende de múltiplos fatores, entre eles densidade das construções, orientação de edifícios, comportamento térmico dos materiais utilizados e

disponibilidade e configuração de espaços abertos e áreas verdes (Aleksandrowicz et al. 2017).

Segundo Acero et al. (2012), os principais motivos para a perturbação das características da atmosfera urbana são a impermeabilização das superfícies naturais devido à introdução de materiais artificiais; a presença de novos obstáculos interagindo com o fluxo de ar; e emissões de partículas poluentes. Os dois mais significativos fenômenos associados ao clima urbano são uma alteração nos ventos locais e turbulência e um aumento na temperatura (Shashua-Bar et al., 2010; Ting, 2012).

Compreender o comportamento da CLA é um importante pré-requisito para entender como mudanças na superfície terrestre se traduzirão em mudanças na dinâmica e termodinâmica da circulação em grande escala e, por outro lado, como mudanças na circulação atmosférica modificarão a superfície e os fluxos de superfície.

Os estudos de Bradley (1986) tentam compreender, utilizando observações de campo, os efeitos das mudanças na superfície sobre as propriedades dos fluxos locais de diferentes tipos de superfície, que podem diferir significativamente. As mudanças na cobertura vegetal geram impactos no balanço de energia que, por sua vez, interage e modifica a CLA. As diferenças existentes na rugosidade do terreno e no tipo de superfície contribuem diretamente na maneira como a CLA influencia este transporte de energia, que são realizados através da turbulência existente na camada, havendo uma maior ou menor eficiência neste processo, dependendo das características desta turbulência (Arya, 1988; Stull, 1988).

Das consequências resultantes do uso, muitas vezes desordenado, do solo, a Ilha de Calor Urbana (ICU) é a mais amplamente estudada. De acordo com Coltri (2007), ilha de calor é um termo usado para as áreas que desenvolvem anomalias na temperatura de superfície e na temperatura do ar, quando comparados a locais dentro da própria cidade ou de sua vizinhança rural. A intensidade da ICU é definida como a diferença da temperatura do ar entre estações urbanas e rurais e a relação entre urbanização e o surgimento de ilhas de calor é apontada na literatura como consequência natural do processo de crescimento urbano (Barlow et al., 2015; Krüger e Rossi, 2015).

Lemos (2011) afirma que, comprovadamente, existe uma relação direta entre o grau de urbanização e o incremento da temperatura local. Além disso, diversos fatores agem de modo a interferir no estabelecimento da ICU. Por exemplo, o aumento da velocidade do vento ou da nebulosidade fazem com que haja um decréscimo na intensidade da

ICU. Ademais, essa intensidade tende a ser maior no período noturno e sazonalmente mais forte no verão ou nos períodos mais quentes do ano.

Normalmente, pela manhã, a diferença de temperatura entre áreas urbanas e rurais é menor. Essa diferença aumenta ao longo do dia conforme as superfícies urbanas absorvem radiação solar e a reemitem em forma de ondas longas aquecendo o ar urbano. A intensidade da ICU é geralmente mais elevada à noite, uma vez que as superfícies urbanas continuam a liberar calor e diminuem o arrefecimento durante o período noturno (Ting, 2012).

É durante o período noturno que ocorrem as maiores diferenças de temperatura entre regiões urbanas e rurais. Devido ao processo de retenção de energia, em zonas urbanas com solo sem vegetação, a incidência de raios solares na superfície é direta, ao contrário das zonas rurais, que possuem solo vegetado, onde a energia retida realiza processos de evaporação e evapotranspiração (Santos et al., 2013). As ICU tendem a se formar em áreas com maior índice de perda na cobertura vegetal, e os pontos dentro dessa área com maior aglomeração urbana tendem a registrar os maiores níveis de temperatura.

A interferência humana no funcionamento dos sistemas naturais pode ser observada através de uma série de processos, e dentre os mais notórios está a remoção da cobertura vegetal para a construção de infraestruturas urbanas. Em Oke (1987), afirma-se que a retirada da vegetação altera significativamente as propriedades da superfície e modifica os balanços de massa e energia, o que muitas vezes resulta em variações no balanço hídrico local, pois o papel de interceptação do dossel é perdido, a evapotranspiração é reduzida e o escoamento superficial é potencializado.

Os primeiros estudos brasileiros com objetivos voltados às questões ambientais urbanas, com atenção à manutenção da qualidade de vida da população, focaram em grandes cidades, como São Paulo (Lombardo, 1985) e Rio de Janeiro (Brandão, 1996). Estudos recentes diagnosticaram modificações fortes e prejudiciais na atmosfera de cidades médias e pequenas (Amorim, 2010; Amorim e Dubreuil, 2017). Pesquisas realizadas em cidades com menos de 30 mil habitantes (Teixeira e Amorim, 2016; Porangaba e Amorim, 2017) diagnosticaram diferenças significativas de temperatura, configurando a formação de ICU de magnitude moderada (entre 2 °C e 4 °C) e forte (entre 4 °C e 6 °C) (Fernández García, 1996).

A diferença de temperatura entre a cidade e seus arredores causa diferenças ambientais entre as áreas urbanas (temperaturas mais altas) e rurais (temperaturas mais baixas). Essas diferenças formam correntes de ar sobre as partes mais quentes da cidade,

que movem a periferia urbana para as áreas mais quentes, conduzindo poluentes atmosféricos gerados na periferia para o centro urbano. Esses poluentes se juntarão aos que já estão no centro urbano, intensificando o problema da degradação ambiental nas cidades. Ou seja, as condições naturais já adversas da região semiárida são aprimoradas pelos elementos estruturais urbanos que contribuem mais acentuadamente para piorar a qualidade de vida nestas localidades, com maior desconforto térmico para a população (Bezerra, 2009).

Vários são os fatores que contribuem para a formação de ilhas de calor, incluindo absorção diurna e armazenamento de calor, propriedades térmicas e caloríficas e emissões noturnas de materiais de construção, emissões antropogênicas (tráfego de veículos e pedestres), evapotranspiração reduzida causada pela substituição da cobertura natural da superfície por asfalto e concreto, canalização e cobertura de rios e córregos e redução da perda de calor devido a edifícios mais altos que diminuem a velocidade do vento e bloqueiam a radiação (Erell e Williamson, 2007; Rizwan et al., 2008).

3.3. A CLA e a relação interescalar

Além da dependência da interação com os diversos tipos de superfícies, o desenvolvimento e as distintas características de qualquer subcamada da CLA são influenciados por fenômenos atmosféricos de grande e mesoescala e quando se leva em consideração esta última, o acoplamento com a micrometeorologia dá exatamente a possibilidade do estudo da Camada Limite Urbana (CLU) e ICU, além das caracterizações de circulações termicamente induzidas, como brisas e ventos de vale-montanha. Compreender o comportamento da CLA é um importante pré-requisito para entender como mudanças na superfície terrestre se traduzirão em mudanças na dinâmica e termodinâmica da circulação em grande escala e, por outro lado, como mudanças na circulação atmosférica modificarão a superfície e seus fluxos.

O acoplamento da escala convectiva com circulações em escala de espaço e tempo maiores é um conhecimento prévio necessário para o desenvolvimento da modelagem da CLA. Na escala menor que poucas centenas de quilômetros, as circulações do tipo brisa desempenham um papel fundamental no estabelecimento dos efeitos de superfícies heterogêneas no desenvolvimento da convecção dentro da camada limite.

A circulação de brisa marítima é uma circulação termicamente induzida de mesoescala impulsionada pelas propriedades de recepção e armazenamento de energia térmica entre terra e mar. É causada pelo gradiente de pressão gerado entre estes diferentes tipos de superfície, originado pelo aquecimento desigual desses dois ambientes

como resultado de diferentes capacidades caloríficas. Esta diferença de temperatura gera um gradiente de pressão horizontal local que empurra ventos de zonas de alta pressão para zonas de baixa pressão, criando uma brisa marítima em direção à terra durante o dia e uma circulação de retorno, chamada de brisa terrestre, em direção ao mar durante a noite (Simpson, 1995).

Assim como o efeito da superfície é sentido na CLA, os efeitos de sistemas de mesoescala e escala sinótica também são sentidos nessa camada. Reconhece-se que um dos sistemas que tem efeito observado na CLA são os Jatos de Baixos Níveis (JBN), que desempenham um papel crucial no transporte de umidade e desenvolvimento de tempestades associadas (Frisch et al., 1992). Ribeiro et al. (2011) usaram um modelo totalmente acoplado para estudar a influência das brisas marítimas no movimento ascendente ao longo da costa sudeste do Brasil e encontraram que um jato de baixos níveis só é produzido quando a topografia é considerada.

A maioria das mudanças na profundidade da CLA sobre os oceanos é causada por circulações de escala sinótica, processos de mesoescala de movimento vertical e advecção de diferentes massas de ar sobre a superfície do mar. Por exemplo, uma massa de ar com temperatura diferente daquela do oceano vai sofrer uma considerável modificação para que a sua temperatura se equilibre com a TSM da superfície oceânica adjacente. Uma vez que esse equilíbrio seja alcançado, a profundidade da CLA resultante pode variar de apenas 10%, a uma distância horizontal de 1000 km. Exceções a essa variação suave podem ocorrer perto das fronteiras entre duas correntes oceânicas com diferentes temperaturas (Stage e Weller, 1986).

Dentre as várias situações da camada limite que envolvem diferenças de superfície, uma situação particularmente importante é a transição entre o continente e o oceano. Esta situação é constituída pela circulação de brisa local ou por forçantes de escala superior, como a advecção de massas de ar (Durand et al., 1989).

Diversos autores têm associado o desenvolvimento da CLN e a altura do seu topo com a formação de Jatos de Baixos Níveis Noturnos – JBNN. Santana et al. (2015) sugerem que os JBNs com velocidades suficientemente altas, dependendo da altura em que ocorrem, podem aumentar a turbulência e introduzir fraca estabilidade atmosférica à superfície. Em casos bastante específicos de JBNs, pode estar presente uma camada limite invertida na área de estudo, em que a maior fonte de turbulência não está na interação do escoamento com a superfície, e sim gerada pelo próprio jato. A definição desse tipo de sistema varia de estudo para estudo e depende, principalmente, do tipo de aplicação

utilizada. Banta (2008) define JBNN como sendo um máximo de vento na baixa troposfera, entre 1000 e 1500 m. Em estudos de advecção de quantidades escalares (vapor de água, poluentes, etc.), Andreas et al. (2000) definem que o JBNN é o mais forte e mais profundo máximo de velocidade do vento, que pode ocorrer entre 400 e 1000 m.

Já quando se leva em consideração os processos físicos climáticos que ocorrem em uma escala superior, estes resultam em modificações sucessivas no comportamento da atmosfera até as escalas inferiores. Por outro lado, os processos físicos e climáticos que ocorrem nas escalas inferiores resultam em uma limitada repercussão nas escalas superiores (Ribeiro, 1993). Na escala sinótica ocorre a interação entre a radiação solar, a curvatura da Terra e os seus movimentos: rotação e translação. Na mesoescala ocorre a interação entre a energia disponível e as feições do meio terrestre, enquanto na microescala inferior ocorre a interação entre os sistemas ambientais e as modificações dos fluxos de energia.

Em estudos observacionais e simulações numéricas, Corrêa (2005) utilizou o modelo atmosférico MM5 (*Model Mesoscale Five*) para estudar a estrutura e caracterizar o transporte realizado pelos JBN e observou que os fluxos e os JBN são responsáveis por parte do aumento de vapor de água em baixos níveis na atmosfera, desempenhando importante papel na circulação geral, na geração e manutenção dos processos de convecção em latitudes médias e próximas dos trópicos. A observação dos perfis verticais do vento através de radiossondagens, realizadas no Sul e Sudeste do Brasil, possibilita afirmar que esses jatos apresentam uma tendência de estarem ligados a eventos convectivos noturnos e na geração de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM).

O desenvolvimento da Camada de Mistura (CM) e da Zona de Entranhamento (ZE), relacionado ao acoplamento entre os processos existentes na CLA e os tipos de cobertura de nuvem apresenta contrastes semelhantes às condições encontradas sobre os oceanos tropicais. Esses processos são altamente dependentes do regime de vento predominante, onde os fluxos de leste ou oeste são persistentes na baixa troposfera e estão relacionados à produção de regimes convectivos, com distintos padrões diurnos da CLA (Rickenback et al., 2002).

4. REVISÃO DE LITERATURA

4.1. A CLA pelo mundo

A CLA é objeto de estudo e interesse da comunidade científica devido ao seu alto grau de influência nas características e especificidades da vida na superfície. Por ser um sistema dinâmico, apresenta características bem distintas quando se considera as escalas temporal e espacial. Por isso, diversos autores se utilizam de dados e informações obtidos pelo estudo da CLA para descrever sua influência na vida cotidiana em diversas localidades do globo e, por outro lado, como a sociedade e suas particularidades podem influenciar nas propriedades físicas e dinâmicas dentro da CLA.

As características da altura da CLA e sua relação com a concentração de massa de materiais particulados na China central foram foco dos estudos de Du et al. (2013). Os métodos utilizados pelos autores caracterizaram a CLA levando em consideração as variações anuais, sazonais e diurnas, usando dados meteorológicos de superfície, como precipitação, temperatura, direção e velocidade do vento, além de radiossondagens. Três métodos distintos foram utilizados para a determinação dessa altura, se baseando na análise da estabilidade atmosférica através do perfil vertical da temperatura potencial; com base em observações meteorológicas de rotina à superfície; e calculando os valores máximos e mínimos da altura da CLA com base nos perfis de radiossondagem. A altura máxima diária do topo da camada limite ocorreu entre 11:00 e 16:00 horário local de Pequim, e a altura máxima sazonal do topo da CLA ocorreu durante a primavera, devido à velocidade do vento máximo anual nesta estação.

Os resultados da investigação da interação dos efeitos da topografia e da geometria da linha costeira na circulação ascendente na costa Sudeste do Brasil, e o estudo de inversões térmicas na baixa troposfera e a formação dos jatos de baixos níveis (JBN), bem como as influências das brisas marítimas na circulação atmosférica tem sido foco de estudos sobre a região de Cabo Frio – RJ, como por exemplo Ribeiro et al. (2016), embora sem levar em consideração estes efeitos do ponto de vista da CLA. Segundo os autores, a variação da linha costeira é a causa da ocorrência da intensa circulação ascendente em Cabo Frio.

A fim de determinar o crescimento da CLA para estações chuvosa e seca na Amazônia, Carneiro et al. (2016) utilizaram medidas realizadas por um instrumento de sensoriamento remoto (ceilômetro) instalado na região da floresta. Este tipo de instrumento registra a intensidade do retroespalhamento óptico no infravermelho próximo, por meio da emissão de um pulso de luz na vertical, obtendo uma estimativa da

base das nuvens, que corresponde, aproximadamente, a altura da CLA. Seus resultados apontam que, na época seca, a CLA mostra-se melhor estabelecida na fase convectiva, atingindo uma maior profundidade máxima em relação à estação chuvosa. Além disso, para o período chuvoso, devido à formação de nebulosidade, o ciclo diário da CLA não é muito claro.

Lima e Wilson (2008) investigaram os tipos de disparos que influenciaram o desenvolvimento de tempestades convectivas durante a estação chuvosa na região sudoeste da Amazônia. Os resultados obtidos revelaram que grande parte destas tempestades foram geradas pela formação das piscinas frias associadas com frentes de rajada quase circulares. Os mecanismos de disparo da convecção profunda variaram, sendo considerados como tal, o levantamento forçado por frentes de rajadas, levantamento de ar sobre a topografia via frente de rajada e levantamento forçado somente pela interação do escoamento médio com a topografia, tendo o ciclo diurno da convecção forte relação com o aquecimento diurno da superfície.

Durante a investigação das características físicas da CLA formada na península indiana, Renju et al. (2017) encontraram os maiores valores da altura desta camada durante o período de pré-moção (1300 m), depois durante o período de pós-moção (1100 m) e por fim, durante o inverno (900 m), indicando o claro efeito destes fenômenos sob a CLA.

Federico et al. (2000), ao tentar estudar a importância relativa dos contrastes térmicos entre terra-mar e vale-montanha na determinação do desenvolvimento de circulações termicamente induzidas sobre a península montanhosa da Calábria, no sul da Itália, mostraram que a energia potencial disponível de mesoescala, liberada pela brisa marítima, aumenta com o aumento da profundidade da CLC. Contudo, a energia potencial da brisa marítima diminui com o aumento de altitude, visto que a presença de uma montanha age como um obstáculo à sua penetração continente adentro. Já a energia potencial liberada pelo ar aquecido sobre a montanha aumenta com a profundidade da CLC e com a sua altura. Com uma península montanhosa cercada pelo mar, a energia potencial total é a soma da energia potencial da brisa marítima com a energia potencial da brisa de vale.

4.2. Métodos de obtenção das características físicas da CLA

A determinação da altura da CLA é de importância científica para o estudo de diversos processos como formação de nuvens e atividade convectiva, dispersão de aerossóis e poluentes. É um dos parâmetros cruciais dessa camada, por determinar primeiramente o

volume de massa de ar disponível para a dispersão de poluentes e suas trocas com a atmosfera livre, e é um importante parâmetro nos modelos numéricos de previsão do tempo (Renju et al., 2017). Vários métodos têm sido aplicados à estimativa da altura e estrutura da CLA e sua variabilidade a partir de sinais de retroespalhamento do *Light Detection And Ranging* (LIDAR) na camada limite (Sicard et al., 2006).

Essa altura correspondente à base de uma inversão térmica elevada ou camada estável, ou como sendo a altura onde ocorre uma redução significativa na umidade do ar, frequentemente acompanhada pelo aumento do cisalhamento do vento. Uma abordagem conveniente, confiável e amplamente utilizada para a determinação da altura e estrutura da camada limite, tanto durante o dia quanto à noite, é a identificação dos valores da temperatura potencial medidos por radiossondas (Behrendt et al., 2011). Especificamente, a temperatura potencial tende a se manter praticamente constante com a altura dentro da camada de mistura. A camada estável na parte superior da camada de mistura turbulenta impede que os turbilhões se espalhem para níveis superiores. Camadas fortemente estáveis caracterizadas pelo aumento dos valores de temperatura com a altura podem inibir o desenvolvimento da convecção profunda.

Seidel et al. (2010) calcularam a altura da CLA através de sete métodos, usando a temperatura potencial, temperatura potencial virtual, umidade relativa, temperatura, umidade específica, e perfis de refratividade para um período de dados de 10 anos em diversas localidades do globo. Ao comparar diretamente seis destes métodos, os autores encontraram que eles geralmente produzem estimativas da altura da CLA que diferem por várias centenas de metros. Os métodos que utilizam a umidade relativa e os gradientes de temperatura potencial mostraram as maiores consistências na caracterização da camada limite. Mostraram que inversões térmicas próximas à superfície resultam em um tipo distinto de CLA, que é mais comum durante a noite e pela manhã, do que durante o meio-dia e à tarde, além de ser mais comum nas regiões polares que nos trópicos, e no inverno do que outras estações.

Groß et al. (2011) apresentaram medições, a partir de dados do LIDAR do Instituto Meteorológico da Universidade Ludwig-Maximilians, em Munique, Alemanha, de propriedades óticas de aerossóis na CLA. Os resultados encontrados mostraram que o transporte de partículas sólidas na CLA é consideravelmente intenso, visto que, durante a primeira fase do experimento, a CLA foi dominada por partículas de poeira saariana hidrofóbicas.

Santos e Fisch (2007) compararam quatro métodos de estimativa da CLC utilizando dados de SODAR e radiossondas: a) Método das Parcelas; b) Método do Número de Richardson; c) Método dos Perfis; d) Método de medição direta através do SODAR. Em seus resultados, os autores concluíram que o Método das Parcelas superestima as alturas encontradas em todos os outros métodos. As alturas obtidas pelo SODAR foram as que obtiveram os menores valores de correlação quando comparadas com os outros métodos, que ocorre possivelmente devido ao alcance médio do SODAR, que é de 1500 m, e a partir desta altura é feita uma medição da altura do tipo da CLC. Os métodos do Número de Richardson e o dos perfis, quando comparados entre si, obtiveram as melhores correlações, com pequenas diferenças nas alturas encontradas.

Renju et al. (2017) utilizaram observações de um radiômetro de microondas e perfis de umidade para investigar a evolução diurna da altura da CLA na península indiana. Seus resultados mostraram que a variação da média diurna sazonal da altura da CLA mostra um aumento sistemático entre 09:00 e 13:00 HL e uma redução depois de 15:00 HL, variação essa que é observada em todas as estações.

O aprimoramento dos modelos atmosféricos de previsão numérica de tempo e clima é possível através de estudos com informações observacionais, desenvolvimento de modelos conceituais e experimentos numéricos.

A preocupação com o desenvolvimento dos fluxos turbulentos dirigidos pela mudança das condições de superfície foi objeto de estudo de Avelino (2000). O modelo utilizado, que descrevia as propriedades da CLA, utilizava representações do perfil de velocidade de modo que uma solução analítica local foi utilizada como uma condição limite para a solução externa. Por essa razão, esta solução levou em consideração as modificações locais impostas ao fluxo, tais como as provocadas pelas mudanças na rugosidade da superfície. Os fluxos turbulentos de superfície de calor sensível e calor latente desempenham um papel importante no transporte vertical de energia e vapor de água na CLA. A medição dos fluxos médios por área em escala regional é necessária para um melhor entendimento dos processos hidrológicos e meteorológicos bem como para a validação de parametrizações na previsão numérica do tempo e modelos climáticos (Li et al., 2012; Beyrich et al., 2012; Braam et al., 2012, Iriart et al., 2013).

O modelo de simulação de grandes vórtices, ou modelo LES (*Large-eddy Simulation*) objetiva a simulação do comportamento e desenvolvimento dos vórtices que contêm a maior parte da energia e a parametrização dos menores. Denomina-se a escala dos grandes

vórtices de “escala resolvida” e a dos menores vórtices de “escala de subgrade” ou “escala de subfiltro”.

Esau (2010) usou LES para gerar uma estrutura consistente da CLA com parâmetros externos específicos. Essa técnica proporciona um importante complemento de dados para estudos independentes sobre a estrutura e dinâmica da CLA, contribuição para solução de problemas, parametrizações e compreensão da teoria da camada limite, onde, para se obter a estrutura vertical da CLA, a quantidade de interesse é normalizada e interpolada linearmente. Os resultados encontrados foram suficientes para se concluir que, em geral, a utilização de modelos matemáticos apresenta uma qualidade razoável, suficiente para a maioria das aplicações.

Um aspecto comum das parametrizações dos modelos atmosféricos é sua evolução através de estudos e medições em situações atmosféricas e de terreno favoráveis. Com isso, estas parametrizações podem apresentar resultados inadequados para condições atmosféricas adversas e/ou de terreno complexo. Pires et al. (2015) afirmam que a modelagem da CLA tropical é ainda mais desafiante em regiões de terreno complexo, onde o vento próximo da superfície eleva o grau de complexidade dos estudos numéricos.

Objetivando a comparação entre os fluxos de calor sensível obtidos a partir de dados coletados por uma aeronave de pesquisa com dados gerados com o modelo LES-PALM, e também com o intuito de validar qualitativamente o desempenho deste modelo ao simular a evolução do crescimento da camada limite convectiva sobre heterogeneidade superficial durante as estações chuvosa e seca na Amazônia, Kaufmann e Fisch (2016) compararam os perfis verticais de temperatura potencial obtidos por radiossondagem e simulados pelo modelo PALM. Os resultados encontrados apontam para um desempenho satisfatório da simulação, visto que a altura da CLC indicada pelo modelo coincide com a mesma variável observada nos perfis de radiossondagem, salvo alguns casos. Tanto durante a estação seca quanto durante a estação chuvosa daquela área, no período da manhã, o topo da CLA ficou abaixo de 500 m, começando a se desenvolver a partir das 11:00 HL e alcançando seu máximo no final da tarde, aproximadamente 2000 m.

4.3. CLA e as consequências antrópicas

Existe um conceito, denominado de Camada Limite Interna Térmica (CLIT) que diz respeito ao ar modificado pelo escoamento, formado dentro de uma camada limite já existente, sobre diferentes tipos de superfície com a mudança do fluxo de calor através do limite entre estas superfícies. A dinâmica dentro da CLIT, formada pela brisa marítima, tem sido estudada com o objetivo da visualização específica do fenômeno, em

que a influência da brisa na circulação local afeta a dispersão de poluentes (Hernández-Ceballos et al., 2013).

A topografia é um importante fator de influência na circulação de brisa por alinhar a frente de brisa marítima com a linha da costa (Miao et al., 2003). Para o estudo detalhado do efeito da topografia na brisa marítima e o acoplamento entre as brisas marítima/terrestre e de vale-montanha utilizando uma topografia realista se faz necessária a utilização de modelos numéricos tridimensionais (Alcântara e Souza, 2008).

Utilizando um modelo LES bi-dimensional, Garcia-Carreras et al. (2011) investigaram o potencial impacto de uma circulação do tipo brisa, gerada sobre uma superfície heterogênea, na precipitação localmente gerada e suas distribuições de mesoescala durante o experimento AMMA (Análises Multidisciplinares das Monções Africanas). Os autores observaram que não só a precipitação foi de 4 a 6 vezes maior sobre a superfície anormalmente aquecida (por exemplo, um cultivo ou área de pastagem), como também foi reduzida pela metade, ou até menos, sobre a região de floresta. Este resultado determina que a heterogeneidade na superfície aumentou, em média, 13% o total de precipitação. Segundo os autores, a localização da máxima precipitação depende da interação entre o tamanho do gradiente horizontal de fluxo de calor (governando a força da circulação não convencional proveniente da vegetação), o tamanho da anomalia (como a brisa proveniente da vegetação se organiza em certas escalas de comprimento) e a distância de outras anomalias (desde que a convecção em um local possa ser suprimida em outro lugar).

Sheng et al. (2017) compararam a intensidade da ICU formada em Hangzhou – China medindo a temperatura do ar a 1,5 m de altura e a temperatura da superfície estimada pelo Landsat. Seus resultados indicam que, sabendo-se que a diferença entre esses dois métodos de medição e estimativa da temperatura é principalmente controlada pelo balanço de energia à superfície durante o período diurno, e a radiação solar durante o período noturno tem menos efeito, é necessária uma maior exploração das diferenças sazonais e horárias entre os valores da intensidade da ICU calculada.

Os estudos feitos por Gasparetto (2011), para a definição da altura da CLA na região de Fortaleza – CE, nos quais o cálculo da altura média da CLA foi feito através do método subjetivo com a análise da temperatura potencial e da umidade específica, tiveram como conclusões que os sistemas de nuvens convectivas, tanto associadas a condições de instabilidade atmosférica e Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs), quanto com maiores valores de precipitação, tendem a diminuir a altura média da CLA na região.

A rápida industrialização e urbanização das cidades resulta no desenvolvimento proeminente de ICU, reproduzindo um papel importante na influência do clima regional (Winguth e Kelp, 2013). Células de circulação da brisa marítima podem avançar para o interior do continente mantendo suas características até gradualmente se fundir com o ar continental. Além das ICU, o desenvolvimento da brisa marítima também tem implicações importantes para a dispersão de poluentes na costa (Hu e Xue, 2016). O crescimento das cidades origina a substituição de revestimentos naturais por superfícies artificiais, reduzindo assim a permeabilidade do solo e o consequente processo de evapotranspiração que favorece o resfriamento do meio ambiente (NASA 2015).

A presença de ICU geralmente diminuem a qualidade de vida e produtividade da população (Soto-Estrada, 2019). Estudos que comprovam estas e outros tipos de consequências no cotidiano da população são Qaid et al. (2016), Arifwidodo e Chandrasiri (2015), entre outros, cujos resultados apontam para um impacto negativo nos ecossistemas e climas locais, aumentando a demanda de energia, sendo favorecidos pelas novas condições climáticas. Além disso, Bai et al. (2014) sugerem que a presença destas circulações são fatores importantes na ocorrência de doenças relacionadas a altas temperaturas, como dificuldades respiratórias e insolação.

A investigação do efeito das características térmicas de materiais de superfície tanto no clima urbano como no desempenho térmico da edificação tem sido alvo de amplos estudos científicos (Muniz-Gaal et al., 2018). Para isso, um dos métodos mais amplamente utilizados é o emprego de materiais de alta reflexividade, ou o que se chama de “materiais frios”, ou seja, que apresentam alta refletância solar ou elevado albedo e alta emissividade no infravermelho) em edifícios e na estrutura urbana. Essa técnica passiva contribui para a eficiência energética dos edifícios, reduzindo a demanda de energia para resfriamento, diminuindo tanto a temperatura do ar como a temperatura de superfície (Santamouris et al., 2011).

4.4. A Estimativa da ICU pelo mundo

Como consequência da alta densidade construída, verticalização, impermeabilização do solo e outras peculiaridades das superfícies urbanas, ocorre um desequilíbrio energético superficial, gerando uma perturbação local no clima regional denominado efeito de ilha de calor urbana (ICU), classificado como uma das principais influências antropogênicas no clima global (Dwivedi e Khire, 2018).

A mitigação e o desenvolvimento de estratégias de adaptação às ICU são prioridades para os governos de várias cidades ao redor do mundo. O relativo baixo número de

estudos para a atenuação da ICU presente no vale de Aburrá, na cidade de Medellín, Colômbia, levou Soto-Estrada (2019) a estimar a presença e a intensidade deste fenômeno naquela região. Seus resultados indicam que a ICU apresenta uma variabilidade resultado das diferenças de relevo na região de estudo. Além disso, uma das maiores tendências de mudança durante todo o período do estudo foi observada na densidade da vegetação. Algumas localidades mostraram perda de vegetação de até 83% em comparação aos mesmos períodos de 1986 e 2015. Essa perda se deve ao crescimento urbano acelerado resultado da alta imigração para a cidade.

Com o objetivo de analisar a intensidade e a evolução horária da ICU em Penápolis – SP, de acordo com as variações de tempo, Moreira et al. (2019) procuraram identificar o comportamento desta formação, classificando-a em ilha de calor ou ilha seca. Segundo os autores, o tratamento da ilha seca segue o mesmo cálculo para identificação da intensidade da ICU, porém a umidade relativa do ar na área rural é extraída da área urbana. Seus resultados indicaram a formação de uma ICU das 19h às 9h e intensidade máxima de 3,5 °C e uma ilha seca das 23h às 9h e intensidade máxima de -9,4%. A ICU e a ilha seca atuaram concomitantemente na área urbana, principalmente em dias de estabilidade atmosférica (ventos fracos e sem precipitação). Além disso, destaca-se que ambas também tiveram suas intensidades máximas em dezembro (verão), o que indica uma situação agravante, uma vez que os desconfortos térmicos no ambiente tropical nessa estação foram potencializados por esses fenômenos.

Resultados opostos a esses são os de Silva et al. (2018), que afirmam as ICU serem um dos muitos problemas sérios causados pelo rápido crescimento urbano. Desse modo, seus estudos são voltados à caracterização e quantificação destes fenômenos em Uberlândia – MG, avaliando sua sazonalidade e o efeito da cobertura superficial em sua intensidade, utilizando dados de temperatura do ar. Seus resultados mostraram que a temperatura do ar noturno aumenta proporcionalmente à porcentagem de solo coberto por edifícios, o que caracteriza as ilhas de calor nos centros urbanos. Também concluíram que a análise dos dados dos dias avaliados mostrou que as ICU eram mais intensas no inverno do que no verão devido à redução do vapor atmosférico no inverno e devido à maior taxa de resfriamento radiativo que ocorre em áreas permeáveis, ou seja, nas áreas sem construção.

O conceito de calor antropogênico (Voogt, 2002; Offerle, et al., 2006), ou fluxos antrópicos, abrange o calor emitido por mecanismos desenvolvidos pelo homem, como por exemplo, sistemas de ar condicionado. Para estudar os impactos destes fluxos e das

áreas construídas na circulação local, Wang et al. (2017) utilizaram o modelo de mesoescala WRF e seus resultados indicam que o calor antropogênico aumenta a temperatura do ar em cerca de 0,3 ° C até 250 m, o que por sua vez modifica o sistema de circulações de brisa.

Com base na análise da variação das temperaturas na área de Bari, Itália, e suas províncias, Martinelli et al. (2020) afirmam que o fenômeno de ICU é mais pronunciado nas áreas mais próximas do centro da cidade e diminui gradualmente à medida que se afasta, com efeitos específicos nas zonas costeiras. Esta diferença é aparentemente atribuída a uma série de fatores, como a presença ou ausência de vegetação, geometria urbana e, em geral, ao nível de urbanização que também provoca inevitavelmente uma produção diferente de calor antrópico, os quais contribuem ativamente para a formação da ICU.

4.5. Estratégias para mitigação de ICU

A desordenada ocupação antrópica das cidades comprova que as condições do ambiente têm sido alteradas progressivamente de forma a se adaptarem às intenções humanas. Portanto, o crescimento populacional e o adensamento urbano sem um planejamento adequado às características do ambiente em que a cidade está inserida, e até mesmo às necessidades dos habitantes, têm refletido negativamente na qualidade de vida urbana e no meio ambiente (Cardoso e Amorim, 2017).

Constantinescu et al. (2016) observaram os impactos causados pela presença de ICU, em particular os vários riscos à saúde, devido ao estresse térmico, incluindo aumento da mortalidade, desconforto, desidratação, insolação e doenças cerebrovasculares. Outras consequências são econômicas, devido ao aumento da demanda de energia para resfriamento de edifícios em áreas densamente povoadas (Kolokotsa et al., 2018).

Em seus estudos, Santamouris (2014) relata que as duas principais estratégias para mitigação da ICU e melhoria do conforto em ambientes urbanos e qualidade de vida são: incremento do albedo dos telhados, técnica esta que é conhecida como “telhados frios” ou “telhados reflexivos” (Hosseini e Akbari, 2015) e telhados parcialmente ou totalmente cobertos por vegetação, conhecidos como telhados verdes ou telhados vivos (Carneiro et al., 2015). Seus estudos concluem que ambas as estratégias podem reduzir a temperatura superficial dos telhados e, assim, diminuir o fluxo de calor sensível na atmosfera.

Do Nascimento Silva (2020) analisaram a área central de Mogi das Cruzes – SP a fim buscar soluções para a resolução da problemática urbana e mitigar conflitos urbanísticos e ambientais atrelados ao patrimônio material dessa localidade. Examinaram o trecho do

centro histórico daquela cidade, desde suas origens até os dias atuais, entendendo seu contexto, sua legislação e seu espaço físico, para que, dessa forma, seja possível diagnosticar os conflitos e chegar à mitigação dos mesmos. Em seus resultados, concluem que uma maneira de solucionar o aquecimento da região é qualificar os espaços livres, com a inclusão de vegetação de porte arbóreo. Além dessa medida, outras propostas são o uso de pisos drenantes nas praças e nas vias públicas, uso de jardins verticais e jardins de chuva e o uso de telhados verdes, contribuindo para mitigar as ICU.

Sugerindo também a implementação de programas de arborização em ambientes críticos, no que diz respeito a elevadas temperaturas do ar e desconforto térmico, a fim de contribuir para a saúde da população de Vitória – ES, Barboza et al. (2020) encontraram uma relação direta entre IVDN e urbanização com valores de temperatura da superfície e as ICU naquela localidade. Os ambientes que apresentam menores valores de IVDN, com exceção do oceano, apresentam maiores valores de temperatura, expondo a importância da vegetação para o clima urbano.

Joaquim (2011) menciona que a comunidade científica que tem sua atenção voltada ao estudo de ilhas de calor é unânime quando se trata dos efeitos desta e consequências para a saúde, bem-estar e qualidade de vida das populações urbanas. Refere ainda que diversos estudos comprovam o sucesso da aplicação de medidas de mitigação dos efeitos da ICU, com benefícios financeiros e ambientais. De um modo geral, as medidas de mitigação categorizam-se em três grandes grupos:

- i. Redução da libertação de calor de fontes antropogênicas, aumento do número de árvores em áreas urbanas e definição de uma política energética centrada nos recursos renováveis e na eficiência energética.
- ii. Melhoria do design das coberturas dos edifícios: pulverização dos telhados com produtos reflectantes e emissivos, além de telhados e paredes “verdes”
- iii. Outros fatores de construção: coberturas de painéis fotovoltaicos e pavimentos refletivos.

A combinação de mais do que uma das ações referidas permite a minimização da ICU com mais eficácia.

A perda de vegetação, aliada à presença de superfícies impermeáveis, reduz a evapotranspiração da água, com o conseqüente aumento das temperaturas da superfície e do ar. Geletic et al. (2019) realizaram um estudo para analisar a variabilidade sazonal da ICU em três cidades europeias usando dados de sensoriamento remoto. O estudo mostrou

que as diferenças das ICU estudadas foram mais pronunciadas no verão e que o maior impacto nesta variabilidade sazonal ocorreu em áreas com plantas mais altas.

Deve-se assegurar que as atividades humanas sejam conciliáveis com a manutenção da qualidade do ambiente urbano (Alcoforado e Vieira, 2004). O desenvolvimento sustentável é, por conseguinte, o objetivo mais importante do processo de planeamento urbano, uma vez que problemas ambientais, como a má qualidade do ar e da água, ruído e desconforto térmico resultante da formação de ilha de calor, são particularmente prováveis nas cidades.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1. Dados observados – Projeto CHUVA

Com o objetivo de reduzir as incertezas na estimativa da precipitação e progredir no conhecimento dos processos das nuvens quentes, o Projeto CHUVA - *Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM - Global Precipitation Measurement* (Projeto CHUVA FAPESP 2009/15235-8) realizou experimentos de campo em sete sítios com diferentes padrões climáticos. Dentre estas, destaca-se neste estudo a campanha de Fortaleza – CE, em abril de 2011 (CPTEC/INPE, FAPESP, FUNCEME). A pesquisa resultado deste projeto abrange estudos de clima e os processos físicos por meio de observações convencionais e especiais para criar um banco de dados descrevendo os processos de nuvens dos principais sistemas de precipitação no Brasil (CHUVA Project, 2009).

O Ceará está no domínio da caatinga, com período chuvoso restrito a cerca de quatro meses do ano e alta biodiversidade adaptada. O Estado é, ainda, o único a estar completamente inserido na sub-região do sertão e tem quase a totalidade de seu território dentro do polígono das secas, segundo dados da Organização das Nações Unidas para Agricultura e Alimentação (FAO).

O clima do Ceará é predominantemente semiárido, com pluviosidades que podem ser menores que 500 mm. A temperatura média é alta, com pequena amplitude anual de aproximadamente 5 °C (Morais et al., 2008). No litoral, o clima tropical subúmido possui pluviosidade normalmente entre 1000 mm e 1500 mm.

A campanha em Fortaleza – CE, que é o foco desta pesquisa, teve coordenação geral do CPTEC/INPE e financiamento da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), em parceria com a Fundação Cearense de Meteorologia (FUNCEME). Os experimentos do Projeto CHUVA utilizaram radar polarimétrico, LIDAR polarizado, radiômetro de microonda, disdrômetros e radiossondas, além de vários outros instrumentos.

A precipitação no NEB experimenta grandes flutuações interanuais. A estação chuvosa, centrada em março-abril, é reflexo, principalmente, da marcha de migração e intensidade de atuação da Zona de Convergência Intertropical – ZCIT. Durante anos secos, a ZCIT está localizada ao norte de sua posição média sazonal. Durante anos com precipitação acima da média, está localizada ao sul de sua posição média (Hastenrath e Greischar, 1993). O Atlântico Tropical Norte, relativamente mais aquecido que o

Atlântico Tropical Sul, leva a uma mudança da ZCIT para o norte em comparação com a sua média climatológica e subsidência compensatória sobre a Amazônia (Fu et al., 2001).

A cidade de Fortaleza (03°43'06" S; 38°32'34" O; 16 m) está localizada no litoral do Oceano Atlântico, que atualmente possui 314,9 km² de área política e uma população de 2,68 mi de habitantes (IBGE, 2020). A capital cearense possui clima tropical semiúmido, segundo a classificação climática de Köppen-Geiger (Alvares et al., 2013), com temperatura média anual de 26,5 °C.

Neste sítio houveram lançamentos de radiossondas (Vaisala, Digicora III® - Radiosonde RS 92), e destas foram extraídos dados de temperatura e umidade do ar, para posterior cálculo da temperatura potencial virtual. O sistema de radiossondagem foi programado para obter informações a cada 2 segundos. Nestes intervalos de tempo, conforme a ascensão do balão a uma taxa de 5 m/s, correspondem a espessuras médias da camada de 10 m (CHUVA Project, 2009). Além disso, em relação ao nível médio do mar, as sondagens de Fortaleza iniciaram-se em 26 m. Para melhor análise, os gráficos foram plotados reduzindo-se os valores iniciais para o nível de superfície, ou seja, considera-se os níveis iniciais dos gráficos como sendo a altura zero em relação à localidade, deixando de considerar a altitude em relação ao nível médio do mar. A Figura 1 traz as informações de localização dos instrumentos utilizados durante a campanha de Fortaleza do Projeto CHUVA que geraram o banco de dados utilizados nesta pesquisa, com as localizações geográficas do sítio da Defesa Civil localizado no Município de Fortaleza.

Os dados de radiossondagem utilizados na atual pesquisa compreenderam o período entre 06 e 26 de abril de 2011 (exceto os dias 20 e 21, quando estes dados estavam indisponíveis), para os horários das 06:00 e 18:00 UTC (03:00 e 15:00 HL), dando a possibilidade da caracterização da CLN e CLC, respectivamente.

O método utilizado nesta pesquisa para determinação das características da CLA é fundamentado no método Liu (Liu e Liang, 2010), que é baseado no perfil da temperatura potencial e na estabilidade da atmosfera a partir dos perfis verticais desta variável. Apesar do ponto de partida para a atual pesquisa ser o método supracitado, foi utilizada a temperatura potencial virtual para a determinação da altura da CLA naquelas localidades.

A temperatura potencial virtual (θ_v) é a temperatura que o ar seco teria mantendo as mesmas condições de densidade do ar úmido estando nos mesmos níveis de pressão. Em outras palavras, duas amostras com a mesma temperatura potencial virtual têm a mesma densidade e estão no mesmo nível de pressão, apesar das suas temperaturas verdadeiras ou umidade. Dessa forma, espera-se que, a partir da observação desta variável, eventuais

ruídos causados pela presença de umidade, que possam vir indicados no perfil de temperatura potencial, sejam corrigidos.

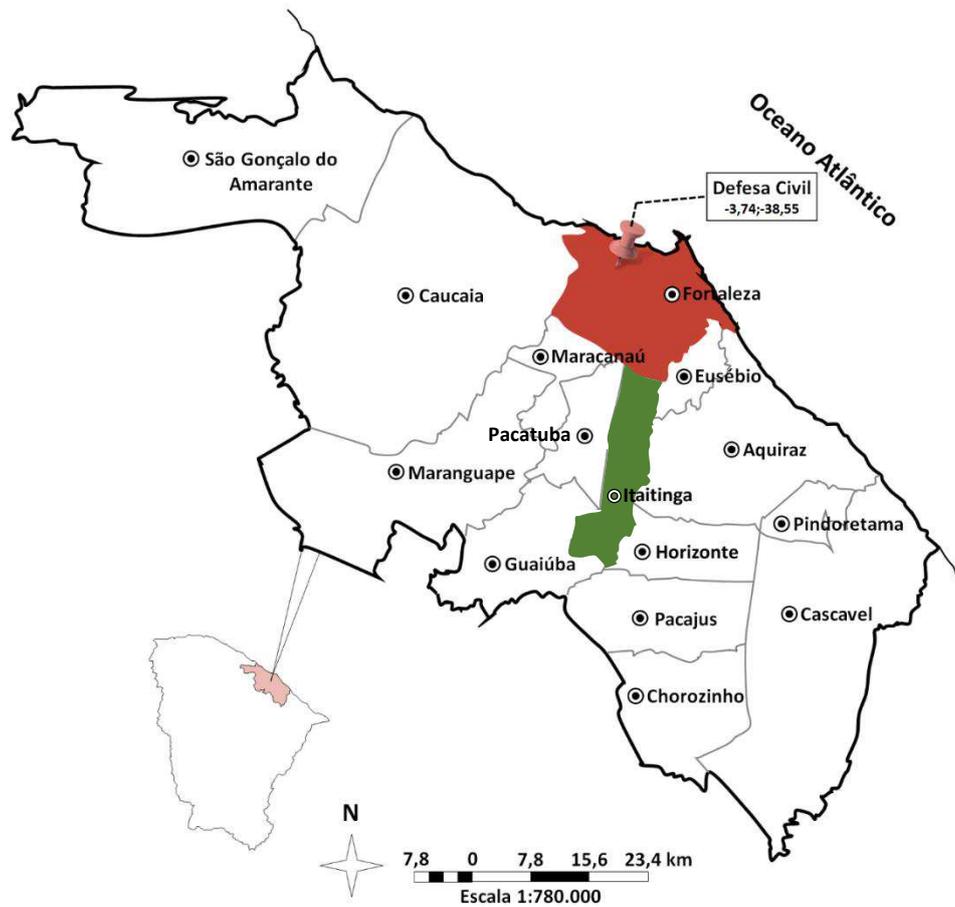


Figura 1 – Região Metropolitana de Fortaleza, de acordo com o Anuário de Fortaleza 2012-2013, com localização geográfica dos instrumentos utilizados na atual pesquisa, indicada pelo marcador em rosa. Em verde, destaca-se o município de Itaitinga

A temperatura potencial virtual pode ser calculada da seguinte forma:

$$\theta_v = \theta(1 + 0,61q) \quad (1)$$

em que θ_v é a temperatura potencial virtual em K, θ é a temperatura potencial também em K, e q é a umidade específica, em g/g, que é dada em função da pressão de vapor e é obtida pela Equação de Tetens, que fornece a pressão de vapor de saturação, valor necessário para se obter a umidade específica, utilizada na determinação de θ_v .

5.2. Dados estimados

Para alcançar um dos objetivos da atual pesquisa, se faz necessário identificar a presença de uma possível ICU nas áreas de estudo, bem como sua intensidade. Para isso, utilizou-se a temperatura da superfície para aferição destes valores. Para estimativa da temperatura da superfície e identificação da variabilidade temporal e espacial da ICU em

Fortaleza, foram utilizadas imagens do satélite Landsat 5 TM e Landsat 8 OLI, para um período iniciado na década de 80, com duas imagens por década, disponibilizadas pelo *U.S. Geological Survey* (USGS). No tratamento das imagens foram utilizados os softwares *Erdas Imagine 2014*, através da ferramenta *Model Maker*, com a aplicação das etapas iniciais do algoritmo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithms for Land*) para a estimativa do albedo da superfície e da temperatura da superfície, e *QGis 2.14*, para estimativa da área geográfica e finalização das imagens. Mais detalhes do processamento do algoritmo estão em Silva et al. (2015).

A grande vantagem da utilização de sensoriamento remoto para a obtenção de informações sobre a superfície em relação a medições convencionais, além do baixo custo, é a área de cobertura que pode ser explorada, de modo que sua obtenção pode ser realizada em diferentes resoluções espaciais.

Segundo Monteiro e Zanella (2017), a ZCIT é o principal sistema atmosférico gerador de precipitação na porção setentrional do Nordeste brasileiro, onde a área de estudo encontra-se localizada. Os eventos extremos registrados naquela região estão fortemente relacionados com este sistema, entre os meses de fevereiro e maio, com destaque para os meses de março e abril, quando geralmente a ZCIT atinge sua máxima posição meridional.

A ZCIT está inserida numa região onde ocorre a interação de características atmosféricas e oceânicas marcantes: i) zona de confluência dos Alísios (ZCA); ii) zona do cavado equatorial; iii) zona de máxima temperatura da superfície do mar; iv) zona de máxima convergência de massa; e v) zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, todas interagindo próximas à faixa equatorial. Apesar dessa interação, as características não se apresentam, necessariamente, ao mesmo tempo, sobre a mesma latitude. No trabalho apresentado por Hastenrath e Lamb (1977) é mostrado que, durante os meses de verão no Hemisfério Norte (JJA), a zona de confluência dos alísios aparece sobre o cavado equatorial e as regiões de máxima cobertura de nuvens, precipitação e convergência de massa são quase coincidentes, localizando-se, aproximadamente, a três graus ao sul da ZCA. Nos meses de DJF, a zona de máxima cobertura de nuvens, precipitação e convergência de massa localiza-se ao norte da ZCA.

O conjunto de características associadas à ZCIT possui um deslocamento norte-sul ao longo do ano. A marcha anual da ZCIT tem, aproximadamente, o período de um ano, alcançando sua posição mais ao norte (8° N) durante o verão do Hemisfério Norte, e a sua posição mais ao sul (1° N) durante o mês de abril (Hastenrath e Heller, 1977 e Citeau

et al., 1988a e 1988b). Além dessa oscilação anual, a ZCIT apresenta oscilações com maiores frequências, com o período variando de semanas a dias.

Sendo assim, para a atual pesquisa, foram escolhidas imagens com o mínimo de cobertura de nuvens possível (menor que 10%), em uma época do ano entre junho e agosto (inverno), período em que o efeito da ZCIT acometeria o mínimo possível na presença de nuvens na região proposta, e a área considerada foi entre as latitudes 3°39'49" S e 3°55'57" S e as longitudes 38°45'19" W e 38°22'08" W. A tabela abaixo traz as informações das imagens utilizadas:

Tabela 1 – Imagens Landsat 5 TM e Landsat 8 OLI e variáveis de entrada para estimativa do albedo da superfície para Fortaleza – CE.

Imagem	Data	Satélite	Distância Terra-Sol	cos Z
			<i>dr</i>	
1	13/08/1988	Landsat 5	1,013046	0,761250
2	19/06/1991	Landsat 5	1,016060	0,699170
3	02/07/1996	Landsat 5	1,016723	0,672181
4	01/08/2001	Landsat 5	1,015047	0,762526
5	17/07/2006	Landsat 5	1,016421	0,768557
6	01/07/2013	Landsat 8	0,967001	0,780322
7	13/08/2017	Landsat 8	0,975445	0,827629

O satélite Landsat 5 TM, com resolução espacial de 30 m, tinha um tempo de duração da órbita de 99 minutos e sobre o Brasil passava, aproximadamente, às 12:45 UTC. Atualmente, o Landsat 8 também tem o mesmo tempo de duração da órbita, mas passa sobre o Brasil às 16:40 UTC, aproximadamente (NASA, 2008) e com uma resolução espacial também de 30 m. O espaço de tempo entre as imagens 5 e 6 é maior que os demais devido a este período ter sido a época de transição no Programa Landsat dos satélites 5, 7 e 8. Sendo assim, um espaçamento maior foi utilizado, dado que as imagens do Landsat 7 não puderam ser utilizadas pelo fato de que desde 2003, este satélite apresenta avarias de hardware e começou a operar com o espelho corretor de linha (SLC) desligado. Desde então, as imagens continuam sendo adquiridas e enviadas para a Terra, mas para torná-las aptas à utilização necessitam de correções prévias e análise de acurácia no posicionamento e calibração dos pixels.

Empregando a estimativa do albedo da superfície pelo algoritmo SEBAL nas imagens de satélite Landsat, uma classificação supervisionada foi realizada no *Erdas Imagine 2014*. Tal tipo de classificação se inicia a partir de um certo conhecimento da área de estudo, adquirido por experiência anterior ou por trabalhos de campo. Na atual pesquisa, esta classificação foi executada, por meio do método da mínima distância (Lillesand e Kiefer, 1994), para determinar o tipo de cobertura do solo da área de estudo. Então, quatro tipos de superfícies foram identificados: corpos d'água, área vegetada, área urbanizada e solo exposto.

É importante enfatizar que não existe um critério universal para o cálculo da intensidade da ICU (Oke, 2006; Alves, 2017), sendo o método mais comum o cálculo realizado subtraindo a temperatura registrada no meio urbano pela temperatura de estações meteorológicas de aeroporto. Na atual pesquisa, o índice de intensidade da ICU, a partir de agora Δ_{ICU} , ocorre pela diferença entre a temperatura da superfície em um ponto dentro da área mais urbanizada de Fortaleza e a temperatura em um ponto fora do perímetro urbano, ou seja:

$$\Delta_{ICU} = TS_A - TS_B \quad (2)$$

em que TS_A e TS_B são as temperaturas da superfície dentro e fora do perímetro urbano, respectivamente.

Sendo assim, foram escolhidos pontos fixos para o cálculo de Δ_{ICU} . O ponto A (3°44'19" S; 38°29'56" W) está localizado exatamente dentro do centro urbano de Fortaleza, onde espera-se encontrar os maiores efeitos da possível formação da ICU. O ponto B (3°54'25" S; 38°32'30" W) está localizado dentro do município de Itaitinga, a aproximadamente 30 km do ponto A, numa área sem urbanização. A localização do ponto B é trazido na Figura 1 acima.

Uma das limitações do uso de imagens de satélite para a estimativa da temperatura da superfície na atual pesquisa é o fato de que as imagens de satélite LANDSAT estão disponíveis apenas para o período diurno. Portanto, se faz necessária a observação desta variável durante o período noturno, visto que a ICU é um fenômeno típico deste intervalo do dia. Sendo assim, os dados observados, quando disponíveis, ainda são a melhor opção para a identificação do sinal da ICU naquela região.

Além disso, uma outra limitação dos dados utilizados até aqui é o tamanho da série temporal dos dados observados disponível no Projeto CHUVA, apenas um mês. Portanto, para complementar a análise, um outro tipo de dado será acrescido a esta pesquisa. Dados observados de temperatura do ar obtidos através do bulbo seco de um psicrômetro são

disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia – INMET, com três medições diárias (00:00 UTC, 12:00 UTC e 18:00 UTC). O banco abriga dados meteorológicos diários de séries históricas das várias estações meteorológicas convencionais da rede de estações do INMET com milhões de informações, referentes às medições diárias, em forma digital (<http://www.inmet.gov.br/sim/sonabra/dspDadosCodigo.php?ODIzOTc>), de acordo com as normas técnicas internacionais da Organização Meteorológica Mundial – OMM.

Para a atual pesquisa, dados a partir de 1994 foram utilizados. É importante salientar que, a partir da decisão de usar-se dados meteorológicos observados, deve-se considerar que existe uma chance destas medições apresentarem lacunas em sua série de dados, seja devido à falha do próprio instrumento ou na transmissão dos dados (Tavardio e Berti, 2014). As falhas também podem ocorrer por avaria, desligamento de equipamentos, manutenção, calibração, limitações físicas ou fenômenos climáticos. Para os dados aqui utilizados, pequenas falhas ocorreram, porém nunca maior que uma série contínua de 10 dados. Para o preenchimento dessas falhas, uma média simples dos dados adjacentes foi feita.

Desse modo, uma série temporal para Fortaleza foi obtida, com início em 01/01/1994 até 31/12/2018, a partir da estação convencional (3°48'36" S; 38°,31',48" W) da rede INMET de estações.

Também foram utilizados dados de reanálise ERA5 – ECMWF (C3S, 2017), visto que os dados observados do INMET não possuem uma resolução temporal adequada para uma análise completa dos processos e fenômenos aqui estudados. O ERA5 é a quinta geração de reanálise atmosférica ECMWF, combinando dados obtidos através de modelos atmosféricos com observações realizadas em todo o globo. É a reanálise atmosférica global mais recente produzida pelo ECMWF, lançada em 2016, e possui uma série de melhorias quando comparado com seus antecessores (ERA-Interim, ERA-15 e ERA-40). Abrange o período a partir de 1950, e continua a ser desenvolvido até hoje. A resolução horizontal do modelo atmosférico é de aproximadamente 31 km e oferece dados horários, disponíveis em <http://cds.climate.copernicus.eu#!/home>. Dados de temperatura do ar à superfície foram utilizados, no período de 1980 a 2018, com dados horários e com resolução espacial de 0,125° x 0,125°.

Se fez necessário testar a aplicabilidade destes dados, avaliando a qualidade do ajuste destes, de modo que um cálculo do coeficiente de determinação para o teste de regressão linear foi feito, associando os dados de reanálise e dados observados para Fortaleza

fornecidos pelo INMET. Uma das formas de avaliar a qualidade do ajuste do modelo é através do coeficiente de determinação (Sampaio, 2015). Com base nos parâmetros meteorológicos aqui utilizados, foram realizadas análises de regressão linear simples, com o intuito de modelar e investigar a relação entre dados observados e dados de reanálise. Para isso, foi estabelecida a equação para o modelo linear ajustado aos dados, além de seu coeficiente de determinação e intervalo de predição de valores com 95% de confiança. Basicamente, este coeficiente indica quanto o modelo foi capaz de explicar os dados coletados. Este coeficiente, também denotado de R^2 , pode ser calculado por:

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (3)$$

em que \hat{Y}_i é o valor estimado (previsão) de Y_i . Nestes cálculos, os dados observados são a variável independente explicativa e os dados de reanálise são a variável dependente explicada.

Uma vez encontrado um coeficiente de determinação aceitável para aquela localidade, admite-se que este tipo de dado também pode ser utilizado de forma satisfatória para o Ponto B. Em 2015, houve uma lacuna de 170 dados, pouco mais de 50 dias de registros, porém quando se considera o volume de dados necessário para o teste estatístico, esta lacuna não interfere nos resultados finais.

Após estas manipulações, espera-se associar as características da CLA formada naquela localidade com o desenvolvimento horizontal no tempo da ICU.

6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1. Caracterização da CLC e CLN sobre Fortaleza

Através das radiossondagens disponíveis foi possível caracterizar a CLA em dois horários diferentes, às 06:00 UTC (03:00 HL) sendo possível a observação da evolução da CLN e suas subcamadas, e às 18:00 UTC (15:00 HL), dando a possibilidade da caracterização da CLC e suas subcamadas. A identificação de cada subcamada foi realizada perfil a perfil e os valores das alturas estão na Tabela II.

É importante salientar que, em situações de precipitação, a CLA pode não ser identificável, pois a mistura atmosférica nesta região tende a não se desenvolver em consequência aos fracos fluxos de calor e cisalhamento do vento (Júnior e Kwon, 2007). Desse modo, é possível justificar a não configuração típica da CLA através dos perfis de θ_v nos dias 09 e 12 do período estudado pelo fato de que estes foram dias chuvosos e em períodos anteriores ao lançamento das radiossondas (30,3 mm entre 06:22 e 18:47 UTC do dia 09; e 98,7 mm entre 06:41 e 19:27 UTC do dia 12).

Para os dias 11 e 14, apesar de acumulados de chuva não terem sido registrados, é possível que sistemas de escala superior não-precipitantes tenham influenciado a CLA de forma que tenham impossibilitado a sua caracterização por este método.

A partir destes valores, um modelo conceitual médio dos perfis de θ_v foi criado, calculando-se as alturas médias dos topos das subcamadas encontradas em cada perfil. Para isto, foram desconsiderados os dias em que as subcamadas não estiveram bem definidas e os dias em que a CLA ficou desconfigurada, de modo que as médias foram calculadas apenas com os valores identificados. Os primeiros resultados obtidos dão conta da formação da CLA durante o período diurno, também podendo ser denominada de CLC, e de suas subcamadas (Camada Superficial – CS, Camada de Mistura – CM, e Zona de Entranhamento – ZE). O modelo conceitual que traz estas informações é mostrado na Figura 2.

Sobre os oceanos, por exemplo, a profundidade da CLA varia relativamente mais devagar no espaço e no tempo e é mais homogênea que a CLA formada sobre o continente. Um dos resultados encontrados por Reuter et al. (2004) indica que a altura da CLC é sistematicamente maior na região litorânea em relação ao oceano, sendo a altura máxima entre 650 e 580 m no continente e de 600 e 480 m no oceano. Também na CLA litorânea é nítido o forte cisalhamento do vento, que provavelmente contribui para uma maior turbulência, associada à maior rugosidade aerodinâmica superficial. Por outro lado, Fisch (1995) e Silva Dias e Regnier (1996) afirmam que a CLC geralmente desenvolve-

se mais sobre uma região de pastagem (seca e quente) que sobre uma região florestada (úmida e fria).

Tabela 2 – Alturas das subcamadas da CLA durante o ciclo diurno, em metros, para Fortaleza – CE

Dia	Perfis diurnos - CLC			Perfis noturnos - CLN		
	CS	CM	ZE	CS	CLE	CR
06/04/2011	87,0	961,0	1446,0	**	112,0	815,0
07/04/2011	33,0	756,0	852,0	19,0	166,0	953,0
08/04/2011	31,0	728,0	994,0	13,0	199,0	1440,0
09/04/2011	*	*	*	*	*	*
10/04/2011	11,0	383,0	603,0	11,0	132,0	915,0
11/04/2011	**	760,0	1124,0	*	*	*
12/04/2011	*	*	*	*	*	*
13/04/2011	11,0	515,0	759,0	**	99,0	382,0
14/04/2011	24,0	1327,0	1360,0	*	*	*
15/04/2011	24,0	1322,0	1360,0	32,0	275,0	1499,0
16/04/2011	11,0	604,0	659,0	**	134,0	736,0
17/04/2011	**	1095,0	1179,0	19,0	156,0	800,0
18/04/2011	17,0	617,0	689,0	11,0	340,0	1207,0
19/04/2011	13,0	1228,0	1334,0	**	129,0	713,0
22/04/2011	24,0	1205,0	1266,0	15,0	86,0	568,0
23/04/2011	28,0	643,0	798,0	17,0	245,0	1160,0
24/04/2011	7,0	1186,0	1285,0	17,0	138,0	1225,0
25/04/2011	30,0	1141,0	1194,0	6,0	84,0	630,0
26/04/2011	30,0	932,0	1044,0	9,0	372,0	1547,0
Média	25,4	906,1	1055,6	15,4	177,8	972,6

* Camada desconfigurada, sem a possibilidade de ser caracterizada

** Subcamada não formada

Pela observação da Figura 2.a, identifica-se exatamente o período do dia em que, normalmente, encontra-se o máximo de aquecimento à superfície, e é possível identificar que o perfil médio de temperatura potencial virtual é capaz de mostrar as características que são esperadas para a CLA formada durante o dia, ou seja, com a formação de uma camada instável próxima à superfície, neutralidade acima desta e estabilidade na fronteira com a atmosfera livre.

Pelo fato de que neste horário a superfície está mais aquecida, as camadas de ar imediatamente acima também se aquecem. Sendo assim, as camadas de ar mais baixas estão mais quentes, com a diminuição da temperatura potencial virtual com a altura. Esta

instabilidade é o indicativo da presença da CS neste horário. A CS é a região mais baixa da CLA, onde os fluxos turbulentos e o estresse viscoso variam menos de 10% em magnitude (Stull, 1988), sendo chamada assim, independentemente de estar abaixo da CLE ou da CM. Uma camada de ar pode se tornar mais instável tanto pelo resfriamento do ar em camadas superiores quanto pelo aquecimento do ar próximo à superfície. Considerando-se que Fortaleza encontra-se no litoral, o efeito do oceano resulta em um aquecimento em áreas costeiras menor que no interior do continente, devido a presença da brisa marítima na área costeira do Ceará. Este fenômeno atua de forma que, ao trazer umidade do oceano para dentro do continente, faz com que as camadas mais inferiores da atmosfera se aqueçam mais lentamente (Teixeira, 2008), efeito este que resulta em uma camada superficial relativamente rasa.

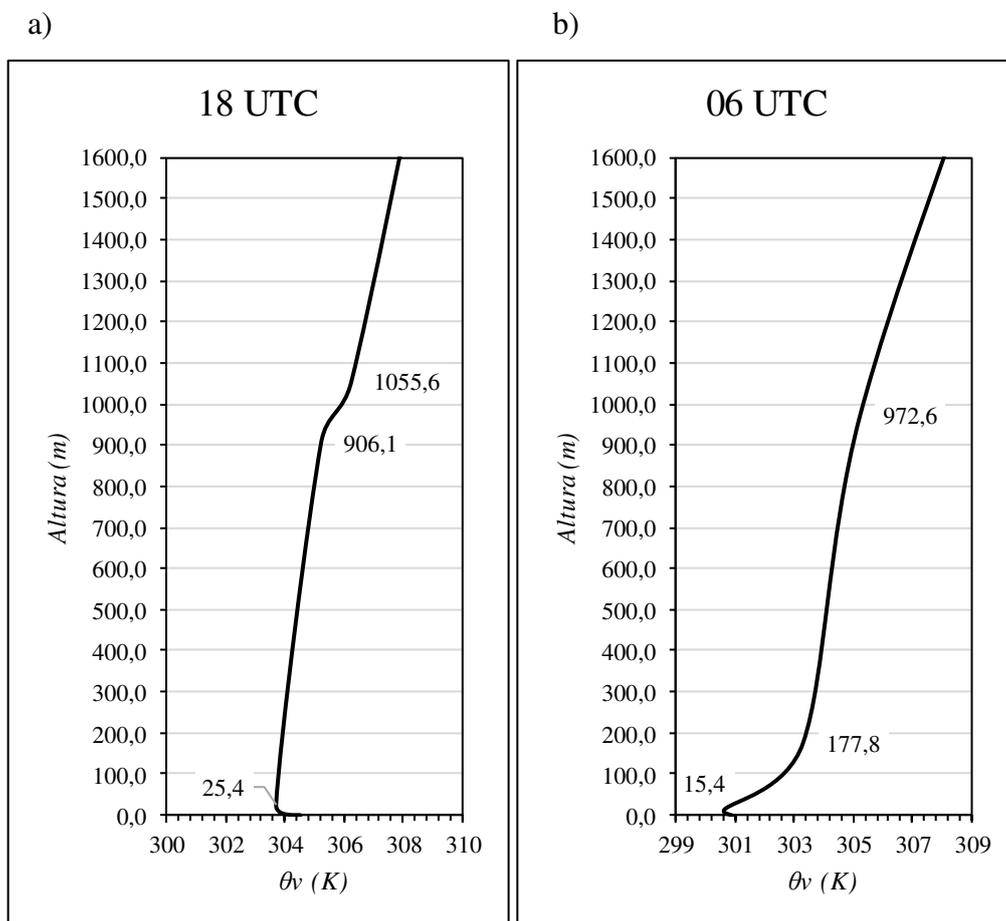


Figura 2 – Modelo conceitual dos perfis verticais médios da temperatura potencial virtual (θ_v), em unidade absoluta, para Fortaleza, às (a) 18:00 UTC e (b) 06:00 UTC.

Como já mencionado, é possível observar que a temperatura dentro da CS formada sobre Fortaleza apresenta uma variação negativa menor que 1,0 K. Em média, a CS alcançou 25,4 m.

Durante o dia, acima da CS, é observada uma camada de quase neutralidade, com pouca variação de θ_v com a altura. Este aspecto, típico da CM, existe pela forte turbulência presente, produzida pelo aquecimento da superfície, fazendo com que as propriedades de fluxos e variáveis em seu interior, como poluentes e partículas sólidas, sejam praticamente constantes. Observando o perfil de θ_v trazido na Figura 2.a, é possível identificar essa camada de neutralidade ou quase neutralidade, de modo que a CM pode ser claramente apontada, alcançando valores de, aproximadamente, 906,1 m.

Acima desta camada encontra-se a ZE, camada essa em que as trocas com a atmosfera livre são mais pronunciadas. Esta pequena camada de estabilidade, mais forte que os níveis inferiores e superiores, é rasa e da ordem de poucos metros. No caso estudado aqui, esta camada apresenta uma profundidade considerável e um topo em 1055,6 m, sendo este também o topo da CLA e a fronteira entre a CLA e a atmosfera livre.

A Figura 2.b traz as informações da formação da CLA durante o período noturno, também podendo ser denominada de CLN, e de suas subcamadas (Camada Limite Estável – CLE, Camada Residual – CR e Zona de Entranhamento – ZE), para Fortaleza às 06:00 UTC. A partir da observação deste perfil e sabendo-se que a radiação solar não atua sobre a superfície, a radiação de onda longa emitida por esta acarretaria no arrefecimento da mesma, porém esta característica não é observada em Fortaleza. O arrefecimento da superfície tende a imprimir um efeito na atmosfera, de modo que as camadas mais inferiores perdem calor mais rapidamente que as camadas acima, gerando um gradiente vertical positivo de temperatura potencial virtual, indicando a presença de uma camada estável. No perfil trazido aqui, esta característica não está presente, ou seja, o que acontece na região próxima da superfície é exatamente a situação oposta, com a diminuição da temperatura potencial virtual com a altura, indicando a formação de uma camada instável, que será chamada a partir de agora de Camada Superficial Noturna (CSN). Esta característica pode surgir pelo fato de que na região de estudo pode estar caracterizada uma ICU, resultado da urbanização da região metropolitana de Fortaleza, fazendo com que não haja o arrefecimento comum das camadas mais inferiores da atmosfera.

A CSN em Fortaleza alcança uma altura média de 15,4 m. A estabilidade característica deste horário, apontando a formação da CLE, pode ser observada acima desta camada de instabilidade, com altura média de 177,8 m. À medida que se sobe na atmosfera, acima da CLE é possível identificar uma camada mais neutra, com uma variação na temperatura potencial virtual menor que 1 K. Como já mencionado

anteriormente, esta é uma característica típica da CR, camada esta que é resultado da camada de mistura formada no dia anterior e que perdura durante a noite, herdando os aspectos da CM. Esta camada se forma por sobre a CLE e à medida que o tempo passa, ela se torna mais rasa até o início do próximo dia, em que começa a se desenvolver a CM novamente à medida que começa a receber radiação. Em Fortaleza, esta subcamada alcança uma altura média de 972,6 m.

Um outro importante produto obtido através destes dados de radiossonda é o perfil do vento dentro da CLA. Como já dito anteriormente, a determinação da estrutura vertical da CLA é um significativo fator no estudo da dispersão de poluentes, operação de usinas nucleares, térmicas e eólicas. Arya (2002) afirma que a configuração desta camada depende de vários fatores como a velocidade do vento em altos níveis, o parâmetro de rugosidade em superfície e os fluxos de calor e umidade superficiais.

Para complementação das informações já trazidas até aqui sobre a CLA, um método semelhante ao utilizado para obter os modelos conceituais da temperatura potencial virtual média (Figura 2) foi utilizado para a plotagem dos perfis médios de vento às 00:00 e 18:00 UTC. Tais resultados são trazidos na Figura 3.

A análise do ciclo diário do vento é de indiscutível importância para o entendimento do comportamento deste dentro da CLA ao longo do mês. Uma das características do comportamento do perfil do vento no ciclo diurno está diretamente relacionado com a interação da radiação solar incidente na superfície terrestre, onde destaca-se a predominância de condições estáveis e instáveis na atmosfera durante a maior parte do dia (Lucas et al., 2017). Na atmosfera estável, normalmente à noite, a superfície possui uma temperatura menos elevada que a camada de ar acima, recebendo calor sensível da atmosfera. Em condições instáveis, normalmente durante o dia, a atmosfera próxima está recebendo calor da superfície. Condições de atmosfera instável caracterizam também processos de formação de turbulência de origem térmica, resultantes da troca de calor da superfície terrestre com a atmosfera, interferindo assim no perfil de velocidade do vento (Wyngaard, 1985).

Pela observação da Figura 3.a, é possível reconhecer que o perfil médio da velocidade do vento mostra as características da CLA formada durante o dia. Levando em consideração que este perfil se refere ao vento médio, e não ao vento geostrófico, próximo à superfície o vento aumenta com a altura, até aproximadamente 365,6 m, e alcança uma velocidade de aproximadamente 7,8 m/s. Em teoria, este seria o topo da CS, mas quando comparamos com o perfil de θ_v , este valor superestima a altura da CS encontrada naquele

perfil. De qualquer modo, nesta camada observa-se o aumento da velocidade do vento com a altura, o que é esperado. Isto ocorre pela interação desta variável com a rugosidade da superfície, ou seja, quanto maior o grau de rugosidade da superfície, maior a força de fricção e mais próximo de zero será a velocidade do vento próximo à superfície.

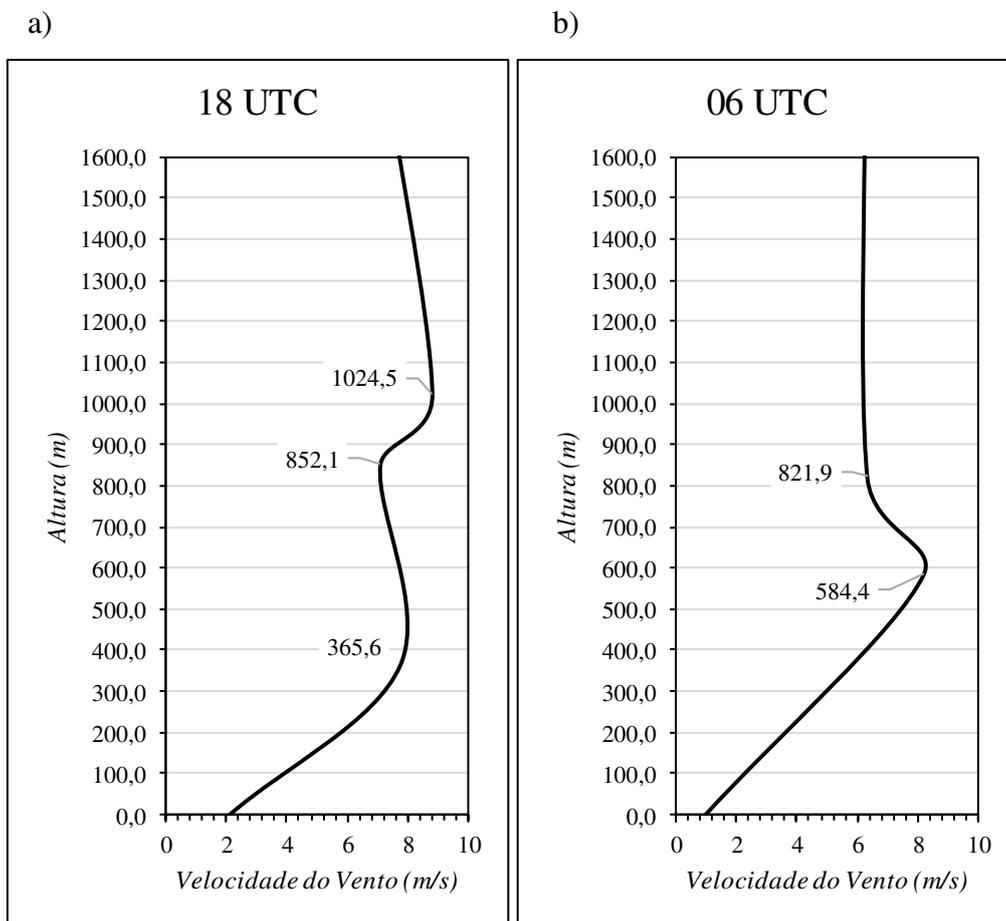


Figura 3 – Modelo conceitual dos perfis verticais médios da velocidade do vento, em m/s, para Fortaleza, às (a) 18:00 UTC e (b) 06:00 UTC.

Ainda no perfil das 18:00 UTC (Figura 3.a), acima da CS é possível observar que a velocidade do vento não apresenta consideráveis mudanças, de modo que o perfil permanece quase constante até aproximadamente 852,1 m e com valor de 7,1 m/s. Esta característica que faz com que o perfil permaneça quase constante assemelha-se ao que foi encontrado nos perfis deste mesmo horário para θ_v , quando foi observado que existia uma camada de quase neutralidade, com pouca variação de θ_v com a altura, sendo este um aspecto comum à CM em resposta à forte turbulência presente, produzida pelo aquecimento da superfície, fazendo com que as propriedades de fluxos e variáveis em seu interior sejam praticamente constantes. Um outro resultado semelhante nos dois perfis é

que a altura do topo da CM está bem próxima ao valor encontrado naquele perfil, em que alcançou valores de aproximadamente, 906,1 m.

Acima disto, os valores da velocidade do vento voltam a aumentar com a altura, até 1024,5 m, indicando assim o topo da CLA. Estes valores se assemelham também ao topo da CLA apontado no perfil de θ_v .

Durante a noite, resultados encontrados na Figura 3.b para às 06:00 UTC, a turbulência térmica é fraca e o cisalhamento domina, atuando fortemente. Dentro da CLE, diferente do que acontece durante o dia, quando se considera a magnitude do vento, este não fica constante dentro da CR e é possível observar um aumento deste até, aproximadamente, 584,4 m. Este máximo nos valores da velocidade do vento pode ser indicativo da formação de um Jato de Baixos Níveis Noturno (JBNN) e é este que dá a possibilidade da formação do cisalhamento necessário para a turbulência ser gerada dentro desta camada. Em teoria, a altura que este jato se forma coincide com a altura do topo da CLE, porém quando comparamos este valor com o encontrado no perfil de temperatura potencial virtual, este perfil superestima a altura encontrada anteriormente, que foi de 177,8 m. Como observado no perfil do período diurno, o efeito da rugosidade da superfície também é sentido neste horário, com os valores próximos à superfície se aproximando de zero. Além disso, acima do valor máximo do JBNN, aqui de 8,2 m/s, a velocidade volta a decair até 821,9 m, chegando a 6,3 m/s. Estes valores estão próximos aos encontrados na caracterização da CLN por θ_v , quando naquele caso, o topo da CLN foi apontado em 972,6 m.

É imprescindível lembrar que a atmosfera é influenciada por inúmeros fatores adjacentes, como tipo e grau de rugosidade da superfície, localização geográfica, sistemas de diferentes escalas interagindo entre si, etc. No caso específico de Fortaleza, por se tratar de uma localidade na faixa transitória entre continente e oceano, não é possível fazer uma análise da atmosfera sem considerar o efeito das circulações de brisa marítima e terrestre.

Circulações termicamente induzidas, como brisas marítimas, terrestres, de vale e montanha, assim como ilhas de calor urbano, além dos fluxos sinóticos, determinam padrões climáticos locais e condições de qualidade do ar. Em algumas áreas, duas ou mais dessas circulações podem ocorrer simultaneamente e interagir entre si (Ribeiro et al., 2018). Em localidades como a de Fortaleza, em que existe a transição entre oceano e continente, a brisa marítima é um dos fenômenos predominantes, causado pelo aquecimento diferencial entre superfícies terrestres e aquáticas. As características destas

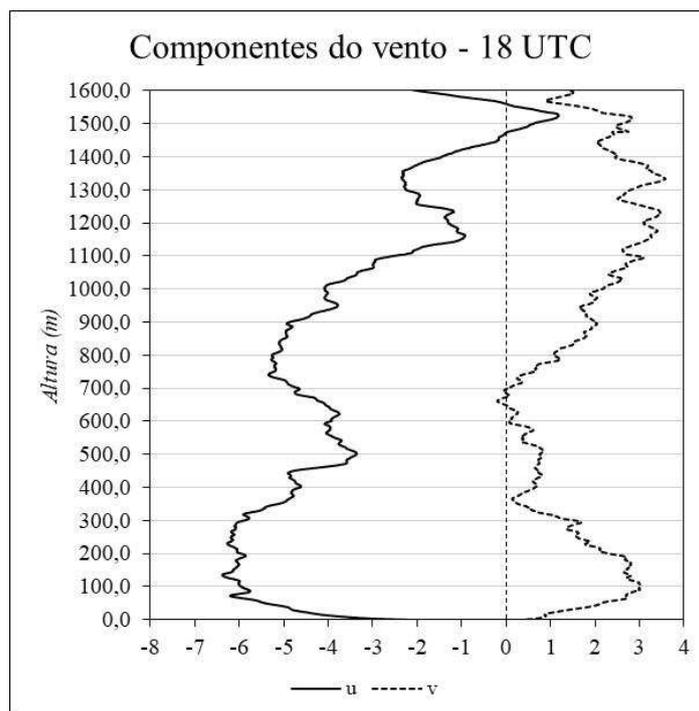
circulações variam em cada área devido às configurações do litoral, complexidade da topografia, sazonalidade e gradiente térmico continente-oceano (Crosman e Horel, 2010).

Tanto a formação da ICU quanto a das brisas marítima e terrestre se dá de forma semelhante, ou seja, pela formação de um gradiente térmico, seja na direção continente-oceano (brisa marítima e terrestre) ou na direção periferia-centro urbano (ICU), de modo que a brisa pode ser acelerada (desacelerada) em direção ao centro urbano por causa do acoplamento desta com a ICU e seu ramo ascendente (descendente) em direção ao centro, e por conseguinte, esta pode ser desacelerada (acelerada) uma vez que atravessa o centro urbano e encontra seu ramo ascendente (descendente) oposto. De posse desses conhecimentos, e utilizando os dados de vento obtidos nas radiossondagens disponíveis, se procurou determinar o grau de interação entre a brisa marítima e a ICU formadas naquela região. Para isso, a decomposição da velocidade do vento foi feita e os resultados são apresentados abaixo.

Pelos resultados obtidos às 06:00 UTC, horário esse em que o continente está mais resfriado que o oceano devido sua capacidade calorífica ser menor, com a consequente formação da brisa terrestre e, em teoria, a predominante direção do vento continente → oceano, é possível apontar que o vetor do vento tem direção prevalecte de sudeste, com a componente zonal negativa e a componente meridional positiva. Na maior parte dos dias (dias 07, 14, 15, 16, 17, 18 e 25) não é observada nenhuma alteração ao longo do perfil na direção do vento neste horário e em toda a extensão da CLA. Porém em alguns casos, é observada uma mudança na direção do vento dentro da camada. Um comportamento semelhante acontece quando a componente zonal e meridional tem sinais positivos, resultando em um escoamento de sudoeste. Esta situação acontece nos dias 08, 22, 23 e 26 (até 100 m), 11 (até 200 m), 12 (até 300 m), 13 (até 100 m), 24 (acima de 1400 m) e no dia 26 (entre 300 e 700 m de altura). Nestes casos, o sinal da brisa é mais evidente que o sinal da ICU no escoamento geral dentro da CLA, de modo que a brisa terrestre é bem estabelecida.

Monteiro et al. (2021), avaliando as ilhas de calor urbano no Brasil com base em dados de sensoriamento remoto MODIS, afirmam que uma parcela considerável das metrópoles apresenta tendências positivas nos valores do ICU diurna. As especificidades de cada região metropolitana em relação aos aspectos biofísicos permitem compreender a influência da cobertura vegetal dentro e no entorno das regiões urbanas nos valores de ICU.

a)



b)

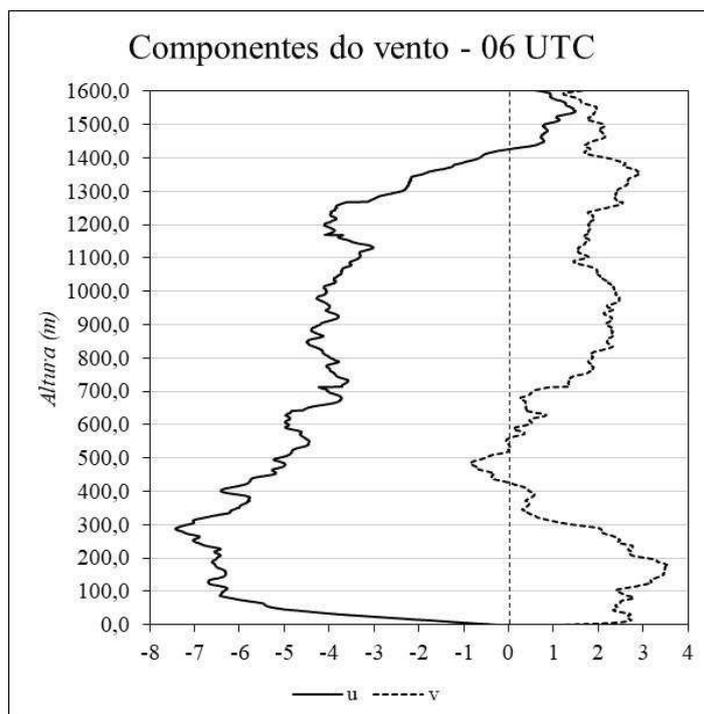


Figura 4 – Perfis médios das componentes do vento, em m/s, para Fortaleza, às (a) 18:00 UTC e (b) 06:00 UTC, sendo a linha contínua a componente zonal e a linha tracejada a componente meridional. A linha tracejada vertical indica o valor zero.

A partir destes resultados até aqui encontrados, é possível iniciar a possível confirmação da influência da ICU presente naquela localidade. Sabendo-se que a ICU se

caracteriza por temperaturas mais elevadas no interior do *centro urbano* fazendo com que a superfície não experimente o resfriamento que lhe era devido durante o período noturno, é possível suspeitar que a presença deste fenômeno tenha papel importante na circulação local, tendo ingerência determinante na direção dos ventos que compõem as brisas, principalmente brisa terrestre.

No dia 06, a direção predominante do vento é de sudeste, porém entre 200 e 400 m, a componente meridional se torna negativa, e o vento muda de direção e passa a escoar de nordeste, ou seja, contrária ao escoamento esperado para a brisa terrestre. Este pode ser um dos sinais de influência da presença da ICU na localidade de estudo. Esse mesmo comportamento acontece nos dias 12 (a partir de 500 m), 13 (a partir de 400 m), 23 (entre 200 e 500 m) e 24 (entre 400 e 700 m de altura). Isto ocorre porque, nestes casos, a influência da ICU é mais predominante que a velocidade do vento no escoamento, ou seja, apesar do maior resfriamento da superfície continental em relação ao oceano, o *centro urbano* continua aquecido, fazendo com que a circulação da ICU em direção ao *centro urbano* sobressaia em relação à brisa terrestre.

Outra situação a ser apontada é a mudança na direção do vento quando a componente zonal é positiva e a componente meridional é negativa, resultando em um escoamento de noroeste. Esta situação também ocorre pelo motivo acima citado, em que o sinal da ICU é mais forte, inibindo a circulação de brisa e ocorre nos dias 13 (entre 100 e 400 m) e 26 (entre 100 e 300 m de altura).

Diferente do período noturno, em que o sinal da brisa terrestre é predominante na maioria dos dias, durante o período diurno isso não acontece. Na grande maioria dos dias (06, 08, 11, 15, 16, 17 e 19), o vento também apresenta um escoamento na direção continente → oceano, com predominância de ventos de sudeste, com a componente zonal negativa, indicando a circulação dos ventos alísios, e a componente meridional positiva, dentro de toda a extensão da CLA, de modo a se afirmar que o sinal da brisa marítima, nesses dias, não predominou no escoamento. Isso acontece também no dia 13, onde, apesar do vento escoar de sudoeste até 200 m, ainda é um escoamento contrário à direção esperada do escoamento da brisa marítima.

Por outro lado, em alguns dias é possível observar a circulação típica da brisa marítima na direção oceano → continente nos níveis mais baixos da atmosfera. É o caso dos dias 07 e 23, em que até, aproximadamente os 300 m, o escoamento se dá de nordeste, e acima disto, volta a escoar de sudeste. Nos dias 09, 12 e 18, o vento predominante

próximo à superfície escoar de sudeste, porém acima dos 300 m, observa-se uma mudança na direção e passa a escoar de nordeste.

Quando se considera a média do período de estudo, se obtém o resultado expressado na Figura 4 acima, em que estão os perfis verticais médios das componentes zonal e meridional do vento, sendo a Figura 4.a para 18:00 UTC e Figura 4.b para 06:00 UTC.

Às 18:00 UTC, é possível observar que a componente zonal do vento é negativa em toda a extensão da CLA, até aproximadamente 1400 m, voltando a ficar positiva próximo de 1600 m. Por outro lado, a componente meridional é positiva 650 m, obtendo valores negativos entre 650 e 700 m e voltando aos valores positivos acima disso. Esta configuração indica que, na maior parte da extensão vertical da CLA, em média, o vento na área de estudo é de tal forma que o escoamento se dá de sudeste ($u < 0$ e $v > 0$). Porém, entre 650 e 700 m, com $u < 0$ e $v < 0$, o escoamento indica um giro na direção e passa a se dar de nordeste, sendo este o sinal da circulação de retorno da brisa marítima. Além disso, entre 1400 e 1600 m ($u > 0$ e $v > 0$), sudoeste é a direção predominante do escoamento do vento. Dito isto, é possível indicar a presença da frente de brisa marítima dentro da CLA e a circulação de retorno acima de 1400 m. Se for considerada a associação da formação da brisa marítima com a presença da ICU, suspeita-se que o efeito destas se combina, de modo que a frente de brisa e o ramo ascendente da ICU mais próximo da costa se conectam e fazem com que o escoamento em direção ao interior do centro urbano se intensifique.

No período noturno, Figura 4.b, a configuração do escoamento, a partir da observação dos perfis médios das componentes do vento, permanece praticamente a mesma que durante o dia, com a componente zonal negativa até aproximadamente 1400 m e a componente meridional positiva, exceto entre 400 e 550 m, de modo que o escoamento se dá de sudeste e nordeste nas camadas mais inferiores da CLA e acima de 1400 m indica um giro na direção, passando a escoar de sudoeste. Esta informação é de grande importância para entender um dos efeitos da ICU nos grandes centros urbanos. Pela associação entre a presença da ICU e o escoamento do vento em baixos níveis, é possível afirmar que a brisa terrestre, que deveria se formar neste horário, é inibida pela presença da ilha de calor, ou seja, a extensão continental próxima à costa não se resfria a ponto de alcançar temperaturas inferiores às observadas no oceano, de modo que a configuração clássica necessária para a formação da brisa terrestre não ocorre. Dessa forma, a circulação predominante é a que está associada com a ICU e a configuração observada nos perfis verticais médios das componentes do vento indica o que podemos chamar de

borda da ICU, próxima à costa, na zona periférica do centro urbano, com um ramo ascendente e escoamento na direção adjacências → centro nas camadas inferiores e uma circulação de retorno na direção centro → adjacências acima disto.

Como mencionado anteriormente, a atmosfera é um sistema aberto, de modo que os diferentes sistemas atmosféricos de diferentes escalas interagem entre si, dependendo de diversos fatores, exercendo influências mútuas entre si, somando efeitos ou inibindo intensidades. Por esse motivo, é clara a interação de diferentes sistemas e fenômenos meteorológicos na região de estudo da atual pesquisa. Por ser uma região costeira, pode-se inferir a presença das circulações das brisas marítima e terrestre e por ser um grande centro urbano, a presença de uma ICU também é esperada. Além disso, a região é uma área de influência dos ventos alísios que atuam na região tropical do Atlântico, além da influência das circulações de grande escala. Ou seja, a interação de diversos sistemas naquela região é esperada e a interferência de cada um pode ser sentida nas demais situações. Por isso, se faz necessária a análise dos perfis verticais de θ_v , associados aos perfis verticais das componentes do vento, dia a dia, que se segue. Para esta análise, apenas os perfis noturnos serão considerados, visto que este é o período do dia em que a ICU tende a estar mais bem configurada.

No primeiro dia do estudo, 06/04/2011, o perfil de θ_v se comporta de modo que não há indícios de que o sinal da ICU esteja forte, ou seja, o perfil mantém a estabilidade característica próximo à superfície, indicando o resfriamento das camadas inferiores de ar. Em adição a isso, o perfil de u apresenta valores negativos em toda a extensão vertical da CLA, sendo esta uma característica imposta pela presença dos ventos de grande escala, característica essa que está presente em todos os perfis de u encontrados. O perfil de v apresenta valores positivos próximo à superfície, assume valores negativos acima disto até 970 hPa e volta aos valores positivos acima. Toda esta caracterização indica que a brisa terrestre se apresentou bem estabelecida naquela noite, com boa identificação da circulação de entrada próximo à superfície e da circulação de retorno entre 400 e 600 m de altura, ou seja, a presença da ICU nesta noite não impôs grandes impactos à formação da brisa terrestre. Para este dia, Δ_{ICU} foi de 0,33, o que confirma uma ICU não muito bem estabelecida e sem fortes impactos sobre a circulação de brisa.

No dia seguinte, 07/04/2011, já é possível identificar o sinal da presença da ICU no perfil de θ_v , com uma estreita camada de instabilidade logo acima da superfície. Apesar de ser uma camada estreita e de um gradiente pequeno, é possível identificar que sua presença é de considerável atuação sobre a formação das circulações de brisa. Quando se

considera o perfil de v , os valores encontrados são todos positivos, de modo que não se observa nenhum sinal da presença da circulação de retorno da brisa terrestre. Embora quando se considere os dois perfis (u e v), sendo u negativo em toda a extensão vertical, a ausência da circulação de retorno impossibilita a caracterização desta circulação. Sendo assim, ao menor sinal da presença da ICU, constata-se que a brisa terrestre se descaracteriza naquela região. Esta configuração se repete nos dias 08, 11, 14, 15, 16, 17, 18, 22 e 25.

Alguns dias dentro do período estudado apresentam características singulares. Como já mencionado anteriormente, os dias 09 e 12 foram dias chuvosos, de modo que a CLA pôde não ser identificável devido à mistura atmosférica, e os perfis de θ_v não trouxeram informações suficientes para a análise associada dos resultados e consequente combinação das informações de vento e ICU. Além disso, os dias 10 e 19 não trazem perfis de vento bem definidos, o que pode ter acontecido por alguma falha instrumental.

Uma outra situação encontrada diz respeito aos dias em que, apesar da presença de uma camada de instabilidade próxima à superfície, indicando o sinal da ICU, o perfil de v se caracteriza de forma a apontar a presença da circulação de retorno em níveis médios dentro da CLA. É o caso dos dias 13, 23 e 24/04/11. Nestes dias é possível observar que a intensidade do vento nunca passou de 6 m/s dentro da camada limite, o que pode ser o motivo pelo qual, apesar da presença do sinal da ICU, a brisa terrestre alcança os atributos necessários para seu reconhecimento, de modo que os dois fenômenos são identificáveis.

De acordo com os resultados encontrados por outros autores, a CLA desenvolvida em situações de maior umidade é mais rasa que a que se desenvolve em um ambiente seco. Por exemplo, Fisch et al. (2004) encontraram maiores profundidades da CLA durante estações secas que durante estações chuvosas na Amazônia, além de afirmarem que em regiões continentais, os valores do topo da CLC são bem superiores aos valores da CLC litorânea. Carneiro et al. (2016) afirmam que na época seca, a CLA mostra-se melhor estabelecida, atingindo uma maior profundidade máxima em relação à estação chuvosa. A partir de radiossondagens realizadas na China, Guo et al. (2016) mostraram que a CLA observada na primavera e no verão é geralmente mais profunda que a observada nas outras estações. Resultados semelhantes também foram encontrados por Renju et al. (2017), constataram valores máximos da altura da CLA de aproximadamente 1300 m durante a pré-moção (estação seca) e profundidades entre 900 e 1100 m durante e depois da época de monções (estação chuvosa) na península indiana.

Os resultados encontrados na atual pesquisa apontam para uma CLC de profundidade considerável, porém mais rasa que a CLC comumente encontrada no interior do continente, e mais profunda que a CLC marítima. Enquanto a altura da CLC continental alcança, em média, 2 km de profundidade, a altura característica da CLA marítima situa-se em torno de 500 m (Stull, 1988; Reuter et al., 2004). Também na CLA litorânea é nítido o forte cisalhamento do vento, que provavelmente contribui para uma maior turbulência na CLA, associada à maior rugosidade aerodinâmica superficial. Os valores encontrados aqui indicam o efeito da continentalidade nesta camada, de modo que o desenvolvimento turbulento da CLC dentro do continente é mais considerável, além da CLA reagir aos efeitos do oceano através da brisa marítima.

Um importante efeito da localização geográfica de Fortaleza é o alto teor de umidade proveniente do oceano. A interação dinâmica da brisa marítima com os fluxos turbulentos no litoral cearense pode dar origem a condições que façam com que os perfis de umidade apresentem uma neutralidade considerável nos baixos níveis da atmosfera, de modo que o perfil de temperatura potencial virtual se mostre como uma primorosa ferramenta para a caracterização da CLA naquela região, já que esta variável traz também as informações de umidade necessárias à análise, principalmente quando se trata das camadas próximas à superfície.

Como já mencionado anteriormente, a principal suspeita para que a CLA noturna se comporte desta forma é o desenvolvimento da ICU na Região Metropolitana de Fortaleza. Dentre os diversos efeitos desse tipo de formação está o aumento da temperatura do ar próximo à superfície durante o período noturno, o que impede o arrefecimento natural da superfície, conseqüentemente, inferindo características de instabilidade na camada de ar imediatamente acima, como visto no perfil médio de θ_v , trazido aqui.

6.2. Evolução espaço-temporal da área urbana de Fortaleza e ICU

Além da dependência da interação com os diversos tipos de superfícies, o desenvolvimento e as distintas características de qualquer subcamada da CLA são fortemente influenciados por fenômenos atmosféricos de grande e mesoescala e quando se leva em consideração esta última, o acoplamento com a microescala dá exatamente a possibilidade do estudo da Camada Limite Urbana (CLU) e da ICU, além das caracterizações de circulações termicamente induzidas, como brisas e ventos de vale-montanha. A fim de confirmar tais suspeitas, utilizou-se imagens do satélite Landsat 5 TM e Landsat 8 OLI, com a aplicação do algoritmo SEBAL, para a estimativa do albedo e da temperatura da superfície e observação da evolução da ICU de Fortaleza.

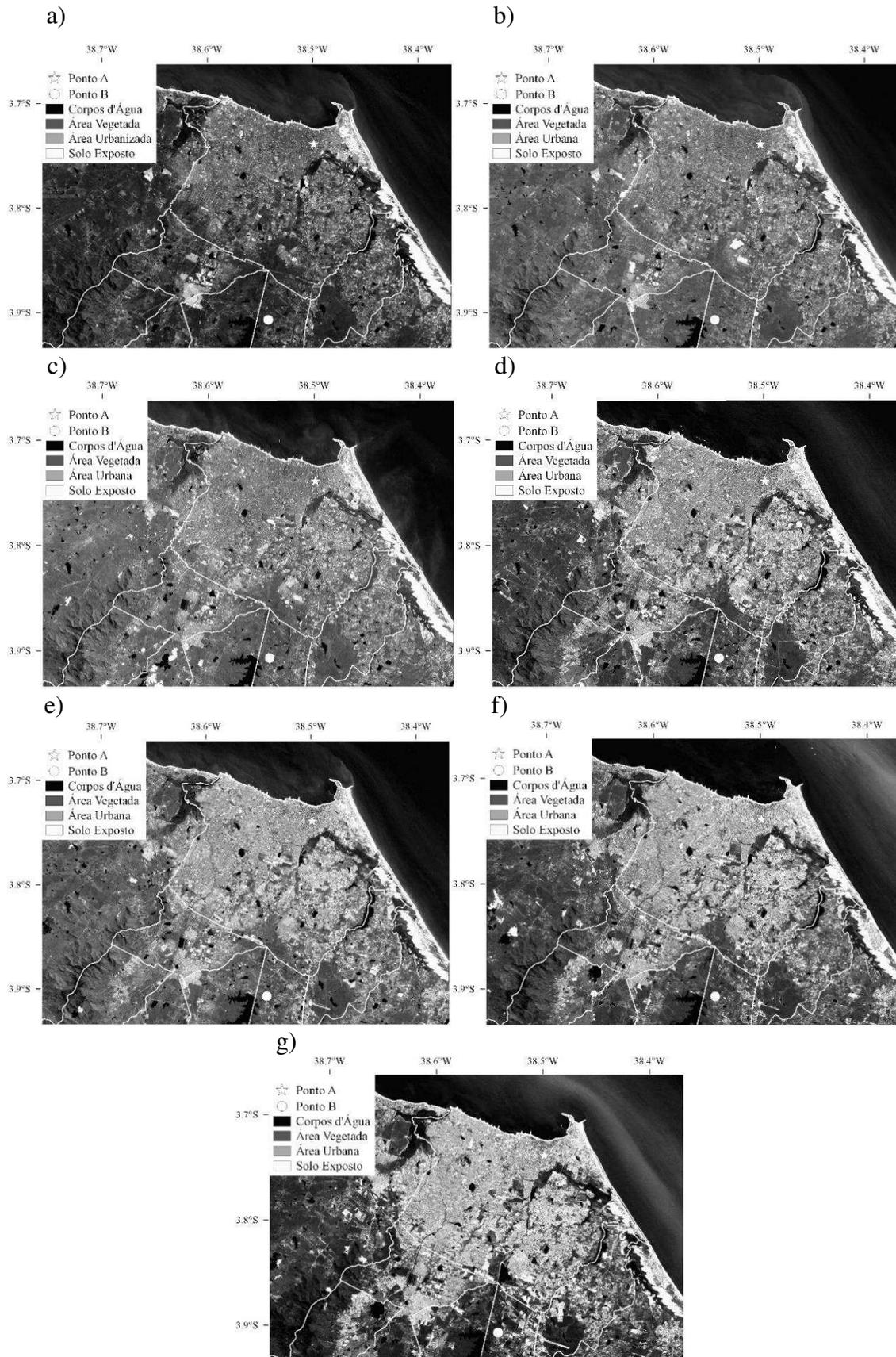


Figura 5 – Albedo da superfície, em Fortaleza para (a) 1988, (b) 1991, (c) 1996, (d) 2001, (e) 2006, (f) 2013 e (g) 2017, com marcações para os pontos A e B.

A Figura 5 traz as estimativas do albedo da superfície na região de estudo, ou seja, estimou-se a fração de energia refletida por uma superfície em relação ao total de energia nela incidente.

Estes resultados possibilitam a identificação de tipos de superfícies distintos dentro da região de estudo, sendo um destes a área urbana de Fortaleza (tons de cinza claro).

Dois pontos podem ser observados a partir da análise das imagens. Em primeiro lugar, é claro o crescimento horizontal ao longo do tempo desta região, indicando o aumento da área urbana daquele município.

Em segundo lugar, é possível observar que os tons de cinza ficam cada vez mais claros no decorrer do tempo, indicando um aumento nos valores de albedo da superfície.

Em 1988, o albedo da superfície na área de estudo compreendia valores entre 18 e 19,5%, valores estes que não apresentaram variação considerável durante a década de 1990. Em 2006, já é possível encontrar valores de albedo em torno de 20% na região estudada. Na última imagem utilizada, o albedo da superfície no ponto considerado alcança valores entre 22,5 e 25%.

Isto indica que, além do crescimento horizontal daquele espaço, há também uma mudança no tipo de urbanização presente, ou seja, há também um crescimento verticalizado e uma impermeabilização dos solos cada vez mais considerável.

Para comprovar o aumento horizontal da área urbana de Fortaleza, a classificação supervisionada do albedo da superfície foi utilizada para a demarcação do perímetro urbano, que será chamado a partir de agora de *mancha urbana*.

Além da *mancha urbana*, determinou-se também a região onde o teor de urbanização é maior, ou seja, dentro do perímetro urbano, há a marcação do que se chama a partir de agora *centro urbano*. A Figura 6 traz estes resultados.

Nas últimas três décadas, a *mancha urbana* de Fortaleza aumentou em 35%, de 161,10 km² para 248,77 km², quase 90 Km², enquanto que o *centro urbano* em 68%, de 4,75 km² para 14,82 km², resultando em mais de 10 Km² de crescimento, sendo os maiores aumentos observados a partir do final dos anos 2000. Estes são indicadores fundamentais que apontam para a presença de uma ICU na região do estudo, visto que o balanço energético da superfície urbana resultante destas mudanças é diferente do balanço de uma superfície rural e que o não resfriamento da superfície urbana após o pôr-do-sol dá origem a este tipo de fenômeno (Barlow et al., 2015).

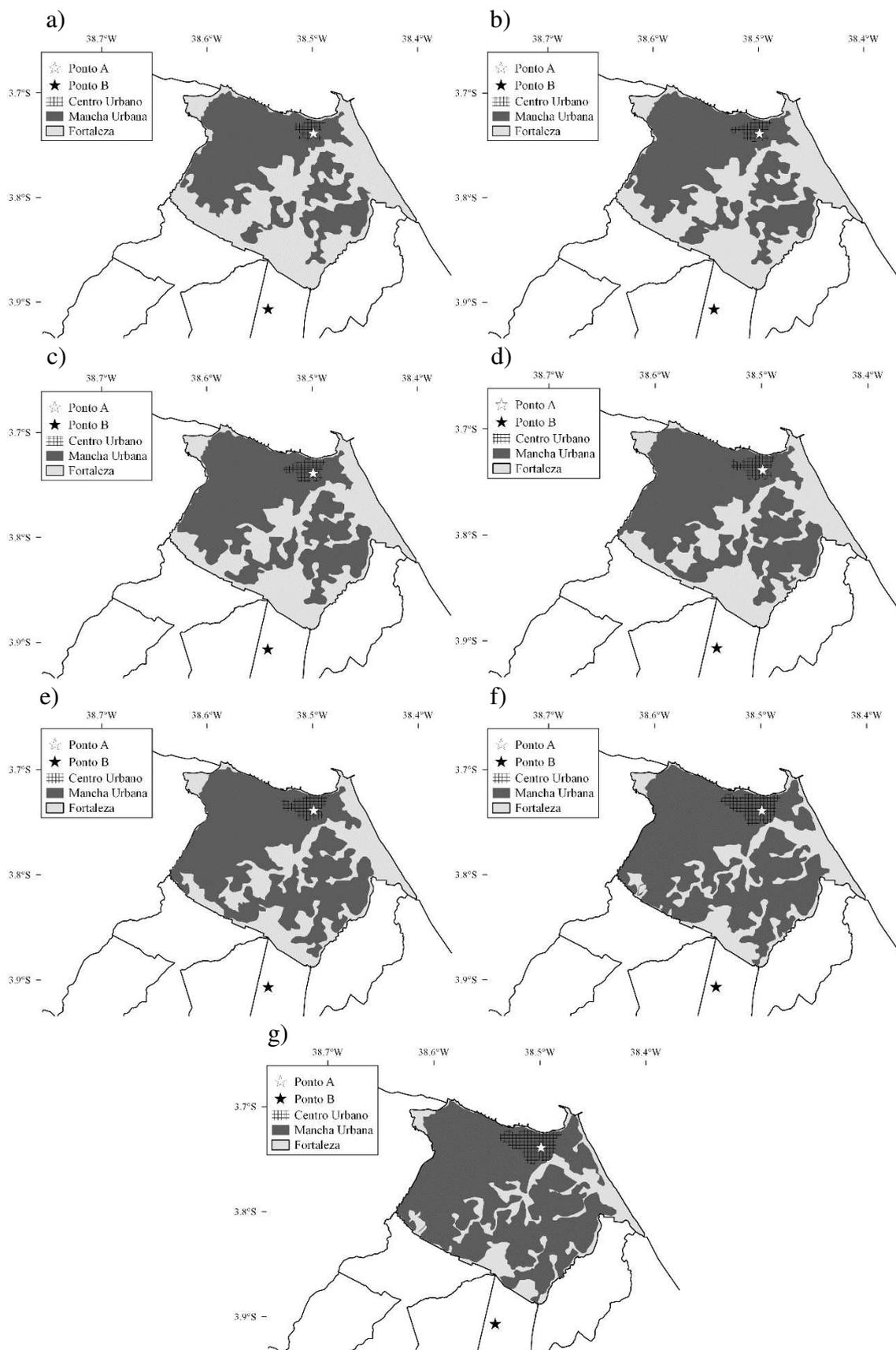


Figura 6 – Projeções da mancha urbana e do centro urbano de Fortaleza para (a) 1988, (b) 1991, (c) 1996, (d) 2001, (e) 2006, (f) 2013 e (g) 2017, com marcações para os pontos A e B.

Se considerarmos o período estudado como dois períodos menores, ou seja, de 1988 a 2001 e de 2001 a 2017, conclui-se que, para o primeiro subperíodo, a *mancha urbana* de Fortaleza cresceu aproximadamente 33,2 km² em relação ao início do período estudado, o que equivale a um aumento de 20,6%. Já quando se considera o crescimento do *centro urbano*, o aumento passa a 68,8%, aproximadamente 3,27 km² em relação ao início do período.

Quando se contempla o segundo subperíodo, de 2001 a 2017, a *mancha urbana* de Fortaleza experimentou um aumento de 28% em relação ao início do subperíodo, o que equivale a 55 km² de expansão da área em questão. Um aumento de 6,8 km² (45,8%), foi observado no *centro urbano* quando se considera o segundo subperíodo.

Este crescimento urbano, experimentado na área de Fortaleza, é resultado do intenso aumento do investimento em habitações desde o final do século XX. Segundo Castro et al. (2017), a urbanização do litoral de Fortaleza atende à demanda das classes mais privilegiadas, pautados na visão mercantilista do status social de morar na faixa litorânea.

As imobiliárias elaboram estratégias para apropriação dos terrenos de marinha, dos campos de dunas e das zonas de berma, região pós-praia localizada fora do alcance das ondas e marés normais, ocupadas pelas comunidades em situação de vulnerabilidade social. Tais ocupações são frutos do déficit habitacional causado pelo rápido crescimento populacional de Fortaleza. A partir do início do Século XX, o litoral de Fortaleza passa por mudanças que transformam a área em espaço a ser utilizado para atividades terapêuticas, caminhadas, banhos de sol e de mar, quando antes representava espaço ocupado e funcionalizado pela atividade pesqueira e portuária (Dantas, 2011).

Almeida e Gondim (2014) indicam que o desenvolvimento de Fortaleza responde à lógica de investimentos que desconsidera a coletividade, onde a viabilidade de projetos públicos e privados é analisada a partir das vantagens econômicas e seus resultados políticos. Como consequência, tais projetos tratam os espaços urbanos e os cidadãos de maneira diferenciada, privilegiando as necessidades dos seus agentes e promotores, e não os interesses coletivos da sociedade, trazendo um altíssimo custo socioambiental e cumulativo ao longo do tempo.

A Figura 7 mostra, graficamente, o aumento da área urbana de Fortaleza, sendo a curva da área da *mancha urbana* associada ao eixo vertical principal do gráfico e a curva da área do centro urbano associada ao eixo vertical secundário do gráfico. A partir deste resultado é possível observar que nos últimos anos estudados nesta pesquisa, proporcionalmente, o *centro urbano* da região de estudo cresceu mais do que o restante

da área urbana, ou seja, duplicando de tamanho desde 2006 (um aumento de cerca de 59% em relação a sua área inicial), enquanto que a *mancha urbana* total cresceu apenas 14%. Antes desse período, *centro urbano* e *mancha urbana* apresentavam crescimentos percentuais equivalentes.

Um segundo indicador, já mencionado aqui anteriormente, diz respeito ao aumento da diferença de temperatura da superfície entre o centro urbano e o entorno da cidade. A evolução no tempo da ICU é considerada, neste caso, como sendo o possível aumento de Δ_{ICU} dentro da região de estudo (Oztaner et al. 2015). Para isso, utilizando dois pontos previamente determinados, a temperatura da superfície foi estimada a partir das imagens de satélite disponíveis.

Apesar de, teoricamente, o maior efeito da ICU ser observado durante o período noturno, devido a maior diferença de temperatura entre as regiões inseridas no perímetro urbano e as áreas adjacentes, as imagens trazidas aqui já podem ser consideradas representativas da formação da ICU, a priori.

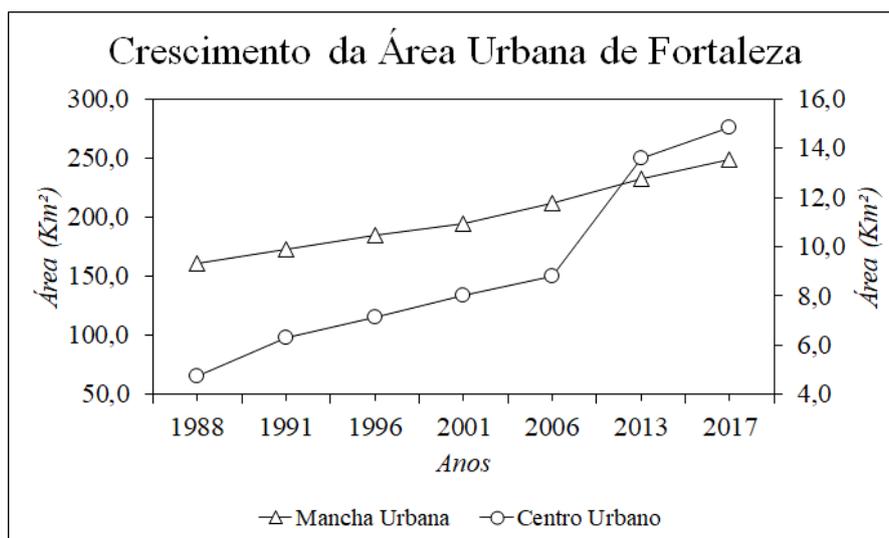


Figura 7 – Crescimento urbano, em Km², da mancha urbana e do centro urbano de Fortaleza.

Para se considerar o efeito da urbanização da região de Fortaleza é preciso atentar-se ao desenvolvimento da área ocupada pelas edificações urbanas e como isso tem acontecido nas últimas décadas. De acordo com Lima (2013), a quantidade de ocupações irregulares, quer sejam espontâneas ou planejadas, vem crescendo consideravelmente em Fortaleza desde a década de 1980. De acordo com Bernal (2004), em 1985, no município de Fortaleza, existiam 234 conjuntos de habitações precárias com 64.035 domicílios, 70.450 famílias e 352.250 pessoas residentes. Em 2002, o número desse tipo de

habitações já ultrapassava 614, mais 82 áreas de risco, com mais de 700 mil pessoas vivendo em situação de exclusão.

A Figura 8 traz exatamente as informações da TS naquela região a partir deste período. Em todos os quadros trazidos nesta figura é possível observar que a região indicada como *centro* urbano apresenta temperaturas da superfície sempre superiores às regiões adjacentes, fora da *mancha urbana*. É possível observar que a partir da década de 90, o considerável crescimento urbano daquela região acarreta no gradual aquecimento da superfície, característica essa que pode ser observada também nas imagens posteriores.

Como já mencionado, a redução antrópica das áreas verdes implica no aumento das temperaturas na cidade. O ideal de área verde indicado pela ONU é de 12 m²/hab, porém Fortaleza chega a ter apenas 4 m²/hab.

O respeito a essas áreas de preservação e a não impermeabilização do solo resultaria em menores casos de inundações, diminuição dos efeitos da erosão marinha, além da diminuição das temperaturas (Dantas et al., 2016).

Apesar da temperatura não apresentar grande variação temporal no Ponto A (*centro urbano*), quando se considera a diferença de temperatura entre os dois pontos determinados, esta variação aumenta de 4,27° em 1988 para 6,67° em 2006, sendo este mais um indicador da presença e intensificação da ICU em Fortaleza. Porém, este valor volta a diminuir nos anos 2010, chegando a 3,46° em 2017.

O total anual médio de precipitação em Fortaleza é de cerca de 1500 mm. Em média, sazonalmente, a precipitação concentra-se no trimestre de março a maio, quando ocorre mais de 50% do total anual, e a estação seca estende-se de agosto a novembro (Strang, 1972).

Em 2010, primeiro ano do que ficou conhecido como seca pluriannual ainda em curso, o estado do Ceará recebeu um volume médio de chuva de 302,3 mm. No ano de 2012, o volume acumulado foi de apenas 302,5 mm. Em 2013, 364,4 mm foram observados durante os meses de fevereiro a maio, resultando em mais uma estação chuvosa abaixo da média. No ano de 2014, o volume acumulado entre fevereiro e maio foi de 460,2 mm. Em 2015, choveu 418,7 mm durante a quadra chuvosa, e por fim, em 2016, choveu apenas 327,3 mm. Embora tenham sido registradas chuvas em torno da média em 2011, a distribuição da precipitação não foi favorável ao aporte de água nos reservatórios. Assim, entre 2010 e 2016, o estado enfrentou o que pode ser considerado o período mais severo de seca dos últimos 100 anos (Cortez et al., 2017).

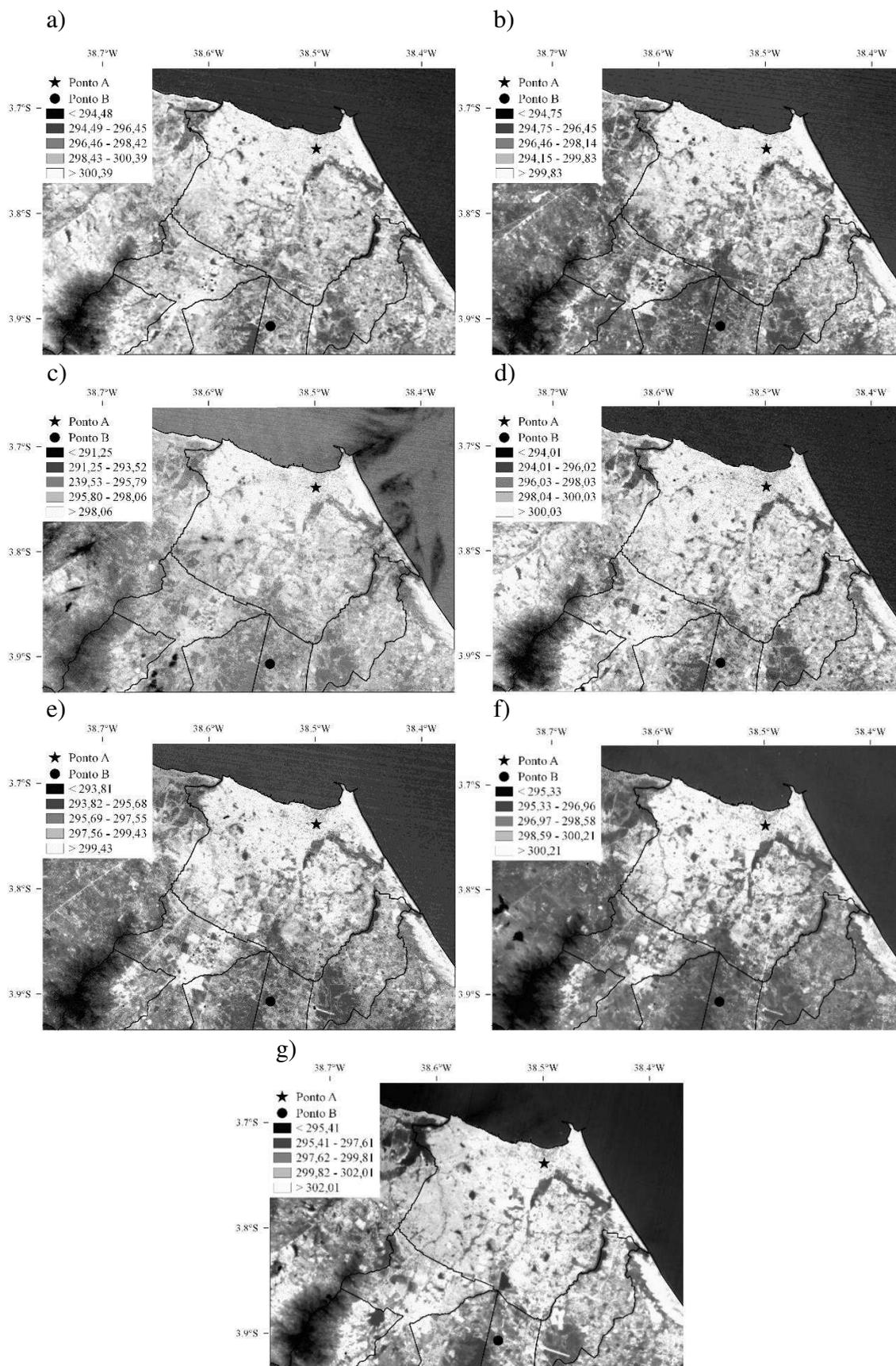


Figura 8 – Temperatura da superfície, em K, em Fortaleza para (a) 1988, (b) 1991, (c) 1996, (d) 2001, (e) 2006, (f) 2013 e (g) 2017, com marcações para os pontos A e B.

Esta diminuição observada em Δ_{ICU} a partir dos anos 2010 não indica que a ilha de calor de Fortaleza tenha se atenuado, mas pode ser resultado do agravamento da seca naquela região, sendo este resultado da estiagem que começa a apresentar sinais desde 2010, que já foi um ano seco, e que no período 2010-17, somente 2011 teve chuvas acima da média, mas este foi seguido pelos déficits de precipitação mais graves em 2012, como ilustrado na Figura 9. É possível afirmar que, os volumes de chuva abaixo da média tenderam a influenciar na cobertura vegetal de Itaitinga, fazendo com que o solo fique mais exposto e conseqüentemente com temperaturas da superfície mais elevadas e diminuindo a diferença entre as temperaturas da superfície nos Pontos A e B e menor Δ_{ICU} .

Esta figura mostra o acumulado de chuva para os últimos 16 anos nestas duas localidades, em comparação com as normais climatológicas para o período entre 1961 e 1990, acarretando em temperaturas mais elevadas que em anos anteriores (Marengo et al. 2016).

A análise das imagens de satélite utilizadas até aqui mostra que a mudança ocorrida na área urbana de Fortaleza, em decorrência do uso e ocupação do solo, contribuiu para a alteração do microclima da metrópole. Desta forma, pelo fato de que o perímetro urbano de Fortaleza, aqui considerado, apresentar temperaturas mais elevadas que as áreas adjacentes, com um teor de urbanização inferior, estes resultados são suficientes para aduzir-se a presença da ICU de Fortaleza, de modo que este pode ser um dos fatores determinantes para a formação da camada de instabilidade noturna próxima à superfície, trazendo características distintas à CLA formada naquela região.

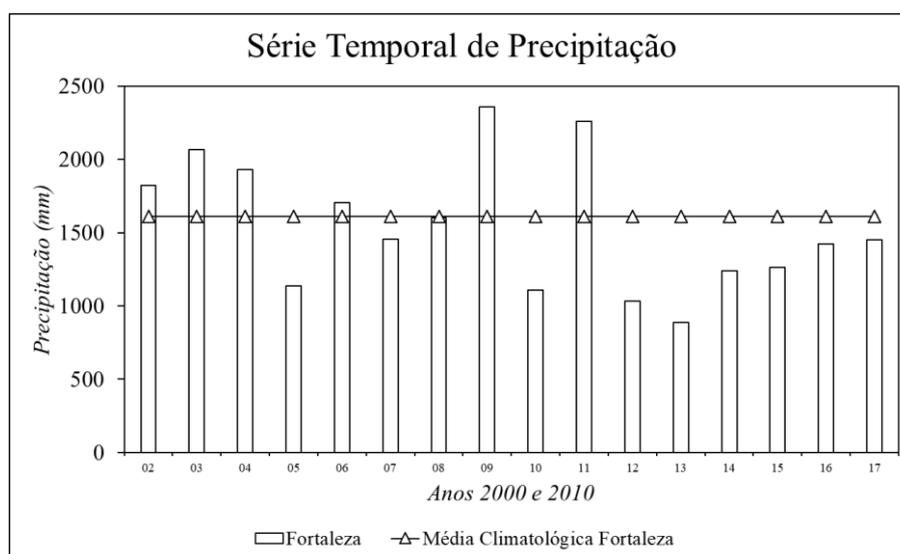


Figura 9 – Série temporal de precipitação para os últimos 16 anos, com acumulados de chuva anuais e normais climatológicas para Fortaleza. Fonte: INMET.

A elevação da temperatura da superfície na cidade durante o período noturno, consequência da presença da ICU, resulta em uma situação distinta ao que acontece em áreas menos urbanizadas. Por exemplo, em Itaitinga, os valores de temperatura próximo à superfície durante o período noturno tendem a acompanhar o natural arrefecimento da superfície, esperado em áreas não urbanizadas ou com teor baixo de urbanização. Por outro lado, em Fortaleza, a forte manipulação antrópica da superfície para uso e ocupação faz com que, durante a noite, o arrefecimento natural da superfície não aconteça, ou seja, o aquecimento experimentado pela superfície durante o dia se estende até o período noturno, sem a perda de calor para a atmosfera. Sendo assim, os valores de temperatura potencial virtual naquela área tendem a diminuir nos primeiros níveis da atmosfera, indicando um forte grau de instabilidade na região, consequência da ICU formada.

A Figura 10 mostra o crescimento no tempo destes valores e consequente comprovação da presença da ICU de Fortaleza, sendo as curvas de temperatura da superfície de Fortaleza e Itaitinga associadas ao eixo vertical principal do gráfico e a curva de Δ_{ICU} associada ao eixo vertical secundário do gráfico.

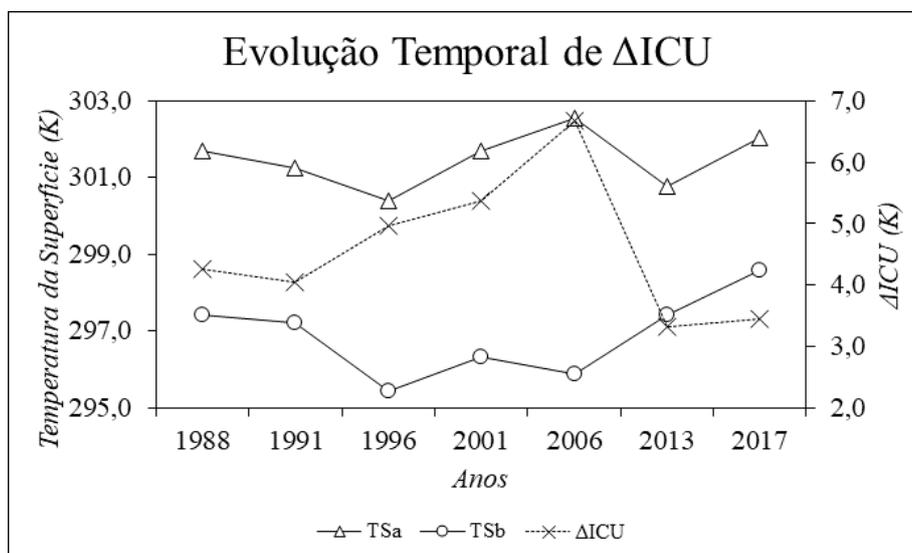


Figura 10 – Temperatura da superfície, em K, nos pontos A e B para os anos de estudo (linhas contínuas, eixo principal) estimadas a partir de imagens LANDSAT e diferença entre as temperaturas - Δ_{ICU} (linha pontilhada, eixo secundário).

É possível observar que os maiores valores de Δ_{ICU} estão entre 1996 e 2006, período em que o crescimento da área urbana começou a se intensificar. Não há uma convenção entre pesquisadores no que diz respeito à determinação de um limiar para Δ_{ICU} que balize este parâmetro e aponte a presença da ICU, porém existe o consenso de que este seja o

melhor indicador para análise deste fenômeno. Além disso, a partir da primeira metade dos anos 2010, em 2013, este índice começa a diminuir, porém esta diminuição não anula a presença da ICU. Esta característica é resultado do agravamento das secas registradas naquelas áreas a partir de 2010.

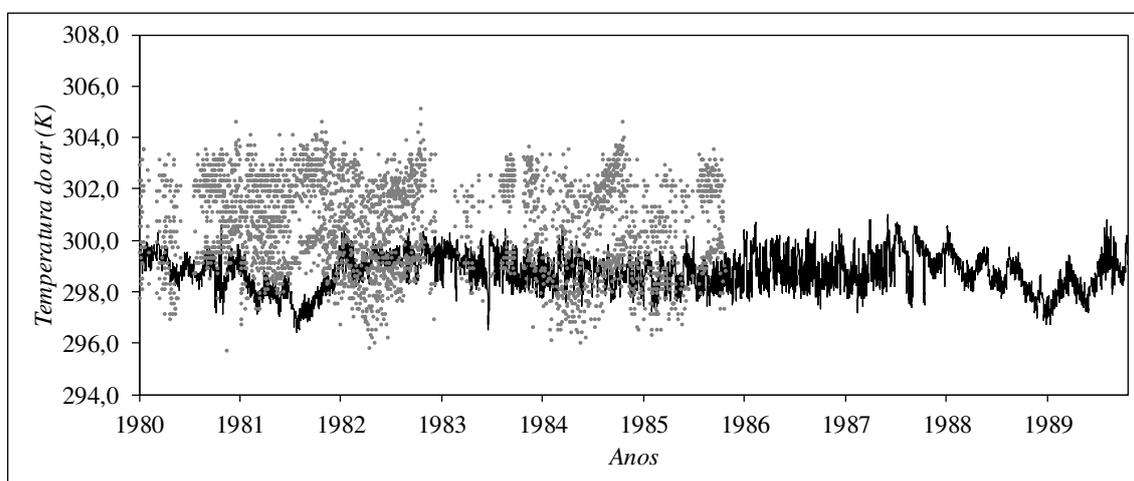
6.3. Validação da reanálise ERA5 para Fortaleza

Para uma análise mais detalhada do fortalecimento do sinal da ICU, além dos dados pontuais anuais já trazidos até aqui, utilizou-se também uma série temporal horária, com início em 1994 até 2018, com três horários por dia (00:00, 12:00 e 18:00 UTC), de dados observados obtidos da rede de estações meteorológicas convencionais do INMET para Fortaleza. Estes dados serviram como base para o teste da aplicabilidade dos dados de reanálise, posteriormente utilizados, através do cálculo de regressão. Em primeiro lugar, a comparação gráfica dos dados observados e de reanálise foi feita a fim de identificar o comportamento das curvas obtidas.

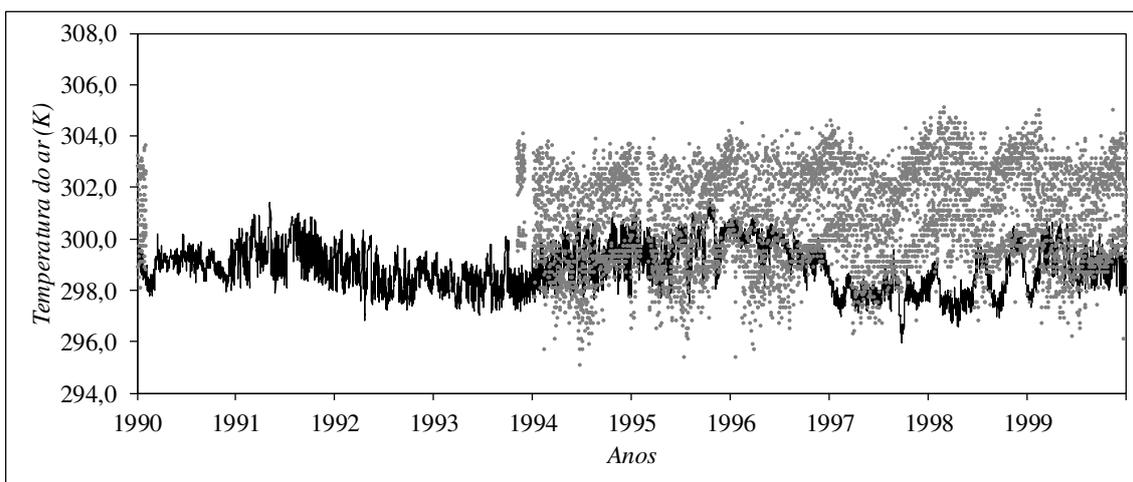
A Figura 11 traz essas informações e a partir delas é possível observar questões importantes. Já é sabido que os dados de reanálise são dados horários, ou seja, a cada dia existem 24 dados disponíveis. Quando se consideram os dados observados, essa resolução temporal cai para 3 dados por dia. Além disso, a primeira questão resultado da observação da Figura 11 é que existe uma grande lacuna temporal, ente do final de 1985 e o final de 1993 (Figuras 11.a e 11.b), ou seja, oito anos de dados contínuos faltosos, além de dados pontuais por toda a série temporal.

Uma outra questão importante a ser observada é que a curva que representa os dados de reanálise apresenta temperaturas máximas com valores inferiores aos dados observados, ou seja, o modelo gerador dos dados ERA5 subestima as temperaturas máximas registradas durante o período diurno.

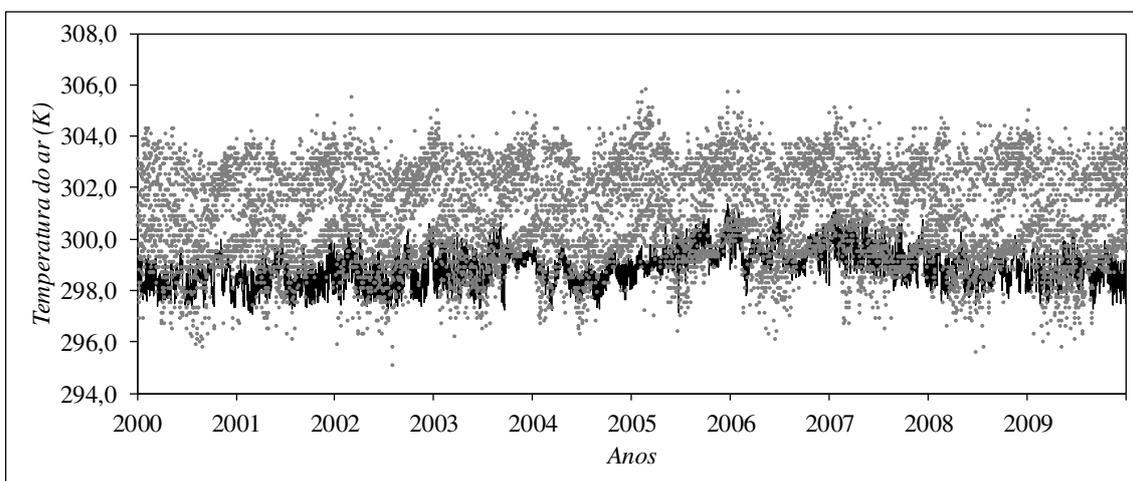
a)



b)



c)



d)

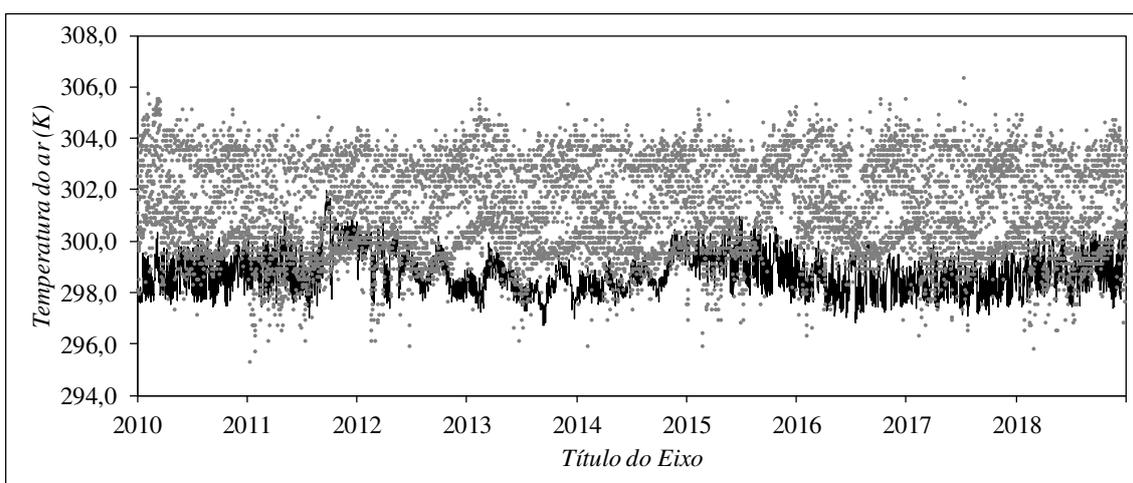


Figura 11 – Temperatura do ar à superfície, em K, para a) 1980 a 1989, b) 1990 a 1999, c) 2000 a 2009 e d) 2010 a 2018, sendo a curva de linha contínua dados de reanálise ERA5 e curva pontilhada dados observados.

Porém quando se considera o período noturno, período este em que se registram as temperaturas mínimas e quando o sinal da ICU está mais forte, os dados observados são bem representados pelos dados de reanálise.

Comparando-se os dois tipos de dados nos três horários considerados, é importante pontuar que os dados de reanálise, em sua maioria, subestimam os dados observados da rede INMET, ou seja, em torno de 66% das temperaturas obtidas a partir dos dados de reanálise são inferiores às temperaturas observadas. Se considerarmos que dois dos três dados observados são no período diurno, este percentual comprova o período em que os dados são subestimados.

Porém, quando se consideram as temperaturas mínimas, os dados observados não são bem representativos destes valores, visto que o único valor indicativo deste horário é medido às 00 UTC, ou seja, 21 HL. É sabido que as temperaturas mínimas geralmente ocorrem depois de 03 UTC, período da madrugada local. Dessa forma, os dados observados não trazem as informações suficientes para identificar o sinal da ICU.

Esta comparação dá a segurança para se afirmar que os dados de reanálise representam melhor o sinal da ICU, já que o período noturno é melhor retratado por este tipo de dado e há períodos de dados faltosos.

Porém, é preciso testar a aplicabilidade destes dados para afirmar estatisticamente a boa representação destes. Para isto, um teste estatístico de regressão linear entre os dados observados e os dados ERA5 para Fortaleza foi feito a fim de se verificar a aplicabilidade destes na atual pesquisa. Fazendo esta comparação, em que os dados observados são a variável independente explicativa e os dados de reanálise são a variável dependente explicada, chegou-se a um coeficiente de determinação de 0,79, ou seja, cerca de 79% dos dados de reanálise podem ser explicados ou relacionados aos dados observados. A Figura 12 traz estes dados.

Além disso, é importante salientar que as duas variáveis apresentam um certo grau de relação entre si, determinado pelo coeficiente de correlação, r . Este índice mede a intensidade e a direção da relação linear entre duas variáveis quantitativas, e no caso estudado, dados observados e dados de reanálise ERA5 apresentam um grau de correlação tal que $r = 0,718$, ou seja, ERA5 e observados tem uma relação entre si de 71,8%.

Kalnay e Cai (2003) analisaram o crescimento urbano e sua relação com as mudanças nos microclimas locais e chegaram a concluir que a diferença entre dados de reanálises atmosféricas e dados observacionais possibilitando inferir prováveis mudanças no

microclima de determinado local relacionado com mudanças nos usos da terra e processos de urbanização.

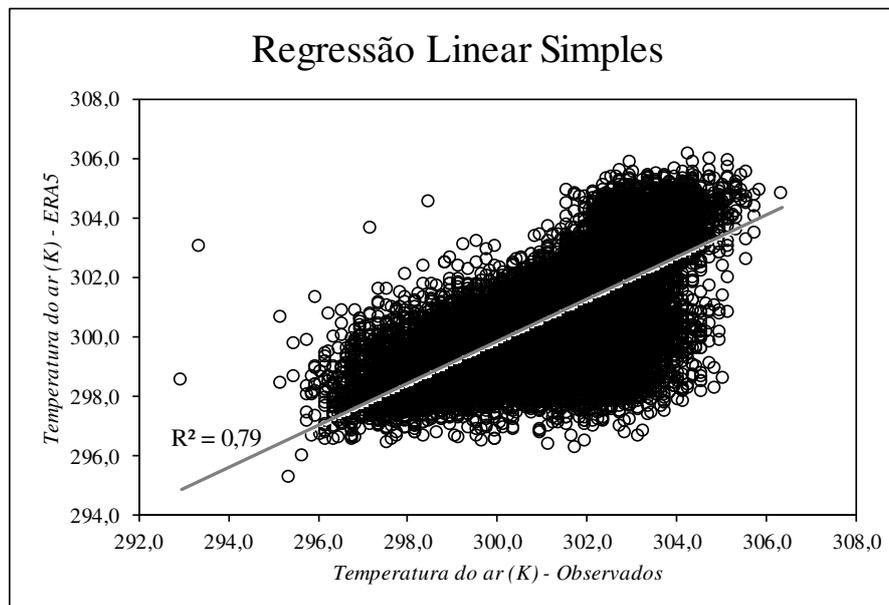


Figura 12 – Gráfico de Regressão, sendo os dados observados a variável independente explicativa e os dados de reanálise ERA5 a variável dependente explicada. A linha em cinza representa a reta de regressão com indicação do valor de R^2 .

Deste modo, o valor aqui encontrado para o coeficiente de determinação indica que, para o objetivo atual, os dados de reanálise ERA5 podem ser utilizados como base de dados para esta comparação. Sendo assim, pode-se comparar de forma satisfatória o aumento da temperatura da superfície de Fortaleza e de Itaitinga a partir destes.

6.4. ICU para Fortaleza no período noturno

Como mencionado anteriormente, a ICU é um fenômeno típico do período noturno. Sendo assim, a avaliação dos dados de reanálise foi feita comparando-se as temperaturas mínimas registradas a cada dia, do período de 01/01/1980 a 31/12/2018.

O principal resultado encontrado após o plote dos dados de reanálise, comparando-se as duas localidades em questão, é a tendência de aumento da diferença entre as temperaturas mínimas nas duas localidades, que é registrada durante o período noturno. Este resultado foi obtido através do cálculo de Δ_{ICU} , resultado da diferença entre as temperaturas mínimas de Fortaleza e Itaitinga (Figura 13).

Este índice apresentou uma variação, tal que $-1,412 \leq \Delta_{ICU} \leq 1,335$, sendo que grande parte dos valores encontrados na curva de Δ_{ICU} é positiva, cerca de 75,4%. Isto significa dizer que na maioria dos dias estudados, a temperatura mínima de Fortaleza foi pelo

menos 0,002 mais elevada que em Itaitinga. Além disso, uma linha foi traçada a fim de indicar a possibilidade da existência ou não da tendência de aumento desta diferença.

Pela observação do gráfico, a inclinação da linha de tendência é considerável, de modo que visualmente já é possível apontar uma tendência de aumento deste índice, ou seja, é possível apontar o fortalecimento do sinal da ICU formada em Fortaleza, isto é, a tendência de aquecimento noturno, resultado da presença deste tipo de fenômeno, na área urbana daquela cidade é mais acentuada que em Itaitinga.

O aquecimento da superfície na área de estudo, associado com as propriedades da superfície urbana e a liberação de calor por fontes antropogênicas no Ponto A, podem ser os fatores influenciadores do aumento da temperatura do ar na área urbana. Como dito anteriormente, o início do século XX é marcado pelas mudanças na forma de se usufruir da superfície, tornando a área de estudo cada vez mais urbanizada. Esta informação coincide com os maiores valores de Δ_{ICU} , a partir de 2000, resultado destas mudanças nos usos da terra e processos intensos de urbanização observados neste período.

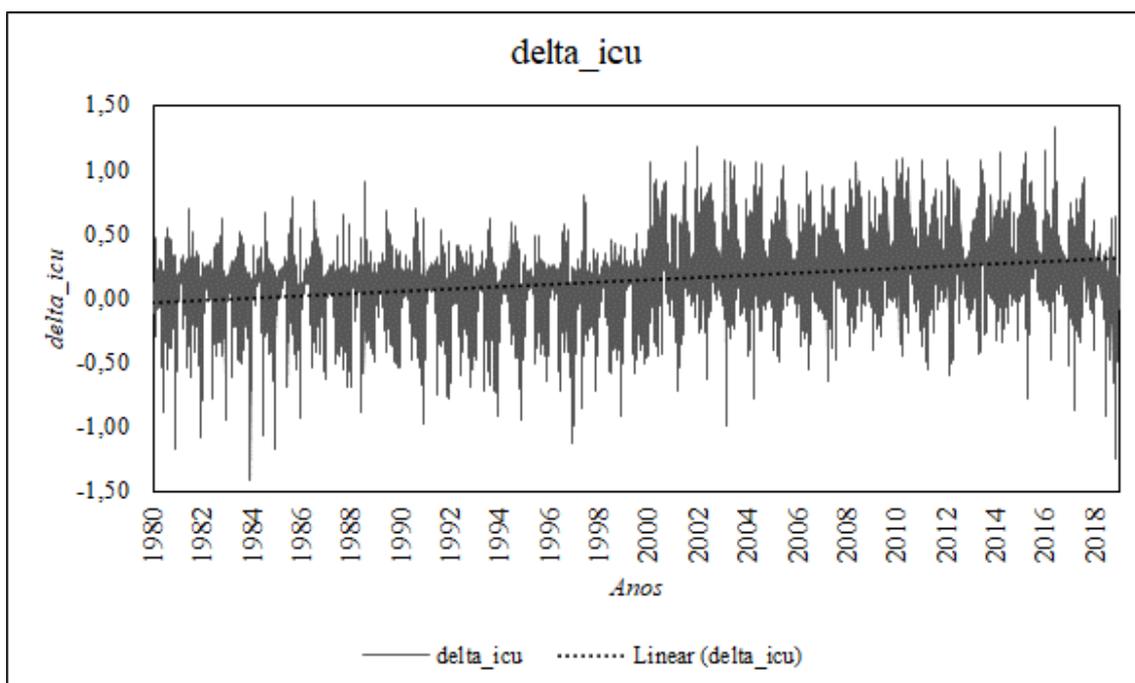


Figura 13 - Evolução temporal 1980-2018 da diferença entre as temperaturas às 06:00 UTC - Δ_{ICU} a partir de dados de reanálise ERA5.

Apesar das temperaturas mínimas próximo à superfície em ambas localidades apresentarem um aumento nas últimas décadas, os resultados obtidos a partir da Figura 13 dão conta de que a diferença entre estas em Fortaleza e Itaitinga (Δ_{ICU}) tem apresentado um aumento, indicando um revigoramento da ICU na cidade de Fortaleza.

Entretanto não é possível atribuir que esta tendência ocorre somente devido às mudanças na CUT, mas permite afirmar que o efeito da ICU, associado ao processo de urbanização, apresentam papel de fundamental importância na mudança do microclima local, além do efeito sobre a CLA local.

Ainda pela observação da Figura 13, é possível concluir que, durante as duas primeiras décadas do período estudado, o sinal da ICU é mais forte durante os meses mais quentes do ano, entre dezembro e abril. Já a partir do início do século XXI, este sinal passa a ser maior mais tardiamente, entre os meses de março e agosto. Estes resultados mostram que as maiores variações sazonais da ICU ocorrem na época mais quente do ano, ao passo que, na época menos quente a sua intensidade foi fortemente diminuída, devido à aproximação entre Fortaleza e Itaitinga em termos térmicos.

O efeito da continentalidade é de significativa importância no que se diz respeito ao desenvolvimento vertical da CLA, tanto durante o período diurno quanto durante a noite. Nos casos estudados aqui, durante o período diurno, a CLA formada dentro do continente tende a ser mais profunda que a formada no litoral. Por outro lado, durante a noite, a CLA continental é mais rasa que a formada na região litorânea. A presença da brisa marítima em Fortaleza também influencia na presença de umidade na atmosfera, fazendo com que as temperaturas observadas sejam menores que no interior do estado.

Durante a noite, a CLN litorânea é mais profunda que a continental. Este é um efeito indicativo da presença e efeito da ICU de Fortaleza, que impede o arrefecimento da superfície naquela região, e resultando em temperaturas mais elevadas que as áreas adjacentes e o consequente maior desenvolvimento vertical da CLN. Outro efeito da ICU na CLN é a mudança nas características que seriam costumeiras, com a estabilidade típica da CLE próxima à superfície. O que é observado em uma área com teor de urbanização elevado é a formação de uma camada de instabilidade próxima da superfície.

A presença da ICU em Fortaleza pode ser comprovada pelo indicativo de tendência de aumento da temperatura mínima do ar próximo à superfície encontrada a partir de dados de reanálise nas últimas duas décadas. Quando se compara esta variável em Fortaleza com a mesma variável em uma localidade que apresenta um grau de urbanização bem inferior, como Itaitinga, é possível observar que a ICU vem se fortalecendo naquela região, de modo que os sinais desta dentro da CLA podem ficar ainda mais perceptíveis ao longo do tempo.

6.5. Estudo de Caso

A dinâmica da interação entre a brisa marítima e a ICU de Fortaleza é, a partir de agora, investigada no âmbito do estudo de caso que se segue, conduzido a partir de dados horários de reanálise ERA5 de perfis verticais de temperatura potencial virtual e componentes do vento para o dia 30/05/2016 para os pontos A e B, já previamente determinados. Este é o dia em que o Δ_{ICU} apresentou seu maior valor, $\Delta_{ICU} = 1,33$. Espera-se que neste dia a ICU esteja melhor caracterizada, sendo esperada uma melhor descrição da interação desta circulação e da brisa. Para avaliar o extremo oposto, ou seja, dia em que a ICU esteja mais amena, o dia 18/03/2017 (com $\Delta_{ICU} = -0,87$) também foi utilizado, com os mesmos tipos de dados e localidades manipulados anteriormente.

A topografia da área de estudo, representada na Figura 14, é complexa e pode influenciar diretamente na circulação de brisas atuantes naquela região. Por exemplo, a região a nordeste da cidade, próximo da costa, apresenta relevos de quase 90 m de altitude.

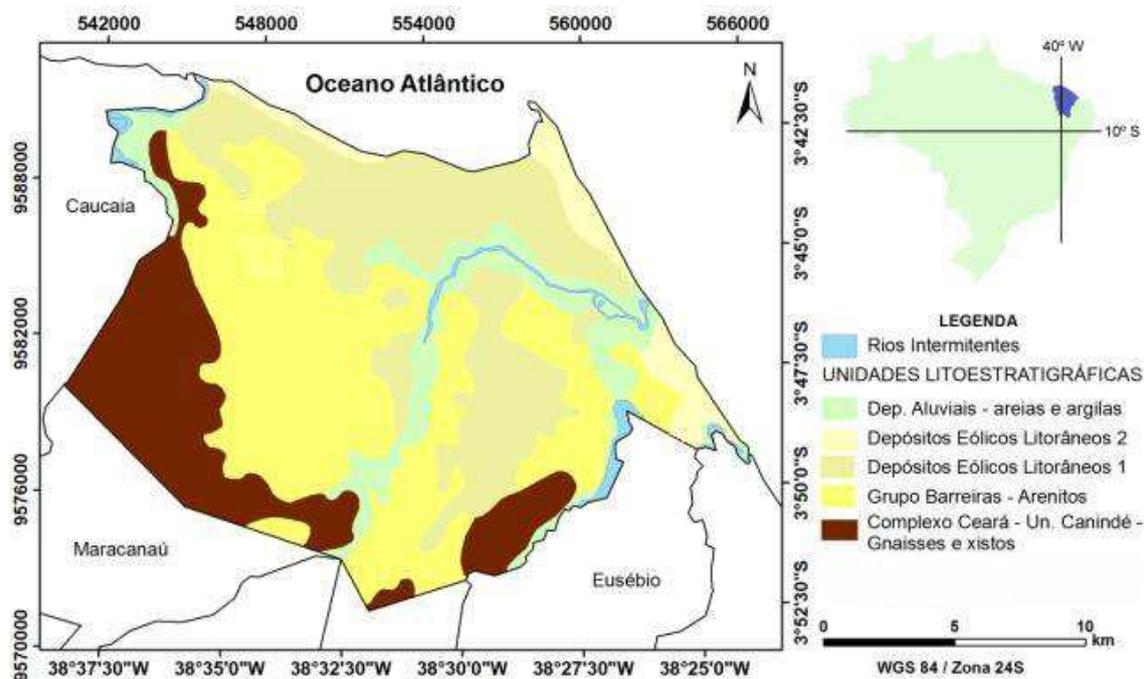


Figura 14 - Mapa geológico simplificado do município de Fortaleza (modificado de Cavalcante et al., 2003).

A cidade de Fortaleza está situada no norte da Província Borborema, mais especificamente na porção norte do Domínio Ceará Central. Na região sul e oeste afloram rochas metamórficas – gnaisses e xistos pertencentes ao Complexo Ceará – Unidade Canindé (Cavalcante et al., 2003). Na porção centro-norte do município afloram as

coberturas sedimentares recentes, que são representadas pelos arenitos do Grupo Barreiras, além de depósitos eólicos litorâneos e aluviais.

Atente-se que, na região da linha costeira, indicada na Figura 14 pela cor bege claro, em pontos isolados dos setores norte e leste-sudeste, ocorrem os depósitos eólicos litorâneos 2, ou também chamados de dunas móveis, que formam “cordões” quase contínuos que acompanham paralelamente a linha da costa, sendo interrompidos pontualmente por planícies fluviais ou flúvio-marinhas, ou por promontórios constituídos por litologias mais resistentes, ou ainda pela malha urbana da cidade (Moura-Fé, 2008). As dunas móveis são caracterizadas pela ausência de vegetação e ocorrem mais próximo à linha de praia, onde a ação dos ventos é mais intensa. Tais formações tem papel importante nas circulações locais observadas naquela região.

Stull (1988) traz que, durante o dia, a frente de brisa é conduzida parcialmente pela conversão ativa da energia potencial disponível em energia cinética. Após o ocaso, esta pode continuar progredindo para o interior do continente em consequência da gravidade. Uma vez que a frente de brisa, partindo de uma superfície menos aquecida (oceano) para uma superfície mais aquecida (continente), alcança temperaturas da superfície mais elevadas, essa massa de ar tende a se aquecer, ficar menos densa, e subir na atmosfera. Este movimento gera uma circulação de retorno em níveis superiores, fazendo com que esta massa volte ao oceano, fechando assim o ciclo da circulação de brisa.

Para tentar observar esta circulação, são trazidos aqui perfis verticais horários das componentes zonal e meridional do vento para o dia 30/05/2016 em Fortaleza, na Figura 15. A primeira informação possível de ser obtida a partir da observação de tais figuras dá conta de que a componente meridional é mais característica da circulação de brisa naquela localidade. Esta é uma consequência da posição geográfica da cidade de Fortaleza, uma vez que a linha costeira naquela região é predominantemente paralela à linha do Equador, fazendo com que as componentes zonais das circulações de brisa sejam nulas ou bem próximas de zero, quando se consideram as camadas mais próximas da superfície, até 900 hPa. Dessa forma, para se descrever o comportamento destas circulações, a componente meridional do vento se torna mais efetiva.

No período noturno, entre 00:00 e 02:00 UTC (21:00 e 23:00 HL), é possível observar que, próximo à superfície, o vento se comporta de forma que ambas as componentes têm valores negativos, indicando ventos de nordeste. Entre 950 e 650 hPa, a componente meridional se torna positiva, enquanto que u permanece menor que zero, indicando ventos de sudeste.

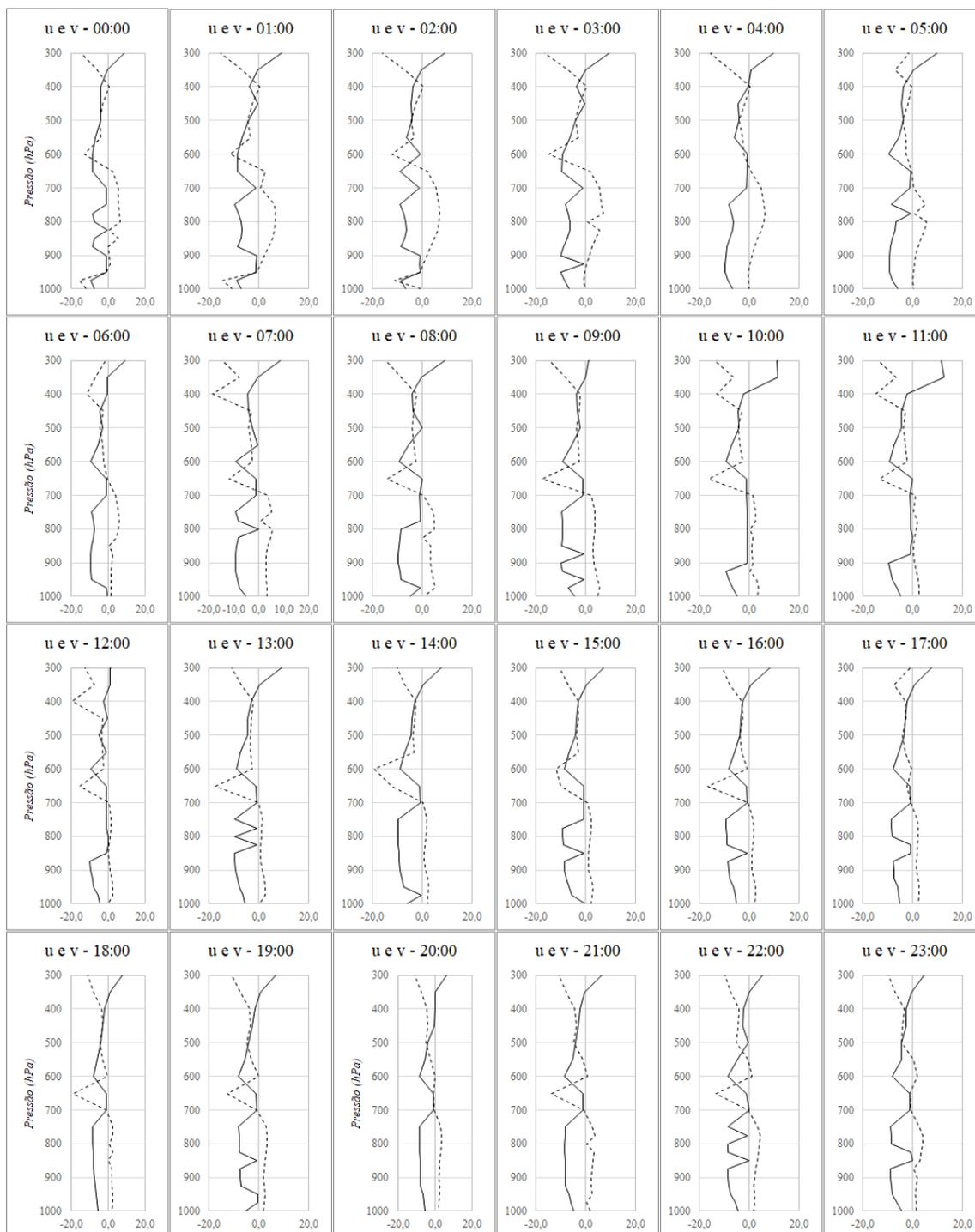


Figura 15 – Perfis verticais horários (UTC) das componentes zonal e meridional para 30/05/2016 em Fortaleza a partir de dados de reanálise ERA5, sendo a linha contínua a componente zonal u e a linha tracejada a componente meridional v .

Acima disto, até 400 hPa, o vento gira novamente e volta a se deslocar de nordeste. Na alta troposfera, acima de 400 hPa, u gira e assume valores positivos, enquanto que v permanece negativa, indicando ventos de noroeste. Estas configurações dos perfis trazidos até agora, indica que, em um dia em que a ICU está bem estabelecida, e nos

horários anteriores ao nascer do sol, a circulação de brisa terrestre não é formada próxima da superfície.

Nas primeiras horas da madrugada, a partir de 03:00 UTC, é possível observar que a componente zonal se aproxima de zero próximo da superfície, fazendo concluir que nos primeiros níveis até a média troposfera, v se comporta de forma que a circulação é perpendicular à linha da costa. É interessante observar que, considerando os níveis médios da troposfera, durante todo este dia, o vento se comporta de tal forma que poderia ser indicada a presença de brisa marítima durante todo o decorrer do dia. Porém, considerando a presença forte da ICU bem estabelecida neste dia, é possível concluir que a brisa terrestre não se forma nos horários em que seria esperado.

A brisa terrestre é caracterizada pela formação da circulação de ar em consequência do resfriamento do continente em relação ao oceano, ficando este mais aquecido que a superfície continental. Dessa forma, espera-se que, durante a noite, haja um deslocamento de ar em direção ao oceano.

Porém, quando se considera a presença de uma ICU bem estabelecida, e a superfície não perde o calor necessário para este resfriamento, como é o caso deste dia, esta inibe a formação da brisa terrestre, visto que o principal atributo deste fenômeno é o ar próximo à superfície bem aquecido em consequência das altas temperaturas da superfície, impedindo então a formação do gradiente de temperatura necessário à brisa terrestre. O que se observa é que a circulação de saída do continente que poderia ser característica da brisa terrestre só começa a ser observada a partir de 950 hPa. Porém, não se pode chamar de brisa terrestre, pois próximo a superfície, o fluxo observado descaracteriza esta circulação.

Em adição a estas informações, é possível observar que durante o período diurno, entre 09:00 e 21:00 UTC, a brisa marítima é bem estabelecida, com circulações de entrada no continente de norte (na maioria dos casos) e noroeste. Também é possível observar a circulação de retorno nos níveis mais altos da troposfera, quando a componente meridional v assume valores positivos acima de 400 hPa, indicando circulações de ventos de sul / sudeste. Durante este período do dia, há a indicação de que a ICU não tem atuação efetiva como inibidor ou estimulador da brisa marítima, o que é esperado, visto que presença da ICU é mais sentida no período noturno.

Para confirmar a atuação da ICU nas circulações de brisa, foi escolhido um dia em que Δ_{ICU} é pequeno, caracterizando uma ICU pouco estabelecida ou inexistente. Para

isso, o dia 18/03/2017 é trazido através dos perfis verticais das componentes do vento na Figura 16.

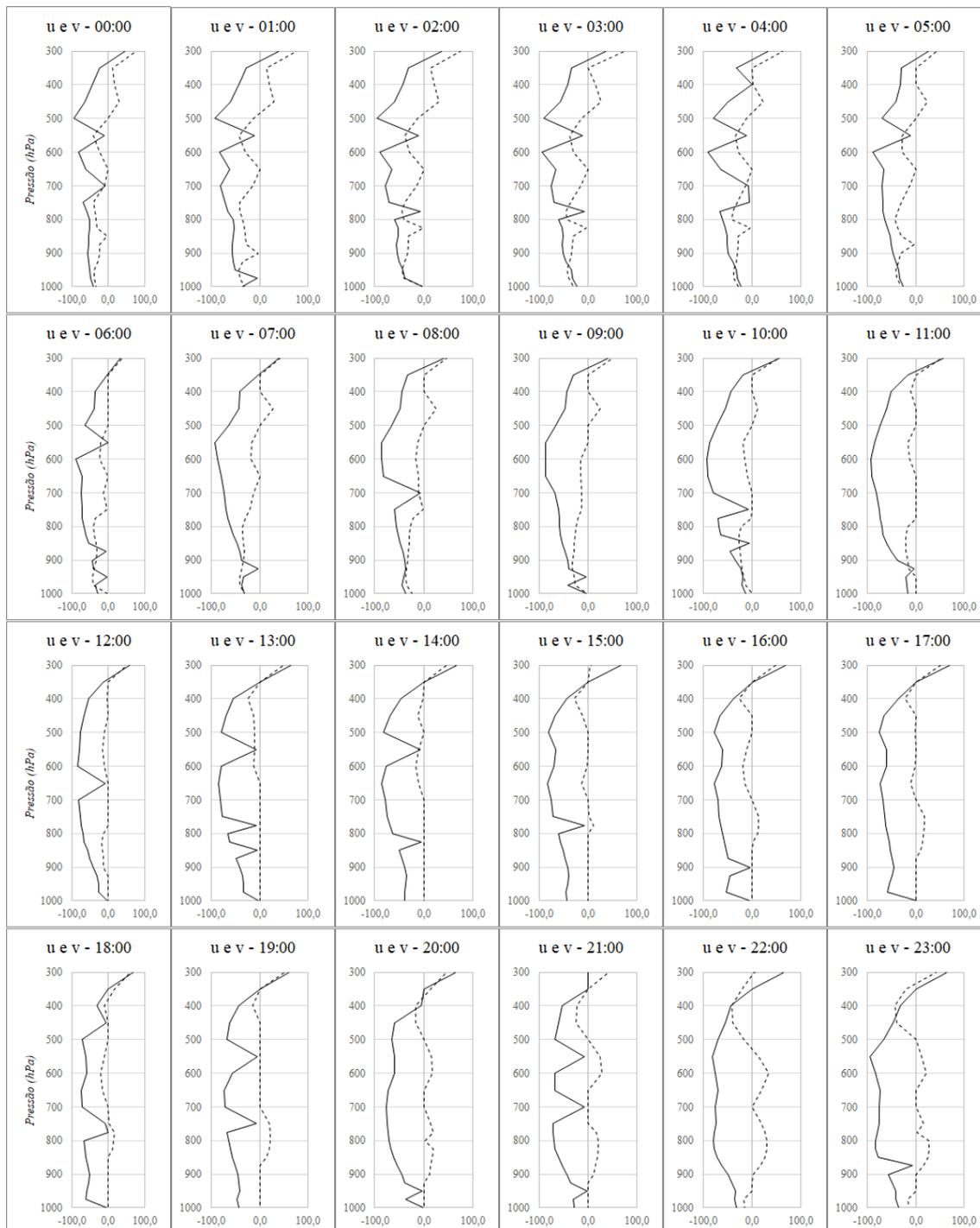


Figura 16 – Perfis verticais horários (UTC) das componentes zonal e meridional para 18/03/2017 em Fortaleza a partir de dados de reanálise ERA5, sendo a linha contínua a componente zonal u e a linha tracejada a componente meridional v .

A primeira informação extraída dos perfis trazidos na Figura 16 é a indicação de que a componente zonal u não assume valores positivos em nenhum horário do dia na baixa

e média troposfera. Diferentemente do que ocorre na situação em que a ICU é forte, aqui se tem que a componente meridional v também assume valores negativos na maior parte do dia, desde 00:00 até 13:00 UTC. Esta configuração indica a presença de ventos de nordeste próximo à superfície, o que mostra indícios da presença de brisa marítima.

O fato de que no período noturno (até 09:00 UTC) existirem indícios de ventos adentrando o continente, suspeita-se que, mesmo em dias em que a ICU esteja enfraquecida, é possível que ainda haja efeitos desta na formação das brisas terrestres.

A partir de 13:00 até 19:00 UTC, v se aproxima de zero próximo à superfície, indicando ventos zonais de leste. Considerando a configuração da linha costeira de Fortaleza, possível de ser observada na Figura 1, pode-se inferir que estes também são comportamentos que indicam a presença de brisa marítima. Desde as 17:00 UTC, acima de 950 hPa, é possível observar que v assume valores positivos, ou seja, há um giro no vento, que passa a soprar de sudeste.

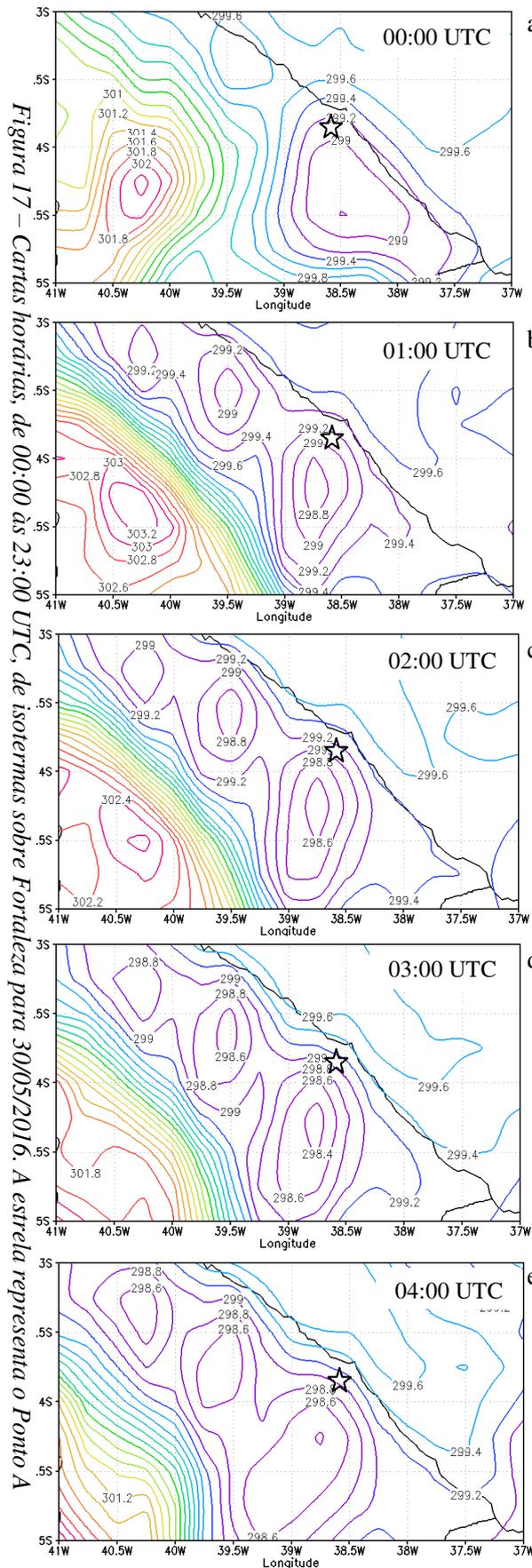
É importante salientar que no dia em que a ICU é fraca, a brisa se intensifica, assumindo valores de componentes do vento, principalmente u , bem maiores dos que são observados quando a ICU é forte. Este pode ser mais um indício de que a ICU pode agir de forma a enfraquecer ou inibir a formação de brisas naquela região.

Por fim, é possível observar que, acima de 400 hPa, ambas as componentes do vento assumem valores positivos, indicando a presença de ventos de sudoeste durante todo o decorrer do dia, apontando uma circulação de retorno na alta troposfera.

Até o momento, é possível concluir que a ICU de Fortaleza tem forte influência nas formações de brisa terrestre, já que a ilha de calor é um fenômeno típico do período noturno. Esta interfere de forma a mitigar o desenvolvimento da circulação de ar, que geralmente ocorre em áreas costeiras, do continente para o oceano durante a noite. Mesmo em dias em que a ICU não se mostra tão intensa, as condições do ambiente que já foram circunstanciais para o estabelecimento deste fenômeno, são suficientes para inibir a circulação de brisa terrestre.

Deste modo, durante todo o dia, o aquecimento da superfície e o não resfriamento desta à noite, em decorrência dos efeitos da ICU, impedem que o gradiente de temperatura continente/oceano se forme, fazendo com que o vento se comporte de forma análoga à brisa marítima durante todo o período do dia.

Para uma possível confirmação destas conclusões, a partir de agora são trazidas aqui cartas de isotermas para a mesma localização e datas já trazidas aqui anteriormente. Nestas, as informações de temperatura do ar próximo à superfície são apresentadas a fim

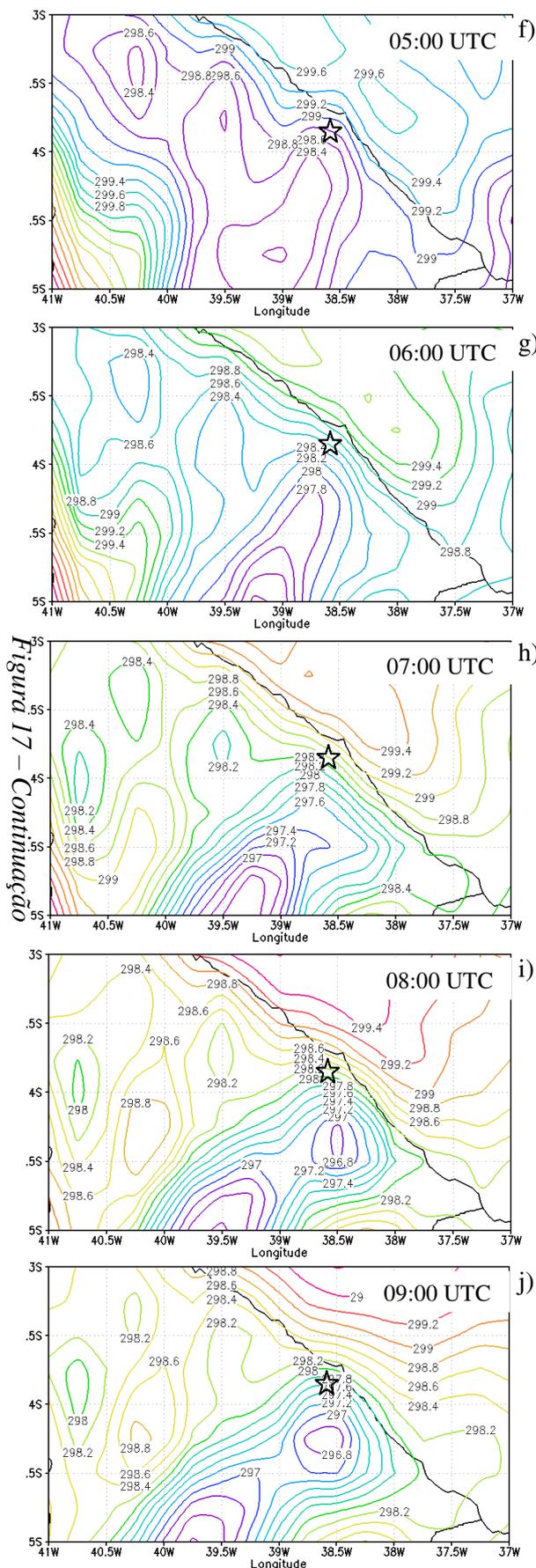


a) de se visualizar o comportamento desta variável na presença da ICU. Se busca associar também o comportamento do vento integrante das brisas com a posição da ICU sobre Fortaleza. A Figura 17 traz estas informações, com uma carta de isotermas para cada horário do dia, iniciando em 00:00 UTC do dia 30/05/2016, sendo o Ponto A, que é o *centro urbano* de Fortaleza, representado pela estrela em cada carta.

Pela análise da Figura 17, em associação com os perfis da Figura 15, é possível observar que existe a formação de um centro em que as temperaturas do ar são mais elevadas que as áreas adjacentes, característica típica da presença de ICU.

É possível pontuar que o ponto destacado como Ponto A traz informações de temperaturas mais amenas que as localidades mais a oeste, por exemplo. Durante o período noturno (Figuras 16.a até 16.d), período que abrange 00:00 até 03:00 UTC, e a partir do final da tarde (Figuras 16.u até 16.x), ou seja, 20:00 até 23:00 UTC, é possível observar que a sudoeste do Ponto A se forma um núcleo de temperaturas mais elevadas, indicando a característica principal da ICU e confirmando sua presença. Temperaturas de até 303,2 K são

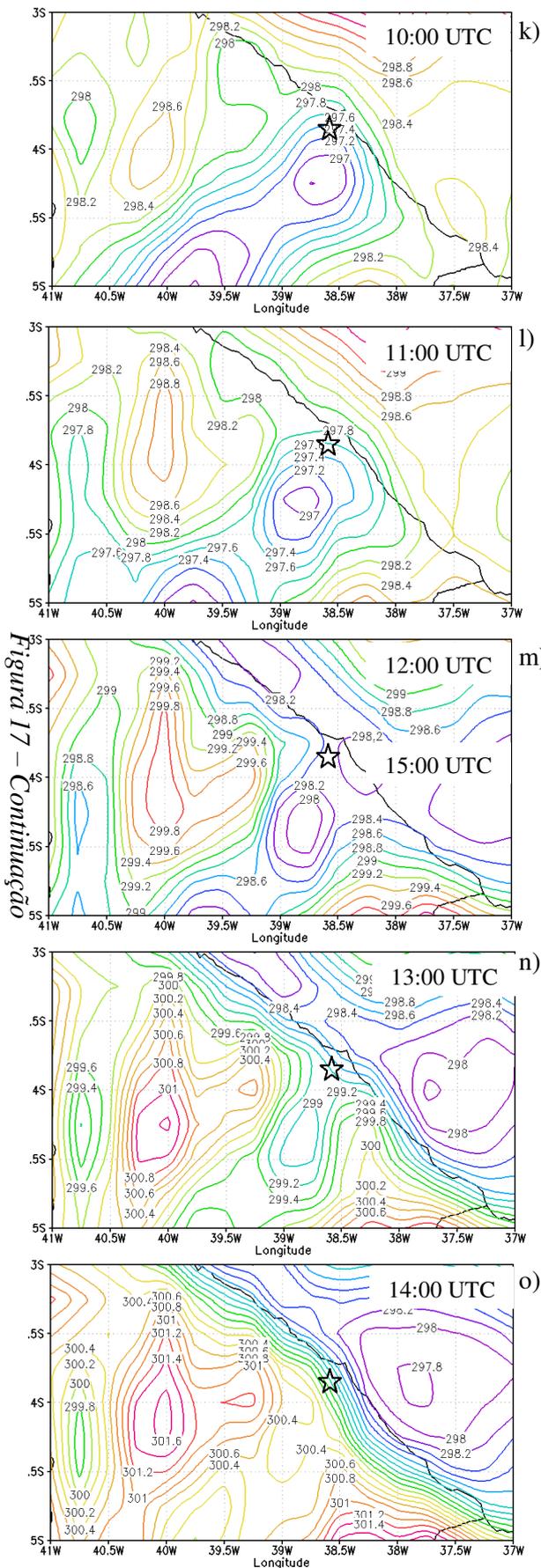
observadas durante o período de maior aquecimento e intensidade da ICU (Figura 17.b e



16.v). Durante o restante do dia, as temperaturas experimentam a variação esperada em consequência do ciclo diurno de aquecimento. Um detalhe importante a ser pontuado é que, durante este dia estudado, poucos são os momentos em que as temperaturas do ar alcançam valores próximos aos que são observados no núcleo da ICU, o que chama a atenção para a importância de se considerar este fenômeno como fator determinante para o bem-estar da população.

Durante todo o decorrer do dia é possível observar que esta configuração das linhas de temperatura nas cartas trazidas aqui indicam a presença da ICU naquela localidade. Como mencionado anteriormente, em contraste ao que habitualmente é encontrado quando se estuda fenômenos de ICU, onde os núcleos de temperaturas mais elevadas se formam sobre os centros urbanos, a ICU de Fortaleza se forma a sudoeste da localização anteriormente denominada de *centro urbano*. É possível que o fato de se tratar de uma região costeira, a presença de circulações de brisa, além dos ventos alísios, que são típicos daquela região, possa ter influência determinante nesta característica.

Os resultados já obtidos pela observação dos perfis verticais da Figura 15 indicam que, durante todo o dia, a circulação

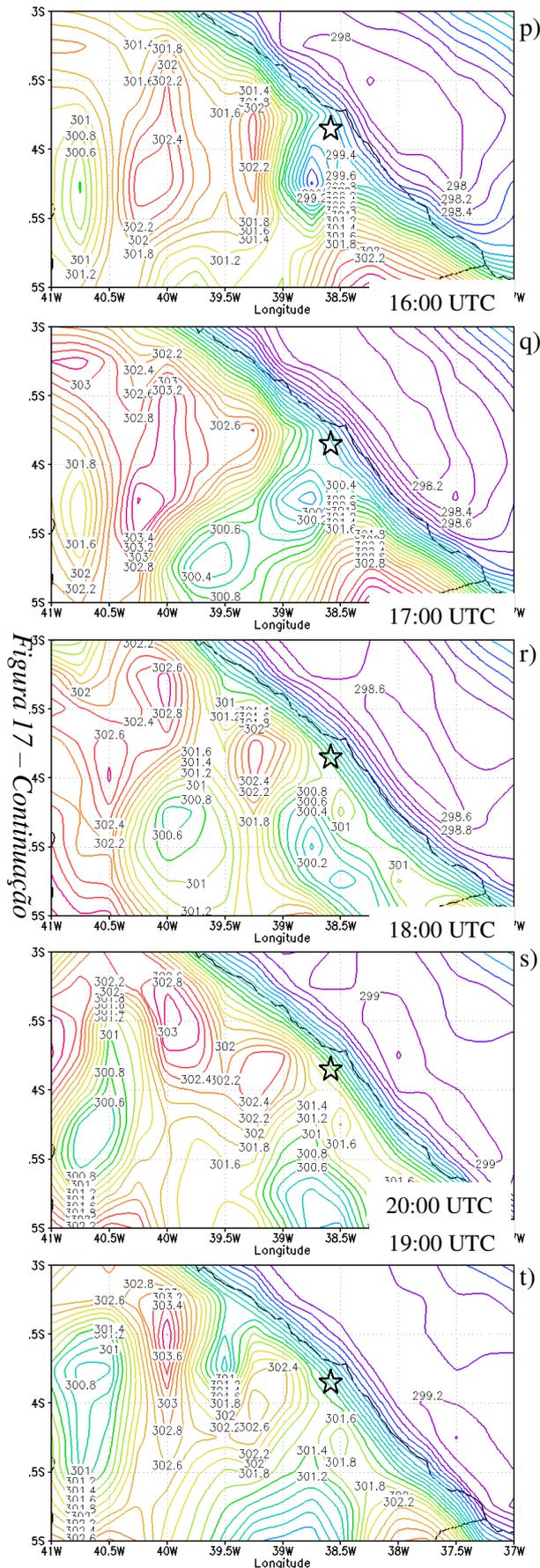


do vento se dá predominantemente de nordeste. Associando ambos os resultados, pôde-se concluir que este é o indicador que explica o deslocamento para sudoeste da massa de ar aquecido resultado da ICU.

Souza e Oyama (2017), ao estudar o potencial das circulações brisa na costa norte e nordeste do Brasil afirmam que ao longo da linha costeira de orientação zonal, caso do estado do Ceará, o potencial de brisa está relacionado principalmente ao vento meridional e se estende para o interior cerca de 2 a 3 ° da costa.

Em seus testes de sensibilidade utilizando o modelo do Orçamento Energético da Cidade (TEB), Freitas et al. (2007) revelam uma interação importante entre a brisa marítima e a circulação da ilha de calor da região metropolitana de São Paulo. Os autores consideraram que, mesmo sabendo que a topografia desempenha um papel importante no clima da região metropolitana estudada, nestes testes as simulações foram realizadas sem topografia, a fim de identificar de forma inequívoca a interação entre as duas circulações locais. A ICU forma uma forte zona de convergência no centro da cidade e, portanto, acelera a brisa marítima em direção ao centro da

cidade. A presença da região urbana aumenta a velocidade média de propagação da frente

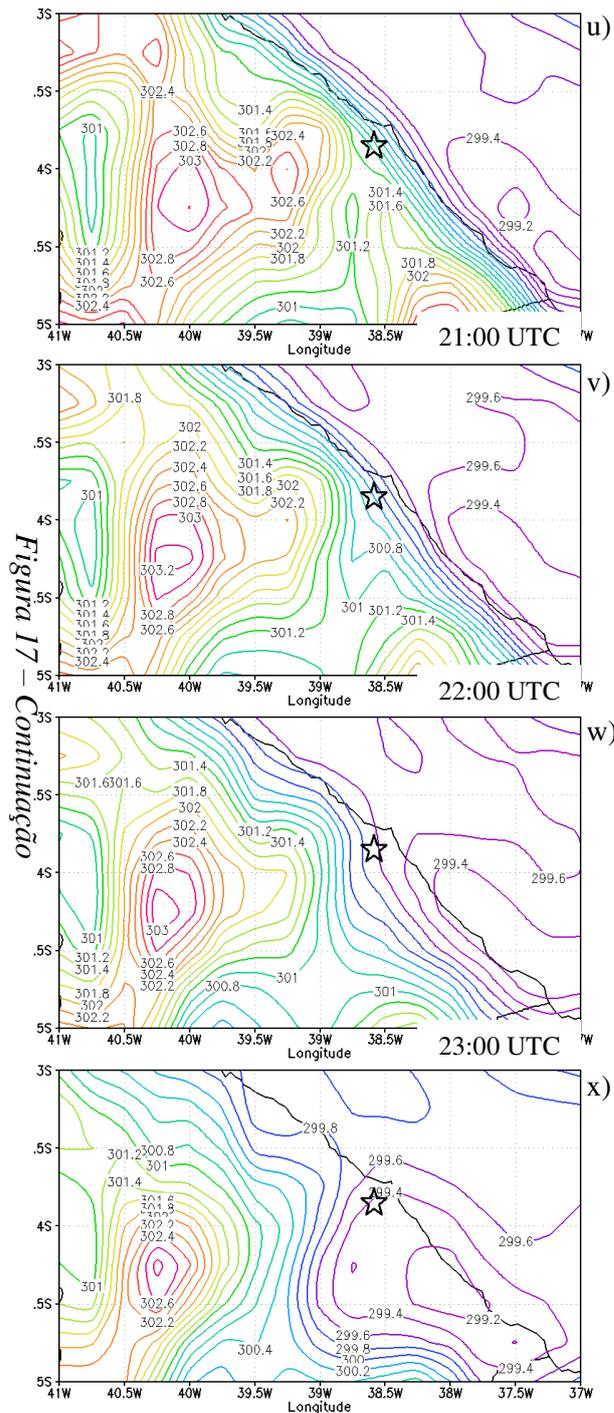


de brisa marinha em cerca de 0,32 m/s quando comparado com a situação de nenhuma cidade.

Após sua chegada à região urbana, a frente de brisa marítima estende-se sobre o centro da cidade por cerca de 2 h. Posteriormente, a brisa do mar avança para além da cidade quando a ICU se dissipa. Depois disso, a circulação de brisa se propaga para além da área urbana a uma taxa desacelerada em comparação com uma simulação sem ICU.

Baseado nos resultados até agora encontrados e na literatura analisada, conclui-se que, em um dia em que a ICU está bem estabelecida, ou seja, em que Δ_{ICU} é alto, ambos os fenômenos, ICU e brisa, se acoplam e atuam de forma que a ICU inibe a formação de brisa terrestre à noite e a brisa marítima que ocorre durante o dia atua de forma a deslocar o centro da ICU para sudoeste.

Uma segunda característica que se deve observar é que, próximo à costa, durante o período diurno, as isotermas se apresentam paralelamente à linha da costa, o que pode ser um indício também da atuação da brisa marítima naquela região. Além disso, ao sul do *centro urbano*, núcleos de temperaturas mais amenas são



observados, o que pode estar associado ao carreamento, pela brisa marítima, de umidade advinda do oceano. Uma discussão mais aprofundada será trazida em breve.

Por outro lado, considerando as cartas de isotermas do dia 18/03/2017, dia em que a ICU não está bem estabelecida, com $\Delta_{ICU} = -0,87$ é possível observar que existe a formação da configuração típica da ICU, com os núcleos fechados vistos nas isotermas sobre a localidade de estudo existem, como anteriormente, porém com valores de temperatura mais amenos, e com gradiente horizontal de temperatura pequeno. É possível analisar estes resultados na Figura 18.

Exatamente no ponto A indicado na Figura 17, assim como na Figura 17, não é possível observar núcleos fechados de mesma temperatura. A partir de 01:00 UTC (Figura 18.b) até 18:00 UTC (Figura 18.s) é possível observar que

isotermas praticamente paralelas à linha da costa se formam, com o gradiente de temperatura diminuindo à medida que adentra o continente. À 00:00 UTC (Figura 18.a) e partir de 19:00 UTC (Figura 18.t) até 23:00 UTC (Figura 18.x) é possível observar que ao sul do Ponto A, núcleos fechados de temperatura se formam, porém, assim como visto da Figura 17, núcleos de temperaturas mais amenas são observados, com valores de aproximadamente 299 K, característica essa que, como já mencionado anteriormente, pode estar associada ao carreamento, pela brisa marítima, de umidade advinda do oceano

durante o período diurno e que traz uma resposta na temperatura do ar mais amena a partir do período final da tarde.

Neste dia, não se observa a formação dos núcleos de temperatura indicadores da presença bem estabelecida da ICU, o que é de se esperar, visto que o Δ_{ICU} encontrado naquele dia teve valor baixo. Durante o todo o dia, as temperaturas experimentam a variação esperada em consequência do ciclo diurno de aquecimento.

Em seus estudos, Monteiro (2020) encontrou picos de precipitação na cidade de Manaus à noite, notando que a cidade está localizada próxima à Floresta Amazônica e por grandes rios, o Rio Negro, o Rio Solimões e o Rio Amazonas, o que pode potencialmente influenciar a precipitação local. Através do uso de modelagem numérica e sensoriamento remoto, Dos Santos et al. (2014), observaram a influência da brisa fluvial na formação da precipitação na região. Portanto, a formação de uma circulação local pode estar favorecendo uma maior convecção

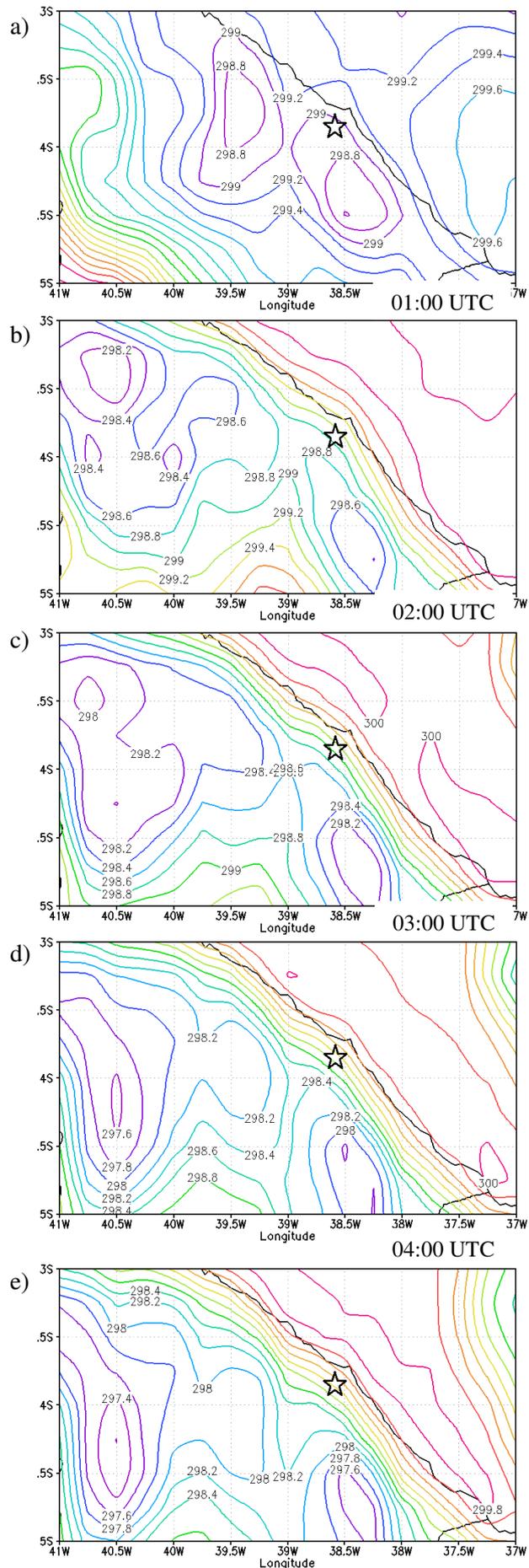


Figura 18 - Cartas horárias, de 00:00 às 23:00 UTC, de isotermas sobre Fortaleza para 18/03/2017. A estrela representa o Ponto A

em regiões próximas à cidade. Os resultados encontrados por estes autores corroboram para afirmar o papel das circulações de brisa na condução e transporte de, dentre diversos componentes, umidade. Para a observação desta característica, os perfis verticais de umidade específica são trazidos agora. A Figura 19 traz estas informações para o dia 30/05/2016, com um perfil por hora, em Fortaleza.

Os perfis trazidos nesta figura trazem informações importantes quando considerada a circulação de brisa na localidade estudada. A partir da análise destes perfis, é possível observar que existe um carregamento de umidade próximo à superfície durante todo o dia. Nos perfis que representam o período noturno, é possível notar uma camada de aumento de umidade que vai da superfície até aproximadamente 950 hPa, experimentando um decaimento significativo nesta variável acima disto.

Este é o período do dia em que o efeito da ICU é mais sentido e atuante sobre as circulações de brisa terrestre. Como consequência desta influência, é factível que a atuação conjunta entre ICU e brisa, de forma que a brisa

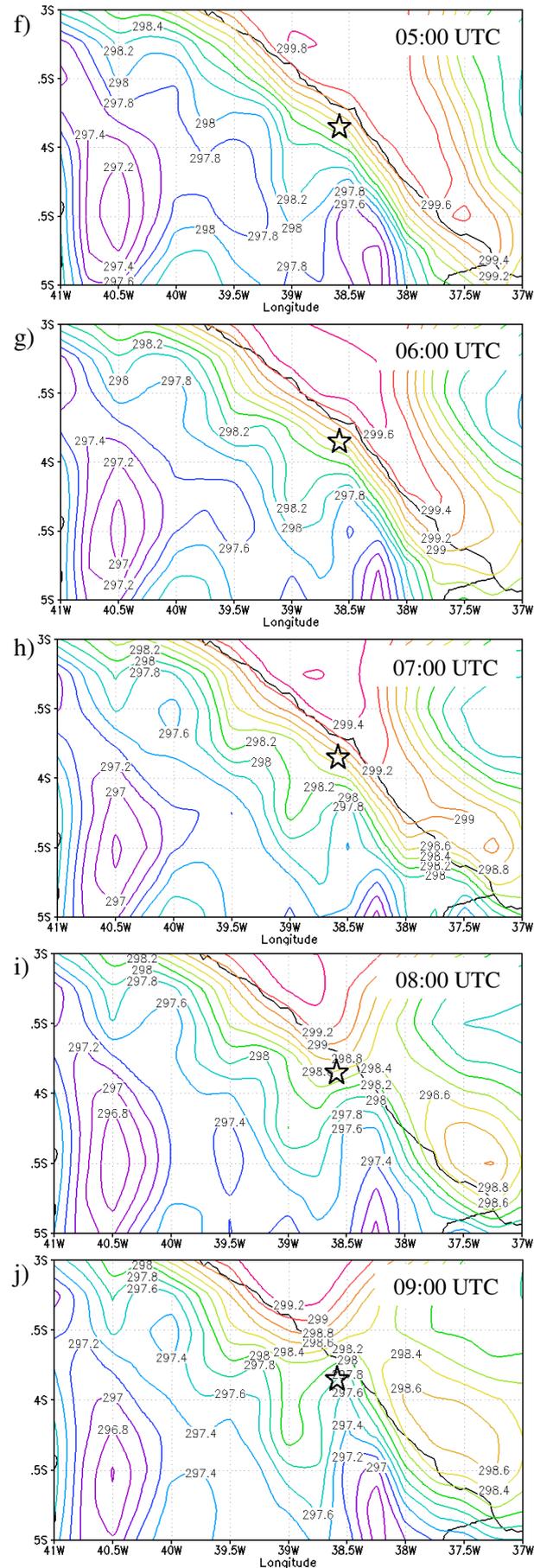


Figura 18 – Continuação

terrestre se torne pouco caracterizável, fazendo com que as circulações de vento se direcionem para o interior do continente, torna-se presumível que estas circulações carreguem umidade advinda do oceano para dentro do continente. Este movimento pode ser relevante bastante para se reiterar como resultado as isotermas praticamente paralelas à linha da costa naquela localidade, com gradiente de temperatura pequeno, e ainda os núcleos de temperaturas amenas sobre o Ponto A e ao sul desta localidade, tanto em dias em que a ICU está bem estabelecida (Figura 17), quanto quando esta não é tão atuante (Figura 18).

O transporte de umidade pela brisa marítima para o continente durante é fato conhecido e pode fornecer umidade para outros sistemas e causar precipitação (Reboita et al., 2010). Estes sistemas transportam umidade para o interior do continente contribuindo para a precipitação. A convecção induzida pela circulação de brisa e a interação desta com os alísios geram linhas de instabilidade tropical que adentram o continente (Silva Dias, 1987).

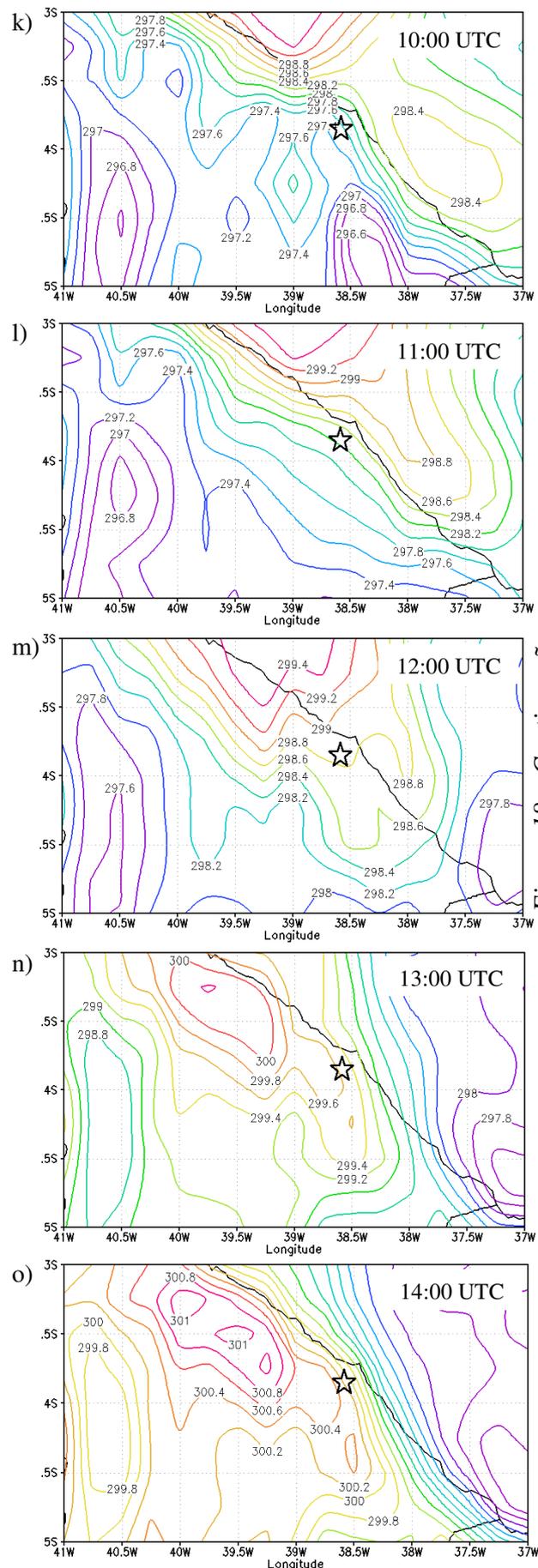


Figura 18 – Continuação

O fenômeno da brisa marítima, particularmente visível na zona costeira, pode atenuar as temperaturas e alterar a configuração do fenômeno de ICU (Martinelli, 2020). Portanto, é possível pontuar que o carregamento de umidade observado pode ser o indicador predominante que resulte nas temperaturas mais amenas vistas nas cartas de isoterma.

Masiero e Souza (2013) destacam que a ação do vento sobre um corpo d'água pode influenciar seu entorno imediato, chegando a alcançar até 1 km, aproximadamente, dependendo das características topográficas, por umidificar o ar urbano e reduzir a amplitude térmica diária.

Dessa forma, conclui-se que o papel importante das circulações de brisa no transporte de umidade avinda do oceano para o continente deve ser assumido quando se consideram as temperaturas do ar sobre a localidade de estudo.

A configuração das características dos sistemas até aqui estudados é peculiar. A interação entre ICU e circulações de brisa se dá de modo que, o

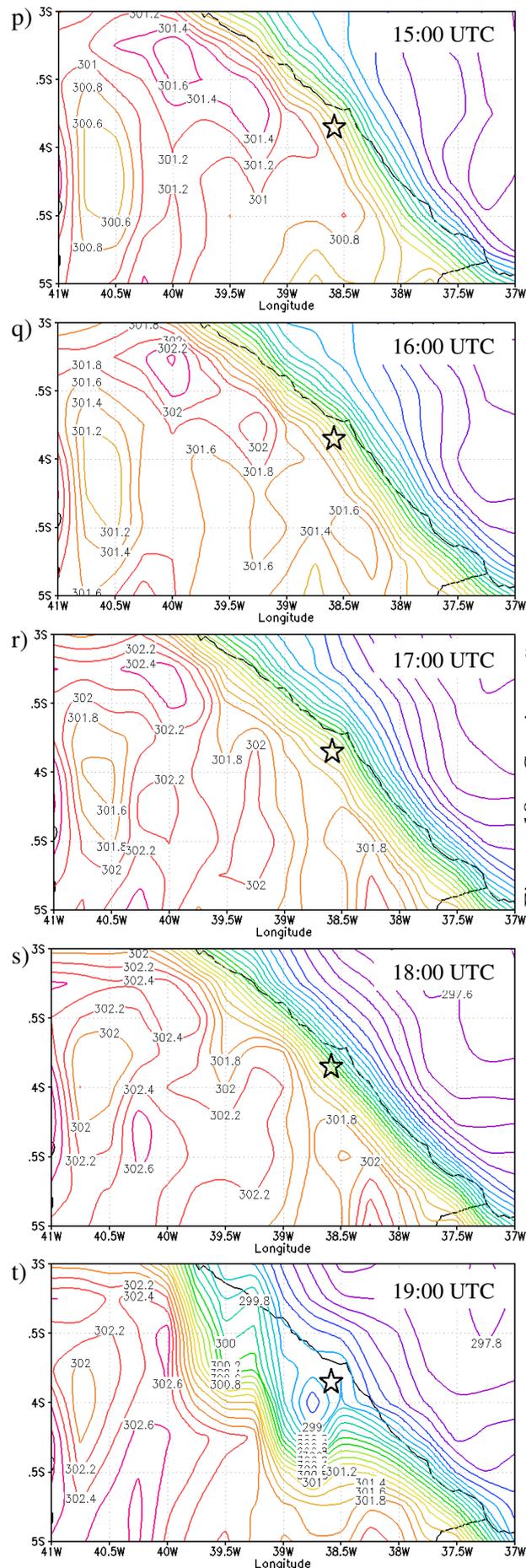


Figura 18 – Continuação

gradiente de temperatura da superfície é fator importante para o fortalecimento ou enfraquecimento da ICU de Fortaleza.

A ICU age de forma a impedir o arrefecimento da superfície durante o período noturno, fazendo com que o gradiente de temperatura da superfície, que normalmente seria em direção ao continente, não se forme, ou seja, o gradiente de temperatura permanece como durante o dia, com valores de temperatura da superfície mais elevados no continente. Dessa forma, a brisa terrestre não se forma, e o vento continua a soprar em direção ao interior da massa continental. É importante salientar que esta é uma afirmação válida com base em um estudo de caso, ou seja, um dia de análise. Quando se considera a média dos dias, é possível que esta afirmação precise ser reanalisada.

Resultados semelhantes foram encontrados por Bauer (2020) ao concluírem que a circulação de brisa terrestre não se desenvolve à noite, porque as temperaturas da terra e da água são equivalentes.

Além disso, o considerável acoplamento destes sistemas também tem um papel importante no que diz respeito aos efeitos da brisa sobre a ICU. Como visto, o núcleo de temperaturas mais elevadas sobre aquela localidade se forma a sudoeste do Ponto A.

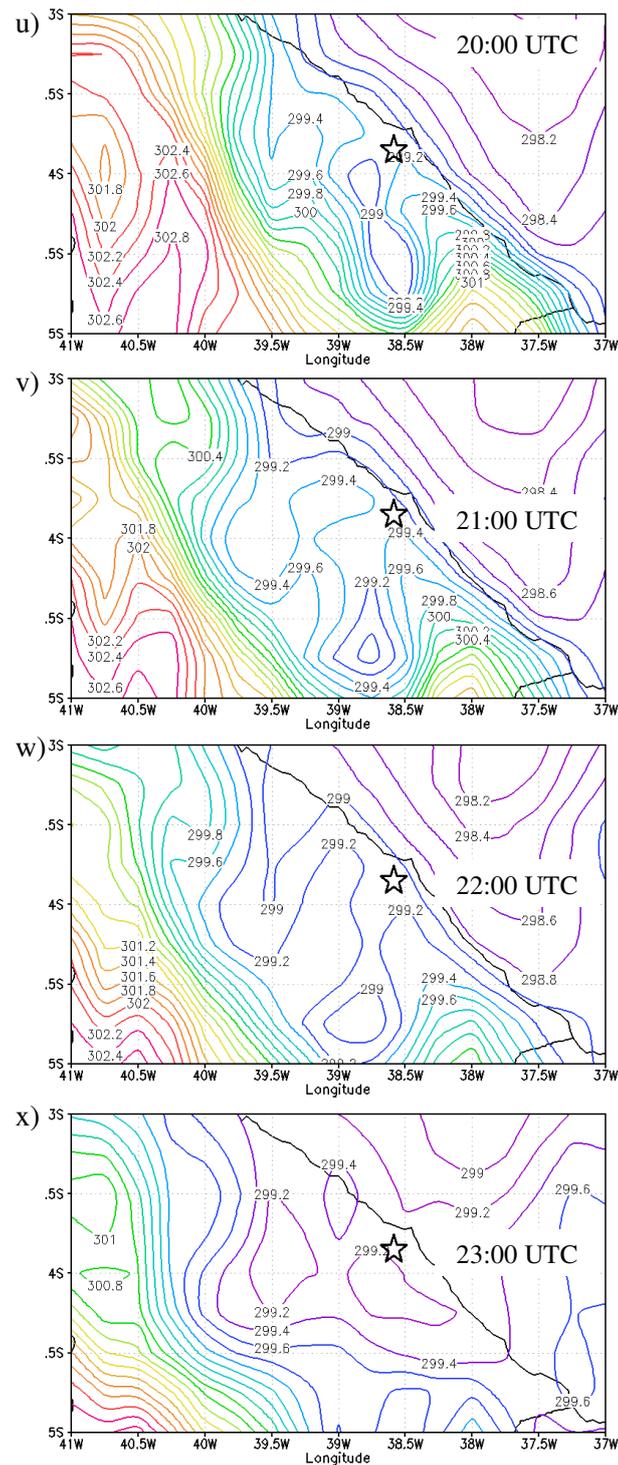


Figura 18 – Continuação

Sugere-se como continuidade desta pesquisa analisar os efeitos deste possível deslocamento da ICU sobre a área onde este sistema pode estar atuando.

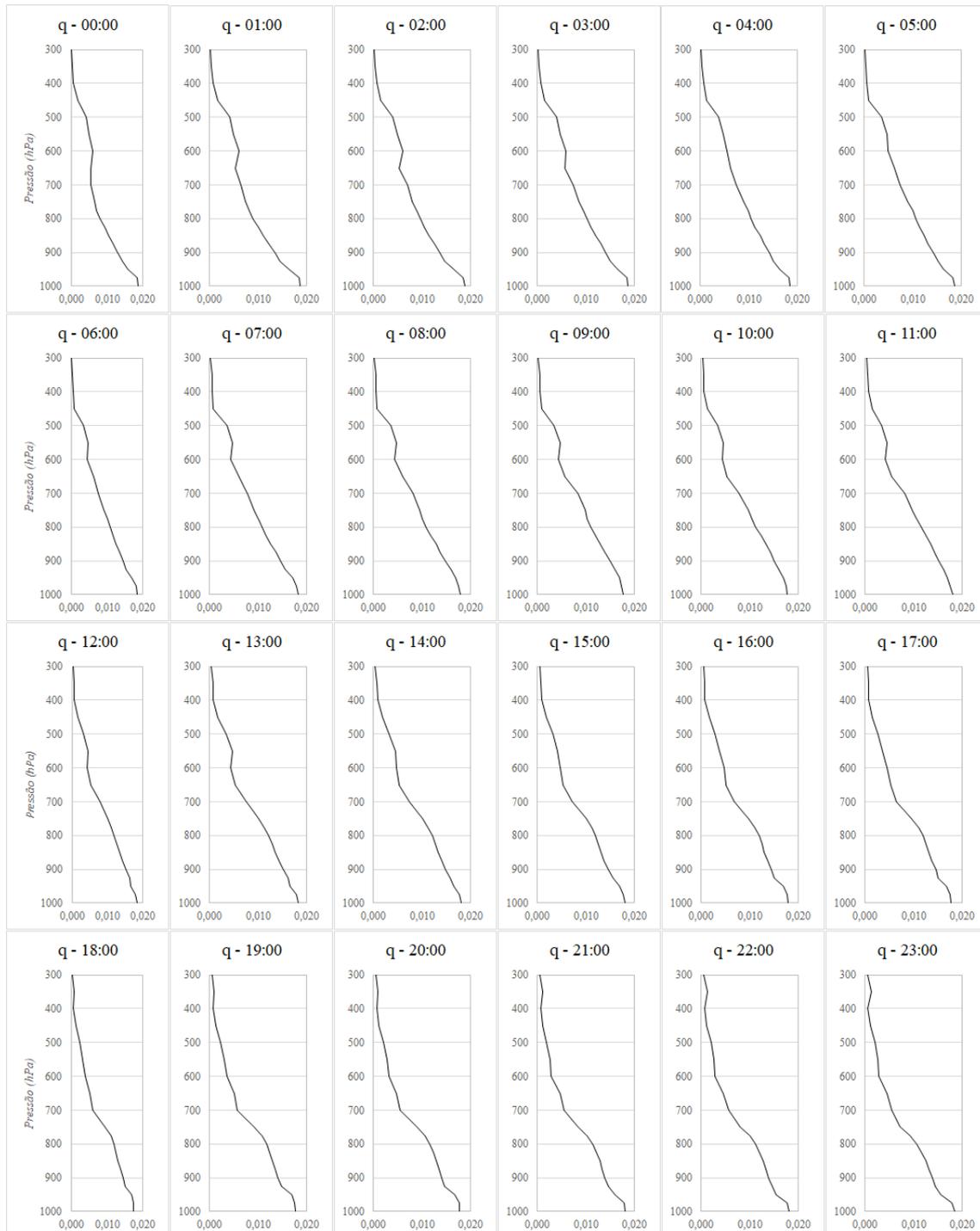


Figura 19 – Perfis verticais horários (UTC) de unidade específica para 30/05/2016 em Fortaleza a partir de dados de reanálise ERA5.

6.6. Mitigação da ICU em Fortaleza

De posse dos resultados já trazidos até o momento e das conclusões obtidas em consequência disso, é possível afirmar que a presença da ICU tem efeitos notáveis no dia

a dia da população, principalmente no que diz respeito a conforto e bem-estar, já que as elevadas temperaturas durante o período noturno são o efeito mais perceptível deste fenômeno.

Segundo Cavalcante et al. (2021), nas últimas décadas, o crescimento desordenado das cidades brasileiras, resultado de processos antrópicos conturbados, tem ocasionado transformações severas na atmosfera local, influenciando diretamente na qualidade de vida da população. Os dosséis urbanos são compostos por diversos materiais com características específicas de capacidade calorífica, condutividade térmica e por consequência de difusividade térmica. Os autores concluem que a principal preocupação a se ter, uma vez identificada a presença de uma ICU, é o cuidado com a arborização da cidade, visto que este fator tem uma total relação com a melhor condição de vida da sociedade, pois a presença de árvores influencia de forma direta na temperatura do ambiente e alteração na variação térmica.

O ambiente urbano precisa ter a preocupação voltada para as pessoas e o coletivo, sendo capaz de suprir suas necessidades, oferecer boa infraestrutura, fornecer bem-estar aos seus usuários e expressar a importância da integração das pessoas com o meio social. Com a presença de leis pujantes e progressistas, incentivos sociais e questões de sustentabilidade, dentre outros fatores, pode-se estimular a visão macro que o planejamento urbano possui (Ferreira et al., 2020).

O desafio das grandes cidades é o desenvolvimento e o crescimento urbano que proporcionem geração de riqueza, qualidade de vida e ambiental para seus atuais e futuros habitantes. Esse é o fundamento do crescimento sustentável, que estabelece o meio ambiente como matéria comum e de equilíbrio entre a ciência tecnológica e o progresso, na escala onde a vida acontece: o espaço urbano.

Sabendo disso, entende-se que as cidades contemporâneas aspiram cada vez mais por crescimento, dentro do espaço urbano, com o intuito de se alcançar o desenvolvimento econômico necessário. O *centro urbano* de Fortaleza experimenta um desequilíbrio na função da moradia e da ocupação dos imóveis, especialmente no que diz respeito às salas comerciais, muitas delas tendo se transformado em residências precárias, nos anos 90 (Carlos Bernal, 2005), que vem sendo preenchidas de forma irregular, tanto nas casas antigas no centro histórico, que foram transformados em estacionamentos, como nos edifícios de escritórios que ficaram ociosos, dando lugar à ocupação com a função residencial de segmentos da classe mais baixa da população.

A partir das análises já trazidas até aqui no que diz respeito à percepção territorial da região, mapeamento e estudo de caso, é verosímil entender a dinâmica da cidade e identificar esses conflitos, assim como apresentar possíveis soluções para mitigá-los.

Considerando a imprescindível importância da natureza no que diz respeito a trazer para o meio urbano a sensação de conforto e bem-estar, tanto estético quanto ambiental, tornando o espaço agradável e, também, levando em conta o desenvolvimento da cidade, a requalificação ambiental proposta visa conciliar esses pontos e, ainda, manter a usabilidade da cidade em sua totalidade.

É importante priorizar, para a cobertura e pavimentação da área, o uso de materiais frios, que apresentem albedos maiores, visando alcançar uma maior reflexão da radiação solar e consequente redução da temperatura do ar. É possível inferir que o sombreamento com decorrente de arborização pode proporcionar uma redução desta variável nos centros urbanos, visto que em cidades com teor de urbanização menor, ou seja, mais arborizadas, tendem a ter temperaturas mais amenas. Sua implementação, sob o ponto de vista da redução da temperatura do ar, deve ser adotada considerando o critério de densidade de área foliar, visto que quanto maior a densidade da área foliar das árvores utilizadas, maior o sombreamento e consequentemente, maior a redução da temperatura.

7. CONCLUSÕES

De acordo com os objetivos propostos e os resultados obtidos, algumas conclusões são possíveis. O perfil vertical da temperatura potencial virtual é sensível às condições atmosféricas na baixa troposfera e à estrutura da superfície, se mostrando eficiente quando se deseja determinar o comportamento da CLA.

Foram identificadas importantes diferenças nos perfis termodinâmicos da baixa troposfera entre as situações estudadas. O estudo comparativo entre duas regiões distintas, sendo uma região litorânea e outra mais continental, inserida em um clima seco, dentro de um único mês deu a possibilidade de concluir que diversos são os efeitos fora da CLA que influenciam em seu desenvolvimento. Por exemplo, a localização geográfica, o clima regional e a cobertura e uso do solo são de considerável importância para o desenvolvimento vertical da CLA, durante todo o seu ciclo diurno.

Tomando como referência as situações estudadas até aqui, percebe-se que a CLC que se desenvolveu em uma região mais úmida pode ser mais rasa do que a que se desenvolveu em uma região mais árida. Esta especificidade confirma os resultados encontrados por Fisch et al. (2004) e Carneiro et al. (2016). É possível que esta característica da CLA naquelas áreas possa ser explicada por se tratar de um contraste entre uma região no interior do continente e uma região que sofre fortes influências do oceano, fazendo com que a maritimidade e a presença da circulação do tipo brisa marítima, típica do litoral, em Fortaleza seja o fator determinante para que a CLC formada sobre a área tenha características de uma Camada Limite Oceânica, podendo ser chamada também de Camada Limite Litorânea (CLL).

Ainda é possível concluir, a partir da observação do comportamento médio da CLN em Fortaleza, com a presença de instabilidade próxima à superfície, que a crescente taxa de urbanização e a mudança antrópica da cobertura e uso do solo naquela região pode ser a fonte causadora da formação de ICU na região de estudo, impedindo que a superfície e a atmosfera adjacente experimente o arrefecimento típico noturno, acarretando no maior desenvolvimento vertical desta camada que aquela formada no interior do continente.

No que diz respeito à análise para a identificação da ICU, o desenvolvimento da pesquisa depende grandemente da aquisição das imagens pelos satélites. No caso corrente, o uso das imagens Landsat 5 e 8 são acessivelmente praticáveis, pois são disponibilizadas gratuitamente, porém as análises são restritas aos dias de passagem dos satélites. Por isso, os dados de reanálise ERA5 se mostram como uma boa alternativa para este tipo de análise, visto que são estatisticamente representativos dos dados observados

e compõem uma considerável série temporal de dados, suficiente para a análise do período a ser estudado.

Além disso, é possível concluir que a presença da ICU naquela localidade tem considerável influência no escoamento médio próximo à superfície, de modo a suprimir a formação da brisa terrestre à noite. Durante o período diurno, a presença da ICU atua de forma a aditar a formação da brisa marítima, ou seja, os dois fenômenos se somam e a circulação adentro do continente é mais forte. Em uma análise detalhada, em que se associam os efeitos da ICU com o vento para identificação das circulações de brisa, é possível concluir que nos dias em que o sinal da ICU é observado e a intensidade do vento é acima de 10 m/s, a brisa terrestre encontra dificuldades para se formar, de modo que a presença da ICU inibe a formação da circulação de retorno da brisa. Porém, quando o sinal da ICU é pequeno, a brisa terrestre também encontra dificuldades de se formar próximo da superfície. Porém, quando o sinal da ICU é encontrado e a intensidade do vento não passa de 6 m/s, ambos os fenômenos se formam, com a brisa terrestre e a ICU atuando mutuamente.

Tais dados dão a possibilidade de se concluir que o sinal que indica a presença da ICU de Fortaleza tem aumentado nas duas últimas décadas, de modo que as consequências desta dentro da CLA podem se acentuar nos próximos anos.

É possível também concluir que os sistemas de ICU e circulações de brisa atuam de forma acoplada, ou seja, a ICU impede a formação da brisa terrestre durante a noite, como consequência do não arrefecimento da superfície e consecutivo impedimento da formação do gradiente de temperatura da superfície necessário para a formação da brisa. Dessa forma, os ventos atuantes naquela localidade durante a noite não assumem as características de brisa terrestre.

Outrossim, a brisa marítima, que tem seu maior período de atuação durante o dia, opera de forma a deslocar o centro da ICU, fazendo com que os núcleos de temperatura mais elevadas sejam observados a sudoeste da área de estudo. Outro efeito da brisa marítima naquela localidade é o transporte de umidade advinda do oceano, fazendo com que as isotermas observadas no Ponto A sejam de temperaturas mais amenas, em núcleos ou em linhas paralelas à costa.

Além disso, a atual pesquisa convoca para a reflexão da necessidade de se assumir estratégias de mitigação da ICU, para que os efeitos desta possam ser amenizados. A temperatura do ar à noite está diretamente ligada ao bem-estar da população residente. Outrossim, a ausência da formação de brisa terrestre pode ter impacto considerável na

dinâmica da baixa atmosfera. Por isso, se faz necessária a tomada de medidas para que os efeitos deste fenômeno possam ser, se não revertidos, mas minimizados. Fica claro que estratégias para mitigação dos efeitos da ICU se fazem necessários. É de comum acordo entre a comunidade científica que programas de arborização das cidades são de extrema necessidade para este fim. Árvores, jardins verticais, tetos vegetados, entre outros, são estratégias que podem ser eficientes para a atenuação das consequências trazidas pela ICU e que interferem no bem-estar da população de Fortaleza.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACERO, J. A. et al. Urban heat island. In a coastal urban area in northern Spain. **Theoretical and Applied Climatology**, 113, 137 – 154, 2012.
- ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P.; Uma teoria termodinâmica para brisas: teste utilizando simulações numéricas. **Revista Brasileira de Meteorologia**. 23, 1-11, 2008.
- ALEKSANDROWICZ, O.; VUCKOVIC, M.; KIESEL K.; MAHDAVI, A. Current trends in urban heat island mitigation research: Observations based on a comprehensive research repository. **Urban Climate**. 21, 1-26, 2017.
- ALCOFORADO, M, J.; VIEIRA, H. Informação Climática nos planos directores municipais de concelhos urbanos. **Sociedade e Território**. 37-38. 103-118, 2004.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; DE MORAES GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**. 22, 711–728, 2013.
- ALVES, E. D. L. Ilha de Calor Urbana em cidade de pequeno porte e a influência de variáveis geourbanas. **Revista Brasileira de Climatologia** 20, 97–116, 2017.
- AMORIM, M. C. C. T. Climatologia e gestão do espaço urbano. **Mercator**. 9, 71-90, 2010.
- AMORIM, M. C. C. T.; DUBREUIL, V. Intensity of Urban Heat Islands in Tropical and Temperate Climates. **Climate**. 5, 91-104, 2017.
- ANDREAS, E. L.; CLAFFEY, K. J.; MAKSHITAS, A. P. Low-level atmospheric jets and inversions over the western Weddell Sea. **Bound.-Layer Meteor.** 97, 459-486, 2000.
- ANGEVINE, W. M. Transitional, entraining, cloudy, and coastal boundary layers. **Acta Geophys.** 56, 2–20, 2008.
- ARIFWIDODO, S.; CHANDRASIRI, O. Urban heat island and household energy consumption in Bangkok, Thailand. **Energy Procedia**. 79 (1), 189-194, 2015.
- ARNFIELD, A. J. Review: two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. **International Journal of Climatology**, 23, 1 – 26, 2003.
- ARYA, S. P. Introduction to micrometeorology. **San Diego: Academic Press**, 307p, 1988.
- ARYA, S P. Introduction to micrometeorology. **2. ed. New York: Academic Press**, v. 79, 310p, 2001.
- AVELINO, M. R. An experimental/numerical study of the turbulent boundary layer development along a surface with a sudden change in roughness. **J. Braz. Soc. Mech. Sci.** 22, 93-104, 2000.
- BAI, L.; DING, G.; GU, S.; BI, P.; SU, B.; QIN, D.; LIU, Q. The effects of summer temperature and heat waves on heat-related illness in a coastal city of China, 2011-2013. **Environ. Research**. 132, 212-219, 2014.
- BAKLANOV, A.; GRISOGONO, B.; BORNSTEINS, R.; MAHRT, L.; ZILITINKEVICH, S.; TAYLOR, P.; LARSEN, S.; ROTACH, M.; FERNANDO, H. J. S. On the nature, theory, and modelling of atmospheric planetary boundary layers. **Bulletin of the American Meteorological Society**. 92, 123–128, 2010.
- BANTA, R. M. Stable boundary-layer regimes from the perspective of the low-level jet. **Acta. Geophys.** 56, 58-87, 2008.

- BARBOZA, E. N.; NETO, F. C. B.; CAIANA, C. R. A. Sensoriamento Remoto aplicado à análise do fenômeno de Ilhas de Calor Urbano na cidade de Vitória, Espírito Santo. **Research, Society and Development**. 9, 6, e187963655-e187963655, 2020.
- BARLOW, J. F.; HALIOS, C. H.; LANE, S. E.; WOOD, C. R. Observations of urban boundary layer structure during a strong urban heat island event. **Environ Fluid Mech**, 15, 373 – 398, 2015.
- BAUER, T. J. Interaction of Urban Heat Island Effects and Land–Sea Breezes during a New York City Heat Event. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**. 59, 3, 477-495, 2020.
- BEHRENDT, A.; PAL, S.; AOSHIMA, F.; BENDER, M.; BLYTH, A.; CORSMEIER, U.; CUESTA, J.; DICK, G.; DORNINGER, M.; FLAMANT, C.; Di GIROLAMO, P.; GORGAS, T.; HUANG, Y.; KALTHOFF, N.; KHODAYAR, S.; MANNSTEIN, H.; WULFMEYER, V. Observation of Convection Initiation Processes with a Suite of State-of-the-Art Research Instruments during COPS IOP8b. **Q. J. Roy. Meteorol. Soc.**, 137, 81–100, doi:10.1002/qj.758, 2011.
- BERNAL, M. C. C. A Metrópole Emergente: a ação do capital imobiliário na estruturação urbana de Fortaleza. **Fortaleza: Ed. UFC/BNB**, 2004.
- BETTS, A. K. Diurnal Cycle. **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**, J. R. Holton, J. Pyle and J. A. Curry, pp. 640-643, Academic Press, London, 2003.
- BEYRICH, F.; LEPS, J.P.; MAUDER, M.; BANGE, J.; FOKEN, T.; HUNEKE, S.; LOHSE, H.; LÜDI, A.; MEIJNINGER, W. M. L.; MIRNONOY, D.; WEISENSEE, U.; ZETTEL, P. Area-averaged surface fluxes over the LITFASS region based on eddy covariance measurements. **Bound.-Layer Meteorol.** 121, 33–65, 2006.
- BEYRICH, F.; BANGE, J.; HARTOGENSIS, O. K.; RAASCH, S.; BRAAM, M.; VAN DINTHER, D.; GRÄF, D.; VAN KESTEREN, B.; VAN DEN KROONENBERG, A. C.; MARONGA, B.; MARTIN, S.; MOENE, A. F. Towards a validation of scintillometer measurements: the LITFASS-2009 experiment. **Bound.-Layer Meteorol.** 144, 83–112, 2012.
- BEZERRA, P.T.C. A Influência da urbanização no clima das cidades de Petrolina/PE e Juazeiro/BA. **Dissertação de Mestrado em Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande - PB**. 2009.
- BJÖRN, M.; RAASCH, S. Large-eddy simulations of surface heterogeneity effects on the convective boundary layer during the LITFASS-2003 experiment. **Bound.-Layer Meteorol.**, p. 1-28, 2013.
- BOSVELD, F. C.; BAAS, P.; STEENEVELD, G. J.; HOLTSLAG, A. A. M.; ANGEVINE, W. M.; BAZILE, E.; de BRUIJN, E. I. F.; DEACU, D.; EDWARDS, J. M.; EK, M.; LARSON, V. E.; PLEIM, J. E.; RASCHENDORFER, M.; SVENSSON, G. The Third GABLS Intercomparison Case for Evaluation Studies of Boundary Layer Models. Part B: Results and Process Understanding. **Boundary Layer Meteorology**, 152:157–187, 2014.
- BRAAM, M.; BOSVELD, F. C.; MOENE, A. F. On the Monin–Obukhov scaling in and above the atmospheric surface layer: the complexities of elevated scintillometer measurements. **Bound.-Layer Meteorol.** 144, 157–177, 2012.
- BRADLEY, E. F. A Micrometeorological Study of Velocity Profiles and Surface Drag in the Region Modified by a Change in Surface Roughness. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.** 94, 361-379, 1986.

- BRANDÃO, A. M. P. M. O Clima Urbano da cidade do Rio de Janeiro. **Tese de Doutorado em Geografia – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo**. 362, 1996.
- CARDOSO, R.; AMORIM, M. Estimativa da distribuição espacial da temperatura do ar com base em zonas climáticas locais (LCZ) e modelos de regressão. **Revista de Geografia e Ordenamento do Território**. 12, 75-99, 2017.
- CARLOS BERNAL, M. C.; Centro de Fortaleza: reabilitação urbana para quem? **Mercator - Revista de Geografia da UFC**. 4(7), 49-56, 2005.
- CARNEIRO, T. A.; GUISELINI, C.; PANDORFI, H.; LOPES NETO, J. P.; LOGES, V.; SOUZA, R. F. L. Condicionamento Térmico Primário de Instalações Rurais por Meio de Diferentes Tipos de Cobertura. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. 19(11), 1086-1092, 2015.
- CARNEIRO, R. G.; FISCH, G.; KAUFMANN, T. Determinação da altura da Camada Limite Planetária na Floresta Amazônica utilizando um ceilometer. **Ciência e Natura** 38, 460-466, 2016.
- CAVALCANTE, J. C.; VASCONCELOS, A. M.; MEDEIROS, M. F.; PAIVA, I. G. Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000. **Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Fortaleza, Brasil**. 2003.
- CAVALCANTE, L. B.; GOMES, H. B.; CAVALCANTE, A. S. I.; COSTA, B. C. A.; COSTA, M. C. A.; SILVA, C. M.; COSTA, R. L.; ROCHA JÚNIOR, R. L.; SANTOS, F. S.; SILVA, F. D. S.; LINS E SILVA JÚNIOR, T. Análise de Ilhas de Calor e frescor utilizando-se de processamento digital de imagens - Estudo de caso Município de São Paulo/SP. **Rev. bras. meteorol.** São Paulo, 2021.
- CHUVA PROJECT. Processos de Nuvens Associados aos principais Sistemas Precipitantes no Brasil: Uma contribuição a Modelagem da Escala de Nuvens e ao GPM (Medida Global de Precipitação). Disponível em < <http://chuvaproject.cptec.inpe.br/portal/missao.jsp> >. 2009. Acesso em: 27 de janeiro de 2019.
- CITEAU, J.; BERGÉS, J. C.; DEMARCO, H.; MAHÉ, G. Position de la Zone de Convergence a 28 N et température de surface de l’océan. **Veille Climatique Satellitaire**. 21, 3-7, 1988a.
- CITEAU, J.; BERGÉS, J. C.; DEMARCO, H.; MAHÉ, G. The watch of ITCZ migrations over tropical Atlantic as an indicator in drought forecast over Sahelian area. **Ocean-Atmosphere Newsletter**. 45, 1-3, 1988b.
- COLTRI, P. P. Ilhas de Calor da estação de inverno da área urbana do município de Piracicaba, SP. **Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Florianópolis, 5151 – 5157, 2007.
- CONSTANTINESCU, D.; CHEVAL, S.; CARACAS, G.; DUMITRESCU, A. Effective monitoring and warning of Urban Heat Island effect on the indoor thermal risk in Bucharest (Romania). **Energy Buildings**. 127, 452–468, 2016.
- COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE (C3S): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. **Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS)**, Disponível em <<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>>. 2017. Acesso em 08 de fevereiro de 2021.
- CORRÊA, C. S. Estudo micrometeorológico da Camada Limite Planetária Estável na Região de Porto Alegre. **Porto Alegre. Dissertação (mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul**. 61 p, 1997.

- CORRÊA, C. S. Estudo estatístico da ocorrência de jatos no perfil vertical do vento na baixa atmosfera e a sua relação com eventos de intensa precipitação pluvial no Rio Grande do Sul. **UFRGS, 2005. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental), Curso de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Instituto de Pesquisas Hidráulicas.** Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005.
- DO NASCIMENTO SILVA, E. Centro histórico de Mogi das Cruzes - Estudo dos sistemas de espaços livres como estratégia de mitigação do fenômeno “ilhas de calor”. **Revista Científica UMC.** 5, 3, 2020.
- DWIVEDI, A.; KHIRE, M.V. Application of split- window algorithm to study Urban Heat Island effect in Mumbai through land surface temperature approach. **Sustain. Cities Soc.** 41, 865–877, 2018.
- DOS SANTOS, M. J.; SILVA DIAS, M. A.; FREITAS, E. D. Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus City, Amazon Region, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 119 (23), 233, 2014.
- DU, C.; LIU, S.; YUL, X.; LIL, X.; CHEN, C.; PENG, Y.; DONG, Y.; DONG, Z.; WANG, F. Urban Boundary Layer Height Characteristics and Relationship with Particulate Matter Mass Concentrations in Xi’an, Central China. **Aerosol and Air Quality Research**, 13: 1598–1607, 2013.
- DURAND, P.; DRUILHET, A.; BRIERE, S. A sea-land transition observed during the COAST Experiment. **J. Atmos. Sci.** 46, 96-116, 1989.
- ERELL, E.; WILLIAMSON, T. Intra-urban differences in canopy layer air temperature at a mid-latitude city. **International Journal of Climatology.** 27 (9), 1243-1255, 2007.
- ESAU, I. Analysis of the planetary boundary layer with a database of large-eddy simulation experiments. **arXiv preprint arXiv:1011.1815**, 2010.
- FEDERICO, S.; DALU, G. A.; BELLECCI, C.; COLACINO, M.; Mesoscale energetics and flows induced by sea-land and mountain-valley contrasts. **Ann. Geophysicae.** 18, 235-246. 2000.
- FERREIRA, M. C. L.; HASEGAWA, M.; SUZUKI, S. Sistemas de espaços livres: Requalificação Ambiental para a Área Central de Mogi das Cruzes, SP. **Anais XII Seminário Internacional de Investigação em Urbanismo, São Paulo**, 2020.
- FISCH, G. Camada Limite Amazônica: aspectos observacionais e de modelagem. **PhD Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos**, 138 p. (in Portuguese), 1995.
- FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; LYRA, R. F. DA F.; NOBRE, C. A.; DOLMAN, A. J.; GASH, J. H. C. 2004. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 47-59, 2004.
- FOKEN, T. Micrometeorology. **Springer Heidelberg**, Berlin, Germany, 308 p, 2008.
- FREITAS, E. D.; ROZOFF, C. M.; COTTON, W. R.; SILVA DIAS, P. L. Interações de uma ilha de calor urbana e as circulações da brisa marinha durante o inverno na área metropolitana de São Paulo, Brasil. **Meteorologia da camada limite.** 122, 43 – 65, 2007.
- FRISCH, A.S.; Orr, B.W.; MARTNER, B.E. Doppler radar observations of the development of a boundary-layer nocturnal jet. **Mon. Weather Rev.** 120, 3–16, 1992.
- FU, Q.; BAKER, M.; HARTMANN, D. L. Tropical cirrus and water vapor: an effective Earth infrared iris feedback? **Atmos. Chem. Phys. Discuss.** 1, 221–238, 2001.

- GARCIA- CARRERAS, L.; PARKER, D. J. How does local tropical deforestation affect rainfall? **Geophys. Res. Lett.**, v. 38, n. 19, 2011.
- GASPARETTO, P. Relações entre a altura média da Camada Limite Planetária e as condições de instabilidade atmosférica na Região Metropolitana de Fortaleza – Ceará. Fortaleza. **Monografia (graduação em Física) - Universidade Estadual do Ceará**. 2011.
- GELETIC, J.; LEHNERT, M.; SAVIC, S.; MILOSEVIC, D. Inter-intra-zonal seasonal variability of the surface urban heat island based on local climate zones in three central European cities. **Build. Environ.** 156, 21–32, 2019.
- GRANADOS-MUÑOZ, M. J.; NAVAS-GUZMÁN, F.; BRAVO-ARANDA, J. A.; GUERRERO-RASCADO, J. L.; LYAMANI, H.; FERNÁNDEZ-GÁLVEZ, J.; ARBOLEDAS, L. A. Automatic determination of the planetary boundary layer height using lidar: One-year analysis over southeastern Spain. **J. Geophys. Res.** 117, 2012.
- GROß, S.; GASTEIGER, J.; FREUDENTHALER, V.; WIEGNER, M.; GEIß, A.; SCHLADITZ, A.; TOLEDANO, C.; KANDLER, K.; TESCHE, M.; ANSMANN, A.; WIEDENSOHLER, A. Characterization of the planetary boundary layer during SAMUM-2 by means of lidar measurements. **Tellus B**, 63, 2011.
- GUO, J. et al. The Climatology of Planetary Boundary Layer Height in China Derived from Radiosonde and Reanalysis Data. **Atmospheric Chemistry and Physics**. 16, 20, 13309-13319, 2016.
- GUTIÉRREZ, J. M.; CANO, R.; COFIÑO, A. S.; SORDO, C. M. Redes probabilísticas y neuronales em las ciencias atmosféricas. **Series Monográficas del Instituto Nacional de Meteorología**, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 2004.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. Quarterly. **Journal of the Royal Meteorological Society**, 103, 77-92, 1977.
- HASTENRATH, S.; LAMB. Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans. **University of Wisconsin Press**. 177, 1977.
- HASTENRATH, S.; GREISCHAR, L. Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. **J. Geophys. Res. (Atmos.)**. 98, 5093-5102, 1993.
- HERNANDÉZ-CEBALLOS, M. A.; ADAME, J. A.; BOLIVAR, J. P.; DE LA MORENA, B. A. A mesoscale simulation of coastal circulation in the Guadalquivir valley (southwestern Iberian Peninsula) using the WRF-ARW model. **Atmospheric Research**, 124, 1-20, 2013.
- HOLTON, J. R.; PYLE, J.; CURRY, J. A. Encyclopedia of Atmospheric Sciences. **Elsevier Science Ltd**. 2002.
- HOLTSLAG, A. A. M.; STEENEVELD, G. J. Single Column Modeling of Atmospheric Boundary Layers and the Complex Interactions with the Land Surface. **Meyers, R. A. (ed) Extreme Environmental Events**, Springer New York, New York, NY, pp. 844–857, 2011.
- HOSSEINI, M.; AKBARI, H. Effect of Cool Roofs on Commercial Buildings Energy Use in Cold Climates. **Energy and Buildings**. 114, 143-155, 2015.
- HU, X.; XUE, M. Influence of Synoptic Sea-Breeze Fronts on the Urban Heat Island Intensity in Dallas–Fort Worth, Texas. **Monthly Weather Review**, 144, 1487-1507, 2016.

- IBGE. O Brasil estado por estado. Disponível em <<http://www.ibge.gov.br/estadosat/perfil.php?sigla=ce>>. 2020. Acesso em: 23 de fevereiro de 2021.
- IRIART, P. G.; SILVA, A. F. G.; FISCH, G. Uso de modelos atmosféricos de alta resolução para a determinação dos ventos no Centro de Lançamentos de Alcântara. **Ciência e Natura**, Santa Maria, Esp. Dez. 2013, 402 – 404, 2013.
- JOAQUIM, F. G. Efeito Ilha de Calor na cidade de Lisboa – Proposta de medidas de mitigação. **Dissertação Faculdade de Ciências e Tecnologia**, 181, 2011.
- KALLISTRATOV, M. A.; KOUZNETSOV, R. D.; KRAMAR, V. F.; KUZNETSOV, D. D. Profiles of wind speed variances within nocturnal low-level jets observed with a sodar. **J. Atmos. Ocean. Technol.** 30, 1970–1977, 2013.
- KAUFMANN, T.; FISCH, G. Validação do modelo LES PALM por meio de dados de radiossondagens e de aeronave coletados durante o Experimento GoAmazon. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v.38 Ed. Especial - IX Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, p. 34 – 40, 2016.
- KOLOKOTSA, D. D.; GIANNARIKIS, G.; GOBAKIS, K.; GIANNARAKIS, G.; SYNNEFA, A.; SANTAMOURIS, M. Cool roofs and cool pavements application in Acharnes, Greece. **Sustain. Cities Soc.** 37, 466–474, 2018.
- KRÜGER, E.; ROSSI, F. Quantificação da ilha de calor de Curitiba considerando aspectos de estabilidade atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 30, 394 – 404, 2015.
- LAPWORTH, A. J. Observations of the site dependency of the morning wind and the role of gravity waves in the transitions. **Q. J. R. Meteorol Soc.** 141, 27–36, 2015.
- LEMOES, J. S. Espacialização da Ilha de Calor do Aglomerado Urbano da Região metropolitana de Curitiba (AU-RMC) em agosto de 2006 a partir da termografia de superfície. **Anais do XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR**. São José dos Campos: INPE/SELPER, 2011.
- LETZEL, M. O.; KRANE, M.; RAASCH, S. High resolution urban large-eddy simulation studies from street canyon to neighborhood scale. – **Atmos. Environment** 42, 8770 – 8784, 2008.
- LI, D.; BOU-ZEID, E.; DE BRUIN, H. A. R. Monin–Obukhov similarity functions for the structure parameters of temperature and humidity. **Bound.-Layer Meteorol.** 145, 45–67, 2012.
- LILLESAND, T. M.; KIEFER, R. W. Remote sensing and image interpretation. **Nova Iorque**, 3, 750 pp, 1994.
- LIMA, P. C. C. A produção do espaço na cidade de Fortaleza – CE: Uma análise das ações, políticas, projetos e planos diretores. **PhD Thesis, Universidade Estadual Paulista (UNESP)**, Rio Claro – SP, 123 p. (in Portuguese), 2013.
- LIMA, M. A.; WILSON, J. W. Convection storm initiation in a moist tropical environment. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 6, p. 1847-1864, 2008.
- LIU, S.; LIANG, X.Z. Observed Diurnal Cycle Climatology of Planetary Boundary Layer Height. **J. Clim.** 23: 5790–5809, 2010.
- LOMBARDO, M. A. Ilha de calor nas Metrôpoles: O exemplo de São Paulo. **São Paulo: Hucitec**. 244, 1985.
- LOTHON, M.; LOHOU, F.; PINO, D.; COUVREUX, F.; PARDYJAK, E. R.; REUDER, J.; VILÀ-GUERAU DE ARELLANO, J.; DURANE, P.; HARTOGENSIS, O.; LEGAIN, D.; AUGUSTIN, P.;

- GIOLI, B.; LENSCHOW, D. H.; FALOONA, I.; YAGÜE, C.; ALEXANDER, D. C.; ANGEVINE, W. M.; BARGAIN, E.; BARRIÉ, J.; BAZILE, E.; BEZOMBES, Y.; BLAY-CARRERAS, E.; VAN DE BOER, A.; BOICHARD, J. L.; BOURDON, A.; BULET, A.; CAMPISTRON, B.; de COSTER, O.; CUXART, J.; DABAS, A.; DARBIEU, C.; DEBOUDET, K.; DELBARRE, H.; DERRIEN, S.; FLAMENT, P.; FOURMENTIN, M.; GARAI, A.; GIBERT, F.; GRAF, A.; GROEBNER, J.; GUICHARD, F.; JIMÉNEZ, M. A.; JONASSEN, M.; VAN DEN KROONENBERG, A.; MAGLIULO, V.; MARTIN, S.; MARTÍNEZ, D.; MASTRONILLO, L.; MOENE, A. F.; MOLINOS, F.; MOULIN, E.; PIETERSEN, H. P.; PIGUET, B.; PIQUE, E.; ROMÁN-CASCÓN, C.; RUFIN-SOLER, C.; SAÏD, F.; SASTRE-MARUGÁN, M.; SEITY, Y.; STEENEVELD, G. J.; TOSCANO, P.; TRAULLÉ, O.; TZANOS, D.; WACKER, S.; WILDMANN, N.; ZALDEI, A. **The BLLAST field experiment: Boundary-Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence**. *Atmos. Chem. Phys.* 14, 10931–10960, 2014.
- MAHRT, L. Stably stratified atmospheric boundary layers. *Annual Review of Fluid Mechanics*. 46, 23–45, 2014.
- MARENGO, J. A.; CUNHA, A. P.; ALVES, L. M. A seca de 2012-15 no semiárido do Nordeste do Brasil no contexto histórico. *Climanalise*. 04, 49-54, 2016.
- MARTINELLI, A.; KOLOKOTSA, D-D.; FIORITO, F. Urban Heat Island in Mediterranean Coastal Cities: The Case of Bari (Italy). *Climate*. 8, 6, 79, 2020.
- MASIERO, E.; SOUZA, L. C. L. D. Variação de umidade absoluta e temperatura do ar intraurbano nos arredores de um corpo d'água. *Ambiente Construído*. 13, 4, 25-39, 2013.
- MEMON, R. A.; LEUNG, D. Y. C.; LIU, C. H. An investigation of urban heat island intensity (UHII) as indicator of urban heat-ing. *Atmos. Res.* 94, 491-500, 2009.
- MIAO, J.-F.; KROON, L. J. M.; VILÁ-GUERAU DE ARELLANO, J.; HOLTSLAG, A. A. M.; Impacts of topography and land degradation on the sea breeze over eastern Spain. *Meteorol. Atmos. Phys.* 84, 157–170, 2003.
- MONTEIRO, F. F. Ilha de Calor Urbana e sua influência na microfísica de nuvens em metrópoles brasileiras. **Tese de Doutorado em Ciências Climáticas – Universidade Federal do Rio Grande do Norte**, Natal – RN. 90, 2020.
- MONTEIRO, F. F.; GONÇALVES, W. A.; ANDRADE, L. M. B.; VILLAVICENCIO, L. M. M.; SILVA, C. M. S. Assessment of Urban Heat Islands in Brazil based on MODIS remote sensing data. *Urban Climate*. 35, 2021.
- MONTEIRO, J. B.; ZANELLA, M. E. A metodologia dos máximos de precipitação aplicada ao estudo de eventos extremos diários nos municípios de Crato, Fortaleza e Sobral-CE. *GeoTextos*, 13, 2, 135-159, 2017.
- MORAIS, D. A. E. F.; MAIA, A. S. C.; SILVA, R. G.; VASCONCELOS, A. M.; LIMA, P. O.; GUILHERMINO, M. M. Variação anual de hormônios tireoideanos e características termorreguladoras de vacas leiteiras em ambiente quente. *R. Bras. Zootec.*, Viçosa. 37, 3, 538-545, 2008.
- MOREIRA, J; AMORIM, M; GARCIA, F. Análisis de la intensidad y evolución horaria de las islas de calor y seca en ambiente tropical, Brasil. *Revista de Geografia e Ordenamento do Território*. 17, 151-178, 2019.

- MOURA-FÉ, M. M. Evolução geomorfológica do Sítio Natural de Fortaleza, Ceará. **Dissertação de Mestrado em Geografia da Universidade Federal do Ceará – CE**. 2008.
- MUNIZ-GAAL, L. P.; PEZZUTO, C. C.; CARVALHO, M. F. H.; MOTA, L. T. M. Eficiência térmica de materiais de cobertura. **Ambient. constr.** 18(1), 503-518, 2018.
- MUSCHINSKI, A.; FREHLICH, R.; BALSLEY, B. Small-scale and large-scale intermittency in the nocturnal boundary layer and the residual layer. **J. Fluid Mech.** 515, 319–51, 2004.
- NADEAU, D. F.; PARDYJAK, E. R.; HIGGINS, C. W.; FERNANDO, H. J. S.; PARLANGE, M. B. A simple model for the afternoon and early evening decay of convective turbulence over different land surfaces. **Bound.-Layer Meteorol.** 141, 301–324, 2011.
- NASA. The Landsat program. 2008, Disponível em: <<http://landsat.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em 14 de fevereiro de 2019.
- NASA. Vegetation limits city warming effects. National Aeronautics and Space Administration. 2015.
- NEVES, T. T. d. A. T. Análise de turbulência e convecção na Amazônia utilizando o modelo PALM-LES. **Meteorologia. São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**. Tese (PhD), 153p, 2015.
- NUNES, A. B. Crescimento da camada limite convectiva: estudo analítico e numérico. **Meteorologia. São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**. Tese (Doutorado em Meteorologia), 190p, 2008.
- OFFERLE, B.; GRIMMOND, C. S. B.; FORTUNIAK, K.; KLYSIK, K.; OKE, T. R. Temporal variations in heat fluxes over a central European city centre. **Theor. Appl. Climatol.** 84, 103–115, 2006.
- OKE, T. R. Boundary Layer Climates. **London: Methuen & Co.** 2, 435p., 1987.
- OKE, T. R. Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites. **Geneva: IOM Report No.81, WMO/TD. No. 1250**, 2006.
- OZTANER, Y. B.; POZZOLI, L.; HAKAMI, A.; KINDAP, T.; UNAL, A. Impact of Land-Use Types and Urban Canopy Structure on Urban Heat Island via High Resolution WRF Modeling: Istanbul Case Study. **EMS Annual Meeting Abstracts.** 12, 37, 2015.
- PIRES, L. B. M.; FISCH, G.; GIELOW, R.; SOUZA, L. F.; AVELAR, A. C.; PAULA, I. B. D.; GIRARDI, R. D. M. A Study of the Internal Boundary Layer Generated at the Alcantara Space Center. **American Journal of Environmental Engineering**, 5(1A), 52–64, 2015.
- PORANGABA, G. F. O; AMORIM, M. C. C. T. Análise de ilhas de calor diagnosticas por meio de transectos móveis em Assis, Cândido Mota, Maracaí e Taramã (SP). **CONFINS (PARIS)**. 33, 1-20, 2017.
- QAID, A.; BIN-LAMIT, H.; REMAZ-OSSEN, D.; NAFIDA, R.; SHAHMINAN, R. Urban heat island and thermal comfort conditions at micro-climate scale in a tropical planned city. **Energ. Buildings**, 133 (1), 577-295, 2016.
- RAASCH, S.; FRANKE, T. Structure and formation of dust devil-like vortices in the atmospheric boundary layer: A high-resolution numerical study. **J. Geophys. Res.** v. 116, n. D16, 2011.
- REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. D.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista brasileira de meteorologia**. 25, 2, 185-204, 2010.

- RENJU, R.; RAJU, C. S.; MISHRA, M. K.; MATHEW, N.; RAJEEV, K.; MOORTHY, K. K. Atmospheric Boundary Layer characterization using multiyear ground-based microwave radiometric observations over a tropical coastal station. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 55, 6877–6882, 2017.
- REUTER, E. D. J.; FISCH, G.; MOTA, G. V. M.; COHEN, J. C. P. Estudo observacional da Camada Limite Planetária marinha na região do centro de lançamentos de Alcântara-MA. **Rev. Bras. Meteor.** 19, 251-264, 2004.
- RIBEIRO, A. G. As escalas do clima. **Bol. Geo. Teor.** 23, 288-294, 1993.
- RIBEIRO, F. N. D.; SOARES, J.; OLIVEIRA, A. P. The co-influence of the sea breeze and the coastal upwelling at Cabo Frio: a numerical investigation using coupled models. **Braz. J. Oceanogr.** 59, 131–144, 2011.
- RIBEIRO, F. N. D.; SOARES, J.; OLIVEIRA, A. P. Sea-breeze and topographic influences on the planetary boundary layer in the coastal upwelling area of Cabo Frio (Brazil). **Bound.-Layer Meteorol.** 158, 139-150, 2016.
- RIBEIRO, F. N. D.; OLIVEIRA, A. P.; SOARES, J.; MIRANDA, R. M.; BARLAGE, M.; CHEN, F. Effect of sea breeze propagation on the urban boundary layer of the metropolitan region of Sao Paulo, Brazil. **Atmospheric Research**. 214, 174-188, 2018.
- RICKENBACK, T. M.; NIETO FERREIRA, R.; HALVERSON, J.; HERDIES, D. L.; SILVA DIAS, M. A. F. Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts. **J. Geophys. Res.** 107, 8040, 2002.
- RIZWAN, A. M.; Denis, Y. C. L.; LIU, C. A review on the generation, determination and mitigation of Urban Heat Island. **Journal of Environmental Sciences**. 20 (1), 120-128, 2008.
- RODRIGUES, R. R.; LORENZZETTI, J. A. A numerical study of the effects of bottom topography and coastline geometry on the Southeast Brazilian coastal upwelling. **Cont. Shelf. Res.** 21, 371–394, 2001.
- SALVADOR, N.; LORIATO, A. G.; SANTIAGO, A.; ALBUQUERQUE, T. T. A.; REIS JR., N. C.; SANTOS, J. M.; LANDULFO, E.; MOREIRA, G.; LOPES, F.; HELD, G.; MOREIRA, D. M. Study of the Thermal Internal Boundary Layer in Sea Breeze Conditions Using Different Parameterizations: Application of the WRF Model in the Greater Vitória Region. **Revista Brasileira de Meteorologia**, 31, 593-609, 2016.
- SANTAMOURIS, M.; SYNNEFA, A.; KARLESSI, T. Using Advanced Cool Materials in the Urban Built Environment to Mitigate Heat Island and Improve Thermal Comfort Conditions. **Solar Energy**. 85(12), 3085-3102, 2011.
- SANTAMOURIS, M. Cooling the Cities: a review of reflective and green roof mitigation technologies to fight heat island and improve comfort in urban environments. **Solar Energy**. 103, 682-703, 2014.
- SANTANA, R. A. S.; TOTA, J.; SANTOS, R. M. N.; VALE, R. S. Estabilidade e estrutura da turbulência sob a influência de jatos de baixos níveis noturnos no sudoeste da Amazônia. **Rev. bras. meteorol.** 30, 4, 405-414, 2015.
- SANTOS, F. B.; GOMES, H. B.; AZEVEDO, C. D. S. Análise da formação de Ilhas de Calor em Fortaleza – CE por meio de imagens de satélite. **Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR**, Foz do Iguaçu, 905 – 911, 2013.

- SANTOS, L. A. R.; FISCH, G. Intercomparação entre quatro métodos de estimativa da altura da Camada Limite Convectiva durante o experimento RACCI – LBA (2002) em Rondônia – Amazônia. **Rev. Bras. Meteor.** 22, 322-328, 2007.
- SEIBERT, P.; BEYRICH, F.; GRYNING, S. E.; JOFFRE, S.; RASMUSSEN, A.; TERCIER, P. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. **Atmospheric Environment**, v. 34, p. 1001-1027, 2000.
- SEIDEL, D. J.; AO, C. O.; LI, K. Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis. **Journal of Geophysical Research**, vol. 115, d16113, 2010.
- SHASHUA-BAR, L. et al. Microclimate modelling of street tree species effects within the varied urban morphology in the Mediterranean city of Tel Aviv, Israel. **International Journal of Climatology**, 30, 44 – 57, 2010.
- SHEN, L.; SUN, J.; YUAN, R. Idealized large-eddy simulation study of interaction between urban heat island and sea breeze circulations. **Atmospheric Research**, 214, 338–347, 2018.
- SHENG, L.; TANG, X.; YOU, H.; GU, Q.; HU, H. Comparison of the urban heat island intensity quantified by using air temperature and Landsat land surface temperature in Hangzhou, China. **Ecological Indicators**, 72, 738 – 746, 2017.
- SICARD, M.; PÉREX, C.; ROCADEMBOSCH, F.; BALDASANO, J. M.; GARCÍA-VIZCAINO, D. Mixed layer determination in the Barcelona coastal area from regular lidar measurements: methods, results and limitations. **Bound.-Layer. Meteorol.** 119, 135–157, 2006.
- SILVA, F. P.; CORREIA, M. F.; OLIVEIRA, G. B. Aplicação do modelo SEBAL na estimativa de componentes do balanço de energia em área de caatinga: um estudo na região do Açude Epitácio Pessoa/Boqueirão. **XIX Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**, 2015, Lavras - MG. ANAIS XIX CBAgro, 2010-2015, 2015.
- SILVA, V. J.; SILVA, C. R.; ALMEIDA, L. S.; SILVA, C. R.; CARVALHO, H. P.; CAMARGO, R. Mobile transect for identification of intra-urban heat islands in Uberlândia, Brazil. **Rev. Ambient. Água, Taubaté**. 13 (4), e2187, 2018.
- SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**. 2, 133-150, 1987.
- SILVA DIAS, M. A. F.; REGNIER, P. Simulation of Mesoscale circulations in a deforested area of Rondonia in the dry season. **Amazonian Deforestation and Climate**. J. Gash, C. Nobre, J. Roberts, R. Victoria, Eds., John Wiley & Sons, 531-547, 1996.
- SIMPSON, J. E. Diurnal changes in sea-breeze direction. **J. Appl. Meteor.** 35, 1166-1169, 1995.
- SORBJAN, Z. A numerical study of daily transitions in the convective boundary layer. **Bound.-Layer Meteorol.** 123, 365–383, 2007.
- SOTO-ESTRADA, E. Estimación de la Isla De Calor Urbana en Medellín, Colombia. **Revista internacional de contaminación ambiental**. 35 (2), 421-434, 2019.
- SOUSA, S. B.; FERREIRA, L. G. Análise da temperatura de superfície em ambientes urbanos: um estudo por meio de sensoriamento remoto no município de Goiânia, Goiás (2002 – 2011). **Confins (Paris)**, 15, 1-21, 2015.

- SOUZA, D. C.; OYAMA, M. D. Breeze Potential Along the Brazilian Northern and Northeastern Coast. **J. Aerosp. Technol. Manag.** São José dos Campos, 9, 3, 368-378, 2017.
- SOUZA, E. P.; SILVA, E. M.; Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala: Descrição e testes de sensibilidade do esquema. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 18, p. 33 - 42, 2003.
- STAGE, S. A.; WELLER, R. A. The frontal air-sea interaction experiment, part II: experimental plan. **Bull. Amer. Meteor. Soc.** 67, 16-20, 1986.
- STEINFELD, G; LETZEL, M. O.; RAASCH, S.; KANDA, M.; INAGAKI, A. Spatial representativeness of single tower measurements and the imbalance problem with eddycovariance fluxes: results of a large-eddy simulation study. **Bound-Layer Meteorol.** v. 123, n. 1, p. 78–98, 2007.
- STENSRUD, D. J. Parameterization Schemes: Keys to Understanding Numerical Weather Prediction Models. **Cambridge University Press**, 2007.
- STRANG, D M. Análise Climatológica das Normais Pluviométricas do nordeste Brasileiro. São José dos Campos, CTA. **Relatório Técnico IAE**. 02, 72, 1972.
- STRONG, C.; FUENTES, J. D.; GARSTANG, M.; BETTS, A. K. Daytime cycle of low-level clouds and the tropical convective boundary layer in southwestern Amazonia. **J. Appl. Meteor.** 44, 1607-1619, 2005.
- STULL, R. B. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. **Dordrecht, Kluwer Academic Publishers**, 666 p., 1988.
- TEIXEIRA, R. F. B. The breeze phenomenon and its relationship with the rain over Fortaleza-CE. **Rev. Bras. Meteor.** 23, 282-291, 2008.
- TEIXEIRA, D. C. F.; AMORIM, M. C. C. T. Perfil térmico noturno de cidade pequena do ambiente tropical em episódios de inverno. **RA'E GA (UFPR)**. 36, 208-228, 2016.
- TING, D. S. -K. Heat Islands – Understanding and Mitigating Heat in Urban Areas. [s.l] **Earthscan LLC**, 2012.
- VOOGT, J. A. Urban Heat Island. **Encyclopedia of Global Environmental Change**. 3, 660-666, 2002.
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. Atmospheric science - an introductory survey, second edition. **Academic Press**, 483 pp, 2006.
- WANG, Y.; DI SABATINO, S.; MARTILLI, A.; LI, Y.; WONG, M. S.; GUTIÉRREZ, E.; CHAN, P. W. Impact of land surface heterogeneity on urban heat island circulation and sea- land breeze circulation in Hong Kong. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**. 122, 8, 4332–4352, 2017.
- WINGUTH, A. M. E.; KELP, B.; The urban heat island of the north-central Texas region and its relation to the 2011 severe Texas drought. **J. Appl. Meteor. Climatol.**, 52, 2418–2433, 2013.