Revista Brasileira de Climatologia
ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

CAUSAS DA SEMI-ARIDEZ DO SERTÃO NORDESTINO

REBOITA, Michelle Simões – reboita@unifei.edu.br
Universidade Federal de Itajubá – Unifei

RODRIGUES, Marcelo – gr4fitt3@gmail.com
Universidade Federal de Itajubá – Unifei

ARMANDO, Rodolfo Pereira – rodolfopereira17@hotmail.com
Universidade Federal de Itajubá – Unifei

FREITAS, Cleverson – sonhfreitas@gmail.com
Universidade Federal de Itajubá – Unifei

MARTINS, Débora – deboramartins.atm@gmail.com
Universidade Federal de Itajubá – Unifei

MILLER, Gabriel – gabrielmiller_1@hotmail.com
Universidade Federal de Itajubá – Unifei

RESUMO: Embora o Sertão do Nordeste do Brasil esteja localizado em latitudes tropicais, é uma região com baixos totais anuais de precipitação, o que a difere das demais regiões na mesma banda latitudinal. Diante do exposto, o presente estudo analisa tanto a influência das células de circulação geral da atmosfera (células de Walker e Hadley) quanto do planalto da Borborema (que se encontra no centro-norte do Sertão) na produção das condições semiáridas no Sertão Nordestino. Inicialmente, o estudo apresenta uma caracterização geográfica e meteorológica da região Nordeste do Brasil e, na sequência, faz a análise das células de circulação. Entre os resultados, têm-se que os movimentos subsidentes das células de Walker e Hadley são mais importantes para a semi-aridez do Sertão Nordestino do que o planalto da Borborema. A influência desse planalto ocorre quando o escoamento no seu lado sotavento se acopla com os movimentos descentes das células de circulação geral da atmosfera, o que intensifica as anomalias positivas de temperatura do ar e negativas de umidade específica e relativa na baixa troposfera. Portanto, são os movimentos subsidentes das células de circulação que atuam sobre todo o Sertão inibindo à convecção e reduzindo, portanto, a formação de nuvens e precipitação.

PALAVRAS-CHAVE: precipitação, semi-aridez, Sertão nordestino, células de circulação da atmosfera, planalto da Borborema

THE CAUSES OF SEMI-ARIDITY IN THE NORTHEAST "SERTÃO"

ABSTRACT: The semi-arid region in the northeast Brazil is called "Sertão" and located in tropical latitudes, however, it is a region with low annual total precipitation, distinguishing from others regions in the same latitudinal band. Therefore, this study analyzes both the influence of the atmospheric general circulation cells (Walker and Hadley cells) and the Borborema plateau (located in center-nothern of "Sertão") on the semi-arid conditions of Brazilian "Sertão". Initially, the study presents a geographical and meteorological characterization of northeastern Brazil and makes the analysis of circulation cells. Among the results, we have that the subsidence movements of Walker and Hadley cells are most important to the semi-arid conditions of Brazilian "Sertão" than that Borborema plateau. The influence of this plateau occurs when the leeward winds are coupled with the subsidence of the atmosphere general circulation cells, which intensify the positive anomalies of air temperature and negative anomalies of specific and relative

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

humidity in the lower troposphere. Therefore, the subsidence movement of those cells that act over the Brazilian "Sertão" inhibiting the convection and, consequently, cloud formation and precipitation.

KEY-WORDS: precipitation, semi-arid, Brazilian "Sertão", atmospheric general circulation cells, Borborema plateau

1. INTRODUÇÃO

A região Nordeste do Brasil está localizada entre as latitudes 1°10'S e 18°19'S e as longitudes 48°31'W e 34°48'W e apresenta topografia elevada no centro da Bahia e em Pernambuco e seus arredores (Fig. 1). Nesse último, a região com altas elevações recebe o nome de planalto da Borborema (ROSS, 2003) e perfis latitudinais mostram que acerca de 8,4°S e 36°W a topografia pode atingir altitudes de até 1 km (Fig. 2). Porém, a oeste do planalto da Borborema, as altitudes topográficas se reduzem (Fig. 1), caracterizando a depressão sertaneja (ROSS, 2003).

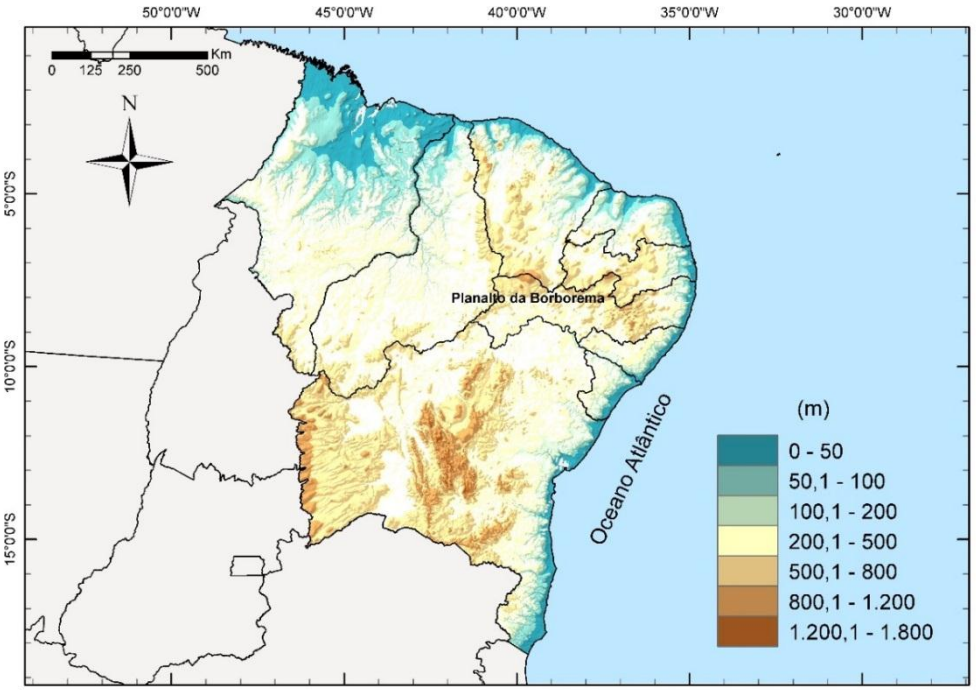


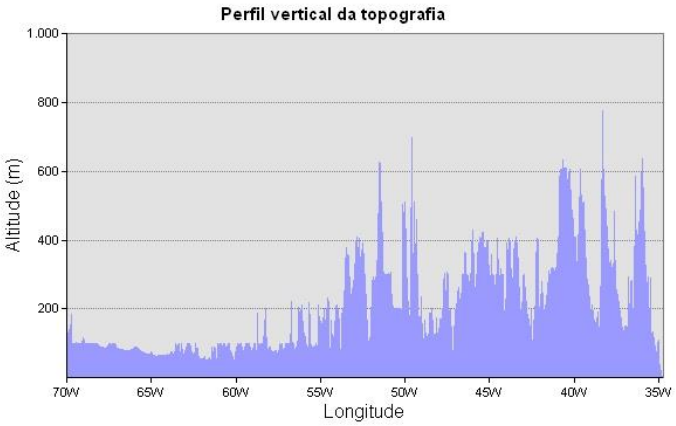
Figura 1 Topografia (metros) da região Nordeste do Brasil com base em dados com resolução horizontal de 1 km.

A Figura 3, uso e ocupação do solo nordestino, mostra uma grande relação com a descrição dos domínios morfoclimáticos da região Nordeste do Brasil. Primeiramente, domínios morfoclimáticos correspondem à interação de características climáticas, botânicas, pedológicas, hidrológicas e fitogeográficas de um local que resulta numa determinada paisagem (AB'SÁBER, 1970). Dessa forma, o Nordeste do Brasil possui 4 domínios morfoclimáticos: (a) Zona da Mata que está localizada no litoral nordestino com clima úmido e solo fértil, (b) o Agreste que é uma estreita área de transição entre a Zona da Mata (úmida) e

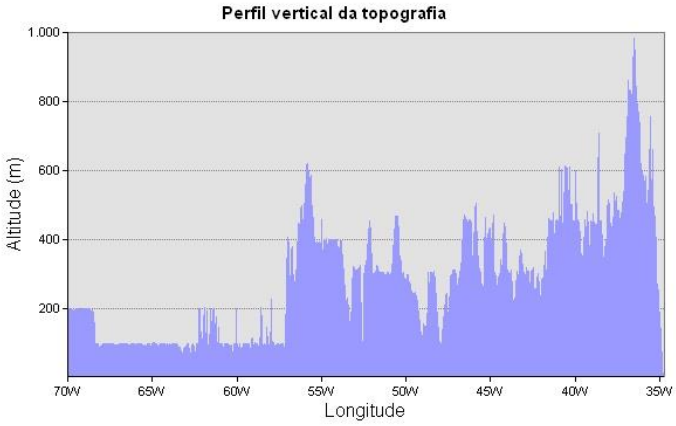
ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

o (c) Sertão (seco), e (d) o Meio-Norte, que é a região compreendia entre o Sertão e a região Amazônica, sendo mais chuvosa do que o Sertão e apresentando vegetação caracterizada pela mata dos cocais, carnaúbas e babaçus. O Sertão Nordestino (Fig. 3) como está inserido numa área tropical e apresenta baixos totais pluviométricos, torna-se anômalo em relação a outras regiões na mesma faixa latitudinal (MOLION e BERNARDO, 2002) e, em função do clima, sua vegetação é composta por árvores e arbustos, o que recebe a denominação de caatinga.

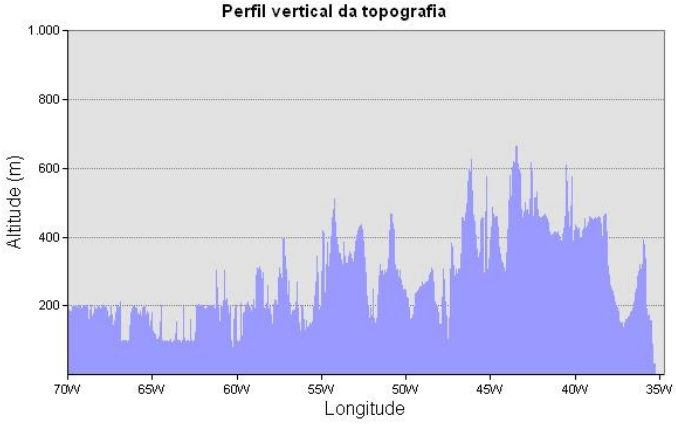
a)



b)



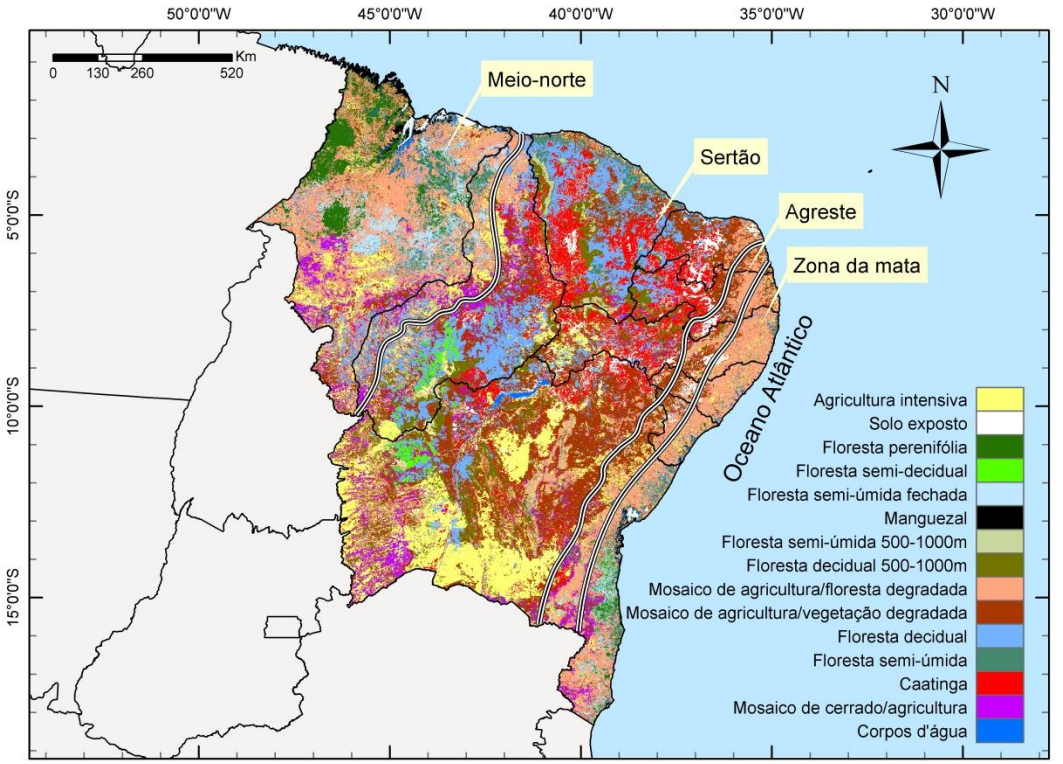
c)



ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

Figura 2 Perfis da topografia nas latitudes (a) 6,5°S, (b) 8,4°S e (c) 9,5°S que incluem o planalto da Borborema.

Com relação ao uso e ocupação do solo (Fig. 3), os biomas caatinga, cerrado e mata atlântica representam os conjuntos de ecossistemas de maior presença ao longo do território nordestino (Fig. 3). Em relação à caatinga, esta cobre principalmente a região do Sertão, podendo se configurar espacialmente de maneira esparsa ou fechada, dependendo das condições pluviométricas e do grau de antropização do local. Sua área abrange aproximadamente 734,478 km², perfazendo cerca de 7% de todo o território brasileiro (MMA, 2007). Na porção oeste do nordeste do país há, principalmente, um conjunto composto de fragmentos do cerrado e agricultura, correspondendo a 5,19% da área total da região. A agricultura de médio e pequeno porte também se associa a outros tipos de vegetação em diferentes estágios de degradação, formando mosaicos sobre grande parte das sub-regiões da Zona da Mata, Agreste e do Meio-Norte (aproximadamente 40% da área total). Por outro lado, a parcela da superfície utilizada para a agricultura intensiva, de larga escala, é mais presente no setor sul nordestino (cerca de 20% da área). Dentre as áreas suscetíveis à desertificação, uma parcela próxima de 40,8% sofre considerável ação antrópica, sendo que o bioma da mata atlântica, aqui representado pelas florestas deciduais, semi-deciduais e semi-úmidas, é o que apresenta nível de degradação mais avançado, seguido pelo bioma do cerrado e da caatinga (MMA, 2007).



ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

Figura 3 Uso e ocupação do solo com base nos dados do *Global Land Cover Project*, referente ao ano 2000. As sub-regiões do Nordeste do Brasil (Meio-Norte, Sertão, Agreste e Zona da Mata) estão divididas com as linhas duplas brancas.

Com relação ao Sertão Nordestino, esse é a área mais seca do Brasil (CONTI, 2005; REBOITA et al., 2010) com precipitação não ultrapassando 400 mm anuais em diversos locais (CONTI e FURLAN, 2003) sendo, portanto, susceptível à desertificação (MMA, 2007). De acordo com a recomendação da Convenção das Nações Unidas para Combate à Desertificação (UNCCD; UNEP, 1997), a determinação de uma área susceptível à desertificação pode ser realizada através do índice de aridez (IA). Esse índice corresponde a razão entre a precipitação (mm) e a evapotranspiração potencial (mm), sendo essa última definida como a quantidade d´água que poderia evaporar ou transpirar de uma superfície vegetada pela influência atmosférica (THORNTHWAITE, 1948). Quando o IA está entre 0,2 e 0,5 o clima é caracterizado como semi-árido; o que é a situação do Sertão Nordestino (Fig. 4).

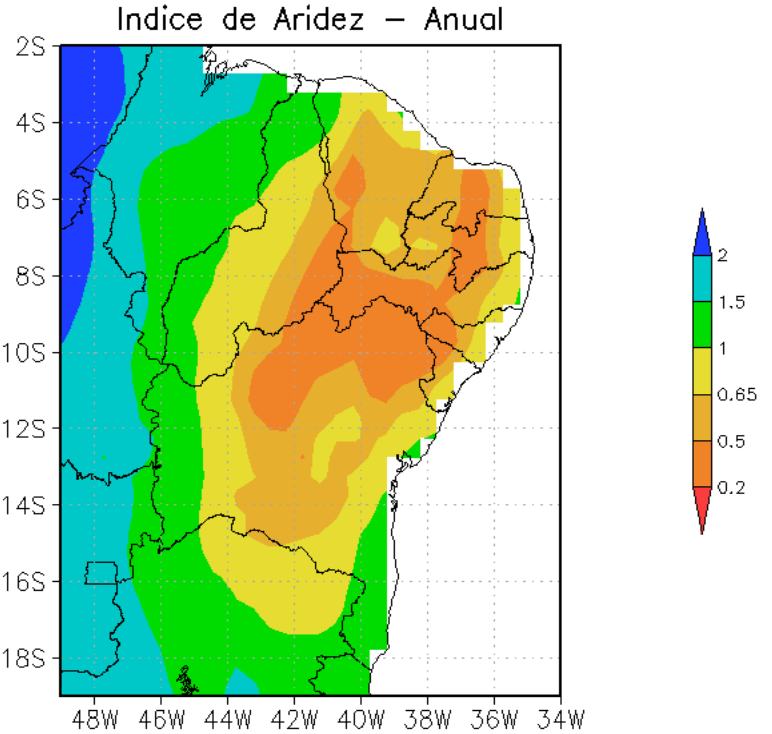


Figura 4 Índice de aridez no Nordeste do Brasil calculado no período de 1980 a 2011.

De acordo com Conti e Furlan (2003), a região semi-árida do Brasil abrange quase 1 milhão de km^2 e várias hipóteses têm sido propostas para explicá-la. As primeiras hipóteses indicavam o planalto da Borborema como uma barreira à umidade transportada do oceano para o continente pelos ventos alísios, pois, em geral, os totais pluviométricos apresentam-se elevados no lado barlavento desse planalto (podendo ser maiores do que 1500 mm anuais) e baixos no lado sotavento. Segundo Conti e Furlan (2003), isso é insuficiente

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

para a causa da semi-aridez, pois o planalto da Borborema é descontínuo e possui altitudes inferiores a 1 km, como mostrado na Figura 2, sendo incapaz de provocar as condições secas à sotavento. De fato, se isso fosse verdade, parte da região sudeste do Brasil também seria semi-árida por influência da Serra do Mar. Além disso, estudos como o de Oliveira et al. (2003) mostram que a brisa marítima consegue cruzar a barreira topográfica no sudeste e chegar até a cidade de São Paulo.

Charney (1975) menciona que em regiões com solos arenosos e rochosos, onde a vegetação é escassa por causa da falta de chuva, o albedo é maior do que em regiões com solos cobertos por vegetação. Já Charney et al. (1977), estudando o efeito do albedo em regiões secas e semi-áridas, verificaram que o aumento do albedo reduz a absorção da radiação solar pela superfície e, portanto, a transferência de calor sensível e latente para a atmosfera. Isso, por sua vez, reduz a quantia de nuvens convectivas o que permite que mais radiação solar atinja a superfície e que haja menos emissão de radiação de onda longa para a superfície (as ondas decorrentes do efeito estufa natural). Dessa forma, a absorção líquida de radiação pela superfície (radiação solar mais a radiação terrestre) decresce. Em síntese, o aumento do albedo faz com que o fluxo radiativo em direção à superfície diminua e, portanto, diminua a quantidade de nuvens convectivas e a precipitação. Ainda, Charney (1975) menciona que a perda líquida de calor nas regiões com maior albedo do que as ao seu redor contribui para um gradiente horizontal de temperatura induzindo uma circulação friccional controlada que importa calor de altos níveis e mantém o equilíbrio térmico através dos movimentos descendentes e compressão adiabática. Esse movimento descendente pode se acoplar ao ramo descendente da célula de Hadley.

Outra hipótese para a semi-aridez do Sertão Nordestino é baseada na dinâmica das células de circulação geral da atmosfera. Molion e Bernardo (2002) sugerem que a semi-aridez pode ser decorrente da subsidência associada ao ramo descendente de uma circulação de Walker e a inversão psicrotérmica sobre a região, isto é, o ar que subside na atmosfera aquece por compressão adiabática de forma que sua umidade relativa diminui. Portanto, seria necessário um mecanismo dinâmico de levantamento do ar se contrapondo à subsidência para o ar se resfriar e conseguir saturar (REBOITA et al., 2010). A circulação de Walker mencionada está relacionada com a intensa atividade convectiva na bacia Amazônica (HASTENRATH 2001, 2002) que contribui para a formação de uma célula zonal de circulação com ramo ascendente em tal bacia e subsidente sobre o oceano Atlântico Tropical de forma que atinge o Nordeste do Brasil. Entretanto, isso não implica em seca no litoral nordestino em função da proximidade deste com o oceano (como será discutido na seção 3.1). De acordo com Hastenrath (2001), o centro da subsidência dessa célula de Walker localiza-se próximo da costa da África (0^o) no verão e desloca-se para perto da costa do Brasil (25^oW) no inverno; sendo que os movimentos ascendentes sobre a Amazônia são mais intensos no verão. Além da subsidência associada ao ramo leste de tal célula de Walker, o nordeste do Brasil também é afetado pela circulação meridional de Hadley (MOLION e BERNARDO, 2002). Seu ramo ascendente, que configura a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), é o principal responsável pela precipitação no norte do Nordeste do Brasil nos

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

meses de fevereiro a maio, época em que a ZCIT no Atlântico Oeste atinge sua posição mais austral (até cerca de 4°S). Já quando a ZCIT se desloca para norte do equador geográfico, atingindo sua posição mais boreal entre agosto e setembro (até cerca de 8°N), o ramo subsidente da célula de Hadley pode contribuir para intensificar a subsidência na região Nordeste do Brasil, contribuindo para a semi-aridez do Sertão Nordestino. As sugestões de Molion e Bernardo (2002) concordam com as de Drumond et al. (2010). Entretanto, esses últimos autores não analisaram apenas a parte semi-árida do Nordeste, também foi incluído o litoral norte da região (ver figura 1 desses autores), que possui um regime de chuvas diferenciado. Segundo Drumond et al. (2010), o período do máximo de precipitação na região por eles estudada, que é de janeiro a março, não coincide com o máximo suprimento de umidade, que é ligeiramente maior após abril. Os autores sugerem que o efeito combinado das células de Walker e Hadley inibe os movimentos ascendentes na atmosfera nos meses de abril em diante contribuindo para ocorrência de um período mais seco.

Diante do exposto, o objetivo do presente estudo é avaliar a influência das células de circulação atmosférica zonal (Walker) e meridional (Hadley) na região do Sertão Nordestino do Brasil e que abriga o planalto da Borborema, a fim de explicar a semi-aridez de tal região. Ressalta-se que esse estudo não tem a finalidade de abordar a variabilidade interanual das chuvas no Nordeste do Brasil, uma vez que essas estão associadas tanto com anomalias de temperatura da superfície do mar no Pacífico Tropical quanto no Atlântico Tropical (PEZZI e CAVALCANTI, 2001; REBOITA e SANTOS, 2014), o que não é o foco do presente estudo.

2. METODOLOGIA

Os dados utilizados neste estudo foram oriundos de diferentes fontes e, por isso, não possuem a mesma extensão temporal (Tabela 1). Embora o estudo dedica-se ao Sertão Nordestino, inicialmente é apresentada uma caracterização geográfica de toda a região Nordeste do Brasil que inclui a topografia (Figs. 1-2), uso e ocupação do solo (Fig. 3) e índice de aridez (Fig. 4). Este último foi calculado como a razão da precipitação pela evapotranspiração potencial que foram obtidas do *Climate Research Center* (CRU; HARRI et al., 2014), com resolução horizontal de 0,5º x 0,5º de latitude por longitude, resolução temporal mensal, e no período de 1980 a 2011. Já a precipitação na região Nordeste foi avaliada tanto através da sua distribuição espacial (dados do *Climate Prediction Center* – CPC; CHEN et al., 2008, Fig. 5) quanto por dados pontuais medidos em estações meteorológicas automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET; Fig. 6). Os dados do CPC possuem resolução horizontal de 0,5º e estendem-se até o presente. No caso do estudo, o período foi de 1979 a 2014, que é mais atual do que os dados do CRU. Em relação aos dados pontuais foram utilizadas as estações meteorológicas localizadas em Ceará Mirim, Crateús, Fortaleza, Maceió, Petrolina e Triunfo, por representarem diferentes setores do Nordeste brasileiro e possuírem um período extenso de dados (Tabela 1).

A circulação em baixos níveis da atmosfera foi representada pela intensidade e direção do vento 10 metros de altura (Fig. 7) obtidas do *Cross-*

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind Vector L3.0 (CCMP; ATLAS et al., 2011) que correspondem a uma combinação de dados de reanálise e de satélite. Inicialmente foram obtidos dados com resolução temporal de 6 horas e, após, calculada a média sazonal climatológica. Através da análise visual dos vetores de vento a 10 metros de altura na região tropical foi possível identificar as regiões de convergência e, consequentemente, a ZCIT (Fig. 7).

Com o intuito de verificar a influência do planalto da Borborema e das células de circulação geral da atmosfera na semi-aridez do Sertão Nordestino, elaboram-se perfis verticais do escoamento vertical e do viés zonal e meridional da temperatura e umidade do ar (centrados na parte do Sertão do Nordeste do Brasil que abriga o planalto da Borborema), para a célula de Walker (célula de circulação zonal) e para a célula de Hadley (célula de circulação meridional), para cada mês do ano. Para isso, primeiramente calculou-se a climatologia mensal das componentes zonal e meridional do vento, velocidade vertical (ômega), temperatura do ar, umidade específica e umidade relativa obtidas no período de 1979 a 2014, entre os níveis verticais de 1000 e 200 hPa e com resolução horizontal de 0,5º x 0,5º de latitude e longitude, obtidas da reanálise ERA-Interim do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF).

Para os perfis verticais da célula de circulação de Walker, o procedimento para calcular o viés de umidade específica, umidade relativa e temperatura do ar foi: (1) calcular a média das variáveis atmosféricas entre 9º e 5ºS em cada nível vertical de 1000 a 200 hPa, (2) calcular a média zonal em cada nível vertical, considerando as longitudes de 80º W a 0°, da média obtida no procedimento 1, (3) calcular o viés, isto é, calcular a diferença entre o valor obtido em (1) e (2). O valor do viés das variáveis atmosféricas é que será apresentado em colorido nas Figuras 8 e 9 (coluna da esquerda). Já os vetores indicando o sentido do movimento vertical foram obtidos através do cálculo da média da componente zonal e ômega entre 9º e 5ºS em cada nível vertical.

Tabela 1 Características, período, área de estudo e fonte dos dados utilizados.

Variáveis	Resolução Espacial	Área de estudo	Período de Estudo	Fonte
Topografia (metros)	30 arco-segundos ou ~1 km	Nordeste Brasileiro (49ºW-34ºW; 19ºS-2ºS)	-	*U. S. Geological Survey's EROS Data Center* (https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30)
Uso e ocupação do solo	1 km		Baseado no ano de 2000	*U. S. Geological Survey's Land Cover Institute (LCI)* (http://landcover.usgs.gov/)
Precipitação (mm) Evapotranspiração potencial (mm)	0,5° x 0,5°		1980-2011	*Climate Research Center* (CRU) HARRI et al. (2014)

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

Precipitação (mm) (dados medidos em estações meteorológicas e interpolados espacialmente)	0,5° x 0,5°		1979 - 2014	*Climate Prediction Center* (CPC) CHEN et al. (2008)
Precipitação (mm) (Estações Automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia - INMET)	-	Ceará Mirim (5,65°S; 35,65°W) Crateús (5,16°S; 40,66°W) Fortaleza (3,81°S; 38,53°W) Maceió (9,66°S; 35,70°W) Petrolina (9,38°S; 40,48°W) Triunfo (7,81°S; 38,11°W)	1979 - 2014	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep
Componentes zonal e meridional do vento a 10 m de altura (m/s)	0,25° x 0,25°	Nordeste Brasileiro (49ºW-34ºW; 19ºS-2ºS)	1988 - 2011	*Cross-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind Vector L3.0* (CCMP) ATLAS et al. (2011)
Componentes do Vento (u, v, w): 1000 hPa – 200 hPa	0,5º x 0,5º		1979 - 2014	ERA Interim/ ECMWF – Synoptic Monthly Means http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-mnth/
Umidade Relativa (%): 1000 hPa – 200 hPa				
Umidade Específica (g/kg): 1000 hPa – 200 hPa				
Temperatura do ar (ºC): 1000 hPa – 200 hPa				

Para os perfis verticais da célula de circulação de Hadley, o procedimento para calcular o viés da umidade específica, umidade relativa e temperatura do ar foi: (1) calcular a média das variáveis atmosféricas entre 35º e 45ºW em cada nível vertical de 1000 a 200 hPa, (2) calcular a média meridional em cada nível vertical, considerando as latitudes entre 9º e 5ºS, da média obtida no procedimento 1, (3) calcular o viés, isto é, calcular a diferença entre o valor obtido em (1) e (2). Já os vetores indicando o sentido do movimento vertical na célula de Hadley foram obtidos através do cálculo da média da componente meridional e ômega entre 45º e 35ºW em cada nível vertical (Fig. 8). Para a elaboração dos vetores do escoamento nas duas células de circulação, ômega (Pa/s) foi multiplicado por -100. O valor negativo é para trocar o sinal da variável que em sua definição tem movimentos ascendentes representados por valores negativos. Já o 100 justifica-se para aumentar o valor de ômega e facilitar a representação visual dos vetores.

3. RESULTADOS

3.1 Precipitação e Ventos a 10 Metros de Altura

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

A precipitação no Nordeste do Brasil não é homogênea espacialmente e temporalmente como mostra a Figura 5. O litoral norte do Nordeste é mais chuvoso no outono, o litoral leste no outono e no inverno, enquanto que o Sertão Nordestino é no verão. Esse último tem seu período mais seco no inverno. Em relação à distribuição espacial dos totais anuais de precipitação (Fig. 6), nota-se que no Sertão Nordestino esta é de cerca de 400-600 mm enquanto que no litoral leste do Nordeste a precipitação ultrapassa a 1500 mm. Uma breve associação da precipitação com os sistemas atmosféricos em baixos níveis da atmosfera é realizada na sequência e enfocando três setores: litoral norte do Nordeste, litoral leste do Nordeste e Sertão Nordestino.

Litoral Norte do Nordeste

A Figura 7 mostra que ao longo de todo o ano o litoral norte do Nordeste do Brasil é influenciado pelos ventos alísios de sudeste e que esses ventos são mais intensos no inverno e primavera (6 m/s) do que no verão e outono (4 m/s). A posição média sazonal e anual da ZCIT também foi ilustrada na Figura 7 permitindo observar que no setor oeste do oceano Atlântico Tropical Sul a ZCIT atinge menores latitudes do que no setor leste desse mesmo oceano. Durante todo o ano, a dinâmica das chuvas no norte do Nordeste do Brasil é regida pela ZCIT (MOLION e BERNARDO, 2002; REBOITA et. al., 2012): o período chuvoso ocorre quando a ZCIT se localiza na sua posição mais austral e o período seco quando a ZCIT migra para norte do equador geográfico e causa movimentos subsidentes no Nordeste. No outono (Fig. 7b), a ZCIT atinge sua posição mais austral ($\sim 3^{o}$ S) contribuindo para os maiores totais pluviométricos nesse período (Fig. 5b), principalmente em entre março e abril (Fig. 6). Além da ZCIT, a convergência tanto da brisa terrestre quando da brisa marítima com os ventos alísios contribuem para a precipitação no litoral do norte do Nordeste (KOUSKY, 1980; TEIXEIRA, 2008). Como a Figura 7 representa os ventos em escala sinótica, não é possível observar as circulações de brisa e a convergência delas com os alísios. Entretanto, imagens de satélite, como as utilizadas por Teixeira (2008), mostram linhas alongadas de nuvens contornado a costa do litoral norte do Nordeste do Brasil no período noturno e da tarde, o que confirma a convergência de tais circulações. Segundo Teixeira (2008), a frente de brisa terrestre convergindo com os ventos alísios de sudeste propicia a ocorrência de chuvas rápidas e pouco intensas entre a madrugada e o início da manhã. Já a convergência da brisa marítima com os ventos alísios contribui para a ocorrência de chuva no período da tarde. Também é válido lembrar que a atividade convectiva local é outro fator importante para ocorrência das chuvas e pode influenciar o desenvolvimento de complexos convectivos de mesoescala que podem causar precipitação intensa.

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

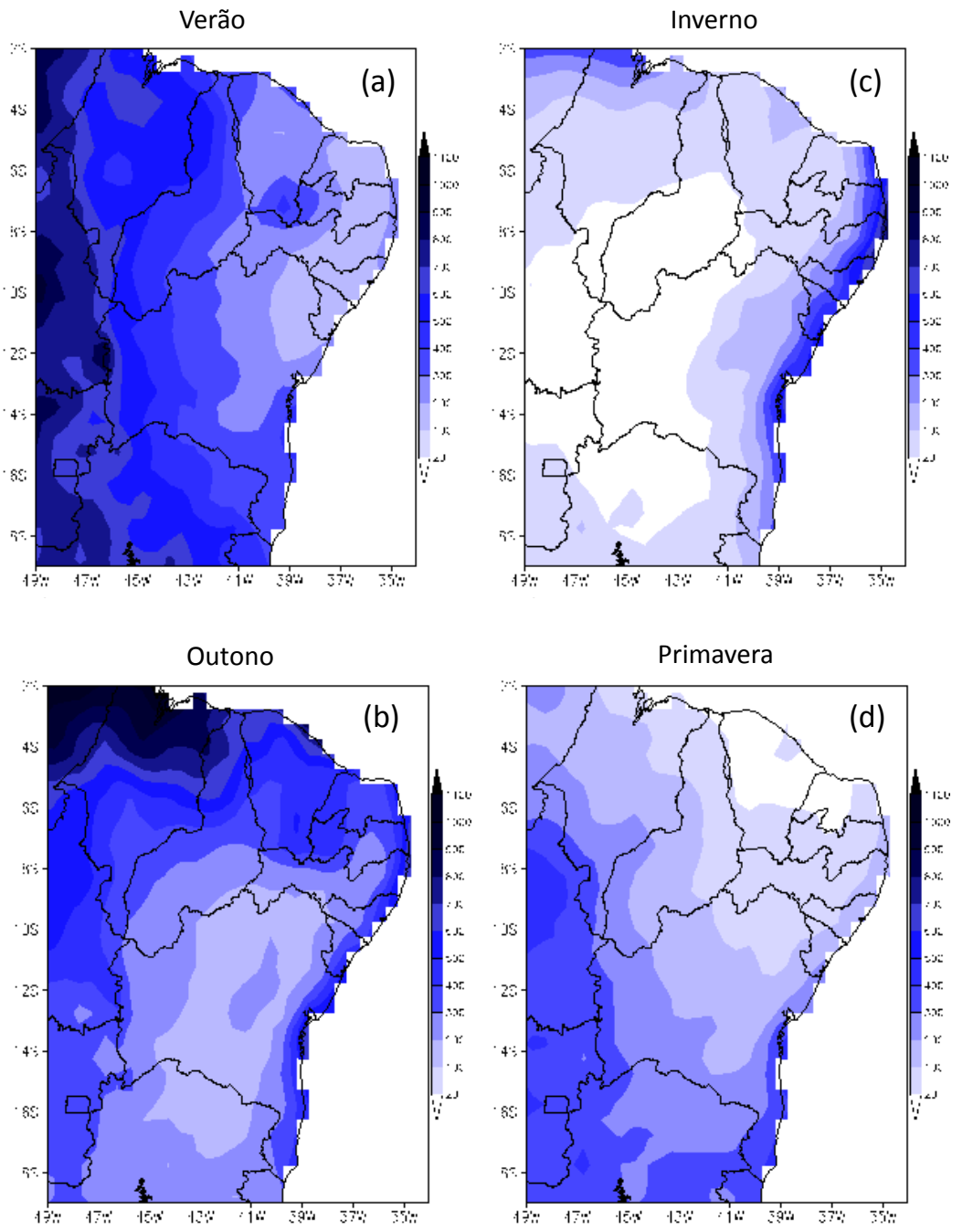


Figura 5 Sazonalidade da precipitação (mm) na região Nordeste do Brasil no período de 1979 a 2014.

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

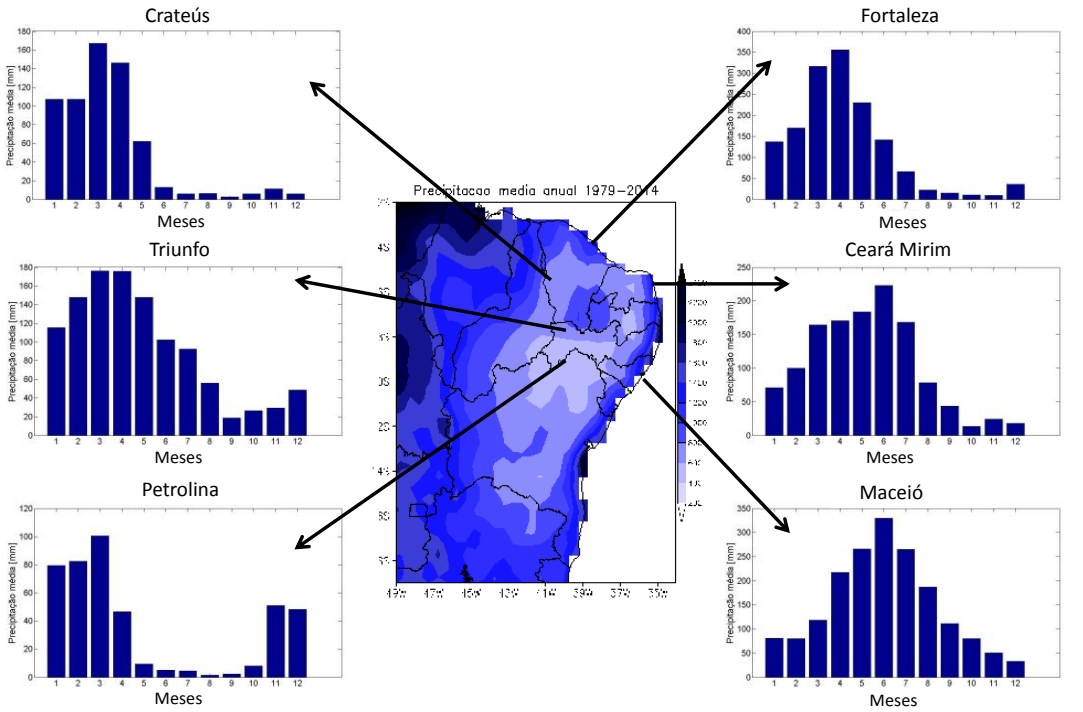


Figura 6 Parte central: precipitação média anual (mm) na região Nordeste do Brasil, no período de 1979 a 2014. Laterais: variação mensal da precipitação em alguns municípios nordestinos.

Litoral Leste do Nordeste

No verão e outono (Figs. 7a-b), os ventos em baixos níveis da atmosfera que atingem o litoral leste do Nordeste do Brasil são praticamente de leste, enquanto no inverno e primavera (Figs. 7c-d), os ventos são de sudeste (perpendiculares à costa) e mais intensos. A estação chuvosa nessa região ocorre nos meses de outono e inverno (Fig. 5), sendo os totais pluviométricos mais elevados entre maio e julho (STRANG, 1972; RAO et al., 1993), como indica o gráfico do ciclo anual de precipitação em Maceió (Fig. 6). A chuva no litoral leste do Nordeste é favorecida tanto pelo transporte de umidade do oceano Atlântico Tropical Sul para o continente realizado pelos ventos alísios (Fig. 7) quanto pela convergência dos alísios ora com a brisa marítima ora com a brisa terrestre (KOUSKY, 1980). Com relação à brisa marítima, Kousky (1980) menciona que ela pode adentrar de 150 a 300 km a região continental. O motivo dos meses do outono e inverno apresentarem os maiores totais pluviométricos, de forma geral, está associado a dois fatores: a brisa terrestre que é mais intensa durante o outono e inverno, quando o contraste de temperatura entre continente e oceano é maior (KOUSKY, 1980) e ventos alísios intensificando-se do outono para o inverno (Figs. 7b-c), pois segundo Lima (1991) e Rao et al. (1993), o anticiclone subtropical do Atlântico Sul (ASAS) é um mecanismo importante no transporte de vapor d´água em baixos níveis da atmosfera (no caso, o setor oeste do ASAS que corresponde aos ventos alísios) e está mais intenso no inverno.

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

Outros sistemas atmosféricos também contribuem para a precipitação no litoral leste do Nordeste do Brasil. As frentes frias quando conseguem chegar em tal região influenciam a precipitação (KOUSKY, 1979). Os vórtices ciclônicos de altos níveis (VCAN; KOUSKY e GAN, 1981), que se formam *downstream* da Alta da Bolívia e são sistemas típicos do verão, podem contribuir tanto para condições úmidas quanto secas. Se a borda do VCAN está sobre o litoral nordestino isso causa precipitação, mas se for a sua parte central, há inibição das chuvas (BANDEIRA e MELO, 2006). Embora a ZCIT não se localize perfeitamente sobre o litoral leste do Nordeste, mesmo na época em que está na sua posição mais austral (Fig. 7), ainda assim, contribui para as chuvas nesse local (DRUMOND et al., 2010; REBOITA et al., 2012): os ventos alísios que se dirigem para a ZCIT transportam umidade que atinge o litoral leste do Nordeste. A chuva no litoral leste do Nordeste também pode ser consequência de sistemas convectivos de mesoescala (ALVES et al., 2001) e das perturbações ondulatórias nos ventos alísios (TORRES e FERREIRA, 2011), além da convecção local.

Sertão Nordestino

À medida que se adentra o Nordeste do Brasil do oceano Atlântico em direção ao continente, a precipitação reduz (Fig. 5). No Sertão Nordestino os totais anuais de precipitação são de aproximadamente 400 mm que é cerca de 75% a menos do que na região litorânea (Fig. 6). O verão é a estação do ano mais chuvosa (Fig. 5a) nessa região enquanto o inverno (Fig. 5c), a mais seca. Molion e Bernardo (2002) mencionam que o motivo dos totais anuais de precipitação serem reduzidos nessa região de latitudes tropicais são os movimentos subsidentes de uma célula de Walker, que tem ramo ascendente na Amazônia, e da circulação de Hadley. Isso não causa seca no litoral do nordeste, pois os ventos alísios que atingem tal região (Fig. 7) transportam umidade e também há contribuição das circulações de brisa e outros sistemas atmosféricos (como descritos anteriormente). É importante mencionar que o escoamento em baixos níveis da atmosfera ao adentrar o Nordeste do Brasil encontra o planalto da Borborema e ascende. Entretanto, como a altitude desse planalto não ultrapassa 1 km, essa não é suficiente para causar seca a sotavento (CONTI e FURLAN, 2003). Portanto, com base na literatura, sugere-se que as condições secas no Sertão Nordestino se devem aos movimentos subsidentes das duas células de circulação (Walker e Hadley) que causam o aquecimento do ar por compressão adiabática fazendo sua umidade relativa diminuir, e, portanto, a convecção local parece não ser suficiente para se contrapor a subsidência e elevar o ar para altitudes em que este atinja a saturação. Além disso, Charney (1975) menciona que devido ao alto albedo das regiões com pouca precipitação forma-se um gradiente horizontal de temperatura induzindo uma circulação friccional controlada que importa calor de altos níveis e mantém o equilíbrio térmico através dos movimentos descendentes e compressão adiabática. Esse movimento descendente pode se acoplar ao ramo descente da célula de Hadley. Diante do exposto, a seção 3.2 do presente estudo irá apresentar os movimentos ascendentes e subsidentes associados com as células de circulação de Walker e Hadley centrados numa área que inclui o planalto da Borborema, a fim de explicar as condições semi-áridas do Sertão Nordestino e a variabilidade sazonal da precipitação.

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

A título de conhecimento, alguns dos sistemas atmosféricos que podem contribuir para a variabilidade interanual das chuvas no Sertão Nordestino são os VCANS (ALVES, 2001) e o dipolo de anomalias de temperatura da superfície do mar no oceano Atlântico Tropical (PEZZI e CAVALCANTI, 2001; REBOITA e SANTOS, 2014). Quando há anomalias positivas de temperatura da superfície do mar no setor norte desse oceano, a ZCIT permanece sobre a região de águas quentes e inibe a precipitação no centro-norte do Nordeste, em condições opostas ela favorece. Moura e Shukla (1981) mencionam que presença de anomalias positivas de temperatura da superfície do mar ao norte do Atlântico Tropical e anomalias frias ao sul, favorece um efeito combinado de subsidência termicamente forçada, reduzida evaporação e divergência de fluxo de umidade sobre o nordeste e adjacências que, consequentemente, causa condições secas sobre a região.

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

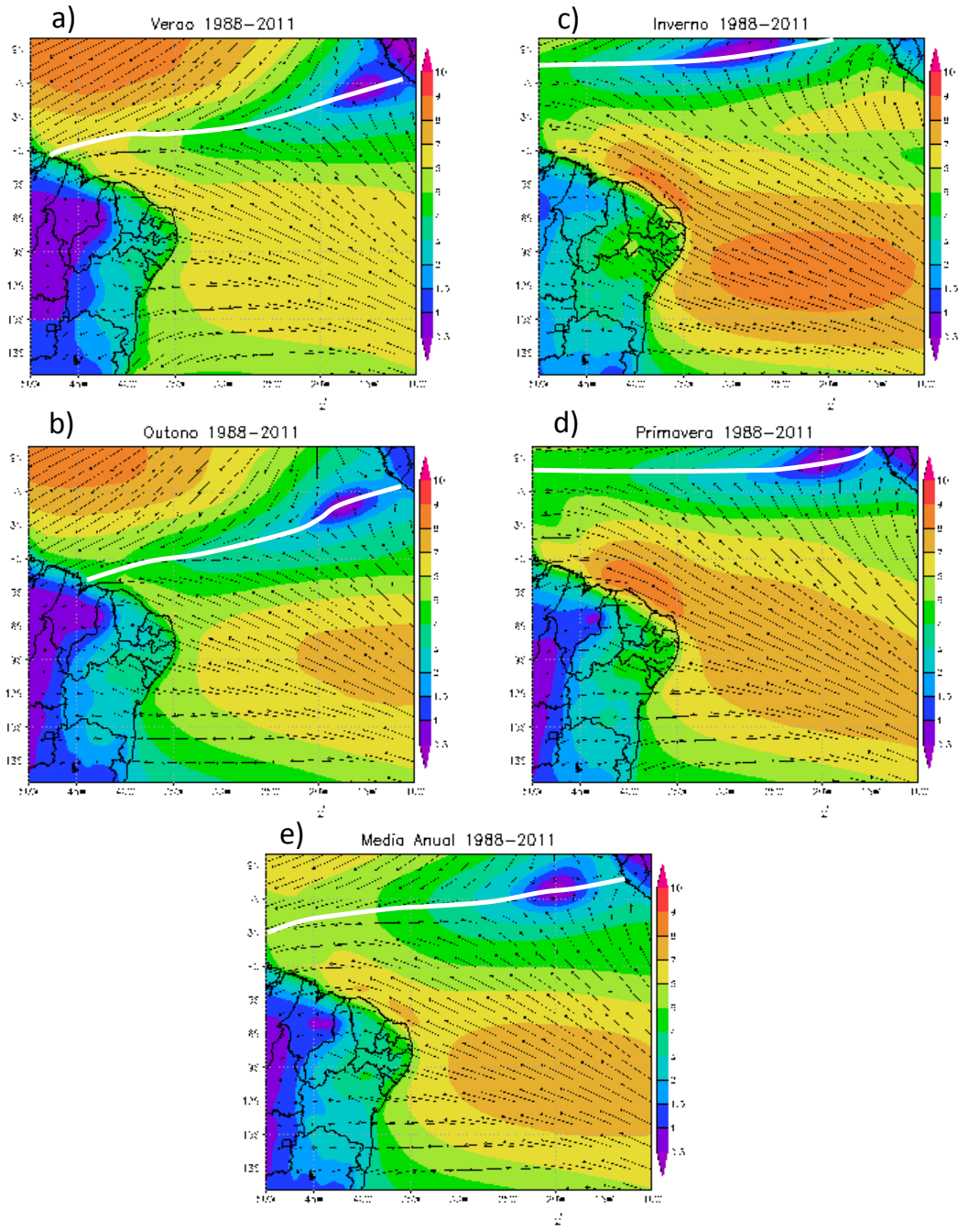


Figura 7 Média sazonal e anual da intensidade (m/s) e direção dos ventos a 10 m de altura no período de 1988 a 2011. O vetor de referência é 2 m/s e está no canto inferior direito das figuras. A linha branca indica a posição média da ZCIT.

3.2 Células de Circulação Zonal e Meridional

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

As células de circulação zonal (Walker) e meridional (Hadley) são células dirigidas termicamente, associadas com convergência e divergência na atmosfera. O aquecimento atmosférico juntamente com a convecção induzem a convergência e divergência atmosférica que controla os movimentos verticais e a circulação (WANG, 2002). Assim, a Figura 8 mostra os movimentos ascendentes e subsidentes ao longo das longitudes (célula de Walker) e ao longo das latitudes (célula de Hadley) bem como o viés da umidade específica. Já a Figura 9, mostra, em tais células de circulação, o viés da temperatura do ar e umidade relativa. Para facilitar a compreensão das Figuras 8 e 9, é importante ter em mente que o planalto da Borborema e a parte do Sertão Nordestino em estudo estão compreendidos em aproximadamente 41º e 37ºW (painéis da esquerda das figuras) e entre 9º e 5ºS (painéis da direita das figuras).

Com relação à célula de Walker, na região Amazônica (entre 80º e 45ºW), em janeiro (Fig. 8a), há movimentos ascendentes que são decorrentes da intensa atividade convectiva. Tais movimentos são mais intensos na média e alta troposfera e há viés positivo de umidade específica na região onde esses movimentos ocorrem. O viés foi calculado na área entre 9º e 5ºS e 80º e 0° W. Os movimentos mais intensos em médios e altos níveis podem ser decorrentes da aceleração das parcelas de ar devido ao aquecimento pela liberação de calor latente de condensação, já que tais níveis atmosféricos apresentam a maior liberação de calor latente na região tropical, segundo Peixoto e Ort (1992). A leste de 37ºW a coluna atmosférica é dominada por movimentos descendentes, que são mais intensos entre a baixa e a média troposfera, e entre 900 e 700 hPa predomina viés negativo de umidade específica; isso quer dizer que essa região é menos úmida do que a região Amazônica. Os movimentos subsidentes bem configurados próximo a 0° concordam com os resultados de Hastenrath (2001, 2002). A cerca de 40ºW e 37ºW há intensos movimentos ascendentes entre os níveis de 1000 e 700 hPa que se devem à presença da topografia do planalto da Borborema (Fig. 8a). Nessas longitudes, acima de 700 hPa predominam movimentos subsidentes. A oeste de 40ºW, isto é, entre 43º e 40ºW, há movimentos subsidentes (1000-900 hPa) que são acompanhados por uma pequena área com viés negativo de umidade específica (Fig. 8a) e umidade relativa (Fig. 9a). De fato, essa é uma característica muito sútil no campo da umidade, mas que se torna mais evidente quando é analisado o viés de temperatura do ar (Fig. 9a). Essa variável mostra um viés quente em tal setor, o que indica um aquecimento por processo adiabático na atmosfera. Se o ar que cruza o planalto da Borborema aquece por compressão, a umidade relativa tende a diminuir e isso é constatado através do viés negativo de umidade relativa no mesmo setor em que ocorre viés quente (Fig. 9a). Viés negativo de umidade relativa também ocorre a leste de 37º W em altitudes acima de 800 hPa, sendo esse acompanhado de viés positivo de temperatura do ar.

Em abril (Fig. 8b), a intensidade dos movimentos ascendentes na média e alta troposfera sobre a Amazônia começa a enfraquecer de forma que em julho (Fig. 8c), durante o inverno austral, chegam a ocorrer fracos movimentos subsidentes entre 80º e 60ºW e mais intensos do que em outras épocas do ano entre 60º e 40ºW. Esses movimentos subsidentes se conectam com os que ocorrem sobre o restante do Nordeste do Brasil e oceano Atlântico (Fig. 8c). Portanto, os movimentos do ramo subsidente da célula de Walker durante o

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

inverno podem ser uma das explicações para essa época do ano ser a mais seca no Sertão Nordestino.

De abril a julho continuam ocorrendo movimentos ascendentes na baixa e média troposfera quando o escoamento de leste encontra o planalto da Borborema e movimentos subsidentes a oeste desse planalto. Além disso, em julho é a época em que o viés negativo de umidade específica e umidade relativa e o viés positivo de temperatura do ar ocupam uma área maior em direção à Amazônia e são mais intensos (Figs. 8 e 9). Como o ramo subsidente da célula de Walker está mais intenso no inverno, este parece se acoplar com os movimentos subsidentes a oeste do planalto da Borborema. Com isso, o ar ao descer na atmosfera aquece por compressão adiabática e diminui sua umidade relativa. Tal processo é negativo ao desenvolvimento de nuvens e precipitação, pois para a formação das nuvens é necessário que exista ar úmido e que esse ascenda na atmosfera e atinja a saturação.

Em outubro (Fig. 8b), com a primavera austral, a convecção na Amazônia se intensifica e voltam a dominar movimentos ascendentes na média e alta troposfera. Outro fato interessante mostrado na Figura 9 é que, ao longo de todo o ano, na região de subsidência sobre o oceano Atlântico e Nordeste do Brasil em altitudes maiores do que 800 hPa predomina viés positivo de temperatura e negativo de umidade relativa, o que indica uma inversão psicrométrica como sugerido por Molion e Bernardo (2002). Já o viés de umidade específica é mais evidente por cerca de 800 hPa. Com a análise sazonal das variáveis atmosféricas, fica nítido que o planalto da Borborema tem uma pequena contribuição para o clima seco do Sertão Nordestino, enquanto que a célula de Walker com seus movimentos subsidentes sobre tal região possui uma maior contribuição.

Com relação à célula de circulação meridional de Hadley (Figs. 8 e-h), se observam intensos movimentos ascendentes associados com um grande viés positivo de umidade específica, entre 1000 e 200 hPa, que tem sua localização latitudinal variando com os meses do ano. Esses movimentos ascendentes estão relacionados com a convergência dos ventos alísios em baixos níveis atmosféricos (Fig. 7) e, consequentemente, com a ZCIT. Em todos os meses analisados, a oeste da região de intenso movimento vertical ascendente existe outra mais fraca e estacionária entre 10º e 5ºS que se restringe a baixa troposfera (1000 e 800 hPa). Essa região de movimentos ascendentes ocorre justamente na região onde se localiza o planalto da Borborema, ou seja, indica que tal planalto também afeta a circulação meridional. O escoamento, em geral, ascende em latitudes entre 10º-9ºS e subside em latitudes próximas de 5ºS.

Em janeiro (Fig. 9e), os ventos alísios (entre 1000 e 900 hPa) convergem a cerca de 3ºN, originando a ZCIT e promovendo a ascendência do escoamento atmosférico. Da mesma forma que na circulação de Walker, o setor mais úmido da coluna atmosférica (tanto em termos de umidade específica quanto de umidade relativa) ocorre em níveis médios o que, provavelmente, se deve a liberação de calor latente por condensação. Os ventos que convergem em superfície, divergem em altos níveis (200 hPa) formando dois ramos: um que desce a cerca de 20ºN e outro no Hemisfério Sul em latitude maior do que 20ºS

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

(fora do domínio da Fig. 9e; ver WALLACE, 2002; pg. 823). Portanto, não há movimentos subsidentes sobre o nordeste do Brasil (Fig. 8e). Com relação à temperatura do ar, a célula de Hadley mostra um padrão diferente da célula de Walker. Como os movimentos ascendentes na célula de Walker (Fig. 8a-d) ocorrem devido à convecção local é esperado viés positivo de temperatura do ar próximo à superfície. Já no caso dos movimentos ascendentes na célula de Hadley, como eles ocorrem devido à convergência dos ventos, à medida que o vento converge, vai removendo calor sensível das superfícies de forma que a temperatura do ar apresenta viés negativo em baixos níveis da atmosfera (como mostrado nas Figs. 9e-h esse padrão é mais acentuado no verão e outono). Um fato interessante é que entre 10º e 5º S há viés positivo de temperatura do ar (na camada entre 1000 e 800 hPa) rompendo com o padrão do viés negativo. Isso, está relacionado com a circulação ao redor do planalto da Borborema: os ventos alísios do Hemisfério Sul ao encontrarem o lado sul do planalto tendem a ascender e a subsidir no lado norte e, portanto, há um aquecimento por compressão adiabática.

Em abril (Fig. 8f), os movimentos ascendentes da célula de Hadley atingem sua posição mais austral ~1º S e o ramo subsidente no Hemisfério Sul já começa a mostrar movimentos descentes sobre o Nordeste do Brasil, sendo que esses movimentos contribuem para viés positivo de temperatura do ar e viés negativo de umidade relativa em níveis médios (Fig. 9f). Em julho e outubro (inverno e primavera; Figs. 8g-h), a convergência dos ventos alísios está na posição mais boreal (~8ºN). A célula de Hadley se diferencia nessas duas estações do ano por apresentar movimentos ascendentes e subsidentes mais intensos no inverno. Portanto, é no inverno que o Nordeste do Brasil e, logo, o Sertão Nordestino tem as condições mais desfavoráveis para a convecção, pois tanto o ramo subsidente da célula de Walker quanto o da de Hadley estão mais intensos e atingindo tal região brasileira. Associado a isso, ainda há o escoamento de leste e de sudeste que produzem subsidência a oeste e a norte-noroeste do planalto da Borborema, respectivamente.

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

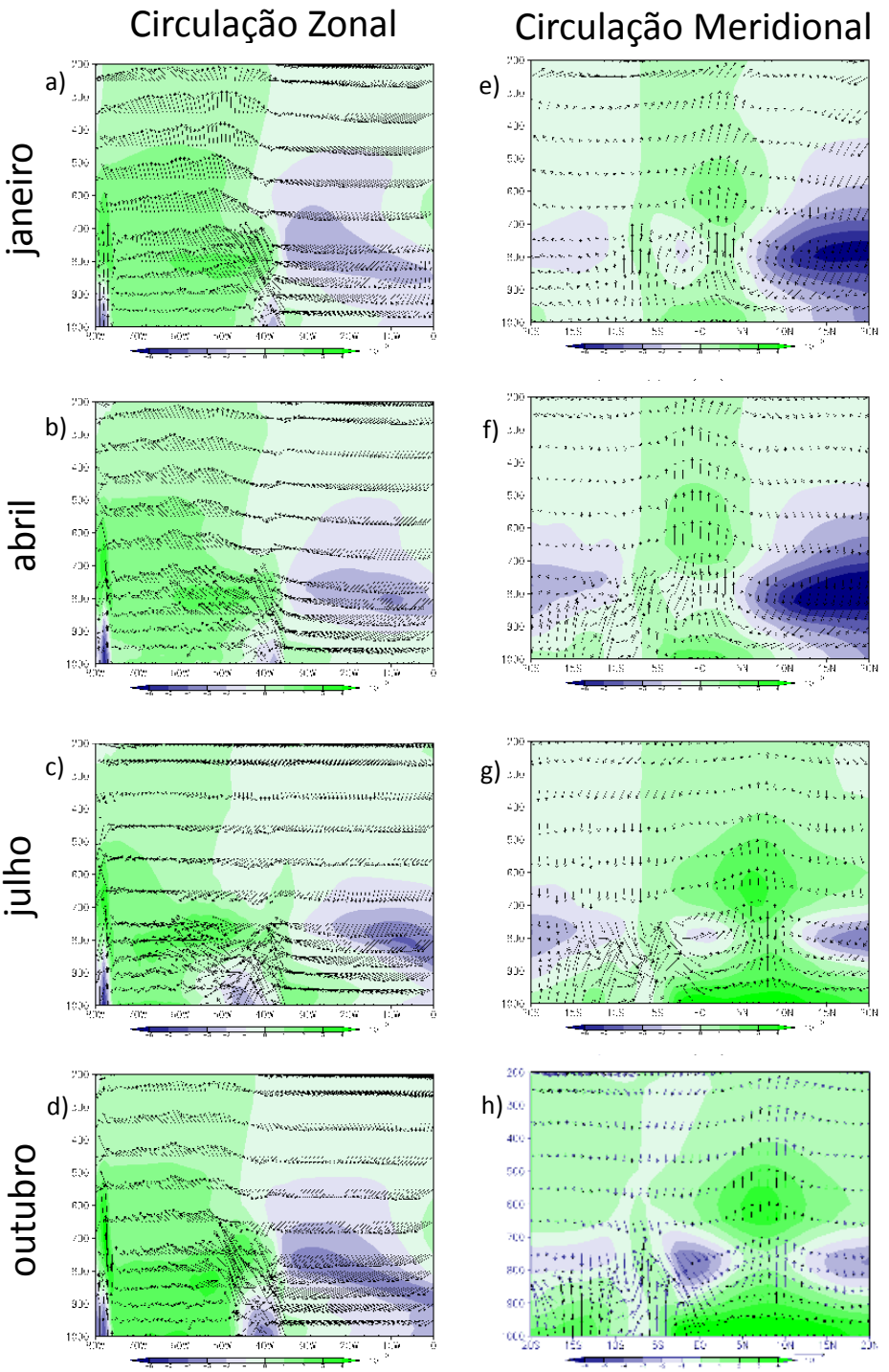


Figura 8 Perfis verticais do viés zonal de umidade específica (g/kg; cores) e da circulação nas células de Walker (esquerda) e Hadley (direita). Nos painéis da esquerda, os vetores foram obtidos através da média da componente zonal do vento e da velocidade vertical (ômega) na área entre 9º e 5ºS. Já nos painéis da direita os vetores foram obtidos através da média da componente meridional do vento e da velocidade vertical (ômega) na área entre 45º e 35ºW. A escala dos vetores é (m/s, 0,02 hPa/s).

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

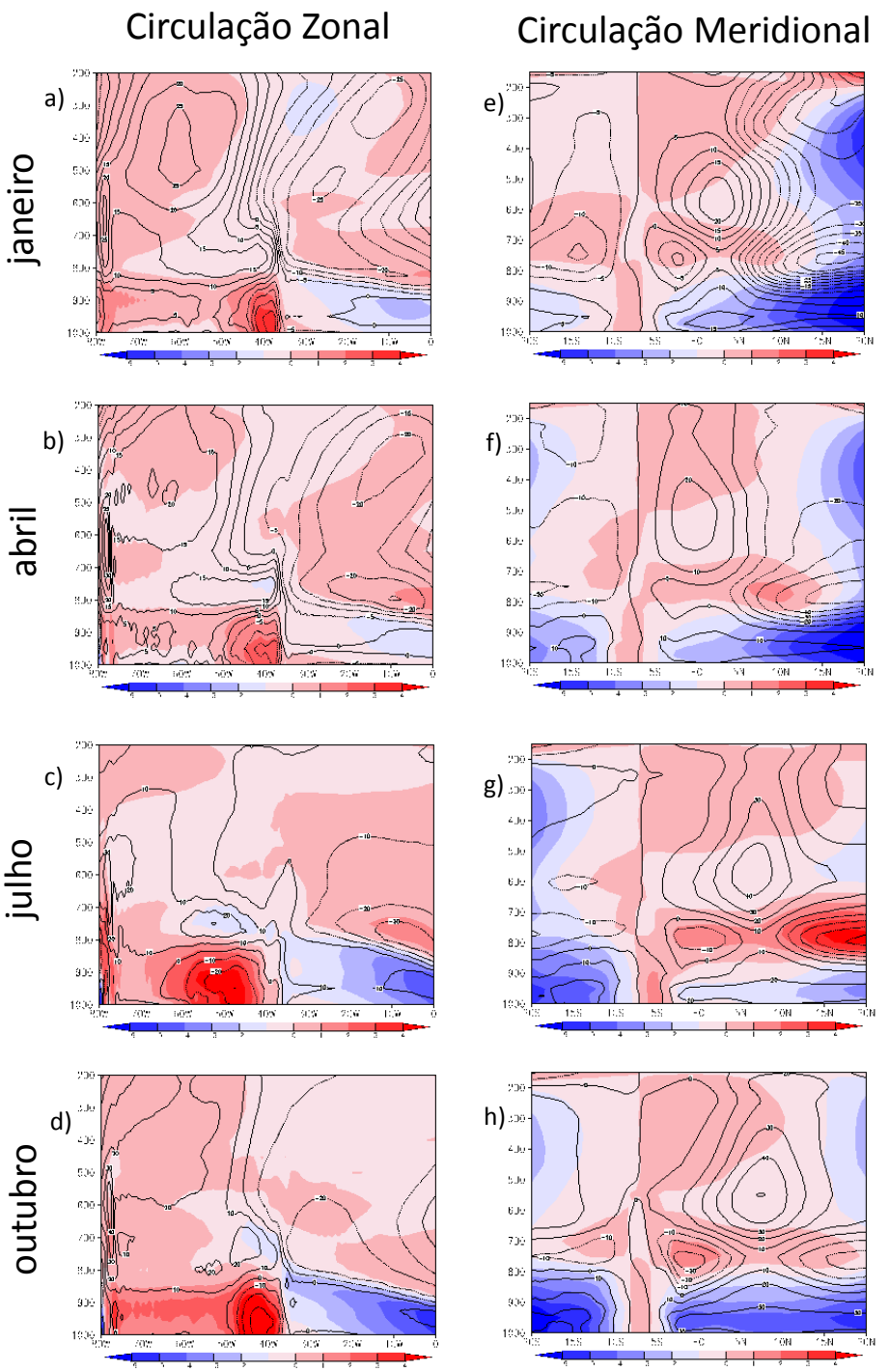


Figura 9 Perfis verticais do (1) viés zonal de temperatura do ar (°C) onde as cores em vermelho indicam viés positivo e as em azul, viés negativo e (2) viés zonal de umidade relativa (%) onde as linhas pretas contínuas indicam viés positivo e as linhas pretas pontilhas, viés negativo. Os painéis na coluna esquerda representam as variáveis atmosféricas na célula de Walker, enquanto que os painéis na coluna direita, na célula Hadley.

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

4. CONCLUSÕES

Este estudo teve como finalidade investigar as causas da semi-aridez no Sertão Nordestino do Brasil. Para tanto, foram elaborados perfis verticais das células de circulação zonal (Walker) e meridional (Hadley) centradas no planalto da Borborema, para os meses de janeiro, abril julho e outubro (que são representativos das quatro estações do ano), a fim de verificar se o planalto também influência a semi-aridez no Sertão Nordestino.

Com relação ao planalto da Borborema, quando analisada a célula zonal de circulação de Walker, é visível que o escoamento de leste ascende a leste do planalto e subside a oeste do mesmo. Com a subsidência, há o aquecimento do ar por compressão adiabática e redução da umidade relativa caracterizando uma inversão psicrométrica. Esse padrão também ocorre, mas com viés menos acentuado, na análise da circulação de Hadley: o ar ascende a sul-sudeste do planalto da Borborema e subside a norte. A influência do planalto nas variáveis atmosféricas fica melhor registrada no viés zonal das variáveis estudadas. Se o planalto da Borborema não existisse, o viés de umidade e temperatura do ar seriam mais homogêneos. Como destacado por Conti e Furlan (2003), o planalto da Borborema não é capaz de produzir a semi-aridez do Sertão Nordestino. Por outro lado, o presente estudo mostra que a subsidência favorecida por esse planalto no seu lado oeste se acopla com os ramos subsidentes das células de circulação de Walker e Hadley. Como a subsidência dessas células é mais acentuada no inverno isso implica em condições mais secas nesta estação do ano no Sertão Nordestino do que no verão. Por fim, o presente estudo confirma a existência de inversão psicrométrica em regiões de movimentos subsidentes como sugerido por Molion e Bernardo (2002).

5. Agradecimentos: Os autores agradecem a CAPES pelo auxílio financeiro e aos centros meteorológicos que disponibilizaram os dados utilizados nesse estudo.

6. REFERÊNCIAS

AB'SABER, A. N. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. *Geomorfologia*, n. 20, p. 1-26, 1970.

ALVES, J. M. B. Um vórtice ciclônico de altos níveis sobre o nordeste do Brasil e Atlântico adjacente no verão de 1999. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 16, n. 1, p. 115-122, 2001.

ALVES, J. M. B.; TEIXEIRA, R. F. B.; FERREIRA, A. G. Um intenso sistema convectivo de mesoescala no setor leste da região Nordeste: o caso de 20 a 21 de maio de 1999. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 16, P. 19-31, 2001.

ATLAS, R.; HOFFMAN R. N.; ARDIZZONE, j.; S. M. LEIDNER, J. C. JUSEM, D. K. SMITH, D. GOMBOS. A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 92, p. 157-174, 2011.

BANDEIRA, M. M.; MELO, E. C. S. Atuação do vórtice ciclônico de altos níveis sobre o nordeste do Brasil no mês de janeiro nos anos de 2004 e 2006. In: *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia,* Florianópolis, 2006.

CHARNEY, J. G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 101, p. 193-202, 1975.

CHARNEY, J. G.; QUIRKY, S. H.; CHOW, S. H.; KORNFIELD, J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 34, p. 1366-1385, 1977.

CHEN, M.; SHI, W.; XIE, P.; SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; WAYNE HIGGINS, R.; JANOWIAK, J. E. Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation*. Journal of Geophysical Research*, v. 113, 2008.

CONTI, J. B. A questão climática do nordeste brasileiro e os processos de desertificação. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 1, n. 1, p. 7-14, 2005.

CONTI, J. B.; FURLAN, S. A. Geoecologia: o clima, os solos e a biota. In: ROSS, J. S. (Org.), *Geografia do Brasil,* 4. ed., São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2003.

DRUMOND, A., NIETO, R., TRIGO, R., AMBRIZZI, T., SOUZA, E., GIMENO, L. A lagrangian identification of the main sources of moisture affecting northeastern Brazil during its pre-rainy and rainy seasons. *PLoS ONE,* v. 5, 2010.

HARRIS, I.; JONES, P. D.; OSBORN, T. J.; LISTER, D. H. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology*, v. 34, p. 623–642, 2014.

HASTENRATH, S. In search of zonal circulations in the equatorial Atlantic sector from the NCEP–NCAR Reanalysis. *International Journal of Climatology*, v. 21, p. 37–47, 2001.

HASTENRATH, S.; POLZIN, D.; GREISCHAR, L. Annual cycle of equatorial zonal circulations from the ECMWF Reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan,* v. 80, n. 4, p. 755-766, 2002.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. *Monthly Weather Review,* v. 107, p. 1140-1153, 1979.

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. *Monthly Weather Review,* v. 108, p. 488-498, 1980.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclone vortices in the tropical South Atlantic***. Tellus***, v. 33, p. 538-551, 1981.

LIMA, M. C. Variabilidade da precipitação no litoral leste da região Nordeste do Brasil. 1991. 222 f. *Dissertação* (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1991.

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. *Atlas das áreas susceptíveis à desertificação do Brasil.* Brasília: MMA, 2007.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 17, p. 1-10, 2002.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Boston, v. 38, p.2653-2675, 1981.

OLIVEIRA, A. P.; BORNSTEIN R.; Soares, J. Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo. Water. *Air and Soil Pollution: FOCUS*, v. 3, p. 03 – 15, 2003.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York, 1992.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. *Climate Dynamics*, v. 17, n. 2-3, p. 205-212, 2001.

RAO, V. B.; LIMA, M. C.; FRANCHITTO, H. Seasonal and interannual variations of rainfall over eastern northeast Brazil. *Journal of Climate*, v. 6, p. 1754-1763, 1993.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia,* v. 25, p. 185-204, 2010.

REBOITA, M.; SANTOS, I. INFLUÊNCIA DE ALGUNS PADRÕES DE TELECONEXÃO NA PRECIPITAÇÃO NO NORTE E NORDESTE DO BRASIL. *Revista Brasileira de Climatologia,* v. 15, p. 28-48, 2014.

ROSS, J. L. S. Os fundamentos da geografia da natureza. In: ROSS, J. S. (Org.), *Geografia do Brasil*, 4. ed., São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2003.

STRANG, D. M. G. D. Análise climatológica das normais pluviométricas do nordeste brasileiro. Centro Técnico Aeroespacial, *Relatório Técnico IAE-M-02/72*, São José dos Campos, 1972.

TEIXEIRA, R. F. B. O fenômeno de brisa e a sua relação com a chuva sobre Fortaleza – Ceará. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 23, n. 3, p. 282-291, 2008.

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, v. 38, p. 55-94, 1948.

ISSN: 1980-055x (Impressa) 2237-8642 (Eletrônica)

TORRES, R. R.; FERREIRA, N. J. Case studies of easterly wave disturbances over northeast Brazil using the Eta model. *Weather and Forecasting*, v. 26, p. 225-235, 2011.

UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME - UNEP. *World Atlas of Desertification.* 2a. edition. Middleton N.; Thomas D. (Eds.). 182 p., 1997.

WALLACE, J. General Circulation. In: *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, Academic Press, Editor chefe HOLTON, J. R., p. 821-829, 2002.

WANG, C. Atlantic climate variability and its associated atmospheric circulation cells. *Journal of Climate*, v. 15, p. 1516-1536, 2002.

Texto submetido à RBClima em 10/07/2015