

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

**INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E
CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

Isaque Saes Lanfredi

**AS ONDAS DE CALOR SOBRE A
AMÉRICA DO SUL EM SUAS ÁREAS DE
ATUAÇÃO REGIONAL**

São Paulo

2018

Isaque Saes Lanfredi

AS ONDAS DE CALOR SOBRE A AMÉRICA DO SUL EM SUAS ÁREAS DE ATUAÇÃO REGIONAL

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências Atmosféricas. **Versão corrigida. A original encontra-se disponível na unidade.**

Orientador: Ricardo de Camargo.

São Paulo

2018

*Aos meus pais,
Que se formaram junto comigo.*

AGRADECIMENTOS

Sem dúvidas, a fé torna a vida na arte de desobstruir o sonho abstrato, em cujo caminho seus percalços geram forças para abraçar desafios ainda maiores, assim promovendo apreciável conquista pela perspicácia em resiliência e assiduidade. A jornada da vida transcorre em contínuos escalonamentos, onde os melhores proveitos não acontecem pelas conquistas, mas sim através dos meios que as promovem. Neles encontramos pessoas onde podemos expressar nosso contentamento em reconhecer como elas são importantes tanto na formação acadêmica quanto área pessoal. Aliás, todos possuem valores genuínos que merecem ser trocados, de forma que cada um é especial a sua maneira, completando-se entre si através de laços sociais.

Começo meus agradecimentos citando meus colegas da graduação, onde recordo ótimos momentos comendo “frangossauro” temperado com Salitre do Chile no bandeirão: uma fórmula perfeita para ótimas pescarias na escuridão estrelada em Elementos da Astronomia. Acrescento ainda os que eu conheci nas aulas de Climatologia, onde pude realizar novas amizades enquanto aromatizava a sala de aula com tangerina.

Alguns deles se foram, mas outros ainda estão comigo, e puderam presenciar a chegada de novos colegas na pós-graduação. Presto meus sinceros agradecimentos aos queridos colegas que vieram dos confins do Brasil e também de outros países, enriquecendo a nossa cultura com costumes e sotaques linguísticos, dentre eles o bom e velho portunhol. Através deles eu pude zoar e ser bromeado, realizando altas brisas para me proteger dos raios intergalácticos com o chapéu de alumínio, cujos efeitos surtem nas mudanças climáticas pela qual estou estudando.

Presto também meus agradecimentos aos dedicados colegas orientandos do Ricardo de Camargo, onde tenho certeza que nossas reuniões científicas, na forma de seminários, têm beneficiado a todos. Em particular, eu agradeço e homenageio meu orientador, cujas contribuições aos meus projetos e na área de ensino são incalculáveis, indo muito além do mero profissionalismo.

Agradeço aos docentes do Departamento de Ciências Atmosféricas, que promoveram a implantação dos conhecimentos necessários para o exercício da profissão. Através deles venho consolidando progressivamente minha formação, assim como a convicção de estar diante de um time de qualidade e que impõe respeitabilidade ao nosso instituto.

Meus agradecimentos se estendem para a equipe técnica do Departamento de Ciências Atmosféricas, da Secretaria de Pós-Graduação, aos profissionais da informática, ao pessoal do MASTER e a todos os demais funcionários do IAG, que constantemente nos ajudam prestando seus indispensáveis serviços. Agradeço também à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento

de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa de mestrado e o apoio financeiro necessário para as pesquisas. Por fim, agradeço a equipe da Estação Meteorológica do IAG/USP. Em especial, a meteorologista Samantha Martins, a quem posso chamá-la de colega de profissão.

Fora da USP, não posso deixar de citar o pessoal da IEQ Bairro Suisso, que contribuíram significativamente na formação como pessoa. Em particular, agradeço ao grupo de jovens, onde posso atestar experiências que talvez nem as páginas de um livro possam descrever com tamanha exatidão. Aliás, como posso falar sobre a recitação do poema “f do meu x” em plena noite de serenata, além dos “recados do coração” durante os acampamentos?

Acima de tudo, nada se compara ao que tenho obtido através da minha família. Aliás, sem dúvida ela é uma instituição sempre presente, cujos valores éticos e educacionais merecem respeito e precisam ser preservados. Agradeço às minhas duas irmãs mais velhas, que alegam me ajudarem a criar quando criança, mas nunca se lembram das artes que fizeram comigo quanto era bebê. Eu amo muito vocês. Também expressei meu amor aos meus pais, aos quais eu dedico meu trabalho e bem sei que sem eles nada seria possível, nem mesmo a minha própria vida, quando os médicos chegaram a desconfiar que eu poderia nascer.

Nada abalou a confiança dos meus pais. Eles sempre acreditaram na minha capacidade em ter uma vida normal e alcançar os objetivos de ser Meteorologista, alicerçado desde os oito anos de idade. Por isso eu sou grato e vivo intensamente a minha própria vida, agradecendo a Deus por tudo. Nele está a minha motivação para a realização das tarefas diárias, onde pelas experiências de vida eu tenho certeza que minhas forças jamais irão exaurir.

*“Ó mar salgado, quanto do teu sal
São lágrimas de Portugal!
Por te cruzarmos, quantas mães choraram,
Quantos filhos em vão rezaram!*

*Quantas noivas ficaram por casar
Para que fosses nosso, ó mar!
Valeu a pena? Tudo vale a pena
Se a alma não é pequena.*

*Quem quer passar além do Bojador
Tem que passar além da dor.
Deus ao mar o perigo e o abismo deu,
Mas nele é que espelhou o céu.”*

(Fernando Pessoa)

RESUMO

As ondas de calor constituem sequências extremas de elevadas temperaturas que podem causar prejuízos biológicos, econômicos e sociais, desta forma demandando discussões em planejamentos estratégicos para a manutenção do funcionamento social. No entanto, inexistem trabalhos que as abordem historicamente em suas complexidades estatísticas, sinóticas e termodinâmicas em toda a extensão da América do Sul (AS), sendo os estudos ora restritivos no tempo, ora restritivos no espaço. Esta dissertação identifica e analisa as ondas de calor sobre a AS em suas distintas áreas de atuação regional, para um período de 30 anos, fazendo uso dos dados diários de reanálise do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), com resolução de $0,75^\circ$ na área delimitadas pelas coordenadas (60°S – 15°N) e (85 – 30°W). Para isto adota um critério de identificação objetivo e consistente com a variabilidade da extensão temporal e da intensidade das anomalias positivas de temperaturas, discutindo os aspectos metodológicos não consensuais presentes na literatura. As ondas de calor foram agrupadas segundo os padrões de variabilidade guiados por fenômenos atmosféricos específicos, em uma nova técnica alternativa ao uso das Funções Ortogonais Empíricas, derivada dos mapas de correlações espaciais. Os resultados mostram que as ondas de calor acontecem em qualquer época do ano, preferencialmente no período climatológico de maiores temperaturas; além disso, sua frequência está aumentando com o passar dos anos na AS. Para completar, os mapas de composições das climatologias sinóticas permitem identificar sistemas meteorológicos específicos para cada uma das dez regiões homogêneas identificadas, alguns deles relacionados ao fenômeno El Niño Oscilação-Sul e a padrões determinados de circulação atmosférica, precipitação e Temperatura da Superfície do Mar. Tendo em vista a possibilidade de inclusão da mesma técnica aos estudos globais e para as ondas de frio, este trabalho se insere no início de uma vasta gama de estudos inter-relacionados, dentro do contexto das mudanças climáticas e de considerável interesse socioeconômico envolvido.

Palavras-chave: ondas de calor, altas temperaturas, eventos extremos, mudança climática, termodinâmica atmosférica.

ABSTRACT

Heat waves constitute extreme sequences of high temperatures that can cause biological, economic, and social damages, thus requiring strategic planning discussion for social functioning maintenance. However, there are no papers addressing them from a historical point of view in their statistical, synoptic, and thermodynamic complexities throughout South America (SA), being the studies sometimes restrictive in time, and sometimes restrictive in space. This dissertation identifies and analyses the SA heat waves over their regional areas, for a period of 30 years, making use of reanalysis daily data of European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), with 0.75° resolution over the area delimited by the coordinates ranges (60°S – 15°N) and (85 – 30°W). To do that, it adopts an objective identification criterion consistent with the variability of the temporal extension and the intensity of the positive anomalies of temperatures, discussing the nonconsensual methodological aspects present in the literature. The heat waves were grouped according to the variability patterns guided by specific atmospheric phenomena, in a new alternative technique to the use of the Empirical Orthogonal Functions, derived from the maps of spatial correlations. The results show that the heat waves happen at any time of the year, preferably in the climatic period of higher temperatures; in addition, its frequency is increasing over the years in AS. To complete, the correlation maps of synoptic climatology allow the identification of specific meteorological systems in each of the ten identified homogeneous region, some of them related with El Niño Southern Oscillation and with determined patterns of atmospheric circulation, precipitation, and Sea Surface Temperature. Considering the possibility of including the same technique in global studies and in the case of cold waves, this work is part of a wide range of interrelated studies within the context of climate change and considerable socioeconomic interest involved.

Keywords: heat waves, high temperatures, extreme events, climate change, atmospheric thermodynamics.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Climatologia sinótica dos sete casos mais intensos de EMAQS	23
Figura 2 – Padrões sinóticos representativos dos dias mais quentes sobre a Argentina	25
Figura 3 – Compostos de 41 anos (1960-2000) para os casos de bloqueio sobre o Pacífico sudeste	27
Figura 4 – Anomalias de ROL e geopotencial em 300 hPa, nas ondas de calor relacionadas às ZCAS	30
Figura 5 – Evolução esquemática das condições para a primavera seca e verão chuvoso	34
Figura 6 – Identificação das ondas de calor	42
Figura 7 – Mapas com os valores do nonagésimo percentil da temperatura	47
Figura 8 – Modelo conceitual para identificação de regiões homogêneas a partir dos mapas de correlação	51
Figura 9 – Mapas dos valores médios do módulo de correlação	53
Figura 10 – Mapas das correlações espaciais em pontos específicos	57
Figura 11 – Mapas de sensibilidade	63
Figura 12 – Características das ondas de calor em cada ponto de grade	65
Figura 13 – Frequência absoluta mensal dos períodos quentes e das ondas de calor	68
Figura 14 – Frequência relativa dos períodos quentes e das ondas de calor	71
Figura 15 – Evolução da frequência absoluta dos períodos quentes e das ondas de calor	72
Figura 16 – Evolução da frequência média absoluta ajustada dos períodos quentes e das ondas de calor	75
Figura 17 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R1	86
Figura 18 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R1	88
Figura 19 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R1	90
Figura 20 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R1	93
Figura 21 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R2	95
Figura 22 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R2	97
Figura 23 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R2	100
Figura 24 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R2	102
Figura 25 – Mapas de correlação e campos compostos de temperatura: Região R3	105
Figura 26 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na Região R3	107

Figura 27 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R3	109
Figura 28 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R3	111
Figura 29 – Mapas de correlação e campos compostos de temperatura: Região R4	113
Figura 30 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R4	115
Figura 31 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R4	118
Figura 32 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R4	120
Figura 33 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R5	124
Figura 34 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R5	125
Figura 35 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R5	129
Figura 36 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R5	130
Figura 37 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R6	133
Figura 38 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R6	135
Figura 39 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R6	137
Figura 40 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R6	138
Figura 41 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R7	141
Figura 42 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R7	142
Figura 43 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R7	144
Figura 44 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R7	146
Figura 45 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R8	148
Figura 46 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R8	149
Figura 47 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R8	152
Figura 48 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R8	153
Figura 49 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R9	156
Figura 50 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R9	157
Figura 51 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R9	160
Figura 52 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R9	164
Figura 53 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R10	165

Figura 54 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R10	167
Figura 55 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R10	170
Figura 56 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R10	172
Figura 57 – Síntese da climatologia sinótica das ondas de calor em suas respectivas regiões . .	175
Figura 58 – A onda de calor de abril de 2016 pelas variáveis meteorológicas anômalas globais.	206
Figura 59 – Distribuição dos valores de uma série hipotética, em torno do valor médio	225

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – As principais ondas de calor em suas áreas de atuação regional	81
Quadro 2 – Síntese comparativa das ondas de calor em suas respectivas regiões, conforme as suas principais estatísticas, configurações de TSM, e padrões de precipitação e circulação atmosférica	176
Quadro 3 – Os 30 eventos com maiores magnitudes, ordenados cronologicamente	222

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – As 10 regiões homogêneas e suas respectivas localizações	63
Tabela 2 – Testes de hipótese para verificação de tendência de aquecimento	73
Tabela 3 – Evolução anual da frequência dos períodos quentes e das ondas de calor	75
Tabela 4 – Testes de hipótese para verificação da associação com o El-Niño	78
Tabela 5 – Testes de hipótese para verificação da associação com o La-Niña	79

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	15
CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS	18
2.1 CASOS PARTICULARES	18
2.2 CLIMATOLOGIA SINÓTICA	21
2.2.1 BRASIL	21
2.2.2 ARGENTINA	24
2.3 BLOQUEIOS E OSCILAÇÕES INTRA E INTER-ANUAIS	25
2.3.1 O EFEITO DOS BLOQUEIOS NAS TEMPERATURA	25
2.3.2 AS ONDAS DE CALOR E AS OSCILAÇÕES INTRASAZONAIS	28
2.3.3 INFLUÊNCIAS DO FENÔMENO ENOS	32
2.4 CONCEITOS E METODOLOGIAS PARA A IDENTIFICAÇÃO DAS ONDAS DE CALOR	35
CAPÍTULO 3 – METODOLOGIA	39
3.1 FONTES DE DADOS E AMBIENTE DE TRABALHO	39
3.2 TRATAMENTO DOS DADOS	39
3.3 IDENTIFICAÇÃO DAS ONDAS DE CALOR	40
3.4 MAPA DAS COMPOSIÇÕES	43
3.5 BALANÇO DE CALOR	44
CAPÍTULO 4 – DETERMINAÇÃO DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS	46
4.1 MAPA DOS NONAGÉSIMOS PERCENTIS	46
4.2 EXTENSÃO DAS CORRELAÇÕES ESPACIAIS PARA OS MAPAS CONTENDO OS VALORES ABSOLUTOS DE CORRELAÇÃO	49
4.3 MAPA DOS VALORES MÉDIOS DO MÓDULO DE CORRELAÇÃO	52
4.4 OS MAPAS DE SENSIBILIDADE	56
4.4.1 MAPAS DE SENSIBILIDADE PARA OS VALORES DE CORRELAÇÃO	56
4.4.2 MAPA DE SENSIBILIDADE PARA AS TEMPERATURAS NORMALIZADAS	59
4.5 AS 10 REGIÕES HOMOGÊNEAS	62
CAPÍTULO 5 – ESTATÍSTICAS DAS ONDAS DE CALOR	64
5.1 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL	64
5.2 FREQUÊNCIA ABSOLUTA MENSAL	67
5.3 EVOLUÇÃO DAS FREQUÊNCIAS ABSOLUTAS	71
5.4 RELAÇÃO COM O FENÔMENOS ENOS	76
5.5 HISTÓRICO DAS ONDAS DE CALOR	80
CAPÍTULO 6 – ANÁLISE SINÓTICA E TERMODINÂMICA	84
6.1 REGIÃO R1 – SEMI-ÁRIDO	86
6.2 REGIÃO R2 – MATO GROSSO, SUL DO PARÁ	95

6.3 REGIÃO R3 – COSTA DO PARANÁ	104
6.4 REGIÃO R4 – URUGUAI, ARGENTINA	113
6.5 REGIÃO R5 – TERRA DO FOGO	123
6.6 REGIÃO R6 – PACÍFICO SUL	132
6.7 REGIÃO R7 – PACÍFICO EQUATORIAL	140
6.8 REGIÃO R8 – SUDESTE DA COLÔMBIA	147
6.9 REGIÃO R9 – NORTE DO AMAZONAS	155
6.10 REGIÃO R10 – SUL DA BOLÍVIA	165
CAPÍTULO 7 – ANÁLISE COMPARATIVA E PADRONIZAÇÕES	174
7.1 A PRESENÇA DO ENOS ATRAVÉS DOS PADRÕES DE TSM E CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA	174
7.1.1 TREM DE VÓRTICES	180
7.1.2 DIPOLO ANÔMALO DO PACÍFICO	181
7.1.3 ANTICLONE NO EXTREMO SUL DA AS	182
7.2 AS ONDAS DE CALOR EM R4 E SUA DEPENDÊNCIA SAZONAL	184
7.3 A POLARIDADE DO NOROESTE DA AMÉRICA DO SUL NO CONTEXTO DAS VARIABILIDADES INTRASAZONAIS E INTERANUAIS	185
7.4 GENERALIZAÇÃO	189
CAPÍTULO 8 – DISCUSSÃO	192
8.1 O CONCEITO DE ONDAS DE CALOR NO CONTEXTO DOS IMPACTOS BIOLÓGICOS, ECONÔMICOS E SOCIAIS	192
8.2 OS PROCESSOS LINEARES E NÃO LINEARES NA DETERMINAÇÃO DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS PELOS MAPAS DE SENSIBILIDADE	195
8.3 O COMPORTAMENTO ESPAÇO-TEMPORAL DAS ELEVADAS TEMPERATURAS ATRAVÉS DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS	198
8.4 A RELAÇÃO DOS PADRÕES DE PRECIPITAÇÃO E CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA COM OS FENÔMENOS DE BAIXA FREQUÊNCIA	200
8.5 APLICAÇÕES OPERACIONAIS E TRABALHOS FUTUROS	204
CAPÍTULO 9 – CONCLUSÃO	210
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	215
APÊNDICES	222

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

As ondas de calor são constituídas de eventos extremos de altas temperaturas que podem causar prejuízos naturais e econômicos, afetando a população civil, zonas industriais e setores da agricultura. Regiões de abastecimento e distribuição de energia elétrica, por vezes, entram em sobrecarga, alterando as atividades sociais diárias e demandando discussão para planejamentos estratégicos na manutenção do funcionamento social. Por esses motivos, os fenômenos dessa natureza são de particular interesse a todos os habitantes, conforme as suas necessidades.

A título de exemplo, as elevadas temperaturas ocorridas na cidade de São Paulo nos meses de fevereiro de 2014, outubro de 2014 e janeiro de 2015 causaram máximas absolutas mensais em todos os meses especificados, com valores de até 37,2°C em 17/10/2014: recorde absoluto de temperatura pelos dados da Estação Meteorológica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG/USP) (MARTINS, 2014). Esses valores estiveram associados a um período excepcionalmente seco na capital paulista (COELHO; CARDOSO; FIRPO, 2015), com queda nos níveis dos principais reservatórios, o Sistema Cantareira, para 5% de sua capacidade, fazendo o governo instalar uma rede de captação de águas em regiões profundas jamais exploradas (PORTO R.; PORTO M.; PALERMO, 2014)

Outro exemplo constitui a onda de calor que atingiu o Leste Europeu no ano de 2010, afetando principalmente a Rússia e ali trazendo mortes de 55 mil pessoas, mais de 1 milhão de hectares queimados, perda de 25% da produção agrícola e prejuízo de US\$15 bilhões —equivalente a 1% do Produto Interno Bruto do país (GRECO, 2011). De acordo com Russo *et al.* (2014), este constituiu o mais forte evento registrado globalmente nas décadas recentes, trazendo sérios prejuízos também nos ecossistemas e superando em amplitude e extensão a histórica onda de calor de 2003.

Na América do Sul (AS), os demais eventos foram documentados no Brasil e na porção subtropical Sul (*i.e.*, sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e parte da Argentina), em diferentes épocas do ano (CAMPETELLA; RUSTICUCCI, 1998; NORTE *et al.*, 2007; PADILHA, 2008). Para completar, os trabalhos de Rusticucci e Vargas (1993); Padilha (2008); e Firpo, Sansigolo e Assis (2012) permitiram a obtenção da climatologia da frequência das ondas de calor, respectivamente, sobre áreas da Argentina, Região Sudeste do Brasil, e sobre o estado do Rio Grande do Sul.

Alguns trabalhos também visaram a obtenção da climatologia sinótica a partir das ondas de calor (RUSTICUCCI; VARGAS, 1995a; PADILHA, 2008); porém outros observaram as elevadas temperaturas sobre a AS a partir da circulação de bloqueio no Pacífico Sudeste (MENDES *et al.*, 2005), do Fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) (GRIMM; BARROS; DOYLE, 2000; GRIMM; TOGATLIAN, 2002; GRIMM, 2003; GRIMM; PAL; GIORGI, 2007), e da variabilidade intrasazonal (CERNE; VERA, 2011). Em certos casos, até fenômenos de dinâmica de baixa frequência foram investigados, como nos estudos de Coelho *et al.* (2015).

No entanto, inexistem trabalhos que abordem as ondas de calor historicamente ao longo de toda a extensão da AS, sendo os estudos ora restritos no tempo, ora restritivos no espaço. Além disso, existe uma falta de consenso quanto às aplicações metodológicas para a identificação das ondas de calor. Certos autores como Nienaber *et al.* (2003), Fischer e Schär (2010), e Perkins e Alexander (2013) adotaram diferentes metodologias para identificar o mínimo período de tempo necessário para sua consolidação, o que dificulta na comparação entre os resultados de trabalhos distintos, por falta de padronização.

Por esses motivos, este trabalho tem como objetivo identificar e estudar as ondas de calor ocorridas sobre a AS em um período de 30 anos, conforme as suas distintas áreas de atuação regional. Para isto ele visa discutir os problemas conceituais existentes, identificando os eventos em uma metodologia consistente que considere a variabilidade da extensão e intensidade dos desvios de uma sequência de elevadas temperaturas, além dos fatores biológicos, econômicos e sociais envolvidos.

As ondas de calor são estudadas em cada ponto de grade e também agrupadas nas regiões homogêneas, onde as altas temperaturas apresentam definidos padrões de variabilidade guiados por fenômenos atmosféricos específicos. Para identifica-las, este trabalho faz uso dos dados de reanálise e também apresenta o conceito de mapas de sensibilidade, em uma técnica alternativa ao das Funções Ortogonais Empíricas (FOE) (JOLLIFFE, 1986; JACKSON, 1991) e derivada dos mapas de correlações espaciais (WALLACE; GUTZLER, 1981).

Desta forma, esta dissertação estuda as ondas de calor através da avaliação do comportamento espaço-temporal das altas temperaturas em termos regionais e por ponto de grade, permitindo analisar a época preferencial de suas ocorrências e as alterações de suas frequências com o decorrer dos anos. Para completar, utiliza a técnica de composição para gerar a climatologia sinótica e termodinâmica dos conjuntos dos eventos para cada região, permitindo entender como as ondas de calor se comportam em cada localidade através dos sistemas meteorológicos envolvidos.

Nos capítulos seguintes, as ondas de calor serão estudadas sob o ponto de vista teórico, além de serem identificadas objetivamente, categorizadas e posteriormente analisadas de forma estatística, sinótica e termodinâmica. Neste sentido, o Capítulo 2 apresenta a revisão bibliográfica e as considerações teóricas envolvidas; o Capítulos 3 apresenta a metodologia utilizada para o tratamento dos dados e identificação das ondas de calor; e o Capítulo 4 mostra como elas foram categorizadas, introduzindo o conceito de mapas de sensibilidade. Nos Capítulos 5 e 6, as ondas de calor são, respectivamente, avaliadas estatisticamente e analisadas à luz dos sistemas meteorológicos envolvidos. O Capítulo 7 apresenta uma visão generalizada dos capítulos precedentes, identificando os principais padrões de precipitação e circulação atmosférica. Finalmente, o Capítulo 8 discute os resultados, para mais tarde serem concluídos no Capítulo 9.

CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS

A literatura que fundamenta os estudos dos eventos extremos de altas temperaturas e ondas de calor pode ser dividida em quatro principais ramos: estudos de casos particulares, com interpretação dos sistemas meteorológicos responsáveis; climatologia sinótica por composição das elevadas temperaturas na região de interesse; estudos das ondas de calor a partir dos sistemas meteorológicos e modos de variabilidade existentes; e discussões teóricas a respeito do significado das ondas de calor. Todos eles serão avaliados neste capítulo em ordem crescente de complexidade e com o nível de aprofundamento pertinente ao trabalho desenvolvido nesta dissertação.

2.1 CASOS PARTICULARES

Dentro do período seco de 2014 a 2015 relatado por Coelho, Cardoso e Firpo (2015) e Coelho *et al.* (2015), entre os vários recordes de temperatura pode se destacar as elevadas temperaturas na cidade de Santos, em 16 de setembro de 2015, com máxima próxima dos 40°C, e registros de 42°C pelos termômetros de rua (G1, 2015). De acordo com os dados de METAR—*METeorological Aerodrome Report*—, a temperatura chegou aos 38°C na Base Aérea de Santos. Ao mesmo tempo, o Centro de Gerenciamento de Emergências (CGE) da cidade de São Paulo registrou temperatura máxima média de 32,7°C (CGE, 2015).

Pela presença constante dos ventos de noroeste, é razoável relacionar o aquecimento com a subsidência relacionada à circulação pré-frontal, quando o ar continental desce do planalto para as planícies e a temperatura aumenta. Este fato remete a avaliação de um dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica (EET), que corresponde ao Aquecimento Adiabático (AA). De fato, o estudo das altas temperaturas através da EET complementa a análise sinótica, indo mais afincado nos mecanismos responsáveis por ocasionar o aquecimento (BLUESTEIN, 1992).

Um exemplo da aplicação da EET nos casos particulares de extremos de altas temperaturas encontra-se em Padilha (2008). Seu trabalho esteve orientado no estudo da Estagnação da Massa de Ar Quente e Seco (EMAQS) sobre o Brasil, decorrente de longas sequências de dias quentes e secos de abril a setembro (período de inverno).

Para alcançar seus objetivos, a metodologia consistiu em usar dados de reanálise para calcular a anomalia da temperatura mensal na região compreendida pela faixa latitudinal

25– 15°S e a faixa longitudinal 45–60°W (Sudeste do Brasil). Em todos os meses com anomalia térmica superior a 0,3°C (aproximadamente um desvio padrão), verificou-se a existência de sequências compostas de 7 dias consecutivos com anomalia de temperatura superior a 1,5°C e 4 dias com anomalia superior a 2,0°C. Em caso afirmativo, se a taxa de precipitação fosse menor do que 1,5 mm dia⁻¹, tal sequência iria caracterizar uma EMAQS, cuja intensidade seria proporcional à anomalia positiva de temperatura e a anomalia negativa de umidade.

Os resultados mostraram a existência de 35 casos de EMAQS que aconteceram entre 1985 a 2003, com maior frequência entre os meses de junho a setembro e maior intensidade de agosto a setembro. Para os casos particulares de 01 a 15 de junho de 2002 e para o caso de 07 a 29 de julho de 1987, a EET foi aplicada em cada um dos seus quatro termos, a fim de entender qual dos seus termos era mais significativo para o aquecimento. Descobriu-se que, para o caso de 2002, tanto o AA quanto a AHT foram importantes. No entanto, para o caso de 1987, a AHT foi mais importante durante o desenvolvimento e dissipação da EMAQS.

Salienta-se a relação dos casos de EMAQS com o veranico, que é definido como um período com predomínio de baixa umidade do ar e elevação das temperaturas no inverno austral (JACÓBSEN, 1999). Durante o processo de seleção, houve nove casos de sequências anômalas de temperatura positiva que foram excluídos por apresentar precipitação superior a 1,5 mm dia⁻¹, significando que o estudo não selecionou todas as ondas de calor para a obtenção de seus resultados.

O trabalho de Padilha (2008) também se estende para a obtenção da climatologia sinótica relacionada à composição das variáveis meteorológicas aos 35 casos identificados, com resultados que serão detalhados na próxima seção. Ainda com respeito aos casos particulares, os demais estudos se concentram sobre a Argentina (CAMPETELLA; RUSTICUCCI, 1998; NORTE *et al.*, 2007), onde torna-se possível observar como varia espacialmente a importância relativa entre os termos da EET.

O trabalho Campetella e Rusticucci (1998) baseou-se em uma intensa onda de calor ocorrida em março de 1980 sobre o centro norte da Argentina, sobretudo na região de Buenos Aires. Naquele mês o Aeroporto de Ezeiza registrou as maiores temperaturas, em março, para as séries de 1901-1951 e 1960-1990. A temperatura mínima esteve acima de 27°C em um dos dias, com temperatura aparente de 30°C devido a elevada umidade, forçando o fechamento temporário de algumas escolas em Buenos Aires.

Para caracterizar estatisticamente a onda de calor, os autores consideraram o trabalho de Rusticucci e Vargas (1993), que definiram uma onda de calor como aquela formada por sequências de anomalias positivas de temperatura de mesmo sinal, com intensidade definida

como a máxima anomalia em cada sequência. Entretanto, para extrair os eventos mais extremos da série 1971–1980, eles definiram como onda de calor a sequência cujas persistência e intensidade superassem a média das sequências, acrescida de um desvio padrão. Para todas as estações meteorológicas avaliadas no centro norte da Argentina, a sequência correspondente a março de 1980 superou dois desvios padrões na persistência e intensidade, confirmando a presença de uma intensa onda de calor.

A análise sinótica do evento permitiu notar a importância da persistência de uma longa crista em 55°W, em conjunto com ventos de norte-noroeste em baixos níveis, que transportaram ar quente e com alto conteúdo de umidade a partir da Bacia Amazônica. Calculando a temperatura efetiva, para calcular a carga térmica (HENTSCHEL, 1987), e também o índice de estresse térmico, para avaliar os efeitos nocivos das elevadas temperaturas no sistema cardiovascular (LEE; HENSCHER, 1966), os autores encontraram valores compatíveis a uma situação de elevado desconforto ocasionada pelos altos valores de temperatura e umidade, principalmente durante a madrugada.

O trabalho de Norte *et al.* (2007) avaliou a atuação de uma intensa onda de calor ocorrida em janeiro de 2003 sobre localidades da Argentina próximo aos Andes, a oeste de Buenos Aires. Em Mendoza, as temperaturas máximas superaram 34°C em todos os dias de 26 a 31 de janeiro, chegando a 44,4°C pelos dados de uma estação meteorológica local. Em São Joan, a temperatura chegou aos 45,4°C.

As condições sinóticas mostraram a presença de uma crista amplificada, com a atuação conjunta de uma onda curta embebida, relacionada a uma Frente Fria (FF) mais ao sul. Avaliando os termos da EET, notou-se que os processos diabáticos e adiabáticos foram mais importantes que os processos advectivos para o aquecimento. Próximo da superfície, os processos diabáticos dominaram, enquanto que acima de 700 hPa os processos adiabáticos foram mais importantes. Os autores destacaram evidências para a subsidência orográfica no dia de maior aquecimento, que é localmente conhecida como Vento Zonda (NORTE, 1988; SELUCHI *et al.*, 2003).

Eles também destacaram que os processos advectivos não são tão importantes quanto os processos diabáticos e adiabáticos próximos aos Andes, devido à presença das Cordilheiras e do solo arenoso da região. Na região de Buenos Aires, a advecção favorecida pelos ventos de norte-noroeste assumem um papel mais importante, como o próprio exemplo de Campetella e Rusticucci (1998) evidencia.

Sobre o norte da América do Sul, os estudos relacionados às ondas de calor não focam na presença de eventos individuais e climatologia sinótica, como acontecem em localidades

mais ao sul com maior variabilidade diurna e semanal de temperatura. Em vez disso, os trabalhos se focam na relação com a dinâmica dos fenômenos intrazonais e, principalmente, na relação com o EL Niño Oscilação Sul (ENOS), que serão detalhadas na seção 2.3.

2.2 CLIMATOLOGIA SINÓTICA

2.2.1 BRASIL

A climatologia sinótica das ondas de calor no Brasil aparece através da extensão do trabalho de Padilha (2008) para os sistemas sinóticos relacionados aos casos identificados de EMAQS. Portanto, apresenta um viés relacionado a atuação das massas de ar quente e seco durante o inverno, pelo que se torna de interesse introduzir sumariamente os aspectos relacionados ao comportamento das condições do tempo durante o período seco.

O clima predominante da região central do Brasil se caracteriza pelos baixos índices pluviométricos durante o inverno, o que provoca elevação da temperatura em dias em que não acontecem incursões de ar frio. Durante este processo a umidade relativa do ar entra em declínio, por estar vinculada ao aumento da temperatura (VAREJÃO, 2000), e a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) tende a avançar sobre o continente. Nesses casos, os ventos tornam-se fracos, facilitando a inversão térmica e a concentração dos poluentes (SANCHEZ-CCOYLLO; ANDRADE, 1998; BASTOS; FERREIRA, 2000). Se esta situação persiste, a Massa de Ar Tropical Marítima (pertencente a ASAS) transforma-se em Massa de Ar Tropical Continental e inicia-se o processo de estagnação (PADILHA, 2008).

De fato, pela climatologia sinótica dos sistemas frontais em diferentes áreas da AS, Andrade (2005) observou que quando as frentes frias não chegam ao Sudeste do Brasil, predominam os ventos de norte sobre a Região Sudeste e Centro Oeste do país. Nestas circunstâncias, o Jato Subtropical (JS) torna-se mais intenso, se desloca para o sul e a ASAS passa a ficar mais intensa no centro leste do país. Além disso, ela é a principal causa dos veranicos no Rio Grande do Sul (JACÓBSEN, 1999) e se relaciona com as anomalias positivas de temperaturas e negativas de precipitação no final do inverno (PEZZA, 2003). Contudo, não impede o avanço de sistemas transientes (TREIDL; BIRCH; SAJECK, 1981), sendo suas trajetórias influenciadas por outros fatores, como fontes internas e externas de variabilidade (TRENBERTH *et al.*, 1998), além dos bloqueios atmosféricos.

Os bloqueios atmosféricos se caracterizam pela presença de um anticiclone anômalo e persistente durante vários dias na região climatológica dos ventos de oeste em médias latitudes,

desta forma alterando o curso de sistemas sinóticos como frentes, ciclone e anticiclone (AMBRIZZI, MARQUES; NASCIMENTO, 2009). Além disso, eles são mais comuns durante o inverno e início da primavera (LEJENÄS, 1984; MARQUES, 1996). De acordo com Nascimento e Ambrizzi (2002), os mesmos intensificam e deslocam os jatos para o sul de sua posição climatológica na AS, dificultando a passagens de frentes pelo Sudeste e Centro Oeste do Brasil.

Logo, os bloqueios colaboram para os casos de estagnação durante o inverno. De fato, através da metodologia subjetiva dos critérios de Rex (1950a), Charney, Shukla e Mo (1981), Casarin (1981), Padilha (2008) observou que 63% dos casos de EMAQS e 100% dos casos mais intensos aconteceram em conjunto com bloqueios atmosféricos no Pacífico Sudeste.

A Figura 1 sumariza a climatologia sinótica obtida para as ondas de calor durante os dias quentes e secos do período de inverno (abril a setembro). Ela mostra os campos de temperatura, umidade, vento e pressão para os dias mais quentes dos sete casos mais intensos de EMAQS.

Nota-se que as anomalias de temperatura mais significativas se encontram no Paraguai, norte da Região Sul e sul da Região Centro Oeste do Brasil [Figura 1(a)]. Os valores anômalos negativos de umidade relativa são mais significativos na Região Sudeste, observando-se um padrão contrário na Região Sul [Figura 1(b)].

O campo bórico se caracteriza pelo centro de baixa pressão no Paraguai e áreas de baixa pressão que se estendem na Região Sul do Brasil [Figura 1(c)]. No Sudeste, observa-se a influência da circulação anticiclônica da borda ocidental da ASAS. Entre as áreas de baixa pressão e a ASAS, a circulação é confluyente na baixa troposfera, com a presença ventos do quadrante norte (noroeste) desde norte da Bolívia até o Atlântico [Figura 1(d)]. Mais ao sul, sobre a Argentina, observa-se áreas de alta pressão associadas com ventos de componente sul.

Em médios níveis da atmosfera, o campo anômalo evidencia anomalia positiva de geopotencial sobre o norte da região sul [Figura 1(e)]. Em áreas do Atlântico, Argentina, Chile e Pacífico adjacente, as anomalias são negativas, com presença de cavados. Porém sobre o Pacífico, uma ampla área de anomalia positiva pode ser vista em 100°W, relacionada à atuação dos anticiclones de bloqueio. Em altos níveis, o jato aparece ao sul de sua posição climatológica e com orientação noroeste-sudeste [Figura 1(f)], desfavorecendo a migração para o norte dos transientes de latitudes médias.

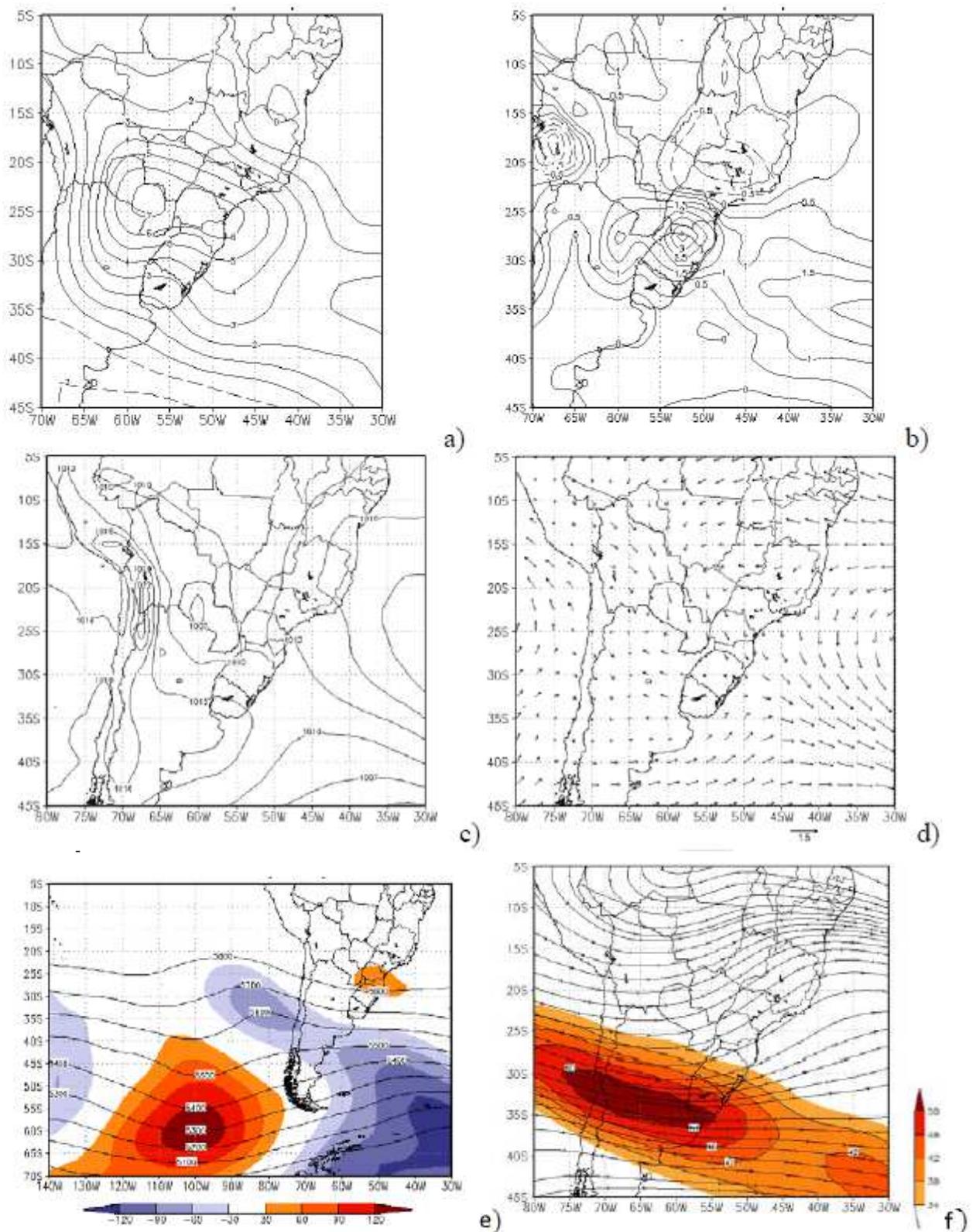


Figura 1 – Climatologia sinótica dos sete casos mais intensos de EMAQS

(a) Anomalia da temperatura do ar em 925 hPa; (b) Anomalia da umidade específica em 925 hPa [g kg^{-1}]; (c) Pressão ao nível médio do mar [hpa]; (d) Vento em 925 hPa [m s^{-1}]; (e) Geopotencial e anomalia de geopotencial em 500 hPa [mgp]; (f) Linhas de corrente e magnitude do vento em 250 hPa [m s^{-1}]. Fonte: Adaptado de Padilha (2008, p. 67).

Todo o padrão descrito nesta climatologia é compatível com uma situação de bastante chuva na Região Sul e pouca chuva no Sudeste e no Centro Oeste do Brasil. Observa-se a influência da borda ocidental da ASAS no centro leste do país, o deslocamento e confinamento dos transientes para o sul e o sinal de bloqueio sobre o Oceano Pacífico, em conformidade com o que foi relatado na literatura.

2.2.2 ARGENTINA

O estudo das ondas de calor sobre a Argentina foi desenvolvido principalmente por Rusticucci e seus coautores, com trabalhos desde 1993 até 2000 (RUSTICUCCI; VARGAS, 1993; RUSTICUCCI; VARGAS, 1995a; CAMPETELLA; RUSTICUCCI, 1998; RUSTICUCCI; VARGAS, 2001). O artigo de 1995 é o que mais foca na parte sinótica, com a descrição climatológica para os casos representativos de ondas de frio e de calor.

Para tal descrição, eles utilizaram dados a cada 6 horas (0200h, 0800h, 1400h e 2000h no tempo local) de estações meteorológicas. Através do desvio com relação à climatologia obtida por análise de Fourier (RUSTICUCCI E VARGAS, 1995b), eles identificaram as ondas de calor com os dados de 1971-1980 do Serviço Meteorológico Nacional da Argentina.

A etapa seguinte consistiu na identificação dos padrões sinóticos com o uso do método da correlação linear de Lund (1963), com resultados similares aos que seriam obtidos com a utilização da Técnica de Componentes Principais. Por fim, chegou-se a conjuntos de padrões representados por datas específicas para eventos de frio e de calor, tanto para o verão quanto para o inverno.

A Figura 2 mostra os padrões sinóticos representados pelos dias 08/01/1972 e 02/01/1972, conhecidos como pertencentes ao “Tipo A” e “Tipo B”. Eles ditam os principais modos de atuação das ondas de calor para o verão no campo bórico, embora os resultados sejam semelhantes também para o inverno.

Seja qual for o tipo, observa-se a atuação de áreas de baixa pressão sobre o centro norte da Argentina. Elas causam o transporte de ar quente desde baixas latitudes, promovendo aquecimento por processos advectivos. No “Tipo A” [Figura 2(a)], observa-se a atuação de uma FF ao sul; entretanto, no “Tipo B” [Figura 2(b)] a FF não é observada. Neste caso, um centro de baixa pressão aparece fortalecido ao norte, com áreas de alta pressão sobre os oceanos e próximas do continente.

Selecionando ondas de calor que atingem parcialmente o país (figura não mostrada), os resultados indicam frentes frias que se tornam estacionárias ao redor de 30°S, posteriormente

se transformando em frentes quentes e indo para o oceano. Os casos mais significativos de elevação de temperatura em 24h (chegando a até 11,6°C nos registros) acontecem em situações de fluxo de norte relacionadas às frentes quentes e Linhas de Instabilidades, que geralmente precedem uma FF.

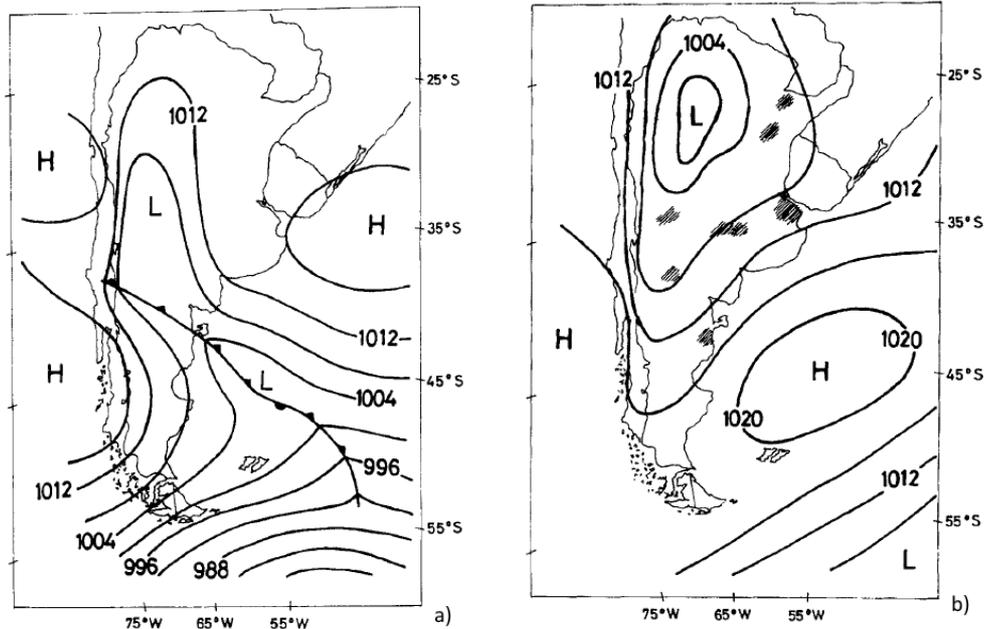


Figura 2 – Padrões sinóticos representativos dos dias mais quentes sobre a Argentina

- (a) Mapa sinótico de superfície para o padrão “Tipo A”, do dia 08 de janeiro de 1972 às 12 Z.
 (b) Mapa sinótico de superfície para o padrão “Tipo B”, do dia 02 de janeiro de 1972 às 12 Z.

Fonte: Adaptado de Rusticucci e Vargas (1995a, p. 297–298).

Segue que os ventos de norte relacionado às zonas de baixa pressão sobre a Argentina são importantes para o aquecimento sobre o centro norte do país. Em algumas situações, uma FF aparece sobre o sul do país, o que indica sua contribuição para o aquecimento por meio da circulação pré-frontal.

2.3 BLOQUEIOS E OSCILAÇÕES INTRA E INTER-ANUAIS

2.3.1 O EFETO DOS BLOQUEIOS NA TEMPERATURA

A compreensão das ondas de calor sobre a AS pode ser tida de duas maneiras: através do estudo relatado nas seções precedentes em regiões específicas, onde se incluem casos particulares e composição por climatologia sinótica dos dias mais quentes; e através do estudo do comportamento dos sistemas meteorológicos na maneira como ele pode influenciar nas

temperaturas, onde se incluem os resultados desta secção. Esses sistemas abrangem os fenômenos de bloqueios atmosféricos e as oscilações no modo intrasazonal e interanual.

Conforme já anunciado, os bloqueios se caracterizam pela presença de um anticiclone anômalo e persistente sobre latitudes médias, que impede a propagação normal dos sistemas transientes. Dada a sua aplicabilidade na previsão do tempo, várias teorias surgiram para explicar sua ocorrência (começando por ELLIOT; SMITH, 1949); contudo, os mecanismos de formação e dissipação ainda permanecem desconhecidos, sendo provavelmente causados pela interação não linear entre os *eddies* transientes e a circulação média sazonal, por mecanismos de teleconexão (OLIVEIRA; CARVALHO; AMBRIZZI, 2014).

Os primeiros estudos focaram em aspectos descritivos, com metodologias subjetivas baseada principalmente nos seguintes critérios: divisão do escoamento básico de oeste (em 500 hPa) em seus ramos polar e equatorial; persistência do anticiclone anômalo por pelo menos seis dias em latitudes médias; e deslocamento longitudinal médio inferior a 30° de longitude durante todo o período de atuação (REX, 1950a, 1950b; LOON, 1956; WRIGHT, 1974; CASARIN; KOUSKY, 1982).

Entretanto, houve a necessidade de se adotar métodos objetivos para a utilização de códigos computacionais, onde se destacam os trabalhos pioneiros de Charney, Shukla e Mo (1981); Lejenäs e Okland (1983); Dole e Gordon (1983); Lejenäs (1984); e Dole (1986). A metodologia proposta por Lejenäs e Okland (1983) provavelmente é a mais utilizada, através de um índice zonal formado pela diferença de altura geopotencial entre latitudes distintas. Tibaldi e Molteni (1990) modificaram ligeiramente este índice, propondo o cálculo com base no gradiente de altura geopotencial para a identificação de escoamentos bloqueados. Posteriormente, Tibaldi *et al.* (1994) aplicaram o mesmo índice para o hemisfério sul, definido da seguinte forma:

$$\text{GHGS} = \frac{Z(\phi_s) - Z(\phi_o)}{\phi_s - \phi_o}$$

$$\text{GHGN} = \frac{Z(\phi_o) - Z(\phi_N)}{\phi_o - \phi_N}$$

Onde: $\phi_N = 35^\circ S + \Delta$; $\phi_o = 55^\circ S + \Delta$; $\phi_s = 65^\circ S + \Delta$; $\Delta = -3,75^\circ, 0^\circ$ ou $+3,75^\circ$

E as seguintes condições devem ser satisfeitas:

$$\text{GHGN} > 0, \text{GHGS} < -10 \text{ mgp } ^\circ\text{latitude}^{-1}$$

Esta metodologia é similar a aplicada por Mendes *et al.* (2005) no estudo dos bloqueios atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o oceano Pacífico Sul, mas com condições adicionais para a caracterização dos bloqueios propriamente dito. Neste sentido, eles consideraram que as condições acima deveriam permanecer por pelo menos cinco dias consecutivos e três longitudes consecutivas ($7,5^\circ$ na resolução $2,5 \times 2,5^\circ$), dentro de uma área de 40° de longitude. Neste presente artigo, os autores objetivaram fazer uma climatologia dos bloqueios no Pacífico Sul para observar suas relações com impactos climáticos e mecanismos físicos associados.

A Figura 3 mostra os resultados obtidos para composições em 41 anos (1960–2000) dos bloqueios atmosféricos identificados no setor sudeste do Oceano Pacífico durante o inverno, onde se observa informações das anomalias de temperatura e geopotencial no nível de 850 hPa. Ela também mostra a influência dos bloqueios na temperatura e circulação atmosférica sobre a AS, com impactos específicos em cada parte do subcontinente.

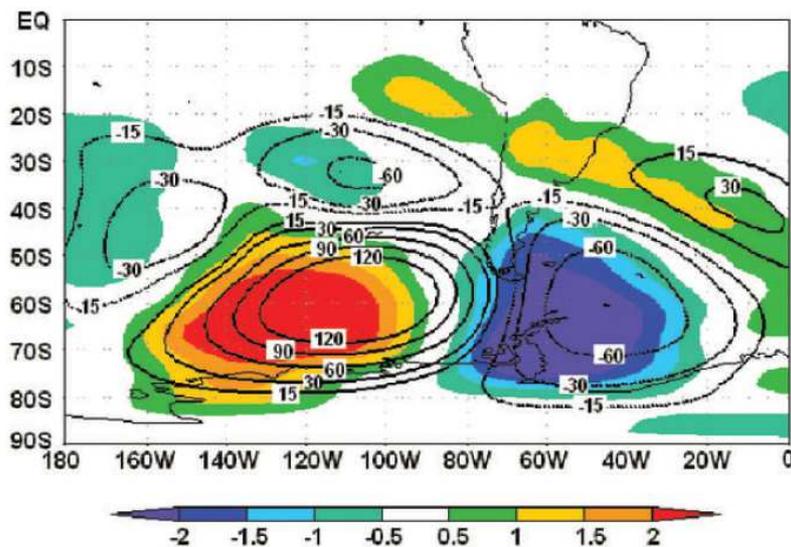


Figura 3 – Compostos de 41 anos (1960-2000) para os casos de bloqueio sobre o Pacífico sudeste.

Anomalia de altura geopotencial em 500 hPa [gpm] e de temperatura ($^\circ\text{C}$) em 850 hPa.

Fonte: Adaptada de Mendes *et al.* (2005, p. 184).

Relativamente à posição média dos bloqueios, observa-se anomalias positivas de temperatura na região do anticiclone de bloqueio. Ao norte, sobre o centro de baixa pressão, existem anomalias negativas de temperatura. Entretanto os valores anômalos negativos são mais evidentes a leste do anticiclone de bloqueio, incluindo o sul da AS. Nessa região, a interação da circulação do anticiclone sobre o Pacífico, com as áreas de baixa pressão sobre o Atlântico, favorece o escoamento de componente sul, trazendo ar mais frio para o sul do Chile e da Argentina.

Por outro lado, valores anômalos positivos de temperatura aparecem sobre o norte do Chile, da Argentina, Paraguai e região sul do Brasil. Este comportamento está relacionado ao direcionamento das frentes ao sul de sua trajetória normal, em virtude da atuação do sistema de bloqueio. Ao norte do bloqueio, nota-se a atuação de áreas de baixa pressão, relacionadas à partição do lado norte dos ventos zonais e associadas ao desenvolvimento de perturbações que também acabam por afetar o continente. Esses resultados se assemelham aos da seção 2.2.1 para os casos de estagnação, indo ao encontro com a literatura apresentada em Padilha (2008).

Durante o verão, o trabalho de Mendes *et al.* (2005) revela uma influência mais discreta dos bloqueios do Pacífico sobre as temperaturas na AS. Existe uma tendência de diminuição das temperaturas mínimas no Sudeste do Brasil e das temperaturas máximas em quase toda a Argentina, assim como tendência de provocar chuvas abaixo da média especialmente na região de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Na parte climatológica, Mendes *et al.* (2005) concluíram a existência de bloqueios principalmente durante o inverno e início da primavera, em acordo com os resultados precedentes de Marques (1996) e Marques e Rao (1996, 1999). Além disso, alguns estudos como os de Rutland e Fuenzalida (1991) e Sinclair (1996) evidenciam uma região preferencial de bloqueios sobre o setor sudeste do Pacífico, conforme a localidade das composições da Figura 3. Entretanto, todos os autores concordam que a principal região de ocorrência dos bloqueios fica no setor sudoeste do Pacífico, próximo à Nova Zelândia.

Além da sazonalidade, a frequência dos bloqueios também se relaciona ao fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS), com aumento sobre o Pacífico Sudeste e diminuição sobre o Pacífico Sudoeste, ao longo de sua fase quente (MARQUES, 1996). Contudo Padilha (2008) não observou associação entre os casos de EMAQS e o fenômeno ENOS, aspecto que será melhor detalhado na seção 2.3.3.

2.3.2 AS ONDAS DE CALOR E AS OSCILAÇÕES INTRASAZONAIS

O estudo de caso do período seco relacionado com as altas temperaturas em 2014 - 2015 (COELHO *et al.*, 2015) remete a análise do comportamento das precipitações sobre a AS, relacionada aos eventos de ZCAS durante o período chuvoso. Conforme será descrito adiante, a variabilidade da ZCAS e suas relações com as oscilações intrasazonais possuem associação significativa com o comportamento das ondas de calor sobre a porção subtropical da AS, modulando a atuação dos sistemas sinóticos anômalos pertinentes.

A importância da ZCAS nas chuvas se reflete pelo aspecto diagonal da distribuição climatológica mensal de precipitação sobre as regiões Sudeste, Centro Oeste e Norte do Brasil (KOUSKY, 1979). Ela faz parte do Sistema de Monção da AS (ZHOU; LAU, 1998; VERA *et al.*, 2006; MARENGO, DOUGLAS; SILVA DIAS, 2002) e suas principais características dinâmicas e termodinâmicas podem ser encontradas nos trabalhos desenvolvidos por Kodama (1992a, 1992b). Dentre elas, destaca-se a presença banda de nebulosidade convectiva e quase estacionária, que persiste durante dias, podendo ultrapassar uma semana.

Durante o verão, as convecções são os sistemas precipitantes mais frequentes e produzem mais precipitação do que os sistemas frontais do inverno (CAVALCANTI; KOUSKY, 2009); contudo, o padrão diagonal de nebulosidade convectiva se deve a interação dos sistemas frontais com os fluxos de calor e de umidade do interior do continente, frequentemente provenientes da Bacia Amazônica (MARENGO; DOUGLAS; SILVA DIAS, 2002). Qualquer alteração nesses fluxos pode implicar em mudanças na distribuição dos máximos de chuva, com a geração de campo anômalos correspondentes.

Com efeito, os ventos anômalos de norte são capazes de ocasionar aumento das precipitações sobre as regiões Sul e Norte do Brasil e diminuição das chuvas sobre a região Sudeste (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997). Neste caso, a umidade proveniente da Amazônia é redirecionada para porções subtropicais da AS, onde se encontram países como a Argentina, Uruguai e Paraguai (Coelho *et al.*, 2015).

Desta forma pode se notar uma possível alternância dos padrões anômalos de precipitação entre o Sudeste do Brasil e porções subtropicais da AS. Este fato é confirmado por análises de Funções Ortogonais Empíricas (FOE) da Radiação de Onda Longa Emergente (ROL) (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997): na ocorrência de ZCAS, os dois principais modos indicam anomalia positiva de ROL na Região Sul, Paraguai, Uruguai e norte da Argentina, e anomalias negativas de ROL sobre o sudeste do Brasil.

Portanto, a variabilidade das ocorrências de ZCAS possui relação com o padrão de alternância associado. Esta afirmação concede relevância às oscilações intrasazonais, porque de acordo com Carvalho, Jones e Liebmann (2004), a Oscilação de Madden-Julian (OMJ) (MADDEN; JULIAN, 1971, 1972) pode modular a intensidade de eventos de ZCAS. Além disso, a OMJ constitui o modo equatorial mais importante na escala intrasazonal (KAYANO; JONES; SILVA DIAS, 2009), com importância na Região Nordeste do Brasil (NEB), por afetar significativamente o regime pluviométrico de regiões com estação chuvosa curta (KAYANO, JONES; SILVA DIAS, 2009).

O trabalho de Cerne e Vera (2011) complementa os demais estudos por vincular as temperaturas com as oscilações intrasazonais que, por sua vez, estão relacionadas com o comportamento da circulação monçônica sobre a AS. Para esta finalidade, as autoras identificaram as ondas de calor sobre a porção subtropical do subcontinente, através de sequências anômalas positivas de temperatura normalizada, com pelo menos três dias onde o desvio padrão era superior a unidade.

A Figura 4 mostra os resultados obtidos por composição das variáveis meteorológicas para os dias pertencentes às ondas de calor identificadas entre primeiro de dezembro e 28 de fevereiro, para todos os anos de 1979 até 2003. Na parte esquerda do painel foram utilizados dados de reanálise do NCEP-NCAR (KALNAY *et al.*, 1996); na parte direita, dados de ROL do NOAA (LIEBMANN; SMITH, 1996).

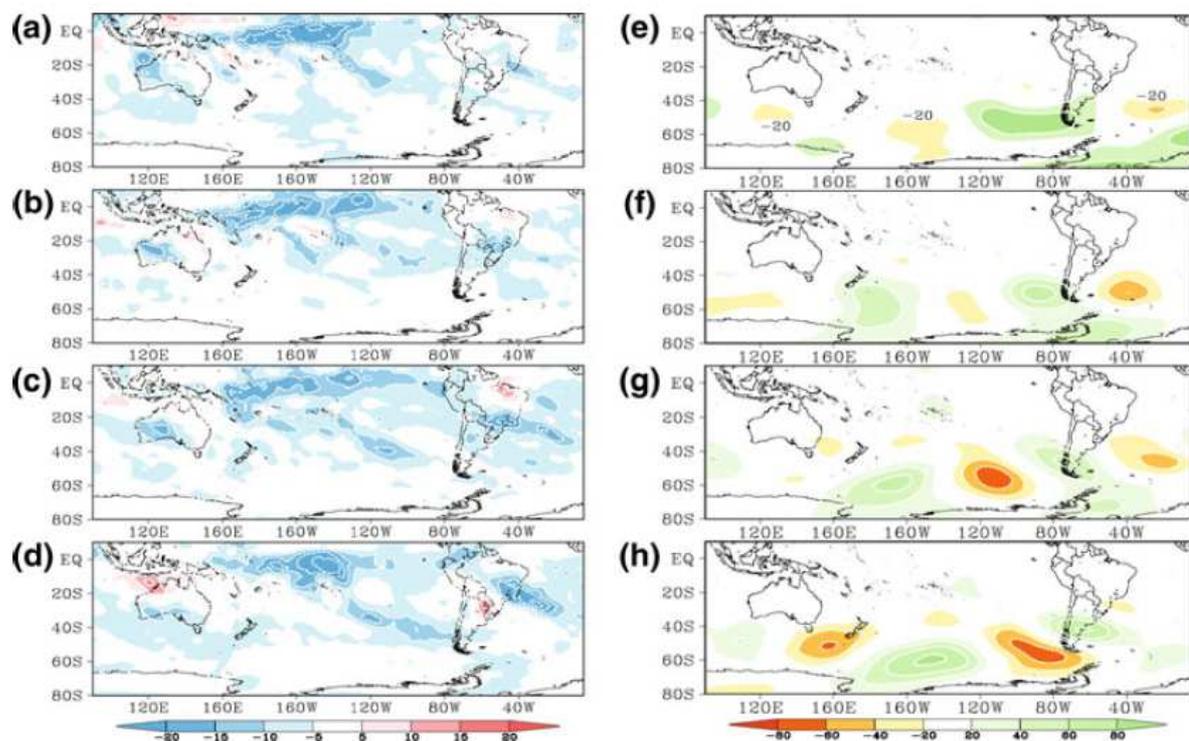


Figura 4 – Anomalias de ROL e geopotencial em 300 hPa, nas ondas de calor relacionadas às ZCAS

De (a) até (d), anomalia de ROL [$W m^{-2}$], respectivamente para as pântadas -3, -2, -1 e 0. De (e) até (h), idem, mas para o campo anômalo de geopotencial em 300 hPa. As pântadas estão ordenadas em relação ao dia do estabelecimento da ZCAS. Os valores nulos estão omitidos e somente os contornos associados a valores significativos (teste t de Student ao nível de 90%) estão em evidência.

Fonte: Adaptado de Cerne e Vera (2011, p. 2269).

Nas imagens da esquerda, observa-se anomalias negativas de ROL no Pacífico Equatorial Central, com deslocamento para leste ao longo das pântadas. O mesmo acontece

com a migração de uma anomalia positiva que chega ao noroeste da Austrália. Por fim, nota-se anomalias positivas de ROL sobre o norte da Austrália e porção subtropical da AS, ao mesmo tempo em que a ZCAS entra em atividade no Brasil.

Nas pêntadas da direita, aparece um padrão de vários núcleos de anomalias alternadas negativas e positivas de geopotencial, que se estende da Oceania ao Atlântico e passa pela América do Sul. Esse padrão surge até 15 antes do aparecimento da ZCAS. Por fim, um núcleo anômalo positivo se estabelece sobre a Argentina, conjuntamente com um núcleo negativo na região da ZCAS.

Segue que as condições do tempo relacionadas à ZCAS se desenvolvem em associação com a intensificação da atividade anticiclônica anômala sobre a Argentina, que pode ser identificada 15 dias antes do surgimento do canal de umidade. Esta circulação aparece embebida num trem de Ondas de Rossby de larga escala, conectado com áreas de convecções no Pacífico Central e no oeste do Pacífico Equatorial.

A distribuição espaço-temporal dos padrões anômalos se assemelha com a de Madden e Julian (1994), sugerindo fortes evidências com a OMJ. Além disso, os padrões de ondas concordam com os trabalhos de Kiladis e Weickman (1992) e Grimm e Silva Dias (1995), que também associaram a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) com a ZCAS. Neste sentido, Gandu e Silva Dias (1998) acrescentam que a subsidência de ambos os lados do canal de umidade é mais intensa sobre a região subtropical da AS.

Na parte estatística de seus resultados, Cerne e Vera (2011) concluíram que a variabilidade intrasazonal explica 32% da variância das ondas de calor sobre o norte da Argentina. Além disso, 73% das ondas de calor se desenvolvem em associação com a ZCAS. Todos os eventos estão relacionados a processos advectivos de temperatura e umidade durante a elevação das temperaturas, sendo o aquecimento também ocasionado pela presença da circulação anticiclônica, identificável 15 dias antes do pico de máxima intensidade da onda de calor. Para eventos não relacionados à ZCAS, as autoras encontraram sinais da atuação de uma FF no fim da onda de calor, em acordo com Rusticucci e Vargas (1995a).

No entanto, elas não comentam sobre o aumento das ondas de calor no Brasil durante a ausência de ZCAS. O que se sabe, de acordo com Grimm (2003) e Coelho *et al.* (2015), é que a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e as precipitações seguem padrão de comportamento inverso próximo a costa sudeste do Brasil durante o verão. Esta relação se reflete parcialmente na temperatura média para diferentes fases do ENOS, pois ele também influencia no regime de chuvas no centro leste do país (GRIMM, 2003). Desta forma, é razoável inferir uma relação entre a ZCAS (parcialmente modulada pela OMJ) com as ondas de calor

registradas no Sudeste do Brasil na estação chuvosa. Este raciocínio se justifica na importância que as precipitações possuem no balanço radiativo, onde inclusive se responsabilizam pelo denominado “inverno” em áreas do centro norte do Brasil.

2.3.3 INFLUÊNCIAS DO FENÔMENO ENOS

O fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) consiste numa oscilação interanual acoplada oceano-atmosfera, caracterizada por alterações na TSM, pressão, vento, circulação atmosférica e precipitação sobre o Pacífico Equatorial, com reflexos anômalos globais por teleconexões. Suas fases opostas constituem os episódios de EL Niño (EN) e La Niña (LN), cuja descrição e características encontram-se amplamente documentadas em inúmeros artigos científicos, livros e documentários da internet (RASMUSSEN; CARPENTER, 1982; AMBRIZZI, 1994; TRENBERTH *et al.*, 1998; GRIMM; BARROS; DOYLE, 2000).

Durante os episódios de EN (LN), a TSM do Pacífico Equatorial Leste e Central aumenta (diminui), com queda (aumento) na pressão atmosférica em baixos níveis e enfraquecimento (intensificação) dos alísios. A célula térmica zonal de Walker se desloca para leste (oeste) de sua posição climatológica, com reflexo no escoamento dos transientes em médias latitudes sobre a AS, assim como no regime de chuva sobre a Bacia Amazônica e NEB.

Em um dos únicos trabalhos a relacionar o ENOS diretamente com as ondas de frio e de calor na AS, Rusticucci e Vargas (2001) procurou analisar o possível efeito das fases opostas do ENOS na ocorrência das ondas extremas sobre a Argentina. Eles apontaram que as ondas de calor, no inverno, são mais frequentes em anos com EN e mais intensas no inverno seguinte. Já nos meses mais quentes, as ondas de calor possuem maior intensidade nos episódios de LN.

De forma complementar, Firpo, Sansigolo e Assis (2012) fizeram uma climatologia em estações meteorológicas homogeneamente espaçadas sobre o Rio Grande do Sul. Para este fim, eles consideraram uma onda de calor (ou onda de frio) como sendo composta de uma sequência de pelo menos cinco dias consecutivos com temperaturas anômalas de mesmo sinal, à semelhança dos conceitos tratados por Rusticucci e Vargas (1995a).

Como resultado, eles observaram que a variabilidade das ondas de frio é diferente da variabilidade das ondas de calor. Ocorrem mais ondas de frio em meses em que as temperaturas mínimas são mais baixas. As ondas de calor possuem uma distribuição anual mais homogênea. Na maioria das localidades, é em julho que a relação entre a ocorrência das ondas de calor e os episódios de EN são mais significativos. Para a LN e ondas de frio, o mês com relações mais

significativas foi abril. Em ambos os casos, nota-se que há defasagem entre a ocorrência dos eventos de EN e LN e o seu impacto no surgimento das ondas de frio e de calor.

Com respeito à influência nos extremos de temperatura, Grimm e Togatlian (2002) verificaram que ambas as fases do ENOS provocam aumento em sua quantidade. Em particular, o EN causa aumento dos extremos de altas temperaturas, com menor diminuição dos extremos de baixa temperatura. O análogo oposto é verificado em relação à LN.

As localidades mais afetadas são o centro norte do Chile, parte do Paraguai e da Região sul do Brasil e estas relações acontecem principalmente durante o inverno. Assim, considerando Rusticucci e Vargas (2001) e Firpo, Sansigolo e Assis (2012), verifica-se que o EN aumenta a frequência de ondas de calor e extremos de elevadas temperaturas durante o inverno.

Grimm e Togatlian (2002) complementam que, apesar das alterações das temperaturas, o principal impacto do ENOS na AS se deve as modificações da circulação atmosférica (Barros, Grimm e Doyle, 2002). Tal circulação, por sua vez, apresenta dependência sazonal, pelo o que se torna interessante visualizar o impacto do ENOS na forma espaço-temporal. Este trabalho foi realizado em Grimm (2003) e complementado por Grimm, Pal e Giorgi (2007), para os casos de primavera seca no centro leste do Brasil (comum em anos de EN). Assim sendo, os próximos parágrafos sumarizam concisamente os resultados, explicados em Grimm (2009).

Durante o período de outono e inverno, consensualmente se sabe que o fenômeno ENOS influi nos regimes de precipitação principalmente nas regiões Sul e Norte do Brasil, por causa de sua influência na frequência dos transientes e no ramo subsidente da Célula de Walker. As influências remotas persistem até a primavera, quando notadamente se observa anomalias positivas de temperatura e anomalias negativas de precipitação sobre o centro leste do Brasil. Esta situação é apresentada esquematicamente na Figura 5, que também permite observar a convergência do fluxo de umidade para a porção subtropical da AS.

A Figura 5 também mostra anomalias positivas de TSM sobre o Atlântico adjacente ao sudeste do Brasil, devido à elevada incidência radiativa solar. Este fator se combina com o aquecimento anômalo do solo que recebe pouca precipitação, para a geração da circulação regional ciclônica anômala ilustrada na Figura 5(b). O fluxo de umidade, outrora direcionado a Região Sul, passa a convergir sobre a região sudeste no pico do verão (janeiro). Por conseguinte, chuvas acima da média caem sobre o centro leste do Brasil, em uma configuração onde os efeitos remotos do ENOS são quase anulados pelos fatores locais. No final do verão, a circulação ciclônica se desfaz e o EN volta a exercer influência sobre o país, com anomalias negativas de precipitação ao norte, e anomalias positivas de precipitação ao sul do país.

Em meio às alterações comentadas, os padrões anômalos de temperatura seguem comportamento inverso ao padrão de precipitação sobre o Sudeste, Norte e Nordeste do Brasil (GRIMM, 2003). Contudo, sobre a porção subtropical da AS, esta relação não é óbvia, porque as chuvas se relacionam ao processo advectivo de ar quente e úmido vindo de norte, de maneira que esta pode compensar o efeito de declínio causado pelas precipitações (GRIMM, 2009).

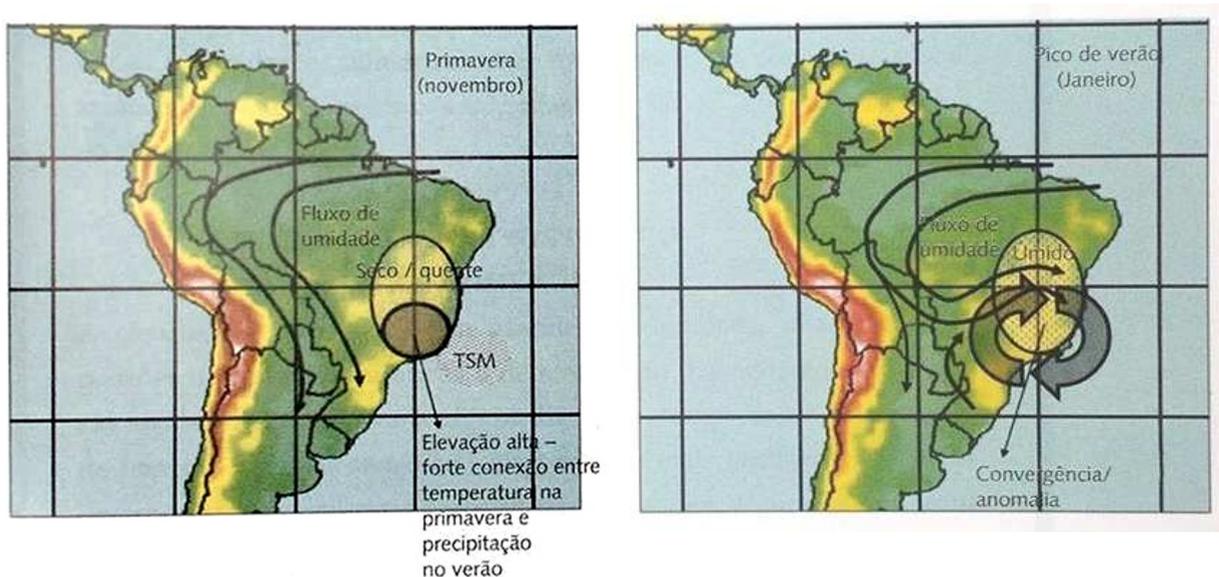


Figura 5 – Evolução esquemática das condições para a primavera seca e verão chuvoso

Com indicação dos fluxos de umidade e anomalias de temperatura e umidade.

Fonte: Adaptado de Grimm, Pal e Giorgi (2007, p. 5929).

O mesmo estudo de Grimm (2003) aponta que as relações de temperatura e precipitação seguem um padrão inverso para os episódios de LN, porém de maneira mais suave durante o outono. Além disso, as anomalias de chuva do verão sobre o Sudeste do Brasil são negativamente correlacionadas com a TSM do mesmo período no Atlântico sudoeste, positivamente correlacionadas com a TSM do mesmo período no Pacífico Equatorial Leste, e negativamente correlacionadas com a TSM do Atlântico sudoeste do mês de novembro.

Por fim, Grimm (2003, 2009) salienta condições pelas quais o EN possui maior influência sobre o Brasil. Dentre elas está o gradiente meridional do campo anômalo de temperatura do Atlântico Sudoeste, que age para intensificar as correntes de Jato sobre a AS (RAO; HADA, 1990); assim como o efeito combinado do aquecimento no Pacífico Equatorial Leste com o dipolo do Atlântico, para a diminuição ainda mais efetiva das chuvas sobre o NEB.

Atualmente se sabe que o fenômeno ENOS também modula a frequência dos bloqueios e a Oscilação Antártica (OA), que representa os sinais opostos de geopotencial entre as regiões polares e latitudes médias (SINCLAIR; RENWICK; KIDSON, 1997; GONG; WANG, 1999;

MO, 2000). De acordo com Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2014), o EN aumenta a quantidade de Bloqueios no Pacífico Sudeste, que é potencializado em conjunção com a fase negativa da OA; o análogo oposto pode ser dito para a conjunção da LN com a fase positiva da AO.

Entretanto, conforme já comentado em Padilha (2008), não existe evidências claras da relação entre o ENOS e os casos de EMAQS. Da mesma maneira, a maioria dos artigos relatados —com exceção dos trabalhos de Rusticucci e Vargas (2001) e Firpo, Sansigolo e Assis (2012)— não permitem estabelecer qualquer relação entre as ondas de calor com o fenômeno ENOS. O conhecimento atual apenas deixa estabelecer a relação entre o ENOS e os extremos de temperatura na região subtropical da AS, assim como a evolução espaço-temporal dos principais modos de variabilidade sobre o subcontinente.

Ainda assim, o ENOS se relaciona com a temperatura média que, por sua vez, pode modular a frequência e intensidade das ondas de calor. Desta forma, a literatura apresentada constitui base de referência complementar aos resultados do Capítulo 6, apresentando aspectos dinâmicos e termodinâmicos remotos e locais para a atuação do ENOS nos regimes de temperatura e precipitação.

2.4 CONCEITOS E METODOLOGIAS PARA A IDENTIFICAÇÃO DAS ONDAS DE CALOR

Ao longo dos estudos descritos neste capítulo, foram abordados trabalhos que relataram as ondas de calor sobre a Argentina e sobre o Brasil, tanto na forma de estudos de casos particulares, como em composições com sistemas sinóticos associados. Embora haja consenso com respeito ao fato das ondas de calor caracterizarem um período anormalmente quente, as bases metodológicas para a sua identificação variam entre os trabalhos publicados, principalmente com respeito ao período mínimo para a sua consolidação. Esta seção aborda os problemas conceituais existentes por meio de uma revisão bibliográfica dos trabalhos mais pertinentes, com a intenção de formular as bases para a metodologia do capítulo seguinte e levar em consideração as diversas complexidades apresentadas a seguir.

De acordo com o Glossário de Meteorologia (AMS, 1989), uma onda de calor é definida como um período desconfortável de temperaturas acima da média, usualmente com altos valores de umidade. Não há restrição para o período mínimo, pelo que uma onda de calor teoricamente se consolida numa situação em que os critérios apresentados se estabeleçam por pelo menos um dia.

Porém, os efeitos biológicos e socioeconômicos são mais perceptíveis diante de uma sequência de dias com elevadas temperaturas. Desta forma, na prática as ondas de calor na literatura são aquelas que perduram por vários dias ou até semanas. Russo *et al.* (2014) relata as dificuldades quanto ao mínimo período, citando que Perkins e Alexander (2013), focando na Austrália, definiram uma onda de calor através de uma sequência de pelos menos três dias com altas temperaturas, enquanto que Fischer e Schär (2010), na Europa, utilizaram seis dias.

Sobre a AS, a maioria dos estudos consideram uma “onda” (de frio ou de calor) como aquela composta por uma sequência anômala de temperatura com mesmo sinal. Esta ideia foi preliminarmente gerada por Scian (1970) e posteriormente adotada por Rusticucci e Vargas (1993), os quais fizeram uma climatologia das ondas de frio e de calor sobre a Argentina, verificando os valores de comprimento (período com desvios de mesmo sinal) e intensidade (máximo desvio de temperatura) dessas ondas para o período de 1971-1980.

Pouco tempo depois, Rusticucci e Vargas (1995a) estudaram estatisticamente o comportamento da temperatura em superfície, modificando o critério de 1993 para construir uma climatologia sinótica das “ondas” mais intensas. Para isso, eles as restringiram como sendo compostas pelas sequências nos quais a sua extensão e intensidade (máxima anomalia) superassem um desvio padrão nas suas respectivas distribuições. Este critério persistiu em Campetella e Rusticucci (1998), porém foi modificado para o uso de percentis em Rusticucci e Vargas (2001), alegando maior precisão com o uso de um critério probabilístico.

Conforme já visto neste capítulo, Cerne e Vera (2011) e Firpo, Sansigolo e Assis (2012) consideraram os trabalhos de Rusticucci e Vargas (1993, 1995a) na identificação das ondas de calor na região subtropical da AS, ambos adotando critério mínimo de persistência de cinco dias das anomalias. A diferença é que a metodologia de Firpo, Sansigolo e Assis (2012) é menos rígida, por apenas exigir uma sequência anômala positiva de cinco dias, com base no período de temperaturas extremas que os transientes costumam acarretar (CAVALCANTI; KOUSKY, 2009). Cerne e Vera (2011), por outro lado, exigiu a presença de três dias com intensidade da magnitude do desvio igual ao superior ao desvio padrão.

Robinson (2001) considera duas possibilidades na hora de separar as ondas de calor: o estabelecimento de um limiar fixo e o estabelecimento de uma variável que leve em conta os desvios com relação à climatologia. Na primeira possibilidade, há de se considerar problemas com relação aos fatores biológicos, porque o limiar de desconforto não é fixo, mas varia regionalmente. Assim, uma temperatura de 30°C pode causar problemas na Sibéria, mas é comum sobre o Amazonas.

Ele comenta que a adoção de patamares fixos, tal como o adotado pelo serviço Meteorológico Nacional dos EUA, resulta na distribuição heterogênea das ondas de calor sobre o país, sendo elas muito mais numerosas perto do Golfo do México, onde as temperaturas são climatologicamente mais elevadas. Logo, os valores fixos não representam o desconforto e os problemas de saúde das populações, que estão acostumadas com os valores de temperatura que normalmente acontecem em suas regiões. Para solucionar este problema, Robinson (2001) modificou o critério adotando percentis na ordenação das temperaturas mais elevadas, assim obtendo resultados mais homogêneos e compatíveis com os impactos sociais.

Outro trabalho que faz uso dos percentis é o desenvolvido por Russo *et al.* (2014), cujo objetivo consistiu em introduzir um índice de magnitude de onda de calor que pode ser comparado no tempo e no espaço. Para isso eles usaram séries temporais de 30 anos em cada grade com dados de reanálise. Para cada enésimo dia dos 365 dias do ano, eles determinaram a temperatura correspondente ao nonagésimo percentil. Posteriormente, eles associaram a uma onda de calor como toda a sequência de temperaturas acima dos seus respectivos nonagésimos percentis, desde que a mesma fosse superior a três dias.

Como resultado, eles conseguiram construir um histórico global das ondas de calor, com intensidade associada à distribuição espaço-temporal dos desvios das séries em cada ponto de grade. Assim foi possível notar que a onda de calor registrada na Rússia, em 2010 (GRECO, 2011), foi de fato excepcional. Usando dados do passado e a mesma metodologia para prognósticos climáticos futuros, os autores confirmaram a continuidade do aumento da frequência e da intensidade das ondas de calor nas últimas décadas. Se nenhuma atitude for tomada para mitigar a ação antropocêntrica no clima, eventos extremos como o da Rússia em 2010 podem se tornar comuns e recorrentes a cada dois anos até o final do século.

Do que foi visto até aqui, a consideração dos desvios com relação à média climatológica e o uso dos percentis aparecem em comum nos trabalhos de Rusticucci e Vargas (1995a, 2001), Robinson (2001), e Russo *et al.* (2014). Mais especificamente, o trabalho de Russo *et al.* (2014) e o de Rusticucci e Vargas (1995a, 2001) complementam-se entre si, pois o primeiro leva em consideração uma análise estatística mais aprofundada para os dias pertencentes a uma onda de calor, onde o desvio de temperatura precisa superar o nonagésimo percentil todos os dias. O segundo garante objetividade quanto ao período mínimo de dias em que uma onda de calor deve atuar, com base em critérios estatísticos como desvio padrão e percentis.

Neste contexto, o critério de identificação para as ondas de calor sobre a AS neste trabalho se baseou na junção das metodologias adotadas por Russo *et al.* (2014) e Rusticucci e Vargas (1995a, 2001). Isto garante objetividade com respeito à identificação do período mínimo

de dias necessárias para a consolidação de uma onda de calor, bem como considera os desvios com relação à climatologia para cada dia pertencente a uma onda de calor. Com efeito, torna-se possível quantificar objetivamente a intensidade de qualquer onda de calor, passível de ser comparado no tempo e no espaço. O próximo capítulo fornece os detalhes quanto aos critérios adotados, que possibilitaram a obtenção dos resultados descritos a partir do Capítulo 5.

CAPÍTULO 3 – METODOLOGIA

3.1 FONTES DE DADOS E AMBIENTE DE TRABALHO

Com a finalidade de estudar as ondas de calor de forma contínua através do tempo e do espaço, este trabalho utilizou os dados de reanálise (em NetCDF) do ERA-Interim, disponibilizados pelo *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) (DEE *et al.*, 2011). O período abrange todos os dias correspondentes ao período de 01 de abril de 1986 até 30 de abril de 2016: pouco mais de 30 anos de dados (suficiente para climatologias), até a data mais recente com dados disponíveis no momento de sua aquisição.

Disposta regulamentemente sobre a AS, a malha de dados com 0,75° de resolução se estende de 60°S a 15°N e de 85°W a 30°W, configurando uma matriz com 75 x 101 pontos de grade, para cada intervalo de tempo associado. As observações foram retiradas em intervalos de 06h (00, 06, 12 e 18Z), desta forma configurando um arranjo tridimensional com 75 x 101 x 43952 dados por variável.

Para os dados de temperatura, a variável selecionada foi “2 metre temperature”, ou “t2m”, ao longo dos seus quatro horários sinóticos especificados. Contudo, somente a temperatura máxima de cada dia foi considerada para a análise, excluindo-se os três valores restantes para os demais horários diários.

Para as outras variáveis de reanálise (*i.e.*, Altura Geopotencial, Vento, Radiação de Onda Longa Emergente, dentre outras), foram considerados os valores médios dos quatro horários como representativos dos valores diários. Por conseguinte, o conjunto de quatro dados diários, por variável, foi reduzido para um dado diário, diminuindo o arranjo tridimensional para 75 x 101 x 10988 dados por variável. O referido arranjo constituiu o ambiente tridimensional no qual as informações foram analisadas.

3.2 TRATAMENTO DOS DADOS

O tratamento dos dados consistiu inicialmente no cálculo de suas estatísticas climatológicas, com metodologia parcialmente herdada pelo artigo de Russo *et al.* (2014). Os cálculos aconteceram considerando cada ponto de grade separadamente, para cada variável, ao longo dos 10988 dias de estudo. Os valores foram gerados em função dos 365 dias do ano, de acordo com a seguinte expressão:

$$S_v(\mathbf{n}) = \bigcup_{a=1986}^{2016} \bigcup_{n-15}^{n+15} v \quad (1)$$

onde S é a série de dados da variável v (temperatura, geopotencial, dentre outras), formada pela união de “janelas” de 31 dias em torno do enésimo (\mathbf{n}) dia do ano selecionado, para todos os anos. Segue que os valores de $m[S_v(\mathbf{n})]$, $\sigma[S_v(\mathbf{n})]$ e $P90[S_v(\mathbf{n})]$ correspondem, respectivamente, à média, ao desvio padrão, e ao nonagésimo percentil dos valores da série (S) do enésimo (\mathbf{n}) dia do ano.

O uso das estatísticas diárias, e não das estatísticas mensais, evitou a descontinuidade dos dados climatológicos na passagem de um mês para outro mês, permitindo maior consistência para a identificação das ondas de calor, cuja técnica considerou em analisar as anomalias diárias de temperatura.

Ademais, através da Equação 1, percebe-se que o valor climatológico mensal praticamente se equivale com o valor climatológico diário para o dia 16, que leva em conta o somatório restrito aos dias do mês em que o mesmo se encontra (janelas que vão do dia 01 ao dia 31 do mês associado). Desta forma, o cálculo da média climatológica mensal pode ser entendido como um caso particular dos cálculos expressos pela equação apresentada.

Com relação aos anos bissextos, a média climatológica do dia 29 de fevereiro acabou sendo definida como a média entre os valores do dia 28 de fevereiro com o dia 01° de março. Através dos valores da média e do desvio padrão já calculados, tornou-se possível gerar mapas diários de valores normalizados:

$$Z(\mathbf{d}) = \frac{v(\mathbf{d}) - m[S_v(\mathbf{n})]}{\sigma[S_v(\mathbf{n})]} \quad (2)$$

onde $Z(\mathbf{d})$ é o valor normalizado de uma variável v no dia \mathbf{d} ; o numerador é formado pela diferença entre o valor da variável no dia \mathbf{d} e sua média climatológica no enésimo dia do ano correspondente a \mathbf{d} ; e o denominador é formado pelo desvio padrão no enésimo dia do ano correspondente.

3.3 IDENTIFICAÇÃO DAS ONDAS DE CALOR

Conforme já comentado no capítulo precedente, a identificação das ondas de calor seguiu a metodologia derivada através da combinação das técnicas aplicadas por Rustitucci e Vargas (1995a, 1998) e Russo *et al.* (2014), por considerar a extensão das anomalias de mesmo

sinal e suas distribuições estatísticas. Neste contexto, tornou-se possível o trabalho objetivo utilizando somente os dados de temperatura e seus cálculos derivados.

Assim como nos valores climatológicos computados, os cálculos novamente aconteceram em cada ponto de grade. Eles sempre levaram em consideração a extensão e a magnitude dos desvios positivos de uma sequência de dias com temperaturas máximas diárias acima do nonagésimo percentil. Neste sentido, os desvios foram calculados com relação ao nonagésimo percentil diário climatológico, dando origem ao Índice de Calor Diário (ICD), definido como $ICD = T(d) - P90[s_t(n)]$: a diferença entre a temperatura máxima diária do dia d e a temperatura do nonagésimo percentil do n ésimo dia correspondente.

A presença de um conjunto de um ou mais dias com valores positivos de ICD configurou uma condição necessária, mas não suficiente, para a existência de uma onda de calor. Desta forma, o mesmo passou a ser designada como período quente, tendo de preencher outras condições para ser classificado como onda de calor.

Essas condições levaram em conta as magnitudes diárias de um período quente, que aferem quantitativamente a intensidade do aquecimento anômalo de um dado dia. Tal intensidade poderia ser expressa na forma de ICD , porém a referida variável não leva em consideração a distribuição das temperaturas em torno do valor climatológico. Para sanar o referido problema, as quantidades estatísticas médias e desvio padrão da temperatura (calculadas na secção 3.2) foram combinadas (Equação 2) para o cálculo da temperatura normalizada.

Desta forma, a temperatura normalizada de um dia pertencente ao período quente configurou a Magnitude Diária (MD). Quanto maior a extensão do período quente, maior tende a ser o valor do somatório das Magnitudes Diárias, por ter um conjunto superior de valores envolvidos. Tornou-se natural, portanto, definir o Somatório das Magnitudes Diárias como a Magnitude de um período quente, restando definir um limiar para distinguir os períodos quentes como pertencentes ou não de uma onda de calor.

Tal limiar foi definido verificando o conjunto dos maiores valores das magnitudes dos períodos quentes, que estão na cauda superior (direita) de sua distribuição. Neste sentido, este trabalho considerou como onda de calor todo período quente cuja magnitude esteja entre os 10% dos valores mais elevados (nonagésimo percentil), ao longo de toda a série histórica abrangendo o período observações deste trabalho.

A Figura 6 mostra a aplicação da metodologia para a identificação de uma onda de calor acontecida no mês de abril de 2016, que se caracterizou por um período quente e seco na maior parte do Brasil (AMBRIZZI E ROCHA, 2016). A série de temperatura foi retirada dos dados

de reanálise do ponto de grade em 26°S e 47°W (sobre o Atlântico, adjacente à costa do Paraná), sendo que nela podemos observar três períodos quentes, onde as temperaturas superavam a marca do nonagésimo percentil. Desses três períodos, somente o mais à direita foi considerado como onda de calor, pelo fato de ter apresentado Magnitude superior ao nonagésimo percentil do histórico climatológico de todas as magnitudes.

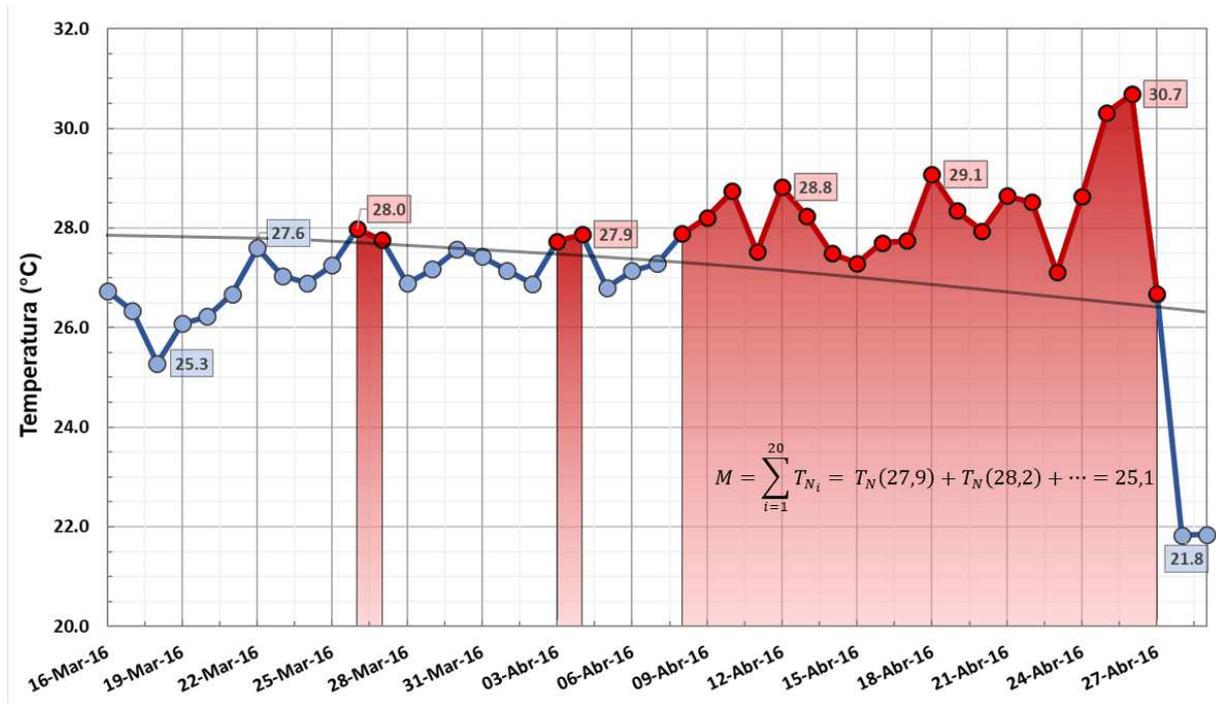


Figura 6 – Identificação das ondas de calor

Série diária da temperatura máxima do ar para os meses de março e abril de 2016, para o ponto de grade localizado em 26°S e 47°W (sobre o Atlântico, adjacente a costa do Paraná). Os dados em azul correspondem as temperaturas abaixo do nonagésimo percentil; os dados em vermelho correspondem as temperaturas acima do nonagésimo percentil, sendo os valores do nonagésimo percentil demarcados pela curva em preto. Toda vez em que a temperatura diária ultrapassa a do seu nonagésimo percentil diário correspondente, calcula-se o somatório das temperaturas normalizadas (magnitude) de um período quente (delimitado pela área vermelha associada). Estando este índice entre os 10% mais elevados da série histórica entre 1981 até 2016, considera-se o período quente como uma onda de calor.

A aplicação das técnicas objetivas descritas nesta secção foi a base para o desenvolvimento de resultados rumo a descrição espaço-temporal das ondas de calor sobre a AS, porque permitiu construir um mapa contendo as ocorrências das ondas de calor em cada ponto de grade. Sua descrição será devidamente explicada no próximo capítulo, através dos resultados obtidos a partir das aplicações das técnicas desenvolvidas nesta secção.

3.4 MAPAS DAS COMPOSIÇÕES

A geração dos mapas de composição aconteceu majoritariamente a partir da identificação das ondas de calor ao longo das regiões homogêneas, em um processo análogo ao descrito na secção precedente. Desta forma, os conceitos a serem apresentados podem ser aplicados a um único ponto de grade, sem perda de generalidade.

Cada onda de calor apresenta valores de suas magnitudes diárias, que mensura a sua intensidade a partir da temperatura normalizada. Para construir mapas representativos dos campos meteorológicos referentes às ondas de calor, torna-se interessante representá-los a partir das maiores magnitudes, por interesse em mostrar a situação associada às temperaturas mais elevadas.

No entanto, a exclusão dos dias com magnitudes menos significativas gera figuras representativas de casos muito restritivos, sem levar em conta o conjunto total das variabilidades existentes. Assim, foram considerados todos os dias de qualquer onda de calor nos cálculos para a geração final das figuras compostas.

Para considerar todos os dias e dar maior prioridade àqueles com maiores valores de magnitude, este trabalho fez uso da média ponderada. Os pesos ficaram estabelecidos a partir dos próprios valores da temperatura normalizada, a fim de compor a seguinte expressão:

$$\bar{v} = \frac{\sum_{j=1}^{N_d} (MD)_j * v_j}{\sum_{j=1}^{N_d} (MD)_j} \quad (3)$$

onde $(MD)_j$ é a Magnitude Diária (temperatura normalizada) do j -ésimo dia pertencente a qualquer onda de calor identificada no ponto de grade em questão; N_d corresponde ao número total dos dias de todas as ondas de calor; e v é a variável pela qual se queira fazer a composição.

Para a composição das anomalias, considerou-se a subtração do valor diário de uma variável pelo valor médio climatológico do n -ésimo dia do ano correspondente, para estabelecer a média ponderada pelos valores da temperatura normalizada:

$$\bar{v}_a = \bar{v} - \overline{v_{clim}} = \frac{\sum_{j=1}^{N_d} (MD)_j * \{v_j - m[S_v(n)]_j\}}{\sum_{j=1}^{N_d} (MD)_j} \quad (4)$$

em que v é a variável em questão; \bar{v} é o seu valor médio na composição; $\overline{v_{clim}}$ é a composição de seu respectivo valor climatológico; $(MD)_j$ é a magnitude diária; $m[S_v(n)]$ é o valor médio de v no n ésimo dia do ano correspondente (determinado pela média de $S_v(n)$ através da Equação 1); e N_d é o número total dos dias de todas as ondas de calor.

Logo, as Equação 3 e 4 foram utilizadas para fazer os mapas de composição dos campos meteorológicos para todas as variáveis retiradas a partir dos dados de Reanálise do Era-Interim. No entanto, os mapas de composição para o balanço de calor seguiram por algumas etapas distintas, conforme serão retratadas na próxima secção.

3.5 BALANÇO DE CALOR

O estudo do balanço de calor através da Equação da Energia Termodinâmica (EET) complementa as análises sinóticas das composições dos campos meteorológicos para as ondas de calor, no sentido de trazer informações a respeito dos mecanismos responsáveis pela manutenção do aquecimento. De acordo com Bluestein (1992), a sua representação em coordenadas isobáricas pode ser expressa da seguinte maneira:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \left(\frac{\alpha}{C_p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) + \frac{1}{C_p} \frac{dq}{dt} \quad (5)$$

em que o primeiro termo do lado esquerdo representa a Tendência de Temperatura (TT); os dois primeiros termos do lado direito representam a Advecção Horizontal de Temperatura (AHT); o terceiro termo corresponde ao Aquecimento Adiabático (AA); e o último termo representa o aquecimento diabático (AD).

As informações para os cálculos de cada um desses termos vieram a partir dos valores médios diários dos dados de reanálise do ERA-Interim, que incluem os dados de vento (componentes zonal e meridional: u e v), ômega (ω), geopotencial (para a determinação volume específico do ar: α) e temperatura. No caso das temperaturas, a utilização dos valores médios, e não a máxima diária (como na identificação das ondas de calor), foi efetuada para garantir consistência no cálculo das informações, evitando misturar valores máximos diários com valores médios em uma mesma expressão.

Para o calor específico do ar seco (C_p), utilizou-se o valor aproximado de $1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ (WALLACE; HOBBS, 2006, p.467). O único termo não determinado diretamente foi o do Aquecimento Diabático (AD), que foi calculado como resíduo dos outros três termos calculados.

Uma vez calculados os termos da EET, as etapas seguintes foram semelhantes às descritas na secção 3.4 para o mapa das composições. Por conseguinte, novamente se fez uso da média ponderada pela temperatura normalizada dos dias pertencentes a uma onda de calor. No entanto, nem todos os dias foram considerados, havendo uma filtragem neste caso.

A filtragem foi realizada para evitar a inclusão de dias pertencentes a fase inicial e a fase final de uma onda de calor. A motivação se refere ao fato de existir diferenças das contribuições dos termos da Equação 5, ao longo das fases de início, maturação e encerramento das ondas de calor (CAMPETELLA; RUSTICUCCI, 1998; NORTE *et al.*, 2007; PADILHA, 2008).

Com a finalidade de determinar a fase madura do período quente de uma onda de calor, este trabalho calculou a média dos valores da temperatura normalizada da referida onda de calor. Percorrendo a sequência dos dias quente do início ao fim (e do fim ao início), o primeiro dia com temperatura normalizada superior à média determinou o início (término) de sua fase madura. Para uma localidade específica, o referido procedimento foi realizado repetidamente para todas as ondas de calor identificadas, resultando na seguinte expressão:

$$\overline{v}_{t_i} = \frac{\sum_{j=1}^{N_{mad}} (MD)_j * t_i}{\sum_{j=1}^{N_{mad}} (MD)_j}; \quad t_i = TT, AHT, AA, AD. \quad (6)$$

onde $(MD)_j$ é a Magnitude Diária (temperatura normalizada) do j -ésimo dia pertencente a fase madura qualquer onda de calor identificada no ponto de grade em questão; N_{mad} corresponde ao número total de dias na fase madura de todas as ondas de calor; e t_i (i variando de 1 até 4) corresponde aos quatro termos. Portanto, a Equação 6 se assemelha a Equação 3, porém com uso restrito aos dias mais quentes e aplicado a cada um dos quatro termos da EET.

O método numérico utilizado no cálculo das derivadas foi a derivada numérica centrada tanto no tempo como no espaço. Para o tempo, foram utilizados intervalos de tempo Δt de 86400 s (o que equivale a um dia); e para o espaço foram utilizadas as distâncias estabelecidas entre os pontos de grade da malha regular, que é de $0,75^\circ$.

O próximo capítulo aplica as técnicas desenvolvidas neste capítulo para a identificação das ondas de calor ao longo das regiões homogêneas a serem determinadas. A determinação dessas regiões homogêneas se passará pelo conceito dos mapas de sensibilidade, que será utilizada para extrair as informações dos padrões de variabilidade para as elevadas temperaturas.

CAPÍTULO 4 – DETERMINAÇÃO DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS

Conforme relatado pelos estudos do Capítulo 2, a literatura referente aos eventos de elevadas temperaturas procura entender a distribuição desses fenômenos *in situ* ou a partir de sistemas meteorológicos específicos. Por sua vez, o objetivo desta dissertação é determinar os distintos modos de atuação das ondas de calor pelo continente e realizar um histórico climatológico de sua ocorrência, a fim de superar as lacunas espaço-temporais existentes.

Para esta finalidade, torna-se tradicionalmente necessário a utilização de técnicas estatísticas frequentemente inclusas em análises de correlações espaciais e análises de Funções Ortogonais Empíricas (FOE). Essas técnicas são amplamente utilizadas nos estudos de teleconexões (CAVALCANTI; AMBRIZZI, 2009), com detalhes que podem ser encontrados nos trabalhos de Wallace e Gutzler (1981), Jolliffe (1986) e Jackson (1991).

Nesta dissertação, utilizou-se a técnica de correlações espaciais como base para o desenvolvimento dos mapas de sensibilidade, a partir dos valores da temperatura e da temperatura normalizada. O conceito dos mapas de sensibilidade será apresentado conforme as sucessivas aplicações dos mapas de correlações espaciais sobre os dados dos nonagésimos percentis de temperatura.

4.1 MAPAS DOS NONAGÉSIMOS PERCENTIS

Aplicando o nonagésimo percentil aos valores da série de temperatura em torno do n ésimo dia do ano (Equação 1), com n podendo variar de 1 (1º de janeiro) até 365 (31 de dezembro), obtém-se valores que representam o limiar para os 10% dos casos mais elevados para determinada localidade. Ao aplicar sucessivamente a Equação 1 em todos os pontos de grade para cada n , obtém-se mapas contendo os nonagésimos percentis para cada dia. Estes mapas permitem observar espacialmente os limiares para a configuração de um período quente, acima dos quais as ondas de calor podem se consolidar.

A Figura 7 mostra os mapas dos nonagésimos percentis de temperatura (°C), selecionados de maneira a representar os limiares para as altas temperaturas em cada época do ano. Na sequência alfabética, as imagens apresentam os valores para o dia 01 de janeiro ($n = 1$), 01 de abril ($n = 99$), 01 de julho ($n = 182$) e 01 de outubro ($n = 274$), que representam, respectivamente, os meses de verão, outono, inverno e primavera.

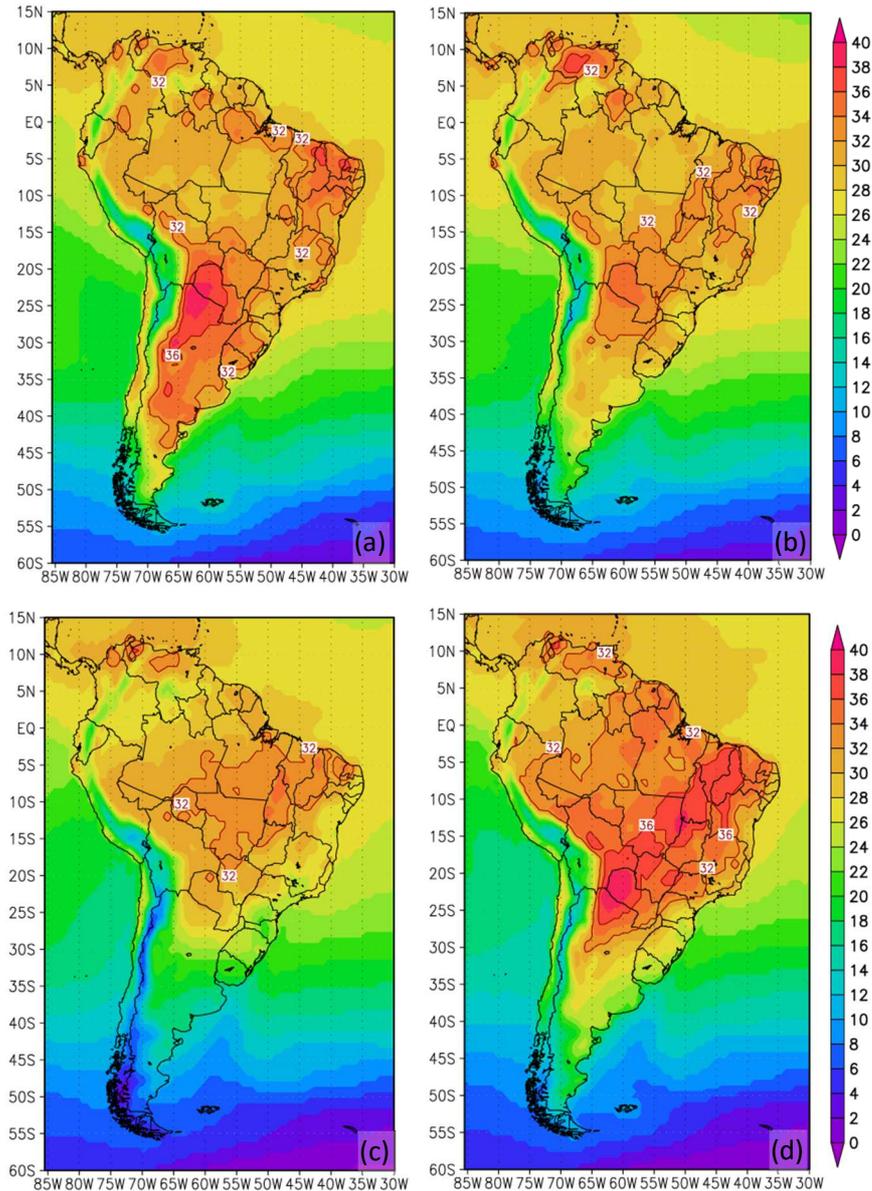


Figura 7 – Mapas com os valores do nonagésimo percentil da temperatura

(a) Para o dia 01 de janeiro; (b) 01 de abril; (c) 01 de julho; e (d) 01 de outubro.

Observa-se que as temperaturas são maiores principalmente pelo interior do continente, ao longo do início da primavera e do início do verão. As diferenças se encontram nas localidades em que as elas estão elevadas, assim como em seus valores absolutos. Para o dia 01 de outubro, valores superiores a 36°C são encontrados no Centro-Oeste e no Nordeste do Brasil, além do sudeste da Bolívia, centro norte do Paraguai e extremo norte da Argentina. Entretanto, no dia 01 de janeiro, tais valores ficam restritos ao norte da Argentina, centro oeste do Paraguai e em áreas isoladas do Nordeste do Brasil.

Avaliando os mapas sob a ótica da variabilidade espaço-temporal do regime pluviométrico sobre a AS, verifica-se que a separação das regiões de temperatura com valores

de 36°C, para o dia 01 de janeiro, está relacionada à maior quantidade de chuvas que climatologicamente acontece, durante o verão, ao longo das regiões Sudeste, Centro Oeste, e parte do Norte do Brasil (MARENGO; DOUGLAS; SILVA DIAS, 2002). Este fato evidencia a Circulação Monçônica de verão sobre o continente (ZHO; LAU, 1998), uma vez que a presença de nebulosidade e precipitação impede com que as temperaturas se elevem sobre o interior central do país.

Através dos trabalhos de Grimm (2003), Cerne e Vera (2011), Coelho, Cardoso e Firpo (2015), observa-se que as anomalias de temperatura e precipitação estão relacionadas com a alternância do fluxo de umidade proveniente da região norte do país, que ora se direciona para o Sudeste do Brasil, ora se direciona para a Região Sul e países vizinhos. A referida alternância apresenta contribuições do fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS), da Oscilação de Madden-Julian e das passagens dos sistemas transientes. Sua presença é reforçada pelas análises de FOE de Nogués-Paegle e Mo (1997) que, juntamente com os resultados da Figura 7, permite observar as diferenças nos extremos de altas temperaturas entre a porção subtropical da AS e as localidades brasileiras afetadas pelo regime monçônico.

Para o dia 01 de abril, as precipitações causadas pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009) dificultam o aumento das temperaturas pelo interior nordestino. Na região central do Brasil, a presença das chuvas relacionadas ao fim do período monçônico também dificulta na elevação das temperaturas. Ainda que as chuvas se encerrem antes de abril, os valores extremos dificilmente se comparam com os observados no mês de outubro, pois o excesso de umidade das precipitações precedentes favorece maior fluxo de calor latente, diminuindo a disponibilidade de radiação incidente para o aquecimento da superfície (ARYA, 2001). Mais ao sul, em países como a Argentina, Uruguai e Paraguai, a diminuição das temperaturas (em relação a janeiro) está relacionada com o aumento da quantidade dos sistemas transientes, decorrente do início da transição para a estação do inverno (começo do outono).

Para o dia 01 de julho, os limiares mais baixos são explicados principalmente pela menor quantidade de radiação solar (período de inverno), uma vez que climatologicamente acontecem poucas precipitações sobre o interior do continente (regiões Sudeste e Centro Oeste do Brasil, além de parte da região Norte e Nordeste).

Para o dia 01 de outubro, pode-se inferir que os elevados valores de temperatura são consequência do prolongamento do período seco do final do inverno. De fato, essa época do ano representa uma transição para o início do semestre chuvoso pelo interior da AS, quando as temperaturas começam a subir gradativamente com a entrada da primavera. Quando as chuvas

retornam de maneira tardia, existe uma situação onde há maior disponibilidade de radiação que no inverno, porém baixa umidade do ar e do solo. Desta forma, como a própria Figura 7 indica, o início da primavera se consolida como a época do ano com maiores registros absolutos de temperatura. De fato, conforme pode ser lembrado, as maiores temperaturas já registradas na capital paulista datam da onda de calor de outubro de 2014, com o registro do recorde absoluto de 37,2°C pela Estação Meteorológica do IAG/USP (MARTINS, 2014).

Em suma, pode se notar que a relação entre as precipitações e os limiares de altas temperaturas acontecem na maior parte do ano. A exceção acontece para os meses de inverno, quando os limiares de temperaturas ainda permanecem baixos sobre o interior da região central do Brasil, apesar do índice pluviométrico climatológico mais baixo. Para os meses da estação chuvosa, nota-se associação das elevadas temperaturas com a circulação monçônica para os meses de verão. No começo do outono, a presença da ZCIT se torna evidente no declínio das temperaturas extremas sobre o Nordeste do Brasil.

Como os limiares dos nonagésimos percentis estão relacionados com os extremos de altas temperaturas, então a precedente análise da Figura 7 permite previamente observar algumas regiões de comportamento distintos para as possíveis ondas de calor: no verão, parece sugestivo afirmar sobre as alternâncias das ondas de calor entre a porção subtropical da AS e as regiões Sudeste e Centro Oeste do Brasil; no outono, a ausência da ZCIT pode induzir na formação de ondas de calor sobre o Nordeste; na primavera, o retorno tardio da precipitação pode fazer as temperaturas aumentarem consideravelmente sobre o interior do continente.

Ainda assim, as regiões comentadas acima são apenas sugestivas, havendo a necessidade de um estudo mais objetivo para as suas determinações. Tendo em vista os mapas dos nonagésimos percentis e os resultados já previamente obtidos, parece razoável utilizá-los como base de dados para a obtenção de informações mais precisas.

4.2 EXTENSÃO DAS CORRELAÇÕES ESPACIAIS PARA OS MAPAS CONTENDO OS VALORES ABSOLUTOS DE CORRELAÇÃO

Notando a grande utilidade dos mapas de correlação e os resultados dos mapas dos nonagésimos percentis, parece viável aplicar a técnica da correlação para temperaturas com valores acima dos respectivos valores dos nonagésimos percentis climatológicos (cada qual atrelado ao enésimo dia do ano correspondente). Neste contexto, surge o conceito dos mapas dos valores médios do módulo de correlação. Sua interpretação envolve uma série de raciocínios, expressos nas etapas seguintes e representados pela Figura 8:

1. Sejam $\mathbf{P}(\mathbf{a}, \mathbf{b})$, $\mathbf{P}'(\mathbf{c}, \mathbf{d})$ e $\mathbf{P}''(\mathbf{e}, \mathbf{f})$ três pontos arbitrários selecionados fixos dentro de uma malha de grade regular: o primeiro deles pertence à região homogênea “+”; os dois restantes, à região homogênea “-”. O ponto arbitrário $\tilde{\mathbf{P}}(\mathbf{x}, \mathbf{y})$, apresentado entre as regiões “+” e “-”, pode estar em qualquer lugar da malha. Por definição, a série temporal desses pontos possui apenas os valores dos dias pelos quais a temperatura máxima diária é igual ou superior ao seu respectivo valor associado do nonagésimo percentil;
2. Correlacionando as temperaturas dos dias selecionados de $\mathbf{P}(\mathbf{a}, \mathbf{b})$, com os valores do restante da malha (para os mesmos dias), um mapa de correlação é gerado. Segue que as localidades com valores positivos (com sinal de “+”) são aquelas com temperaturas de comportamento semelhante ao da série de $\mathbf{P}(\mathbf{a}, \mathbf{b})$. No entanto, para as séries dos pontos $\mathbf{P}'(\mathbf{c}, \mathbf{d})$ e $\mathbf{P}''(\mathbf{e}, \mathbf{f})$, a região com “-” representa localidades com correlação positiva, sendo que a região onde se localiza $\mathbf{P}(\mathbf{a}, \mathbf{b})$ fica com correlação negativa;
3. Logo, se $\mathbf{P}'(\mathbf{c}, \mathbf{d})$ for selecionado para a geração de um mapa de correlação, então é de se esperar que o mesmo esteja positivamente correlacionado com a série de dados do ponto $\mathbf{P}''(\mathbf{e}, \mathbf{f})$, porque pertencem a mesma região homogênea “-”;
4. Portanto, o mapa de correlação da série de $\mathbf{P}'(\mathbf{c}, \mathbf{d})$, com as do restante da malha, assim como o mapa de correlação da série de $\mathbf{P}(\mathbf{a}, \mathbf{b})$, com as do restante da malha terão, em teoria, valores de sinais opostos. Além disso, o mapa de correlação da série de $\mathbf{P}'(\mathbf{c}, \mathbf{d})$ será semelhante ao mapa de correlação da série de $\mathbf{P}''(\mathbf{e}, \mathbf{f})$, pelo fato de pertencerem a mesma região homogênea e terem séries de temperatura positivamente correlacionadas entre si;
5. Os pontos entre as regiões “+” e “-” apresentam valores de correlação quase nulo, sejam quais forem os pontos $\mathbf{P}(\mathbf{a}, \mathbf{b})$, $\mathbf{P}'(\mathbf{c}, \mathbf{d})$ e $\mathbf{P}''(\mathbf{e}, \mathbf{f})$ pelos quais se queira fazer o mapa de correlação. Este fato decorre deles estarem entre as regiões homogêneas abordadas. Logo, os pontos não pertencentes às regiões homogêneas são pouco correlacionados com qualquer ponto $\tilde{\mathbf{P}}(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ do domínio da malha;
6. Por conseguinte, a soma dos módulos dos valores pertencentes aos mapas de correlação dos pontos $\mathbf{P}(\mathbf{a}, \mathbf{b})$, $\mathbf{P}'(\mathbf{c}, \mathbf{d})$ e $\mathbf{P}''(\mathbf{e}, \mathbf{f})$ traz informações que possibilitarão identificar as regiões homogêneas. Na prática, a soma dos valores absolutos de todos os mapas de correlação será tal que as regiões homogêneas estarão localizadas entre as áreas de mínimo valor.

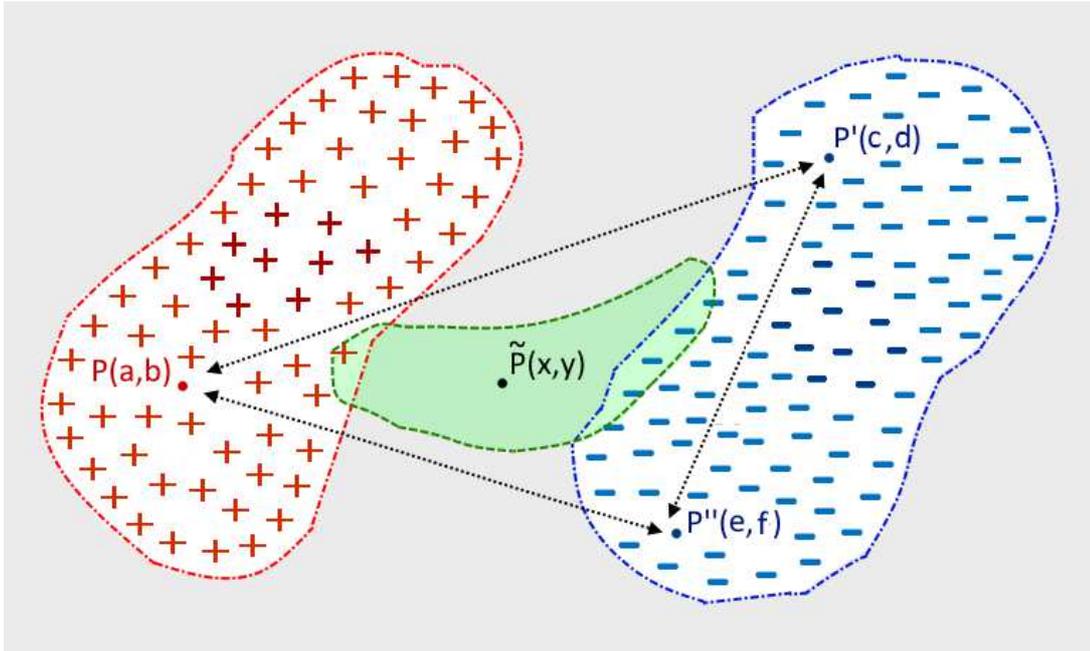


Figura 8 – Modelo conceitual para identificação de regiões homogêneas a partir dos mapas de correlação

Mapa de correlação a partir da série do ponto $P(a, b)$, formado pelos valores de temperatura acima do nonagésimo percentil. Cada pixel da imagem representa um ponto da malha em grade, a partir do qual se queira realizar o mapa de correlação. As localidades com “+” e “-” representam duas regiões homogêneas e com valores de correlação significativos; a região em cinza representa os pontos cuja série temporal não possuem correlação significativa em relação aos demais pontos da grade; a região em verde semitransparente representa o mapa de correlação para um ponto de grade localizado em $\tilde{P}(x, y)$, cujos valores significativos sobrepõem as outras regiões. As flechas entre os pontos mostram os hipotéticos testes de correlação entre eles, também evidenciando a relação de reciprocidade quanto a configuração espacial absoluta dos mapas de correlação gerados entre eles (símbolo “<->”). Leia as informações do texto para maiores detalhes.

Em suma, a soma dos valores absolutos tem a capacidade de expressar a reciprocidade das magnitudes das correlações entre os pontos de grade: o mapa dos valores absolutos de correlação entre $\mathbf{P}(a, b)$ e o restante da malha se equivale ao mapa dos valores absolutos entre $\mathbf{P}'(c, d)$ e o restante das malha. A mesma assertiva é válida quanto aos mapas gerados a partir dos demais pontos de regiões significativamente correlacionadas. Portanto, ao somar os valores absolutos dos distintos mapas de correlação, é de se esperar que o mapa resultante apresente regiões de mínimo em localidades com pouca correlação (entre as regiões homogêneas). A equação abaixo quantifica as afirmações precedentes, introduzindo (a partir das correlações espaciais) uma nova técnica potencialmente capaz de identificar padrões:

$$|\overline{M}_\rho| = \frac{1}{75 \times 101} \sum_{x=1}^{75} \sum_{y=1}^{101} |M_\rho(P_{xy})| \quad (7)$$

onde M_ρ é a notação genérica para mapa de correlação espacial. Assim, $M_\rho(P_{xy})$ expressa o mapa de correlação entre o ponto de grade de coordenadas x e y e os demais pontos da malha. Os valores **75** e **101** se referem, respectivamente, ao número de pontos em longitude e em latitude. Desta forma, cada um dos **75 x 101** pontos de grade são correlacionados com o restante da malha, e os valores absolutos do mapa de correlação entram para os somatórios da Equação 7. O mapa resultante é normalizado pelo número total de pontos de grade, para formar o mapa dos valores médios do módulo de correlação: $|\overline{M_\rho}|$.

Apesar do cálculo dos valores $|\overline{M_\rho}|$ envolver somente a variável temperatura, a mesma Equação 7 pode ser aplicada em variáveis como Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar, Altura Geopotencial, Precipitação, dentre outras, a depender dos objetivos pretendidos. A próxima secção demonstra o resultado da aplicação da Equação 7 aos dados de temperatura, inclusive usando sua flexibilidade para a inclusão conjunta das temperaturas normalizadas.

4.3 MAPAS DOS VALORES MÉDIOS DO MÓDULO DE CORRELAÇÃO

A geração dos mapas contendo as correlações foi realizada de duas maneiras, onde na primeira utilizou-se os valores extremos de temperatura e, na segunda, todos os valores de temperatura. Desta forma, por comparação foi possível verificar se os resultados obtidos para os valores extremos representam os dias com elevadas temperaturas. Em caso negativo, então é de se esperar que os resultados sejam idênticos, tanto considerando os valores extremos quanto todos os valores de temperatura. Em primeira etapa para análise dos dados pela Equação 7, a Figura 9(a) mostra o mapa resultante para as séries de temperatura superiores ao nonagésimo percentil.

Avaliando a disposição espacial dos valores, percebe-se a existência de faixas estreitas com quedas abruptas dos valores médios absolutos, que se apresentam como fendas ou cânions. Notadamente, uma dessas “fendas” divide o Hemisfério Norte e o Hemisfério Sul sobre o Atlântico, prolonga-se pelo interior do Nordeste do Brasil, para depois passar pelos estados da Região Sudeste e Centro Oeste do Brasil, até chegar aos países da Bolívia e Peru. Outra “fenda” aparece sobre a América Central, partindo do Noroeste da Colômbia. Sobre o centro norte da América do Sul, observa-se duas regiões de máximos valores: uma sobre o nordeste de Mato Grosso e outra na divisa da Colômbia com a Venezuela.

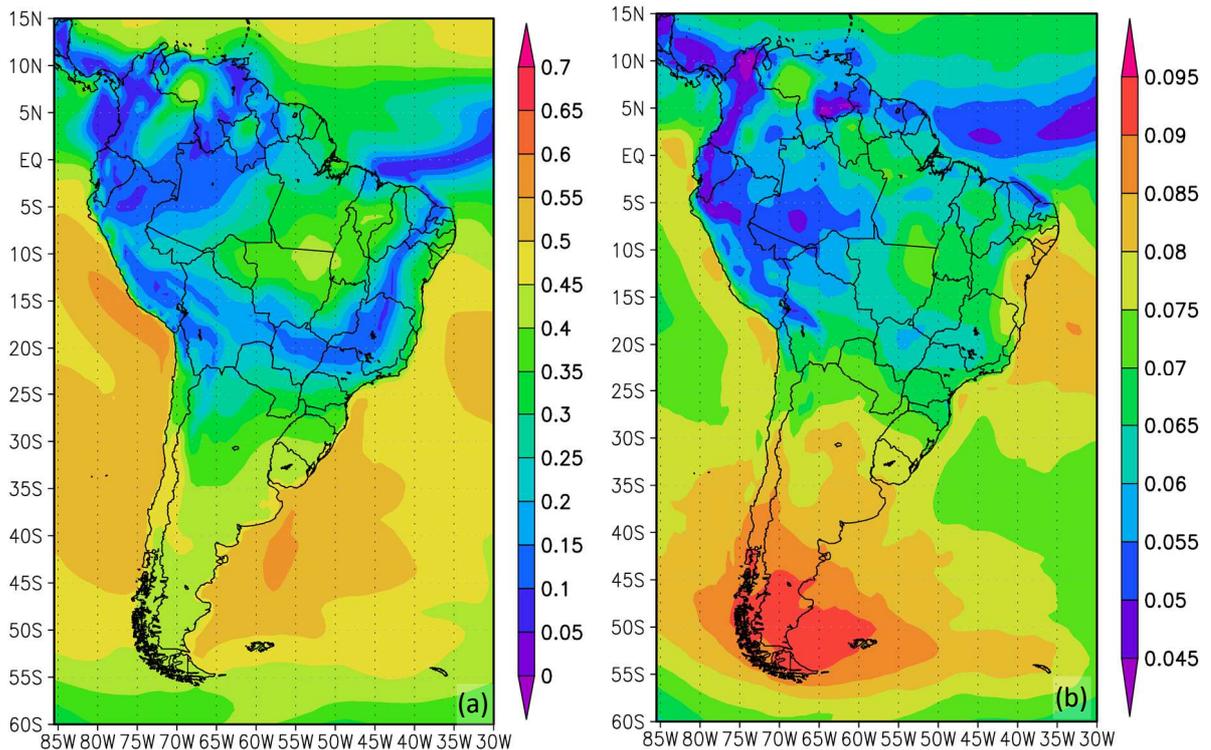


Figura 9 – Mapas dos valores médios do módulo de correlação

(a) Obtido através de correlações das séries com os valores extremos de temperatura (acima do nonagésimo percentil); (b) Obtido através da correlação da série do Índice de Calor Diário (ICD) com as séries dos valores extremos de temperatura.

De acordo com a Figura 8 e o raciocínio expresso pelas seis etapas apresentadas (secção anterior), as regiões de menores valores teoricamente dividem as regiões homogêneas, por constituírem localidades de baixa correlação. Desta forma, o presente mapa revela a presença de modos de variabilidade distintos e inter-hemisféricos. Além disso, observa-se os modos relacionados às duas regiões de máximos valores pelo interior do continente. Essas regiões apresentam correlações inversas entre si (negativas), conforme pode ser comprovado ao se fazer o mapa da correlação entre uma série da região de um desses máximos e as dos demais pontos da malha (figura não mostrada).

Desta forma, os resultados da Figura 9(a) confirmam as observações teoricamente previstas pelas seis etapas apresentadas, expressas pela Figura 8. Todavia, ao se correlacionar as séries de temperatura sem a filtragem para os valores mais elevados (todos os dados de temperatura), o mapa gerado adquire características muito semelhantes com as da Figura 9(a) (imagem não mostrada). Portanto, é possível afirmar que o resultado expresso pela Figura 9(a) não necessariamente mostra informações para as elevadas temperaturas, mas sim os aspectos climatológicos existentes, como que sem a utilização de qualquer filtragem.

Para contornar este problema e gerar mapas que contenham resultados que revelem informações para os dias mais quentes, aproveitou-se da flexibilidade da Equação 7 para a inclusão de outros tipos de dados. Neste sentido, as variáveis constituintes do termo $M_\rho(\mathbf{P}_{xy})$ foram ligeiramente modificadas para a inclusão dos dados do Índice de Calor Diário (ICD).

Mais especificamente, o termo $M_\rho(\mathbf{P}_{xy})$ expressa a correlação entre a série de um ponto de grade com relação as séries dos demais pontos de grade da malha. Assim, o mesmo pode ser equacionado da seguinte maneira:

$$M_\rho(\mathbf{P}_{xy}) = \rho(v_{P_k}, v_{P_{xy}}); 1 \leq k \leq 75 \times 101 \quad (8)$$

onde o termo $\rho(v_{P_k}, v_{P_{xy}})$ expressa a correlação linear das séries de dados da variável v , cada qual em seu k -ésimo ponto de grade P_k , com a série de dados da variável v sobre o ponto P_{xy} . Fazendo k variar de 1 até 75 x 101 (número total de pontos de grade da malha), obtém-se o mapa de correlação $M_\rho(\mathbf{P}_{xy})$, tal como o utilizado para a geração do termo $|\overline{M}_\rho|$ [Figura 9(a)], através das séries das temperaturas extremas.

Assim, modificando o termo $\rho(v_{P_k}, v_{P_{xy}})$, da Equação 8, para $\rho(T90_{P_k}, ICD_{P_{xy}})$, obtém-se o mapa de correlações $M_\rho(\mathbf{P}_{xy})$, através das séries dos valores extremos de temperatura (iguais ou superiores ao nonagésimo percentil) e da série com os valores de ICD. Na prática, cada k -ésimo ponto deste mapa resulta na correlação dos valores de $T90_{P_k}$, no referido ponto, com os valores de $ICD_{P_{xy}}$ (filtrados para os números positivos).

A Figura 9(b) mostra o mapa dos valores médios do módulo de correlação, desta vez aplicado aos dados das temperaturas extremas e aos dados de ICD. Comparativamente com a Figura 9(a), observa-se uma suavização da “fenda” inter-hemisférica sobre o Atlântico e na fenda sobre a América Central, que praticamente deixa de existir sobre áreas das regiões Nordeste, Sudeste e Centro Oeste do Brasil. As regiões de máximo, sobre o Mato Grosso e sobre a Venezuela, ainda persistem, porém com menor notoriedade.

Sobre a região da Terra do Fogo e sobre o Atlântico, adjacente ao Nordeste do Brasil, as correlações apresentam-se mais elevadas com relação às correlações das demais regiões do mapa, o que consiste em uma novidade com relação a Figura 9(a). Ainda assim, os valores da Figura 9(b) se apresentam uma ordem de grandeza menor que os da Figura 9(a), não ultrapassando a marca de 0,1.

Portanto, apesar das correlações encontradas na Figura 9(b) serem consideravelmente mais baixas que as da Figura 9(a), elas ainda assim preservam algumas características em comum. Por conseguinte, os valores obtidos na Figura 9(b) se explicam por fontes de variabilidade determinísticas, ainda que consideravelmente mais baixos. Todavia, ainda é necessário saber se esses valores permitem inferir algumas informações com respeito as ondas de calor, ou se eles apenas descrevem informações climatológicas, como na Figura 9(a).

Neste contexto, ao considerar as correlações do tipo $\rho(T_{P_k}, ICD_{p_{xy}})$, em vez de $\rho(T90_{P_k}, ICD_{p_{xy}})$ para o cálculo de $|\overline{M}_\rho|$, observa-se que o mapa resultante apresenta características consideravelmente distintas com relação à Figura 9(b) (figura não mostrada). Em outras palavras, as informações obtidas correlacionando os valores de ICD com as séries de **T90** são distintas das informações obtidas correlacionando os valores de ICD com as séries contendo todas as temperaturas. Logo, a Figura 9(b) apresenta informações determinísticas relacionadas com as ondas de calor.

Resta explicar parte das diferenças encontradas entre as Figuras 9(a) e a Figura 9(b), principalmente com respeito a suavização e, até mesmo, o desaparecimento das “fendas”. Isto porque as “fendas” representam localidades com menores valores de correlação, responsáveis por separar duas ou mais regiões de comportamento homogêneo.

Para atingir este objetivo, é necessário tornar aos conceitos da Figura 8 e, desta vez, também considerar a região semitransparente pintada de verde. Tomando o ponto $\tilde{P}(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ e agora considerando-o como fixo na localidade em que ele se encontra representado na figura, então segue que a região em verde é definida como relacionada ao mapa de correlação espacial entre a série do ponto $\tilde{P}(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ e as séries dos demais pontos da malha, onde se observa valores significativos.

Note que a região em verde se sobrepõe parcialmente à região homogênea “+” e a região homogênea “-”. Para o cálculo de $|\overline{M}_\rho|$, agora é necessário também somar a magnitude do mapa de correlação associada ao ponto $\tilde{P}(\mathbf{x}, \mathbf{y})$. Assumindo que os mapas de correlação dos pontos adjacentes a $\tilde{P}(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ também sejam representados pela região em verde, então é de se esperar que os mesmos apresentem contribuição não desprezível para o resultado final de $|\overline{M}_\rho|$. Com efeito, o mapa resultante irá apresentar a região de mínimo (entre a região homogênea “+” e a região homogênea “-”) de forma mais suavizada, sendo possível o seu desaparecimento.

Logo, o termo $|\overline{M}_\rho|$ nem sempre é resultante do somatório de mapas constituintes por regiões não sobrepostas (como as regiões “+” e “-”). Na realidade, podem existir várias regiões

sobrepostas, de maneira a explicar o efeito suavizador dos mínimos valores na Figura 9(b). Estes fatos são consequência da não imutável relação de reciprocidade nas correlações: a configuração absoluta dos mapas de correlação gerados por pontos distintos nem sempre se assemelha entre si. Assim, o mapa de correlação espacial, para cada localidade, expressa o padrão dominante de linearidade entre a série da referida localidade com as séries do restante do mapa.

Na prática, o que acontece é que os mapas de correlação espacial, a partir de pontos de grade adjacentes, apresentam características semelhantes; do contrário, nem mesmo as regiões de mínimos valores poderiam ser encontradas. Por conseguinte, pode-se dizer que a linha de raciocínio das seis etapas da secção 4.2 permanece parcialmente válida. O foco agora se passa em identificar os conjuntos dos pontos de grade que formam, por correlação espacial, cada uma das regiões que se sobrepõem, pois eles constituem cada uma das regiões homogêneas que se pretende encontrar.

4.4 OS MAPAS DE SENSIBILIDADE

4.4.1 MAPA DE SENSIBILIDADE PARA OS VALORES DE CORRELAÇÃO

Em geral, os mapas de correlação apresentam diferenças quanto às magnitudes médias de seus valores. Dependendo do ponto escolhido, os valores de correlação podem apresentar-se bastante elevados. No entanto, para determinados pontos, pode acontecer dos valores de correlação somente se mostrarem elevados para séries temporais de localidades próximas.

Para ilustrar essas diferenças, a Figura 10 mostra os mapas de correlações espaciais para pontos específicos, obtidos pela correlação da série do Índice de Calor Diário (ICD) com as séries dos valores extremos de temperatura. Cada imagem, alíneas (a) e (b), se equivale ao termo M_p da Equação 6, em que os valores se apresentam não em sua forma absoluta.

Na alínea (a), observa-se que a série de dados do oeste do Amazonas quase não se correlaciona com as séries em regiões remotas. No entanto, ao longo da alínea (b), os valores de correlação superam a marca de 0,2 mesmo para localidades remotas. Assim, os valores de correlação, em (b), se apresentam mais elevados do que os valores da correlação em (a).

O resultado, em (b), mostra que o ponto de grade sobre o norte da Argentina é responsável pela formação de uma região positivamente correlacionada ao longo da maior parte da AS. Fazendo uma analogia com a Figura 8, observa-se que esta região positiva se equivale com a região “+”, obtida em associação com o ponto $P(a, b)$. Além disso, o mapa da Figura

10(a) equivale ao obtido por um ponto na região cinza da Figura (8), entre as regiões “+” e “-”, que representa as séries de dados pouco correlacionadas com as regiões homogêneas da referida figura.

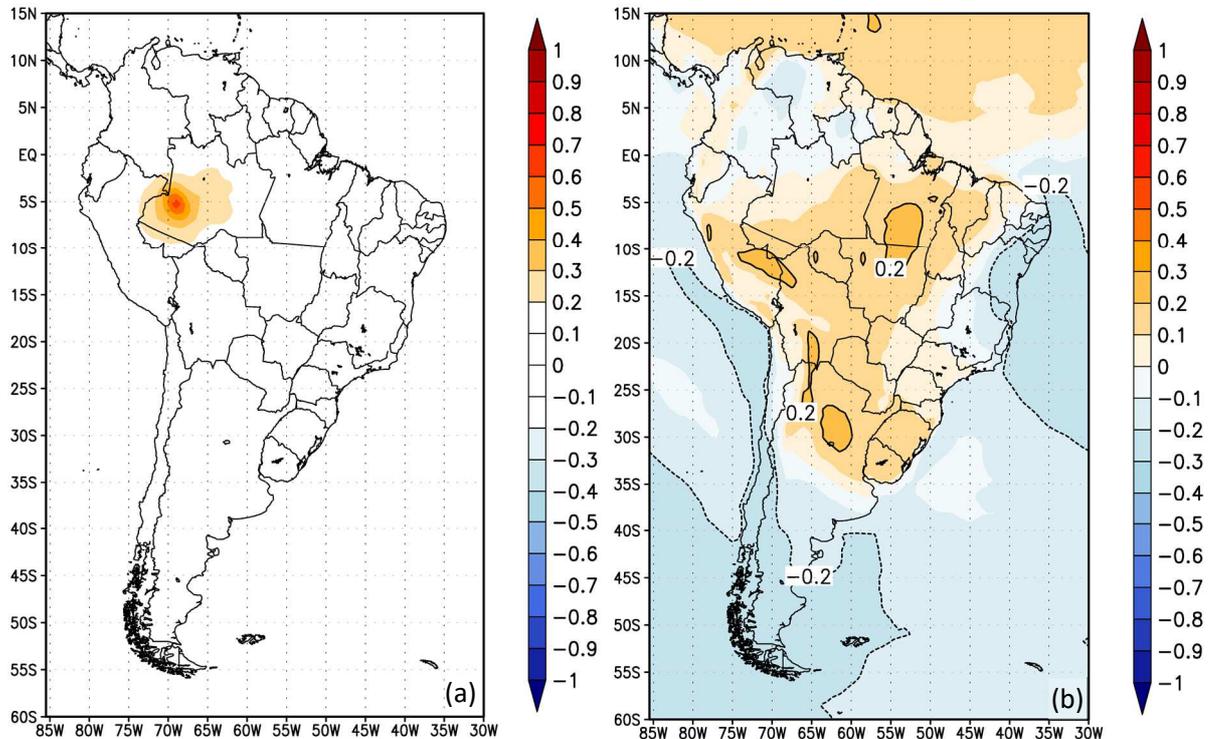


Figura 10 – Mapas das correlações espaciais em pontos específicos

Para o oeste do Amazonas (5°S e 69°W); (b) Para o norte da Argentina (30°S e 62°W).

Valores referentes a correlações para séries de temperaturas extremas (superiores ao nonagésimo percentil).

A comentada analogia permite extrair a informação de que as regiões homogêneas incluem pontos de grade cujos mapas de correlação apresentam elevadas magnitudes, mesmo para localidades remotas. Quanto mais sobre o interior da região homogênea estiver o ponto de grade, mais sua série temporal está correlacionada com regiões remotas. Por outro lado, os pontos de grade entre regiões homogêneas apresentam correlação significativa somente para as séries temporais de pontos adjacentes. No contexto destas afirmações, na Figura 8 os pontos com séries mais correlacionadas com regiões remotas se apresentam nas áreas com sinais de “+” e de “-”, que estão em negrito, ao longo do centro das regiões homogêneas.

A afirmação das séries das regiões homogêneas serem mais correlatas com as de dados remotos permanece válida se existir sobreposição. Na Figura 8, apesar das regiões “+”, “-” e aquela destacada em verde semitransparente se sobreporem, os conjuntos dos pontos que as geram (através dos mapas de correlações) não podem se sobrepor: o mesmo ponto de grade associado ao mapa de correlação com as feições da região “+” não pode também gerar um mapa

com feições da região em semitransparente. Esses “pontos geradores”, conforme comentado na secção 4.3, constituem as regiões homogêneas que, de acordo com os parágrafos anteriores, geram mapas com maiores valores de correlação.

Por conseguinte, as regiões homogêneas apresentam mapas de correlação com a aparência da Figura 10(b), por apresentarem séries altamente correlacionadas com as de regiões remotas. As localidades entre as regiões homogêneas apresentam mapas de correlações como a Figura 10(a). Comparando a Figura 10(a) com a Figura 10(b), observa-se que a média do módulo dos valores de correlação é superior, na Figura 10(b), comparativamente à Figura 10(a).

Portanto, a média dos valores do módulo de correlação se configura como um critério para identificar as regiões homogêneas. Ela mede o quão “sensível” a série de um ponto de grade é em relação ao comportamento das séries de outras localidades. Neste sentido, cada ponto de grade gera um mapa de correlação associado, e cada um possui uma “sensibilidade”. Esta sensibilidade pode ser determinada objetivamente em cada ponto de grade, para a construção do “mapa de sensibilidade para os valores de correlação”:

$$\overline{\rho_{(P_k)}} = \frac{1}{75 \times 101} \sum_{X=1}^{75} \sum_{Y=1}^{101} \left| \rho \left(ICD_{P_k}, T90_{P_{xy}} \right) \right|; 1 \leq k \leq 75 \times 101 \quad (9)$$

onde o termo $\rho \left(ICD_{P_k}, T90_{P_{xy}} \right)$ expressa a correlação linear da série de dados da variável **ICD**, no k -ésimo ponto de grade P_k , com a série de dados da variável **T90** sobre o ponto P_{xy} . Como os valores de x e y variam no somatório (de tal modo a selecionar todos os pontos P_{xy} , para cada valor de k fixo), então o número $\overline{\rho_{(P_k)}}$ representa a média dos valores do módulo de correlação (sensibilidade) no ponto k . Fazendo k variar de **1** até **75 x 101** (número total de pontos de grade da malha), então obtém-se a sensibilidade de cada ponto da grade e, por conseguinte, o mapa de sensibilidade para os valores de correlação.

Antes de apresentar este mapa, convém falar sobre a importância das temperaturas normalizadas como critério adicional para a identificação das regiões homogêneas. É através desta variável que surge um novo tipo de mapa de sensibilidade, que será abordado a seguir.

4.4.2 MAPA DE SENSIBILIDADE PARA AS TEMPERATURAS NORMALIZADAS

A existência de processos não lineares na natureza torna questionável o uso exclusivo dos mapas de correlação linear, durante a identificação das regiões homogêneas. Utilizando os valores compostos da temperatura normalizada e o conceito de sensibilidade, esta secção introduz um método complementar ao introduzido e utilizado na secção anterior (4.4.1).

Para melhor compreendê-lo, considere novamente o ponto de grade $P(\mathbf{a}, \mathbf{b})$ da Figura 8. Desta vez, sua série temporal corresponde aos dados de temperatura normalizada, filtrados para os dias pertencentes às ondas de calor. Utilizando a Equação 3 do Capítulo 3, para \mathbf{v} sendo a temperatura normalizada, então:

$$\bar{Z}_t = \frac{\sum_{j=1}^{N_d} (MD)_j * Z_t}{\sum_{j=1}^{N_d} (MD)_j} \quad (10)$$

onde Z_t corresponde ao mapa de temperatura normalizada para um dia específico de uma onda de calor no ponto de grade $P(\mathbf{a}, \mathbf{b})$, e \bar{Z}_t corresponde à média dos valores de Z_t , ponderado pelos N_d valores de MD em $P(\mathbf{a}, \mathbf{b})$.

Segue que a Equação 10 calcula o mapa de composição das temperaturas normalizadas para os dias mais quentes em $P(\mathbf{a}, \mathbf{b})$. Se os processos espacialmente lineares desempenham papel substancial na variabilidade dos extremos de temperaturas nos pontos da Figura 8, então é de se esperar que o mapa calculado com a Equação 9 tenha a aparência da Figura 8. Desta forma, as regiões adjacentes ao ponto em questão conterão valores positivos de temperatura normalizada, distribuídos espacialmente ao longo da região “+”. Analogamente, as regiões remotas conterão valores próximos ou menores do que zero, sendo que os valores negativos se concentrarão ao longo da região “-”. Isto se deve ao fato da região “-” ser negativamente correlacionada com a região “+”, de forma que o aquecimento na região “+” vem acompanhado de um esfriamento na região “-”.

Se a Equação 10 for utilizada para o ponto $P'(\mathbf{c}, \mathbf{d})$ da Figura 8, então o mapa composto das temperaturas normalizadas apresentará valores positivos na região “-”, valores negativos na região “+”, e valores próximos de zero nas demais localidades. Por outro lado, se o ponto escolhido estiver entre localizado entre as regiões “+” e “-” (região cinza), então o mapa composto das temperaturas normalizadas apresentará valores próximos de zero em quase toda a sua extensão, exceto para as regiões próximas do ponto escolhido. Isto decorre do fato de a

série de temperatura do referido ponto ser pouco relacionada com as séries da maioria dos demais pontos da Figura 8.

Do que foi dito nos parágrafos anteriores, segue que a predominância da linearidade faz com que os mapas de correlação sejam semelhantes aos mapas compostos de temperatura normalizada. Assim, a média dos valores absolutos (para os mapas correlação ou temperatura normalizada) será tanto maior quanto mais no centro da região homogênea um ponto de grade estiver. Consequentemente, o mapa de sensibilidade para os valores de correlação também pode ser aplicado aos valores de temperatura normalizada, por meio da seguinte expressão:

$$\overline{Z_t(P_k)} = \frac{1}{75 \times 101} \sum_{x=1}^{75} \sum_{y=1}^{101} |Z_{t_{p_k}}(x, y)|; 1 \leq k \leq 75 \times 101 \quad (11)$$

onde o termo $|Z_{t_{p_k}}(x, y)|$ expressa o valor absoluto da temperatura normalizada em um ponto de coordenadas x e y . Ele faz parte do mapa das temperaturas normalizadas compostas, gerado pela Equação 10 aplicada ao k -ésimo ponto da malha de dimensões 75×101 . Assim, o número $\overline{Z_t(P_k)}$ representa a média dos valores de $|Z_{t_{p_k}}(x, y)|$ (sensibilidade) no ponto k . Fazendo k variar de 1 até 75×101 , então obtém-se a sensibilidade em cada ponto da grade e, por conseguinte, o mapa de sensibilidade para as temperaturas normalizadas.

Tanto o mapa de sensibilidade para os valores de correlação quanto o mapa de sensibilidade para as temperaturas normalizadas são consequências de duas metodologias que atingem a mesma finalidade: identificar regiões homogêneas. A primeira deriva dos mapas de correlações espaciais, explorando as relações lineares entre séries de regiões remotas e adjacentes; e a segunda deriva dos compósitos dos mapas das temperaturas normalizadas, a partir das ondas de calor em um determinado ponto. Assim, teoricamente ambas as metodologias determinam as mesmas regiões, desde que os processos lineares sejam predominantes ao longo das variabilidades existentes.

Se não houver predominância dos processos lineares, então as diferenças aparecem. Assim, para o ponto $P(a, b)$, pode acontecer de os mapas de correlação e os compósitos de temperatura normalizadas serem substancialmente distintos. Neste sentido, se o mapa de correlação gerado por $P(a, b)$ possui a aparência da Figura 8, então o compósito de temperatura normalizada, gerado pelos dias mais quentes no mesmo ponto, pode, por exemplo, apresentar valores positivos também na região “-”. Nesta situação hipotética, existe correlação linear

negativa entre a série do ponto $P(a, b)$ e as séries da região “-”; no entanto, os dias mais quentes em $P(a, b)$ também são dias anormalmente quentes na região “-”. Assim, os processos não lineares são suficientes para que as localidades com correlação negativa fiquem anormalmente quentes na composição.

No entanto, ainda que haja predominância dos processos não lineares para certas localidades, mesmo assim o mapa de sensibilidade para os valores de correlação não deve ser descartado. A justificativa está no fato de que ambos os mapas de sensibilidade se complementam, permitindo observar suas respectivas particularidades que, conforme já citadas, constituem na observância da relação de dependência das séries de temperatura entre as localidades remotas (mapas de correlação), e na observância da média espacial das anomalias de temperatura (mapas de composição).

Seja qual for o tipo de mapa de sensibilidade em análise, o que importa é que, no centro de uma região homogênea, ou os valores de $\overline{\rho(P_k)}$ serão mais elevados (máximo local), ou os valores de $\overline{Z_t(P_k)}$ serão os mais elevados, ou ambos os mapas apresentarão os valores de $\overline{\rho(P_k)}$ e $\overline{Z_t(P_k)}$ mais elevados para uma mesma localidade (caso em que os processos lineares devem predominar).

Em teoria, caso somente os valores de $\overline{Z_t(P_k)}$ apresentarem máximo local, então os pontos deste local geram, ao longo de toda a malha, regiões de anomalias positivas e negativas significativas de temperatura normalizada composta, por meio de processos não lineares. Analogamente, a mesma afirmação pode ser dita, quanto a correlação linear, caso somente os valores de $\overline{\rho(P_k)}$ apresentarem máximo local. A justificativa se fundamenta no fato de ambas as situações apresentadas sugerem que o mapa de correlação apresente aspecto distinto do de temperatura normalizada.

No entanto, entre as regiões homogêneas, tanto os valores de $\overline{Z_t(P_k)}$ quanto os de $\overline{\rho(P_k)}$ não podem ser elevados, porque as ondas de calor, no k-ésimo ponto, tendem a gerar, em média, composições com valores de correlação e temperaturas normalizadas nulas ou próximas de zero, ao longo de regiões remotas. Isso decorre do fato de que as variações de temperaturas causadas por sistemas meteorológicos (frentes, cavados, zonas de alta e zonas de baixa pressão, nebulosidade etc) tendem a ser guiadas, em regiões remotas, mais por fatores estocásticos (de iguais probabilidades), e não determinísticos (para formar padrões específicos).

Consequentemente, esta dissertação utilizou os mapas de sensibilidade (tanto para os valores de correlação quanto para as temperaturas normalizadas) como critério para a determinação das regiões homogêneas de atuação das ondas de calor sobre a AS. Elas

constituem as suas áreas de atuação regional, ao longo das quais a variabilidade de temperatura apresenta comportamento similar, para os dias mais quentes. A próxima secção mostra os resultados através da Figura 11, com a apresentação das 10 regiões homogêneas identificadas sobre a área de estudo.

4.5 AS 10 REGIÕES HOMOGÊNEAS

A Figura 11 mostra os mapas de sensibilidade aplicados aos valores de correlação e às temperaturas normalizadas, resumindo os diversos assuntos abordados neste capítulo para a conclusão da determinação das regiões homogêneas. Cada retângulo mostra a área delimitada pelas respectivas regiões, cuja especificações se encontram na Tabela 1.

O critério para a determinação e localização dos retângulos (bem como sua abrangência), baseou-se na procura dos valores máximos regionais de sensibilidade. Neste contexto, cada retângulo ocupa uma área com pelo menos uma das seguintes características: valores máximos de sensibilidade na alínea (a), valores máximos de sensibilidade na alínea (b). Na situação desses valores não serem exatamente coincidentes entre si na localização (para cada mapa da Figura 11), procurou-se ajustar os retângulos de maneira a ocupar a área de intersecção da localização das localidades com os maiores valores regionais.

Ao longo das regiões determinadas, observa-se que a área localizada no Semiárido Nordeste corresponde à localidade com limiares dos extremos de temperatura (Figura 7) conectados com as precipitações da ZCIT (conforme discutido em 4.1). Essas precipitações possuem uma considerável variabilidade interanual regida pelo fenômeno ENOS, que afeta as temperaturas no Pacífico Equatorial, onde se localiza o retângulo R7, assim como os regimes de temperatura e precipitação na região R9 (GRIMM, 2009).

Nas regiões R2 e R8, observam-se os retângulos localizados em localidades próximas às áreas com maiores valores nos mapas da Figura 9, evidenciando a correlação inversa das temperaturas entre o estado de Mato Grosso e a região da Colômbia. Na região R4, o retângulo entre o Uruguai e a Argentina se apresenta justamente na localidade de estudo de Campetella e Rusticucci (1998). A região R3, por sua vez, encontra-se próxima da área estudo de Padilha (2008). Outras localidades (R5, R6 e R10) apresentam-se como novidades com relação à literatura ou aos assuntos até então discutidos nesta dissertação.

As 10 regiões identificadas sobre a AS, doravante designadas como R1, R2, ..., R10, constituem o foco dos estudos da maneira pela qual, distintamente, as ondas de calor atuam sobre o subcontinente. Conforme a apresentação dos resultados nos próximos capítulos, as

possíveis relações com o ENOS nas regiões R1, R7 e R9; as correlações negativas entre séries das localidades de R2 e R8; as informações da literatura para as regiões R3 e R4, assim como as novas informações para as regiões R5, R6 e R10, serão investigadas de acordo com as características estatísticas, sinóticas e termodinâmicas das ondas de calor em suas áreas de atuação.

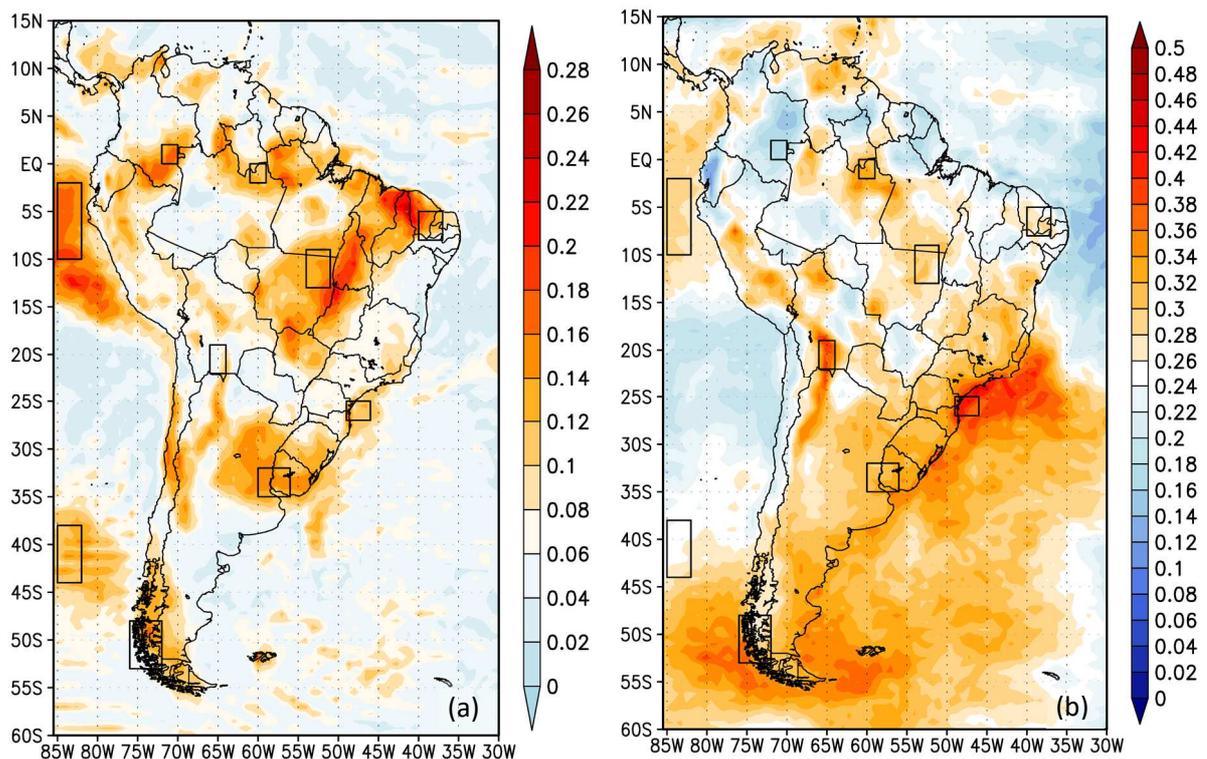


Figura 11 – Mapas de sensibilidade

(a) Mapa de sensibilidade para os valores médios de correlação; (b) Mapa de sensibilidade para as temperaturas normalizadas. Os retângulos representam as áreas correspondentes com as 10 regiões homogêneas identificadas.

Tabela 1 – As 10 regiões homogêneas e suas respectivas localizações

Regiões	Coordenadas (lat, lon)	Localização
R1	05 - 08°S, 37 - 40°W	Semi-Árido
R2	09 - 13°S, 51 - 54°W	Mato Grosso, sul do Pará
R3	25 - 27°S, 46 - 49°W	Costa do Paraná
R4	35 - 32°S, 56 - 60°W	Uruguai, Argentina
R5	48 - 53°S, 72 - 76°W	Terra do Fogo
R6	38 - 44°S, 82 - 85°W	Pacífico Sul
R7	10 - 02°S, 82 - 85°W	Pacífico Equatorial
R8	00 - 02°N, 70 - 72°W	Sudeste da Colômbia
R9	00 - 02°S, 59 - 61°W	Norte do Amazonas
R10	19 - 22°S, 64 - 66°W	Sul da Bolívia

CAPÍTULO 5 – ESTATÍSTICAS DAS ONDAS DE CALOR

5.1 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL

O fato das equações 1 e 2 do Capítulo 3 serem aplicadas em cada ponto de grade permite uma análise espacial das ondas de calor identificadas em cada localidade. Tendo em vista as metodologias utilizadas para a identificação dos períodos quentes, das magnitudes diárias e outras características, a análise das diversas estatísticas associadas torna-se possível através de mapas para cada parâmetro de interesse.

Neste sentido, a Figura 12 contém os mapas com as principais informações estatísticas relacionadas às ondas de calor identificadas. Para facilitar o entendimento dos modos de atuação regional, os mesmos retângulos da Figura 11 foram assinalados, ao longo das mesmas localidades especificadas pela Tabela 1. Eles estão presentes em todas as demais figuras que se seguem.

A Figura 12(a) permite observar que, ao longo dos oceanos, o número de ondas de calor é maior ao longo do Atlântico Equatorial (adjacente às regiões Norte e Nordeste do Brasil), Atlântico Norte e Mar do Caribe. Entretanto, os menores valores se encontram no Pacífico Equatorial, onde se localiza a R7. Sobre o continente, os valores são mais elevados em parte da Bacia Amazônica e áreas da Colômbia, Peru e Equador, que se encontram adjacentes ao Pacífico Equatorial.

As Figura 12(b) e 12(c) mostram a distribuição espacial da média dos valores de magnitude (Equação 12, abaixo) e da extensão (número de dias) das ondas de calor, calculada para cada ponto de grade. A quantidade N se refere ao número de ondas de calor, onde a magnitude M de cada ocorrência corresponde a soma das Magnitudes Diárias (conforme definida na secção 3.3 do Capítulo 3), assim justificando a equivalência dos dois somatórios do lado direito da primeira igualdade.

$$\bar{M} = \sum_{j=1}^N \frac{(M)_j}{N} = \sum_{j=1}^{N_d} \frac{(MD)_j}{N} \quad (12)$$

As imagens das alíneas (b) e (c) mostram que os valores seguem um padrão consideravelmente inverso ao discutido ao longo da Figura 12(a). Isto significa que o número de ondas de calor possui proporção inversa com relação aos valores médios da Magnitude e extensão. Em outras palavras, quanto menos ondas de calor existir para uma dada localidade,

mais longo serão os períodos quentes associados, acarretando em maiores valores médios de magnitude. Este comportamento é esperado, ao notar que a própria definição de nonagésimo percentil limita a quantidade total de dias pertencentes a qualquer período quente e, por conseguinte, a uma onda de calor.

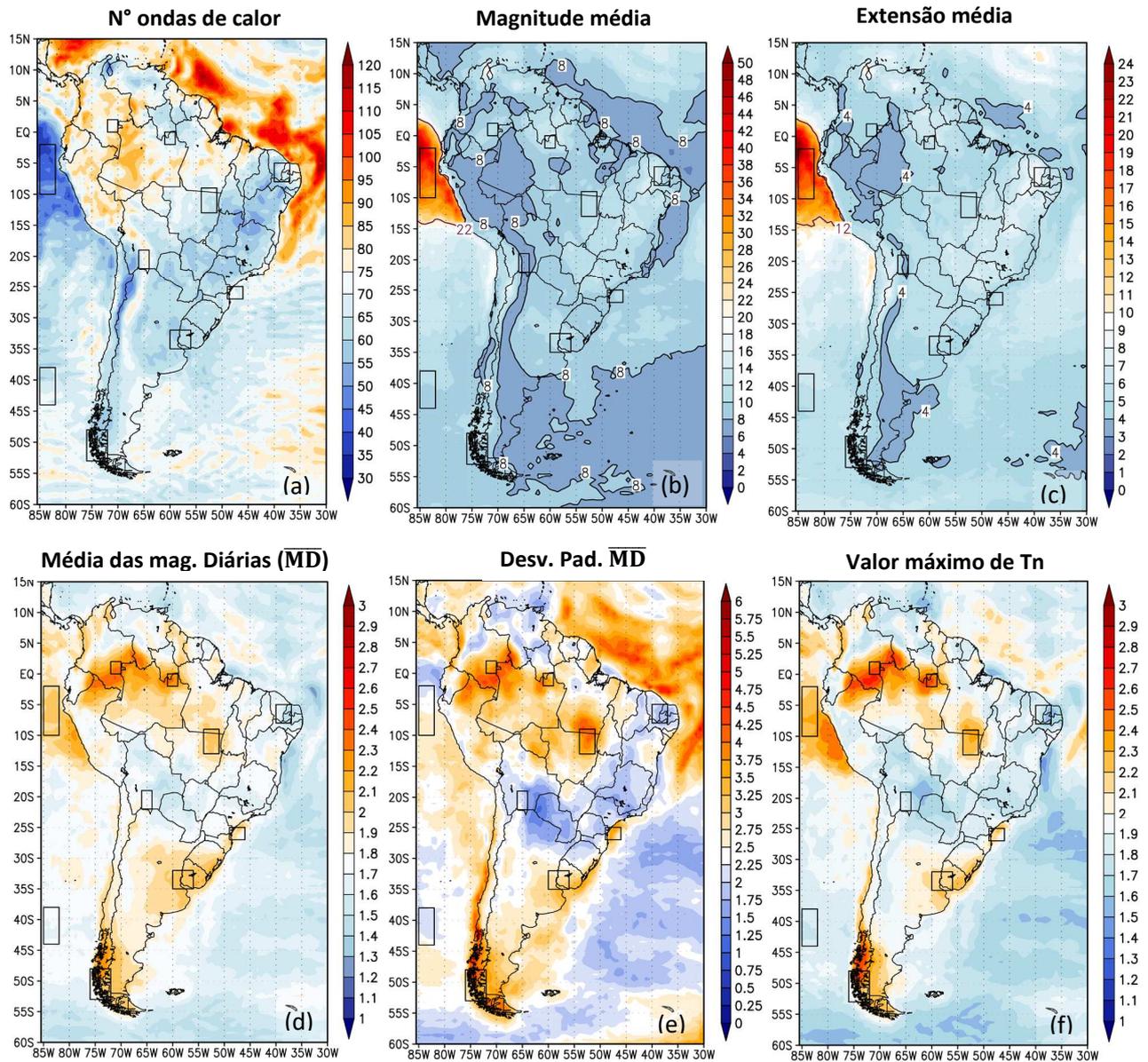


Figura 12 – Características das ondas de calor em cada ponto de grade

(a) Número de ondas de calor; (b) Magnitude Média (\overline{M}); (c) Extensão Média (EM) [dias]; (d) Média das Magnitudes Diárias (\overline{MD}); (e) Desvio Padrão da Média das Magnitudes Diárias ($S_{\overline{MD}}$) (f) Máximo valor—recorde absoluto—da Temperatura Normalizada (TN).

A Figura 12(d) mostra a distribuição espacial dos valores de \overline{MD} , calculado de acordo com a Equação (13) (abaixo) para cada ponto de grade. Na prática, corresponde à média de todos os valores da temperatura normalizada, pertencente ao número total de dias N_d de todas as ondas de calor.

$$\overline{MD} = \sum_{j=1}^N \frac{(M)_j}{N_d} = \sum_{j=1}^{N_d} \frac{(MD)_j}{N_d} \quad (13)$$

Ao contrário das Figuras 12(a) e 12(b), a distribuição dos valores não mais apresenta dependência quanto ao período de atuação dos dias quentes, o que elimina os elevados valores do Pacífico Equatorial, com relação às demais regiões. Além disso, observa-se a existência de máximos locais nas áreas correspondentes as regiões R2, R3, R4, R5, R7, R8 e R9, indicando sua relação com os valores obtidos pelos mapas de sensibilidade, principalmente com relação a Figura 11(a).

Conseqüentemente, percebe-se que os valores médios de temperatura normalizadas, ao longo dos dias de atuação de uma onda de calor, são maiores nas áreas pertencentes a maioria das regiões homogêneas encontradas. Este resultado faz sentido ao se interpretar que as localidades mais afetadas pelas altas temperaturas se encontram no centro de atuação das regiões homogêneas.

Conforme pode se observar na Figura 12(e) e 12(f), os máximos regionais de MD acompanham os máximos valores de seu desvio padrão da média ($S_{\overline{MD}}$), assim os máximos regionais dos maiores registros (recordes absolutos) dos valores de temperatura normalizada. Esta afirmação é válida tanto para os trópicos quanto para os extratropicos, mantendo as regiões R2, R3, R4, R5 e R8 distinguíveis das demais regiões dos mapas.

A região R7, no entanto, deixa de se distinguir pelos maiores valores de $S_{\overline{MD}}$, ainda apresentando desvios notáveis nos recordes absolutos de temperatura normalizada [Figura 12(f)]. Isto significa que as ondas de calor nesta região tendem a ser mais persistentes e com desvios pronunciados, porém sem grande oscilação nos registros diários entre os dias pertencentes a onda de calor.

Apenas as regiões R1, R6 e R10 não se demonstram distinguíveis através dos valores da temperatura normalizada e de suas estatísticas. No entanto, ainda assim se destacam através de pelo menos um dos mapas de sensibilidade da Figura 11. A região R1 apresenta elevados valores nos dois mapas de sensibilidade, indicando que os processos espacialmente lineares desempenham papel substancial na variabilidade dos extremos de temperaturas, conforme a seção 4.4.2 do Capítulo 4.

Nos mapas de sensibilidade, a região R6 é distinguível somente na alínea (a); a região R10, por sua vez, somente na alínea (b). No entanto, conforme será visto no final do próximo capítulo, ambas apresentam configurações semelhantes quanto ao mapa de correlação espacial

e ao mapa do compósito de temperatura normalizada associados. Portanto, em R6 e R10 as configurações das temperaturas normalizadas e das correlações seguem um padrão semelhante, apesar das diferenças nos mapas de sensibilidade.

5.2 FREQUÊNCIA ABSOLUTA MENSAL

Para ir além da caracterização das ondas de calor em cada ponto de grade, a partir desta secção elas serão estudadas em regiões homogêneas. Tal estudo se dará pelas análises das distribuições de frequência ao longo dos meses, assim como de suas alterações com o passar dos anos. Os períodos quentes não pertencentes a uma onda de calor foram incluídos em análise conjunta com as ondas de calor, a fim de auxiliar no entendimento das diferenças nas estatísticas e na compreensão física associada.

A Figura 13 explora a distribuição de frequência dos períodos quentes e das ondas de calor ao longo dos meses do ano¹, com o objetivo de identificar alguma dependência sazonal, sempre quando ela existir. Convém ressaltar que os períodos quentes pertencentes a uma onda de calor não foram considerados na contagem dos períodos quentes não pertencentes a uma onda de calor. Logo, neste capítulo os períodos quentes são tratados como não associados a uma onda de calor.

De acordo com a região R1, observa-se que a frequência absoluta mensal das ondas de calor segue um perfil sazonal, com valores máximos para os meses de março e maio, e valor mínimo para o mês de dezembro. A época do ano com maior ocorrência das ondas de calor corresponde aos meses da estação chuvosa sobre o Semi-Árido, quando a ZCIT provoca os maiores volumes de chuva anual sobre a região (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009).

Desta forma, a atuação da ZCIT apresenta relação com a frequência das ondas de calor, pelo fato dela estar associada com o regime de chuva sazonal. Isto sugere que as chuvas, além de influenciar os limiares para temperaturas extremas (conforme discutido na secção 4.1), também provoca alterações na frequência das ondas de calor.

Apesar da evidente relação sazonal para as ondas de calor, a mesma afirmação não pode ser dita com respeito aos períodos quentes. Através da figura, observa-se que sua distribuição apresenta ter um aspecto bimodal, com máximo para o mês de maio e para o mês de setembro.

¹ Que foram identificadas considerando a metodologia do Capítulo 3 aplicada aos valores médios diários na área da região homogênea em questão (dimensões especificadas pela Tabela 1).

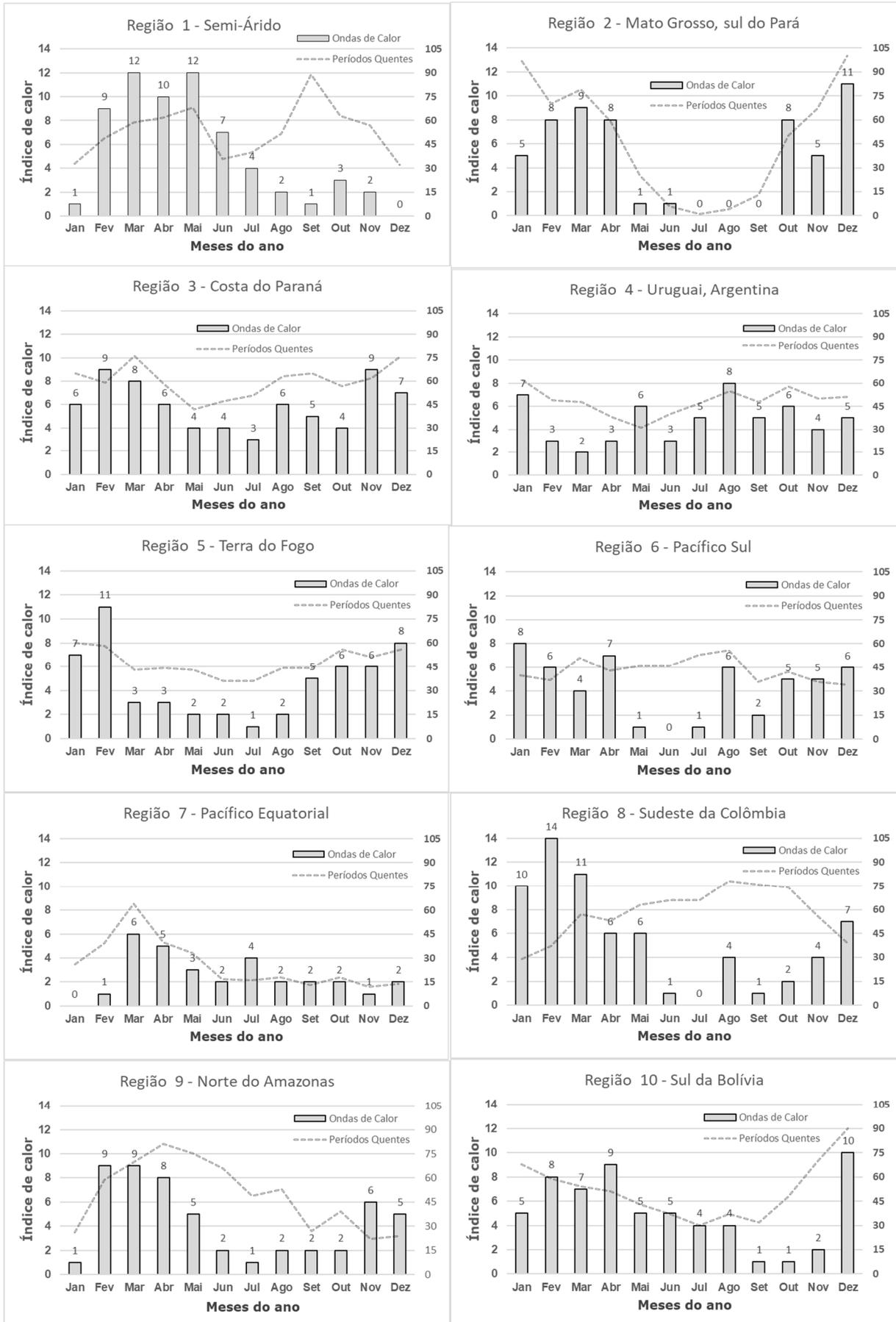


Figura 13 – Frequência absoluta mensal dos períodos quentes e das ondas de calor

Número total de períodos quentes e de ondas de calor entre 1986 e 2016, registrados em cada mês para cada uma das 10 regiões homogêneas correspondentes. As colunas correspondem ao eixo da esquerda e a linha tracejada corresponde ao eixo da direita.

Como os períodos quentes geralmente possuem menores extensões (em dias) que as ondas de calor (por possuírem menores magnitudes), então segue que as diferenças nas distribuições dos períodos quentes e das ondas de calor refletem o tempo médio de duração dos fenômenos atmosféricos associados.

Ao contrário da região R1, a região R2 apresenta comportamento semelhante com respeito à frequência dos períodos quentes e a frequência das ondas de calor. Elas são maiores nos meses climatologicamente mais quentes do ano, e menores para os meses do inverno. A sazonalidade, no entanto, não aparece nas regiões R3 e R4, as ondas de calor e os períodos quentes surgem em qualquer época do ano, com quase a mesma frequência.

A não sazonalidade vai ao encontro dos estudos de Firpo, Sansigolo e Assis (2012) para as ondas de calor no Rio Grande do Sul, já que os autores não encontraram época preferencial para as ondas de calor. Além disso, o estudo de Padilha (2008) aponta para a presença de massas de ar quente e seco no inverno, ao longo de partes da região sul, do Sudeste e do Centro Oeste (ao sul da região R2).

Juntando os estudos de Padilha (2008), para o centro sul do Brasil; de Firpo, Sansigolo e Assis (2012), para o Rio Grande do Sul; e os resultados desta dissertação para as regiões R3 e R4, percebe-se que as ondas de calor e os períodos quentes não possuem sazonalidade explícita no centro sul do Brasil e países adjacentes (Uruguai e Argentina—região R4). A convergência desses resultados em distintos trabalhos é notável, ao se considerar que os detalhes metodológicos variam entre um estudo para o outro.

Sobre a Terra do Fogo e No Pacífico Sul (regiões R5 e R6), a frequência das ondas de calor aparece em maior quantidade para os meses mais quentes do ano. No entanto, o mesmo não se pode afirmar com respeito aos períodos quentes. Lembrando que as diferenças nas distribuições dos períodos quentes e das ondas de calor refletem o tempo médio de duração dos fenômenos atmosféricos associados, então segue que os sistemas meteorológicos relacionados aos períodos quentes, ao longo dessas regiões, atuam em qualquer época do ano.

A presença constante dos períodos quentes pode estar ligada à influência dos sistemas frontais e transientes (frentes e cavados). Aliás, conforme Cavalcanti e Kousky (2009), as regiões R5 e R6 estão localizadas na área nas áreas de maior atuação desses sistemas, que são responsáveis por transportar calor de latitudes mais altas para latitudes mais altas, contribuindo para o equilíbrio radiativo terrestre (PEIXOTO; OORT, 1992).

Na região R7, apesar do menor número amostral, ainda é possível observar que tanto os períodos quentes quanto as ondas de calor ocorrem em maior quantidade ao longo do final do verão e no início do outono. Esta afirmação permanece para as ondas de calor das regiões R8 e

R9. No entanto, sobre o sudeste da Colômbia os períodos quentes tendem a acontecer com maior frequência ao longo da época do ano em que menos acontecem as ondas de calor. Sobre o norte do Amazonas, a época de maior frequência dos períodos quentes encontra-se deslocada da época de maior ocorrência das ondas de calor.

Na região R10, as ondas de calor se distribuem quase regularmente em qualquer época do ano, com exceção aos meses de primavera, em que os menores valores são observados. Tanto a frequência dos períodos quente quanto as das ondas de calor apresentam maiores valores de dezembro até abril.

Sumarizando o que foi dito para cada localidade, observa-se que nas regiões R1, R2, R5, R6, R7, R8 e R9, as ondas de calor apresentam dependência sazonal, acontecendo principalmente nos meses pertencentes ao final da primavera, verão e início do outono no hemisfério sul (meses mais quentes). Nas regiões R3 e R4, as ondas de calor se distribuem quase que homogeneamente por todos os meses do ano e, na região R10, a distribuição também tende a ser homogênea, mas com menores ocorrências nos meses de primavera. Comportamento semelhante entre a ocorrência dos períodos quente e a ocorrência das ondas de calor está presente nas regiões R2 e R7. Na região R9, o período de máximo de frequência dos períodos quentes aparece deslocado do máximo de frequência das ondas de calor e, na região R8, as distribuições de frequência tendem a seguir um caminho inverso.

Para deixar os resultados ainda mais concisos, a Figura 14 apresenta uma composição das distribuições da Figura 13 (regiões R1 até R10). Ela mostra, para cada mês do ano, a média das distribuições das frequências relativas de cada uma das regiões de R1 até 10, desta forma consistindo em um percentual médio dos períodos quentes e de ondas de calor. Por meio desta figura, observa-se que as ondas de calor tendem a se concentrar nos meses de primavera, verão e início do outono do Hemisfério sul. Os períodos quentes tendem a seguir o mesmo comportamento, porém com uma variação mais suavizada.

Esta suavização se deve ao fato de os períodos quentes nem sempre aparecerem em maior frequência na época do ano em que as ondas de calor mais atuam. Por conseguinte, o estudo da frequência dos extremos de altas temperaturas não reflete diretamente no estudo da frequência das ondas de calor. Portanto, trabalhos como o de Grimm e Togatlian (2012), voltados aos extremos de altas temperaturas, devem ser analisados com cautela, antes de inferir qualquer afirmação com respeito as ondas de calor.

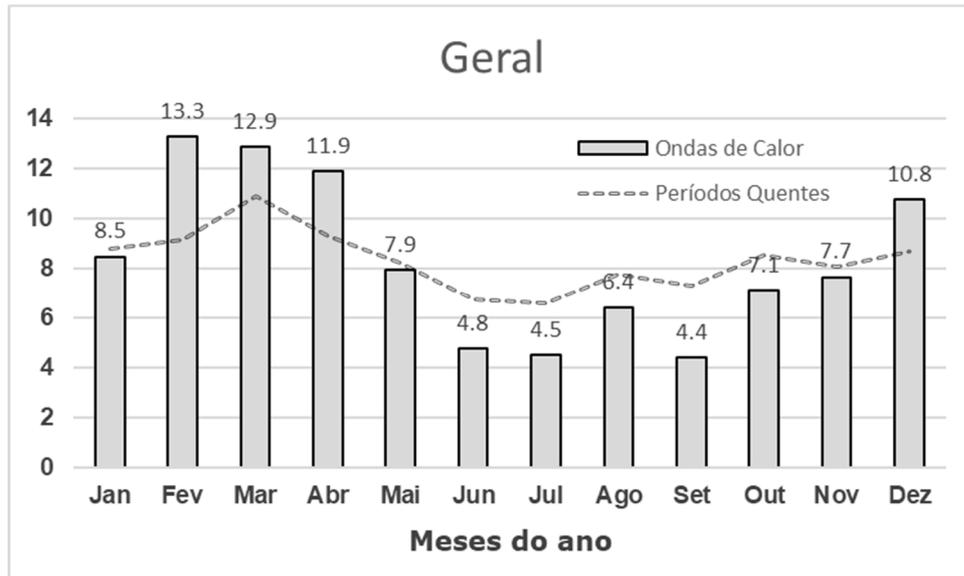


Figura 14 – Frequência relativa dos períodos quentes e das ondas de calor

Percentual médio dos períodos quentes e de ondas de calor, distribuídos ao longo dos meses do ano e obtidos com dados entre 1986 e 2016.

5.3 EVOLUÇÃO DAS FREQUÊNCIAS ABSOLUTAS

O fato de que a temperatura média mundial está aumentando com o passar dos anos já é consenso da comunidade científica internacional. Conforme relatado no Capítulo 2, o trabalho de Russo *et al.* (2014) indica o aumento mundial da frequência e intensidade das ondas de calor com o passar dos anos. Tendo em vista o foco deste estudo para a AS, esta secção pretende observar as alterações na frequência das ondas de calor para cada uma das regiões homogêneas, assim como no subcontinente como um todo.

A Figura 15 mostra a frequência absoluta acumulada das ondas de calor e dos períodos quentes para cada quatro anos, conforme os intervalos especificados no eixo da abscissa. No quadro geral, observa-se tendência de aumento na quantidade das ondas de calor, que também acompanha a tendência de aumento dos períodos quentes; entretanto, a mesma afirmação não é válida para todas as localidades.

Na região R1, a maior quantidade de ondas de calor acontece para os anos de 1998 e 2015, nos respectivos intervalos fechados de 1996–1999 e 2012–2015. Analisando o registro histórico das ocorrências de fenômeno El Niño, percebe-se que os referidos anos correspondem às épocas em que o mesmo apresentou mais intensidade, ao considerar dados de 1986 até 2016.

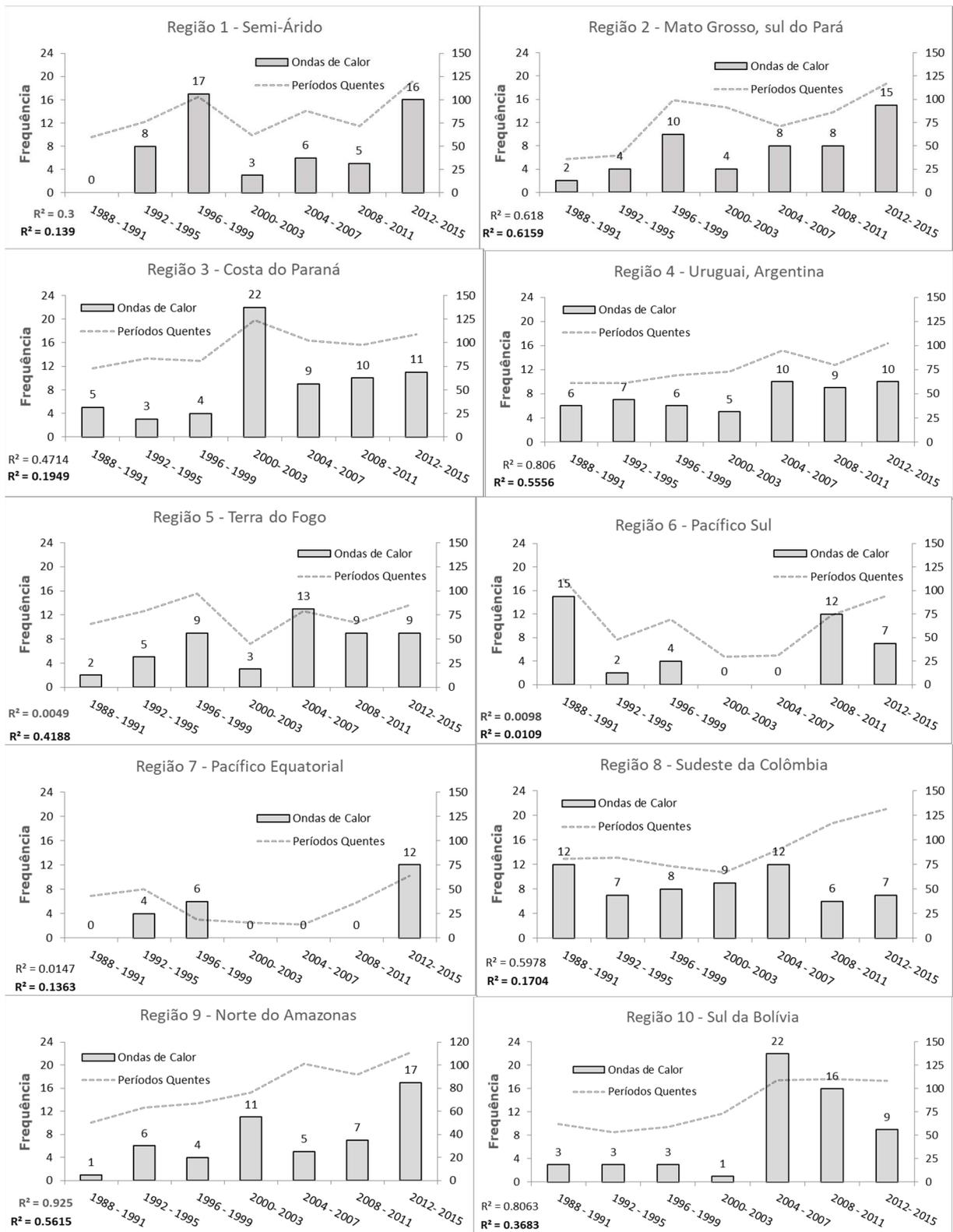


Figura 15 – Evolução da frequência absoluta dos períodos quentes e das ondas de calor

As colunas correspondem ao eixo da esquerda e a linha tracejada corresponde ao eixo da direita. No canto inferior esquerdo, encontram-se os valores do coeficiente de determinação R² (regressão linear simples), associado à regressão da frequência das dos períodos quentes (mais claro, acima) e das ondas de calor (mais escuro, abaixo).

Na região R2, o número de períodos quente e ondas de calor segue tendência crescente com o passar dos anos, embora com alguma variabilidade (valores de R^2 superior a 0,6). Para a região R3, a maior quantidade de ondas de calor ocorreu do ano de 2000 até 2003. Em R4, assim como em R2, também se observa tendência de aumento das ondas de calor e períodos quentes, em que o valor de R^2 supera 0,8 para os períodos quentes.

Nas regiões R5, R6, R7 e R8, os baixos valores de R^2 sugerem que a frequência das ondas de calor não está aumentando. Neste contexto, na região R6, a maior quantidade de ondas de calor aconteceu no período de 1988 a 1991; ou seja, no começo do período de estudo utilizado nesta dissertação. Em R7, notoriamente percebe-se a relação das ondas de calor com os eventos de El Niño de 1997/1998 e em 2015.

Na região R9, assim como nas regiões R2 e R4, os gráficos da figura e os valores de R^2 permitem constatar o aumento da quantidade das ondas de calor e dos períodos quentes. Em R10, as ondas de calor são notoriamente mais presentes a partir de 2004, com 22 ocorrências de 2004 até 2007 (43% do número total de registros).

A Tabela 2 agrupa os valores de R^2 de cada região, assim como os valores obtidos do teste-t de Student bicaudal aplicado ao coeficiente angular da regressão. A regressão linear considerou, assim como na Figura 15, os valores das frequências absolutas acumuladas a cada quatro anos, correspondentes aos anos finais de acumulação na abscissa, *i.e.*, os anos de 1991, 1995, 1999, 2003, 2007, 2011 e 2015. Os valores de t próximos de zero indicam ausência de dependência linear, e os valores de t significativamente elevados indicam tendência linear de aquecimento. Os números em itálico denotam valores significativos para um índice de confiança de 90% (valor-p inferior a 10%), e os números em negrito denotam os valores significativos para o índice de confiança de 95% (valor-p inferior a 5%).

Tabela 2 – Testes de hipótese para verificação de tendência de aquecimento

Regiões	Períodos Quentes			Ondas de Calor		
	R^2	t	$P(> t)$	R^2	t	$P(> t)$
R1	0.30	1.464	20.3	0.14	0.899	41.6
R2	0.62	2.844	3.6	0.62	2.831	3.7
R3	<i>0.47</i>	<i>2.112</i>	<i>8.8</i>	0.19	1.100	32.1
R4	0.81	4.558	0.6	<i>0.56</i>	<i>2.500</i>	<i>5.5</i>
R5	0.02	0.156	88.2	0.42	1.898	11.6
R6	0.05	-0.223	83.3	0.01	-0.235	82.4
R7	0.07	0.273	79.6	0.14	0.888	41.5
R8	0.60	2.726	4.5	0.17	-1.013	35.7
R9	0.93	7.851	<0.1	<i>0.56</i>	<i>2.530</i>	<i>5.3</i>
R10	0.81	4.562	0.6	0.37	1.707	14.8

Os resultados indicam que, para qualquer nível de significância, as localidades com tendência de aumento das ondas de calor apresentam tendência de aumento dos períodos quentes. Entretanto, o contrário nem sempre é verdade.

Com relação às ondas de calor, a região R2 foi a única que apresentou tendência de aumento para o intervalo de confiança de 95%. Considerando o intervalo de confiança de 90%, as regiões R4 e R9 são as que apresentam tendência de aumento. Portanto, as regiões R4 e R9 estão no limiar para os intervalos de confiança utilizados, em que a probabilidade do aumento das ondas de calor de fato está variando entre 90 e 95% (p-valor entre 5 e 10%).

Com relação aos períodos quentes, as regiões R2, R4, R8, R9 e R10 apresentam tendência de aumento para intervalos de confiança que superam os 95%. A região R3 está no limiar para os intervalos de confiança de 90 e 95%.

As regiões R1, R5, R6 e R7 não apresentaram tendência de aumento dos períodos quentes e das ondas de calor, seja qual for o intervalo de confiança utilizado (90 ou 95%). Logo, não se pode afirmar estatisticamente qualquer tendência linear de aquecimento para essas localidades, através do aumento das ondas de calor ou períodos quentes.

A fim de avaliar as alterações anuais das frequências de forma generalizada, realizou-se uma composição dos resultados da Figura 15 em um único gráfico para os períodos quentes e em um único gráfico para as ondas de calor. Contudo, ao considerar todos os períodos quentes e ondas de calor em cada uma das dez regiões homogêneas, observa-se que sua quantidade total difere de região para região. Neste contexto, um ajuste foi necessário para eliminar as contribuições desiguais devido as quantidades distintas do número total de ondas de calor e períodos quentes de cada região homogênea.

Se N_1, N_2, \dots, N_{10} corresponde ao número de ondas de calor em R_1, R_2, \dots, R_{10} , então $\bar{N} = \sum_{i=1}^{10} N_i / 10$ corresponde ao valor médio. Para fazer com que cada localidade apresente o “mesmo número total de onda de calor” (quantidade ajustada), então deve existir um fator multiplicativo α , tal que $\alpha * (F_1 + F_2 + \dots + F_7) = \bar{N}$. Aqui, os números F_i (i variando de um até sete) correspondem às sete frequências absolutas acumuladas ao longo dos intervalos de quatro anos da Figura 15.

Logo, multiplicando as frequências acumuladas F_i por $\alpha = \bar{N} / \sum_{i=1}^7 F_i$, então segue que seu somatório ajustado resulta em $\alpha * (F_1 + F_2 + \dots + F_7) = \alpha * \sum_{i=1}^7 F_i = \bar{N}$, seja qual a localidade de análise. Assim, depois de aplicado o fator multiplicativo α , cada localidade passa a ter o mesmo número ajustado de ondas de calor. O mesmo raciocínio se aplica aos períodos quentes.

Neste sentido, a Tabela 3 mostra os valores dispostos em frequência absoluta e frequência absoluta ajustada. Cada linha das colunas dos valores não ajustados corresponde ao número de ondas de calor e ao número de períodos quentes, de R1 até R10, para o respectivo intervalo de anos associados. Nas colunas mais à direita, estão os valores absolutos ajustados, de tal modo que os pesos das contribuições de cada região, para o resultado final, são iguais.

Tabela 3 – Evolução anual da frequência dos períodos quentes e das ondas de calor

Anos (intervalos)	Valores absolutos		Valores absolutos ajustados	
	Períodos quentes	Ondas de calor	Períodos quentes	Ondas de calor
1988 - 1991	644	46	674	46
1992 - 1995	635	49	659	51
1996 - 1999	736	71	725	75
2000 - 2003	657	58	629	51
2004 - 2007	780	85	745	77
2008 - 2011	832	82	828	79
2012 - 2015	1041	113	1064	124

Observa-se que, tanto nos valores ajustados quanto nos valores não ajustados, o número de períodos quentes quanto o de ondas de calor aumentam com o passar dos anos. Isto fica mais evidente ao se observar ar os gráficos da Figura 16. Aplicando novamente a regressão linear, observa-se que o valor de R^2 supera 0.6 para os períodos quentes e 0.7 para as ondas de calor.

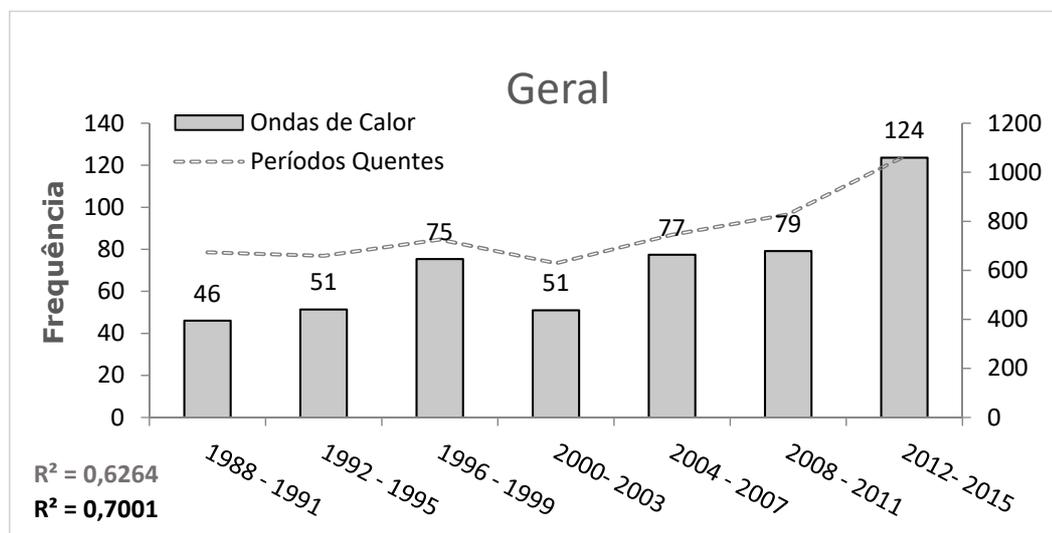


Figura 16 – Evolução da frequência média absoluta ajustada dos períodos quentes e das ondas de calor

As colunas correspondem ao eixo da esquerda e a linha tracejada corresponde ao eixo da direita. No canto inferior esquerdo, encontram-se os valores do coeficiente de determinação R^2 (regressão linear simples), associado à regressão da frequência das dos períodos quentes (mais claro, acima) e das ondas de calor (mais escuro, abaixo).

Aplicando novamente o teste-t de Student para verificar as significâncias estatísticas desses aumentos nos intervalos de confiança de 90 e 95%, os resultados indicam tendência linear de aquecimento para qualquer um destes. Este resultado é válido tanto aos dados ajustados quanto aos dados não ajustados. Além disso, a regressão dos dados não ajustados apresenta um ajuste linear ainda mais definido (com valores superiores de R^2).

Portanto, a análise estatística da evolução anual das frequências permite considerar um aumento geral do número de ondas de calor e de períodos quentes na AS. No entanto, ainda assim existem localidades (R1, R5, R6 e R7, conforme a Tabela 2) em que estatisticamente não se pode demonstrar qualquer sinal de aquecimento. Por conseguinte, o aumento global da frequência do número de ondas de calor não se aplica para todas as regiões do planeta, havendo a necessidade de se fazer uma avaliação particular para verificar a situação para cada localidade.

5.4 RELAÇÃO COM O FENÔMENO ENOS

O fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) provoca alterações nos regimes de temperatura e precipitação sobre a AS (GRIMM, 2003, 2009), onde os estudos apontam para a influência do El Niño (EN) sobre as ondas de calor no Rio Grande do Sul durante o inverno (FIRPO; SANSIGOLO; ASSIS, 2012) e nas demais partes da porção subtropical da AS na mesma estação (RUSTICUCCI; VARGAS, 2001). Resta saber se o ENOS também influencia na frequência das ondas de calor em outras áreas do subcontinente onde ainda não se comentou trabalhos conclusivos a este respeito no Capítulo 2.

Para buscar entendimento mediante aos dados disponíveis nesta dissertação, novamente utilizou-se os testes de hipótese para procurar validações mediante a significância estatística. Desta vez, considerou-se o teste χ^2 de Pearson, aplicado à proporção populacional (PORTAL ACTION, 2017).

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^2 \frac{(O_j - E_j)^2}{E_j} = \frac{(O_1 - E_1)^2}{E_1} + \frac{(O_2 - E_2)^2}{E_2} \quad (14)$$

Em que χ^2 tem aproximadamente a distribuição qui-quadrado com 1(um) grau de liberdade, o que é equivalente ao quadrado da distribuição normal reduzida.

Na Equação apresentada, temos que:

- O_1 é o número de sucessos;
- $E_1 = nP_o$ é a frequência esperada do número de sucessos;
- $O_2 = n - O_1$ é o número de fracassos;
- $E_2 = n(1 - P_o)$ é a frequência esperada do número de fracassos;
- $n = O_1 + O_2$ é o número de observações.

Considerando o período de 1986 até 2016 (364 meses) em observações, através do Índice Oceânico Niño (ONI, da sigla em inglês) conclui-se que 101 meses (28% do total) estiveram sob condição de EN; 96 meses (26% do total) estiveram sob condições de LN; e 167 meses (46% do total) estiveram em neutralidade². O ONI trata-se de um parâmetro composto pela anomalia da média trimestral da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) na região Niño 3.4. (DALHMAN, 2009). Por convenção, considera-se EN quando o valor de ONI fica igual ou superior a $0,5^\circ\text{C}$ por pelo menos cinco meses consecutivos, e LN quando o ONI fica abaixo de $-0,5^\circ\text{C}$ por pelo menos cinco meses consecutivos².

Pelas considerações acima, a probabilidade de um período quente ou onda de calor acontecer em meses de EN é de $P_o = \frac{101}{364} \cong 0.28$ (ou 28%). Assim, na existência de n ondas de calor com O_1 ocorrências em anos de EN e O_2 ocorrência fora desses anos, E_1 é a quantidade esperada de O_1 e E_2 é a quantidade esperada de O_2 . Sendo as ondas de calor independente dos anos com EN, então O_1 tende a E_1 e O_2 tende a E_2 , de tal modo que o valor do χ^2 [Equação (14)] tende a zero.

Considerando novamente os intervalos de confiança de 90 e 95%, a Tabela 4 mostra os resultados obtidos para o teste χ^2 unicaudal à direita com 1 (um) grau de liberdade em suas respectivas regiões. Nas duas colunas da esquerda, os resultados se referem aos períodos quentes e, nas duas colunas da direita, às ondas de calor. Os valores significantes ao intervalo de confiança de 90% estão em itálico e, acima de 95%, eles aparecem em itálico e em negrito.

Observando a tabela, nota-se que os valores mais significativos para as ondas de calor estão para as regiões R3, R7 e R9, onde o valor-p da calda direita não ultrapassa 0,1%. Na região R2, o valor é significativo ao intervalo de confiança de 95% e, na região R5, o valor é significativo ao intervalo de confiança de 90%. Nas demais localidades, não se observa valores significativos para as ondas de calor.

² Informações podem ser consultadas no site: <<http://ggweather.com/enso/oni.htm>>

Tabela 4 – Testes de hipótese para verificação da associação com o El-Niño

Regiões	Períodos Quentes		Ondas de Calor	
	Chi ²	P(>Chi ²) (%)	Chi ²	P(>Chi ²) (%)
R1	1.438	23.0	2.241	13.4
R2	9.369	0.2	6.378	1.2
R3	0.869	35.1	10.628	0.1
R4	1.448	22.9	0.417	51.8
R5	2.209	13.7	<i>3.719</i>	<i>5.4</i>
R6	0.008	92.9	2.230	13.5
R7	60.564	0.0	51.947	0.0
R8	6.383	1.2	1.098	29.5
R9	12.230	0.0	55.531	0.0
R10	7.606	0.6	0.773	37.9

Com relação aos períodos quentes, o comportamento se altera para algumas localidades. As regiões R7 e R9 permanecem significativas e com valores-p inferiores a 0,1%. No entanto, agora também as regiões R2 e R10 aparecem com valores-p inferiores a 0,1%. Na região R8, o valor χ^2 ficou significativo a um intervalo de confiança de 95%. Em outras localidades, os resultados não foram significativos.

Para os períodos quentes e ondas de calor, apenas as regiões R2, R7 e R9 ficaram com valores significativos ao intervalo de confiança de 95%, indicando uma influência mais notória do EN nessas localidades. As regiões R8 e R10 obtiveram valores significativos aos períodos quentes, e as regiões R5 e R3 se destacaram pelas ondas de calor, em seus respectivos intervalos de confiança de 90 e 95%.

Nas regiões R3 e R9, a relação das ondas de calor com o EN já era esperado, uma vez relembrando os trabalhos de Grimm (2003, 2009) e Grimm e Togatlian (2012), que especificam as alterações nos regimes de temperatura e precipitação nessas regiões. A região R7, por sua vez, fica exatamente na área de aquecimento nas TSM durante a fase quente do ENOS, sendo o reflexo esperado para as temperaturas do ar, através das transferências de calor.

Na região R4, a ausência de valores significativos parece contrariar o trabalho de Rusticucci e Vargas (2001), os quais apontaram as ondas de calor como mais frequentes em anos com EN. Neste caso, a explicação se encontra no fato de que a referida relação foi encontrada para o inverno, e a metodologia desta dissertação considerou todos os meses do ano. Já na região R1 (Semi-Árido), a ausência de valores significativos aponta para outros mecanismos de influência, além dos associados ao ENOS, conforme será observado na próxima seção.

A fim de observar a influência completa do ENOS (tanto na fase quente quanto na fase fria), o teste χ^2 tornou a ser realizado para verificar a relação dos dias mais quentes com a LN. Os resultados estão na Tabela 5, que é semelhante a Tabela 4 em sua estrutura.

Tabela 5 – Testes de hipótese para verificação da associação com o La-Niña

Regiões	Períodos Quentes		Ondas de Calor	
	Chi ²	P(>Chi ²) (%)	Chi ²	P(>Chi ²) (%)
R1	0.861	35.3	7.558	0.6
R2	4.071	4.4	0.288	59.2
R3	1.252	26.3	4.328	3.7
R4	0.962	32.7	0.084	77.2
R5	1.482	22.3	0.054	81.6
R6	2.370	12.4	2.090	14.8
R7	19.843	0.0	2.627	10.5
R8	0.540	46.2	0.323	57.0
R9	36.91	0.0	18.505	0.0
R10	2.412	12.0	0.368	54.4

Desta vez, alguns dos valores significativos não estão destacados (em itálico ou em itálico e negrito). Isso porque certos resultados elevados de χ^2 corresponderem às baixas frequências de períodos quentes (ou ondas de calor) nos meses de LN. Nesta situação, os valores de χ^2 se elevam pelo distanciamento de O_1 por E_1 (e O_2 por E_2), devido ao baixo valor de O_1 (número de sucessos) e elevado valor de O_2 (número de fracassos), conforme a Equação 14.

Portanto, para as regiões R1, R3 e R9, os significativos valores denotam baixa frequência das ondas de calor em anos de LN, além do esperado estatisticamente para eventos independentes do ENOS. No caso das regiões R3 e R9, as baixas frequências de ocorrências de ondas de calor em LN estão relacionadas às altas frequências para os anos de EN (Tabela 4). A mesma afirmação não é válida, no entanto, para a região R1, em que o valor significativo da Tabela 5 não está relacionado ao valor significativo da Tabela 4.

Com relação aos períodos quentes, os valores significativos para as regiões R7 e R9 são significativos também na Tabela 4. Assim, eles indicam o aumento da frequência dos dias quentes em meses com EN, para compensar a diminuição em meses com LN. A única região que apresentou relação positiva entre os períodos quentes e a LN foi a região R2, com resultado significativo ao intervalo de confiança de 95%.

Em suma, o teste χ^2 mostrou que o fenômeno EN faz aumentar a frequência das ondas de calor e períodos quentes em algumas partes da AS. Novamente (como na secção 5.2),

observa-se uma diferença de comportamento entre as estatísticas das ondas de calor e as estatísticas dos períodos quentes, a ponto de haver distintos resultados aos testes de hipóteses de suas populações associadas. Em algumas localidades, o aumento da frequência de dias mais quentes, em anos de EN, é compensado por sua diminuição para anos de LN. Além disso, a relação positiva entre os eventos de LN e as altas temperaturas só acontece para a região R2, relativo aos dados dos períodos quentes.

5.5 HISTÓRICO DAS ONDAS DE CALOR

Esta secção tem como objetivo apresentar um histórico das principais ondas de calor sobre a AS, representadas através da identificação dos eventos nas 10 regiões homogêneas de atuação regional. Em particular, pretende-se mostrar quando elas ocorreram, assim como suas características mais pertinentes.

O Quadro 1 apresenta as principais ondas de calor que aconteceram em mais de 30 anos de dados desta dissertação (informações dos demais eventos não relatados neste quadro encontram-se no APÊNDICE A). Os dados (veja a legenda) incluem o dia de início, o dia de máxima intensidade e o número de dias de uma onda de calor. Há também seu valor de Magnitude (definido tal como na secção 3.3 do Capítulo 3) e o valor da Magnitude Corrigida (MC), que será apresentado nos próximos parágrafos.

O dia de máxima intensidade corresponde ao dia com maior valor de Magnitude Diária (MD), que também é o dia representativo de uma onda de calor. Sua definição foi necessária para a construção das frequências mensais e anuais dos períodos quentes e das ondas de calor das secções anteriores, onde mesma metodologia foi abordada.

Para uma dada região homogênea, obteve-se o valor de MD através da média da temperatura normalizada na área correspondente. Neste contexto, considerou-se o cálculo da referida média apenas para os dias em que a média regional da temperatura do ar superou a média regional da temperatura do nonagésimo percentil (dias com temperaturas extremas).

Conforme pode-se observar através dos valores de Magnitude do Quadro 1, os números variam por mais de uma ordem de grandeza entre si (compare os valores de R7 e R8 da primeira linha). Isso acontece porque as ondas de calor variam muito em extensão diária, acarretando consideráveis diferenças na Magnitude: somatório dos valores de MD.

Quadro 1 – As principais ondas de calor em suas áreas de atuação regional

	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10
1°	67.402	33.140	27.325	25.677	23.913	31.851	815.726	28.725	86.656	21.985
	107.843	75.857	113.143	89.962	72.659	75.178	106.585	80.686	100.868	83.739
	23/abr/98	18/abr/16	26/abr/16	04/abr/04	18/abr/13	27/nov/87	10/ago/97	26/jan/16	11/jan/16	08/abr/05
	08/mai/98	26/abr/16	27/abr/16	06/abr/04	26/abr/13	09/dez/87	10/mar/98	01/fev/16	01/fev/16	12/abr/05
	05/abr/98	13/abr/16	16/abr/16	24/mar/04	15/abr/13	23/nov/87	03/mai/97	22/jan/16	04/jan/16	01/abr/05
	34	14	12	14	12	17	312	11	29	12
2°	44.180	28.256	17.488	17.487	23.077	28.275	143.416	26.647	60.266	18.435
	71.032	62.197	65.241	50.877	69.253	65.120	30.308	73.591	70.854	65.620
	13/mai/12	07/nov/97	16/out/02	07/mai/97	26/out/93	25/dez/88	19/mai/98	12/jan/16	27/out/15	15/jan/10
	15/mai/12	10/nov/97	17/out/02	13/mai/97	29/out/93	07/jan/89	04/jun/98	20/jan/16	03/nov/15	19/jan/10
	22/abr/12	02/nov/97	08/out/02	05/mai/97	19/out/93	24/dez/88	18/mar/98	09/jan/16	11/out/15	10/jan/10
	24	9	10	9	11	15	79	12	24	10
3°	38.541	27.638	16.509	16.336	21.392	24.170	53.137	21.169	56.883	16.516
	62.092	60.468	60.474	45.388	62.385	53.577	20.066	54.884	67.007	55.827
	16/mar/10	23/abr/10	14/jun/15	19/mai/08	21/fev/98	10/fev/13	25/set/15	23/fev/07	05/out/15	06/fev/07
	19/mar/10	03/mai/10	15/jun/15	23/mai/08	23/fev/98	11/fev/13	14/out/15	23/fev/07	09/out/15	06/fev/07
	27/fev/10	22/abr/10	07/jun/15	17/mai/08	14/fev/98	30/jan/13	15/set/15	16/fev/07	17/set/15	30/jan/07
	21	12	9	7	10	13	30	8	23	8
4°	33.837	25.410	13.942	16.026	19.456	23.853	42.313	20.055	46.908	15.212
	54.636	54.236	47.973	43.909	54.494	52.685	18.838	51.080	55.663	49.173
	31/mai/98	27/fev/16	07/nov/09	22/mai/15	02/mai/98	05/dez/88	30/jun/15	26/dez/89	10/dez/15	13/dez/06
	09/jun/98	04/mar/16	08/nov/09	22/mai/15	07/mai/98	08/dez/88	17/jul/15	01/jan/90	20/dez/15	20/dez/06
	24/mai/98	22/fev/16	03/nov/09	15/mai/15	27/abr/98	27/nov/88	23/jun/15	24/dez/89	05/dez/15	12/dez/06
	17	12	6	8	11	12	25	9	16	9
5°	29.728	23.550	12.171	15.695	17.151	23.108	34.599	19.207	36.211	14.727
	48.122	49.033	39.348	42.329	45.099	50.591	17.963	48.184	43.496	46.698
	28/jun/98	18/out/15	07/fev/03	15/jul/08	04/nov/97	25/jan/87	11/jun/15	13/nov/00	14/nov/15	30/mai/11
	04/jul/98	22/out/15	12/fev/03	17/jul/08	10/nov/97	02/fev/87	20/jun/15	15/nov/00	24/nov/15	01/jun/11
	18/jun/98	13/out/15	06/fev/03	11/jul/08	02/nov/97	21/jan/87	01/jun/15	09/nov/00	12/nov/15	25/mai/11
	17	10	7	7	9	13	20	7	13	8
6°	18.462	23.091	12.000	15.665	16.150	21.853	26.155	18.726	25.683	13.951
	30.263	47.749	38.519	42.185	41.019	47.061	17.005	46.541	31.522	42.737
	14/abr/12	11/dez/15	13/nov/09	02/mar/87	26/nov/92	11/fev/08	04/set/15	02/dez/07	27/dez/15	16/jan/11
	15/abr/12	20/dez/15	15/nov/09	04/mar/87	27/nov/92	13/fev/08	13/set/15	05/dez/07	01/jan/16	17/jan/11
	05/abr/12	11/dez/15	10/nov/09	25/fev/87	21/nov/92	02/fev/08	31/ago/15	29/nov/07	22/dez/15	11/jan/11
	11	10	6	8	7	12	14	7	11	7
7°	17.343	21.503	11.901	15.563	15.689	18.261	24.549	17.456	25.326	13.803
	28.490	43.306	38.033	41.698	39.139	36.959	16.822	42.206	31.117	41.985
	11/ago/98	02/abr/07	06/jun/02	27/out/14	02/dez/08	24/dez/95	09/ago/98	04/dez/12	03/fev/92	10/set/12
	12/ago/98	04/abr/07	10/jun/02	29/out/14	06/dez/08	28/dez/95	13/ago/98	04/dez/12	04/fev/92	13/set/12
	03/ago/98	28/mar/07	05/jun/02	22/out/14	30/nov/08	20/dez/95	29/jul/98	28/nov/12	24/jan/92	06/set/12
	10	8	6	8	7	9	16	7	12	8
8°	16.913	21.427	11.606	15.493	15.322	17.268	21.767	16.933	21.204	13.694
	27.809	43.094	36.598	41.364	37.641	34.167	16.507	40.420	26.429	41.427
	06/mar/13	19/out/00	28/nov/09	30/jul/05	05/abr/14	20/jan/92	09/dez/15	02/mar/88	24/nov/09	05/dez/13
	06/mar/13	21/out/00	30/nov/09	05/ago/05	08/abr/14	29/jan/92	20/dez/15	08/mar/88	25/nov/09	05/dez/13
	26/fev/13	11/out/00	25/nov/09	29/jul/05	02/abr/14	20/jan/92	07/dez/15	01/mar/88	16/nov/09	28/nov/13
	9	11	6	8	7	10	14	8	10	8
9°	16.353	18.334	11.602	14.561	14.561	16.918	19.762	16.914	20.957	13.149
	26.921	34.443	36.579	36.919	34.540	33.182	16.279	40.353	26.148	38.646
	08/fev/98	08/fev/16	11/jan/10	02/ago/01	09/fev/05	02/abr/88	17/mai/15	12/fev/00	02/dez/15	21/dez/04
	12/fev/98	13/fev/16	14/jan/10	06/ago/01	12/fev/05	10/abr/88	22/mai/15	15/fev/00	02/dez/15	26/dez/04
	03/fev/98	06/fev/16	09/jan/10	31/jul/01	06/fev/05	01/abr/88	11/mai/15	09/fev/00	26/nov/15	20/dez/04
	10	8	6	7	7	10	12	7	7	7
10°	15.355	16.769	10.919	14.462	14.489	16.241	19.428	16.560	20.209	12.593
	25.338	30.064	33.253	36.446	34.248	31.280	16.241	39.144	25.297	35.808
	29/fev/16	06/abr/99	31/dez/15	29/jul/97	21/jan/15	27/fev/08	19/fev/16	27/fev/90	20/fev/07	15/jul/87
	08/mar/16	07/abr/99	31/dez/15	30/jul/97	24/jan/15	29/fev/08	22/fev/16	01/mar/90	21/fev/07	16/jul/87
	29/fev/16	31/mar/99	27/dez/15	25/jul/97	18/jan/15	22/fev/08	11/fev/16	23/fev/90	14/fev/07	10/jul/87
	9	8	5	6	7	8	12	7	8	7

Lista com as 10 principais ondas de calor (linhas, em números ordinários) em suas respectivas regiões (colunas: R1, R2, ..., R10). Cada linha apresenta, respectivamente (de cima para baixo), as seguintes informações: Magnitude, Magnitude Corrigida, data de máxima intensidade, data de término, data de início, e número de dias.

Por questões práticas para a comparação das ondas de calor em diferentes partes da AS, torna-se necessário executar algum tipo de procedimento para padronizar as distribuições de frequência das magnitudes entre as localidades distintas. Para cada localidade, os valores das m magnitudes apresentam distribuições de frequência com suas estatísticas média e desvio padrão associadas. Uma maneira de executar a padronização consiste em fazer com que essas estatísticas adquiram valores iguais.

A técnica por trás deste feito consiste em achar coeficientes multiplicativos, a ser aplicados nos valores originais de Magnitude, de tal forma que cada localidade adquira distribuições de Magnitudes com estatísticas equivalentes para a média e para o desvio padrão. Aos valores transformados de Magnitude, define-se a Magnitude Corrigida (MC). Todo o desenvolvimento matemático da correção dos valores encontra-se descrito no APÊNDICE B.

Depois dos cálculos no APÊNDICE B, idealmente os valores corrigidos devem possuir média equivalente à média dos valores médios das Magnitudes (antes da correção) das 10 regiões, sendo o análogo afirmável com respeito ao desvio padrão. No entanto, alguns dos menores valores ficaram negativos após a correção, pelo que foi necessário somar cada valor corrigido por 4,5. Esta soma corresponde a fazer crescer 4,5 à média final dos valores corrigidos. Por conseguinte, as distribuições dos valores de MC permanecem com as estatísticas média e desvio padrão iguais. A soma por 4,5 ainda foi realizada de tal maneira que o menor valor de MC se tornasse igual a 1 (um).

Conforme pode-se observar no Quadro 1, a correção dos valores das Magnitudes retirou as consideráveis diferenças outrora existentes, permitindo uma comparação eficiente entre os valores de cada localidade. Observa-se, por exemplo, que o maior valor de MC corresponde a onda de calor de abril de 2016 na região R3, e não mais ao número 815.726 da Magnitude não corrigida da onda de calor de 1997/1998 da região R7.

De fato, a onda de calor de abril de 2016 foi um evento extremo para a região R3 e áreas adjacentes da região Sul e Sudeste do Brasil. Aliás, a mesma se responsabilizou pela maior temperatura média mensal na Estação Meteorológica do IAG para um mês de abril (AMBRIZZI; ROCHA, 2016).

Em geral, os anos de 1997, 1998 e 2016 são os mais recorrentes nas ondas de calor mais intensas (duas primeiras linhas do Quadro 1). Somente no ano de 2016, as regiões R2, R3, R8 e R9 apresentaram as ondas de calor mais intensas de suas respectivas séries históricas. Além disso, sem dificuldades percebe-se que as ondas de calor mais intensas (de cada região) estão presentes a partir do ano de 1998, prolongando-se ao longo do século XXI. Essas informações

vão de acordo com a tendência de aquecimento já discutida neste capítulo, onde se observa aumento das ondas de calor e dos períodos quentes com o passar dos anos.

As informações do Quadro 1 também permitem observar em detalhes as características das ondas de calor da região R1. Prestando atenção nas datas em que elas ocorreram, percebe-se uma quantidade considerável de ocorrência em anos de EN. Este fato persiste para os demais valores não mostrados no quadro, atribuindo um questionamento ao fato de não se ter encontrado relação estatística das ondas de calor e períodos quentes com o ENOS, ao longo do Semiárido Brasileiro.

Isto sugere outros fatores devem estar influenciando nas ondas de calor da região Nordeste. Dentre eles pode se considerar o dipolo do Atlântico em condição desfavorável, assim como outras configurações de TSM que desfavoreçam as precipitações.

Consultando subjetivamente os mapas de anomalias de TSM para a maioria das ondas de calor não pertencentes aos anos de EN³, observa-se que, na ausência de EN, águas anormalmente frias predominam adjacente ao Nordeste do Brasil, ou o Atlântico norte fica anormalmente quente. Na maioria dos casos, as duas configurações de TSM descritas acima coexistem em fase, onde as águas frias mais especificamente ficam na área entre 0 e 20°S, e 20 e 40°W.

Por razões como as descritas no parágrafo acima, a análise estatística não é suficiente para uma interpretação completa das ondas de calor sobre o continente. Neste sentido, existem mecanismos físicos relacionados a sistemas meteorológicos que causam configurações mais complexas e não probabilística. O próximo capítulo apresenta interpretações complementares aos resultados deste capítulo, via descrição de sistemas meteorológicos em mapas de composições.

³Disponíveis no site < <http://www.ospo.noaa.gov/Products/ocean/sst/anomaly/>>

CAPÍTULO 6 – ANÁLISE SINÓTICA E TERMODINÂMICA

Neste capítulo, as ondas de calor serão avaliadas segundo as suas características sinóticas e termodinâmicas em suas respectivas áreas de atuação regional. As análises complementam os estudos estatísticos, indo com afincamento adentro nas particularidades de cada localidade, objetivando encontrar os principais sistemas meteorológicos atuantes e os mecanismos responsáveis pelo aquecimento.

Para tanto, este capítulo consiste em uma descrição sistemática das ondas de calor em cada uma das 10 regiões homogêneas identificadas. Por conta disso, as próximas 10 seções abordam as respectivas áreas, com certa padronização nas técnicas de geração e no modo de apresentação das figuras.

Assim, cada uma das subseções apresenta quatro tipos de figuras, que constituem um conjunto de imagens para um determinado fim: o primeiro tipo compara o mapa de correlação com os campos compostos de temperatura; o segundo tipo apresenta os campos meteorológicos compostos para as ondas de calor; o terceiro tipo mostra os mapas de anomalias de TSM; e o quarto tipo apresenta os mapas compostos com cada um dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica (EET).

Mais especificamente, o primeiro tipo apresenta o mapa de correlação e o mapa composto da temperatura normalizada, de acordo com as ondas de calor identificadas nas regiões correspondentes. Esses mapas podem ser entendidos como precursores dos mapas de sensibilidade, pois os mapas de sensibilidade foram obtidos através dos cálculos envolvendo os mapas da presente figura. Portanto, na prática, o primeiro tipo permite verificar se a coincidência das localidades dos máximos regionais entre as Figuras 11(a) e 11(b) acontece devido à configuração similar entre os mapas das alíneas (a) e (b). Mais do que isso, também permite observar como as diferenças espacialmente se configuram, caso elas sejam substanciais.

O segundo tipo é formado por um conjunto de oito mapas objetivando identificar os sistemas sinóticos, por meio dos campos meteorológicos compostos das variáveis mais pertinentes. A composição seguiu de acordo com a metodologia expressa pela Equação 3 do Capítulo 3, onde se considera os valores de cada dia de uma onda de calor, ponderados pela Magnitude Diária (MD). Os valores de MD advêm da média das temperaturas normalizadas na área da região homogênea correspondente, ao longo dos dias pertencentes às ondas de calor nessa região. Tais ondas de calor, por sua vez, também foram identificadas conforme a

metodologia da secção 3.3 do Capítulo 3, sendo, portanto, uma extensão da outrora técnica aplicada para um ponto de grade.

Com base nos dados do “NOAA OI SST V2 High Resolution Dataset”—cuja descrição encontra-se em Reynolds *et al.* (2007)—, o terceiro tipo de figura apresenta os mapas compostos anômalos de TSM, realizados conforme a mesma metodologia do parágrafo anterior às demais variáveis. Eles objetivam completar a análise estatística, no sentido de confirmar os testes de hipóteses realizados para a validação da relação com o fenômeno ENOS.

O quarto tipo permite explorar as causas do aquecimento e, para este fim, apresenta os mapas contendo informações de cada um dos quatro termos da EET. Conforme já comentado, esses quatro termos são: Tendência de Temperatura (TT), Advecção Horizontal de Temperatura (AHT), Aquecimento Adiabático (AA), e o Aquecimento Diabático (AD).

O termo AD foi gerado através do resíduo dos demais termos, calculados por composição nos dias da fase de maturação das ondas de calor. Salienta-se que, ao longo dos termos AHT, AA e AD, os valores plotados correspondem ao campo anômalo de composição, conforme a Equação 4, mas trocando N_a por N_{mad} . Esta troca surge da filtragem para incluir somente os dias da fase de maturação das ondas de calor, conforme a secção 3.5 do Capítulo 3. A composição como média ponderada (para os mesmos dias) aconteceu somente no termo TT.

O uso dos valores anômalos tem como objetivo destacar as particularidades existentes para os dias mais quentes, que não ficam tão evidentes somente com os campos de composição das médias ponderadas. No caso da AHT sobre o interior do sertão nordestino, a utilização dos campos anômalos se torna ainda mais importante em baixos níveis, uma vez que nessa região o referido termo permanece sendo negativo mesmo durante as ondas de calor. Isso acontece devido à presença climatológica dos alísios que vêm do oceano e avançam sobre a porção continental, que possui temperaturas mais altas.

Conforme o decorrer deste capítulo, as ondas de calor sobre a América do Sul serão analisadas regionalmente de acordo com os conceitos apresentados no Capítulo 2, de modo a possibilitar a identificação dos sistemas sinóticos e dos correspondentes processos termodinâmicos. Entretanto, menções a respeito dos bloqueios, fenômenos intrasazonais e mecanismos de baixa frequência serão feitas em conformidade com a literatura e os resultados obtidos nesta dissertação. O entendimento conjunto dos sistemas sinóticos, dos processos termodinâmicos e dos fenômenos de baixa frequência possibilitarão uma compreensão mais complexa, em prol da construção de uma visão generalizada no capítulo seguinte.

6.1 REGIÃO R1 – SEMI-ÁRIDO

Começemos a análise a partir da região R1, que representa o Semi-Árido nordestino. Conforme será notado, os próximos resultados confirmam a importância das precipitações na modulação da frequência das ondas de calor no período chuvoso e, mais do que isso, estabelece sua relação com a circulação atmosférica desencadeada por fontes estacionárias de calor.

A Figura 17 (primeiro tipo) mostra o mapa de correlação e os campos compostos de temperatura, obtidos a partir de séries temporais diárias dos valores médios na região R1. Na alínea (a), a correlação entre os valores de ICD de R1, com os valores de temperatura dos demais pontos de grade, apresenta valores superiores a 0,3 no Atlântico tropical, à leste da Região Nordeste do Brasil, assim como no Pacífico Equatorial, na região de Galápagos.

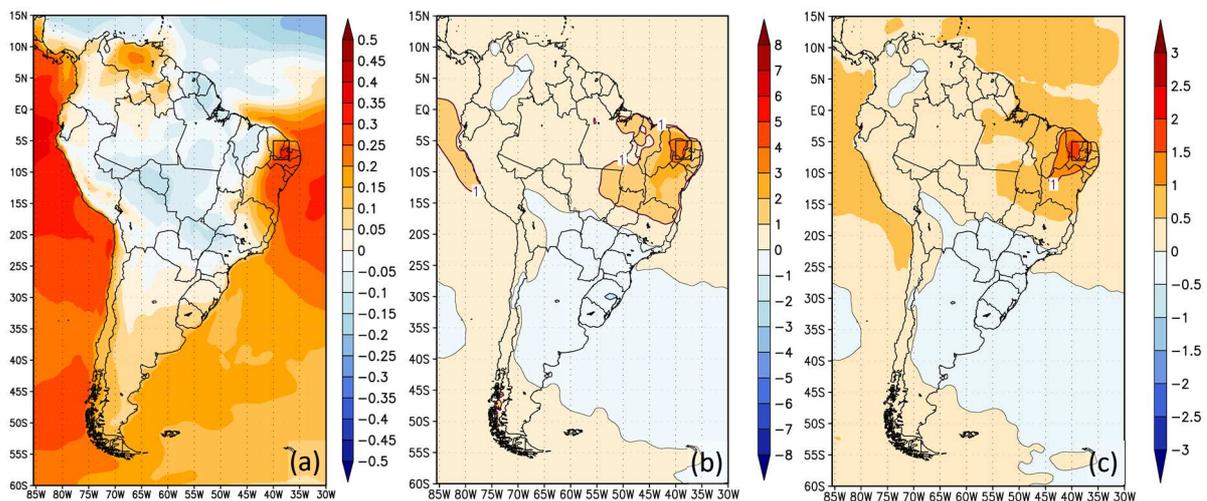


Figura 17 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R1

(a) Mapa de correlação entre os valores de ICD médio no retângulo R1 e as séries de temperatura das demais localidades; (b) Temperatura máxima (anomalia) composta para as ondas de calor no retângulo R1 (média ponderada pelos valores da temperatura normalizada nas ondas de calor) (°C); (c) como em (b), mas para os valores da temperatura máxima normalizada.

Esse resultado expressa relação linear entre os valores de ICD com as temperaturas no Atlântico e no Pacífico Equatorial, em função do aquecimento na Região Nordeste. Nas Figuras 17(b) e 17(c), o resultado obtido por correlação também se reflete nos compósitos de temperatura e de temperatura normalizada, indicando que o aquecimento na Região Nordeste está, de fato, relacionado com o aquecimento no Pacífico Equatorial. Ainda assim, o sinal não é significativamente intenso, já que resulta em valores inferiores a 1,0 na temperatura normalizada.

Sobre áreas do Centro-Oeste e Norte do Brasil, observa-se valores levemente negativos de correlação [Figura 17(a)], que são praticamente neutros nos campos de temperatura [Figura 17 (b) e 17 (c)]. Os campos de temperatura também mostram valores levemente negativos sobre a Região Sul e países vizinhos, sul da Região Sudeste, sul da Região Centro Oeste e Atlântico adjacente. Marcações de até -1°C são verificadas no Rio Grande do Sul [Figura 17(b)], mas que não chegam a $-0,5$ na correspondente temperatura normalizada [Figura 17(c)].

A Figura 18 (segundo tipo) mostra as composições médias e anômalas das variáveis, com o objetivo de identificar os sistemas sinóticos mais pertinentes. Em (a), observa-se o campo anômalo de Radiação de Onda Longa Emergente (ROL); em (b) até (d), observa-se a circulação média e anômala, desde 850 até 250 hPa; em (e), observa-se a anomalia da espessura 500–1000 hPa; e de (f) até (h), observa-se os campos anômalos, desde 850 até 250 hPa.

Através do campo anômalo de ROL, observa-se a atuação de três regiões com anomalias substancialmente mais evidentes. Na Região Nordeste, nota-se valores positivos, de até 4 W m^{-2} , sobre o estado do Ceará. Ao sul, valores negativos de até -1 W m^{-2} são observados em parte da Região Sul e da Região Sudeste do Brasil, além de áreas do Uruguai e centro norte da Argentina, que se prolonga para o Atlântico. No Pacífico, anomalias negativas ainda maiores, de -4 W m^{-2} , são observadas na região Equatorial.

A Figura 18(b), o destaque é uma anomalia positiva de Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (PRNMM) na região das Malvinas, que se reflete no campo anômalo de Altura Geopotencial em 500 hPa [Figura 18(c)]. Também nos campos de 500 hPa, observa-se anomalias negativas que cobre toda a faixa latitudinal de 30 a 35°S , que se associam a ondulações ciclônicas no Atlântico e no Pacífico. Pouco ao norte dessa faixa latitudinal, verifica-se a atuação de uma corrente de jato com anomalia positiva do fluxo de oeste em 250 hPa [Figura 18(d)].

As anomalias da faixa latitudinal de 30 a 35°S se refletem na espessura 500–1000 hPa [Figura 18(e)], e as linhas de corrente anômalas tornam a verificar uma anormalidade anticiclônica na região das Malvinas, tanto para o nível de 850 hPa, quanto para o nível de 500 hPa [Figura 18(f) e 18(g)]. Aliás, pela Figura 18(h), nota-se que o referido anticiclone possui acoplamento entre a alta e baixa troposfera, evidenciando características barotrópicas. Este anticiclone é complementado por um vórtice anômalo no Atlântico, à nordeste de seu posicionamento, que se apresenta em quase todos os níveis da troposfera [Figura 18(f)–18(h)].

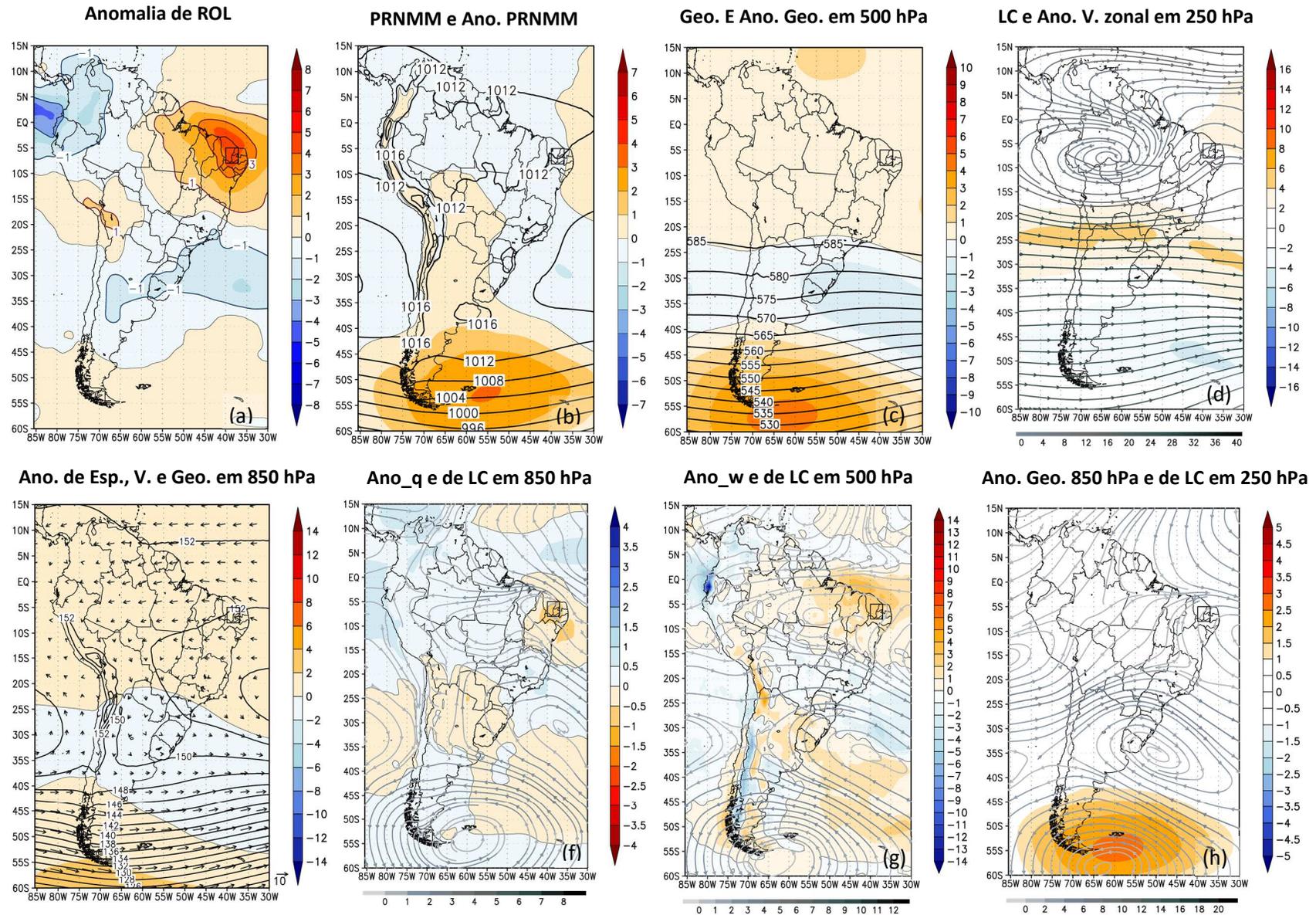


Figura 18 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R1

(a) Anomalia de ROL [$W m^{-2}$]; (b) Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (PRNMM) e anomalia de PRNMM [hPa]; (c) Geopotencial e anomalia de geopotencial em 500 hPa [damgp]; (d) Linhas de Corrente (LC), com magnitude de vento, e anomalia de vento zonal [$m s^{-1}$] em 250 hPa; (e) Anomalia de espessura (500–1000 hPa) [damgp], vento [$m s^{-1}$] e geopotencial [damgp] em 850 hPa; (f) Anomalia de LC, de magnitude de vento [$m s^{-1}$], e de umidade específica [kg/kg] em 850 hPa; (g) Anomalia de ômega [$(Pa s^{-1}) * 10^2$], e de LC, com magnitude de vento [$m s^{-1}$], em 500 hPa; (h) Anomalia de geopotencial em 850 hPa [damgp], e de LC, com magnitude do vento [$m s^{-1}$], em 250 hPa.

A interpretação conjunta das anomalias da Figura 18 remete para a atuação de uma fonte tropical de calor no Pacífico Equatorial. Teoricamente, as convecções anômalas da região tropical geram divergência em altos níveis e agem como uma forçante de Ondas de Rossby (SARDESHMUKH E HOSKINS, 1988), que se propagam para os extratropicos por trajetórias curvadas em arcos, conforme previsto por Hoskins e Karoly (1981). Pela teoria linear, a propagação acontece preferencialmente nas regiões com ventos de oeste, conforme Pedlosky (2003) e os experimentos prévios de Hoskins, Simmons e Andrews (1977). Hoskins e Ambrizzi (1993), ao confirmarem os padrões de teleconexões encontrados por Hsu e Lin (1992), enfatizaram a importância dos jatos como guia de ondas, em afirmações que estão de acordo com Mo e White (1985), que utilizaram a metodologia de correlação ponto a ponto de Wallace e Gutzler (1981).

Esses jatos se intensificam pela convergência do fluxo em altos níveis, gerada pelo escoamento divergente proveniente das convecções tropicais anômalas (ARKIN; WEBSTER, 1985). Desta forma, os trópicos influenciam os extratropicos pelo aumento da velocidade do fluxo zonal, que é condizente para o desenvolvimento de perturbações por instabilidade baroclínica, assim como sua propagação pela teoria linear. Aliás, de acordo com Karoly (1983), Li e Nathan (1994), quanto maior a durabilidade das fontes tropicais de calor, menos confinadas ao equador são as perturbações resultantes. Além disso, são as perturbações barotrópicas que propagam mais energia aos extratropicos (TRENBERTH *et al.*, 1998), sendo os resultados ainda mais consistentes ao se fazer simulações teóricas com o modelo barotrópico no nível de 350 hPa (BRETHERTON, 1964).

Conforme relatado no Capítulo 2, o fenômeno ENOS consiste numa oscilação interanual acoplada oceano-atmosfera, caracterizada por alterações na TSM e circulação atmosférica. De acordo com Trenberth *et al.*, 1998, regiões com anomalias positivas de TSM induzem no aparecimento de convecções tropicais anômalas que, por sua vez, produzem convergência em baixos níveis, e divergência em altos níveis, para disparar mecanismos de teleconexões através da relação entre a circulação nos trópicos e nos extratropicos, como comentado nos parágrafos anteriores. Neste contexto, o fenômeno EN altera as configurações de TSM no Pacífico equatorial leste e central, gerando anomalias positivas com convecções acopladas.

Recapitulando os resultados do Capítulo 5, observa-se que o teste χ^2 de Pearson não acusou relação entre a frequência das ondas de calor em R1 e a frequência de atuação do EN, para um intervalo de confiança de 90%. Todavia, por considerações adicionais, especulou-se também a presença do dipolo do Atlântico como modulador das frequências das ondas de calor. Neste sentido, sua presença pode contribuir para o aumento da frequência absoluta de ondas de

calor em anos sem o EN, explicando o motivo do teste estatístico não acusar quaisquer anormalidades.

Para comprovar estas hipóteses, avaliou-se fazer um mapa de composição das anomalias de TSM, consistindo na média ponderada pelos valores de MD das ondas de calor. Os resultados são apresentados na Figura 19 (terceiro tipo), em uma composição para todas as ondas de calor [Figura 19(a)] e em uma composição para as ondas de calor dos meses sem a presença do EN [Figura 19(b)]. Para a separação dos meses com e sem o EN, considerou-se novamente o Índice Oceânico Niño (ONI, da sigla em inglês), conforme explicado na secção 5.4 do Capítulo 5.

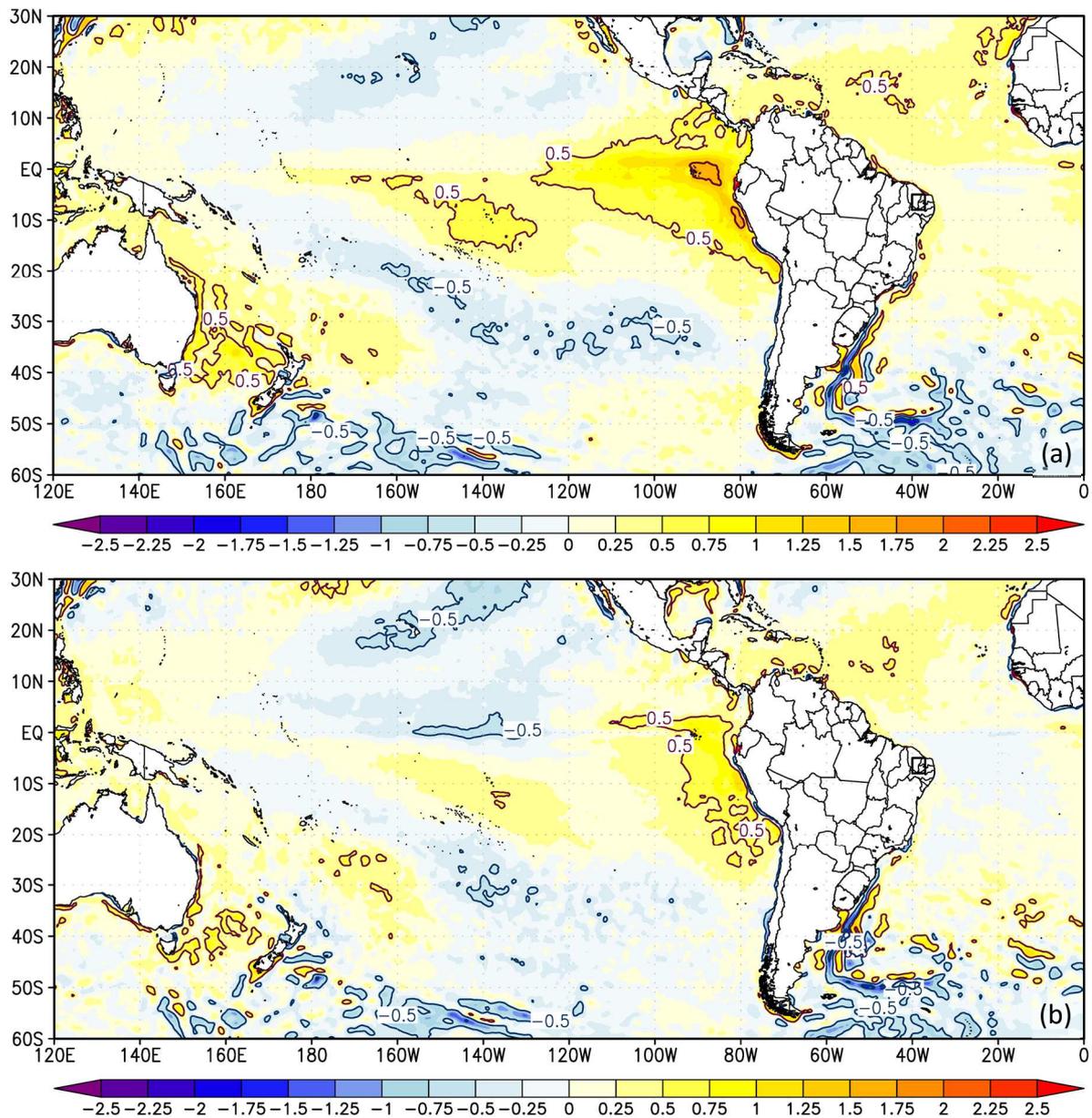


Figura 19 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R1

(a) Considerando todas as ondas de calor;

(b) Considerando as ondas de calor que não aconteceram durante o El Niño.

Observa-se que, para todos os meses com ondas de calor, a configuração de TSM adquire aspecto similar à fase quente do fenômeno ENOS: aquecimento no Pacífico equatorial leste e central, cercado por um esfriamento ao norte, sul e oeste, em um padrão conhecido como “ferradura”. É notória uma porção de águas relativamente mais frias, que parte das proximidades da Oceania e se estende até as proximidades do sul da AS. Isto sugere uma conexão entre as convecções da região tropical com a circulação dos extratropicais, via modificação na banda de nebulosidade da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS).

A resposta ao que acontece no Pacífico se reflete pelo continente sul americano via propagação de perturbações na porção subtropical do continente, através da atuação de cavados na média troposfera [Figura 18(c)], associado com a presença do jato anômalo na alta troposfera [Figura 18(d)]. Este jato se intensifica via convergência do fluxo de altos níveis, incitada pelas convecções tropicais, conforme já comentado na citação de Arkin e Webster (1985). A presença das perturbações ciclônicas associadas ao jato, por sua vez, favorece a anomalia ciclônica observada sobre o oceano Atlântico subtropical, em quase todos os níveis da troposfera, conforme a Figura 18(f)–18(h).

No entanto, a referida anomalia pode também ser avaliada como parte de um trem de ondas disparados por teleconexão a partir do Pacífico. Isto se deve a alternância dos vórtices anômalos (ciclônicos e anticiclônicos) que se estende desde o Pacífico: um sobre o sudeste do Pacífico, em torno de 35°S e com núcleo fora do domínio (à oeste) das imagens da Figura 18; outro sobre as Malvinas e outro sobre o Atlântico, próximo da AS. Para reforçar, o anticiclone da região das Malvinas apresenta certa barotropia, em um resultado consistente com a propagação barotrópica de energia a partir de fontes externas de calor, conforme comentado na citação de Trenberth *et al.* (1998).

De acordo com Grimm (2003), Grimm, Pal e Giorgi (2007) e Grimm (2009), as configurações de ROL da Figura 18(a), que se refletem nas anomalias de precipitação, são consistentes com o que se espera diante da atuação do fenômeno EN, assim como a circulação atmosférica associada. Neste sentido, a anomalia negativa de ROL, ao longo do Pacífico equatorial leste, evidencia a presença anômala de excessiva convecção tropical. Na Região Nordeste, a circulação zonal de subsidência por compensação é sinalizada através da anomalia anticiclônica das linhas de corrente em 850 hPa (com baixa umidade específica) [Figura 18(f)], da anomalia anticiclônica com subsidência em médios níveis da troposfera [Figura 18(g)] e da pouca precipitação [Figura 18(a)] na região.

No entanto, o dipolo desfavorável do Atlântico também pode apresentar uma contribuição aos valores anômalos de precipitação sobre a Região Nordeste. Neste sentido, a

Figura 19(b) mostra o que acontece com a TSM dos oceanos, em ondas de calor sem a presença do EN. Os resultados indicam que as anomalias positivas ainda persistem adjacente a costa oeste da AS, sugerindo uma atuação do Niño costeiro. Entretanto, sobre o Atlântico, um fraco sinal negativo aparece imediatamente ao sul da linha do Equador, que é compensado pela atuação das anomalias positivas ao norte. Este aspecto torna evidente também a atuação do dipolo em dias com ondas de calor.

Mais genericamente, a avaliação conjunta dos resultados sugere relação entre as frequências de atuação das ondas de calor sobre o Semi-Árido com as configurações desfavoráveis de TSM, quaisquer que sejam. Neste sentido, a presença de águas frias sobre o Atlântico tropical sul e águas quentes no Pacífico Equatorial desfavorecem a precipitação no sertão, pela instalação de uma circulação subsidente, desta forma contribuindo para o aumento das temperaturas. De fato, conforme pode se observar na Figura 13, as ondas de calor acontecem principalmente durante o período chuvoso do Semi-Árido.

As observações acima vão ao encontro das sugestões da seção 4.1 do Capítulo 4, feita após a análise dos mapas climatológicos dos nonagésimos percentis da Figura 7. Conforme a Figura 7(b), a diminuição dos valores climatológicos dos nonagésimos percentis está relacionada com a época de chuva, de maneira que a presença de precipitações irregulares favorece o acontecimento de extremos de temperatura. Para a atuação das precipitações regulares, é fundamental a presença da ZCIT, cuja posição meridional é modulada pelo Dipolo do Atlântico e a intensidade das convecções é modulada, em partes, pelo fenômeno ENOS.

Entretanto, há de se considerar a presença de outros sistemas meteorológicos para a região, como o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) (GAN; KOUSKY, 1986) e a Oscilação de Madden-Julian (MADDEN; JULIAN, 1971, 1972), que também contribuem substancialmente para a precipitação na região durante a época de chuvas. No entanto, a consideração desses sistemas vai além dos resultados conseguidos através desta dissertação. Ainda assim, com razoável segurança é possível afirmar que as configurações de TSM e as teleconexões explicam substancialmente os padrões anômalos observados na Figura 18 e na Figura 19.

Tendo em vista a relação entre as chuvas e as ondas de calor no Nordeste do Brasil, é razoável afirmar que o termo radiativo e de subsidência da EET apresentam considerável contribuição para a manutenção do aquecimento. E com a finalidade de confirmar esta assertiva, a Figura 20 apresenta os campos dos quatro termos da EET, tanto em 850 hPa quanto em 500 hPa, para se obter uma razoável cobertura vertical e horizontal dos processos termodinâmicos.

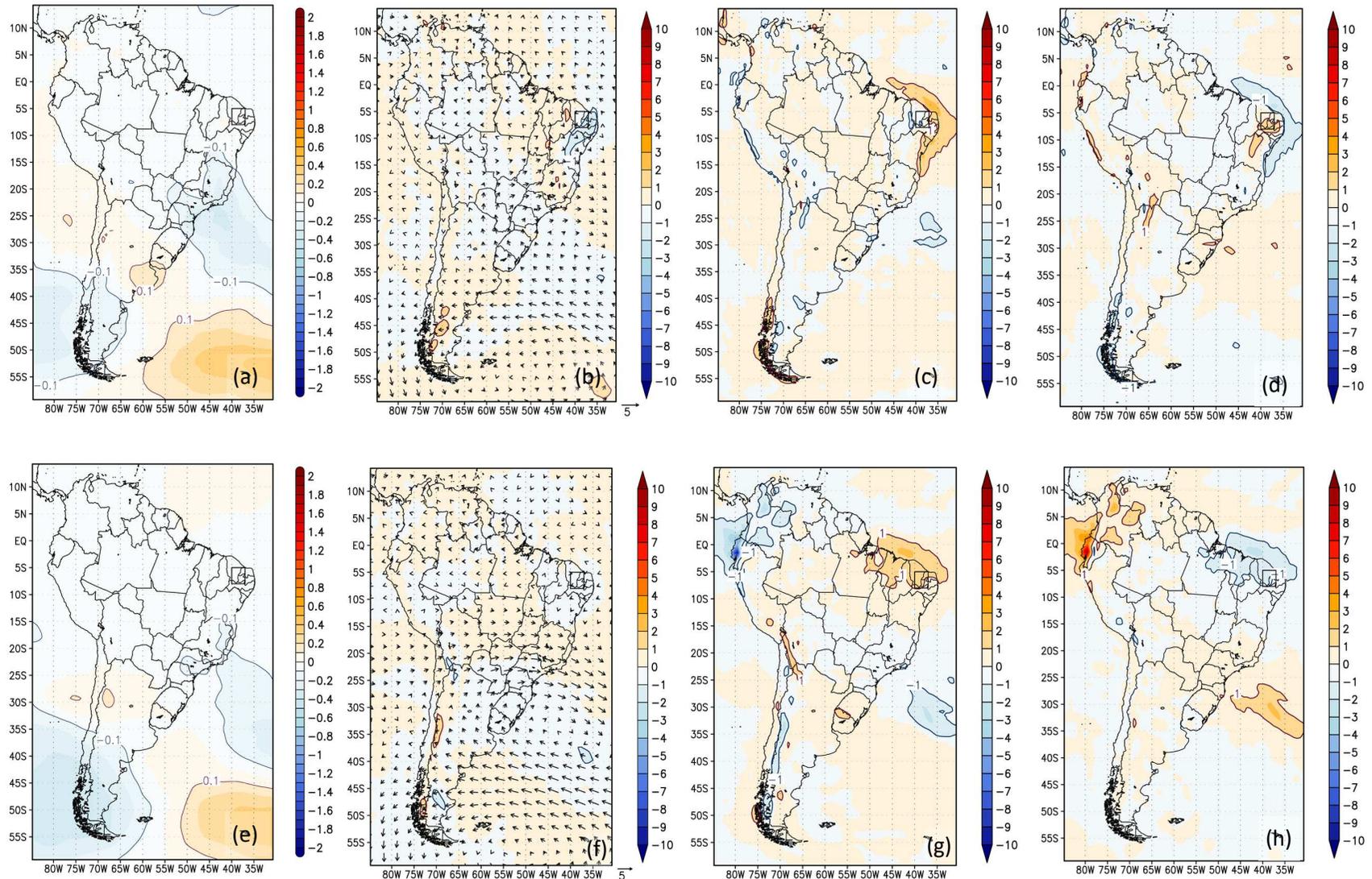


Figura 20 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R1

(a) Tendência de Temperatura (TT); (b) Anomalia da Adecção Horizontal da Temperatura (AHT), conjuntamente com o vento anômalo; (c) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Adiabático (AA); (d) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Diabático (AD). As alíneas (e) até (h) apresentam os mesmos campos anômalos. Na parte superior, as variáveis são para o nível de 850 hPa; na parte inferior, para o nível de 500 hPa. Todas na unidade de $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$. A velocidade do vento é em m s^{-1} .

Os resultados mostram a presença positiva de AA (ainda que em posições não exatamente coincidentes), tanto em 500 quanto em 850 hPa, ao longo das localidades em que se observa subsidência na média troposfera [Figura 18(g)]. Este termo é parcialmente compensado pelo esfriamento diabático (resíduo), de maneira a deixar quase nula a Tendência de Temperatura (TT), de acordo com o esperado para o período de maturação das ondas de calor.

Localmente sobre o retângulo R1, a situação se inverte em 850 hPa, onde se observa valores positivos de AD, compensado parcialmente pelos valores negativos de AA. No mesmo nível isobárico e localidade, também é possível observar valores negativos de AHT. Desta forma, conclui-se que as altas temperaturas estão associadas com processos diabáticos, em baixos níveis, e processos adiabáticos, em médios níveis da troposfera. Este resultado faz sentido, ao se observar que a subsidência da média troposfera favorece dias com céu limpo, em que os processos radiativos passam a produzir aquecimento a partir da interação com a superfície.

Outro detalhe relevante da Figura 20 se retrata nas anomalias sobre o Atlântico Sul (em torno de 30°S) e nas anomalias do Pacífico equatorial. Em ambas as localidades, o termo AD tende a ficar positivo e o termo AA tende a ficar negativo, em conformidade com o esfriamento causado pelo movimento vertical ascendente e o aquecimento da liberação de calor latente por condensação. Por conseguinte, essas localidades estão em regiões favoráveis para precipitação, e este fato é confirmado através das análises de ROL da Figura 18(a). Além disso, tanto em 850 quanto em 500 hPa, os valores negativos de AA contribuem para a tendência negativa de temperatura sobre o Atlântico e parte das regiões sul e sudeste do Brasil. Isto significa que a mesma circulação ascendente, que favorece as precipitações, também favorece o esfriamento ao longo do Atlântico e regiões adjacentes. No entanto, esse esfriamento é pouco notável, com valores inferiores a $-0,5^{\circ}\text{C d}^{-1}$.

Sumarizando os resultados, conclui-se que a frequência de atuação das ondas de calor sobre a Semi-Árido nordestino é substancialmente afetada pelas configurações de TSM e circulações atmosféricas relacionadas. O dipolo desfavorável e, principalmente, o fenômeno EN, desfavorece as precipitações, provocando aquecimento por incidência radiativa em superfície e subsidência na média troposfera. Desta forma, as ondas de calor sobre o sertão estão relacionadas com processos dinâmicos e termodinâmicos modulados por sistemas meteorológicos de baixa frequência, que desencadeiam mecanismos de teleconexões que, por sua vez, acabam por afetar nas condições do tempo em localidades remotas, incluindo a porção subtropical da AS.

6.2 REGIÃO R2 – MATO GROSSO, SUL DO PARÁ

Com considerável aumento em suas frequências durante os meses de verão (secção 5.2 do Capítulo 5), as ondas de calor sobre a região R2 representam os dias quentes e secos que acontecem no interior da Região Centro-Oeste do Brasil e áreas adjacentes das regiões Norte, Sudeste e Nordeste do Brasil. Salvo menção em caso contrário, a região R2 será mencionada como Centro Oeste Brasileiro, também como referência às ondas de calor que acontecem no planalto central do país.

A Figura 21, assim como a Figura 17, mostra o mapa de correlação e os campos compostos de temperatura, aplicados desta vez às séries de dados da região R2, destacada pelo retângulo nas imagens. Avaliando a correlação dos valores de ICD médio diário, com os valores de temperatura nos pontos de grade [Figura 21(a)], o mapa de correlação permite observar a predominância de valores positivos em quase toda a sua extensão. Os sinais mais fortes se encontram na Região Nordeste do Brasil, onde os valores se aproximam de 40%. Outra região com razoável correlação se encontra na Terra do Fogo, com valores em torno de 30%.

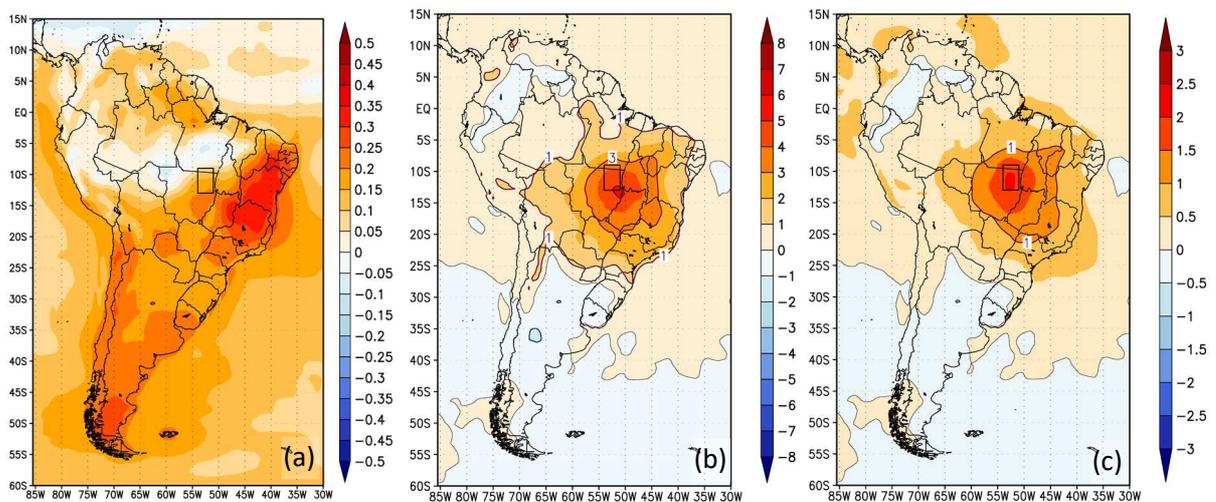


Figura 21 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R2

(a) Mapa de correlação entre os valores de ICD médio no retângulo R2 e as séries de temperatura das demais localidades; (b) Temperatura máxima (anomalia) composta para as ondas de calor no retângulo R2 (média ponderada pelos valores da temperatura normalizada nas ondas de calor) ($^{\circ}\text{C}$); (c) como em (b), mas para os valores da temperatura máxima normalizada.

Pela Figura 21(b) e 21(c), os valores mais elevados se concentram quase que simetricamente em relação à região R2, onde se verifica anomalia de até 5°C nas temperaturas, que se reflete em valores de magnitude superior a 2,0 nas temperaturas normalizadas. Com efeito, os valores caracterizam uma média de temperatura significativa ao intervalo de confiança superior a 95%. A região com valores positivos engloba grande parte do Centro Oeste

e parte das regiões Sudeste, Nordeste e Norte do Brasil. No entanto, ela não se espalha para as demais regiões do mapa, sugerindo um aquecimento local.

A diferença na configuração espacial dos valores na Figura 21(a), em relação às Figuras 21 (b) e 21 (c), indica a predominância de processos não lineares, conforme os argumentos da secção 4.4.2 do Capítulo 4. Mais do que isso, indica que o aquecimento relacionado às ondas de calor de R2 possui características locais e restritas no interior do continente. Conforme a análise desta Figura 17, reforçada pelas estatísticas da Figura 12, tal aquecimento é substancialmente significativo quanto acontece, implicando em notórios máximos locais na temperatura normalizada [Figura 12(d)], nos extremos quentes absolutos [Figura 12(f)] e também na variabilidade das temperaturas durante as ondas de calor [Figura 12(e)].

Apesar da diferença mencionada, os mapas de sensibilidade da Figura 11 apresentam máximos locais na mesma localidade: a região R2. Isto sugere que nem sempre a coincidência da localização dos picos de sensibilidade indica semelhança entre os mapas de correlação e os mapas de composição de temperatura associados. Em consequência, a análise da Figura 21 complementa a análise da Figura 11, permitindo uma interpretação mais completa dos mapas de sensibilidade.

A Figura 22, assim como a Figura 18, mostra a climatologia sinótica das ondas de calor através das variáveis mais pertinentes. Os mesmos tipos de imagens da Figura 18 são apresentados, seguindo o padrão que é válido para todas as demais regiões. Começando a análise pela Figura 22(a), observa-se anomalias consideráveis de ROL, que ultrapassam 8 W m^{-2} e são bem superiores que as apresentadas na Figura 18(a). Por compensação, valores negativos se observam na Região Sul e áreas adjacentes, assim como na Colômbia e áreas adjacentes.

No caso da Colômbia, a relação inversa com R8 segue de acordo com os mapas dos valores médios de correlação da Figura 9 (secção 4.3 do Capítulo 4). Aliás, tal relação também se reflete sutilmente nos campos de Temperatura da Figura 21. Isto significa que o aquecimento extremo na região R2 se relaciona com chuvas anômalas na Colômbia, que se reflete em uma sutil anomalia negativa nas temperaturas dessa região.

Conforme as Figuras 22(c) e 22(d), o aquecimento se associa com o estabelecimento de um amplo anticiclone sobre o território brasileiro. Tal anticiclone traz consigo circulação de subsidência e baixa umidade relativa do ar [Figura 22(f) e 22(g)], que afeta principalmente os estados de Minas Gerais, Goiás, Distrito Federal, Tocantins, leste de Mato Grosso, oeste da Bahia e sul dos estados de Maranhão e Piauí. Ao longo da Figura 22(f)–22(h), o anticiclone nos campos médios se reflete nos campos anômalos de circulação centrados entre as regiões Sul,

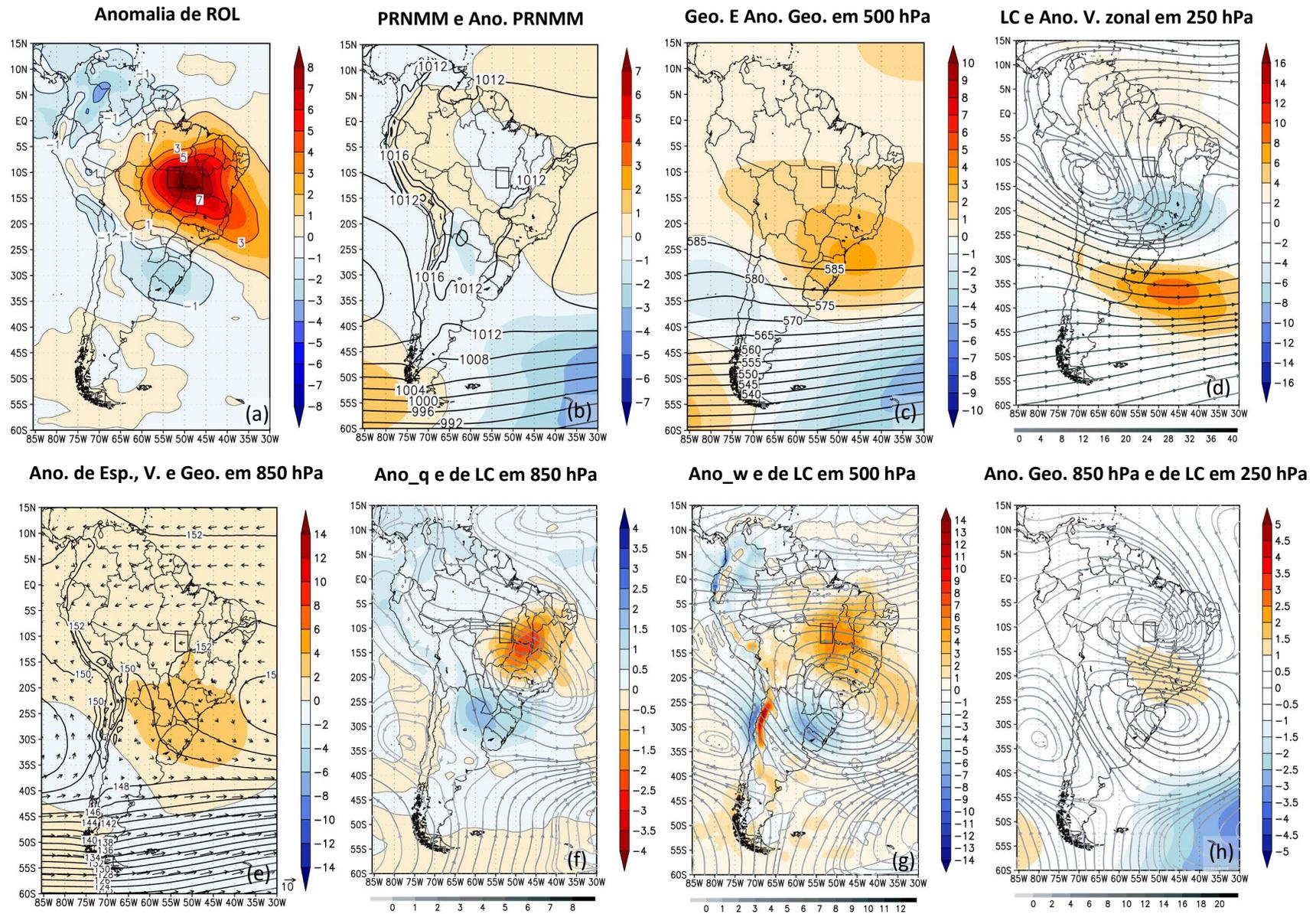


Figura 22 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R2

(a) Anomalia de ROL [W m^{-2}]; (b) Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (PRNMM) e anomalia de PRNMM [hPa]; (c) Geopotencial e anomalia de geopotencial em 500 hPa [damgp]; (d) Linhas de Corrente (LC), com magnitude de vento, e anomalia de vento zonal [m s^{-1}] em 250 hPa; (e) Anomalia de espessura (500–1000 hPa) [damgp], vento [m s^{-1}] e geopotencial [damgp] em 850 hPa; (f) Anomalia de LC, de magnitude de vento [m s^{-1}], e de umidade específica [kg/kg] em 850 hPa; (g) Anomalia de ômega [$(\text{Pa s}^{-1}) \cdot 10^2$], e de LC, com magnitude de vento [m s^{-1}], em 500 hPa; (h) Anomalia de geopotencial em 850 hPa [damgp], e de LC, com magnitude do vento [m s^{-1}], em 250 hPa.

Sudeste e o Atlântico Adjacente. No nível de 250 hPa [Figura 22(h)], a circulação anômala permite identificar um VCAN próximo de R1, que aparece como Cavado do Nordeste na circulação média [Figura 22(d)].

A presença do VCAN na circulação anômala indica o enfraquecimento da Alta da Bolívia (AB), que representa o anticiclone térmico relacionado à liberação de calor latente das convecções monçônicas da AS. Este resultado faz sentido ao lembrar que as ondas de calor, em R2, acontecem principalmente durante o verão, que é a época de atuação da AB. Desta forma, o fluxo anômalo de altos níveis reflete a ausência de precipitações na região, evidenciando mais uma vez a circulação de subsidência já comentada.

As condições do tempo e de circulação atmosférica se alteram ao se movimentar mais para o sul, onde se observa um cenário mais favorável às precipitações. Conforme a Figura 22(b), a Baixa Termo Orográfica do Noroeste da Argentina (BNOA) aparece intensificada, como se pode observar pelas configurações das isóbaras e campo anômalo associado. Conforme a Figura 22(e) e 22(f), ar quente advindo de latitudes mais baixas é direcionado meridionalmente para a Região Sul do Brasil e países adjacentes, onde se observa anomalia positiva no conteúdo de umidade e movimento ascendente [Figura 22(f) e 22(g)]. Além disso, observa-se cavado na média e alta troposfera, localizado sobre o Chile e Pacífico adjacente [Figura 22(c) e 22(d)]. Este cavado, por sua vez, possui o JS em sua vanguarda direcionado para a orientação noroeste-sudeste, que pode ser visto principalmente na circulação anômala [Figura 22(h)].

Em resumo, os sistemas meteorológicos atuam conjuntamente para uma situação de pouca precipitação e temperaturas acima da média no interior central do Brasil, e uma situação de precipitação acima da média na Região Sul do Brasil e países adjacentes. Este resultado vai de acordo com os comentários da seção 2.3.2 do Capítulo 2, em que as alterações do fluxo de calor e umidade se comportam de forma a desfavorecer as chuvas de verão no interior do Brasil, e a favorecer as precipitações na Região Sul do Brasil e países vizinhos (Nogués-Paegle e Mo, 1997; Marengo, Douglas e Silva Dias, 2002; Coelho *et al.*, 2015). Essas alterações estão relacionadas a um cenário desfavorável à migração das frentes frias para o Brasil, de maneira que elas não se interagem com as convecções tropicais de verão, para contribuir na formação dos eventos de Zona de Convergência do Atlântico Sul (KODAMA, 1992a, 1992b).

Além disso, o conjunto das características mencionadas se assemelha com os casos EMAQS de Padilha (2008). Aliás, ao se comparar a Figura 1, de Padilha (2008), com a Figura 22, observa-se, em ambas: anomalia positiva de Altura Geopotencial em 500 hPa centrada sobre o norte da Região Sul e Atlântico Adjacente; presença do cavado anômalo, em médios e altos

níveis, sobre o Pacífico; atuação do JS ao sul de sua posição climatológica e orientado na direção noroeste-sudeste; atuação dos ventos de norte em parte da Região Sul; e presença de áreas de baixa pressão, nos campos de PNMM, ao longo da porção subtropical da AS. A única diferença notável se constitui na atuação de uma área de alta pressão em baixos níveis sobre a Argentina (Figura 1: campo de PNMM e fluxo associado em 850 hPa), que aparece discretamente somente no campo anômalo da Figura 22(f).

As semelhanças chamam a atenção para o fato de que a grande maioria das ondas de calor, em R2, aconteceu fora do período de observação (meses de inverno) de Padilha (2008). Por conseguinte, os mesmos padrões de circulação atmosférica que geram o aquecimento, nos meses de inverno, também podem ser observados nos meses de verão. Padilha (2008) também estabeleceu a relação entre os casos de EMAQS e os casos de bloqueio no Pacífico Sudeste, afirmando a contribuição dos bloqueios para impedir o avanço dos sistemas transientes rumo às Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil.

A assinatura dos bloqueios se retrata no campo de Altura Geopotencial do Pacífico Sudeste, onde são observadas anomalias negativas em 30°S e anomalias positivas em latitudes mais altas. Este padrão é observado tanto na Figura 1 quanto na Figura 22; entretanto, a assinatura dos bloqueios fica ainda mais evidente ao se fazer a comparação da Figura 22 com a Figura 3 de Mendes *et al.* (2005).

Conforme mencionado na seção 2.3.1 do Capítulo 2, a Figura 3 de Mendes *et al.* (2005) retrata um compósito de 41 anos (1961–2000) para os casos de bloqueio no Pacífico Sudeste. Nessas figuras (3 e 21), observa-se a anomalia positiva de altura geopotencial à oeste do Estreito de Drake, que se associa com a circulação anômala anticiclônica. O análogo oposto pode ser dito com respeito a porções do Atlântico à leste do Estreito de Drake. Ao norte do anticiclone anômalo de Bloqueio, fica estabelecido o Vórtice Ciclônico anômalo de bloqueio, precisamente em 30°S.

Consequentemente, os padrões anômalos da Figura 22 são consideravelmente coincidentes com os padrões anômalos da Figura 3, sendo as semelhanças ainda mais notórias ao se observar a Figura 22(c) e 22(g). Desta forma, torna-se possível estabelecer a relação entre as ondas de calor, em R2, com os bloqueios no Pacífico Sudeste. Com muito rigor, uma confirmação indubitável viria da identificação dos bloqueios durante as ondas de calor.

Padilha (2008) também tentou relacionar os casos de EMAQS com a fase quente do ENOS, embora não tenha concluído obter qualquer associação. Todavia, lembrando os resultados do teste χ^2 de Pearson da seção anterior, observa-se que a distribuição das

frequências das ondas de calor possui relação com o ENOS, para um intervalo de confiança superior a 95%.

Para confirmar a relação com o ENOS sem deixar dúvidas, novamente procurou-se observar o comportamento médio da TSM durante as ondas de calor. Os resultados são apresentados na Figura 23, onde novamente pode-se observar um aquecimento das águas equatoriais no Pacífico equatorial leste e central, em um padrão típico de EN. Tanto o teste estatístico quanto a análise de TSM corroboram para a presença do fenômeno. Além disso, a circulação atmosférica também é consistente para a presença do EN, haja vista as anomalias positivas de chuva na região sul, com a presença do JS mais intensificado e ao sul de sua posição climatológica.

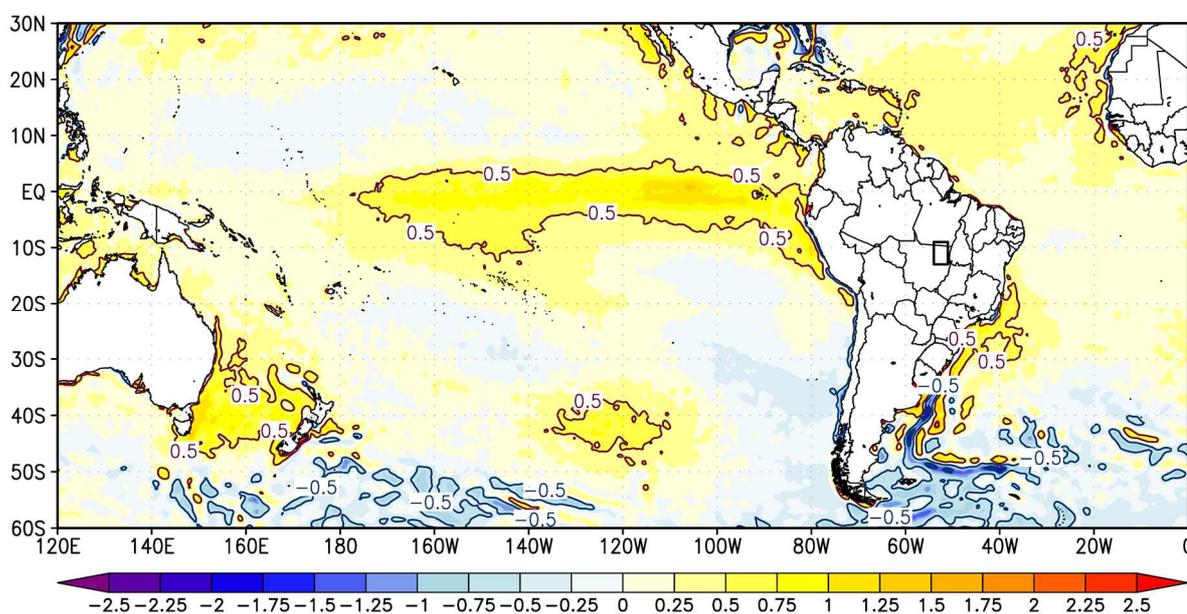


Figura 23 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R2

Segundo as análises de Barros e Scasso (1994) e Grimm, Barros e Doyle (2000), os resultados acima estão de acordo com o esperado, já que seus estudos observaram menor quantidade de FF atuando sobre a região central do Brasil, em anos de atuação do EN. Neste contexto, esta dissertação se destaca por conseguir relacionar a diminuição da quantidade de frentes com o aumento das ondas de calor na região R2.

Com relação ao fato de Padilha (2008) não encontrar influência do ENOS, o que se pode afirmar é que houve diferença entre os processos metodológicos adotados. Em primeiro lugar, Padilha (2008) estudou os casos de EMAQS, e não de ondas de calor; em segundo lugar, o mesmo trabalho tratou dos meses de inverno, e as ondas de calor deste estudo se concentram principalmente no verão; em terceiro lugar, o presente trabalho realizou avaliações extras em busca da relação com o ENOS, com base nas anomalias de TSM e no teste χ^2 de Pearson.

Portanto, não é de se surpreender que, a despeito de algumas semelhanças, algumas diferenças apareçam entre os trabalhos em comparação.

A presença da atuação conjunta dos bloqueios com a fase quente do ENOS também era de se esperar, haja vista o comentado trabalho de Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2014) na secção 2.3.3 do Capítulo 2. Portanto, o fenômeno EN aumenta a quantidade de bloqueios no Pacífico Sudeste que, por sua vez, se relaciona ao aumento da quantidade das ondas de calor na região R2. Este aumento acontece por causa da diminuição das passagens das frentes pelas regiões Sudeste e Centro Oeste do Brasil, que são responsáveis por ajudar no estabelecimento das chuvas durante o verão (MARENGO; DOUGLAS; SILVA DIAS, 2002).

Em última observação, as anomalias de TSM também revelam um notável padrão rente a costa da região sudeste do Brasil. A configuração e localização das anomalias positivas vão ao encontro do trabalho de Coelho *et al.* (2015), que relacionou o período quente e seco, no sudeste do Brasil, com a ausência de atuação da ZCAS. Logicamente, por causa da extensão deste fenômeno, a Região Centro-Oeste também acaba sendo afetada. Neste contexto, de maneira mais específica o aumento das temperaturas no Atlântico se relaciona com a ausência ou diminuição das precipitações, que provoca consequente aquecimento dos oceanos por causa do aumento da incidência de radiação de onda curta.

Aliás, com respeito aos processos radiativos, a Figura 24, assim como a Figura 20, apresenta a avaliação de cada um dos quatro termos da EET, aplicada às ondas de calor em R2. Os resultados, tanto para o nível de 850 hPa quanto para o nível de 500 hPa, permitem identificar três regiões de interesse: o centro leste do Brasil (parte da Região Centro-Oeste e da Região Nordeste), a Região Sul do Brasil, e a Colômbia.

No centro leste do Brasil, é notória a AHT fria sobre a Região Nordeste no nível de 850 hPa [Figura 24(b)]. Entretanto, os valores positivos de AA e AD compensam a advecção [Figura 24(c) e 24(d)], de maneira a deixar positiva a tendência de temperatura [Figura 24(a)]. Em outras palavras, a temperatura aumenta por subsidência e aumento de radiação solar sobre o interior da Região Nordeste do Brasil, durante as ondas de calor em R2. Esta tendência positiva está de acordo com os sinais mais fortes de correlação, que são observados na Figura 21. Consequentemente, o aquecimento se expande para o Nordeste do Brasil, durante a fase madura das ondas de calor em R2.

Na média troposfera, o aquecimento é praticamente nulo na região R2 e áreas adjacentes [Figura 24(e)]. Entretanto, a compressão adiabática gera aquecimento substancial em todo o centro leste do Brasil [Figura 24(g)], que é compensado pelos valores negativos da perda radiativa [Figura 24(h)].

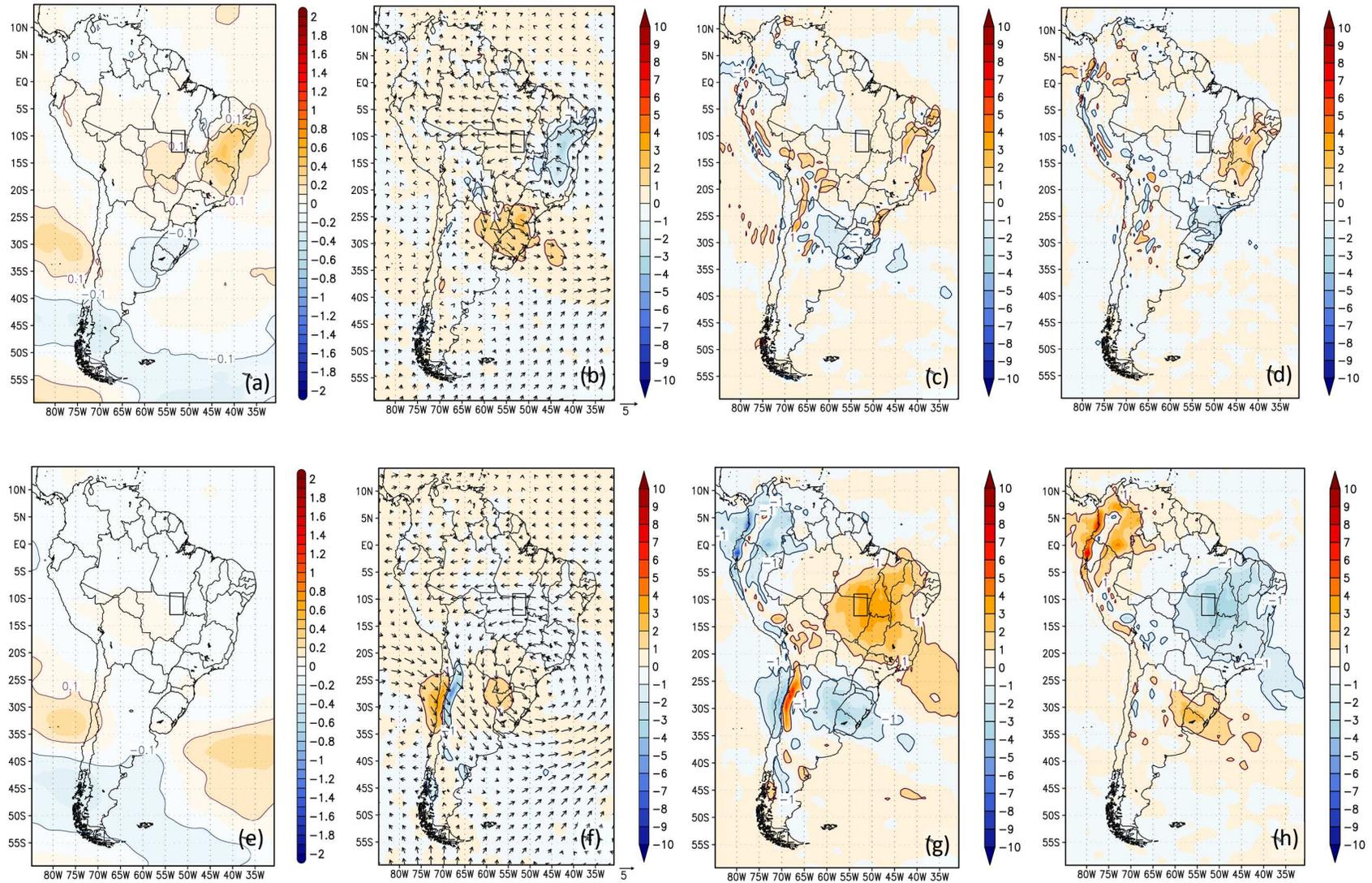


Figura 24 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R2

(a) Tendência de Temperatura (TT); (b) Anomalia da Adecção Horizontal da Temperatura (AHT), conjuntamente com o vento anômalo; (c) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Adiabático (AA); (d) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Diabático (AD). As alíneas (e) até (h) apresentam os mesmos campos anômalos. Na parte superior, as variáveis são para o nível de 850 hPa; na parte inferior, para o nível de 500 hPa. Todas na unidade de $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$. A velocidade do vento é em m s^{-1} .

Na Região Sul do Brasil, a contribuição para o aquecimento, em 850 hPa, advém principalmente do termo advectivo. Ele atua principalmente em baixos níveis, em função do calor transportado meridionalmente a partir de latitudes mais baixas [Figura 24(b)]. No entanto, os valores de AA e AD são negativos [Figura 24(c) e 24(d)], de maneira a deixar negativa a tendência de temperatura. Com efeito, a persistência das ondas de calor, em R1, tende a causar esfriamento na Região Sul do Brasil.

Na média troposfera, o aquecimento é gerado por liberação de calor latente por convecção, conforme se observa nos valores de AD positivos [Figura 24(h)]. No entanto, o movimento ascendente faz com que os valores de AA fiquem negativos [Figura 24(g)], de maneira que os termos da EET se compensam. Desta forma, os valores de TT ficam praticamente nulos.

Em ambas as localidades mencionadas (Região Sul e centro leste do Brasil), os processos termodinâmicos estão intrinsicamente ligados com a ampla circulação anticiclônica sobre o Brasil [Figura 21(c), 21(d), 21(f)–21(h)], a qual é responsável pela subsidência que contribui para o aquecimento no centro leste do Brasil, pelos valores negativos de AHT no Nordeste do Brasil (e positivos na Região Sul), assim como também contribui para os valores positivos de AD na Região Sul do Brasil. Na última afirmação, por conta da liberação do calor latente a partir das convecções formadas, em parte, por causa da convergência dos ventos meridionais da borda sudoeste de sua circulação.

Na região da Colômbia, os valores de TT também são praticamente nulos. No entanto, a ação individual dos termos da EET é parecida com o que acontece na Região Sul do Brasil, que vai quase que em oposição ao verificado no centro leste do Brasil. A diferença é que, em 850 hPa, o termo da AD também contribui para o aquecimento. De maneira geral, os termos AD e AA se compensam, sendo que o primeiro contribui para o aquecimento e o segundo contribui para o esfriamento [Figura 24(c), 24(d), 24(g) e 24(h)].

Em suma, a avaliação dos termos da EET permite concluir que a compressão adiabática e o aquecimento radiativo solar são os responsáveis pela manutenção das ondas de calor em R2. Sobre a Região Sul do Brasil, o aquecimento advém principalmente da AHT. No entanto, ele não consegue compensar o esfriamento dos processos radiativos e adiabático, de maneira que a tendência de temperatura fica levemente negativa. Sobre a Colômbia, a situação é parecida com a da Região Sul do Brasil, no entanto, não existe contribuição mensurável da AHT e os termos da EET se compensam. Esta compensação acontece de tal maneira que o aquecimento por processos radiativos (principalmente por liberação de calor latente) e o esfriamento causado pelos movimentos ascendentes se neutralizam.

Por fim, conclui-se que as ondas de calor sobre R2 acontecem em função da atuação de um amplo anticiclone na média troposfera, que favorece sequências de dias com céu limpo, promovendo aquecimento por subsidência e incidência de radiação solar. Em conjunto com o JS e com o cavado no Pacífico, sua circulação promove chuvas acima da média na Região Sul do Brasil, impedindo o avanço efetivo das FF para latitudes mais baixas. A ausência dos transientes está de acordo com o dipolo anômalo no Pacífico Sul, que se relaciona à configuração de bloqueio proposta por Mendes *et al.* (2005). Em conjunto, as configurações oceânicas e atmosféricas corroboram com o EN no Pacífico, reforçando as afirmações de Barros e Scasso (1994), Grimm, Barros e Doyle (2000) e Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2014).

6.3 REGIÃO R3 – COSTA DO PARANÁ

As ondas de calor sobre R3 representam aquelas que afetam as regiões Sudeste, Centro-Oeste, e parte da Região Sul do Brasil. Porém, ao contrário do que acontece em R2, elas não possuem sazonalidade específica (Figura 13). Além disso, a análise desta seção aponta para a importância da circulação pré-frontal como sendo responsável pelo máximo aquecimento nas regiões afetadas, a qual é provocada pelo termo advectivo e de subsidência da EET.

A Figura 25 mostra os mapas de correlação e os campos compostos de temperatura para a região R3. À primeira vista, o que se observa é uma configuração semelhante ao comparar as imagens entre si; ou seja, o mapa de correlação se assemelha com os compósitos de temperatura. Isto significa que a variabilidade das altas temperaturas nas ondas de calor, em R3, é controlada majoritariamente por fatores lineares, conforme a seção 4.4.2 do Capítulo 4.

Por conseguinte, tanto a metodologia da correlação quanto a metodologia da composição permitem identificar a mesma região R3, através das semelhanças que se refletem na coincidência da localização do máximo regional dos valores nos mapas de sensibilidade (Figura 11). Assim, a existência da região homogênea, em R3, é reforçada pela convergência dos resultados obtidos por metodologias com técnicas relativamente independentes entre si. Logo, as metodologias relatadas são igualmente capazes de identificar as regiões homogêneas, sendo complementares entre si quando as semelhanças apontadas na Figura 25 não acontecem. (como na Figura 21). Portanto, as semelhanças observadas mais uma vez reforçam, de maneira prática, o que teoricamente já era previsto pelos argumentos da seção 4.4.2.

Se as imagens da Figura 25 são semelhantes entre si, então a configuração espacial dos resultados pode ser descrita de uma só vez. Neste sentido, a figura permite observar que o aquecimento da região R3 afeta diagonalmente o continente, indo desde o Atlântico até a

Região Norte do Brasil, mas afetando significativamente a costa paulista e paranaense, onde o valor de temperatura normalizada chega até próximo de 2,0. Tal valor constitui uma probabilidade inferior a 2,5% de ocorrência, se associando a uma anomalia de temperatura de 4,0°C, em relação a média climatológica local.

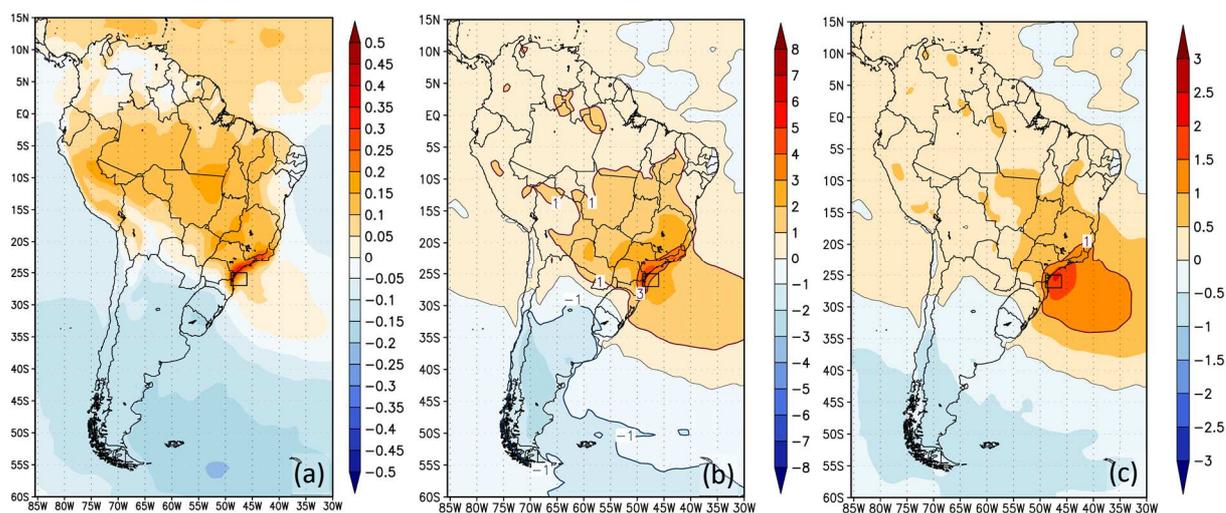


Figura 25 – Mapas de correlação e campos compostos de temperatura: Região R3

(a) Mapa de correlação entre os valores de ICD médio no retângulo R3 e as séries de temperatura das demais localidades; (b) Temperatura máxima (anomalia) composta para as ondas de calor no retângulo R3 (média ponderada pelos valores da temperatura normalizada nas ondas de calor) (°C); (c) como em (b), mas para os valores da temperatura máxima normalizada.

Ao sul da região de aquecimento, observa-se uma ampla região de esfriamento, que envolve tanto o continente como os oceanos Atlântico e Pacífico. Também é notório um suave declínio de temperatura mais ao norte, sobre o Atlântico, que se estende até o leste da Região Nordeste pelo mapa de correlação [Figura 25(a)]. Nenhum dos valores negativos é significativo, pois a magnitude de seus desvios não chega a 1.0 [Figura 25(c)]. Ainda assim, a disposição não aleatória desses valores indica mecanismos físicos subjacentes.

Aliás, a configuração conjunta dos valores positivos e negativos revela uma relação oposta entre a Região Sudeste do Brasil e a Patagônia. Neste sentido, este resultado vai ao encontro do Padrão Inverso (PI) encontrado por Pezza e Ambrizzi (1999), que utilizaram os dados de reanálise do NCEP (de 1990 até 1996) para correlacionar as séries temporais das temperaturas anômalas dos meses de inverno entre as mesmas regiões especificadas. Em seu trabalho, eles notaram a presença do padrão inverso em 60% dos meses, tanto em 1000 quanto em 500 hPa. Para o nível de 500 hPa, eles encontraram o valor de -0,78 para o coeficiente de correlação linear, o que corresponde a um intervalo de confiança de 98,5% segundo o teste-t de Student. Consequentemente, as imagens da Figura 25 e o trabalho de Pezza e Ambrizzi (1999) sugerem que o padrão inverso não acontece somente nos meses de inverno, mas também em

outras estações do ano, haja visto que as ondas de calor, em R3, não possuem sazonalidade preferencial (Figura 13).

A Figura 26 reforça as diferenças explicadas entre as regiões de aquecimento e esfriamento, através da identificação dos mecanismos físicos subjacentes pelos sistemas meteorológicos. A alínea (a) mostra o campo anômalo de ROL, onde se observa anomalia positiva nas regiões Sudeste, Centro-Oeste, grande parte das regiões Norte e Nordeste, além do norte da Região Sul; e anomalia negativa sobre grande parte da Região Sul, Uruguai e sobre o nordeste da Argentina.

Tais valores anômalos refletem o comportamento anômalo das precipitações, que se associa aos padrões anômalos de circulação atmosférica. De fato, na alínea (g) os valores de ômega positivo indicam subsidência na área de ROL positiva; assim como os valores de ômega negativo indicam ascensão na região de ROL negativo. O movimento subsidente desfavorece as precipitações e o movimento ascendente favorece as precipitações, causando alterações anômalas de umidade específica na Figura 26(f), em conformidade com as demais imagens relatadas.

Analisando o campo médio e anômalo de circulação [Figura 26(c)–26(d)], observa-se que a região de subsidência está relacionada a uma crista na média e alta troposfera. Mais ao sul, nota-se a presença de um amplo cavado com estrutura baroclínica, em que o eixo deste sistema, em médios níveis, aparece adiantado (mais ao norte) em relação ao eixo do mesmo sistema, em altos níveis. Esta baroclinicidade é ainda mais evidente nos fluxos anômalos das Figura 26(g) e 26(h), onde se percebe notoriamente a diferença no posicionamento de seu núcleo ciclônico.

Na vanguarda do cavado, atuam ventos de noroeste, em baixos níveis, ao longo da Região Sul, sul do Sudeste, parte do Centro Oeste do Brasil, além do Paraguai e grande parte da Bolívia [Figura 26(e) e 26(f)]. Esses ventos se associam com valores positivos de espessura em porções mais ao sul de sua atuação [Figura 26(e)], assim como a anomalia positiva de umidade específica em sua porção mais ao sul [Figura 26(f)]. Desta forma, os referidos ventos evidenciam a atuação do Jato de Baixos Níveis (JBN), que transporta calor e umidade a partir da Bacia Amazônia (região de sua entrada), contribuindo para chuvas anômalas sobre a região Sul do Brasil e para o campo anômalo de espessura na região de sua saída.

Conforme a Figura 26(b), os referidos ventos de noroeste estão associados com áreas de baixa pressão no campo de PNMM, ao longo da porção subtropical da AS. A atuação anômala das áreas de baixa pressão é ainda mais evidente sobre o Atlântico, ao sul do estado de São Paulo e na altura do Uruguai. Comparando o campo bórico de superfície [Figura 26(b)] com a

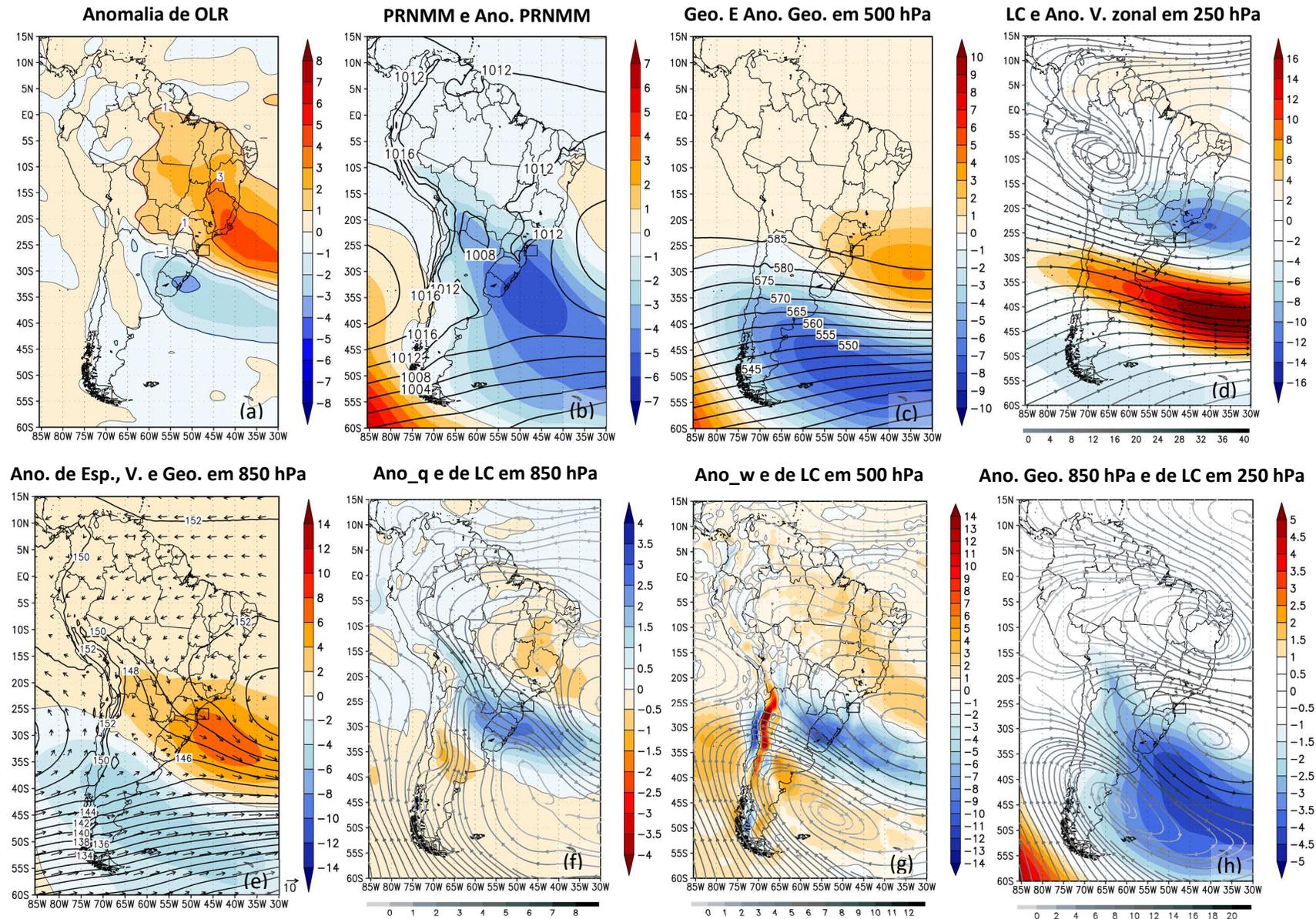


Figura 26 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R3

(a) Anomalia de ROL [W m^{-2}]; (b) Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (PRNMM) e anomalia de PRNMM [hPa]; (c) Geopotencial e anomalia de geopotencial em 500 hPa [damgp]; (d) Linhas de Corrente (LC), com magnitude de vento, e anomalia de vento zonal [m s^{-1}] em 250 hPa; (e) Anomalia de espessura (500–1000 hPa) [damgp], vento [m s^{-1}] e geopotencial [damgp] em 850 hPa; (f) Anomalia de LC, de magnitude de vento [m s^{-1}], e de umidade específica [kg/kg] em 850 hPa; (g) Anomalia de ômega [$(\text{Pa s}^{-1}) \cdot 10^2$], e de LC, com magnitude de vento [m s^{-1}], em 500 hPa; (h) Anomalia de geopotencial em 850 hPa [damgp], e de LC, com magnitude do vento [m s^{-1}], em 250 hPa.

circulação média e anômala dos níveis mais altos [Figura 26(c), 26(d), 26(g) e 26(h)], observa-se associação do escoamento de baixos níveis com o cavado baroclínico em níveis mais altos. Por conseguinte, o cavado baroclínico provoca a circulação anômala dos níveis mais baixos, que está associada ao campo anômalo de levantamento e precipitação (através da anomalia de ROL), conforme mostram as imagens da Figura 26(a) e 26(g).

Observando a Figura 26(d), percebe-se também a atuação da corrente de jato na pré-guarda do cavado baroclínico, com orientação noroeste-sudeste sobre o continente. Neste contexto, a presença do cavado baroclínico e sua corrente de jato sugere a atuação de uma FF sobre a porção subtropical da AS. Esta FF, por sua vez, se associa com o JBN, trazendo as chuvas anômalas nas regiões especificadas.

Ao norte da atuação da FF, a atuação da circulação anticiclônica na média e alta troposfera, com subsidência associada, se assemelha ao padrão descrito para a região R2 e, por conseguinte, ao trabalho de Padilha (2008). Isto significa que a onda de calor, em R3, surge devida à atividade anômala anticiclônica e à subsidência atrelada. No entanto, o pico de aquecimento acontece devido ao regime de circulação pré-frontal.

A atuação persistente do anticiclone auxilia no aquecimento pelo fenômeno da EMAQS, conforme descrito na seção 2.2.1 do Capítulo 2. No entanto, ao contrário do que indica o trabalho de Padilha (2008), tal estagnação não fica restrita somente nos meses de inverno. Este fato é reforçado ao se considerar a semelhança dos resultados obtidos entre a Figura 1, de Padilha (2008), e 22 para a região R2, cujas ondas de calor acontecem preferencialmente nos meses mais quentes do ano. Além disso, na região R3 as ondas de calor também não acontecem preferencialmente no inverno. Neste sentido, picos de elevadas temperaturas em épocas com pouca precipitação e ausência de sistemas frontais acontecem inclusive no verão. Esta afirmação está de acordo com os dados da estação meteorológica do IAG-USP em 2014 na capital paulista (relatados na introdução), em conjunto com as informações discutidas em Coelho, Cardoso e Firpo (2015), e Coelho *et al.* (2015),

Aliás, com relação ao trabalho de Coelho *et al.* (2015), a configuração das anomalias positivas de TSM próximas à costa das regiões Sul e Sudeste (Figura 27) são semelhantes à época de atuação dos dias quentes e secos em 2014. Este resultado também se assemelha às configurações de TSM para as ondas de calor em R2 (Figura 23), indicando o aquecimento das águas superficiais por excesso de radiação solar, em um regime de circulação atmosférica caracterizada por consecutivos dias quentes e secos, relacionados com a circulação de subsidência.

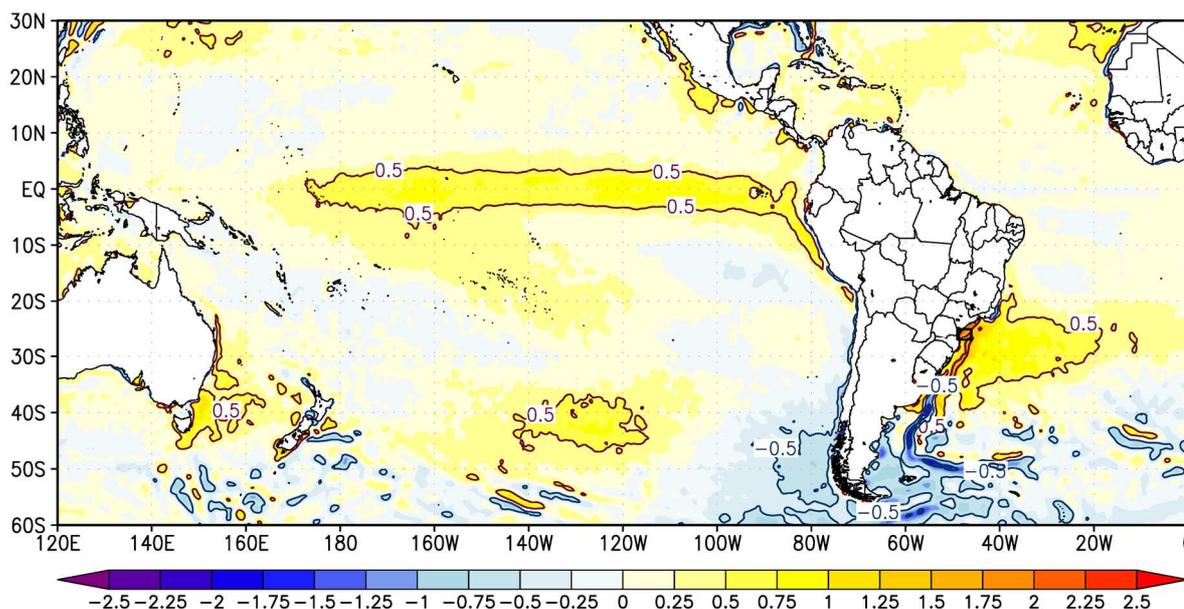


Figura 27 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R3

Além disso, as semelhanças de TSM entre as regiões R2 e R3 se estendem para a anomalia positiva entre 120 e 140°W, por volta de 45°S; para a anomalia positiva entre Austrália e Nova Zelândia; para a anomalia positiva no Oceano Atlântico norte, adjacente a costa africana; e para a anomalia negativa na costa sul da AS, tanto para os oceanos Atlântico como Pacífico. Portanto, os mecanismos físicos que levam ao aquecimento, nas regiões R2 e R3, são parecidos, e as semelhanças se estendem para os aspectos globais de TSM. A diferença novamente remete a atuação da FF em R3, reforçando o argumento de que a referida frente encerra um longo período de estagnação do ar quente e seco, conforme as argumentações nos parágrafos precedentes.

A relação entre as regiões R2 e R3 também aparece para o aquecimento anômalo nas águas superficiais do Pacífico equatorial leste e central. Neste sentido, os resultados também sugerem a presença do fenômeno ENOS modulando as ondas de calor. Conforme os resultados da Tabela 4, o ENOS de fato traz influência nas ondas de calor em R3, e as configurações anômalas de TSM sobre o Pacífico vêm para confirmar este fato.

Logo, as ondas de calor, em R3, também podem ser moduladas por mecanismos de teleconexão relacionadas ao EN, assim como estudado em R2. No entanto, as diferenças aparecem na maneira como esses mecanismos se configuram. No caso da Figura 26, a configuração sugestiva de bloqueio não se configura sobre o Pacífico Sudeste, e os sistemas transientes conseguem se propagar para latitudes mais baixas. Ainda assim, a circulação atmosférica permanece favorecendo chuvas acima da média na porção subtropical da AS, e chuvas abaixo da média em latitudes mais baixas.

Com respeito à teleconexão, as Figuras 26(g) e 26(h) mostram um padrão notável ao se reparar a disposição dos núcleos ciclônicos e anticiclônicos anômalos. Neste contexto, um trem sucessivo de circulações ciclônicas e circulações anticiclônicas aparece sobre a AS. Ele se estende desde o Pacífico Sudeste até a Região Nordeste do Brasil, sendo visto principalmente em 250 hPa. A identificação deste padrão é notável, ao considerar que as figuras são voltadas para a descrição dos sistemas sinóticos, e não dos mecanismos de teleconexão. Portanto, maiores detalhes devem ser encontrados em uma análise de domínio global, especialmente voltada para a dinâmica de baixa frequência.

A análise termodinâmica reforça ainda mais a FF comentada pela análise da Figura 26. De acordo com a Figura 28, sua presença é responsável pela expressiva queda diária de temperatura em 850 hPa, que chega a superar $2,0^{\circ}\text{C d}^{-1}$ sobre o Rio Grande do Sul e norte da Argentina [Figura 28(a)]. Esta situação se reflete no nível de 500 hPa [Figura 28(e)], onde a queda diária de temperatura se aproxima de $1,5^{\circ}\text{C d}^{-1}$ próximo da Foz do Rio da Prata. Na média troposfera, a diminuição de temperatura está relacionada ao avanço do cavado baroclínico, que naturalmente apresenta núcleo frio. Tanto em 850 quanto em 500 hPa, a queda de temperatura é auxiliada pelos valores negativos de AHT [Figura 28(b) e 28(f)].

Na vanguarda da FF, o termo advectivo também contribui para o aquecimento na média e baixa troposfera. Mais especificamente para o nível de 850 hPa, o termo advectivo age em conjunto com o termo adiabático [Figura 28(c)] para a elevação das temperaturas. Em particular, o termo adiabático atua na costa paulista e paranaense, evidenciando o aquecimento pré-frontal provocado pela subsidência dos ventos de noroeste nas escarpas. A presença orográfica fica ainda mais notória ao verificar que o termo AA apresenta valores positivos restritos na baixa troposfera, sem qualquer reflexo em 500 hPa.

O resultado acima faz sentido ao observar o caso particular de aquecimento na cidade de Santos em 16 de setembro de 2015, conforme comentado na seção 2.1 do Capítulo 2. Naquele dia, os dados de METAR da Base Aérea de Santos indicou 38°C , com registros de até 42°C pelos termômetros de rua (G1, 2015). Este aquecimento aconteceu sob atuação dos ventos de noroeste, da mesma maneira como no dia 27 de abril de 2016 (BOLETIM TÉCNICO–CPTEC, 2016a), quando a temperatura também chegou aos 38°C pelos dados de METAR do mesmo aeroporto.

O registro de abril de 2016 constituiu o término da última e mais intensa onda de calor na região R3, que também apresentou o maior valor de Magnitude Corrigida (MC) entre todos os valores de MC de todas as ondas de calor (Quadro 1). Constituiu, portanto, o encerramento de uma expressiva onda de calor que atuou durante quase toda a segunda quinzena do mês.

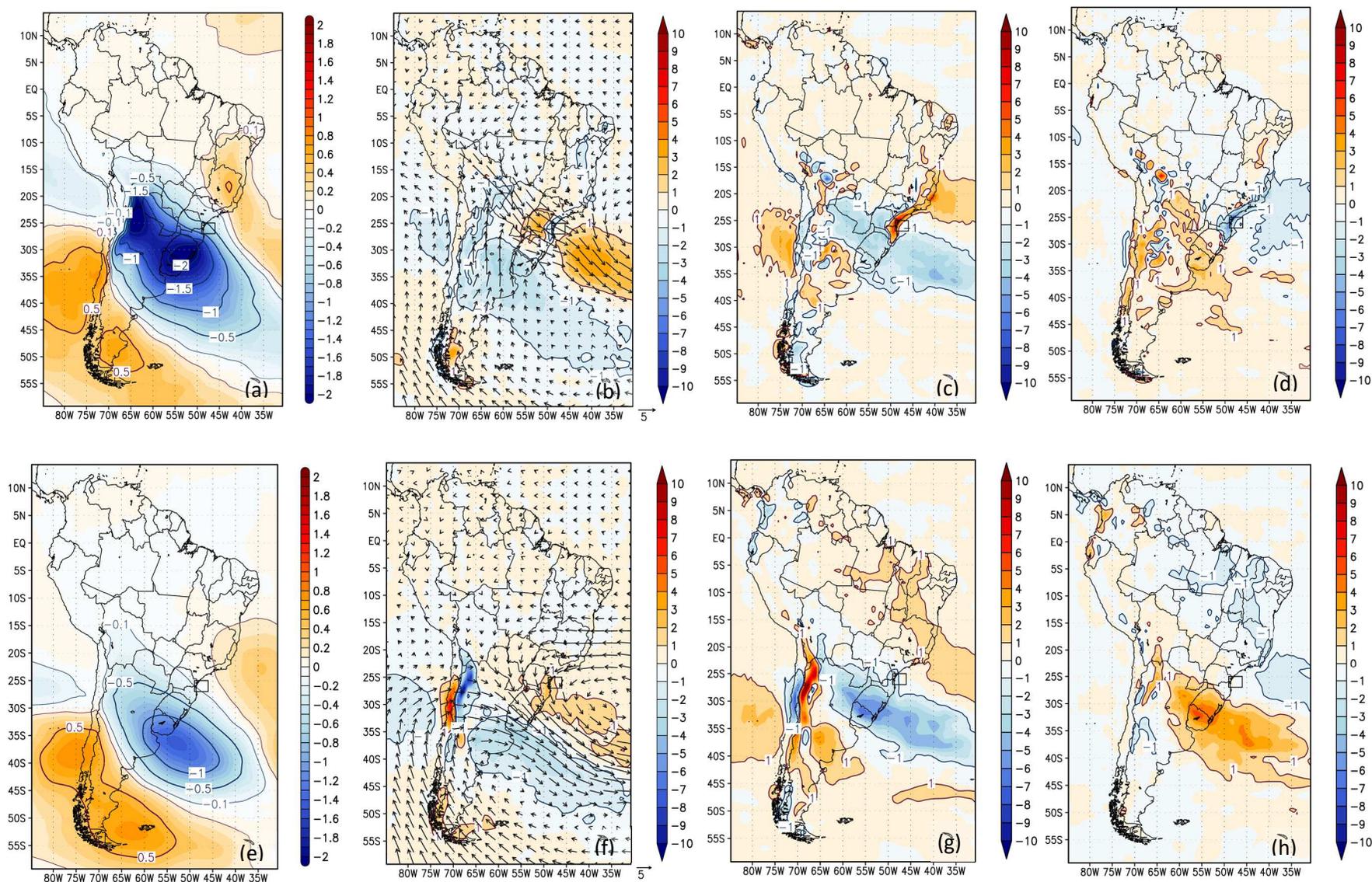


Figura 28 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R3

(a) Tendência de Temperatura (TT); (b) Anomalia da Adecção Horizontal da Temperatura (AHT), conjuntamente com o vento anômalo; (c) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Adiabático (AA); (d) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Diabático (AD). As alíneas (e) até (h) apresentam os mesmos campos anômalos. Na parte superior, as variáveis são para o nível de 850 hPa; na parte inferior, para o nível de 500 hPa. Todas na unidade de $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$. A velocidade do vento é em m s^{-1} .

Tal onda de calor surgiu a partir de uma sequência de temperaturas acima da média com extensão considerável, em uma situação de inibição dos sistemas transientes (Ambrizzi e Rocha, 2016), que só veio a se reverter com a entrada de uma FF no fim do mês. A presença da FF é marcada através de sua assinatura na série de temperaturas diárias da região R3, conforme pode ser observado na Figura 6 do Capítulo 3.

De acordo com as alíneas (c) e (g) da Figura 28, a atuação da FF ajuda a provocar tendência negativa de temperatura também pelo esfriamento adiabático na região onde atuam as instabilidades pré-frontais, devido ao movimento ascendente pré-frontal. O esfriamento adiabático é parcialmente compensado pelo aquecimento diabático das convecções, conforme a Figura 26(d) e 26(h).

Sobre o leste da Região Sudeste, o termo do AA é o principal responsável pela tendência positiva de temperatura, tanto em 850 quanto em 500 hPa [Figura 28(c) e 28(g)]. Esta situação novamente remete à circulação anticiclônica anômala, em uma configuração que, em médios níveis, se assemelha ao que foi descrito na Figura 24. A diferença é que, na região R3, o termo AD não compensa o termo AA, provocando tendência positiva de temperatura, ao longo da região em questão.

Por fim, comparando a Figura 28(a) e 28(b), com a Figura 28(e) e 28(f), novamente se observa a baroclinia dos sistemas meteorológicos, com o adiantamento (deslocamento para o norte e para leste) dos processos termodinâmicos em baixos níveis, em relação aos mesmos processos em 500 hPa. Este fato é reforçado ao se notar o comportamento dos valores TT. Neste contexto, a sucessão de valores positivos (leste da Região Sudeste), negativos (porção subtropical da AS), e positivos novamente (sul da AS) denota a transitoriedade característica do sistema frontal, evidenciando o deslocamento da FF rumo à Região Sudeste e parte da Região Centro-Oeste do Brasil.

Da conclusão para a análise sinótica e dos termos da EET, destaca-se a importância do aquecimento pré-frontal para as elevadas temperaturas durante o pico de intensidade das ondas de calor verificadas na região R3. O aquecimento acontece devido a AHT pelo interior do continente, e devido ao AA orográfico nas localidades litorâneas, em acordo com os casos particulares relatados nesta seção. A entrada da FF encerra um período extenso com temperaturas acima da média, estabelecido em função do movimento subsidente da circulação anticiclônica anômala na média e alta troposfera. Em ambas as regiões R2 e R3, observa-se associação com o fenômeno EN através dos dados estatísticos, de TSM e da circulação atmosférica, que age para favorecer as precipitações na porção subtropical da AS, e desfavorecer as precipitações em localidades mais ao norte.

6.4 REGIÃO R4 – URUGUAI, ARGENTINA

As ondas de calor da região R4 representam aquelas que afetam a porção subtropical da AS, também não apresentando dependência sazonal quanto à frequência de ocorrência (Figura 13). Através da análise desta secção, os resultados destacam a presença do anticiclone anômalo e da advecção meridional de temperatura como importantes contribuintes durante os dias com maior aquecimento. Além disso, a presente análise pontua as diferenças na maneira como as ondas de calor atuam no inverno e no verão, está de acordo com os diversos aspectos mencionados no Capítulo 2 por distintos estudos na literatura.

A Figura 29 mostra o mapa de correlação e os mapas compostos de temperatura para as ondas de calor na Região R4. Observa-se que as elevadas temperaturas atingem principalmente o norte da Argentina, também afetando áreas da Região Sul do país, estado de São Paulo, parte do Centro-Oeste do Brasil, além do Uruguai, Paraguai e Bolívia. No mapa de correlação [Figura 29(a)], observa-se que o aquecimento na região R4 também influencia nas temperaturas sobre parte da Região Norte do Brasil.

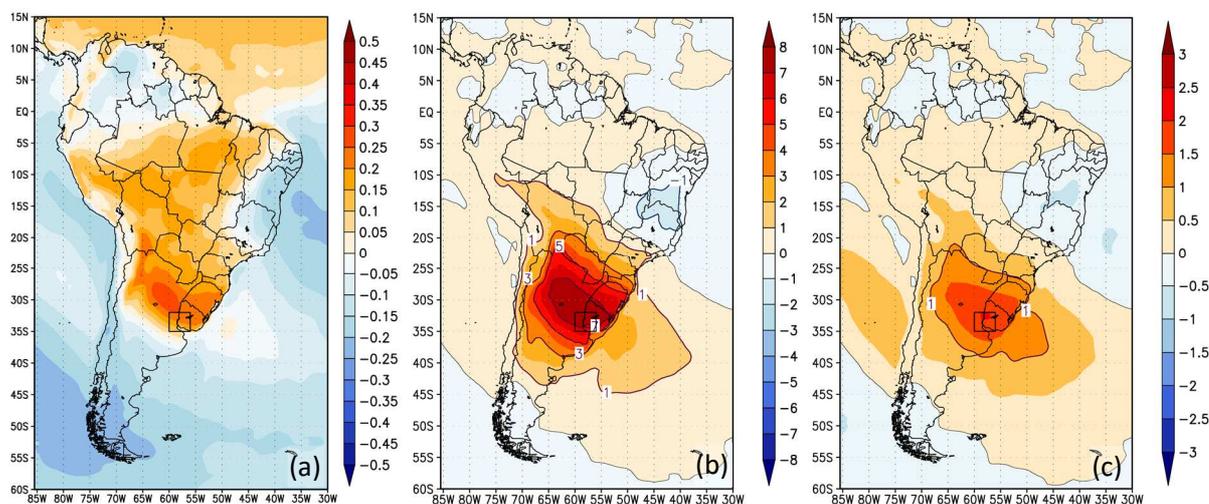


Figura 29 – Mapas de correlação e campos compostos de temperatura: Região R4

(a) Mapa de correlação entre os valores de ICD médio no retângulo R4 e as séries de temperatura das demais localidades; (b) Temperatura máxima (anomalia) composta para as ondas de calor no retângulo R4 (média ponderada pelos valores da temperatura normalizada nas ondas de calor) ($^{\circ}\text{C}$); (c) como em (b), mas para os valores da temperatura máxima normalizada.

A elevação mais significativa de temperatura acontece entre o Uruguai e a Argentina, onde seu valor normalizado composto chega a 2,0. Trata-se do mesmo valor encontrado para as ondas de calor em R3, representando uma probabilidade de 2,5% de ocorrência. Contudo, o desvio com relação à média atinge patamares bem superiores, ultrapassando os 7°C sobre o

Uruguai e o norte da Argentina. Isto evidencia o reflexo da maior variabilidade natural de temperatura em R4, com relação às demais localidades analisadas anteriormente.

A Figura 29 também permite observar que o aquecimento na região norte da Argentina se relaciona com queda de temperatura sobre a Região Nordeste do Brasil, conforme pode se observar em seus nos valores negativos das alíneas (b) e (c). Entretanto, o esfriamento não chega a ser significativo a um intervalo de confiança de 90%, porque a temperatura normalizada atinge magnitudes entre 0,5 e 1,0 nas localidades mais afetadas.

Outra região onde se observa valores negativos fica no sul da Chile e da Argentina; entretanto, eles só aparecem na imagem do mapa de correlação, ficando próximos de zero nas demais imagens. Se apenas os valores de correção são negativos, então a componente linear da variabilidade das temperaturas age para contribuir na diminuição de seus valores nas localidades em questão (correlação linear negativa). Ainda assim, como as anomalias do campo médio de composição ficam próximas da neutralidade [Figura 29(b) e 29(c)], então as correlações negativas praticamente não interferem no campo médio das temperaturas.

A Figura 30 mostra a climatologia sinótica para as ondas de calor em R4. Comparando a Figura 29 com a Figura 30 (a), observa-se que os padrões de aquecimento e esfriamento tendem a refletir as anomalias de precipitação. Isto acontece inclusive sobre parte da Argentina, em que os valores negativos de ROL também coincidem com os valores negativos na Figura 29(a).

De acordo com a Figura 30(b), o campo médio e anômalo da PNMM se apresenta como uma composição para os dias mais representativos no trabalho de Rusticucci e Vargas (1995a). A baixa orográfica do norte da Argentina encontra-se notoriamente instalada na sua posição climatológica, porém mais intensa do que o normal. Ela age em conjunto com a ASAS (também mais intensa que o normal) de maneira a favorecer a atuação dos ventos de norte na região afetadas pelas altas temperaturas. No entanto, ao contrário do verificado nos estudos de Campetella e Rusticucci (1998), Norte *et al.* (2007) e Cerne e Vera (2011), não é possível identificar a atuação de uma FF sobre o sul da Argentina.

A presença da circulação anticiclônica anômala, que contribui para esses ventos de norte, também aparece relatada na literatura. Conforme o trabalho de Campetella e Rusticucci (1998), foi relatada a presença de uma crista anômala, em médios e altos níveis, precisamente em 55°W. Esta descrição é coincidente com as imagens das Figuras 30(c) e 30(d). Em médios níveis, esta crista é responsável por uma região anômala superior a 10 damgp na altura geopotencial; em altos níveis, a mesma provoca anomalia negativa no escoamento zonal em 25°S, e anomalia positiva no escoamento zonal em 45°S.

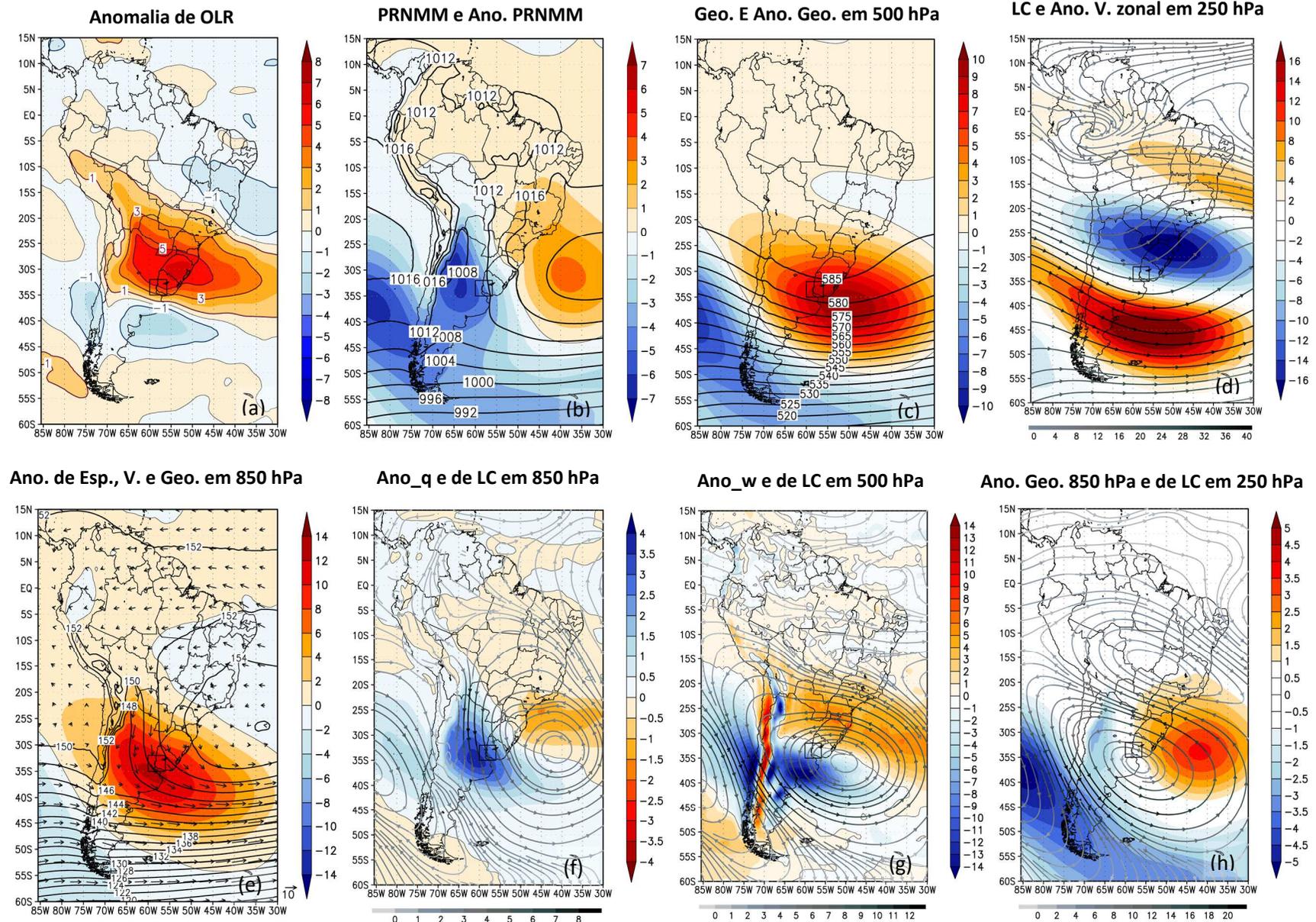


Figura 30 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R4

(a) Anomalia de OLR [$W m^{-2}$]; (b) Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (PRNMM) e anomalia de PRNMM [hPa]; (c) Geopotencial e anomalia de geopotencial em 500 hPa [damgp]; (d) Linhas de Corrente (LC), com magnitude de vento, e anomalia de vento zonal [$m s^{-1}$] em 250 hPa; (e) Anomalia de espessura (500–1000 hPa) [damgp], vento [$m s^{-1}$] e geopotencial [damgp] em 850 hPa; (f) Anomalia de LC, de magnitude de vento [$m s^{-1}$], e de umidade específica [kg/kg] em 850 hPa; (g) Anomalia de ômega [$(Pa s^{-1}) \cdot 10^2$], e de LC, com magnitude de vento [$m s^{-1}$], em 500 hPa; (h) Anomalia de geopotencial em 850 hPa [damgp], e de LC, com magnitude do vento [$m s^{-1}$], em 250 hPa.

No campo anômalo, a crista configura um anticiclone com núcleo localizado na região da foz do Rio da Prata, ao longo da média e alta troposfera [Figura 30(g) e 30(h)]. Sua circulação é ampla, englobando grande parte da Argentina, o Uruguai, o Paraguai, Região Sul e sul da Região Sudeste do Brasil. Conforme as imagens da Figura 30(f), 30(g) e 30(h), sua influência é notória sobre a Região Sul e sul do Sudeste, através da anomalia de geopotencial em 850 hPa, anomalia de umidade específica e, principalmente, através da circulação de subsidência. Essas anomalias são ainda mais evidentes na porção adjacente do Oceano Atlântico adjacente. Também por conta da presença desse anticiclone, as regiões citadas apresentam chuvas abaixo da média, conforme os valores positivos de ROL [Figura 30(a)].

De acordo com as Figuras 30(e) e 30(f), os ventos de norte da parte ocidental do anticiclone configuram um JBN, com valores anômalos superiores a 8 m s^{-1} [Figura 30(e) e 30(f)]. Ele transporta ar quente e úmido desde o sul da Bacia Amazônica, de onde se origina o “corredor” com valores anômalos positivos de umidade específica [Figura 30(f)]. Este JBN, por sua vez, apresenta sua saída na localidade coincidente com a região de maior anomalia na espessura 500–1000 hPa. Por conseguinte, os ventos de norte colaboram para o aumento da espessura na região em questão, devido a advecção de ar quente e úmido proveniente de latitudes mais baixas. Esta advecção acontece principalmente em baixos níveis, de maneira que existe a contribuição para o aumento da espessura a partir do termo da advecção diferencial de temperatura da Equação da Tendência Geopotencial (HOLTON, 2004).

A saída do JBN também coincide com a região onde se encontram os maiores valores de levantamento, de valores anômalos de umidade específica e os menores valores de ROL [Figura 30(a), 30(f) e 30(g)]. Essas variáveis são indicativas para a atuação de precipitação anômala provocada pela convergência e levantamento do ar quente e úmido.

Com respeito a associação da ROL com as chuvas anômalas sobre a Argentina, González *et al.* (2008) mostram que a referida variável responde pelas principais características intrassazonais das chuvas que acontecem na porção subtropical da AS. Portanto, seus valores anômalos negativos estão de acordo com as diversas características de circulação atmosférica mencionadas na Figura 30, reforçando a presença de chuvas acima da média na região da saída do JBN.

A circulação atmosférica também colabora para explicar as anomalias negativas de ROL através de um cenário favorável às precipitações, ao longo de áreas que abrangem parte da Região Sudeste e da Região Nordeste do Brasil. Conforme pode se observar na Figura 30(d), um cavado aparece na região com anomalia negativa de ROL [Figura 30(a)]. O mesmo se reflete

sutilmente na anomalia negativa de geopotencial em 500 hPa [Figura 30(c)], sendo melhor notado nos campos anômalos de 500 e 250 hPa [Figura 30(g) e 30(h)].

Aliás, é nas circulações anômalas que o efeito da presença do cavado em 250 hPa aparece de maneira mais explícita. Contudo, em 500 hPa o levantamento (valores de ômega negativo) é pouco notável. Desta forma, a influência das ondas de calor, em R4, nas precipitações entre o Sudeste e o Nordeste do Brasil, não se revela de forma expressiva.

Com respeito à relação com o ENOS, no Capítulo 2 observa-se que os trabalhos de Rusticucci e Vargas (2001) e Firpo, Sansigolo e Assis (2012) alegam, respectivamente, que as ondas de calor tendem a ser mais frequentes durante a sua fase quente sobre Argentina e do Rio Grande do Sul. Esta relação é válida para os meses de inverno, onde o trabalho de Grimm e Togatlian (2012) inclusive aponta para um incremento de extremos com elevadas altas temperaturas (períodos quentes). Para o verão, o trabalho de Rusticucci e Vargas (2001) afirma que as ondas de calor sobre a Argentina são mais intensas, durante o verão, quando acontece a LN. Essas afirmações servem como motivação para visualizar as anomalias de TSM também para os meses de verão e para os meses de inverno.

Neste contexto, a Figura 31 mostra a média ponderada de TSM para todas as ondas de calor, inclusive com uma filtragem para os eventos que aconteceram durante o inverno e durante o verão. Para o caso geral [Figura 31(a)], observa-se anomalias positivas de TSM para a região do Atlântico adjacente à caixa da Região R4. Sobre o Pacífico Equatorial, valores positivos são encontrados na região de Galápagos. No entanto, essas anomalias possuem pouca magnitude, com valores em torno de $0,5^{\circ}\text{C}$.

Na Figura 31(b), a configuração de aquecimento sobre o Pacífico Equatorial aparece de maneira mais nítida, ainda que os valores também não alcancem a marca de $1,0^{\circ}\text{C}$. Este resultado sugere a influência do EN, conforme o que foi obtido no teste estatístico da Tabela 4 do Capítulo 5. Portanto, a literatura dos estudos precedentes, o teste estatístico e a configuração de TSM de fato comprovam que o EN aumenta a distribuição de frequência das ondas de calor no inverno em R4.

Desta forma, o resultado em R4 corrobora com os já obtidos em R1, R2 e R3, indicando que o fenômeno EN aumenta a frequência das ondas de calor sobre a AS. Contudo, a Figura 31 (c) o que de fato vai ao encontro dos resultados comentados de Rusticucci e Vargas (2001): uma configuração oceânica correspondente com a LN. Valores negativos de TSM são encontrados em quase toda a extensão do Pacífico equatorial, com magnitude que chega a marca de $0,75^{\circ}\text{C}$.

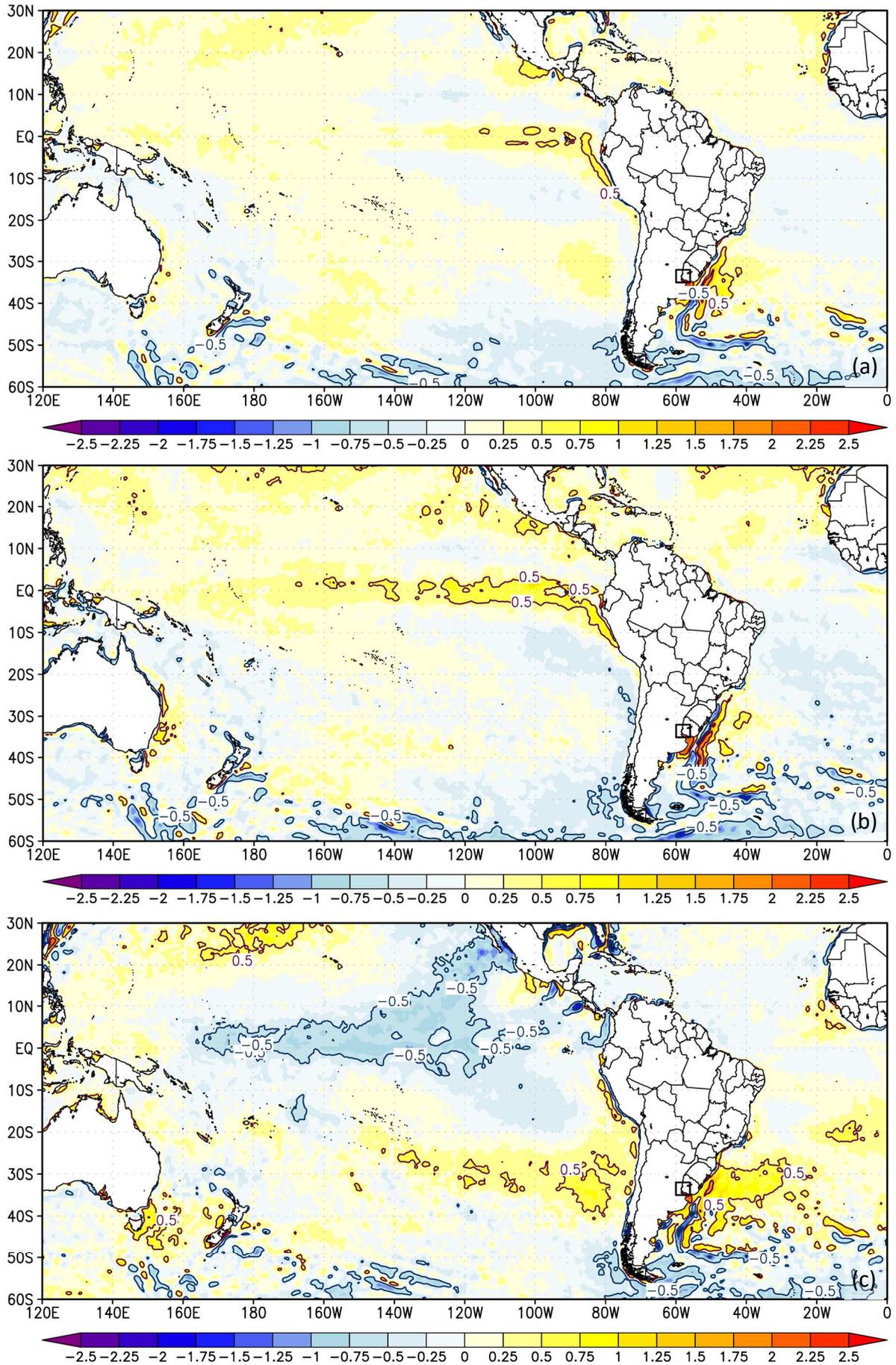


Figura 31 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R4

- (a) Considerando todas as ondas de calor;
- (b) Considerando as ondas de calor que aconteceram durante o inverno;
- (c) Considerando as ondas de calor que aconteceram durante o verão.

Este resultado não corresponde ao obtido pelo teste estatístico da Tabela 5, já que não se obteve relação da LN com a frequência das ondas de calor sobre a Argentina. Contudo, reforça as afirmações de Rusticucci e Vargas (2001) com respeito ao aumento da intensidade das ondas de calor durante o verão. Por conseguinte, na ocorrência de LN as ondas de calor são intensificadas na Argentina, mas não necessariamente acontece um aumento na frequência de suas atuações.

Além disso, avaliando os trabalhos de Grimm (2003), Grimm, Pal e Giorgi (2007), observa-se que os resultados do parágrafo anterior apresentam consistência com a variabilidade da circulação atmosférica atrelada ao ENOS e suas consequências na AS. Para os anos com EN, observa-se aumento das precipitações na porção subtropical da AS. Em anos de LN, as precipitações diminuem. Logo, é razoável pensar no predomínio da circulação anticiclônica de subsidência. Esta circulação, por sua vez, vem a favorecer o aumento das temperaturas, conforme o que já foi analisado pelas imagens da Figura 30.

Aliás, em diversos aspectos o anticiclone anômalo contribui para a manutenção ou elevação das temperaturas nas regiões afetadas. Este fato é comprovado pela análise complementar dos quatro termos da EET. Neste sentido, a Figura 32 mostra os campos anômalos da EET, onde o anticiclone explicitamente aparece na circulação anômala de 850 e 500 hPa [Figura 32(b) e 23(f)]. De forma generalizada, a maioria dos valores anômalos aparecem de maneira simétrica ao sistema de baixa pressão e, portanto, estão associados com a sua presença.

Observando com mais detalhes a região R4, observa-se que as altas temperaturas são mantidas pelos valores positivos de AHT em 850 hPa [Figura 32(b)], que aparece com núcleo ligeiramente mais intenso comparativamente ao nível de 500 hPa [Figura 32(f)]. Ao norte desses valores, o termo AA é o que mais contribui para o aquecimento [Figura 32(c)]. O mesmo é parcialmente compensado pelos valores negativos de AD [Figura 32(d)], mas que não geram esfriamento suficiente para neutralizar a tendência positiva de temperatura [Figura 32(a)]. A ação conjunta e quase compensatória desses termos aparece mais explicitamente no nível de 500 hPa [Figura 32(g) e 32(h)]. Conforme a imagem da Figura 30(g), a anomalia positiva de AA está associada à subsidência, que se traduz nos valores anormalmente positivos de ômega.

A contribuição primordial da AHT em R4 está de acordo com os trabalhos de Campetella e Rusticucci (1998) e Cerne e Vera (2011). Com respeito a este último trabalho, os autores ainda alegam que o desenvolvimento do núcleo anticiclônico é discernível por volta de

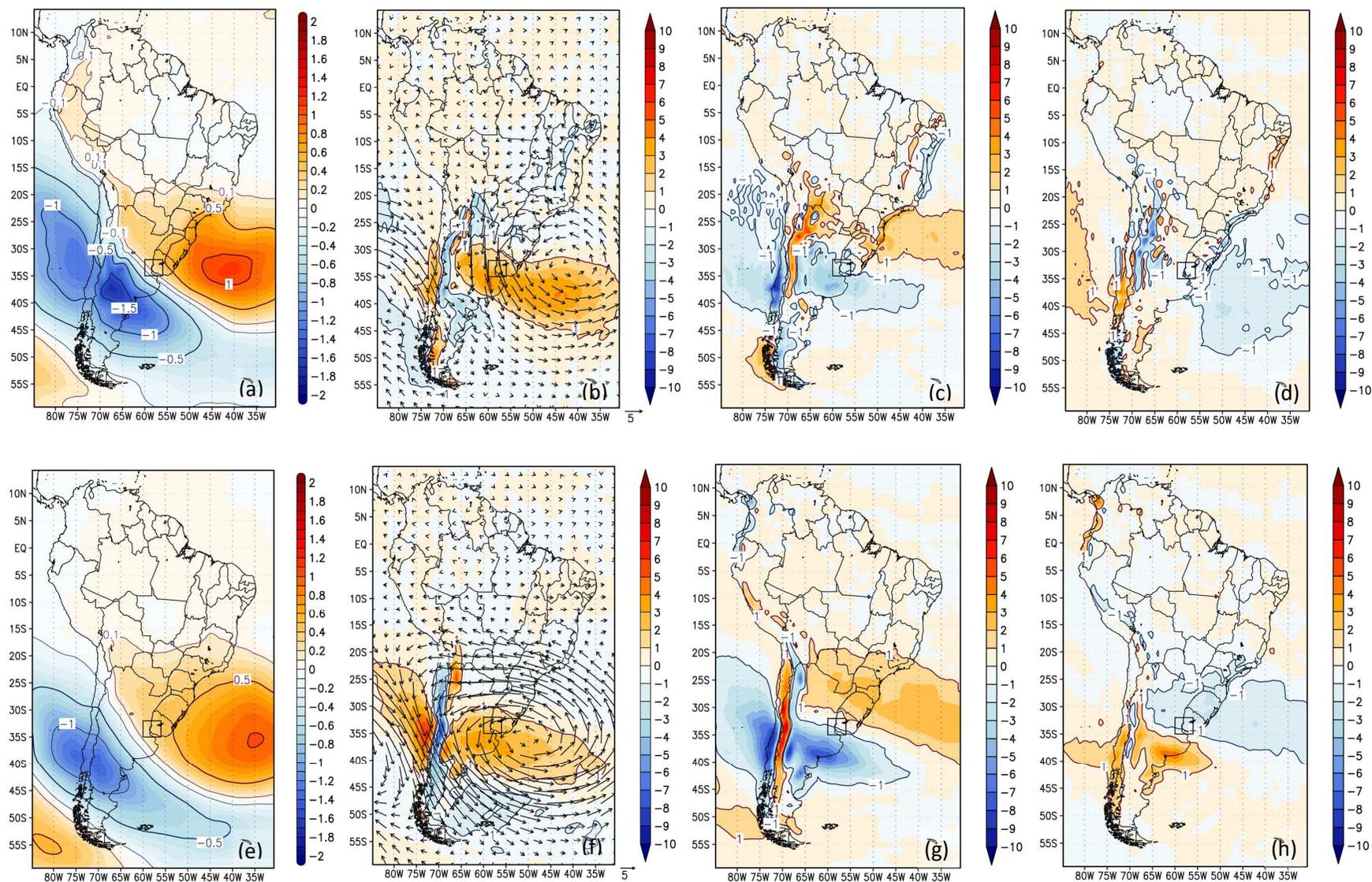


Figura 32 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R4

(a) Tendência de Temperatura (TT); (b) Anomalia da Adecção Horizontal da Temperatura (AHT), conjuntamente com o vento anômalo; (c) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Adiabático (AA); (d) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Diabático (AD). As alíneas (e) até (h) apresentam os mesmos campos anômalos. Na parte superior, as variáveis são para o nível de 850 hPa; na parte inferior, para o nível de 500 hPa. Todas na unidade de $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$. A velocidade do vento é em m s^{-1} .

15 dias antes do pico de máxima intensidade das ondas de calor na região de Rosário. Neste contexto, é no pico de máxima intensidade que o termo da AHT aparenta dar uma contribuição mais específica.

No entanto, conforme relatado no Capítulo 2, o artigo de Norte *et al.* (2007) afirma que os termos diabático e adiabático foram os mais importantes para a manutenção da onda de calor ocorrida em janeiro de 2003 em Mendoza. Em particular, os processos adiabáticos foram mais importantes na superfície, e os processos adiabáticos foram mais importantes acima de 700 hPa. Credita-se este fato ao solo arenoso da região e ao efeito do Vento Zonda (NORTE, 1988; SELUCHI *et al.*, 2003).

Portanto, do que foi visto nos últimos parágrafos, nota-se que a importância primordial da AHT para a manutenção da onda de calor não acontece em todas as regiões da porção subtropical da AS. Na verdade, a importância relativa de cada termo da EET varia de localidade para localidade. Este fato é reforçado ao se comparar conjuntamente a importância relativa dos quatro termos da EET nas quatro regiões avaliadas até então: na Região R1 predomina os processos diabáticos; na Região R3, os processos advectivos e adiabáticos e, na Região R4, os processos advectivos. Estas afirmações valem para 850 hPa exatamente para as “caixas” dessas regiões, porque em 500 hPa (sobre as mesmas “caixas”) a manutenção das elevadas temperaturas acontece principalmente pelo termo AA em R1 e R2, cuja sua contribuição não é notória sobre R3 e R4. Conseqüentemente, cautela é necessária ao se avaliar o motivo das elevações das temperaturas, que varia de região para região e entre os níveis isobáricos.

Na Região R4, por exemplo, a importância do termo da AHT se torna ainda mais notável ao lembrar que ele está associado ao JBN. Conforme já comentado pelas imagens da Figura 30, o JBN transporta calor e umidade a partir de latitudes mais baixas. Isto potencializa o desconforto térmico provocado pelas altas temperaturas, como relatado pelo trabalho de Campetella e Rusticucci (1998) na onda de calor de março de 1980.

Naquela onda de calor, a temperatura ficou acima dos 27°C no Aeroporto de Ezeiza, com valor aparente de 30°C. Tais números repercutiram em uma carga térmica e em um stress térmico compatível para uma situação de elevado desconforto, passível de afetar o sistema cardiovascular (HENTSCHEL, 1987; LEE; HENTSCHEL, 1966). Conforme a imagem da Figura 29(b), as ondas de calor afetam localidades densamente povoadas de Buenos Aires e Montevideu, com desvios superiores a 7°C em relação à média climatológica. Neste sentido, fica justificada a adoção de certas medidas cautelares como o fechamento das escolas em Buenos Aires (Campetella e Rusticucci, 1998). Conseqüentemente, as ondas de calor em R4

têm potencial de produzir notável impacto social, justificando a realização de estudos para sua compreensão.

Como já relatado na Região R3, as ondas de calor na região R4 também estão relacionadas com declínio nas temperaturas sobre parte da Argentina. Esta afirmação é concernente com a imagem da Figura 32(a), onde em 850 hPa se observa tendência negativa de temperatura—valores que superam $-1,5^{\circ}\text{C d}^{-1}$ —em torno de 40°S sobre a Argentina, assim como em quase toda a extensão do Chile e Oceano Pacífico adjacente. No entanto, ao contrário de R3, não se observa a atuação de uma FF, de acordo com as imagens da Figura 30. Para reforçar, a Figura 32(b), comparativamente com a Figura 32(a), permite observar a presença de ventos de componente norte em toda a extensão onde há tendência negativa de temperatura.

Portanto, o declínio de temperatura se deve a outros fatores. A análise dos outros termos da EET permite concluir que tal esfriamento acontece principalmente pela contribuição da ascensão adiabática nas regiões de precipitação [Figura 32(c)]. Mesmo existindo valores positivos quanto aos demais termos da EET, eles são mais que compensados pelo termo negativo de AA.

O declínio comentado para 850 hPa também aparece em 500 hPa, com valores que ficam entre -1 e $-1,5^{\circ}\text{C d}^{-1}$. Conforme as imagens das Figura 32(f), 32(g) e 32(h), a causa para a tendência negativa de TT se assemelha ao verificado em 850 hPa, com principal contribuição advinda do esfriamento provocado pelo levantamento adiabático [Figura 32(g)]. Este termo é parcialmente compensado pelo aquecimento radiativo provocado pela liberação de calor latente (precipitações) [Figura 32(h)], como também pelo termo advectivo em algumas localidades [Figura 32(f)]. No entanto, novamente as compensações não são o suficientes para reverter o esfriamento causado pelo termo adiabático, associado ao levantamento que gera as precipitações. Portanto, conclui-se que o esfriamento em R4 se deve ao esfriamento adiabático provocado pelo movimento ascendente.

Nas demais regiões da AS que não foram comentadas, não se observa tendência de declínio ou aumento considerável nas temperaturas [Figura 32(a) e 32(e)]. Isto equivale inclusive para áreas entre a Região Sudeste e a Região Nordeste do Brasil, onde se observa o cavado anômalo por parte de algumas imagens da Figura 30. Sobre o Pacífico Sul, a região com valores de TT positivos [Figura 32(a) e 32(e)] afeta apenas uma pequena porção da Terra do Fogo. Ela é provocada pela circulação de subsidência relacionada ao anticiclone anômalo na parte inferior direita do domínio de estudo, conforme as Figuras 30(g), 32(c) e 32(g).

Em suma, conclui-se que as ondas de calor, em R4, estão relacionadas ao escoamento de norte da borda ocidental de um anticiclone que aparece explicitamente nos campos anômalos

de circulação. Tal escoamento está relacionado ao JBN, que transporta calor e umidade a partir de latitudes mais baixas, fazendo com que as temperaturas, em média, fiquem superiores a 7°C com relação à climatologia em regiões densamente povoadas da foz do Rio da Prata. Este fluxo está associado com as precipitações anômalas em 40°S , ao mesmo tempo que o anticiclone atua como a face positiva de um dipolo com relação ao cavado anômalo, em médios e altos níveis, associado com o ligeiro aumento da precipitação em áreas entre as regiões Sudeste e Nordeste do Brasil. Os resultados são concernentes com a literatura, também registrando o aumento das ondas de calor em invernos de EN, assim como de sua intensidade durante os verões com LN.

6.5 REGIÃO R5 – TERRA DO FOGO

As ondas de calor sobre a região R5 são as que afetam o extremo sul da AS, preferencialmente durante os meses mais quentes do ano, de setembro até fevereiro (Figura 13). Elas possuem extensão média de cinco dias e estatisticamente são caracterizadas pelos elevados valores de TN, pelos elevados valores médios de MD, assim como pelos elevados valores de variabilidade diária na temperatura (Figura 12). Elas são perceptíveis em ambos os mapas de sensibilidade (Figura 11), sendo sua principal característica a presença de uma ampla crista na média e alta troposfera associada. Ao longo deste capítulo, essa crista será avaliada através dos mapas sinóticos e estrutura termodinâmica associada, com menções a respeito da maneira como atua no escoamento dos sistemas transientes de médias latitudes.

A Figura 33 mostra os mapas de correlação e os campos compostos de temperatura para a região em questão. Nela observa-se que o aquecimento se restringe ao extremo sul da AS, também se estendendo pelo canto inferior direito das imagens. Através da Figura 33(a), observa-se valores positivos de correlação em quase toda a sua extensão, sendo que os valores negativos se concentram no interior da Região Centro-Oeste do Brasil e territórios adjacentes. Pela Figura 33(b), observa-se valores negativos em grande parte da Argentina, da Região Sul do Brasil, do Paraguai e também sobre o sul da Bolívia. Entretanto, de acordo com a Figura 33(c), eles não são significativos, pelo que oscilam em torno de -0.5 nas regiões mais afetadas.

Sobre o interior da Argentina, a presença de valores positivos de correlação, em regiões com temperaturas anômalas negativas, novamente revela a não linearidade, conforme os argumentos da seção 4.4.2 do Capítulo 4. Além disso, o aspecto geral da Figura 33(a) se assemelha com o que já foi encontrado na Figura 9(a), indicando que as correlações obtidas com as ondas de calor refletem os aspectos climatológicos associados à variabilidade de temperatura na AS, conforme a seção 4.3 do Capítulo 4. Logo, as informações mais

importantes que revelam a assinatura das ondas de calor, em R5, se encontram nas configurações das alíneas (b) e (c) da Figura 33.

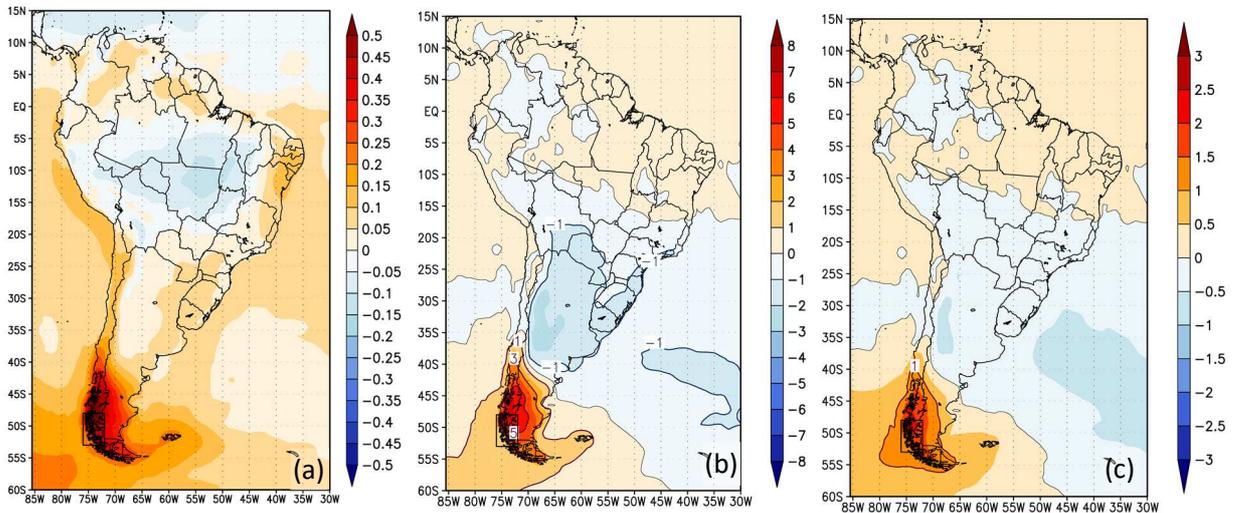


Figura 33 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R5

(a) Mapa de correlação entre os valores de ICD médio no retângulo R5 e as séries de temperatura das demais localidades; (b) Temperatura máxima (anomalia) composta para as ondas de calor no retângulo R5 (média ponderada pelos valores da temperatura normalizada nas ondas de calor) (°C); (c) como em (b), mas para os valores da temperatura máxima normalizada.

Observando a climatologia sinótica das ondas de calor em R5 (Figura 34), nota-se que as observações referentes às anomalias negativas da Figura 33(b) e 33(c) são justificadas ao se avaliar a alínea (f). Neste contexto, a Figura 34(f) permite observar a atuação de ventos anômalo de componente sul e de componente leste nas regiões em questão. Tal escoamento está relacionado à circulação da face norte de um anticiclone anômalo centrado na Terra do Fogo. Ao norte do domínio desse anticiclone anômalo, os ventos de componente predominante leste se interagem com a orografia, que age para a geração de ventos de componente predominante sul, conforme pode se observar principalmente sobre o norte da Argentina, Paraguai e sudeste da Bolívia.

A presença dos Andes para o favorecimento de escoamento de sul vai de acordo com os aspectos dinâmicos discutidos em Marengo *et al.* (1997), Garreaud (2000) e Pezza e Ambrizzi (2005), segundo os quais a orografia e o gradiente meridional de pressão, em baixos níveis, agem para a geração de ventos de sul, contribuindo para o esfriamento nas regiões afetadas, assim como o deslocamento do ar frio rumo a latitudes mais baixas. Esses ventos também estão associados com o baixo conteúdo de umidade em 850 hPa [Figura 34(f)], assim como ao escoamento anômalo subsidente na média troposfera. Conforme pode se observar pelas anomalias positivas [Figura 34(g)], a subsidência atua sobre o nordeste da Argentina, Uruguai, parte do Paraguai e o Rio Grande do Sul.

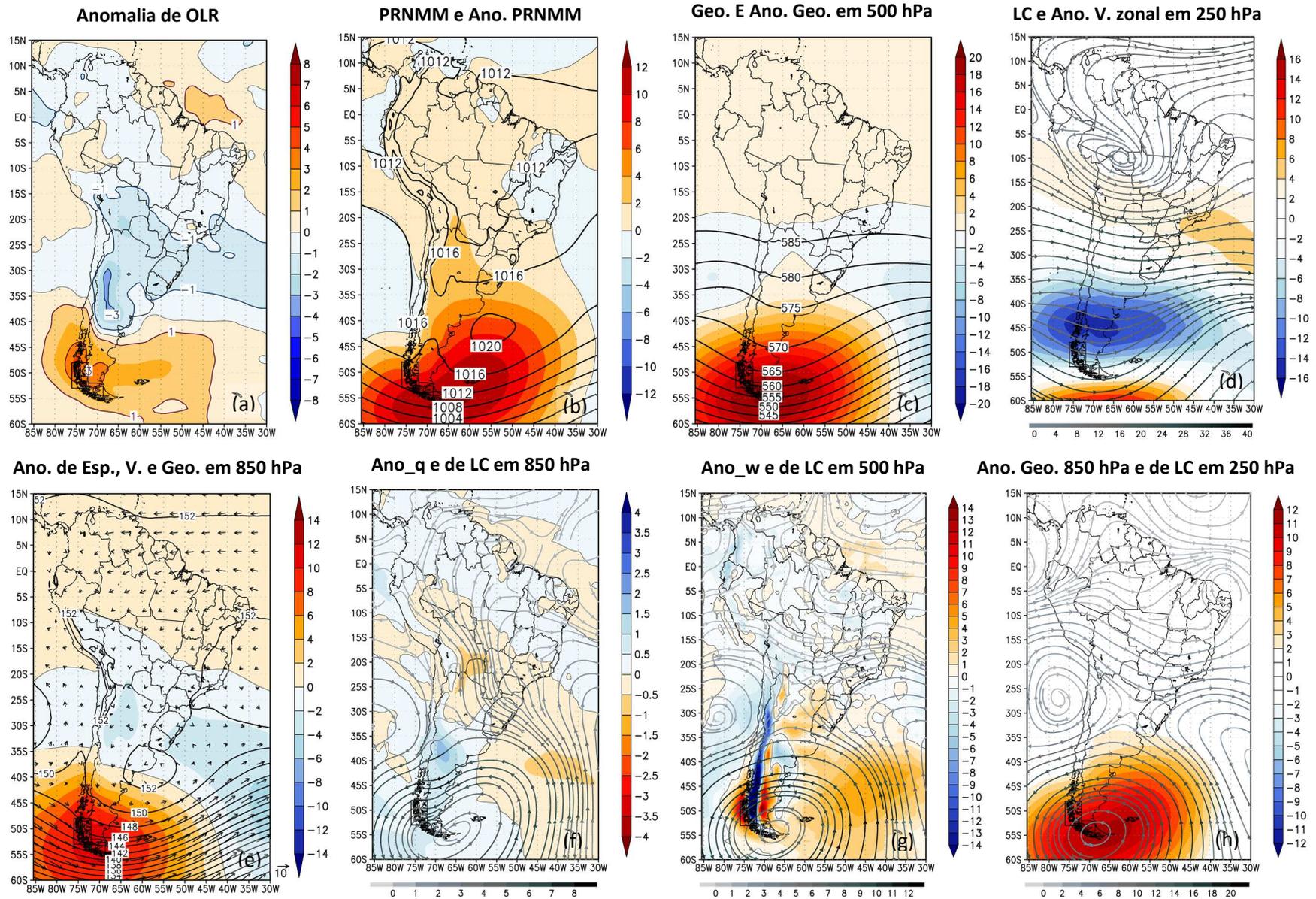


Figura 34 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R5

(a) Anomalia de OLR [$W m^{-2}$]; (b) Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (PRNMM) e anomalia de PRNMM [hPa]; (c) Geopotencial e anomalia de geopotencial em 500 hPa [$damgp$]; (d) Linhas de Corrente (LC), com magnitude de vento, e anomalia de vento zonal [$m s^{-1}$] em 250 hPa; (e) Anomalia de espessura (500–1000 hPa) [$damgp$], vento [$m s^{-1}$] e geopotencial [$damgp$] em 850 hPa; (f) Anomalia de LC, de magnitude de vento [$m s^{-1}$], e de umidade específica [kg/kg] em 850 hPa; (g) Anomalia de ômega [$(Pa s^{-1}) \cdot 10^2$], e de LC, com magnitude de vento [$m s^{-1}$], em 500 hPa; (h) Anomalia de geopotencial em 850 hPa [$damgp$], e de LC, com magnitude do vento [$m s^{-1}$], em 250 hPa.

Neste sentido, segue que o cenário descrito acima não parece favorável para precipitações acima da média, a despeito dos valores negativos de ROL ao longo das mesmas localidades [Figura 34(a)]. Desta forma, considera-se a possibilidade desses valores não se refletirem em anomalias positivas de precipitação, em uma situação em que a afirmação comentada de González *et al.* (2008) não é válida para a climatologia sinótica da Região R5. Aliás, a literatura já indica que o uso de ROL como indicador de precipitação é questionável em regiões não tropicais. Neste contexto, o artigo de Dutton, Poulsen e Evans (2000) ainda explicita que as anomalias negativas de ROL, fora dos trópicos, às vezes se associam com a presença de nebulosidade estratiforme. Logo, existe a necessidade de uma avaliação mais rigorosa antes de se tirar qualquer conclusão.

Ainda assim, a Figura 34(c) indica anomalias negativas de Altura Geopotencial ao longo de 30°S. Esta situação se reflete na anomalia de Espessura 500–1000 hPa na Figura 34(e), também aparecendo nas circulações anômalas das imagens da Figura 34(g) e 34(h). No caso do escoamento anômalo em médios e altos níveis, observa-se um Vórtice Ciclônico sobre o Pacífico, centrado próximo do norte do Chile. No Atlântico, um cavado se estende desde a leste de 30°W até a Região Sul do Brasil, curvando-se em direção ao continente. Tanto o vórtice quanto o cavado se refletem na forma de cavados na Altura Geopotencial de 500 hPa [Figura 34(c)], e de maneira mais sutil na alta troposfera [Figura 34(d)].

Ao sul do cavado e do vórtice, observe-se um notável anticiclone sobre a Terra do Fogo nos campos anômalos que se reflete até a baixa troposfera [Figura 34(f), 34(g), 34(h)], com características barotrópicas [Figura 34(h)]. O conjunto cavado, vórtice e anticiclone configuram um padrão que remete ao bloqueio atmosférico tipo Ômega Invertido (NASCIMENTO; AMBRIZZI, 2002). Neste sentido, tal bloqueio atua para inibir a propagação dos sistemas transientes pelo extremo sul da AS, fazendo-os desviarem para latitudes mais altas (Estreito de Drake) e para latitudes mais baixas, em torno de 30°S.

As considerações acima estão de acordo com o que já foi discutido na secção 5.2 do Capítulo 5, mediante a interpretação da distribuição das frequências climatológicas dos períodos quentes e das ondas de calor na Região R5, onde os períodos quentes acontecem quase que invariavelmente em qualquer época do ano. As ondas de calor acontecem principalmente nos meses mais quentes do ano. Então segue que os períodos quentes decorrem do aquecimento provocado pelas perturbações no escoamento de médias latitudes, enquanto as ondas de calor decorrem por outros mecanismos.

Conforme as imagens de Cavancanti *et al.* (2009), observa-se que as frentes se propagam com elevada frequência durante o ano todo em regiões oceânicas adjacentes à Terra

do Fogo. Sobre a mesma, as frentes atuam em menor frequência devido a interação com o continente, que age para a diminuição de sua quantidade. Logo, subentende-se que as perturbações subjacentes às frentes atuam de maneira invariante na Terra do Fogo, sendo responsáveis pela variabilidade de temperatura na região. Esta variabilidade decorre do transporte de calor e umidade a partir de latitudes mais baixas, em favor do equilíbrio energético planetário (PEIXOTO; OORT, 1992).

Portanto, compreende-se que os períodos quentes acontecem em função do aquecimento associado a perturbações de médias latitudes, que acontecem de maneira a favorecer a elevação das temperaturas em virtude do transporte de calor para latitudes mais altas. Este processo acontece durante o ano todo. No entanto, o mesmo mecanismo não explica a dependência sazonal das ondas de calor, pelo fato de estarem envolvidos processos subjacentes oriundos da dinâmica de baixas frequência. Neste sentido, a configuração descrita na climatologia sinótica da Figura 34 configura para a existência de uma situação de bloqueio para essas perturbações. Por conseguinte, a análise da Figura 34 complementa a interpretação da Figura 13 no Capítulo 5, no sentido de que os períodos quentes estão associados aos transientes de médias latitudes, e as ondas de calor ao bloqueio desses transientes.

Aliás, a associação dos padrões anômalos da Figura 34(f), 34(g) e 34(h) com o bloqueio atmosférico tipo ômega invertido é reforçada ao se observar que, na Figura 12(c), as ondas de calor atuam por cerca de cinco dias. Tal período é equivalente ao tempo mínimo necessário para a configuração de bloqueios segundo a metodologia de Mendes *et al.* (2005), sem levar em consideração a existência de artigos mais recentes que determinam um período de tempo ainda menor, de três dias, conforme o trabalho de Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2014).

Para uma explicação mais completa das informações apresentadas acima, torna-se útil lembrar da atuação de um bloqueio atmosférico ocorrido do final de maio ao início de junho de 2016. Tal fenômeno aconteceu ao longo da Região R5, inicialmente atuando no Pacífico Sudeste e depois se deslocando para o Oceano Atlântico. Sua presença está devidamente documentada pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) (BOLETIM TÉCNICO–CPTEC, 2016b), de maneira que a carta sinótica de 500 hPa do boletim para o dia 02 de junho mostra uma configuração similar à climatologia sinótica discutida na Figura 34.

De acordo com a análise sinótica do dia 02 de junho de 2016, observa-se que o escoamento na média e alta troposfera esteve interrompido pela atuação de um anticiclone próximo à Terra do Fogo. Os transientes passaram a atuar ao norte e ao sul em relação a Região R5, sendo que o escoamento ao norte apresentou cavados embebidos ao fluxo baroclínico de oeste em torno de 30°S. Durante a última semana de maio e primeira semana de junho, várias

frentes frias e vários cavados atingiram a porção subtropical da AS, interagindo com o JBN. Desta forma, houve bastante precipitação no centro sul do Brasil, algumas delas relacionados aos fenômenos extremos de uma onda de tempestades que atuou sobre o estado de São Paulo.

Logicamente, apenas uma contagem da quantidade de bloqueios atmosféricos nas ondas de calor em R5 permitirá comprovar e quantificar a importância desses sistemas. Entretanto, as análises mencionadas pelos parágrafos acima apontam evidências consideráveis quanto ao bloqueio, inclusive a ponto de distinguir diferenças no comportamento dos períodos quentes e das ondas de calor.

Sabe-se que o bloqueio ocorrido entre maio e junho de 2016 aconteceu após o encerramento de um intenso EN ocorrido entre 2015 e 2016. Como se entende que existe relação de defasagem entre o fenômeno ENSO e seu reflexo na circulação atmosférica, então é possível afirmar que o EN favoreceu a ocorrência do bloqueio em questão. Além disso, esteve relacionado a uma situação que favoreceu a penetração dos transientes pela porção subtropical da AS, em acordo com o que já foi discutido em Grimm (2009) no Capítulo 2. Além disso, a relação do EN com o aumento dos bloqueios no Pacífico Sudeste está de acordo com o trabalho de Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2014).

Neste sentido, a relação entre as ondas de calor em R5 e o fenômeno EN parece provável. De fato, conforme já avaliado no Capítulo 5, existe maior ocorrência de ondas de calor, em R5, em uma quantidade significativamente maior, para os anos com EN, ao se considerar o intervalo de confiança de 90%. Entretanto, tal relação deixa de ser significativa ao se avaliar o intervalo de confiança de 95%.

Para confirmar se existe a relação entre as ondas de calor, em R5, com o EN, a Figura 35 mostra o campo anômalo médio ponderado de TSM durante as ondas de calor na região em questão. O que se observa é que de fato existe um aquecimento no Pacífico Equatorial, que se estende desde 160°W e se intensifica perto da América do Sul. Entretanto, os maiores valores ficam em torno de 0,5°C. Portanto, a presença do EN é identificada tanto nos testes estatísticos quanto na configuração de TSM, ainda que de maneira pouco notável.

Além disso, o fenômeno ENOS pode estar relacionado com os mesmos mecanismos subjacentes por trás das semelhanças verificadas com relação à Figura 18. Isto porque tanto na Figura 18 quanto na Figura 34 o mesmo anticiclone anômalo da região da Terra do Fogo aparece, configurando uma semelhança notável. Neste sentido, a Figura 18 também mostra anomalias negativas de altura geopotencial em 500 hPa e de espessura 1000–500 hPa em torno de 30°S [Figura 18(c) e 18(e)], assim como o padrão de ômega invertido no campo anômalo de circulação em 500 hPa [Figuras 18(g) e 34(g)]. No entanto, há de se considerar que o

aquecimento em R1 não está relacionado, em média, com aquecimento significativo em R5, e vice-versa, conforme pode ser comprovado pelas imagens da Figura 17(c) e 33(c).

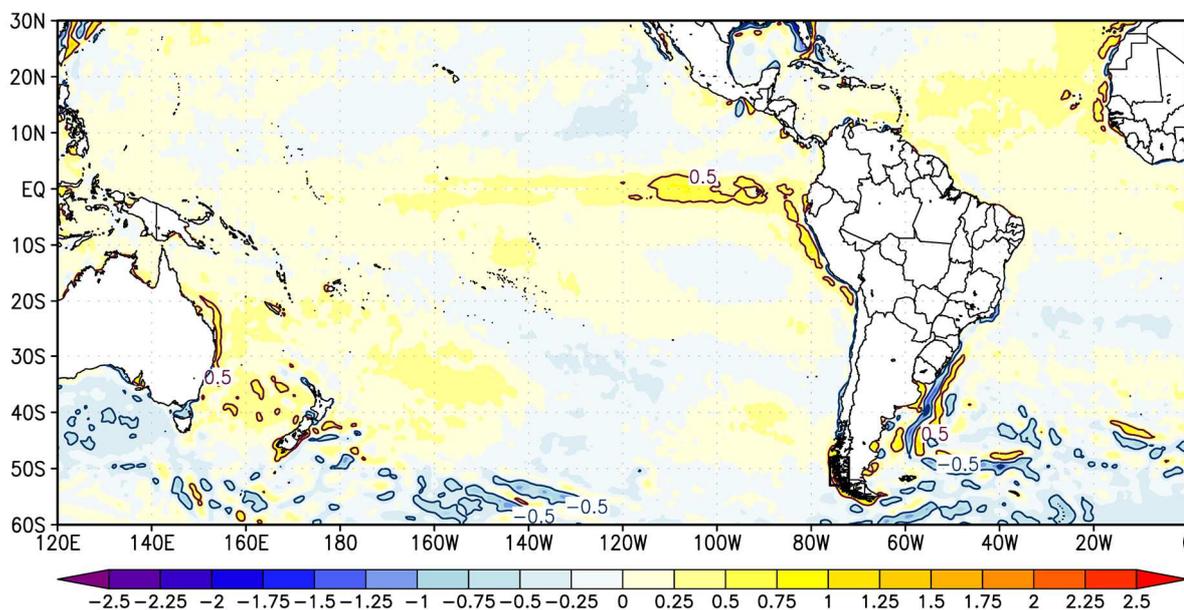


Figura 35 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R5

O comentado anticiclone anômalo reflete o escoamento de noroeste, em R5, em praticamente todas as composições de campos médios [Figuras 34(a)–34(d)], onde se percebe a chegada de ar quente a partir de baixas latitudes. Através da análise dos quatro termos da EET (Figura 36), observa-se que o mesmo é diretamente responsável por praticamente todos os processos responsáveis pelas oscilações de temperatura ao longo do domínio de estudo.

Em primeiro lugar, observa-se que as Figura 36(a) e 36(e) permitem concluir que o sistema de alta pressão não é totalmente estacionário, mas transiente e com deslocamento definido. As anomalias positivas de TT sobre o Atlântico e as anomalias negativas de TT sobre o Pacífico permitem concluir que o anticiclone anômalo se desloca do Pacífico para o Atlântico, passando sobre a Terra do Fogo. É justamente na sua passagem sobre a Terra do Fogo que as ondas de calor adquirem maior intensidade em R5. A presença desse anticiclone transiente corrobora com o caso verificado entre maio e abril de 2016, em que o bloqueio atmosférico se formou sobre o Pacífico, passou pelo extremo sul do continente e se dissipou sobre o Atlântico. Portanto, segue que os anticiclones anômalos que se formam sobre o extremo sul do continente, apesar de interromperem o fluxo de oeste, são de certa forma influenciado pelo escoamento de oeste das regiões circunvizinhas, de maneira que o mesmo também passa a se movimentar em direção a leste.

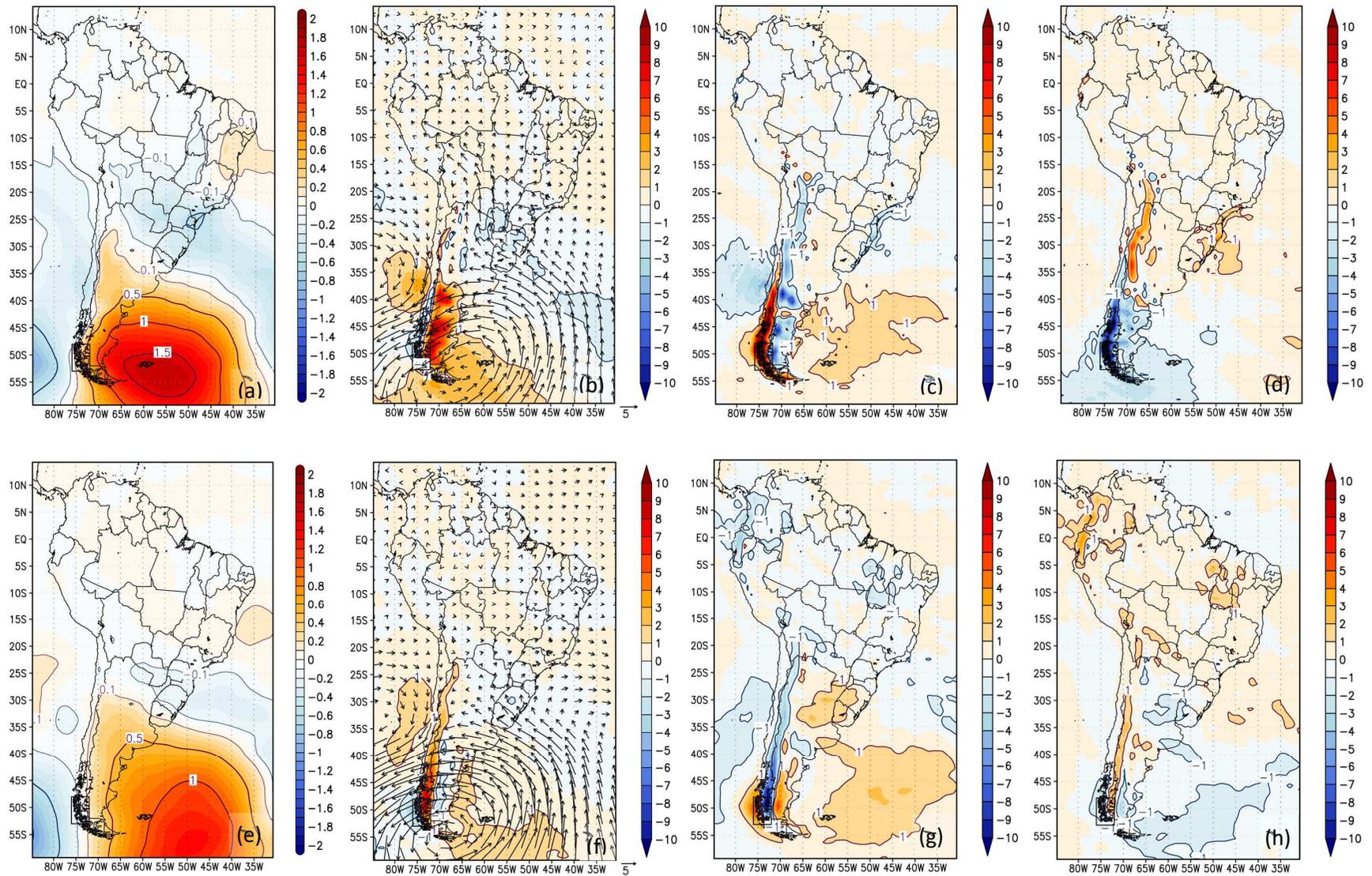


Figura 36 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R5

(a) Tendência de Temperatura (TT); (b) Anomalia da Adecção Horizontal da Temperatura (AHT), conjuntamente com o vento anômalo; (c) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Adiabático (AA); (d) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Diabático (AD). As alíneas (e) até (h) apresentam os mesmos campos anômalos. Na parte superior, as variáveis são para o nível de 850 hPa; na parte inferior, para o nível de 500 hPa. Todas na unidade de $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$. A velocidade do vento é em m s^{-1} .

Relativamente à posição do anticiclone anômalo, as imagens da Figura 36 permite observar que os valores negativos de TT, à oeste, são provocados principalmente pelos valores negativos de AA, tanto na baixa quanto na média troposfera. Na direção leste, os valores positivos de TT são ocasionados pela ação conjunta dos valores positivos dos termos AA e AHT. Em baixos níveis, o termo da AHT é o principal responsável pelo aquecimento da maioria das localidades com valores de TT positivos. Em médios níveis, os valores de AA tornam-se os principais responsáveis pelo aquecimento. Observa-se, ainda, a presença de valores negativos de AD, que não são suficientes para compensar os valores positivos de AA e AHT.

Ao norte, observa-se que o termo da AHT é o principal responsável pela tendência negativa de temperatura em 850 hPa sobre áreas do centro sul do Brasil, norte da Argentina, Paraguai e parte da Bolívia. A queda de temperatura se associa ao escoamento anômalo de componente sul e leste, conforme a imagem da Figura 34(f). Tal escoamento também se reflete o campo médio de PNMM e de espessura 500–1000 hPa [Figura 34(b) e 34(e)], onde se observa a presença de um anticiclone em torno de 60°W e 40°S, o que indica constantes passagens de anticiclones migratórios de baixos níveis na região.

Ainda em 850 hPa, observa-se a contribuição dos valores negativos de AA para o esfriamento ao longo da faixa leste do Rio Grande do Sul e da costa dos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro. Os mesmos são parcialmente compensados pelo aquecimento radiativo, em uma situação que, em conjunto, configura o análogo oposto do observado para a Região R3 [Figura 28(c)]. Portanto, o esfriamento acontece devido a ascensão adiabática ao longa das serras próximas às regiões litorâneas. Neste sentido, os valores positivos de AD provavelmente estão associados à liberação de calor latente para a formação de nuvens orográficas.

Mais para oeste, observa-se, ainda, a atuação de valores negativos de AA e positivos de AD sobre o leste das cordilheiras dos Andes, na faixa entre 40 e 15°S. Como também se observa um escoamento direcionado para os Andes (porém paralelo às montanhas sobre as cordilheiras, devido à barreira orográfica) [Figura 36(b)], então segue que tais valores também devem decorrer dos mesmos processos de ascensão adiabática próximos à costa das regiões Sul e Sudeste.

Tal como observado na Figura 28(g) e 28(h), os processos diabáticos e adiabáticos relacionados com a orografia não se refletem no nível de 500 hPa sobre áreas adjacentes ao oceano das regiões Sul e Sudeste do Brasil. No entanto, os mesmos ainda são observados à leste das cordilheiras, em virtude dessas cadeias de montanhas serem consideravelmente mais

elevadas que as serras brasileiras, chegando a ultrapassar o nível de 500 hPa nas regiões de maiores altitudes.

Também em 500 hPa, observa-se que a tendência negativa de temperatura, sobre o continente, se restringe a Região Sul do Brasil, norte da Argentina e parte do Paraguai, com intensidade e abrangência menor do que em 850 hPa. Observando individualmente os termos da EET, nota-se que o esfriamento é provocado pelos valores negativos dos termos radiativos e advectivos [Figura 36(f) e 36(h)]. O termo adiabático colabora para um aquecimento de $1^{\circ}\text{C dia}^{-1}$, mas ele não consegue superar os valores negativos dos demais termos citados.

Portanto, a análise dos termos da EET permite concluir que as ondas de calor sobre R5 decorrem do aquecimento provocado pelos termos advectivos e de subsidência, associado ao anticiclone anômalo discutido nas imagens da Figura 34. Sua presença age para bloquear o fluxo de oeste de médias latitudes, impedindo a entrada de transientes em R5, que passam a atuar ao norte e ao sul da localidade em questão. Mais para o norte, os transientes se associam a perturbações ciclônicas em 30°S , que agem para a diminuição da altura geopotencial em 500 hPa e se relacionam ao esfriamento ocasionado pelos ventos anômalos de sul trazidos pelos anticiclones migratórios. A alta anômala da Terra do Fogo também aparece na climatologia sinótica das ondas de calor em R1, indicando a presença dos mesmos mecanismos físicos subjacentes à sua geração. Parte deles pode estar relacionados ao fenômeno ENOS, conforme a avaliação dos testes estatísticos e das configurações de TSM.

6.6 REGIÃO R6 – PACÍFICO SUL

As ondas de calor sobre a região R6 afetam o Oceano Pacífico Sul, se assemelhando com as ondas de calor em R5 pela mudança na variabilidade das temperaturas por alteração no fluxo dos transientes em médias latitudes. Em ambas as localidades, as ondas de calor duram, em média, quase uma semana; no entanto, sobre o Pacífico Sul elas são identificáveis principalmente através da sensibilidade por correlação [Figura 11(a)], não apresentando características notáveis nos mapas estatísticos da Figura 12. Uma análise através da climatologia sinótica, contudo, revela uma intrínseca relação oposta com relação aos sistemas sinóticos apresentados em R3.

A Figura 37 mostra os campos meteorológicos obtidos através das temperaturas, onde na alínea (a) se observa uma notável correlação entre a série temporal em R6 e as séries na Patagônia Argentina. A relação com a Patagônia se estende pela Figura 37(b), onde inclusive os valores anômalos positivos chegam a ser maiores sobre a Argentina do que no Pacífico,

ultrapassando a marca de 3°C. No entanto, os valores correspondentes de temperatura normalizada [Figura 37(c)] são superiores sobre a própria região R6 do que na Argentina, onde conseqüentemente se conclui que as diferenças advêm da maior variabilidade climatológica sobre o continente, em relação as áreas oceânicas.

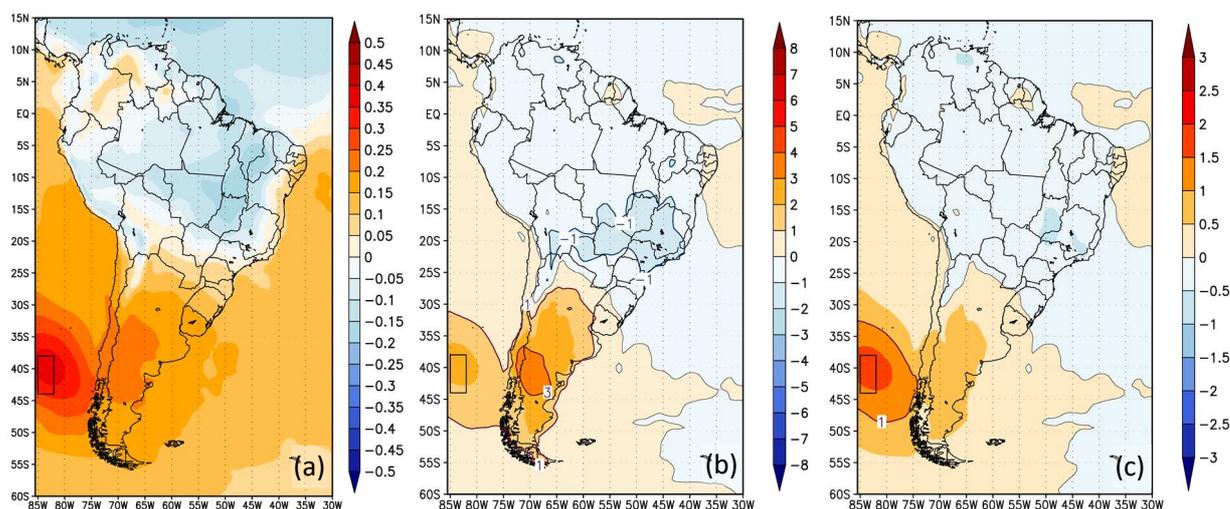


Figura 37 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R6

(a) Mapa de correlação entre os valores de ICD médio no retângulo R6 e as séries de temperatura das demais localidades; (b) Temperatura máxima (anomalia) composta para as ondas de calor no retângulo R6 (média ponderada pelos valores da temperatura normalizada nas ondas de calor) (°C); (c) como em (b), mas para os valores da temperatura máxima normalizada.

Ainda assim, inegável é a influência das ondas de calor sobre a Patagônia Argentina, haja visto que os valores positivos são encontrados tanto no mapa de correlação quanto nas temperaturas compostas [Figura 37(a) e 37(b)]. No entanto, indo mais para o norte a situação se inverte: valores negativos são encontrados principalmente sobre as regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, ao longo de todas as imagens da Figura 37. Notoriamente, a configuração dos valores positivos e negativos, sobre o interior do continente, mostra um padrão relativamente inverso ao verificado na Figura 25 para as ondas de calor em R3.

Neste sentido, novamente se observa a relação inversa de temperaturas entre a Patagônia e a Região Sudeste do Brasil, de acordo com os estudos de Pezza e Ambrizzi (1999). Pelas estatísticas da Figura 13, observa-se que as ondas de calor sobre o Pacífico Sul acontecem principalmente nos meses mais quentes do ano, como em R5, sendo que os períodos quentes ocorrem quase que invariavelmente em qualquer época do ano. Desta forma, fica justificável o motivo pelo qual as ondas de calor, em R6, se associam às alterações nas incursões dos transientes, conforme discutido para as ondas de calor em R5 na seção anterior. Além disso, o fato de existir mais ondas de calor nos meses mais quentes do ano também reforça a

argumentação de que a comentada relação inversa entre a Patagônia e a Região Sudeste do Brasil não acontece somente no inverno, conforme comentado na seção 6.3 deste Capítulo 6.

A Figura 38 mostra a climatologia sinótica das ondas de calor sobre a região R6. Primordialmente o que se pode notar é a configuração quase completamente oposta dos campos meteorológicos, conforme se observa ao comparar cada imagem da Figura 38 com cada imagem da Figura 26. Portanto, é possível afirmar que existe uma “gangorra” entre o que acontece em R6 e o que acontece em R3, durante as ondas de calor em cada uma dessas regiões.

De acordo com a imagem da Figura 38(a), são observadas anomalias negativas de ROL sobre grande parte da Região Sudeste e Região Centro-Oeste do Brasil. Mais ao sul, valores anômalos positivos são encontrados no cone sul da AS, principalmente na porção subtropical do subcontinente. Este cenário descreve uma situação de chuvas acima da média em parte do Brasil, e chuvas abaixo da média na porção subtropical da AS, em uma situação contrária ao verificado na Figura 26.

Os mapas médios e anômalos de circulação atmosférica dão suporte à presença de precipitações acima da média em parte do Brasil. De acordo com a Figura 38(c) e 38(d), observa-se a atuação de um cavado que se estende desde o Atlântico Sul, em 35°W, na altura do litoral norte da Argentina, até chegar ao sul da Região Sudeste do Brasil. Este cavado se associa com anomalias negativas de altura geopotencial em 500 hPa [Figura 38(c)], também se refletindo em um amplo vórtice anômalo pelas imagens da Figura 38(g) e 38(h). Em altos níveis, o mesmo se interage com um anticiclone centrado sobre o norte de Mato Grosso na circulação média [Figura 38(d)], onde se observa zonas de difluência na região com ROL anormalmente negativa. De acordo com a Figura 38(b), a ASAS encontra-se anormalmente negativa, onde também se observa a presença de um vórtice anômalo, sobre o Atlântico, pelo campo da circulação em 850 hPa [Figura 38(f)].

Segue que a configuração descrita na circulação em altos níveis e em baixos níveis constitui um cenário característico para a formação de ZCAS, de acordo com as descrições mencionadas em Kodama (1992a, 1992b). Neste contexto, o campo anômalo de ROL representa o padrão diagonal de nebulosidade formada pelas convecções. As chuvas se formam em associação com as frentes que passam sobre o leste do Sudeste do Brasil (MARENGO; DOUGLAS; SILVA DIAS, 2002), conforme os campos anômalos de superfície e baixos níveis. Neste sentido, o fluxo anômalo de sul, centrado no Paraguai em 850 hPa [Figura 38(f)], age em acordo com a presença anômala de áreas positivas de PNMM [Figura 38(b)], sugerindo a presença das frentes. Além disso, a maior frequência das ondas de calor durante a estação das

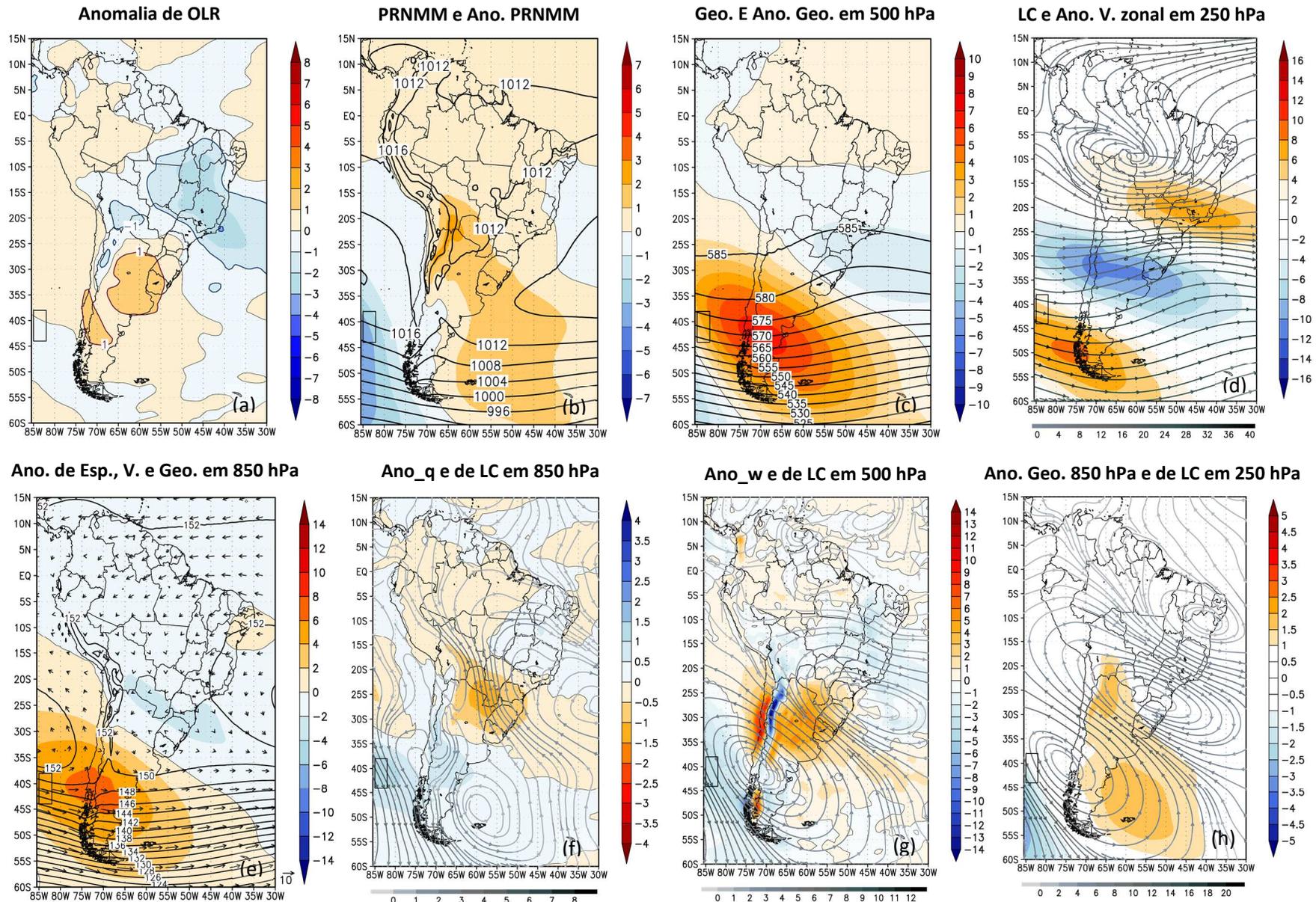


Figura 38 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R6

(a) Anomalia de ROL [$W m^{-2}$]; (b) Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (PRNMM) e anomalia de PRNMM [hPa]; (c) Geopotencial e anomalia de geopotencial em 500 hPa [$damgp$]; (d) Linhas de Corrente (LC), com magnitude de vento, e anomalia de vento zonal [$m s^{-1}$] em 250 hPa; (e) Anomalia de espessura (500–1000 hPa) [$damgp$], vento [$m s^{-1}$] e geopotencial [$damgp$] em 850 hPa; (f) Anomalia de LC, de magnitude de vento [$m s^{-1}$], e de umidade específica [kg/kg] em 850 hPa; (g) Anomalia de ômega [$(Pa s^{-1}) * 10^2$], e de LC, com magnitude de vento [$m s^{-1}$], em 500 hPa; (h) Anomalia de geopotencial em 850 hPa [$damgp$], e de LC, com magnitude do vento [$m s^{-1}$], em 250 hPa.

chuvas em R6 (Figura 13) mostra que as figuras de composição representam a circulação atmosférica presente principalmente durante a época de monções na AS, reforçando a presença do comentado corredor de umidade.

Pelas imagens das circulações anômalas da Figura 38(g) e 38(h), observa-se um notável conjunto de vórtices e anticiclones anômalos alternados entre si, que se estende desde o canto inferior direito das imagens até a Região Nordeste do Brasil. Este padrão constitui um trem de ondas sugestivo para a existência de algum sistema de teleconexão, também relembrando as estruturas anômalas da Figura 26(g) e 26(h). Aliás, as imagens da Figura 38(g) e 38(h) apresentam centros anômalos ciclônicos e anticiclônicos nas mesmas regiões, porém em fases opostas. Isto sugere um padrão de oscilação natural com dois estágios de equilíbrio, que ora provoca ondas de calor em R3, ora provoca ondas de calor em R6.

A oscilação lembra o principal padrão encontrado por Nogués-Peagle e Mo (1997) em análise de Funções Ortogonais Empíricas (FOE) com os dados de ROL, onde se observa que a presença da ZCAS tende a desfavorecer as chuvas na porção subtropical da AS, conforme a Figura 38(a). Coelho *et al.* (2015) inclusive discutem a esse respeito, ao associar a ausência de ZCAS no verão de 2014 com as chuvas anômalas na região subtropical da AS. Portanto, a oscilação descrita ao se comparar a configuração atmosférica para as regiões R3 e R6 está de acordo com a literatura apresentada, onde maiores detalhes podem ser encontrados na secção 2.3.2 do Capítulo 2.

Conforme o trabalho de Carvalho, Jones e Liebmann (2004), a Oscilação de Madden-Julian (OMJ) (MADDEN JULIAN, 1971, 1972) apresenta intrínseca relação com os eventos de ZCAS sobre a AS. Este fato é sustentado pelo trabalho de Cerne e Vera (2011) para as ondas de calor na porção subtropical da AS. Neste contexto, as ondas de calor sobre a Argentina (em eventos de ZCAS) apresentam uma configuração global de ROL compatível com a fase favorável de precipitações as regiões Sudeste e Centro Oeste do Brasil, precisamente nas localidades indicadas pela Figura 38(a).

As semelhanças não somente se estendem através das precipitações, como também na circulação atmosférica associada. Ao se comparar a Figura 38(h) com a Figura 4(h), observa-se que a primeira figura parece ser uma secção da segunda figura. Com efeito, os padrões alternantes ciclônicos e anticiclônicos, nas duas figuras, são coincidentes ao longo da AS. Isto sugere que os vórtices alternantes da Figura 38(h) são parte do mecanismo de teleconexão da Figura 4(h), que se estende na forma de arco por todo o Oceano Pacífico.

Por conseguinte, há indícios de que não somente o ENOS modula a climatologia sinótica das ondas de calor em R3, mas também a OMJ. Isto porque as anomalias em R3 são como as

anomalias em R6 com sinais trocados, desta forma indicando um padrão de inibição de ZCAS da fase desfavorável da OMJ às precipitações na AS. Assim, as oscilações intrasazonais, interanuais e de alta frequência podem estar agindo mutualmente para a geração das configurações atmosféricas descritas em R3.

Resta saber se também existe uma influência do ENOS nas ondas de calor em R6. Neste sentido, a Figura 39 apresenta a configuração oceânica de TSM, onde se percebe apenas um fraco esfriamento (de até $-0,5^{\circ}\text{C}$) nas águas do Pacífico Equatorial, sendo portanto um discreto sinal indicativo de LN. Ainda assim, os resultados das Tabelas 4 e 5 não revelam qualquer relação com o ENOS. As anomalias mais substanciais encontram-se apenas em localidades próximas da região R6, as quais estão associadas ao posicionamento médio das cristas e dos cavados e seu consequente favorecimento (desfavorecimento) para a elevação (diminuição) das temperaturas, a depender da componente meridional do escoamento associado [Figuras 38(c), 38(d), 38(e) e 38(h)].

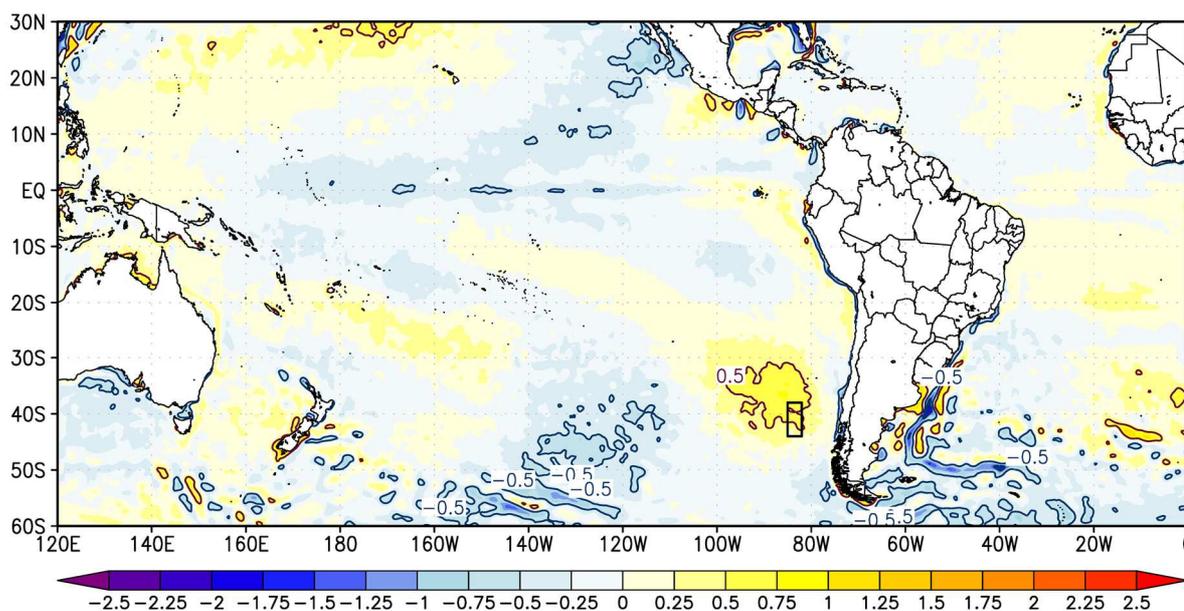


Figura 39 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R6

Na própria Região R6, a presença do cavado mais a oeste mantém os ventos de componente norte em praticamente toda a coluna troposférica, teoricamente favorecendo o aquecimento através do transporte de calor a partir de latitudes mais baixas. Neste contexto, a análise dos termos da EET (Figura 40) fornecem as informações complementares.

Pode se observar valores de TT negativos em R6, e valores positivos mais a leste (sobre o continente) [Figuras 40(a) e 40(e)]. Esta afirmação remete o caráter móvel dos sistemas meteorológicos de médias latitudes, guiado pelo escoamento de oeste—como discutido em R5.

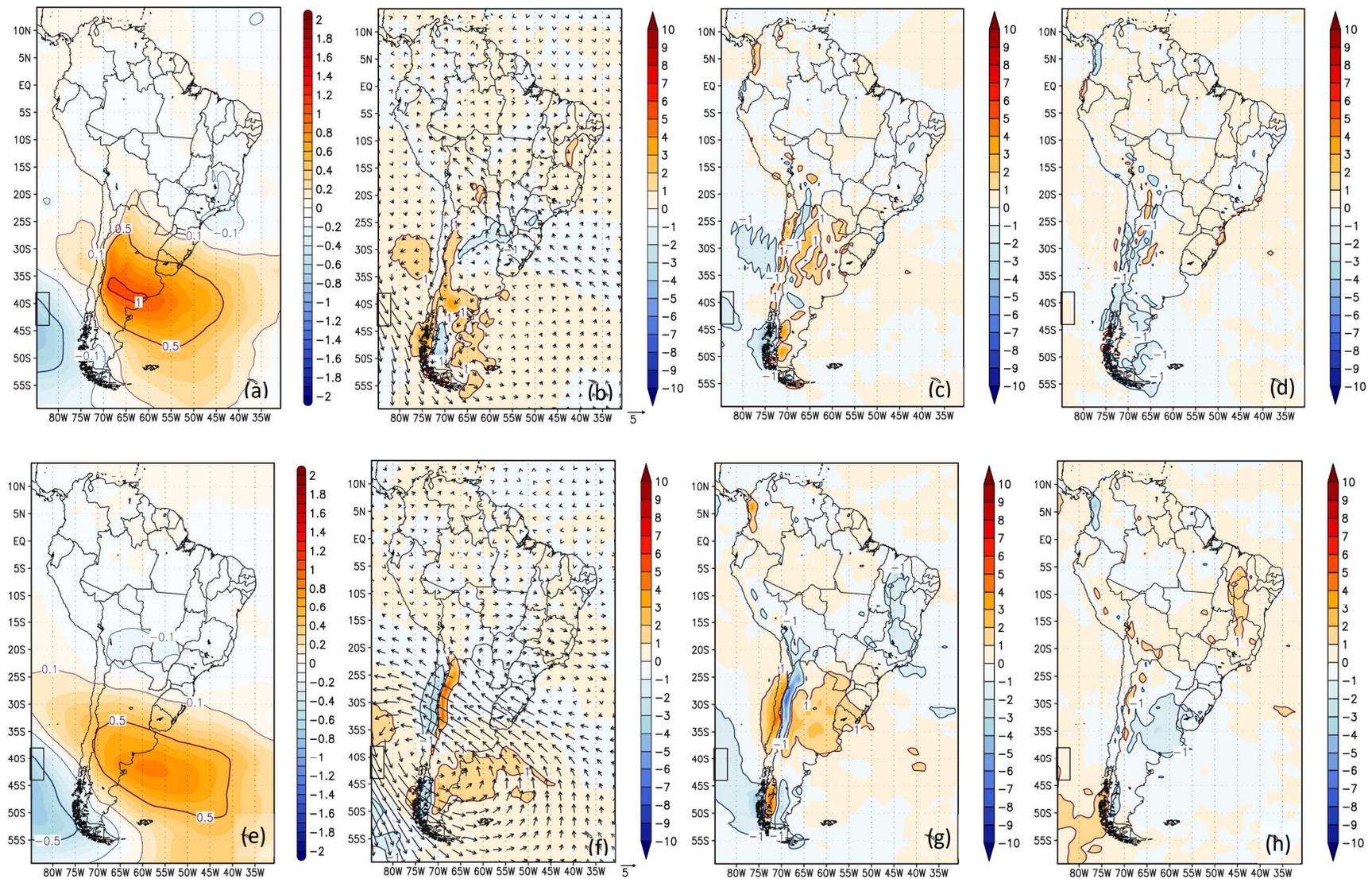


Figura 40 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R6

(a) Tendência de Temperatura (TT); (b) Anomalia da Adecção Horizontal da Temperatura (AHT), conjuntamente com o vento anômalo; (c) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Adiabático (AA); (d) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Diabático (AD). As alíneas (e) até (h) apresentam os mesmos campos anômalos. Na parte superior, as variáveis são para o nível de 850 hPa; na parte inferior, para o nível de 500 hPa. Todas na unidade de $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$. A velocidade do vento é em m s^{-1} .

Nas localidades com valores positivos centradas sobre a Argentina, o aquecimento vem da contribuição dos termos de AHT e AA [Figuras 40(b), 40(c), 40(f) e 40(g)].

Com efeito, os mesmos termos também colaboram para a geração das ondas de calor sobre R6, até que o cavado situado a oeste se aproxime, revertendo essa situação. Como o padrão de TSM tende a se relacionar com a circulação atmosférica via persistência de determinadas configurações durante semanas ou meses, então é possível concluir que o aquecimento da TSM em R6 advém da resposta oceânica ao transporte de calor e subsidência, garantidos pela predominante ação dos termos AHT e AA. O pico de aquecimento acontece com o avanço do cavado outrora situado mais a oeste, indicando a chegada de um transiente. Com efeito, percebe-se a atuação de uma configuração de baixa frequência modulando os sistemas transientes de alta frequência.

O cavado age provocando o esfriamento por ascensão adiabática, conforme se pode observar tanto em 500 quanto em 850 hPa, através da Figura 40(c) e 40(g) em R6. Mais para leste, observa-se que os termos AA e AHT apresentam diferentes pesos na contribuição para os valores positivos de TT. Neste contexto, observa-se que ao longo do continente, o termo AHT é o que mais apresenta contribuição ao sul de 40°S. Ao norte de 40°S, o termo AA é o principal responsável pelo aquecimento. Este fato é aplicável tanto na baixa quanto na média troposfera. Ainda assim, observa-se que o termo AHT apresenta maior magnitude em 850 hPa, sendo que o análogo pode ser dito com respeito ao termo AA em 500 hpa.

De uma forma geral, novamente se observa o padrão de oposição comparativamente com relação à região R3 para o campo de TT em baixos níveis, conforme pode se notar ao comparar o campo de TT em 850 hPa da Figura 40(a) com a Figura 28(a). No entanto, o mesmo deixa de ser notório ao se avaliar os termos da EET separadamente, sendo a mesma afirmação aplicável para todas as imagens da Figura 40 na média troposfera. Portanto, a despeito das oposições encontradas na climatologia sinótica, os fatores termodinâmicos envolvidos advêm de causas mais particulares.

Em última observação, percebe-se que os fatores termodinâmicos apresentam suporte para explicar a anomalia de espessura 500–1000 hPa sobre a região do Paraguai, Região Sul do Brasil e o Atlântico adjacente [Figura 38(e)]. Conforme a Figura 40(b) e 40(f), a porção subtropical da AS é influenciada pela advecção fria pelos ventos de componente sul, que possuem maior intensidade em 850 do que em 500 hPa. Com efeito, dinamicamente a espessura diminui pela contribuição dos valores negativos do termo da advecção diferencial de temperatura na Equação da Tendência Geopotencial (HOLTON, 2004). A diminuição da

espessura, por sua vez, constitui um suporte dinâmico adicional ao desenvolvimento do cavado que se estende do Atlântico até o centro sul do Brasil, conforme a Figura 38(c).

Sumarizando todas as informações, conclui-se que as ondas de calor em R6 apresenta tanto características semelhantes com as ondas de calor em R5 quanto características opostas com as ondas de calor em R3. Em relação a R5, novamente se observa alteração no fluxo climatológico do escoamento de médias latitudes, desta vez devido a uma alternância de cristas e cavados modulados por um mecanismo de teleconexão na baixa frequência. Com relação às ondas de calor em R3, os campos meteorológicos da Figura 38 e 26 respectivamente favorecem e desfavorecem a formação de precipitações no centro leste do Brasil. Neste sentido, uma análise mais detalhada sugere possível relação com fases opostas da OMJ, que age para modular as alternâncias das chuvas sobre a AS e o comportamento das temperaturas entre R6 e R3.

6.7 REGIÃO R7–PACÍFICO EQUATORIAL

As ondas de calor que afetam o Pacífico Equatorial são identificáveis tanto na sensibilidade por correlação quanto pela temperatura normalizada (Figura 11), apresentando características notáveis através de suas estatísticas (Figura 12). Dentre elas destacam-se sua elevada duração, com período superior a duas semanas na maioria dos casos [Figura 12(c)]; assim como sua baixa frequência, onde o total de casos identificados estabelece uma relação de aproximadamente um evento por ano (Figura 15). As análises desta seção confirmam os resultados previamente estabelecidos na seção 5.4 do Capítulo 5, onde se observa uma inegável relação com o ENOS através dos valores anômalos de TSM.

A Figura 41 mostra que o mapa de correlação, em (a), apresenta características semelhantes aos valores compostos de temperatura, em (b) e (c), no que se refere à distribuição e intensidade dos valores positivos e negativos. Este fato remete à presença de processos lineares, conforme discutido na seção 4.4.2 do Capítulo 4.

Os valores positivos de correlação encontram-se sobre o Pacífico Equatorial, Atlântico Norte e norte da AS. Mais ao sul, os valores negativos predominam, principalmente em 35°S. No Brasil, os valores de correlação, temperatura e temperatura normalizada se distribuem de tal maneira que se verifica aquecimento no norte do país, e esfriamento ao sul. Este fato é compatível com o esperado no campo de precipitação nas ocorrências de EN (Grimm, 2009).

Neste sentido, o campo de ROL da climatologia sinótica da Figura 42 reforça o “padrão norte sul” sobre o Brasil, onde se observa valores negativos ao sul de 20°S, e valores positivos ao norte. Na média e alta troposfera, o fluxo torna-se predominantemente zonal ao sul de 20°S

[Figura 42(c) e 42(d)], onde se pode perceber a presença do Jato na alta troposfera através do fluxo anômalo zonal, que aparece sobre a porção subtropical do subcontinente. Este fato remete à presença da passagem de constantes sistemas transientes ao sul de 20°S, que vai de acordo com as anomalias negativas no campo bórico [Figura 42(b)] e com a distribuição dos valores negativos de ROL também sobre o Pacífico, praticamente na mesma latitude que na AS.

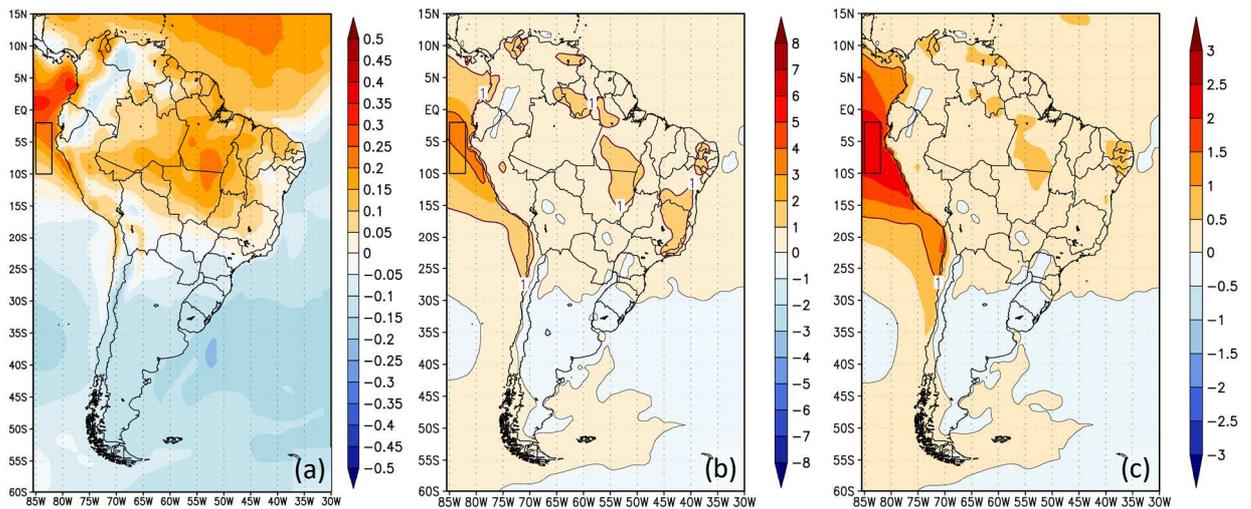


Figura 41 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R7

(a) Mapa de correlação entre os valores de ICD médio no retângulo R7 e as séries de temperatura das demais localidades; (b) Temperatura máxima (anomalia) composta para as ondas de calor no retângulo R7 (média ponderada pelos valores da temperatura normalizada nas ondas de calor) (°C); (c) como em (b), mas para os valores da temperatura máxima normalizada.

A confiabilidade de associar os valores de ROL às precipitações inclusive na porção subtropical da AS decorre da circulação atmosférica favorável a ocorrência de chuvas, marcada pela passagem dos transientes. Aliás, no fluxo anômalo de 850 hPa observa-se confluência do escoamento de noroeste sobre a Região Sul do Brasil [Figura 42(f)], associado a elevados valores de umidade específica e ao levantamento em 500 hPa [Figura 42(g)].

Mais ao norte, a ausência de precipitações está associada com um anticiclone anômalo sobre o Atlântico, próximo do Sudeste do Brasil, em médios e altos níveis [Figura 42(g) e 42(h)]. Conforme a Figura 42(g), este anticiclone está associado a uma circulação de subsidente em seu flanco norte e noroeste, através dos valores positivos de ômega. Além disso, os valores positivos de ômega se estendem por regiões mais ao norte, em áreas do Nordeste e Norte do Brasil. Nessas localidades, observa-se a atuação de um cavado anômalo em 250 hPa [Figura 42(h)], que se estende do Atlântico até a região central do Brasil, quase configurando um VCAN.

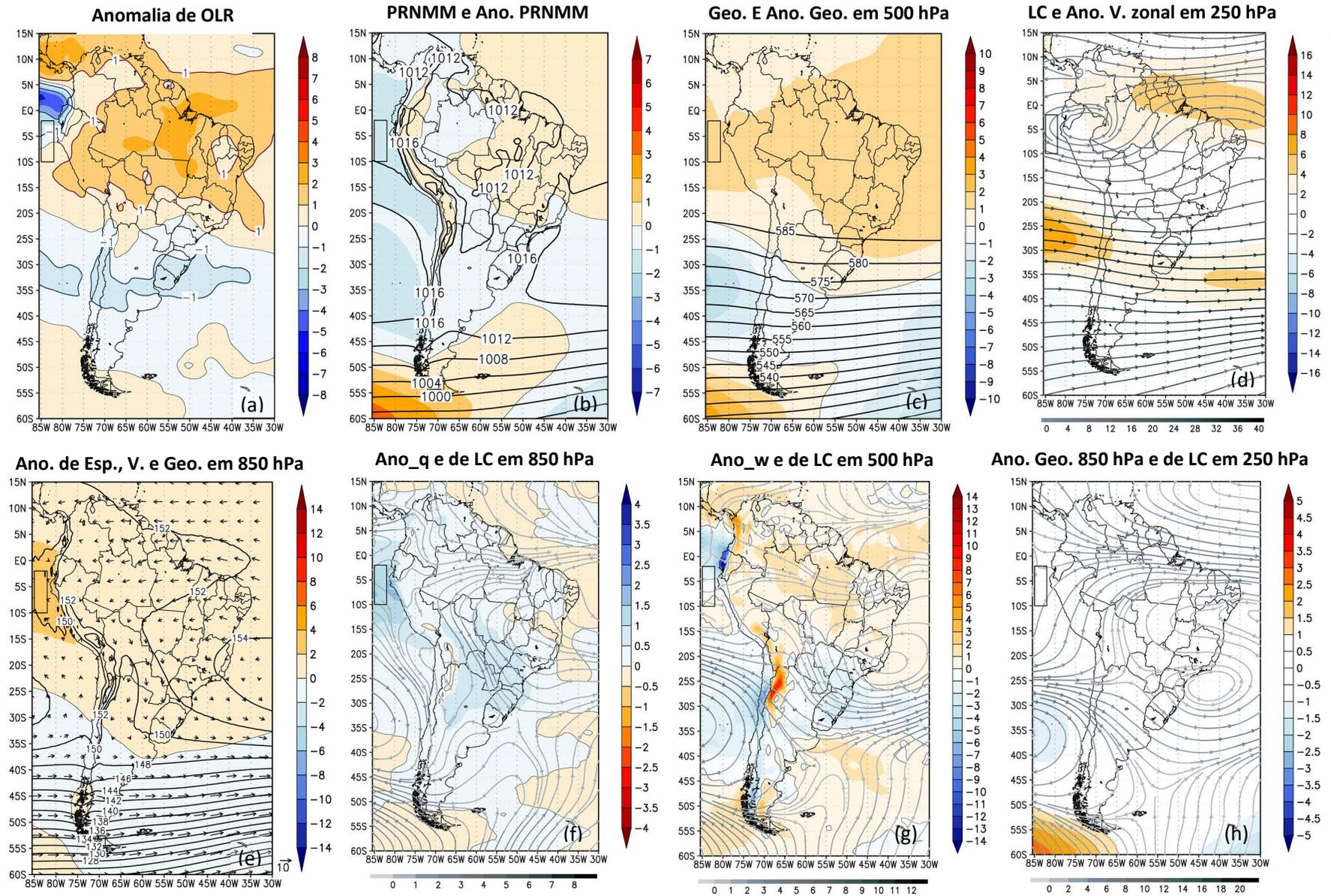


Figura 42 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R7

(a) Anomalia de OLR [$W m^{-2}$]; (b) Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (PRNMM) e anomalia de PRNMM [hPa]; (c) Geopotencial e anomalia de geopotencial em 500 hPa [$damgp$]; (d) Linhas de Corrente (LC), com magnitude de vento, e anomalia de vento zonal [$m s^{-1}$] em 250 hPa; (e) Anomalia de espessura (500–1000 hPa) [$damgp$], vento [$m s^{-1}$] e geopotencial [$damgp$] em 850 hPa; (f) Anomalia de LC, de magnitude de vento [$m s^{-1}$], e de umidade específica [kg/kg] em 850 hPa; (g) Anomalia de ômega [$(Pa s^{-1}) \cdot 10^2$], e de LC, com magnitude de vento [$m s^{-1}$], em 500 hPa; (h) Anomalia de geopotencial em 850 hPa [$damgp$], e de LC, com magnitude do vento [$m s^{-1}$], em 250 hPa.

Considerando a época do ano em que as ondas de calor acontecem com mais frequência na Região R7 (Figura 13), de fato o cavado anômalo sugere uma situação de maior intensidade e frequência do VCAN, que está associado à circulação de subsidência (Gan e Kousky, 1986). Sobre a região equatorial da Bacia Amazônica, ainda se observa uma circulação confluyente e de oeste no fluxo anômalo zonal [Figura 42(h)], que também é compatível com a presença de subsidência. Neste contexto, o cavado anômalo é influenciado pela subsidência na região equatorial do fluxo zonal, indicando a presença do fenômeno EN pelo deslocamento da célula de Walker, conforme explicado na seção 2.3.3 do Capítulo 2.

Na região Equatorial da AS, as precipitações ficam deslocadas para áreas adjacentes ao Oceano Pacífico, para onde também se desloca a circulação anticiclônica em altos níveis [Figura 42(d)]. Conforme a Figura 42(a), 42(b), 42(e), 42(f), 42(g), observa-se, respectivamente, valores anômalos negativos de ROL, anomalia negativa de PNMM, anomalia positiva de espessura 1000–500 hPa, anomalia positiva de umidade específica e anomalia negativa de ômega (levantamento) sobre o Pacífico Equatorial. Em conjunto, o cenário descrito reflete uma circulação de levantamento e ascensão sobre o Pacífico, que é compensado pelo movimento subsidente sobre o continente.

As precipitações anômalas e o movimento ascendente estão associados com os valores positivos de TSM. De acordo com a Figura 43, observa-se que durante as ondas de calor em R7 o Pacífico Equatorial leste e central sofre um notável aquecimento anômalo. Valores positivos superiores a 2,5°C são encontrados na região de Galápagos, em uma configuração que novamente remete ao EN, comprovando os resultados estatísticos na Tabela 4.

Logo, o fenômeno EN está relacionado ao aquecimento das águas superficiais em R7 que, por sua vez, se relaciona às ondas de calor verificadas na região. Neste contexto, os movimentos ascendentes ocorrem e chuvas anômalas são verificadas na região. Com efeito, as ondas de calor em R7 são controladas principalmente pela variabilidade inter-anual relacionada ao ENOS. Este fato explica o porquê das ondas de calor apresentarem longa duração e pouca frequência de ocorrência em R7. Assim, a climatologia sinótica avaliada pode ser tida como aquela associada à fase quente do ENOS, principalmente para os meses do final do verão e início do inverno no HS, quando as ondas de calor se tornam climatologicamente mais frequentes (Figura 15).

Por conseguinte, a presença anômala dos transientes fica justificada na AS. Este fato é reforçado ao avaliar os valores de TSM ao sul da região de aquecimento. A Figura 43 mostra valores negativos saindo do leste da Oceania e se estendendo diagonalmente até as proximidades da AS, na altura do litoral central do Chile. Sobre a região subtropical, eles se

localizam na mesma região estão os valores negativos de ROL pela Figura 42(a), que remetem novamente à presença desses transientes.

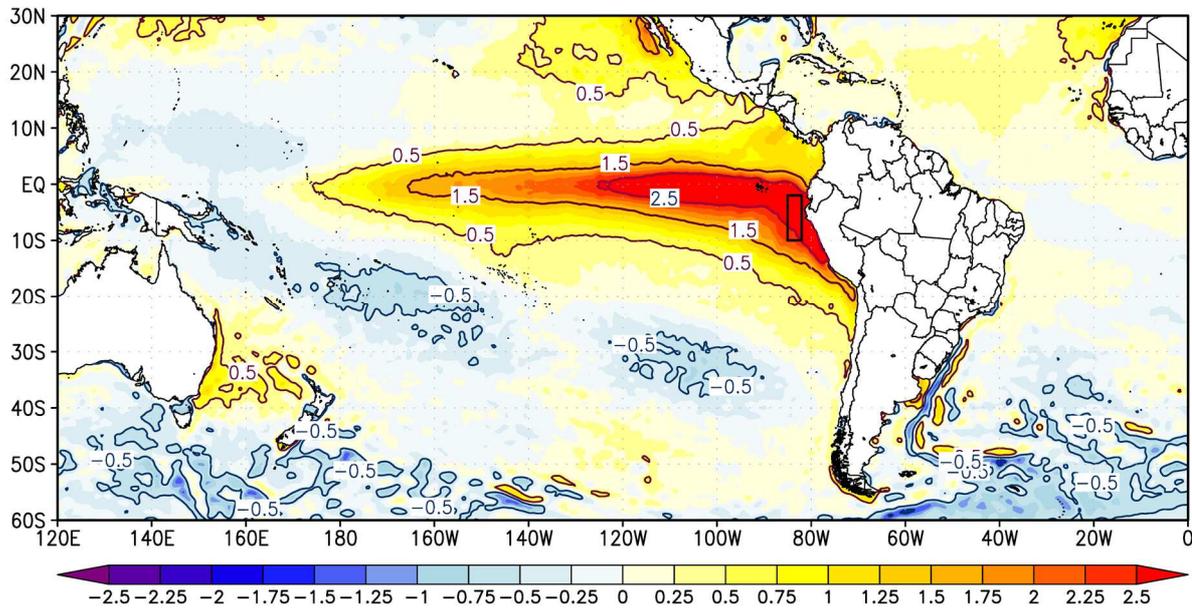


Figura 43 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R7

A extensão dessas anomalias até as proximidades da Oceania indica uma relação com os trópicos; por conseguinte, observa-se uma relação entre os trópicos e os extratropicos. Os trópicos alteram as circulações zonais e meridionais para o transporte do calor excedente de baixas latitudes, funcionando como fonte de perturbações para as médias latitudes (TRENBERTH *et al.* 1998; GRIMM, 2009).

Outro sinal da associação com o ENOS pela climatologia sinótica advém ao analisar o comportamento da Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPAS) e sua literatura. De acordo com a Figura 42(b) e 42(c), são observadas anomalias negativas de PNMM na região da ASPAS, onde também se observa anomalia negativa de altura geopotencial em 500 hPa. Com efeito, a Figura 42(f) e 42(g) mostra escoamento anômalo ciclônico na região da ASPAS. Esta situação está de acordo com o estudo de Grimm e Togatlian (2012), que descreve o efeito do ENOS na circulação atmosférica sobre o cone sul americano.

Mais ao sul, a situação descrita acima se reverte ao notar anomalia positiva de PNMM, de altura geopotencial em 500 hPa [Figura 42(b) e 42(c)], assim como a anomalia anticiclônica de circulação desde a baixa até a alta troposfera [Figura 42(f)–42(h)]. Aliás, a Figura 42(h) permite observar uma estrutura ciclônica ao norte e anticiclônica ao sul, em uma configuração barotrópica. Trata-se, portanto, da existência de um dipolo barotrópico no campo de circulação anômala.

Essas informações remetem ao que foi analisado na Figura 22 para a região R2, onde se fez associação com os resultados de Mendes *et al.* (2005) e Padilha (2008), no estudo dos bloqueios sobre o Pacífico Sudeste. Neste sentido, associar o padrão de dipolo descrito com os bloqueios é razoável ao lembrar que o EN aumenta sua frequência de ocorrência sobre o Pacífico Sudeste (OLIVEIRA; CARVALHO; AMBRizzi, 2014). Portanto, as ondas de calor em R7, associada ao ENOS, provocam alterações na circulação atmosférica no cone sul da AS, cujas mudanças sobre o Pacífico não somente indicam o enfraquecimento da ASPAS, como também favorecem os bloqueios, de acordo com a literatura do Capítulo 2.

O reflexo das ondas de calor sobre os extratropicais influencia na contribuição individual dos termos da EET ao longo dos Andes e na porção subtropical da AS. Conforme a Figura 44, os processos ao longo dos Andes são regidos principalmente pela circulação anômala associada ao dipolo sobre o Pacífico Sudeste. Seja qual for o processo, os Andes exercem considerável influência, haja visto que as anomalias no lado chileno são opostas às anomalias no lado argentino.

No extremo sul do continente, as oposições nas anomalias não somente acontecem entre as faces dos Andes, mas também entre a baixa e a média troposfera, conforme pode ser observado ao se comparar a Figura 44(b) e 44(c), com a da Figura 44(f) e 44(g). Através das mesmas imagens, também se observa que, sobre o norte do Chile e da Argentina (adjacente aos Andes), existe advecção positiva de temperatura no oeste dos Andes, e advecção negativa no leste das montanhas. Neste caso, os processos descritos em baixos níveis são semelhantes com os processos descritos em médios níveis, embora os processos na média troposfera sejam mais intensos (Figura 44(b) e 44(c), em comparação com a Figura 44(f) e 44(g)). Seja qual for a situação, tanto no extremo sul do continente como sobre os Andes (em torno de 30°S), observa-se compensação principalmente entre o termo advectivo e o termo adiabático.

Sobre a Região Sul do Brasil e países adjacentes, os processos termodinâmicos notáveis encontram-se na média troposfera, onde se observa valores negativos de AA e valores positivos de AD [Figura 44(g) e 44(h)]. Este fato é explicado devido ao movimento ascendente [Figura 42(g)] e a liberação de calor latente associado às precipitações anômalas [Figura 42(a)]. Situação parecida também é encontrada na própria região R7, onde se observa movimento ascendente e precipitação anômala, ambos provocados pela circulação atmosférica gerada pelas anomalias positivas de TSM.

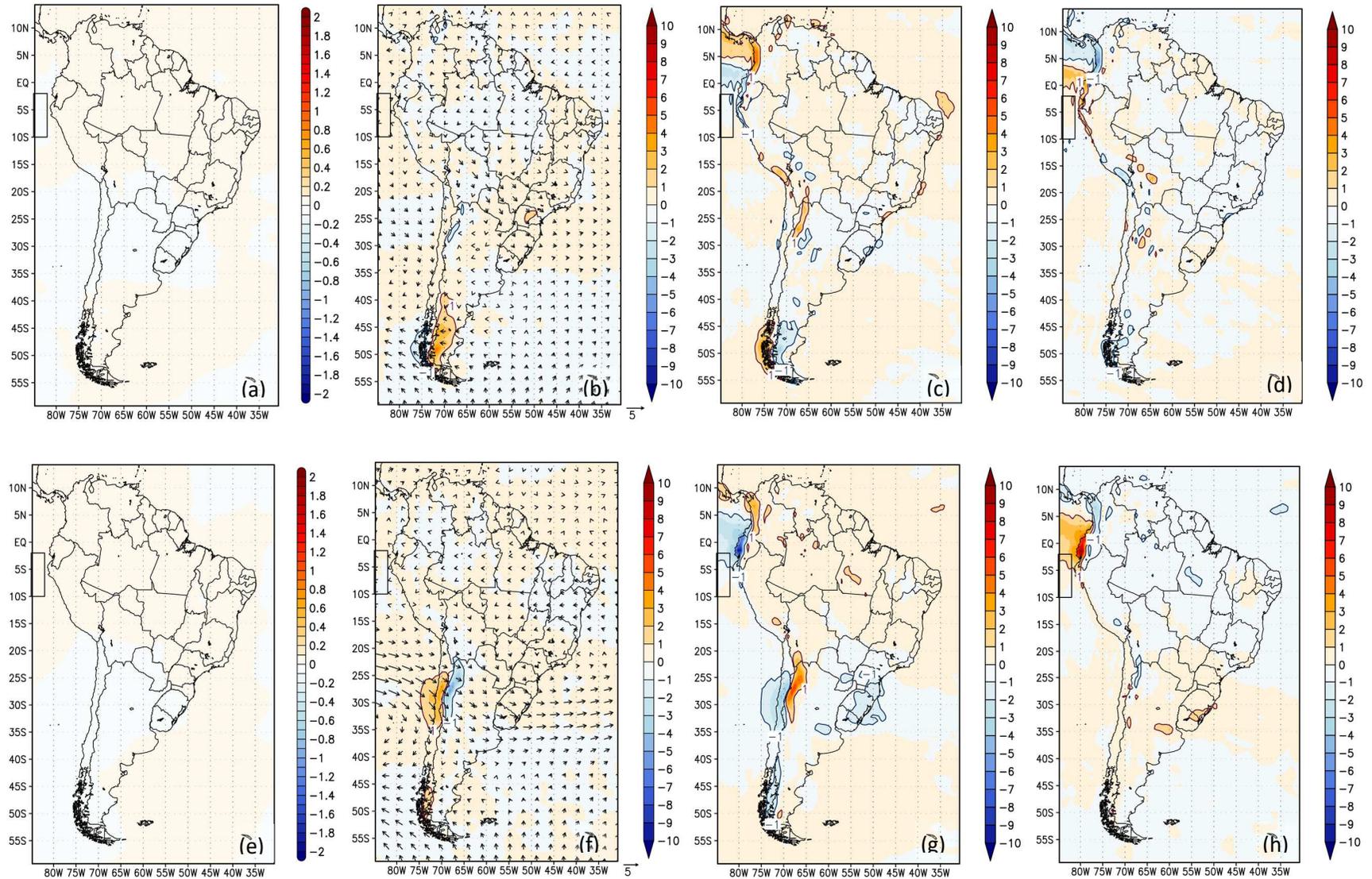


Figura 44 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R7

(a) Tendência de Temperatura (TT); (b) Anomalia da Adecção Horizontal da Temperatura (AHT), conjuntamente com o vento anômalo; (c) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Adiabático (AA); (d) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Diabático (AD). As alíneas (e) até (h) apresentam os mesmos campos anômalos. Na parte superior, as variáveis são para o nível de 850 hPa; na parte inferior, para o nível de 500 hPa. Todas na unidade de $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$. A velocidade do vento é em m s^{-1} .

De qualquer forma, os termos da EET se compensam e não se observa tendência considerável de temperatura, assim como nas demais áreas do domínio de estudo. A explicação se deve ao fato de as ondas de calor sobre a região R7 serem persistentes o bastante para que qualquer efeito tendencioso de temperatura seja anulado através de sua própria variabilidade natural. Do contrário, a temperatura ou aumentaria ou diminuiria sucessivamente por longos períodos de tempo em certas regiões, acarretando em valores para além dos registros viáveis de acontecer.

Nos extratropicais, por exemplo, sucessivas passagens de frentes provocam sucessivos aumentos ou diminuições de temperatura, contribuindo para quase anular os valores de TT, nas ondas de calor em R7, em todo o domínio de estudo. Neste sentido, a presente explicação comprova a influência considerável dos fenômenos de baixa frequência em R7, que modulam os aspectos climatológicos observados na Figura 42.

Segue que as ondas de calor sobre a Região R7 refletem o aquecimento anômalo das águas equatoriais sobre o Oceano Pacífico Central e Leste, que está implicitamente relacionado com o fenômeno EN. Elas acontecem principalmente no final do verão e início do outono no HS, provocando consideráveis alterações na circulação atmosférica sobre a AS através das conexões nos trópicos e também entre estes e os extratropicais. Neste sentido, alterações na célula de Walker desfavorecem as precipitações em grande parte da região equatorial da AS, assim como o aumento da passagem dos transientes favorece as chuvas na porção subtropical da AS. Sinais de enfraquecimento da ASPS são encontrados, assim como da presença anômala de bloqueios, em concordância com os resultados descritos para a região R2 e com a literatura comentada.

6.8 REGIÃO R8–SUDESTE DA COLÔMBIA

As ondas de calor sobre a região R8 apresentam características estatísticas notáveis pelos elevados valores da Média da Magnitude Diária (\overline{MD}), Desvio Padrão da Magnitude Diária ($\sigma_{\overline{MD}}$), e valores máximos de TN (Figura 12). No entanto, elas se destacam principalmente pelos desvios regionais de precipitação e circulação atmosférica associada.

A Figura 45 mostra o mapa de correlação e os campos compostos de temperatura. Através da alínea (a), observa-se valores positivos de correlação sobre a Colômbia, e valores negativos sobre parte das regiões Norte, Centro Oeste e Nordeste do Brasil —principalmente entre Goiás, Mato Grosso e Tocantins. Tal configuração se assemelha com a Figura 9(a), mostrando que o resultado obtido remete com o que é de se esperar climatologicamente pela

correlação entre todas as temperaturas da série em R8 e as séries das demais regiões, conforme discutido na seção 4.3 do Capítulo 4.

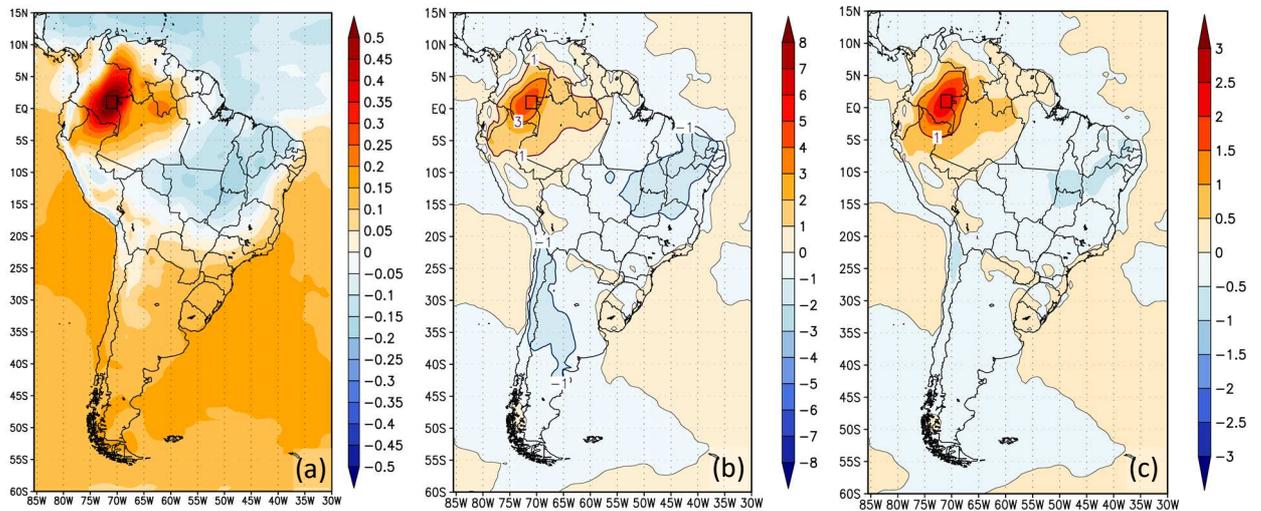


Figura 45 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R8

(a) Mapa de correlação entre os valores de ICD médio no retângulo R8 e as séries de temperatura das demais localidades; (b) Temperatura máxima (anomalia) composta para as ondas de calor no retângulo R8 (média ponderada pelos valores da temperatura normalizada nas ondas de calor) ($^{\circ}\text{C}$); (c) como em (b), mas para os valores da temperatura máxima normalizada.

A configuração descrita na Figura 45(a) se assemelha com a obtida pela Figura 45(b) e 45(c), mostrando que os valores de correlação correspondem aos valores compostos de temperatura. Desta forma, observa-se uma relação linear oposta entre as temperaturas na Colômbia e as temperaturas sobre o território brasileiro.

No entanto, a presença dos processos lineares não condiz às semelhanças no posicionamento dos máximos regionais nos mapas de sensibilidade, já que as ondas de calor, em R8, somente são identificáveis pela sensibilidade associada às correlações (Figura 11). Com efeito, assim como visto em R2, nem sempre a coincidência dos máximos regionais está associada à predominância dos processos lineares. Ainda assim, este fato não necessariamente invalida a metodologia que fundamenta os mapas de sensibilidade. Neste contexto, o Capítulo 7 discute e justifica as técnicas aplicadas, via obtenção e interpretação dos resultados obtidos empiricamente.

A Figura 46 mostra a climatologia sinótica das ondas de calor em R8, e logo na primeira alínea já é possível observar a configuração discutida na Figura 45. Mais especificamente, observa-se valores positivos de ROL na Colômbia e valores negativos concentrados entre as regiões Norte, Nordeste e Sudeste do Brasil. Logo, as ondas de calor sobre a região da Colômbia estão relacionadas aos baixos índices pluviométricos na região, que apresenta comportamento inverso com relação ao regime pluviométrico em parte do Brasil.

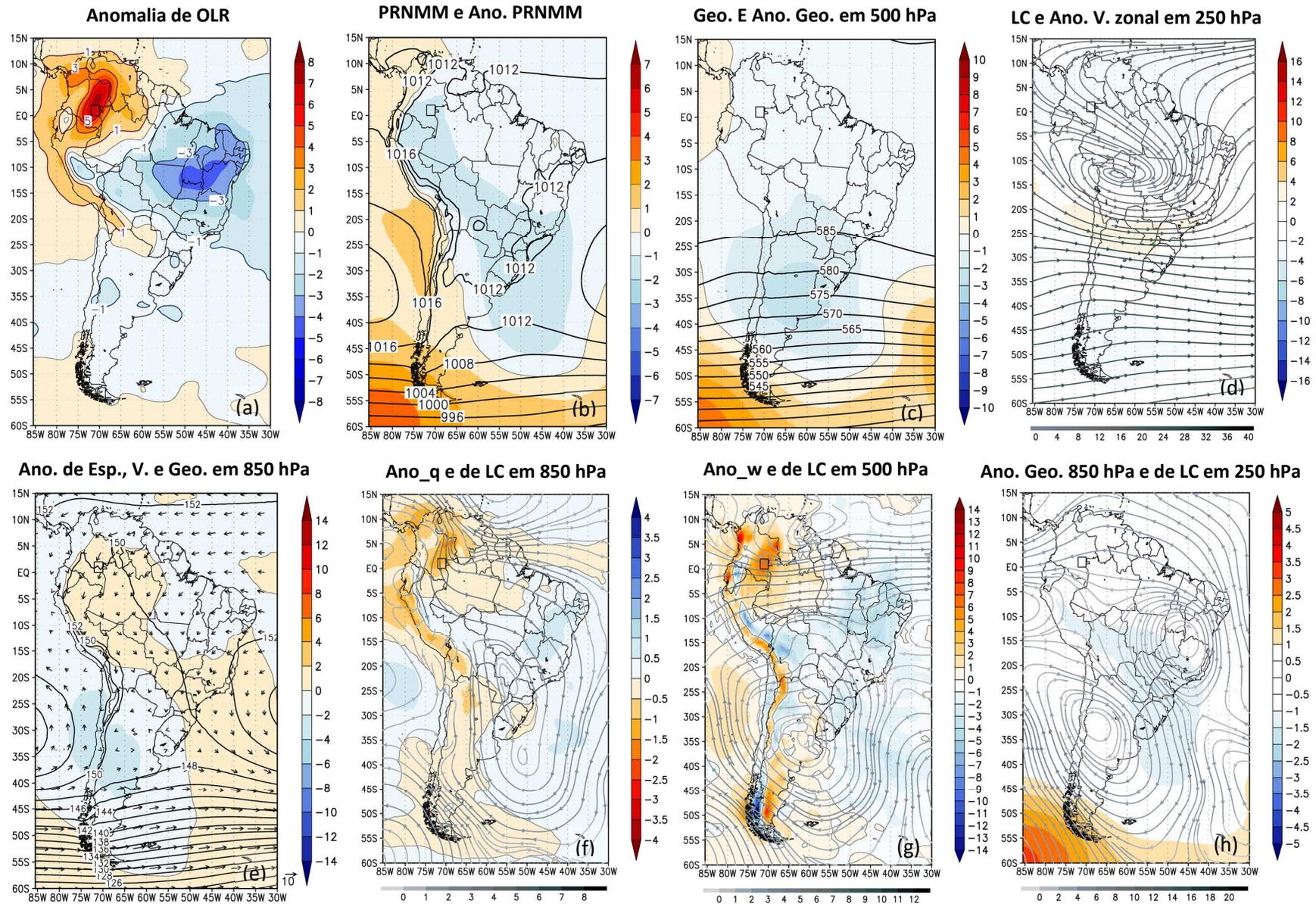


Figura 46 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R8

(a) Anomalia de ROL [$W m^{-2}$]; (b) Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (PRNMM) e anomalia de PRNMM [hPa]; (c) Geopotencial e anomalia de geopotencial em 500 hPa [$damgp$]; (d) Linhas de Corrente (LC), com magnitude de vento, e anomalia de vento zonal [$m s^{-1}$] em 250 hPa; (e) Anomalia de espessura (500–1000 hPa) [$damgp$], vento [$m s^{-1}$] e geopotencial [$damgp$] em 850 hPa; (f) Anomalia de LC, de magnitude de vento [$m s^{-1}$], e de umidade específica [kg/kg] em 850 hPa; (g) Anomalia de ômega [$(Pa s^{-1}) \cdot 10^2$], e de LC, com magnitude de vento [$m s^{-1}$], em 500 hPa; (h) Anomalia de geopotencial em 850 hPa [$damgp$], e de LC, com magnitude do vento [$m s^{-1}$], em 250 hPa.

Conforme a secção 6.2 deste capítulo, tal inversão já foi relatada para as ondas de calor em R2. Desta maneira, o comportamento pluviométrico compensatório é recíproco entre as regiões R2 e R8, o que significa que durante as ondas de calor em R2, acontecem precipitações em excesso em R8; assim como as precipitações em excesso acontecem em R2 durante as ondas de calor em R8. Este fato é reforçado ao se observar a climatologia das ondas de calor em R2 e em R8, que são idênticas entre si na época preferencial de ocorrência, que acontece durante os meses mais quentes do ano. Logo, os campos compostos de temperatura, correlação e ROL das Figuras 9(a), 21, 22(a), 45 e 46(a) são parcialmente explicadas pelos mesmos mecanismos de circulação atmosférica.

Tais mecanismos podem ser associados com a climatologia das precipitações sobre a AS. Neste sentido, semelhanças aparecem com relação à imagem obtida por Reboita *et al.* (2012) para as médias trimestrais entre 1979 e 2008, com base nos dados do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP; ADLER *et al.* 2003). Durante o verão no HS, observa-se precipitações na região R2, que se estendem diagonalmente para o sudeste do Brasil, associados com a configuração de ZCAS durante o período chuvoso (KOUSKY, 1979). As chuvas que acontecem sobre o território brasileiro seguem relação inversa com as chuvas sobre a Colômbia e a Venezuela, cuja climatologia revela os meses mais secos durante o começo do ano.

Portanto, segue que as temperaturas em R2 e R8 são consideravelmente regidas pela relação que, além de inversa e recíproca, possui características climatológicas. Esta afirmação reforça o fato de a Figura 9(a) representar os aspectos climatológicos na variabilidade de temperatura, de acordo com a secção 4.3 do Capítulo 4. Além disso, também sugere que as anormalidades surgem pela perturbação da circulação monçônica de verão, já que as ondas de calor em R2 e R8 acontecem principalmente dos meses de dezembro até março.

Observando novamente as estatísticas da Figura 12, percebe-se que as ondas de calor em R8 persistem por cinco dias em média. Desta forma, assim como em R5, elas são pouco persistentes. Este fato está de acordo com os elevados valores de \overline{MD} , $\sigma_{\overline{MD}}$ e TN, uma vez que para as ondas de calor acumularem magnitude suficiente em poucos dias para não serem apenas considerados como períodos quentes, é necessário que a temperatura aumente significativamente antes de declinar novamente.

Com efeito, as ondas de calor em R8 estatisticamente parecem ser moduladas por sistemas meteorológicos de alta frequência, inferior a uma semana. Ainda assim, a relação de inversão entre R2 e R8 ocorre a partir de perturbações na configuração espacial das chuvas intrinsecamente relacionada com os aspectos sazonais (REBOITA *et al.*, 2012).

Para a região R2, a menção da ausência das chuvas já foi comentada ao se descrever um cenário desfavorável para a migração de transientes pelo Sudeste do Brasil. Neste sentido, as alterações no comportamento dos transientes pode representar o complemento que relaciona a pouca extensão das ondas de calor em R8 com os fenômenos de alta frequência.

As demais imagens da climatologia sinótica reforçam o cenário favorável as chuvas no Brasil e desfavorável as chuvas sobre a região da Colômbia. De acordo com a Figura 46(b), observa-se anomalia negativa de PNMM sobre grande parte do Brasil, principalmente no centro sul e oeste do país, além do Oceano Atlântico adjacente. Em médios níveis, o cenário é completado com cavados em torno de 30°S sobre o continente, que causa anomalia negativa no campo de geopotencial em 500 hPa. Nos respectivos campos anômalos de circulação [Figura 46(f) e 46(g)], observa-se uma amplo Vórtice Ciclônico (VC) centrado sobre a Região Sul do Brasil em baixos níveis, e sobre o norte da Argentina em médios níveis.

As chuvas acontecem nas localidades com anomalias negativas no campo de ROL [Figura 46(a)], onde coincidentemente observa-se a atividade de um anticiclone anômalo pela Figura 46(h). Este anticiclone é reflexo de um sistema de alta pressão intensificado em 250 hPa, que aparece centrado sobre o norte da Bolívia [Figura 46(d)]. O mesmo estende uma crista em direção as regiões Centro Oeste, Sudeste e Nordeste do Brasil, onde o escoamento é altamente difluente. Com efeito, este anticiclone é térmico e se apresenta associado às atividades convectivas relacionadas às anomalias negativas de ROL.

Por estar presente em uma configuração média para as ondas de calor que acontecem principalmente no verão, conclui-se que esse sistema de alta pressão está relacionado com a Alta da Bolívia (AB), em um padrão de circulação semelhante ao observado por Jones e Horel (1990). Além disso, a presença da AB e dos cavados em 500 hPa sobre a porção subtropical da AS compõe uma configuração que se assemelha ao padrão clássico de ZCAS pelo trabalho de Zhou e Lau (1998).

No entanto, a Figura 46(a) não permite observar o padrão diagonal na configuração das precipitações, que se estende da Região Norte até o Atlântico (KOUSKY, 1979). O padrão que mais se destaca é a presença de precipitações acima da média no centro leste do Brasil, que tem associação com a interação entre a AB os transientes da porção subtropical da AS pela Figura 46 (c). Logo, existe a necessidade de observar as ondas de calor individualmente para notar se de fato existe a presença da ZCAS para gerar tal configuração anômala.

Sobre o noroeste do estado do Amazonas, Colômbia, Venezuela e parte do Peru, a subsidência de compensação das chuvas sobre o Brasil é notória através do campo anômalo em 500 hPa. De acordo com a Figura 46(g), observa-se valores de ômega positivos nas localidades

citadas. Além disso, nota-se divergência no escoamento anômalo de baixos níveis pela Figura 46 (f), e convergência no escoamento anômalo de altos níveis pela Figura 46(h). Esta situação configura um cenário desfavorável para as precipitações, em acordo com as anomalias positivas de ROL da Figura 46(a).

Em uma contextualização global da climatologia sinótica sobre a AS, os testes estatísticos não indicam relação significativa com o EN, ao contrário do que foi observado para a região R2. Aliás, as convecções acima da média em áreas da Região Nordeste do Brasil [Figura 46(a)] são desfavoráveis para a atuação do EN. Mesmo assim, elas não necessariamente se relacionam com a LN, que climatologicamente apresenta padrões anômalos relativamente opostos ao EN (secção 2.3.3 do Capítulo 2). Para comprovar, a Figura 47 não mostra regiões anômalas notáveis de TSM tanto sobre o Pacífico como nas demais regiões do domínio do estudo. Isto sugere a atuação mais significativa de outras formas de variabilidade guiando os processos descritos na climatologia sinótica. Dentre elas, pode-se mencionar inclusive as formadas por fontes internas no escoamento de médias latitudes (BRANSTATOR, 1985), dada a presença dos cavados embebidos no fluxo de oeste na porção subtropical da AS.

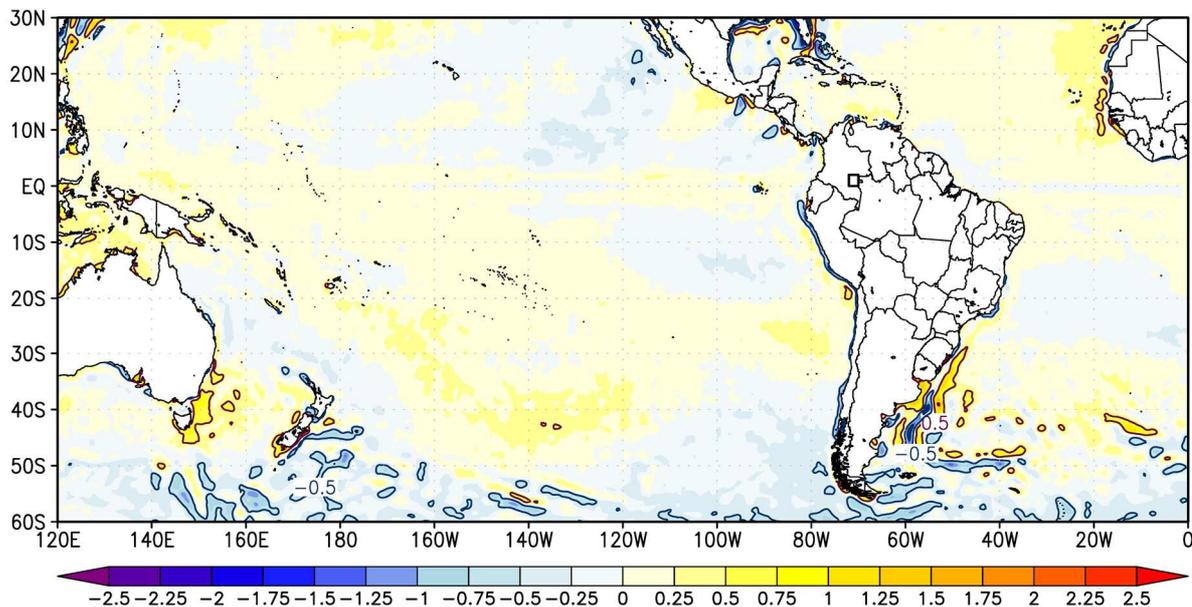


Figura 47 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R8

Pela análise dos termos da EET na Figura 48, os mesmos cavados novamente indicam o caráter transitório dos sistemas meteorológicos, dada a presença da alternância no campo de TT. De acordo com as Figuras 48(a) e 48(e), é possível observar uma região positiva de TT centrada no Chile, uma região negativa de TT centrada na porção subtropical da AS, e uma região positiva de TT do Sudeste do Brasil ao Atlântico. Em conjunto, essas regiões indicam

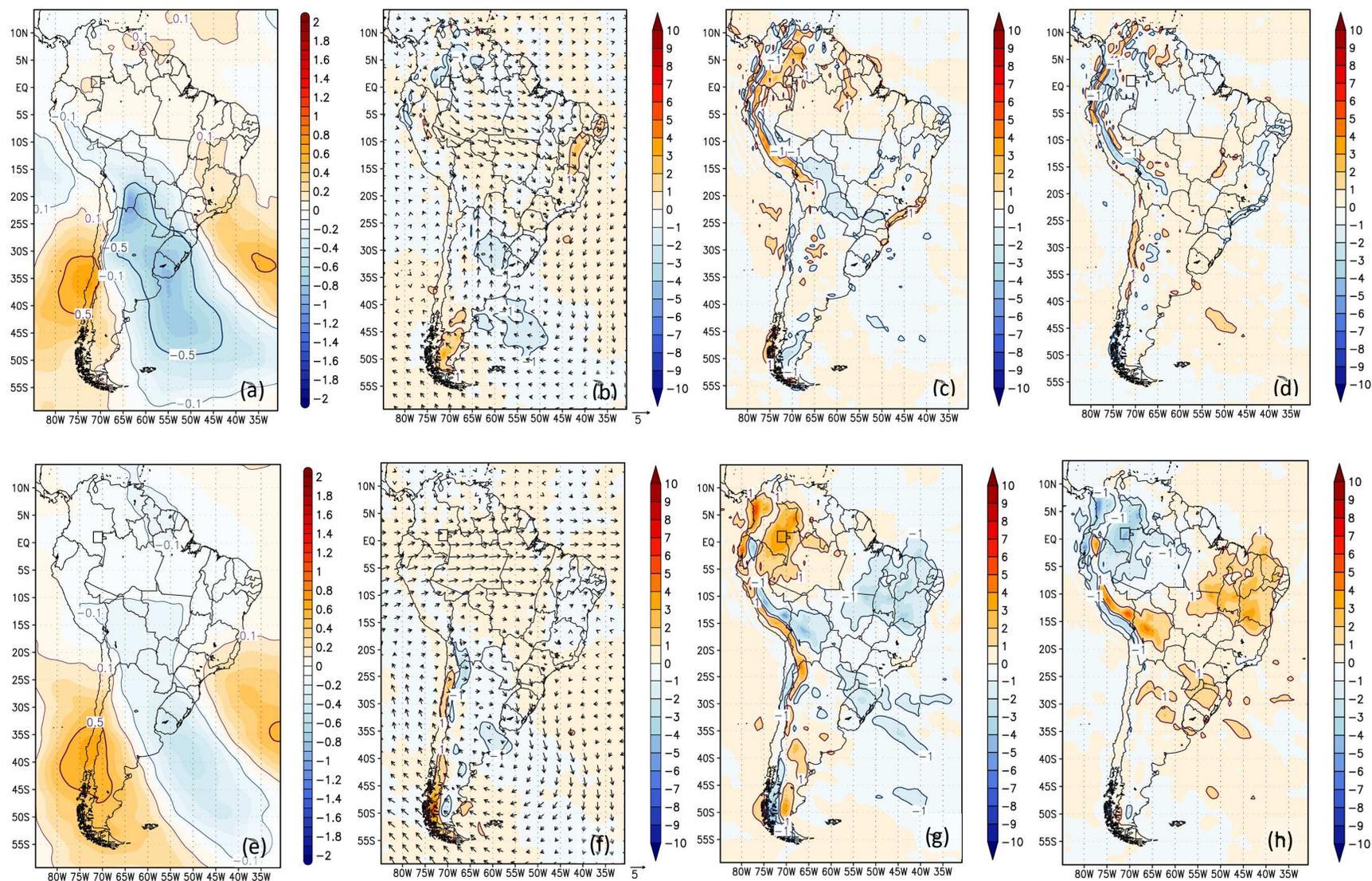


Figura 48 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R8

(a) Tendência de Temperatura (TT); (b) Anomalia da Adecção Horizontal da Temperatura (AHT), conjuntamente com o vento anômalo; (c) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Adiabático (AA); (d) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Diabático (AD). As alíneas (e) até (h) apresentam os mesmos campos anômalos. Na parte superior, as variáveis são para o nível de 850 hPa; na parte inferior, para o nível de 500 hPa. Todas na unidade de $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$. A velocidade do vento é em m s^{-1} .

áreas com aumento e diminuição de temperaturas, que devem apresentar deslocamento de oeste para leste, dado o fluxo predominante de oeste nas localidades mencionadas (Figura 46).

Ainda assim, não é possível relacionar de imediato a transitoriedade dos sistemas e a diminuição da temperatura em 850 hPa, na porção subtropical da AS, com a presença de uma FF. A justificativa se atrela ao fato de não existir um anticiclone pós-frontal definido [Figura 46(b)], responsável por um escoamento considerável de sul no campo médio [Figura 46(e)]. No entanto, a presença de um amplo vórtice no campo anômalo [Figura 46(f) e 46(h)], associado com áreas de baixa pressão em superfície [Figura 46(b)] e cavados na média e alta troposfera [Figura 46(c) e 46(d)], sugerem a possível configuração de um processo frontogenético disparado por esses cavados.

O esfriamento atinge o máximo valor quando as temperaturas param de decair e começam a aumentar, na região entre os valores negativos de TT e os valores positivos de TT, localizada sobre a região central da Argentina. Pela Figura 46, observa-se que o declínio de temperatura é justificado pelos ventos anômalos de sul a leste dos Andes em 850 hPa [Figura 46(f)]. Aliás, os mesmos vêm acompanhados de anomalia negativa de umidade específica e também de ROL, em uma situação semelhante ao que foi comentada para a região R5 e, portanto, sugestiva para o início de um processo frontogenético.

Conforme a Figura 48(b) e 48(f), observa-se que a tendência de temperatura é substancialmente guiada através da advecção de temperatura, dado que as referidas imagens apresentam distribuição dos valores positivos e negativos coincidentes com a Figura 48(a) e 48(f). Comparando a Figura 48(a) com a Figura 48(f), observa-se que a advecção é mais intensa no nível de 850 hPa. Tal fato justifica o declínio da espessura 500–1000 hPa pelo termo da Advecção Diferencial de Temperatura em áreas da Argentina e do Chile [Figura 46(e)] (Holton, 2004), à semelhança do que foi comentado na climatologia sinótica das ondas de calor em R6.

Além do termo advectivo, outros processos merecem destaque sobre a AS. Sobre a Região Sul do Brasil, norte da Argentina, Paraguai e Bolívia, observa-se valores negativos de AA e valores positivos de AD [Figura 48(c), 48(d), 48(g) e 48(h)], indicando que o declínio de temperatura nessas regiões [Figura 48(a) e 48(e)] também acontece em colaboração com os valores de AA. Neste caso, os valores positivos de AD não conseguem compensar os valores negativos dos demais termos, fazendo os valores de TT serem negativos. Neste contexto, observa-se que a ação contrária dos termos AA e AD é mais intensa em 500 hPa [Figura 48(g) e 48(h)] do que em 850 hPa [Figura 48(c) e 48(d)].

Outra localidade notável em que os termos AA e AD se opõem da mesma maneira acontece sobre grande parte do Nordeste do Brasil, leste do Pará e nordeste de Mato Grosso.

Novamente os processos são mais intensos em 500 hPa e eles podem ser associados com o esfriamento provocado pelo movimento ascendente [Figura 48(g)], e com o aquecimento resultante da consequente liberação de calor latente pelo desenvolvimento de convecções.

Na região R8, as ondas de calor são mantidas pelo Aquecimento Adiabático decorrente da circulação de subsidência [Figura 46(f), e 48(c) e 48(g)], em uma situação contrária ao que foi mencionada em grande parte do Nordeste do Brasil. Neste caso, o termo de esfriamento adiabático age para compensar o aquecimento e equilibrar as temperaturas, fazendo o termo de TT ficar próximo de zero.

Em última observação, outra região com notável importância dos termos AA e AD se encontra na costa do Sudeste do Brasil. Neste caso, os ventos anômalos de componente norte [Figura 48(c)] descem as escarpas e provocam Aquecimento Diabático ao longo da costa. A relação com a orografia é identificável porque o aquecimento visto na Figura 48(c) não acontece em 500 hPa [Figura 48(g)], em uma situação parecida com a que foi comentada na região R3. Novamente, o termo AD age para compensar o termo AA [Figura 48(d)], mas ainda assim os valores de TT permanecem levemente positivos [Figura 48(a)].

Em suma, conclui-se que ondas de calor sobre a Região R8 representam aquelas que afetam a Colômbia, Venezuela, parte do Peru e o noroeste do estado do Amazonas durante o verão no HS. Elas estão estatisticamente caracterizadas pelos elevados valores de \overline{MD} , $\sigma_{\overline{MD}}$ e TN; persistem por um período geralmente inferior a uma semana, e estão inversamente relacionadas com as convecções tropicais anômalas onde se localiza a região R8. A climatologia sinótica permite identificar a presença da AB se interagindo com os cavados anômalos na porção subtropical da AS, que possuem características transientes pela análise termodinâmica.

6.9 REGIÃO R9–NORTE DO AMAZONAS

As ondas de calor sobre a região R9 são as que mais afetam a Bacia Amazônica sobre a AS, sendo significativamente moduladas pela dinâmica de baixa frequência relacionada ao ENOS (Tabela 4). Estatisticamente elas apresentam máximos regionais notáveis de \overline{MD} , $\sigma_{\overline{MD}}$ e TN (como em R8: Figuras 12(d)–12(f)), sendo facilmente notáveis tanto pela sensibilidade por correlação quanto por temperaturas normalizadas (Figura 11). Acontecem principalmente durante o verão (Figura 13) e, conforme será detalhado mais adiante, possuem algumas semelhanças com as ondas de calor de algumas regiões homogêneas analisadas.

A Figura 49 mostra o mapa de correlação e os campos compostos de temperatura, onde se pode observar que as três imagens apresentam elevados valores para as seguintes localidades:

noroeste da AS, Oceano Pacífico adjacente, e leste da Região Sudeste do Brasil. As semelhanças condizem com a relação de dependência linear (secção 4.4.2 do Capítulo 4), refletindo no máximo regional de sensibilidade, em R9, tanto por correlação quanto por temperatura normalizada (Figura 11).

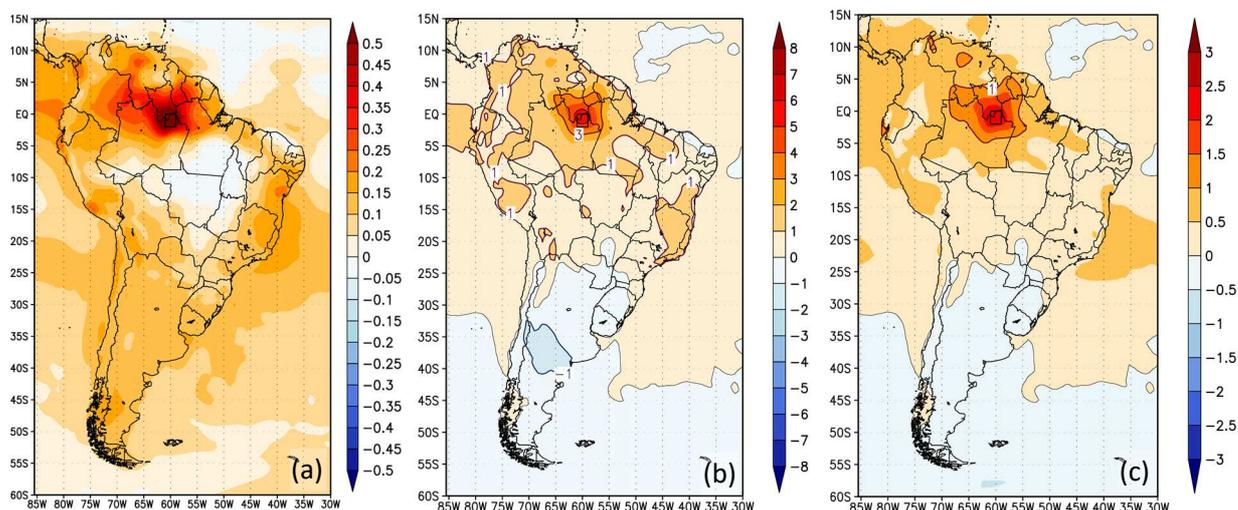


Figura 49 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R9

(a) Mapa de correlação entre os valores de ICD médio no retângulo R9 e as séries de temperatura das demais localidades; (b) Temperatura máxima (anomalia) composta para as ondas de calor no retângulo R9 (média ponderada pelos valores da temperatura normalizada nas ondas de calor) ($^{\circ}\text{C}$); (c) como em (b), mas para os valores da temperatura máxima normalizada.

Através da Figura 49(a), observam-se valores mais baixos de correlação na região R2, em uma configuração com semelhanças ao mapa de correlação da Figura 45 que, por sua vez, lembra a Figura 9(a). Conforme já comentado para R8, ela remete aos aspectos climatológicos na variabilidade de temperatura, de acordo com a secção 4.3 do Capítulo 4. Nas demais regiões da Figura 49, os valores possuem menores magnitudes e não formam configurações notáveis.

Pela climatologia sinótica dos valores de ROL da Figura 50(a), observa-se semelhança na configuração dos valores positivos e negativos com a Figura 49, indicando que as ondas de calor em R9 se desenvolvem em situações de pouca precipitação. As anomalias positivas estão presentes principalmente sobre o norte do Amazonas, do Pará, em Rondônia e nas Guianas. Além disso, observa-se uma faixa de valores positivos se estendendo pelo Atlântico Norte, próximo ao Equador, evidenciando a relação entre a anomalia de chuva em R9 e a ZCIT.

Mais ao sul, a situação se inverte ao se observar valores negativos de ROL sobre o centro sul do Brasil e países vizinhos da porção subtropical da AS, que se prolongam entre 20 e 40 $^{\circ}\text{S}$ (no domínio da figura) no Oceano Pacífico. Neste contexto, as demais imagens da climatologia

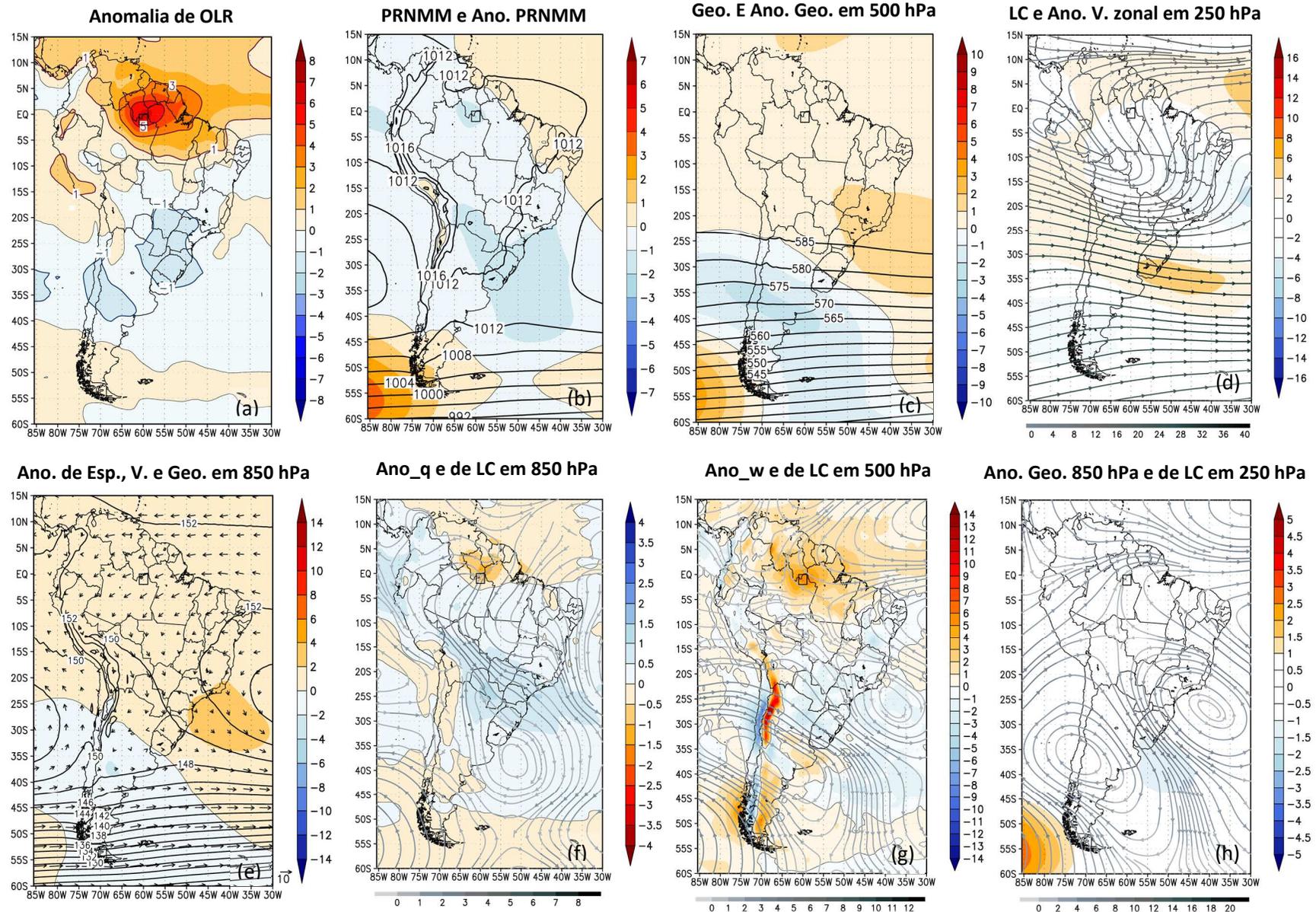


Figura 50 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R9

(a) Anomalia de ROL [$W m^{-2}$]; (b) Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (PRNMM) e anomalia de PRNMM [hPa]; (c) Geopotencial e anomalia de geopotencial em 500 hPa [$damgp$]; (d) Linhas de Corrente (LC), com magnitude de vento, e anomalia de vento zonal [$m s^{-1}$] em 250 hPa; (e) Anomalia de espessura (500–1000 hPa) [$damgp$], vento [$m s^{-1}$] e geopotencial [$damgp$] em 850 hPa; (f) Anomalia de LC, de magnitude de vento [$m s^{-1}$], e de umidade específica [kg/kg] em 850 hPa; (g) Anomalia de ômega [$(Pa s^{-1}) * 10^2$], e de LC, com magnitude de vento [$m s^{-1}$], em 500 hPa; (h) Anomalia de geopotencial em 850 hPa [$damgp$], e de LC, com magnitude do vento [$m s^{-1}$], em 250 hPa.

sinótica mostram uma situação compatível com precipitações acima da média: queda na PNMM pela Figura 50(b), associada à presença de um cavado na média e alta troposfera, que vai do Atlântico ao Pacífico e passa pelo sul da AS [Figura 50(c) e 50(d)].

As áreas de baixa pressão, em superfície, refletem no vórtice anômalo centrado próximo à foz do Rio da Prata [Figura 50(f)], sendo que o cavado da média e alta troposfera, por sua vez, reflete em um vórtice anômalo localizado sobre o centro do Chile [Figura 50(g) e 50(h)]. O escoamento anômalo de norte, induzido por áreas de baixa pressão em superfície, transporta ar quente e úmido desde a Bacia Amazônica [Figura 50(f)], que sofrem levantamento com a influência do cavado [Figura 50(g)], desta forma justificando as chuvas acima da média na região sul do Brasil e países adjacentes.

Mais para nordeste, a Figura 50(c) mostra uma área de anomalia positiva de altura geopotencial que se estende do Atlântico até a Região Sudeste do Brasil. Ela está relacionada com anomalia positiva na espessura 1000–500 hPa, assim como o cavado descrito se associa com a respectiva anomalia negativa de espessura [Figura 50(e)]. Na circulação anômala, observa-se a presença de um anticiclone em 40°W, na altura do Paraná, cuja crista avança sobre a Região Sudeste do Brasil [Figura 50(g)]. Sua presença se relaciona com os valores anômalos positivos de temperatura e correlação no leste do Sudeste (conforme as três imagens da Figura 49); entretanto, não se associa com movimentos de subsidência [Figura 50(g)].

Em níveis superiores, a alta anômala aparece mais aprofundada [Figura 50(h)], onde se verifica a saída de uma ampla crista no campo médio [Figura 50(d)], que se estende diagonalmente do Peru ao Atlântico. Ao norte da crista anômala, a circulação do anticiclone descrito conecta ao cavado equatorial, que aparece tanto na Figura 50(d) quanto na Figura 50(h). Ele estende do Atlântico até o norte da América do Sul, passando pela região R9, onde fluxo anômalo é confluyente em altos níveis [Figura 50(h)], com subsidência na média troposfera [Figura 50(g)]. As zonas de confluência e subsidência prolongam-se na região com anomalia positiva de ROL, conforme pode se notar pela Figura 50(a), 50(g) e 50(h).

Pela circulação anômala da média e alta troposfera, o vórtice no centro do Chile, o anticiclone sobre o Atlântico e o cavado Equatorial aparecem imersos em meio a um trem de ondas com centros anômalos ciclônicos e anticiclônicos alternados. Tal configuração se assemelha ao que já foi analisado na região R3 e assume um aspecto quase oposto ao analisado em R6. Tanto em R3 quanto em R9, a climatologia sinótica das Figuras 26 e 50 indicam condições favoráveis às ocorrências de chuva na porção subtropical da AS. Para a região R6, a situação se altera e a região preferencial de chuvas se estabelece sobre áreas das regiões Sudeste, Centro Oeste e Nordeste do Brasil.

Observando novamente a Figura 13, as ondas de calor em R6 e R9 acontecem principalmente nos meses mais quentes do ano sobre o HS. As ondas de calor em R3 acontecem a qualquer época do ano, por conseguinte também no verão. Com efeito, a climatologia sinótica de R3, R6 e R9 apresentam considerável representatividade dos meses de verão no HS.

As semelhanças entre R3 e R9 e as diferenças com R6 conduzem para duas dentre as situações pelas quais a atmosfera tende a se configurar durante o verão sobre a AS durante ondas de calor. Neste sentido, os vórtices anômalos tendem a situar-se no cone sul da AS, entre o Atlântico e a Região Sul do Brasil, e também na Região Nordeste do Brasil. Eles ora atuam com vorticidade ciclônica, ora com vorticidade anticiclônica nas regiões comentadas.

A disposição sucessiva entre vórtices ciclônicos e anticiclônicos sugere a existência de mecanismos de teleconexões associadas a fenômenos de baixa frequência subjacentes, conforme já comentado em R3 e R6. Neste sentido, tanto em R3 quanto em R9 observa-se relação com o EN (Tabela 4). No caso de R6, a climatologia sinótica (Figura 38) mostra relação com o padrão associado à OMJ pelo resultado de Cerne e Vera (2011) [Figura 4(h)], de maneira que já foi sugerido que não somente o ENOS, mas também as fases opostas da OMJ operam para explicar as diferenças quase opostas entre R3 e R6 na climatologia sinótica das circulações anômalas. Assim, como a climatologia sinótica de R9 é semelhante à de R3, então os indícios apontados para a OMJ em R3 podem ser aplicados em R9.

As sutis mudanças na intensidade e localização dos centros anômalos ciclônicos e anticiclônicos provocam diferenças nas regiões afetadas pelas ondas de calor nas análises para R3 e R9. Nisto se explica a multiplicidade de condições médias do tempo em diversas áreas da AS durante a fase quente do ENOS, conforme Marengo *et al.* (2008) afirma que ao analisar os históricos de vazões dos rios sobre o Amazonas, alegando que o EN nem sempre está relacionado com precipitações abaixo da média no leste da Bacia Amazônica.

Para as ondas de calor em R9, a Figura 51 mostra aquecimento superficial das águas equatoriais do Pacífico Leste e Central, que se estende para oeste até a latitude de 180°W. Além disso, observa-se o predomínio de águas anormalmente quentes no Atlântico Norte em áreas adjacentes ao sudeste do Brasil. Pelo cenário descrito, a configuração global da TSM desfavorece as chuvas no Norte e Nordeste do Brasil porque o aquecimento no Pacífico Equatorial provoca inibição de chuva pelo ramo subsidente da célula de Walker (secção 2.3.3 do Capítulo 2), assim como o aquecimento no Atlântico Norte dificulta a movimentação da ZCIT para o sul durante o período chuvoso.

A existência de simultânea de águas mais quentes que o normal no Atlântico Norte e no Pacífico Equatorial podem ser relacionados. De acordo com Poveda e Mesa (1997), durante a

fase quente do ENOS existe a ação conjunta da menor pressão atmosférica no Atlântico Norte e da maior pressão atmosférica no norte da AS, em relação a normalidade. Com efeito, acontece uma diminuição do gradiente meridional de pressão, o que provoca a diminuição da intensidade dos alísios, acarretando em um menor transporte de umidade para a Bacia Amazônica e no aquecimento do Atlântico Tropical Norte.

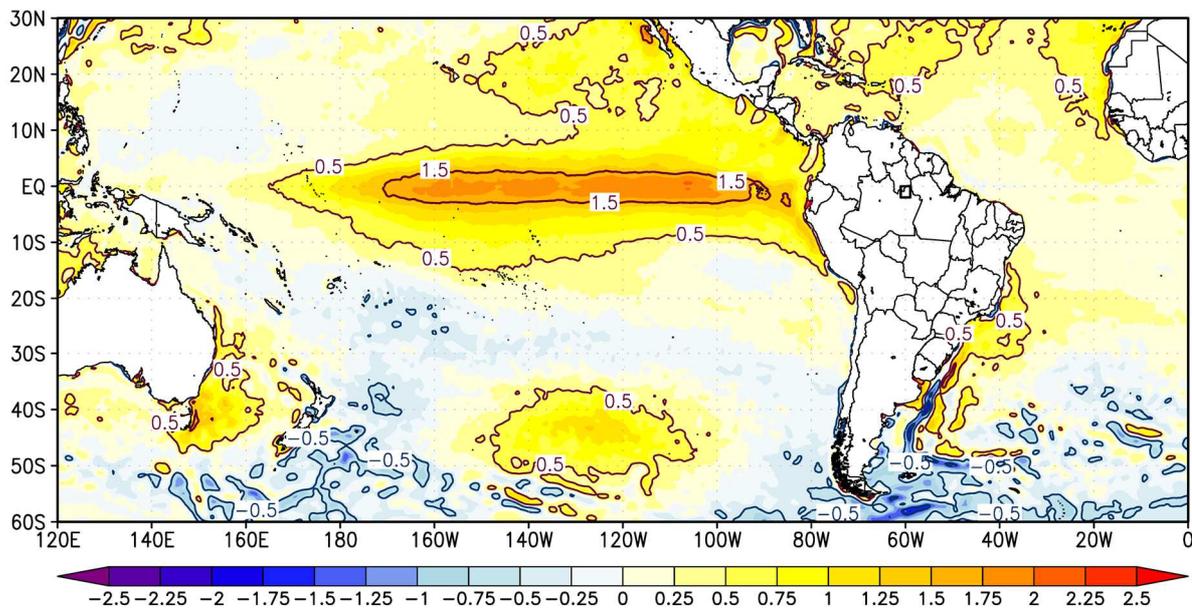


Figura 51 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R9

Para complementar, Ambrizzi (2003) afirma que o gradiente de TSM entre o Atlântico Tropical Norte e o Atlântico Tropical Sul pode modular a precipitação no leste da Amazônia e Nordeste do Brasil independentemente do ENOS. Isto porque ela modifica a ZCIT, que contribui consideravelmente no suprimento de umidade para a Amazônia. Neste contexto, a secção 6.1 avaliou que tanto o dipolo desfavorável do Atlântico quanto a fase quente do ENOS desfavorecem as chuvas sobre R1, favorecendo as ondas de calor. Assim, os resultados obtidos para R9 reforçam as concepções teóricas discutidas e a explicação dos resultados em R1.

Outra característica marcante da Figura 51 remete às anomalias positivas de TSM adjacente ao Sudeste do Brasil. Ela já foi encontrada na análise para as regiões R2 e R3, cujas ondas de calor foram relacionadas com a fase quente do ENOS. Considerando que nem sempre as ondas de calor relacionadas aos ENOS provocam tal configuração anômala, conforme a Figura 19(a) (para R1) e 43 (para R7), percebe-se que a existência do EN não necessariamente implica em aquecimento anômalo das águas próximo ao Sudeste do Brasil.

De fato, tal configuração se assemelha ao que já foi comentado no trabalho de Coelho *et al.* (2015), em que a TSM e as precipitações seguem um padrão inverno próximo à costa do sudeste do Brasil durante o verão. Esta característica foi encontrada tanto para a climatologia

1964–2014 quanto para a estiagem em 2014, que veio acompanhada de sucessivos extremos de altas temperaturas no Sudeste do Brasil (Capítulo 1) e não esteve relacionada ao ENOS.

Segue, portanto, que as anomalias de TSM sobre o Atlântico adjacente ao sudeste, nos meses mais quentes do ano, se comportam como resposta às anomalias de precipitações. Neste sentido, observa-se que as ondas de calor em R2 e R3 apresentam valores positivos de ROL na região anormalmente aquecida do Atlântico [Figuras 22(a) e 26(a)], o que vai ao encontro do trabalho de Grimm (2003) e Grimm, Pal e Giorgi (2007), pelos mesmos indicarem aquecimento da TSM do Atlântico próximo ao Sudeste do Brasil devido à falta de chuvas.

Ainda assim, para a região R9, a Figura 50(a) não mostra anomalias consideráveis de ROL sobre o Sudeste do Brasil. Logo, aparentemente não existe relação entre a anomalia positiva de TSM e as anomalias negativas de chuva na Região Sudeste, para as ondas de calor em R9. Desta forma, para que não haja discordância com relação às argumentações teóricas de Coelho *et al.* (2015), Grimm (2003), e Grimm, Pal e Giorgi (2007), torna-se conveniente afirmar na existência de algum sistema transiente que interrompa, ao menos momentaneamente, a ausência de chuvas no Sudeste do Brasil.

A resposta remete ao painel da Figura 50, onde se observa a presença do comentado cavado na média e alta troposfera, que se estende do Pacífico ao Atlântico [Figura 50(c) e 50(d)]. Sua presença influencia na circulação atmosférica no centro sul do Brasil em baixos níveis [Figura 50(b) e 50(f)], de maneira que se observa fluxo de componente norte com alto teor de umidade em parte do Sudeste do Brasil, associado inclusive com valores de ômega levemente negativos [Figura 50(g)]. Portanto, a presença do cavado traz condição para chuva na Região Sudeste, de maneira a impedir que os valores de ROL fiquem positivos na climatologia sinótica. Logo, a presença do cavado age para interromper temporariamente ou encerrar uma sequência considerável de dias com pouca chuva, sem a qual não haveria condições para um aumento considerável na TSM.

No entanto, o ato de associar o cavado como sendo um sistema transiente parece não condizer com os mecanismos de baixa frequência subjacente, justificados pela presença do trem de vórtices ciclônicos e anticiclônicos no campo anômalo [Figura 50(h)]. Neste sentido, a argumentação mais consistente está em afirmar que a climatologia sinótica tanto ilustra a ação dos sistemas de alta frequência quanto os de baixa frequência. A explicação está na existência de múltiplas configurações de condições médias do tempo para o mesmo mecanismo de teleconexão, como fora explicado para o caso do EN e sua relação nem sempre presente com as anomalias negativas de chuva sobre a Amazônia. Logo, pode-se afirmar que pequenas

alterações no estado básico (baixa frequência) geram significativas alterações no estado perturbado (transiente).

Na prática, esta afirmação justifica as diferenças encontradas na climatologia sinótica para as ondas de calor em R3 e R9, embora existam semelhanças na configuração de baixa frequência representada pelo trem de vórtices, conforme pode-se notar ao comparar a Figura 26(h) com a Figura 50(h). Aliás, a presença dos transientes interrompendo uma sequência longa de dias sem chuva também já fora reportada para as ondas de calor em R3, inclusive com um caso exemplar de uma onda de calor ocorrida em abril de 2016. Naquela época, a TSM estava acima da média próxima ao Sudeste do Brasil, tal como apresentado na correspondente climatologia da Figura 27.

Observando os valores de TSM para médias latitudes do Oceano Pacífico, considerações adicionais são encontradas para justificar os sistemas de baixa frequência. Conforme se pode notar na Figura 51, uma região com valores positivos aparece em torno de 125°W , entre 45° e 50°S . Em longitudes mais a oeste e mais a leste, os valores de TSM são negativos. Comparando com a Figura 50(f)–50(h), percebe-se que os ventos anômalos de sul atuam praticamente em todos os níveis da troposfera, em uma situação compatível para a manutenção de temperaturas abaixo da média e, conseqüentemente, das águas mais frias adjacentes a costa sul da AS (Figura 51). Por conseguinte, supõe-se que em 125°W os ventos de anômalos de norte devem ser predominantes, de maneira a justificar os valores positivos de TSM. Com efeito, os valores negativos situados pouco a leste da Nova Zelândia são acarretados pelos ventos anômalos de componente sul, desta forma comprovando um mecanismo ondulatório de baixa frequência associado com teleconexão.

Não somente para R9 o padrão anômalo de TSM é compatível com a circulação atmosférica anômala. O mesmo fenômeno também acontece em R3 (Figura 27), em função das semelhanças com respeito às configurações entre a Figura 50(f)–50(h) e a Figura 26(a)–26(f), assim como entre a Figura 51 e a Figura 27. Aliás, as anomalias positivas de TSM em 125°W também são observadas para as ondas de calor em R2 e R7 (Figuras 23 e 43), apesar de nessas regiões a circulação anômala ser compatível com um dipolo sobre o Pacífico Sudeste [Figura 22(h) e 42(h)]. No entanto, ainda assim as configurações dos ventos (predominância de componente norte ou sul) podem ser usadas para justificar as regiões de anomalias positivas e negativas de TSM, tal como argumentado para R3 e R9. Além disso, há de se considerar que em todas as regiões citadas (R2, R3, R7 e R9) existe associação da climatologia sinótica com a fase quente do ENOS, mostrando a importância do EN na formação de teleconexões que afetam a AS e modulam o comportamento dos transientes em médias latitudes.

Com respeito a esses transientes, a análise da EET (Figura 52) novamente evidencia o deslocamento do cavado identificado pela Figura 50(c) e 50(d). Isto porque se observa uma área de valores negativos de TT, seguida de outra com valores positivos de TT [Figura 52(a) e 52(e)]. A região de TT negativa engloba parte do centro sul do Brasil e países vizinhos (Uruguai, Paraguai, parte da Argentina e Bolívia). Ela é vista tanto em 850 quanto em 500 hPa, mas de maneira mais abrangente em 850 hPa. Ao sul, a região com valores positivos de TT vai do Atlântico ao Pacífico, passando pelo sul da AS.

Os processos termodinâmicos subjacentes aos valores de TT não são evidentes, mesmo porque a tendência de temperatura é pouco expressiva, entre 0,1 e 0,5°C. Ainda assim, para o nível de 850 hPa, observa-se esfriamento adiabático e perda radiativa para uma considerável região onde os valores de TT são negativos [Figura 52(c) e 52(d)]. Em 500 hPa, o esfriamento acontece principalmente por contribuição do termo AA na região do Paraguai, porém sobre o Atlântico nota-se valores predominantemente negativos de AHT, ainda que quase negligenciáveis. O único termo que age consideravelmente para compensar os valores negativos de TT é o da AHT em 850 hPa sobre a região sul do Brasil [Figura 52(b)], o que é compatível com a presença dos ventos anômalos de norte pela Figura 50(f).

Para a região com valores positivos de TT, os processos termodinâmicos envolvidos não assumem valores consideráveis, de maneira que não é possível determinar as causas do aquecimento pela Figura 52. Neste ponto vale destacar que a tendência positiva de temperatura não se relaciona com temperaturas acima da média, porque do contrário os valores negativos de TSM (Figura 51) não fariam sentido sobre o Pacífico adjacente à costa sul da AS.

Os processos termodinâmicos mais significativos encontram-se na região R9, estando presentes principalmente no nível de 500 hPa. A onda de calor é mantida pelo aquecimento adiabático promovido pela circulação de subsidência [Figura 50(g)], onde a temperatura não aumenta indefinidamente pelo efeito compensatório da perda radiativa [Figura 52(h)]. Em baixos níveis, a circulação de subsidência é evidenciada pela difluência no fluxo anômalo em 850 hPa [Figura 50(f)] e, em altos níveis, pela confluência do fluxo anômalo [Figura 50(h)] que se estende pelo norte do Equador, conforme já explicado na análise da climatologia sinótica.

Em suma, as ondas de calor sobre a Região R9 representam aquelas que afetam a Bacia Amazônica, em virtude da circulação de subsidência atrelada ao aquecimento superficial das águas sobre o Pacífico Equatorial e Atlântico Norte. O fenômeno EN exerce considerável influência sobre a AS, afetando tanto a circulação atmosférica dos trópicos como dos extratropicais. Neste contexto, os mecanismos de teleconexões modulam os transientes, que acabam por afetar nas condições do tempo em grande parte da AS. Uma análise mais minuciosa

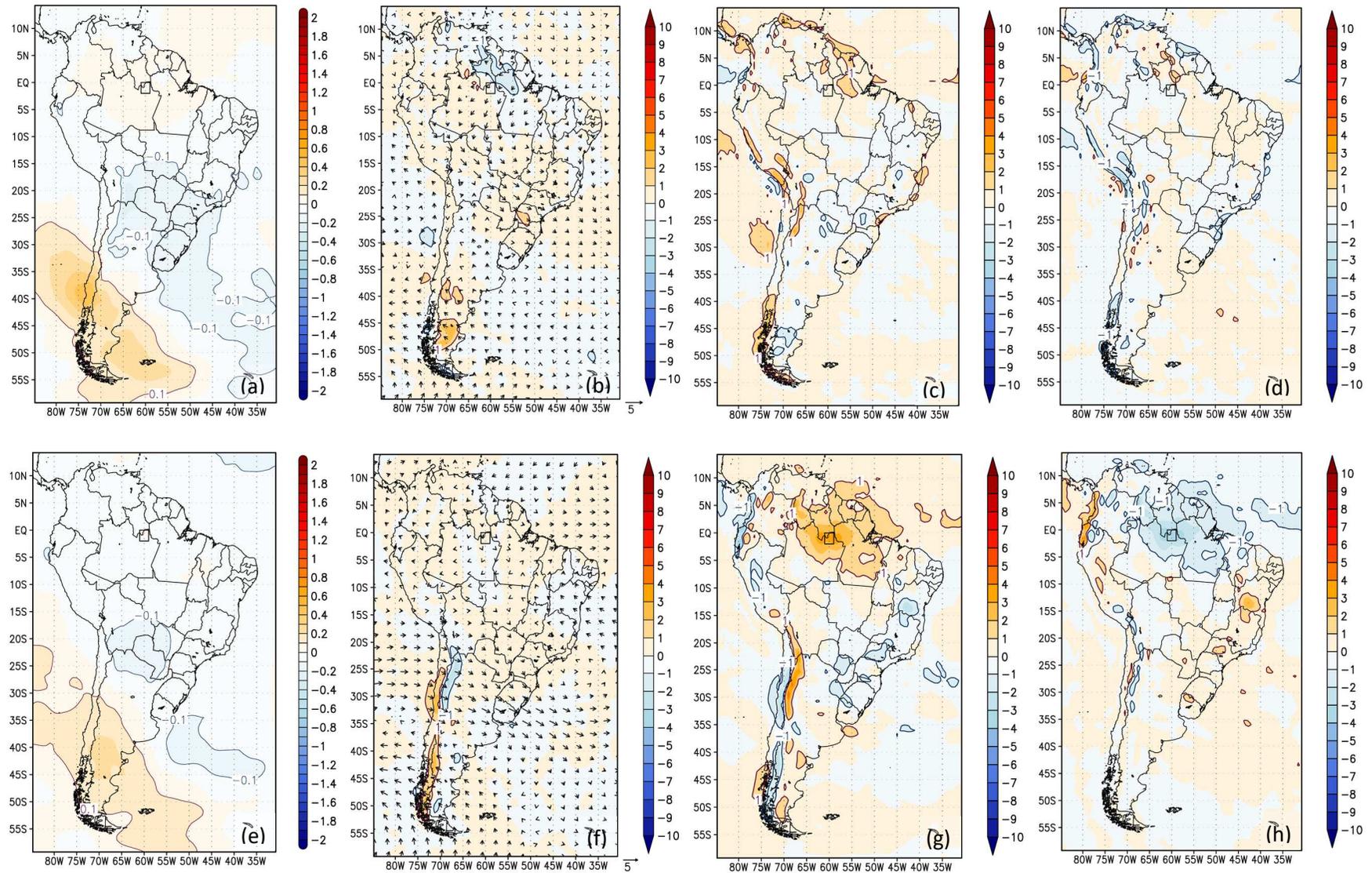


Figura 52 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R9

(a) Tendência de Temperatura (TT); (b) Anomalia da Adecção Horizontal da Temperatura (AHT), conjuntamente com o vento anômalo; (c) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Adiabático (AA); (d) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Diabático (AD). As alíneas (e) até (h) apresentam os mesmos campos anômalos. Na parte superior, as variáveis são para o nível de 850 hPa; na parte inferior, para o nível de 500 hPa. Todas na unidade de $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$. A velocidade do vento é em m s^{-1} .

permite concluir que as diversidades observadas nas condições do tempo para determinadas regiões analisadas nesta dissertação derivam de pequenas alterações no campo básico de baixa frequência, frequentemente relacionado com a fase quente do ENOS.

6.10 REGIÃO R10 – SUL DA BOLÍVIA

As ondas de calor que afetam a região R10 representam aquelas que atuam sobre o altiplano, afetando também áreas da porção subtropical da AS que incluem a Região Sul do Brasil. Elas tendem a acontecer com maior frequência de dezembro até abril e em menor frequência do fim do inverno ao início da primavera (Figura 13), sendo a região homogênea associada perceptível principalmente pelas temperaturas normalizadas (Figura 11).

A Figura 53 mostra o mapa de correlação e os campos compostos de temperatura, onde se pode notar semelhanças ao longo das três imagens que a compõem. Este fato denota a linearidade pelos argumentos da secção 4.4.2 do Capítulo 4. Neste sentido, o aquecimento no anômalo no altiplano implica no aquecimento anômalo sobre o Paraguai, Região Sul do Brasil, estado de São Paulo, Mato Grosso do Sul, parte de Mato Grosso e da Região Norte do Brasil [Figura 53(c) e 53(d)], com valores consideráveis de correlação linear pela Figura 53(a).

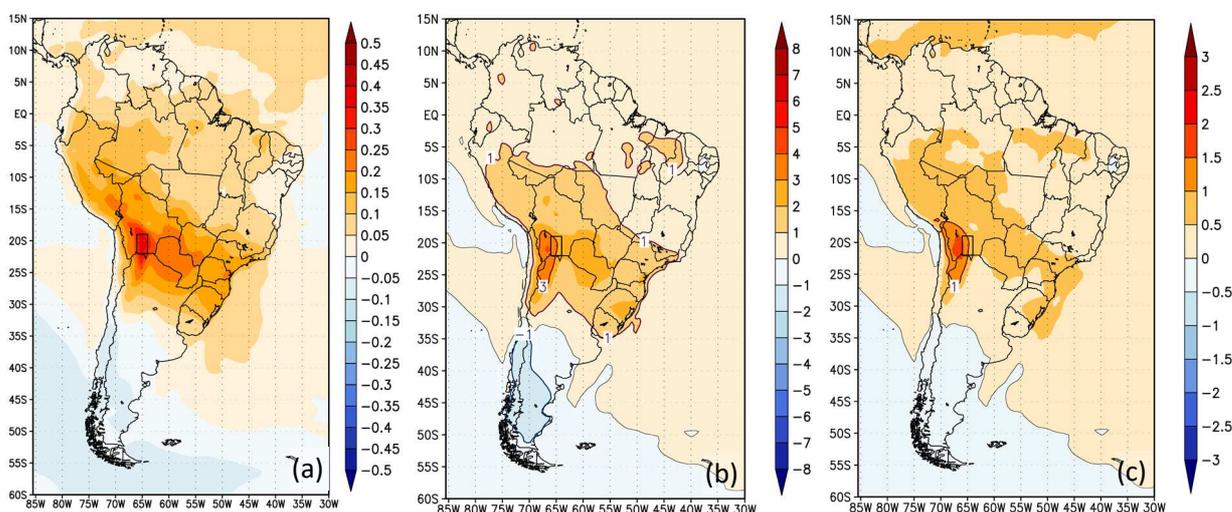


Figura 53 – Mapa de correlação e campos compostos de temperatura: Região R10

(a) Mapa de correlação entre os valores de ICD médio no retângulo R10 e as séries de temperatura das demais localidades; (b) Temperatura máxima (anomalia) composta para as ondas de calor no retângulo R10 (média ponderada pelos valores da temperatura normalizada nas ondas de calor) (°C); (c) como em (b), mas para os valores da temperatura máxima normalizada.

Ainda assim, as ondas de calor no altiplano não são perceptíveis na sensibilidade por correlação [Figura 11(a)], indicando que os valores de correlação são mais elevados na região R9 e áreas adjacentes. Este fato novamente remete na importância da utilização da figura do

primeiro tipo para complementar a interpretação da Figura 11, conforme já discutido nas análises em R2 e R8.

Através da climatologia sinótica da Figura 54, observa-se a presença de um anticiclone anômalo centrado próximo de R10 na alínea (h), que também aparece no campo médio, porém centrado sobre o norte da Bolívia [Figura 54(d)]. Na média troposfera, este anticiclone reflete em anomalias positivas de altura geopotencial [Figura 54(c)], onde no campo anômalo também se observa um anticiclone centrado próximo de R10 [Figura 54(g)]. Desta forma, conclui-se que as ondas de calor sobre o altiplano estão relacionadas com um sistema de alta pressão anômalo identificável em altos níveis pelo campo médio de circulação.

Sua atuação nas ondas de calor em R10 lembra os estudos clássicos com respeito aos mecanismos de formação da AB, no sentido que o aquecimento em R10 gera a referida alta. Esta afirmação tem suporte nos estudos de Gutman e Schwerdtfeger (1965), que denotam a AB como consequência da liberação de calor latente por nuvens Cumulonimbus e, de forma menos intensa, da transferência de calor sensível.

Entretanto, é necessário considerar que a Figura 54(g) mostra predomínio de subsidência em R10, assim como em áreas adjacentes onde também acontece aumento de temperatura; que valores anômalos positivos de ROL atuam sobre as mesmas localidades, indicando precipitação abaixo da média [Figura 54(a)]; e que as ondas de calor em R10 são identificadas em frequência notória também para o outono e início do inverno (Figura 13). Logo, o anticiclone da Figura 54(g) não está relacionado com as precipitações de verão e, portanto, com a AB. Os processos dinâmicos de subsidência parecem exercer um papel mais significativo, guiando o aquecimento na região afetada. Mesmo assim, não se pode descartar a presença de um *feedback* positivo, segundo o qual a subsidência contribui para o aquecimento do altiplano, que se transforma como uma fonte de calor sensível para alimentar o sistema de alta pressão sobre ele.

Com relação aos processos dinâmicos, a mesma Figura 54(c) permite observar a presença de um cavado indo do Atlântico até o Pacífico, passando pelo sul da AS. Ele também aparece em 250 hPa [Figura 54(d)], onde se observa a presença da corrente de jato indo do Pacífico ao Atlântico, passando pelo centro norte do Chile e da Argentina. O cavado reflete em um Vórtice Ciclônico na circulação anômala de 500 e 250 hPa [Figura 54(g) e 54(h)], onde em baixos níveis observa-se queda na PNMM sobre o centro sul da AS e o oceano Atlântico [Figura 54(b)].

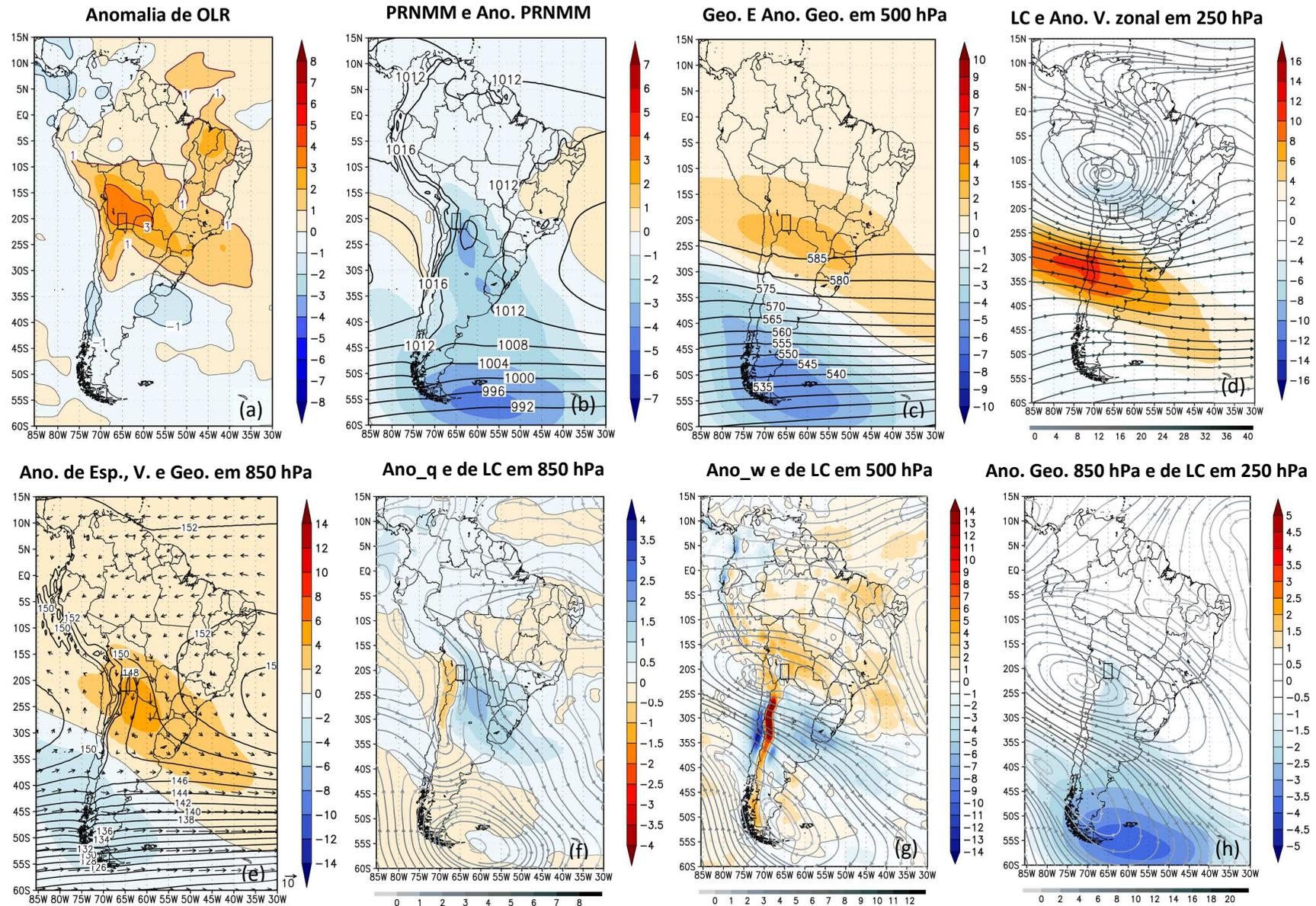


Figura 54 – Climatologia sinótica das ocorrências das ondas de calor na região R10

(a) Anomalia de ROL [$W m^{-2}$]; (b) Pressão Reduzida ao Nível Médio do Mar (PRNMM) e anomalia de PRNMM [hPa]; (c) Geopotencial e anomalia de geopotencial em 500 hPa [damgp]; (d) Linhas de Corrente (LC), com magnitude de vento, e anomalia de vento zonal [$m s^{-1}$] em 250 hPa; (e) Anomalia de espessura (500–1000 hPa) [damgp], vento [$m s^{-1}$] e geopotencial [damgp] em 850 hPa; (f) Anomalia de LC, de magnitude de vento [$m s^{-1}$], e de umidade específica [kg/kg] em 850 hPa; (g) Anomalia de ômega [$(Pa s^{-1}) \cdot 10^2$], e de LC, com magnitude de vento [$m s^{-1}$], em 500 hPa; (h) Anomalia de geopotencial em 850 hPa [damgp], e de LC, com magnitude do vento [$m s^{-1}$], em 250 hPa.

Pelos ventos anômalos de componente norte a leste dos Andes [Figura 54(f)], conclui-se que o cavado influencia diretamente as condições do tempo em R10. Eles estão associados ao aumento na espessura 500–1000 hPa em áreas da Argentina, Paraguai, Sul do Brasil e regiões adjacentes [Figura 54(e)] e transportam o ar quente e úmido desde o sul da Bacia Amazônica [Figura 54(f)], desta forma contribuindo para a elevação das temperaturas em áreas com correlação positiva da Figura 53. O fluxo anômalo em 850 hPa converge na região da foz do Rio da Prata, onde há levantamento induzido pela presença do próprio cavado [Figura 54(g)], criando uma situação favorável para a ocorrência de chuva, em acordo com os valores negativos de ROL da Figura 54(a).

Observando os campos médios e anômalos das variáveis meteorológicas em seus diversos níveis da troposfera, observa-se que o cavado está imerso em meio ao fluxo de oeste de médias latitudes e que ele apresenta estrutura baroclínica. Neste sentido, seu eixo se configura de forma adiantada para nordeste em baixos níveis, em relação aos níveis mais altos, conforme se pode notar principalmente pela circulação anômala pelas alíneas (f)–(h) da Figura 54. Com efeito, considera-se a presença de um sistema transiente de médias latitudes propagando do Pacífico para o Atlântico em direção a latitudes mais baixas e influenciando nas condições do tempo sobre a AS.

A queda de PNMM pela Figura 54(b), a intensificação dos ventos de norte pela Figura 54(f) e as demais configurações descritas remete a uma situação indicativa para a formação de um sistema frontal nos dias subsequentes. Neste sentido, os resultados encontrados em R10 se assemelham aos resultados em R3, conforme se nota ao comparar a Figura 54 com a Figura 26. Assim, os campos da Figura 26 parecem com as prováveis imagens futuras da Figura 54 nos dias seguintes aos da atuação da onda de calor em R10.

As semelhanças entre R3 e R10 são ainda mais notáveis ao se comparar a Figura 26(h) com a Figura 54(h). Justapondo estes campos, verifica-se que ambos mostram a presença do trem anômalo de vórtices que se propagam do Pacífico ao Atlântico, com três núcleos definidos sobre o domínio da figura: o primeiro no sul do continente, o segundo em torno de 25°S e o terceiro sobre a Região Nordeste do Brasil.

Logicamente, as pequenas diferenças no posicionamento e intensidade definem condições de tempo diferentes suficientemente para alterar a configuração dos sistemas sinóticos dominantes e da localização regional das ondas de calor. Neste sentido, observa-se que o trem de vórtices (ciclônicos e anticiclônicos) encontra-se adiantado para leste na Figura 26(h), em relação a Figura 54(h), principalmente com relação aos centros ciclônicos e anticiclônicos ao sul de 20°S. Esta constatação remete a presença de mecanismos de baixa

frequência subjacentes que determinam a posição preferencial dos sistemas transientes, conforme já foi argumentado para as ondas de calor em R8.

Não somente a região R3 apresenta considerações importantes com relação as ondas de calor em R10. Observando a climatologia sinótica das ondas de calor em R6 pela Figura 38, observa-se que os padrões sinóticos se apresentam de maneira quase oposta ao de R10. Praticamente em todas as figuras se observa padrões contrários, em R6, ao que foi descrito em R10. Os aspectos opostos são ainda mais evidentes ao se comparar o fluxo anômalo de baixos níveis, através da justaposição da Figura 38(f) com a Figura 54(f). Dentre as características marcantes, vale ressaltar a reversão completa da meridionalidade dos ventos e do teor umidade específica pouco a leste dos Andes, próximo de R10; a reversão completa do escoamento ciclônico (R10) para anticiclônico (R6) do vórtice próximo das Malvinas; e a mudança do fluxo anticiclônico (R10) para ciclônico (R6) dos ventos sobre o centro leste do Brasil. Por conseguinte, observa-se a reversão nas localidades preferenciais de chuva da porção subtropical da AS (R10) para o centro leste do Brasil (R6), conforme se observa ao comparar a Figura 54(a) com a Figura 38(a).

As semelhanças ou diferenças marcantes das climatologias sinóticas apresentadas remetem à posição preferencial dos vórtices anômalos [Figura 26(h), 38(h) e 54(h)], cujos centros de circulação tendem a ocupar as mesmas coordenadas geográficas. Logo, o padrão formado pelo trem de vórtices anômalos, tal como avaliado em R10, aparece também em R3 (onde se observa a presença de uma FF), em R6 (com circulações opostas), e em R9. Por conseguinte, existem argumentos suficientes para explicar a respeito da interação dos córtices de baixa frequência modulando o escoamento de alta frequência e produzindo os padrões sinóticos relatados.

Além disso, a avaliação da TSM para as ondas de calor em R10 impõe considerações adicionais com respeito às regiões R3 e R9. Neste sentido, a Figura 55 mostra anomalias positivas sobre o Atlântico Norte, Pacífico Equatorial, Atlântico adjacente ao Sudeste do Brasil e sobre o Pacífico, em torno de 125°W. Com exceção do aquecimento do Atlântico Norte, todas as demais características já foram citadas para R3 e R9. Inclusive já se mencionou o padrão de TSM em médias latitudes como evidência adicional para a existência do padrão ondulatório no campo de baixa frequência, conforme a análise feita para a região R9 na seção precedente.

Ademais, pelo menos duas das regiões anômalas positivas em R10 (Figura 55) são coincidentes em localização para as Regiões R1 [Figura 19(a)], R2 (Figura 23), R3 (Figura 27), R7 (Figura 43) e R9 (Figura 51), principalmente com respeito ao aquecimento do Pacífico Equatorial Central. Portanto, ainda que o EN não aumente a frequência das ondas de calor em

R10 (Tabela 4), sua presença ainda permanece notória no campo anômalo de TSM. Logo, os dias com EN influem na formação dos padrões anômalos de TSM. Com efeito, podem também refletir nos padrões anômalos de circulação atmosférica. Nisto se observa uma situação sugestiva de que a fase quente do ENOS ajuda na configuração do trem de vórtices observados em R10.

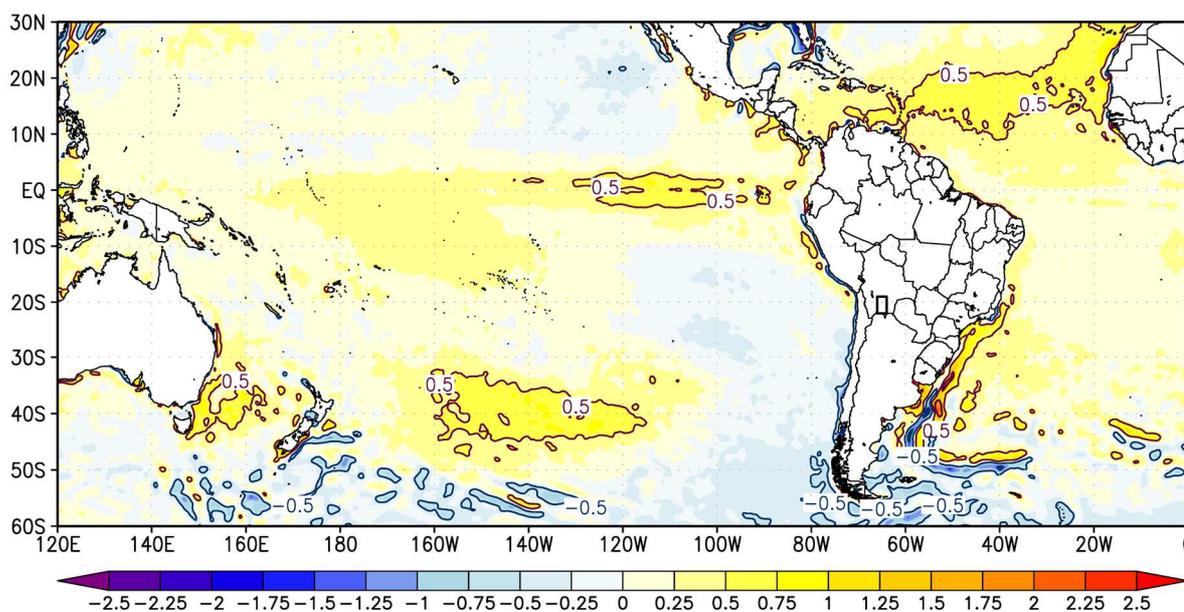


Figura 55 – Média ponderada da TSM durante as ondas de calor: Região R10

Na região R6, ainda que a Tabela 4 não indique qualquer relação com o ENOS, observa-se que a configuração de TSM apresenta características relativamente opostas com relação as figuras de TSM correspondentes as regiões R1, R2, R3, R7 e R9 (Figura 39): anomalias negativas sobre o Pacífico em torno de 125°W, aproximadamente entre 40 e 50°S; anomalias positivas adjacentes a costa sul da AS; anomalias levemente negativas (de até 0,5°C) no Pacífico Equatorial; e anomalias levemente negativas adjacente ao Sudeste do Brasil. Como as regiões R1, R2, R3, R7 e R9 possuem configuração de TSM relacionada a fase quente do ENOS, então pelas configurações opostas torna-se possível afirmar na presença de um sinal da LN em R6, assim como foi verificado o sinal do EN em R10. Logo, conclui-se que a fase fria do ENOS não faz aumentar a frequência das ondas de calor em R6 (Tabela 4), mas o padrão de TSM das ondas de calor que acontecem na fase fria do ENOS pode influenciar na configuração final apresentada na Figura 39.

Paralelamente com o que foi dito para R10, segue que as ondas de calor em dias com LN em R6 também pode refletir no campo anômalo de configuração atmosférica. Comparando o padrão de TSM da Figura 55 (para R10) com o da Figura 39 (para R6); observando o fraco sinal de EN em R10, e o fraco sinal de LN em R6; e citando novamente as características opostas

na climatologia sinótica entre essas duas regiões, então se torna sugestivo relacionar os padrões opostos de circulação com as fases opostas para o ENOS. Neste sentido, as argumentações de Grimm (2009) (na seção 2.3.3 do Capítulo 2) segundo a qual as fases opostas do ENOS também tendem a criar configurações opostas nas anomalias reforçam ainda mais as afirmações precedentes, sugerindo a presença do ENOS também em R6.

No entanto, ainda assim é necessária uma análise completa da climatologia sinótica incluindo toda a região do Pacífico, com um aprofundamento sobre as teleconexões, para comprovar se de fato existe a influência do ENOS em R6 e em R10. Isto porque outras forçantes, como as relacionadas à instabilidade barotrópica da variação do escoamento zonal, também podem gerar teleconexões com trem de vórtices anômalos sucessivos (SIMMONS, WALLACE E BRANSTATOR, 1983). Além disso, há também de se considerar possíveis influências das fases opostas da OMJ (como em R3, R6 e R9), dentre vários outros fatores.

Por fim, a análise dos termos da EET completa a interpretação da climatologia sinótica pela Figura 54, tornando ao assunto da transitoriedade do cavado identificado. De acordo com as alíneas (a) e (e), observa-se uma região com valores negativos de TT, seguida e precedida por regiões de anomalia positiva de TT. A região com valores negativos se estende do Atlântico ao Pacífico, passando pelo Chile e pela Argentina, ao sul de R10. A nordeste, os valores positivos se estendem do Atlântico até parte do Sudeste do Brasil (850 hPa) ou parte do Sul do Brasil (500 hPa). A sudeste, os valores positivos concentram-se no canto inferior esquerdo das imagens, avançando para fora do domínio de estudo. Considerando o escoamento predominante de oeste em médias latitudes e a maneira como as regiões positivas e negativas se sucedem, então se verifica que o cavado transiente se desloca para leste-nordeste, em direção ao Atlântico e Região Sul do Brasil.

Para a manutenção dos valores positivos de TT sobre o Atlântico, observa-se a contribuição oriunda principalmente da AHT [Figura 56(b) e 56(f)], embora a localização da região com os valores positivos de AHT não seja coincidente com a região de TT positivo. Com respeito à região negativa de TT, a contribuição vem principalmente dos valores negativos de AHT. Entretanto, sobre áreas do norte da Argentina e do Uruguai, o principal termo que contribui para o esfriamento é o adiabático [Figura 56(c) e 56(g)]. Na região de valores positivos de TT sobre o Pacífico, observa-se a contribuição dos termos AA e AHT, já que seus valores são positivos na região em questão, ainda que pouco notáveis.

Para as três regiões relatadas com valores de TT consideráveis, o termo radiativo age para conter o aquecimento ou o esfriamento, conforme pode se notar ao comparar as Figura 56(d) e 56(h) com as Figura 56(a) e 56(e). Na costa dos estados de Santa Catarina, Paraná, São

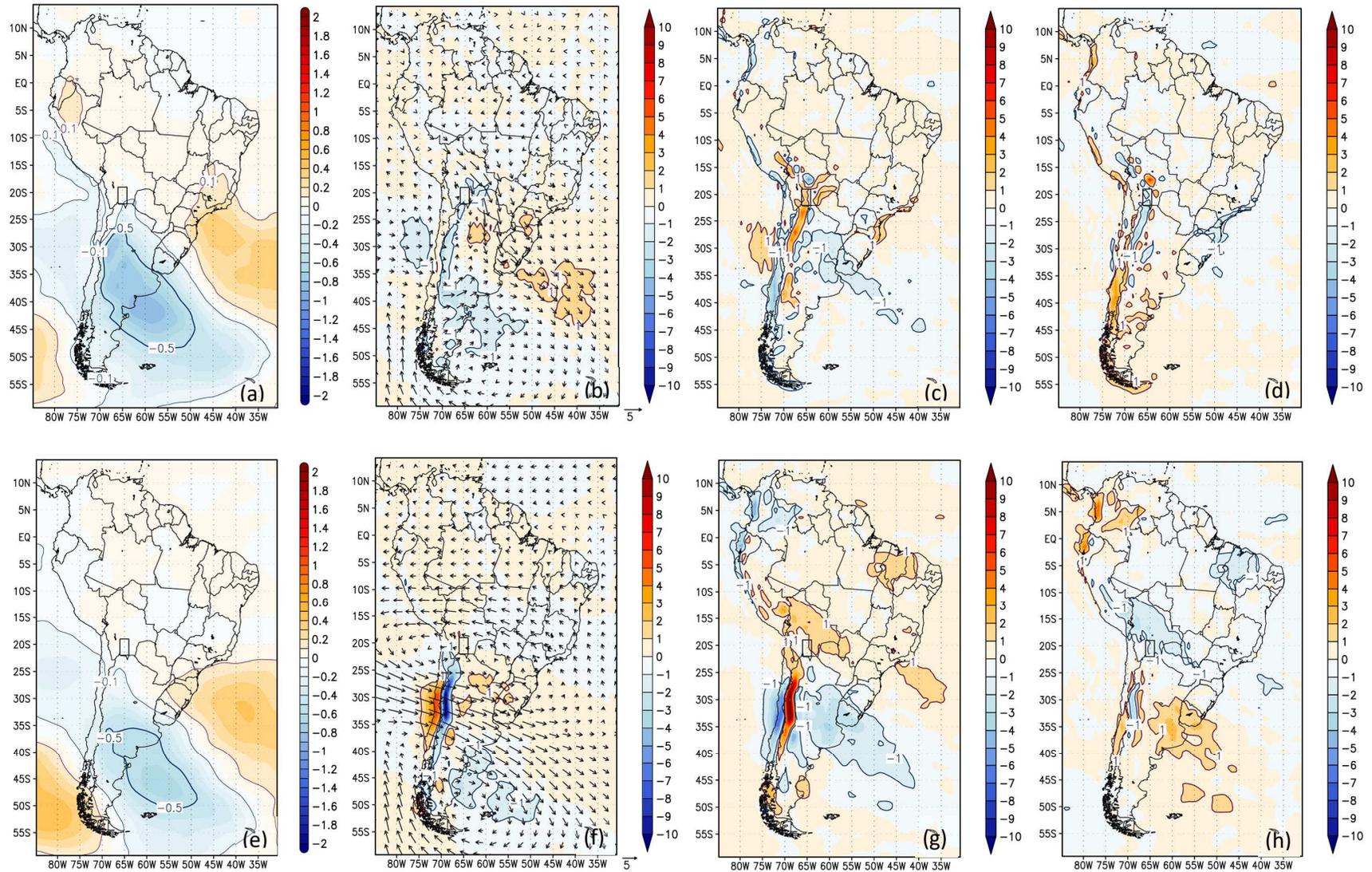


Figura 56 – Campos Anômalos dos quatro termos da Equação da Energia Termodinâmica na região R10

(a) Anomalia da Tendência de Temperatura (TT); (b) Anomalia da Adecção Horizontal da Temperatura (AHT), conjuntamente com o vento anômalo; (c) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Adiabático (AA); (d) Anomalia de Aquecimento/Esfriamento Diabático (AD). As alíneas (e) até (h) apresentam os mesmos campos anômalos. Na parte superior, as variáveis são para o nível de 850 hPa; na parte inferior, para o nível de 500 hPa. Todas na unidade de $^{\circ}\text{C dia}^{-1}$. A velocidade do vento é em m s^{-1} .

Paulo e Rio de Janeiro, observa-se valores positivos de AA e valores negativos de AD em 850 hPa [Figura 56(c) e 56(d)]. O fenômeno subjacente se deve ao aquecimento adiabático por subsidência nas regiões de escarpa, conforme relatado nos termos da EET para a região R3.

Sobre a própria região R10, a análise torna-se difícil em 850 hPa pela existência de valores positivos e negativos coexistindo próximos entre si [Figura 56(c) e 56(d)]. Isto se deve aos fatores orográficos. Além disto, é necessário considerar que o altiplano se encontra a uma altitude superior ao nível de 850 hPa. Logo, a análise da EET se torna mais conveniente em 500 hPa, onde se observa valores predominantemente positivos de AA [Figura 56(g)] e valores predominantemente negativos de AD [Figura 56(h)]. Não se nota valores significativos de AHT [Figura 56(f)], pelo que se conclui que o principal mecanismo termodinâmico para a manutenção das ondas de calor em R10 se deve ao aquecimento adiabático. Logo, a presença do calor sensível e da liberação de calor latente por convecção não regem o aquecimento no altiplano, o que constitui uma informação adicional para afirmar que o anticiclone da Figura 54(d) não possui características de AB.

Em suma, as ondas de calor sobre o altiplano estão relacionadas com a circulação de subsidência e com o escoamento de norte promovido pela queda da PNMM a leste das montanhas devido à passagem de um cavado transiente em médias latitudes. Sua climatologia sinótica permite observar semelhanças com relação às análises das ondas de calor em R3 e características opostas com relação a análise em R6, em ambos os casos sendo perceptível a presença de um trem de vórtices anômalos que se estende para além do domínio das imagens que cobrem a AS. Nisto se percebe a presença dos fenômenos de baixa frequência modulando os fenômenos de alta frequência, a ponto de promover trajetórias preferenciais para os sistemas transientes, conforme pode ser comprovado pelas imagens da TSM. Considerações foram realizadas com respeito à possibilidade do ENOS estar envolvido nas teleconexões, via obtenção de configurações semelhantes na TSM para R10, comparativamente aos campos de TSM das ondas de calor em outras regiões, que são comprovadamente influenciadas pelo EN.

CAPÍTULO 7 – ANÁLISE COMPARATIVA E PADRONIZAÇÕES

Ao longo do Capítulo 6, as ondas de calor foram avaliadas sistematicamente em suas regiões de acordo com as características sinóticas e termodinâmicas associadas. Para determinadas localidades, os resultados permitiram observar a presença do ENOS, os indicativos de bloqueio e até mesmo a configuração de ZCAS, conforme a literatura apresentada no Capítulo 2. Em cada região, as ondas de calor apresentaram características específicas, algumas vezes se relacionando com climatologias sinóticas de outras regiões. Com o objetivo de justapor os resultados para fins comparativos, este capítulo apresenta uma síntese generalizada dos principais resultados obtidos no Capítulo 6.

7.1 A PRESENÇA DO ENOS ATRAVÉS DOS PADRÕES DE TSM E CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA

A Figura 57 apresenta um painel onde cada imagem resume as principais características sinóticas das ondas de calor em sua região homogênea associada, através da circulação anômala nos níveis de 850 e 250 hPa, valores anômalos de ROL e anotações contendo os principais sistemas sinóticos e as regiões com valores positivos de TSM. O Quadro 2 complementa a Figura 57, trazendo as principais informações estatísticas e os padrões de precipitação, TSM e circulação atmosférica relacionados.

Começando pela Figura 57, em primeira análise observa-se uma tendência para anomalias negativas de ROL na porção subtropical da AS e anomalias positivas de ROL sobre áreas brasileiras ao norte, ou o contrário [Figura 57(a), 57(b), 57(c), 57(f), 57(g), 57(i), 57(j)]. Este padrão envolve sete das dez imagens da figura¹, fato pelo qual se sugere a existência de um mesmo mecanismo físico subjacente. Olhando com mais afinco as mesmas imagens, observa-se que em 57(a), 57(b), 57(g), 57(i) e 57(j) existe a presença do jato de altos níveis relacionada com os valores negativos de ROL. Neste quesito, também pode-se incluir a alínea (c), uma vez entendendo que o jato está implicitamente relacionado com a FF. Desta forma, somente a Figura 57(f) (para a região R6) mantém o padrão comentado, porém sem a presença do referido jato.

¹ Embora essa tendência seja válida para a região R10 [Figura 57(j)], observa-se que os valores positivos ao norte também incluem parte da porção subtropical da AS (Região Sul do Brasil). Logo, a penúltima coluna do Quadro 2 não indica qualquer sinal predominante para R10.

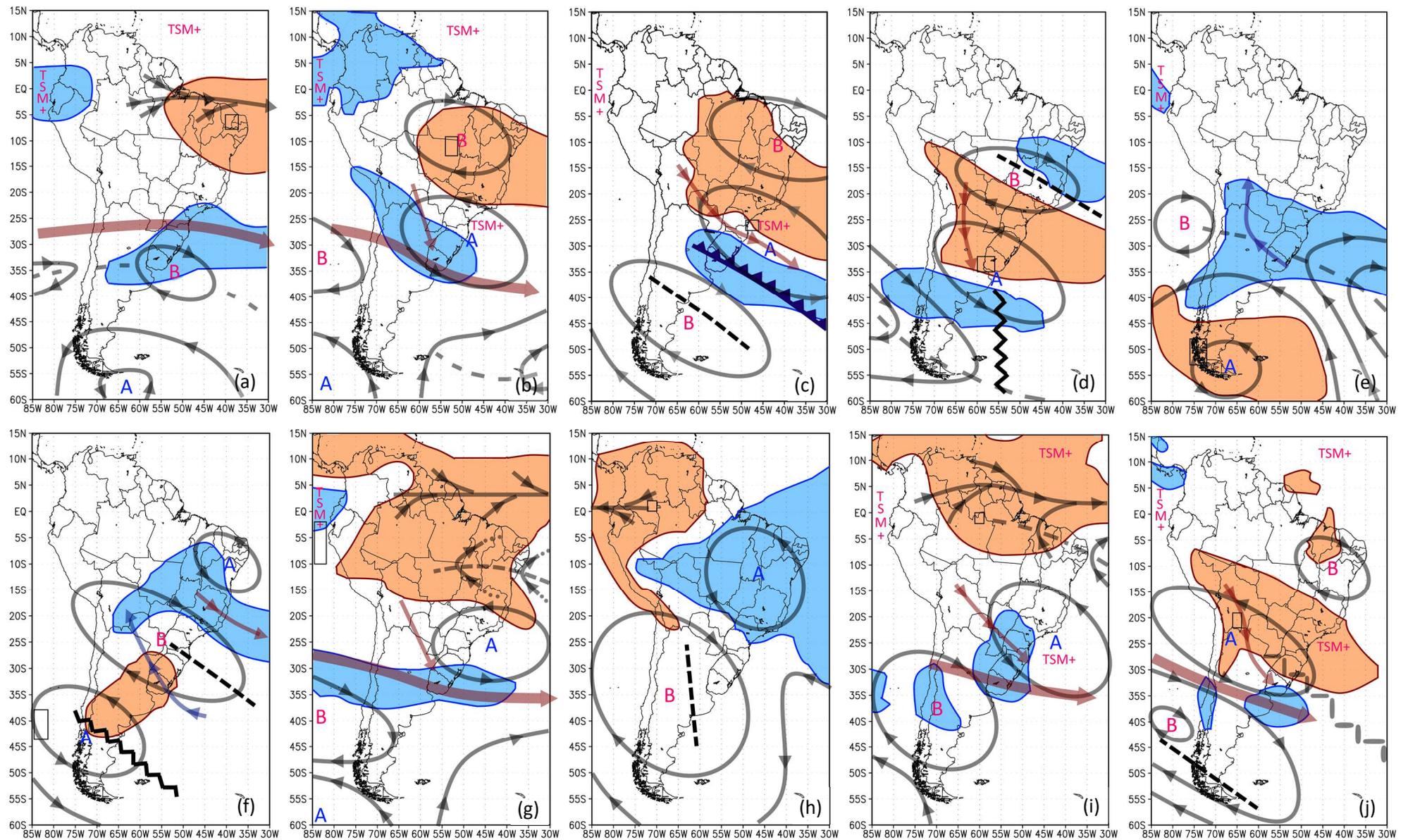


Figura 57 – Síntese da climatologia sinótica das ondas de calor em suas respectivas regiões

Ilustrações esquemáticas contendo os campos anômalos de ROL, a circulação anômala para os níveis de 850 e 250 hPa, e os sistemas sinóticos mais pertinentes (frentes, cristas, cavados e jatos). Os valores anomalmente positivos de ROL estão em laranja, e os valores anomalmente negativos de ROL estão em azul. O escoamento em cinza representa a circulação anômala em 250 hPa, e o escoamento em vermelho (ou azul) representa a circulação anômala em 850 hPa. A corrente de jato, em altos níveis, também aparece em vermelho, mas com maior espessura. As cristas, os cavados, e a frente (alínea c) aparecem conforme a simbologia padrão para as cartas sinóticas, sendo as marcações em preto referentes ao campo médio, e as marcações em cinza referentes ao campo anômalo. As anotações “A” e “B” representam, respectivamente, os sistemas de alta e os sistemas de baixa pressão; e as anotações “TSM+” representam áreas oceânicas com anomalias positivas de TSM. Leia o texto para maiores detalhes.

Quadro 2 – Síntese comparativa das ondas de calor em suas respectivas regiões, conforme as suas principais estatísticas, configurações de TSM, e padrões de precipitação e circulação atmosférica 176

Regiões	Estatísticas				ENOS				Precipitação		Padrões
	Ext. Média	Mag. Média	Desv. Pad.	Maior. Freq.	El Niño?	TSM Pacífico	TSM+SEB?	TSM+Atl.N?	ZCAS?	ROL AS Sub.?	
R1	7	11.644	1.328	Fev - jun	+	EN;\-\\;***	-----	Sim	-----	-	Anticiclone extremo sul da AS
R2	6	12.976	0.798	Out - Abr	+++	EN;\-\\; * + -	Sim	Sim	-----	-	Dipolo anômalo do Pacífico
R3	4	8.086	0.407	-----	+++	EN;\-\\; - + -	Sim	-----	-----	-	Trem de Vórtices
R4	5	10.902	0.464	-----	+ inv.; - ver.	EN inv.; LN \\+\\ ver.	-----	-----	-----	-----	Crista em 55°W
R5	5	10.860	0.548	Pref. no ver.	++	EN;\-\\	-----	-----	-----	-	Anticiclone extremo sul da AS
R6	7	12.036	0.831	Pref. no ver.	-	LN;\+\\; * - +	-----	-----	Sim	+	Trem de Vórtices
R7	23	46.456	26.866	Mar - Abr	+++	EN;\-\\	-----	-----	-----	-	Dipolo Anomalo do Pacífico
R8	5	10.793	0.593	Jan - Mar	-----	-----	-----	-----	-----	-----	Polaridade do Noroeste da AS
R9	7	15.072	1.912	Fev - Mar	+++	EN;\-\\;- + -	Sim	Sim	-----	-	Trem de Vórtices
R10	5	9.389	0.419	Menos na Prim.	+	En; * + -	Sim	Sim	-----	-----	Trem de Vórtices

Descrição: Da esquerda para a direita, o quadro está subdividido em:

1. Principais estatísticas:

- **Extensão média:** Tempo médio de duração das ondas de calor, expresso em dias;
- **Magnitude Média:** Intensidade média das ondas de calor, ou somatório médio das Magnitudes Diárias (temperaturas normalizadas);
- **Desvio Padrão:** Desvio padrão da Magnitude Média;
- **Maior Frequência:** Período mais provável (meses) para a ocorrência das ondas de calor, conforme os dados da Figura 13. As abreviações “Pref. No ver.” e “Menos na Prim.” significam “Preferencialmente no Verão” e “Menos na Primavera”, respectivamente.

2. Configurações de TSM relacionada ao fenômeno ENOS:

- **O El Niño (EN) influencia as ondas de calor?** Caso haja indícios de sua presença no campo anômalo de TSM, usa-se “+”. Se os testes estatísticos comprovam a existência do EN, usa-se “++” para o Intervalo de Confiança (IC) de 90%, e “+++” para o IC de 95%. O símbolo “-” se refere ao sinal de La Niña (LN), quando presente no campo anômalo de TSM. As abreviações “inv.” e “ver.” significam “inverno” e “verão”, respectivamente;
- **Quais são os padrões de TSM no Pacífico?** A expressão “EN” (“LN”) denota o aquecimento (esfriamento) em águas equatoriais e o símbolo “\-\\” denota uma região com anomalias negativas (ou positivas: “\+\\”) que se estende diagonalmente (de noroeste para sudeste) pelo Pacífico, da Polinésia até a costa do Chile. Quando usado na forma “\\ \\”, quer dizer que essa região é contínua (sem interrupções). O conjunto de sinais “- + -” (ou “+ - +”, dentre outras combinações) denota um padrão às vezes verificado em médias latitudes do Pacífico Sul: o primeiro (esquerda) descreve as anomalias adjacentes a costa da Nova Zelândia; o segundo (centro) descreve as anomalias em torno de 125°W, entre 40 e 50°S; e o terceiro (direita) informa as anomalias adjacentes a costa do Chile. Se apresentado como “+”, o sinal indica anomalias predominantemente positivas; se apresentado como “-”, indica anomalias predominantemente negativas; e se apresentado como “*”, então não existe anomalias consideráveis.
- **As anomalias de TSM são positivas adjacente a costa da Região Sudeste do Brasil?** Em caso afirmativo, utiliza-se “Sim”;
- **As anomalias de TSM são consideravelmente positivas sobre o Atlântico Norte?** Em caso afirmativo, utiliza-se “Sim”;

3. Padrões de precipitação sobre a AS:

- **Existe configuração compatível com a presença de ZCAS?** Em caso afirmativo, utiliza-se “Sim”;
- **Qual o sinal predominante da anomalia de ROL na porção subtropical da AS?** Se as anomalias positivas predominam, utiliza-se “+”; do contrário, utiliza-se “-”.

4. Quais são os padrões encontrados através das análises nas climatologias sinóticas?

Observando o Quadro 2, nota-se que em todas as seis imagens com a presença do jato existe o sinal do EN. Em quatro delas (R2, R3, R7 e R9), verifica-se a presença do EN tanto pelas configurações de TSM no Pacífico como pelos testes estatísticos. Conforme descrito na secção 2.3.3 do Capítulo 2, a presença do jato, as chuvas acima da média na porção subtropical da AS, e as chuvas abaixo da média ao norte de 20°S representam traços característicos do EN. Com efeito, há evidência consideráveis de que a fase quente do ENOS modula a circulação atmosférica nas regiões R1, R2, R3, R7, R9 e R10.

A presença do ENOS não é somente identificada pelo aquecimento das águas na superfície do Pacífico Equatorial, como também nos subtrópicos e nos extratropicos. Particularmente sobre o Pacífico há mais dois tipos de padrão associados, cada um deles identificado na maioria das seis regiões citadas. Um deles se trata de uma região anômala negativa que se estende da Polinésia até o Pacífico adjacente à costa do Chile. Outro diz respeito ao sinal alternante de valores positivos e negativos, que se estende da Nova Zelândia até a região oceânica adjacente ao Chile. Na forma completa, o padrão alternante consiste no aquecimento anômalo em 125°W, entre 40 e 50°S, acompanhado de anomalias negativas tanto a leste (adjacente à costa do Chile) quanto a oeste (adjacente à costa da Nova Zelândia).

Sobre o Atlântico Sul, verifica-se anomalias positivas de TSM adjacentes à costa Sudeste do Brasil, como em R2, R3, R9 e R10; e sobre o Atlântico Norte verifica-se anomalias positivas na maior parte de sua extensão (como em R1, R2, R9 e R10). Portanto, na forma completa (como em R9), o EN se associa ao aquecimento no Pacífico Equatorial, no Atlântico Norte, no Atlântico adjacente ao sudeste do Brasil, no padrão alternante de anomalias positivas e negativas verificada sobre médias latitudes do Oceano Pacífico, e a região anômala negativa que se estende da Polinésia até o Pacífico Sudeste adjacente à costa do Chile.

No Pacífico Equatorial, a influência do ENOS é tão explícita que 100% das ondas de calor em R7 aconteceram durante algum evento de EN. Além disso, o ENOS não somente influencia na frequência de ocorrência das ondas de calor, como também em sua extensão. De acordo com as estatísticas do Quadro 2, as ondas de calor em R7 possuem extensão média de 23 dias. Entretanto, conforme o Quadro 1, as ondas de calor podem durar meses, como no evento de 1997/1998, que durou 312 dias. Com efeito, o Quadro 2 mostra que as ondas de calor em R7 também são caracterizadas pelo elevado valor médio de suas magnitudes e da sua variabilidade associada.

Conforme discutido na região R9, o aquecimento do Pacífico Equatorial também está relacionado com o aquecimento no Atlântico Norte, devido ao enfraquecimento dos alísios de nordeste (POVEDA; MESA, 1997). Quando existe um gradiente considerável na TSM entre o

Atlântico Norte e o Atlântico Sul, um dipolo desfavorável se configura para as chuvas sobre o norte da AS, porque a ZCIT se desloca para o norte e o transporte de umidade para o continente diminui (AMBRIZZI, 2003). Esta situação é observada tanto em R1 quanto em R9, conforme as análises das secções 6.1 e 6.9 do Capítulo 6. No entanto, há de se considerar que o estabelecimento do EN não é necessário para o estabelecimento do dipolo. Conforme a análise para a região R1, o dipolo pode acontecer mesmo para dias sem a presença do EN, também contribuindo para as ondas de calor sobre o Nordeste Brasileiro.

Conforme discutido na região R3, o aquecimento do Atlântico adjacente está relacionado com chuvas abaixo da média e temperaturas acima da média (GRIMM; PAL; GIORGI, 2007), apesar de nem sempre estar associado com o EN (COELHO *et al.*, 2015). No entanto, quando presente, o EN restringe as frentes frias para o sul, de forma a garantir sua posição preferencial sobre os subtropicais. Assim, observa-se anomalias positivas de precipitação sobre a Região Sul do Brasil, Uruguai e norte da Argentina, conforme a Figura 57(c).

Logo, percebe-se a presença de um fenômeno interanual (baixa frequência) influenciando a trajetória preferencial dos transientes (alta frequência). Quando as frentes frias se aproximam de R3, elas provocam aquecimento pré-frontal por advecção de temperatura e subsidência orográfica (Figura 28), determinando as ondas de calor em R3. Assim, as ondas de calor são pouco persistentes, com média de quatro dias (Quadro 2). Ao atingirem a região R3, as frentes frias interrompem ou encerram um longo período com temperaturas acima da média, necessário para garantir o aquecimento do Atlântico como resposta oceânica à persistente circulação dominante.

Conforme a Figura 57 observa-se que a circulação atmosférica anômala se comporta de maneira parecida com a observada em R3 nas demais regiões onde se nota o EN e o aquecimento no Atlântico (R2, R9 e R10). Dentre as semelhanças destaca-se a presença do jato de altos níveis nos subtropicais e a presença dos ventos anômalos de norte transportando ar quente a partir de baixas latitudes em R2, R3, R9 e R10 [Figura 57(b), 57(c), 57(i) e 57(j)]. O escoamento de baixos níveis encerra sua máxima atuação onde existe o jato de altos níveis e os valores negativos de ROL, em que se nota a interação entre a circulação de baixos níveis com a circulação de altos níveis, de modo a favorecer chuvas nas regiões afetadas.

De acordo com o trabalho de Hoskins e Ambrizzi (1993), o jato de altos níveis atua como guia de ondas e se relaciona com a dinâmica de baixa frequência através de teleconexão. Logo, percebe-se claramente o fundamento na associação entre os jatos em R2, R3, R9 e R10 com os valores negativos de ROL, no sentido de existir um deslocamento preferencial dos

transientes pelos subtropicais. Os transientes interagem com o ar quente e úmido de baixas latitudes, a ponto de trazer precipitações acima da média na região conforme ROL anormalmente negativa.

Na relação entre o EN e os transientes, o jato assume um papel importante na conexão com a fonte tropical de calor sobre o Oceano Pacífico. Conforme comentado em R1, as convecções anômalas da região tropical geram divergência em altos níveis e agem como forçantes de ondas de Rossby (SARDESHMUKH; HOSKINS, 1988). As perturbações ciclônicas (cavados) associadas se propagam para os extratropicais preferencialmente nas regiões com ventos de oeste (HOSKINS; SIMMONS; ANDREWS, 1977; PEDLOSKY, 2003). Neste contexto, o jato se intensifica pela convergência do escoamento de altos níveis, gerada pelo fluxo divergente na região tropical (ARKIN; WEBSTER, 1985; TRENBERTH *et al.*, 1998), desta forma dando suporte às anomalias dos ventos de oeste nos subtropicais durante a presença do EN.

O Oceano Pacífico responde às perturbações geradas pela interação de baixa frequência dos trópicos com os extratropicais, assim justificando a presença de uma faixa com anomalias negativas que se estende da Polinésia até as proximidades da costa do Chile. Conforme os dados do Quadro 2, essas anomalias aparecem para todas as regiões homogêneas com ondas de calor relacionada ao EN, sendo ainda mais intensa em R7, onde a presença do ENOS é mais explícita. Para as regiões R6 e R8, onde não há qualquer sinal do EN, a faixa de anomalias negativas desaparece.

Resta explicar os padrões alternantes sobre médias latitudes no Oceano Pacífico, em argumentações que novamente consideram os transientes nos subtropicais. Neste sentido, o deslocamento preferencial dos transientes em 30°S—para as regiões R1 [Figura 57(a)], R2 [Figura 57(b)], R3 [Figura 57(c)], R5 [Figura 57(e)], R7 [Figura 57(g)], R9 [Figura 57(i)] e R10 [Figura 57(j)]—condiz com a existência de um fenômeno de baixa frequência subjacente em comum, que está relacionado ao ENOS e é responsável por modular seu comportamento. Por conseguinte, a análise volta-se para a circulação atmosférica anômala em altos níveis da troposfera. Neste contexto, as diferentes partes da Figura 57 permitem identificar três padrões de circulação que afetam oito das dez regiões homogêneas durante as ondas de calor, com as seguintes denominações: Trem de Vórtices, Dipolo Anômalo do Pacífico e Anticiclone no Extremo Sul da AS.

7.1.1 TREM DE VÓRTICES

O Trem de Vórtices é o padrão mais recorrente, porque aparece na Figura 57 nas alíneas (c), (f), (i) e (j); ou seja, em quatro das dez regiões homogêneas. Como o próprio nome indica, ele consiste de um trem de vórtices alternados em altos níveis, que se prolonga desde o Pacífico (canto inferior esquerdo das imagens) até o Nordeste do Brasil. Seus centros ciclônicos ou anticiclônicos tendem a ocupar as três seguintes localidades: o primeiro no sul do subcontinente, entre 40 e 45°S; o segundo na porção subtropical, entre 25 e 30°; e o terceiro sobre o Nordeste do Brasil. Para as alíneas (c), (i) e (j) (Regiões R3, R9 e R10), eles são, de sul para o norte, ciclônicos, anticiclônicos e ciclônicos; porém para a alínea (f), os vórtices atuam em fases opostas.

Nas Regiões R3, R9 e R10, o jato se localiza ao norte do vórtice ciclônico. Por conseguinte, percebe-se que os transientes estão relacionados com a sua presença. Como os transientes estão relacionados com o ENOS, então o Trem de Vórtices também está. Neste sentido, a configuração alternante de TSM sobre o Pacífico surge como uma comprovação, pois ela também se associa ao ENOS e pode ser relacionada aos vórtices.

Tal relação já foi explicitamente comentada na análise da Região R10 (secção 6.10 do Capítulo 6), e as partes que compõem a Figura 57 permitem observá-la de forma generalizada. Pelas alíneas (c), (i) e (j) da Figura 57, observa-se que o fluxo é anticiclônico no canto inferior esquerdo das imagens. Isto se reflete na presença anômala predominante (baixa frequência) dos ventos de componente sul, que está relacionado ao transporte de ar advindo a partir de altas latitudes. Considerando que a temperatura diminui com o aumento da latitude, então segue que há uma situação compatível para a presença de anomalias negativas de temperatura, que acaba por se refletir sobre o oceano. Por conseguinte, as anomalias positivas em torno de 125°W se relacionam aos ventos anômalos de norte, e as anomalias negativas—próximas da Nova Zelândia—se relacionam aos ventos anômalos de sul.

Nisto percebe-se a alternância, sugerindo que o trem de vórtices se estende para além do domínio da Figura 57 em direção a médias latitudes sobre o Oceano Pacífico. Assim fica encerrada a relação de todos os padrões anômalos de TSM do Pacífico com o fenômeno EN: aquecimento no Equador, faixa anômala negativa entre a Polinésia e o sul do Chile, e padrão alternante em médias latitudes. Portanto, o EN gera circulações atmosféricas anômalas que agem no sentido de provocar anomalias de TSM tanto no Atlântico quanto no Pacífico, em padrões determinados. Esta é a razão pela qual o Quadro 2 apresenta uma secção especial para

relacionar os padrões anômalos de TSM com o ENOS, como forma de apresentar sucintamente todas as informações discutidas até aqui neste capítulo.

Entretanto, cabe salientar que o Trem de Vórtices não explica a interação do jato anômalo com os mecanismos de baixa frequência para as ondas de calor nas regiões R1, R2 e R7. Neste contexto entra para análise o Dipolo Anômalo do Pacífico e Anticiclone no Extremo Sul da AS, cada qual aparecendo para as ondas de calor em duas regiões homogêneas.

7.1.2 DIPOLO ANÔMALO DO PACÍFICO

O Dipolo Anômalo do Pacífico aparece no fluxo anômalo de altos níveis para a climatologia das ondas de calor em R2 e R7. Ele é caracterizado pela presença de quatro vórtices quando na forma completa. Como o próprio nome indica, dois deles configuram uma circulação tipo dipolo. O dipolo aparece sobre o Pacífico Sudeste, onde se verifica uma circulação anômala ciclônica entre 30 e 35°S, e uma circulação anômala anticiclônica ao sul de 60°S.

Pela climatologia sinótica da região R2, expressa na seção 6.2 do Capítulo 6, observa-se que a Figura 57(b) resume o painel da Figura 22, cujas imagens se relacionam intrinsecamente com os campos anômalos da Figura 1, de Padilha (2008). Neste sentido, as ondas de calor que acontecem em R2, pertencente ao Centro-Oeste Brasileiro, estão relacionados com os eventos de Bloqueio Atmosférico no Pacífico Sudeste, porque Padilha (2008) mostrou que os períodos quentes e secos estão relacionados com os bloqueios que influenciam a região central do Brasil. Para reforçar, a Figura 57(b) é semelhante à Figura 3 de Mendes *et al.* (2005), que representa a climatologia dos bloqueios no Pacífico Sudeste. Além disso, o trabalho de Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2014) ainda estabelece que a fase quente do ENOS promove o aumento da incidência de bloqueios no Pacífico Sudeste.

Como a climatologia sinótica para R7 é semelhante para a R2, onde também se nota uma situação preferencial para as chuvas nos subtropicais, então percebe-se que o bloqueio atmosférico também está implícito nas ondas de calor em R7. Nisto percebe-se a conexão entre o EN, o Dipolo Anômalo do Pacífico e os bloqueios no Pacífico Sudeste.

Observando com mais afinco a Figura 57(b), nota-se que o dipolo também ajuda a manter a configuração dos ventos de sul predominantes no Pacífico Sudeste, que é reforçada pela interação com a circulação ciclônica no Atlântico Sudoeste, conforme pode ser observado no canto inferior direito da imagem. Como a circulação ciclônica sobre o Atlântico também aparece na climatologia de bloqueios (Mendes *et al.*, 2005, em sua Figura 3), então percebe-se

uma situação favorável para quedas de temperatura no Pacífico Sudeste, que acaba por refletir no campo anômalo de TSM.

O anticiclone anômalo de bloqueio, por sua vez, se associa com anomalias positivas de temperatura, as quais aparecem precisamente em 125°W. Logo, esta anomalia positiva de TSM em 125°W e a anomalia negativa (próxima do continente), ficam justificadas pela circulação anômala apresentada pela Figura 3—de Mendes *et al.* (2005)—e pela Figura 57, em conformidade com o que é apresentado no Quadro 2 para a R2.

No entanto, o padrão alternante de TSM sobre o Pacífico não aparece para R7, indicando que a influência dos bloqueios na temperatura do Pacífico é mais restrita. Com efeito, existe uma situação sugestiva para a menor frequência dos bloqueios das ondas de calor em R7 (comparativamente com R2), ou sua menor intensidade, ou ambos os fatores combinados.

7.1.3 ANTICICLONE NO EXTREMO SUL DA AS

Por fim, o último padrão de baixa frequência relacionado ao ENOS é o Anticiclone no Extremo Sul da AS. Ele aparece tanto para a climatologia de R1 quanto para a climatologia de R5, conforme as Figura 57(a) e 57(e), se caracterizando pela presença de um anticiclone anômalo sobre a região da Terra do Fogo.

Em R1 observa-se sua associação com o jato e com as anomalias negativas de ROL, em uma clássica configuração de EN conforme a literatura do Capítulo 2. Neste contexto pode-se citar a presença dos transientes na porção subtropical da AS, as chuvas anormalmente positivas sobre o Pacífico Equatorial e as chuvas anormalmente negativas sobre o Atlântico Equatorial, assim como os valores positivos de TSM sobre o Atlântico Norte. Para reforçar, o Quadro 2 mostra o que nitidamente aparece na Figura 19: uma faixa de valores anômalos negativos que se estende da Polinésia até o Pacífico Sudeste adjacente a costa sul da AS.

Comparando a climatologia de R1 com a climatologia de R5, as semelhanças se encontram na propagação dos transientes em torno de 30°S. Além disso, o Quadro 2 ilustra a presença do ENOS, em R5, através do aquecimento no Pacífico Equatorial (Figura 35), da faixa anômala negativa que se estende da Polinésia até adjacente a costa sul da AS, e das estatísticas para um intervalo de confiança de 90%.

Conforme a análise descrita na seção 6.5 do Capítulo 6, a Figura 13 informa que as ondas de calor na região da Terra do Fogo apresentam dependência sazonal, enquanto que os períodos quentes praticamente não possuem variação de frequência ao longo dos meses do ano. Nisto se reconhece que as ondas de calor em R5 alteram a variabilidade natural de temperaturas,

em grande parte regidas pelos sistemas transientes de médias latitudes que passam frequentemente na região. Tais alterações acontecem em meio a ondas de calor que duram cinco dias em média (Quadro 2), desta forma configurando uma situação de bloqueio atmosférico se for levado em consideração os critérios de Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2014).

Conforme já relatado no Capítulo 6, o bloqueio se relaciona com a fase quente do ENOS, assim evidenciando mais uma vez sua presença na circulação anômala caracterizada pelo Anticiclone no Extremo Sul da AS. Para recordar, um exemplo clássico consiste no estudo de caso para um evento acontecido do final de maio ao início de junho de 2016 (BOLETIM TÉCNICO—CPTEC, 2016b), onde se observou a presença de um bloqueio que se formou no Pacífico e se deslocou para o extremo sul da AS, estando associado a fortes chuvas no centro sul do Brasil.

A presença do bloqueio mais a leste do que em relação às regiões R2 e R7 [Figura 57(b) e 57(g)] cria uma configuração anômala de ventos de norte no Pacífico Sudeste. Com efeito, o Quadro 2 mostra que o padrão alternante de TSM no Pacífico não aparece em R5. Na verdade, a Figura 35 inclusive chega a mostrar um indicativo oposto, com anomalias positivas adjacentes à costa sul da AS, e anomalias negativas em torno de 125°W . No entanto, os valores são pouco expressivos, não ultrapassando $0,5^{\circ}\text{C}$.

Com respeito às chuvas na porção subtropical em R5, a análise na seção 6.5 do Capítulo 6 mostra que os valores negativos de ROL não necessariamente estão relacionados com precipitação acima da média. Isto porque a Figura 57(e) indica um escoamento de componente sul que atravessa a região com ROL negativo, que inclusive apresenta baixo teor de umidade específica, conforme a Figura 34(a).

Portanto, existem certas diferenças com relação ao padrão clássico do ENOS. Ainda assim, os valores da TT da Figura 36(a) mostram a transitoriedade do anticiclone para leste, indicando que de fato ele se desloca do Pacífico para o Atlântico. Logo, em uma situação prévia à penetração do anticiclone de bloqueio na AS, é possível que os ventos anômalos de sul ainda não estivessem presentes, indicando a penetração de algum cavado nos subtrópicos. Neste sentido, as argumentações são sugestivas que os transientes também atuem em R5 de maneira a favorecer chuvas na porção subtropical da AS, embora não necessariamente no período de máxima intensidade das ondas de calor.

A transitoriedade do anticiclone de bloqueio remete a considerações cuidadosas na hora de se fazer a associação com os bloqueios atmosféricos. Isto porque na literatura da seção 2.3.1 do Capítulo 2 diversos estudos apontam restrição quanto à faixa longitudinal em que o sistema de alta pressão deve atuar. Desta forma, em alguns casos (e para determinados critérios) o

anticiclone apenas bloqueia o escoamento de médias latitudes, não configurando um bloqueio atmosférico. Além disso, em determinadas ondas de calor o anticiclone pode nem existir, apenas configurando uma crista no escoamento médio, tal como no campo médio da Figura 34(c).

Outra ressalva é que os sistemas de bloqueio atuam em meio ao escoamento de médias latitudes que apresenta grande variabilidade interna, *i.e.*, independente das fontes tropicais de calor (BRANSTATOR, 1985). Logo, existe a necessidade de se fazer estudos mais precisos para quantificar a presença dos bloqueios atmosféricos e do ENOS tanto para as ondas de calor em R5 como em R1, assim como em R2 e R7—onde foi analisado o Dipolo Anômalo. Desta forma, será possível realizar afirmações mais precisas com respeito às relações já estabelecidas entre o ENOS, o bloqueio e os padrões de circulação anômalos.

7.2 AS ONDAS DE CALOR EM R4 E SUA DEPENDÊNCIA SAZONAL

O próximo padrão a ser apresentado constitui um exemplo de como os distintos processos em regiões remotas podem convergir para a geração do mesmo fenômeno de aquecimento. Neste sentido, ele se destaca com relação aos demais por apresentar dependência sazonal quanto à configuração de TSM no Pacífico Equatorial. Denominado de “Crista em 55°W”, ele representa as ondas de calor que atingem a porção subtropical da AS, mais precisamente a região R2.

Conforme a análise da seção 6.4 do Capítulo 6, neste padrão as temperaturas normalmente ultrapassam 7°C com relação à climatologia em regiões densamente povoadas da foz do Rio da Prata, que inclui as cidades de Montevideo e Buenos Aires. Pelo impacto social associado, existem trabalhos publicados especialmente para as ondas de calor que acontecem na Argentina, dentre os quais se destacam os produzidos por Rusticucci e seus coautores (RUSTICUCCI; VARGAS, 1993; RUSTICUCCI; VARGAS, 1995a, 1995b; CAMPETELLA; RUSTICUCCI, 1998; RUSTICUCCI; VARGAS, 2001).

Entre as principais características da climatologia sinótica associada, encontra-se a presença de uma crista no escoamento médio em 55°W. Ela aparece também no trabalho de Campetella e Rusticucci (1998) e Norte *et al.* (2003), nas ondas de calor sobre as regiões de Buenos Aires e Mendoza, respectivamente. Desta forma, tal crista é recorrente nas ondas de calor sobre a Argentina, assim caracterizando um padrão regional. Logo, ela nomeia o padrão associado, estando também associado a um amplo anticiclone anômalo na média e alta troposfera, localizado sobre o Atlântico próximo à foz do Rio da Prata. As ondas de calor surgem pelo escoamento anômalo de norte na borda ocidental do referido anticiclone, que

aparece associado ao fluxo de um intenso JBN em 850 hPa, e desta forma, são mantidas pela intensa advecção de ar quente e úmido proveniente de latitudes mais baixas, conforme as Figuras 30(f) e 32(b).

A Figura 57(d) permite visualizar sucintamente as características sinóticas relacionadas à crista e à circulação anômala associada. Sobre o noroeste da Argentina percebe-se a atuação do JBN que atua sobre R4. Na região com valores anômalos de ROL ao sul, há convergência no fluxo de calor e umidade no flanco leste de um cavado anômalo, que é reflexo de um cavado na circulação média em 500 e 250 hPa. Ao norte do anticiclone anômalo, observa-se um vórtice anômalo localizado na região central do Brasil, que se reflete em um cavado no campo médio e provoca anomalias negativas de ROL na região da Bahia.

Portanto, também em R4 observa-se um trem de vórtices alternados. No entanto, uma análise com relação ao ENOS mostra que as ondas de calor aparecem tanto para os meses de EN quanto para os meses de LN, indicando que os vórtices alternantes são de natureza distinta em comparação com o padrão do Trem de Vórtices previamente analisado.

Verificando com mais detalhe o Quadro 2, a informação contida mostra uma situação diferenciada: para os meses de inverno, a Figura 31(b) mostra o aquecimento do Pacífico Equatorial, em uma situação que remete ao EN; para os meses de verão, observa-se o esfriamento do Pacífico Equatorial, em uma situação que remete a LN. Além disso, nos meses mais quentes também pode ser notada uma faixa com valores positivos que se estende da Polinésia até o Pacífico adjacente à costa do Chile. Trata-se, portanto, de uma situação contrária ao que normalmente é verificado em anos de EN.

Desta forma, as ondas de calor apresentam dependência sazonal. Como a Figura 57(d) mostra os padrões médios e anômalos do conjunto das ondas de calor, indistintamente da época do ano, então não é possível relacionar conclusivamente as estruturas mencionadas com uma determinada fase do ENOS. Além disso, o sinal do ENOS não aparece nem para os testes referentes à LN, nem para os testes relacionados ao EN (Tabelas 4 e 5). Resta lembrar que a referida dependência sazonal já foi mencionada na seção 6.4 do Capítulo 6, estando de acordo com a literatura avaliada no Capítulo 2.

7.3 A POLARIDADE DO NOROESTE DA AS NO CONTEXTO DAS VARIABILIDADES INTRAZONAIIS E INTERANUAIS

Conforme será discutido daqui em diante neste capítulo, as alterações nos regimes de chuva estão relacionadas a padrões de inversões regionais modulados por diversas fontes de

variabilidade que, por sua vez, se relacionam com a maioria as ondas de calor que acontecem na maior parte das regiões homogêneas associadas. Para começar, o padrão denominado de “Polaridade do Noroeste da América do Sul” representa as fases opostas de temperatura e precipitação entre as regiões R2 (Sudeste da Colômbia) e R8 (Mato Grosso, sul do Pará). Através dos dados no Quadro 2, em ambas as localidades as ondas de calor acontecem principalmente durante o verão. Em particular, não estando associado a quaisquer anomalias significativas de TSM em R8.

A Figura 57(h) apresenta a síntese da climatologia em R8, onde pode-se notar características opostas entre a R8 e R2 pelas configurações anômalas de ROL. Os valores negativos encontram-se principalmente na região de atuação do anticiclone anômalo em 250 hPa; e os valores positivos estão na região de confluência dos ventos em altos níveis, que consequentemente está relacionado com a circulação de subsidência.

Mais ao sul nota-se a presença de um amplo vórtice anômalo na alta troposfera, que vem associado com um cavado sobre a Argentina no escoamento médio. Pela climatologia sinótica da Figura 46, o comentado anticiclone anômalo é reflexo de um sistema de alta pressão localizado sobre o norte da Bolívia [Figura 46(d)]. Além disso, o cavado em altos níveis aparece de maneira ainda mais explícita em 500 hPa [Figura 46(c)], assim como o vórtice anômalo da Argentina reflete até o nível de 850 hPa [Figura 46(f)–46(g)].

Em conjunto, o cenário descrito sumariza a interação do anticiclone com os cavados transientes ao sul durante o verão, em uma situação compatível com o desenvolvimento de convecções suficientes para gerar os valores anômalos de ROL da Figura 57(h). Com efeito, o anticiclone possui auxílio da liberação de calor latente das convecções, tendo características de AB pelas descrições de Jone e Horel (1990). A configuração geral só não permite concluir um padrão clássico de ZCAS (KODAMA, 1992a, 1992b; ZHOU; LAU, 1998) porque a interação dos cavados transientes com a AB não gera o padrão diagonal característico de convecção (KOUSKY, 1979; MARENGO *et al.*, 2002; REBOITA *et al.*, 2012).

Ainda assim, os valores anômalos se relacionam com a climatologia das chuvas ilustrada por Reboita *et al.* (2012), através da relação inversa da precipitação entre as regiões R2 e R8: durante o verão no HS, a região R2 está climatologicamente no período chuvoso, enquanto região R8 não está; durante o inverno acontece o contrário. Neste sentido, a Figura 9(a) reforça os aspectos climatológicos por demonstrar a correlação inversa de temperaturas entre R2 e R8, independentemente das ondas de calor. Logo, os valores anômalos de precipitação e temperaturas estão intrinsecamente relacionados neste padrão de polaridade.

Segue que as ondas de calor em R8 se devem a perturbações na circulação monçônica de verão, pois elas acontecem principalmente de janeiro até março. As anomalias surgem pela interação dos cavados transientes com o anticiclone térmico. Nisto se percebe a relação com o fato das ondas de calor persistirem, em média, menos de uma semana (Quadro 2), apesar do aparecimento da polaridade nas configurações climáticas sazonais (REBOITA *et al.*, 2012).

Para as ondas de calor na região R2, a Figura 57(b) revela configurações anômalas de ROL e circulação atmosférica opostas às verificadas para as ondas de calor em R8. Neste sentido, observa-se uma baixa anômala (ao invés de um anticiclone anômalo) em R2, sinalizando a ausência de convecções justificada pelos valores anômalos de ROL. Desta vez, as chuvas anômalas passam a se concentrar em R8, evidenciando uma configuração quase oposta de precipitação, temperatura (considerando a Figura 9) e circulação atmosférica. Portanto, a Polaridade do Noroeste da América do Sul acontece tanto para as ondas de calor em R2 quanto para as ondas de calor em R8.

Porém, nas ondas de calor em R2 se verifica uma relação inversa de precipitações entre parte do Brasil e a porção subtropical da AS. Este fato remete à particularidade de um padrão ainda mais amplo—já comentado no início deste capítulo—, onde se observa uma tendência para anomalias negativas de ROL na porção subtropical da AS e anomalias positivas de ROL ao norte de 20°S, ou o contrário [Figura 57(a), 57(b), 57(c), 57(f), 57(g), 57(i), 57(j)].

As anomalias negativas de ROL remetem aos mecanismos de baixa frequência relacionados ao ENOS, onde se verifica o jato anômalo de altos níveis canalizando os sistemas transientes, em associação com o JBN. Como as ondas de calor em R2 seguem associação com chuvas abaixo da média que, por sua vez, possui relação inversa com R8, então a Polaridade do Noroeste da América do Sul possui relação com a fase quente do ENOS para as ondas de calor em R2.

Além disso, as ondas de calor em R2 possuem características relativamente opostas para as ondas de calor em R6, ao comparar as configurações anômalas de ROL. Mais especificamente, a Figura 57(f) mostra valores anômalos negativos indo do Atlântico até o Centro-Oeste Brasileiro, também passando por parte da Região Norte e da Região Nordeste do Brasil, o que representa uma oposição com relação a R2 [Figura 57(b)]. Para completar, observa-se valores anômalos positivos de ROL na porção subtropical para R2 [Figura 57(b)], e valores negativos para R6 [Figura 57(f)].

Na circulação atmosférica para R6, nota-se um cavado que se estende do Atlântico até a Região Sul do Brasil em 250 hPa, relacionado a um vórtice no campo anômalo. Sobre áreas do Uruguai, Rio Grande do Sul, Paraguai e Bolívia, observa-se ventos anômalos de sul, ao

mesmo tempo em que se verificam ventos anômalos de noroeste sobre o Sudeste do Brasil. Indo para a Região Nordeste, o anticiclone anômalo sobre a Região Nordeste é reflexo da crista de um anticiclone no campo médio [Figura 38(d)], que possui características termais de AB, por estar relacionado às convecções anômalas (GUTMAN; SCHWERDTFEGGER, 1965).

Em conjunto, a descrição apresentada ilustra a interação entre o anticiclone térmico com o cavado sobre a Região Sul, de maneira a provocar uma faixa anômala de precipitação que se estende diagonalmente e que acontece preferencialmente no verão (Quadro 2). Logo, observa-se um padrão de ZCAS, em conformidade com os trabalhos de Kousky (1979), Kodama (1992a, 1992b), Zhou e Lau (1998), Marengo *et al.* (2002), Reboita *et al.* (2012) e com as descrições na secção 2.3.2 do Capítulo 2.

Além disso, o vórtice ciclônico anômalo (atrelado ao cavado) faz parte do padrão do Trem de Vórtices, que também envolve as regiões R2, R9 e R10 (Quadro 2). Porém no caso de R6 eles se dispõem em polaridades de circulação opostas, conforme pode se observar ao comparar a Figura 57(f) com as Figuras 57(b), 57(i) e 57(j). A oposição dos vórtices se relaciona à oposição das chuvas entre a porção subtropical da AS e as regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, conforme o padrão encontrado por Nogués-Peagle e Mo (1997) em análise de Funções Ortogonais Empíricas (FOE).

Para completar, cabe lembrar que a OMJ (MADDEN; JULIAN, 1971, 1972) apresenta intrínseca relação com os eventos de ZCAS sobre a AS (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004). Neste sentido, salienta-se que a secção 6.6 do Capítulo 6 relaciona o Trem de Vórtices da climatologia de R6 [Figura 57(f)] como parte do padrão alternante de anomalias positivas e negativas de altura geopotencial, que de acordo com Cerne e Vera (2011) e já visto na secção 2.3.2 do Capítulo 2, se baseiam nas ondas de calor na porção subtropical da AS que, por sua vez, apresentam relação com a OMJ.

Portanto, a ausência de chuva durante o verão em R2 também está relacionada à inexistência de ZCAS. Nisto se percebe que a onda de calor em R2 apresenta relação com a fase positiva do ENOS e com a ausência de ZCAS. Desta forma, o padrão da Polaridade do Noroeste da América do Sul também apresenta relação com a ZCAS, para as ondas de calor em R2. Consequentemente, as perturbações no Sistema de Monção sobre a AS (ZHOU; LAU, 1998; VERA *et al.*, 2006; MARENGO *et al.*, 2012), relacionadas à climatologia de Reboita *et al.* (2012), atuam na geração d Polaridade do Noroeste da América do Sul, em que se observa relação com os transientes de alta frequência, com o fenômeno ENOS, com ZCAS, com OMJ e com o Trem de Vórtices.

Cabe salientar que não é em todas as ondas de calor em que se verifica a presença mais efetiva ou a ausência de ZCAS na Polaridade do Noroeste da América do Sul, sendo o mesmo fato aplicável para a OMJ e o ENOS. Entretanto, de maneira mais ampla, compreende-se como as variações no regime de chuva sobre a porção subtropical da AS se relacionam com as mudanças nos padrões de circulação atmosférica de alta e baixa frequência, associadas com as ondas de calor em diversas regiões homogêneas da AS.

7.4 GENERALIZAÇÃO

O padrão da Polaridade do Noroeste da América do Sul permite estabelecer conexões com diversos fenômenos analisados neste capítulo, possibilitando um caminho para uma visão mais generalizada das ondas de calor. Nele pode se considerar o trabalho de Díaz e Aceituno (2003) para os episódios de fortalecimento e enfraquecimento das nuvens convectivas sobre o Uruguai.

Utilizando análises de ROL para fenômenos em escala submensais, os autores verificaram que os episódios de fortalecimento e diminuição da atividade convectiva são caracterizados por uma marcante estrutura dipolar no campo de precipitação entre 10°S e 40°S, com um centro na região da ZCAS e outro sobre o Uruguai. Tal dipolo faz parte de uma ampla estrutura quase barotrópica de centros anômalos alternantes (positivos e negativos) de altura geopotencial que se estende para além da AS, progredindo pelo Oceano Pacífico.

Esses centros correspondem ao padrão do Trem de Vórtices na climatologia sinótica das regiões R3 [Figura 57(c)], R6 [Figura 57(f)], R9 [Figura 57(i)] e R10 [Figura 57(j)]. Na existência de um vórtice anômalo positivo em 40°S observa-se condições favoráveis ao desenvolvimento de ZCAS [Figura 57(f)]; caso contrário, a atividade convectiva sobre o Uruguai fica fortalecida [Figura 57(c), 57(i) e 57(j)]. Portanto, os estudos promovidos por esta dissertação e pelo trabalho de Díaz e Aceituno (2003) possibilitam na identificação do mesmo fenômeno dos vórtices alternantes. Aliás, estes vórtices representam um dos principais fatores na dinâmica climática sobre a AS durante a primavera e o verão, de acordo com a afirmação dos próprios autores.

A relação da variabilidade das chuvas no Uruguai com o Trem de Vórtices permite notar que tanto o ENOS e a OMJ (através da ZCAS) contribuem na geração do referido padrão que causa variabilidade mensal e interanual das precipitações sobre a região do Uruguai, conforme estudado na climatologia sinótica para R3, R6 e R9 no Capítulo 6. Neste sentido, a coincidência na localização dos vórtices remete a dois modos preferenciais de equilíbrio na circulação

atmosférica em escala global: um relacionado a ZCAS e outro às chuvas na região subtropical da AS. Em sentido mais amplo, os modos preferenciais podem constituir dois dentre os modos de equilíbrio metaestáveis da atmosfera, de acordo com o trabalho de Charney e Devore (1979).

Neste contexto, os autores utilizaram resultados de simulações espectrais para mostrar que os trens de vórtices podem ser dinamicamente induzidos por fontes externas de origem topográfica e termal. Pelos resultados por eles apresentados, alguns desses modos dão origem a configurações relacionadas com bloqueios atmosféricos. Neles pode se notar o padrão do Dipolo do Pacífico (região R2 [Figura 57(b)] e R7 [Figura 57(g)]) e o Padrão do Anticiclone no Extremo Sul da AS (região R1 [Figura 57(a)] e R5 [Figura 57(e)]), relacionados ao terceiro e ao quarto modo de equilíbrio metaestáveis, respectivamente.

Juntos, os quatro modos de equilíbrios metaestáveis envolvem a climatologia sinótica de todas as regiões homogêneas identificadas, exceto para as regiões R4 [Figura 57(d)] e R8 [Figura 57(h)]. Em termos conceituais, a metaestabilidade discutida por Charney e Devore (1979) refere-se aos modos preferenciais de variabilidade na atmosfera, gerados no sentido de dispor a atmosfera em uma situação menos instável possível mediante aos desequilíbrios gerados pelas forçantes externas. Na prática, também pode ser relacionado aos padrões de variabilidade passíveis de ser identificados pela técnica de FOE (JOLLIFFE, 1986; JACKSON, 1991).

Além disso, a climatologia sinótica das regiões R4 e R8 também constituem o quinto e o sexto modo de equilíbrio, respectivamente. Conforme a análise da seção 6.4 do Capítulo 6, as ondas de calor na porção subtropical da AS são reconhecidas na literatura pelo padrão sintetizado na Figura 57(d). Além disso, tanto o EN quanto a LN se relacionam com as ondas de calor em R4, conforme visto pelos resultados desta dissertação e pelos trabalhos de Rusticucci e Vargas (2001) e Firpo, Sansigolo e Assis (2012).

Portanto, as duas fases do ENOS contribuem para a geração das ondas de calor sobre a mesma localidade, estando potencialmente relacionadas com a mesma climatologia sinótica que, por sua vez, constituem o padrão atrelado ao modo de equilíbrio em questão. Assim, as ondas de calor em R4 são recorrentes e acontecem relacionados aos mesmos sistemas meteorológicos. Logo, a mesma afirmação é aplicável para R8, porque já foi visto que as ondas de calor em R8 decorrem da variabilidade das chuvas de verão no centro leste do Brasil, que acontecem várias vezes e por diversos motivos.

A relação entre as duas fases do ENOS com as ondas de calor em R4 permitem afirmar que diferentes fenômenos podem resultar em um mesmo padrão. No entanto, a recíproca também é verdadeira: um mesmo fenômeno pode gerar diferentes padrões. Como exemplo, o

EN se relaciona com as chuvas na porção subtropical da AS, que acontece tanto pela circulação anômala de baixa frequência relacionada ao Trem de Vórtices, quanto pela circulação anômala associada ao Dipolo anômalo do Pacífico.

Para completar, um mesmo padrão pode gerar ondas de calor em distintas localidades. Isto se nota percebendo que as ondas de calor em R3, R9 e R10 estão relacionadas ao mesmo Trem de Vórtice, com suas mesmas polaridades. Da relação entre as ondas de calor dessas regiões com o ENOS, nota-se a multiforme maneira pela qual os mecanismos de baixa frequência produzidos podem provocar nas condições do tempo. Este fato remete à necessidade de se avaliar as particularidades do ENOS na maneira como ele influencia nas condições do tempo para uma determinada localidade, porque sua avaliação de forma geral pode não suprimir as necessidades exigidas na hora de se fazer um prognóstico.

Em suma, as comparações entre as ondas de calor na AS possibilitam uma visão mais generalizada a respeito de como elas atuam em suas diversas regiões, via identificação dos cinco principais padrões de precipitação e circulação atmosférica: Trem de Vórtices, Dipolo Anômalo do Pacífico, Anticiclone no extremo sul da AS, Crista em 55°W e Polaridade do Noroeste da América do Sul. Para a maioria das regiões homogêneas, as ondas de calor acontecem em função de oscilações das precipitações anômalas entre a porção subtropical da AS e áreas ao norte sobre o território brasileiro. Neste contexto observam-se variabilidades nas precipitações durante o verão causadas por diversos motivos, onde se pontua a contribuição do EN, dos bloqueios na circulação atmosférica, da ZCAS (e OMJ associada), da variabilidade na trajetória dos transientes, além das fontes de variabilidade internas ou independentes das fontes tropicais de calor.

CAPÍTULO 8 – DISCUSSÃO

As bases teóricas relatadas no Capítulo 2 permitiram estabelecer as técnicas apropriadas para a identificação das ondas de calor ao longo das 10 regiões homogêneas de atuação regionais sobre a América do Sul (AS), que foram apresentadas nos Capítulos 3 e 4 desta dissertação. Com efeito, os resultados mostrados a partir do Capítulo 5 promoveram a caracterização estatística, sinótica e termodinâmica das ondas de calor, permitindo o estabelecimento de uma visão generalizada apresentada no Capítulo 7. No entanto, a despeito dos resultados conseguidos, ainda existem alguns pormenores que devem ser discutidos apropriadamente neste espaço, de modo a obter uma visão mais exata a respeito das particularidades existentes em cada etapa no desenvolvimento deste trabalho. Este capítulo apresenta uma discussão as particularidades teóricas mais pertinentes, assim como propõe novas perspectivas a partir das técnicas utilizadas.

8.1 O CONCEITO DE ONDA DE CALOR NO CONTEXTO DOS IMPACTOS BIOLÓGICOS, ECONÔMICOS E SOCIAIS

Começando pela própria definição de onda de calor, o Capítulo 2 revela que a descrição no Glossário de Meteorologia (MAS, 1989) permite a aplicação de múltiplas metodologias, o que dificulta a comparação dos resultados obtidos por diferentes trabalhos. Dentre os aspectos não consensuais, destaca-se o período mínimo de tempo necessário para o estabelecimento das ondas de calor e as técnicas para quantificar a sua intensidade. Além disso, outros fatores podem ser incorporados, como os impactos biológicos, sociais, econômicos e a importância que as ondas de calor devem ter com respeito aos sistemas meteorológicos envolvidos.

Com relação aos impactos biológicos, o Capítulo 2 mostra que Robinson (2001) discutiu a importância da adoção de metodologias que considerem o desvio da temperatura em relação a climatologia local, em vez da adoção de limites fixos de temperaturas para todas as localidades. Neste contexto surgiu o critério dos percentis, que também foi utilizado por Russo *et al.* (2014) e ao longo do Capítulo 3 desta dissertação. No entanto, os impactos biológicos também decorrem de agravantes ocasionados pela alta umidade relativa do ar, que aumenta o desconforto térmico.

Neste contexto, o próprio Glossário de Meteorologia (MAS, 1989) relaciona as ondas de calor com valores usualmente elevados de umidade relativa. Assim, determinados critérios

consideram a umidade do ar para a identificação das ondas de calor, tal como o fornecido pelo Serviço Meteorológico Nacional de Meteorologia dos EUA para a emissão de alertas às populações, conforme descrito em Robinson (2001).

No entanto, uma análise cuidadosa permite inferir que os períodos com altas temperaturas não somente causam impactos biológicos por causa da elevada umidade do ar. Esta afirmação se insere ao observar o comportamento das temperaturas durante o inverno no interior da região tropical da AS. Neste sentido, a secção 2.1 do Capítulo 2 cita o trabalho de Padilha (2008) para os casos de Estagnação da Massa de Ar Quente e Seco (EMAQS). Neste caso, as elevações de temperatura decorrem do veranico (JACÓBSEN, 1999), onde as ausências de frentes permitem o estabelecimento de um ambiente quente, seco e com pouco vento, propício para a concentração de poluentes nos centros urbanos e para a geração dos efeitos negativos de saúde decorrentes.

Segue que os índices formulados para a identificação das ondas de calor, que levam em consideração critérios para além da temperatura do ar, tendem a considerar fatores particulares decorrente dos respectivos impactos negativos que se tem em questão. Com efeito, de acordo com Russo *et al.* (2014), esses índices tendem a ser sofisticados e de uso restrito.

No contexto meteorológico, a identificação das ondas de calor para a análise sinótica envolve territórios de proporções continentais, pelo que a observância de uma particularidade socioeconômica regional implica na exclusão de outra. Logo, a consideração apenas da temperatura para a determinação das ondas de calor acaba sendo mais razoável.

De fato, quase todos os trabalhos citados no Capítulo 2 que utilizaram critérios para identificar as ondas de calor não consideraram um índice que inclui a umidade relativa. O único trabalho a explicitamente incluir a umidade para a identificação das ondas de calor é o de Robinson (2001), mas com interesse específico mediante aos riscos sociais acarretados pelo desconforto térmico nos EUA. Padilha (2008) não fala explicitamente de ondas de calor, mas se for levando em consideração somente a existência de sequências positivas de elevadas temperaturas, então pode se dizer que o trabalho dela seleciona tipos especiais de ondas de calor. Contudo neste caso estão associados a EMAQS, com interesses decorrentes do processo de estagnação e não dispersão dos poluentes.

Porém mesmo levando em consideração somente a temperatura, ainda assim é possível construir um índice que leve em consideração os processos que causem impactos biológicos, sociais e econômicos. Neste sentido, Robinson (2001) relata a necessidade de um período com pelo menos 48 horas com temperatura elevadas, a fim de que o impacto decorrente do aquecimento possa se repercutir em algum problema biológico.

De maneira geral, quando as temperaturas ficam elevadas por tempo considerável, elas também causam efeitos no sistema agropecuário e na produção de energia elétrica (demanda de água e ar condicionado), acarretando em prejuízos socioeconômicos. Se for levar em consideração os diversos problemas que uma onda de calor pode causar, então é razoável identifica-la a partir de critérios que resumem a extensão e a intensidade das anomalias de temperaturas de um período quente. Isto porque quanto mais extenso o período, maior o stress biológico desencadeado pelas altas temperaturas (ROBINSON, 2001). Além disso, uma onda de calor com temperaturas extremas pode desencadear prejuízos decorrente do consumo exagerado de energia elétrica para equipamentos refrigeradores, assim como no maior consumo de água, mesmo que num período inferior a 48 horas.

Portanto, é razoável pensar que os impactos econômicos, biológicos e sociais das ondas de calor são proporcionais ao efeito combinado das temperaturas extremas com a sua extensão (número de dias). Quanto maior a quantidade de dias com temperaturas extremas, maior os efeitos nocivos que as ondas de calor tendem a causar. Nisto se observa que o cálculo da Magnitude da onda de calor nesta dissertação (Capítulo 3) considerou os diferentes impactos em questão, por mensurar a intensidade das ondas de calor a partir dos desvios de temperatura com relação a média, sendo sua extensão indiretamente considerada a partir da soma das magnitudes diárias. Na prática, a expressão da Magnitude como soma dos desvios normalizados expressa a integral dos efeitos combinados causados pelas temperaturas extremas e seu período de sua atuação.

Em suma, os critérios desenvolvidos neste trabalho levaram em consideração os impactos biológicos, sociais e econômicos indiretamente e de maneira generalizada, ao considerar o efeito combinado das temperaturas extremas e de sua extensão. Em comparação aos demais trabalhos, o conceito de Magnitude envolve a combinação das metodologias aplicadas por Rusticucci e Vargas (1995a) e Russo *et al.* (2014), desta forma entrando em conformidade com os demais trabalhos desenvolvidos na AS¹ e com a definição em AMS (1986), por considerar sequências de dias com elevadas temperaturas. Assim, percebe-se que o critério desenvolvido complementa os relatados pela literatura, sendo capaz de identificar e quantificar a intensidade das ondas de calor ao longo do tempo e do espaço, para qualquer localidade de interesse.

¹ Que são predominantemente baseados nos trabalhos de Rusticucci e seus coautores, conforme a secção 2.4 do Capítulo 2.

8.2 OS PROCESSOS LINEARES E NÃO LINEARES NA DETERMINAÇÃO DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS PELOS MAPAS DE SENSIBILIDADE

Após a determinação das ondas de calor, o passo seguinte consistiu em identificar suas áreas de atuação regional através da determinação das regiões homogêneas. Para tal finalidade, utilizou-se uma técnica derivada das correlações espaciais (WALLACE; GUTZLER, 1981), em uma forma alternativa em relação as Funções Ortogonais Empíricas (FOE) (JOLLIFFE, 1986; JACKSON, 1991) para a identificação dos padrões existentes de variabilidade. Neste contexto, desenvolveu-se o conceito dos mapas de sensibilidade, em meio a diversos detalhes que merecem ser discutidos. Dentre eles destacam-se os aspectos teóricos relacionados com a dependência linear e suas consequências com respeito aos critérios metodológicos adotados.

Conforme descrito no Capítulo 4, os mapas de sensibilidade foram realizados para os valores de correlação e temperatura normalizada. Para ambos os mapas, quanto maior a sensibilidade, maior a média dos valores absolutos sobre o domínio de estudo da AS. Esta afirmação equivale a dizer que, na Figura 8, os valores de correlação (ou temperatura normalizada) são mais elevados para as correlações (ou compósitos de temperatura normalizada) geradas a partir de um ponto localizado nas regiões “+”, “-”, ou verde semitransparente (regiões homogêneas), do que nas áreas em cinza. Na prática (para os valores de correlação), equivale a comparar a magnitude média dos valores entre a Figura 10(b) (com maior sensibilidade) e a Figura 10(a) (com menor sensibilidade).

Teoricamente, se os valores de temperatura de uma dada localidade são linearmente dependentes dos valores de temperatura de uma localidade remota, então é de se esperar que o mapa de sensibilidade para a correlação seja parecido com o mapa de sensibilidade para a temperatura normalizada. Isto porque nestas circunstâncias o aquecimento em uma dada localidade implica no aquecimento ou no esfriamento de outra localidade, que acaba por se refletir nos correspondentes valores normalizados. Entretanto, na prática não existe relação perfeita de dependência linear, pelo que os processos não lineares causam diferenças consideráveis entre os mapas de sensibilidade para correlação e o da temperatura normalizada.

Nisto se reconhece que a sensibilidade para os valores de correlação nem sempre detecta as principais formas de variabilidade existentes, sendo por isso considerável também avaliar a sensibilidade através das temperaturas normalizadas. Portanto, na prática os dois mapas de sensibilidade complementam-se entre si, sendo que a semelhança entre ambos é tanto superior quanto maior a relação de dependência linear. Neste contexto, quanto maior os valores de

correlação, maior a existência dos processos relacionados à dependência linear e, portanto, maior a probabilidade dos mapas de sensibilidade assemelhem-se entre si.

Seja qual for a situação, as regiões homogêneas expressam localidades em que as variáveis apresentam os mesmos padrões de variabilidade, por serem regidas pelos mesmos fenômenos. Entre as regiões homogêneas, as variabilidades ocorrem de uma forma não padronizada, o que teoricamente resulta em menores valores de sensibilidade: seja em relação aos valores de correlação, seja em relação aos mapas compostos de temperatura normalizada. Com efeito, verifica-se que os mapas de sensibilidade fundamentam os critérios para a determinação das regiões homogêneas, conforme descritos na seção 4.5.

As semelhanças na localização dos máximos valores nos mapas de sensibilidade (por correlação ou temperaturas normalizadas) teoricamente implicam em semelhanças entre o mapa de correlação e o mapa composto das temperaturas normalizadas associados. Isto porque os mapas de sensibilidade são calculados de maneira semelhante, conforme as equações 9 e 11 do Capítulo 4. Conseqüentemente, a semelhança no posicionamento dos máximos regionais na sensibilidade por correlação e na sensibilidade por temperatura normalizada implica na predominância dos processos lineares, haja visto que os mapas de correlação e temperaturas normalizados acabam por ser semelhantes também.

Para verificar esta assertiva, nota-se a motivação para a realização das figuras do “primeiro tipo” (Capítulo 6). Nela, os campos referentes aos valores de correlação, de temperatura e de valores de temperatura normalizada são comparados em uma mesma figura.

Conforme visto ao longo das figuras do primeiro tipo no Capítulo 6, observa-se que na maioria das regiões homogêneas os mapas de correlação, de fato, se assemelham (ao menos parcialmente) com os mapas compostos de temperatura normalizada. Esta semelhança é vista mais explicitamente para a região R3 (Figura 25), em acordo com a coincidência dos máximos regionais nos mapas de sensibilidade [Figura 10(a) e 10(b)], o que sinaliza a validação empírica dos argumentos teoricamente discutidos.

Entretanto, nem sempre a coincidência no posicionamento dos máximos regionais entre os mapas de sensibilidade implica na predominância dos processos lineares. Conforme visto no Capítulo 6, observa-se que o máximo regional dos valores nos mapas de sensibilidade coincidem na região R2 (Figura 10), embora tal fato não implique na semelhança entre os respectivos mapas de correlação e mapa dos valores compostos de temperatura (Figura 21).

Analogamente, nem sempre a predominância dos processos lineares implica na coincidência no posicionamento dos máximos regionais entre os mapas de sensibilidade. Este fato é observado para as regiões R6, R8 e R10, onde se observam semelhanças consideráveis

entre os respectivos mapas de correlação e temperatura normalizada, que não se reflete na semelhança entre os mapas de sensibilidade.

Observando os mapas de sensibilidade na Figura 10, nota-se que as regiões R6 e R8 aparecem nos máximos regionais na sensibilidade por correlação, e a região R10 aparece na sensibilidade por temperatura normalizada. Ainda assim, as figuras do primeiro tipo sugerem dependência linear, uma vez que as regiões com correlação negativas são aquelas que apresentam temperatura anormalmente negativas, sendo a mesma afirmação aplicável as regiões com anomalias positivas.

Para explicar a aparente contradição, a Figura 37 fornece uma explicação com base na análise comparativa entre as alíneas (a) e (c). Neste caso particular, observa-se que valores consideráveis de correlação (em módulo) para grande parte do domínio da imagem. No entanto, os valores significativos de temperatura normalizada se concentram apenas na região R6 e em áreas adjacentes. Mesmo assim, as configurações espaciais dos valores (anomalias positivas e negativas) se assemelham entre si nas alíneas em comparação.

Com efeito, o mapa de sensibilidade associado aos valores de correlação apresenta um máximo regional em R6 [Figura 10(a)], devido a predominância de valores consideráveis (em módulo) de correlação ao longo de toda a extensão da Figura 37(a). Porém, o mapa de sensibilidade associado aos valores de temperatura normalizada não apresenta máximo regional em R6 [Figura 10(b)], devido à predominância de valores consideráveis (em módulo) somente em áreas sobre ou adjacente a R6 [Figura 37(c)].

Portanto, os resultados empíricos das figuras do primeiro tipo permitem afirmar que as utilizações dos mapas de sensibilidade não fornecem informações conclusivas com respeito a predominância ou não dos processos lineares. Logo, a análise conjunta dos mapas de sensibilidade com as figuras do primeiro tipo fornece informações complementares entre si, permitindo inferir informações mais precisas com respeito ao comportamento das altas temperaturas em uma dada região, no contexto das variações de temperatura em localidades remotas.

Ainda assim, a utilização dos mapas de sensibilidade como critério para a identificação das regiões homogêneas permanece válida segundo os critérios da secção 4.5 do Capítulo 4. Isto porque as regiões homogêneas representam localidades com os mesmos padrões de variabilidade, independentemente da predominância ou não dos processos lineares. A utilização tanto das correlações quanto das temperaturas normalizadas, para a geração dos mapas de sensibilidade, se justifica justamente na adoção de critérios diferentes para a identificação do modo de variabilidade mais pertinente. Neste sentido, em uma situação em que a variabilidade

não é identificada pelos valores de correlação, a mesma é identificada através das temperaturas normalizadas, e vice-versa. Portanto, a utilização de dois tipos de mapas de sensibilidade acaba sendo recomendável porque ambos se complementam entre si, conforme argumentado na secção 4.4 do Capítulo 4.

Por fim, cabe salientar que os padrões de variabilidade de temperatura identificados em cada região homogênea representam seus respectivos modos predominantes. Logo, os padrões encontrados nas climatologias sinóticas representam aqueles formados em associação com o principal modo de variabilidade de temperatura na região homogênea correspondente. Esta afirmação é análoga a dizer que os mapas de cada localidade representam o primeiro modo de variabilidade na técnica de FOE (JOLLIFFE, 1986; JACKSON, 1991).

Com efeito, uma análise espectral pode fornecer informações adicionais a respeito de outros modos de variabilidade existentes para cada localidade. Eles não foram investigados nesta dissertação por conveniência em estudar as ondas de calor com o nível de aprofundamento adequado, a fim de evitar a elaboração de um trabalho demasiadamente extenso pela exploração de detalhes que vão além dos objetivos previamente estabelecidos na introdução.

8.3 O COMPORTAMENTO ESPAÇO-TEMPORAL DAS ELEVADAS TEMPERATURAS ATRAVÉS DAS REGIÕES HOMOGÊNEAS

Uma vez estabelecidas as regiões homogêneas e os critérios para a identificação dos períodos com elevadas temperaturas, as ondas de calor começaram a ser avaliadas de acordo com suas características estatísticas. Conforme os resultados apresentados no Capítulo 5, observa-se que elas tendem a acontecer mais do final da primavera, verão e início do outono. Além disso, sua frequência sobre a AS está aumentando com o passar dos anos. Apesar destes resultados serem concernentes com a literatura, ainda assim existem certas particularidades que merecem ser discutidas.

A começar pela distribuição de frequências, o primeiro detalhe diz respeito as diferenças observadas entre a frequência das ondas de calor e a dos períodos quentes para algumas regiões homogêneas². Conforme a secção 3.3 do Capítulo 3, as ondas de calor são definidas como períodos quentes cuja Magnitude esteja entre os 10% dos valores mais elevados para uma região (ou ponto de grade) em questão. Desta forma, os períodos quentes retratam a ocorrência de altas

² Considerando os períodos quentes não associados a ondas de calor, conforme a secção 5.2 do Capítulo 5.

temperaturas em um intervalo de tempo mais curto, inferior ao das ondas de calor. Por conseguinte, estão mais relacionados com eventos extremos de altas temperaturas.

Portanto, a relação entre os extremos de elevadas temperaturas e as ondas de calor deve ser analisada com cautela, porque um estudo cujos resultados indicam aumento dos extremos de altas temperaturas não necessariamente implica no aumento das ondas de calor. Conforme as imagens da Figura 13, as semelhanças nas distribuições de frequência dos períodos quente e das ondas de calor acontece somente para as regiões R2 e R7. Desta forma, somente estudos dos extremos de altas temperaturas nessas localidades poderão implicar em afirmações seguras com respeito as ondas de calor.

O estudo de Grimm e Togliati (2002), por exemplo, comenta que o El Niño (EN) causa aumento dos extremos de altas temperaturas sobre a porção subtropical da AS durante o inverno, sendo o comportamento inverso aplicado para a La Niña (LN). Como as ondas de calor naturalmente também apresentam extremos de altas temperaturas, então há indícios de que as ondas de calor, de fato, aumentam diante do EN. Todavia, ao saber que a frequência das ondas de calor não apresenta relação explícita com os períodos quentes em R4 (Figura 13), então rigorosamente o trabalho analisado não permite estabelecer afirmações conclusivas com relação as ondas de calor. A confirmação da relação dos extremos de altas temperaturas com as ondas de calor vem do trabalho de Rusticucci e Vargas (2001), onde se percebe que as ondas de calor também são mais frequentes durante o inverno de EN, o que é reafirmado pelos resultados apresentados na seção 6.4 do Capítulo 6 desta dissertação.

Outro detalhe quanto às frequências diz respeito à já comentada tendência preferencial das ondas de calor acontecerem na primavera, verão e início do outono (seção 5.2 do Capítulo 5). Este resultado implicitamente revela uma tendência sazonal com respeito à época do ano em que acontecem as maiores variabilidades nas altas temperaturas, em condições suficientes para que elas se configurem como ondas de calor.

Avaliando as frequências das ondas de calor com o passar dos anos, observa-se que tal tendência decorre parcialmente por fontes de variabilidade interanual. Conforme as imagens da Figura 15, é notória a existência de maior quantidade de ondas de calor para os períodos correspondentes ao EN de 1997/1998 e ao EN de 2015/2016, ao longo dos gráficos das regiões R1, R2 e R7. Para reforçar, os testes estatísticos da Tabela 4 mostram que o EN influencia na distribuição das ondas de calor em R2, R3, R5, R7 e R9. Portanto, as ondas de calor sobre a AS acontecem em maior quantidade para os anos com EN, o que é comprovado pela análise das climatologias sinóticas e campos de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Capítulo 6.

Conforme descrito no Capítulo 7, a relação do EN com as ondas de calor advém do fato de os transientes se deslocarem preferencialmente na porção subtropical da AS, como observado em R2 e R3. Em R5, nota-se a relação com o EN através do aumento dos bloqueios no fluxo de oeste, o que vai ao encontro do trabalho de Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2014); em R7, pelo próprio aumento da TSM no Pacífico Equatorial e, em R9, pelo escoamento de subsidência provocado pelo ramo ascendente anômalo da célula de Walker, conforme a secção 2.3.3 do Capítulo 2. Desta forma, o EN provoca uma série de alterações nas condições do tempo sobre a AS, que influem estatisticamente para o aumento da frequência das ondas de calor em diversas regiões homogêneas sobre o subcontinente. Ainda assim, cabe enfatizar que não é em todas as localidades que o EN provoca o aumento das ondas de calor no subcontinente.

Analogamente, o aumento das ondas de calor sobre a AS, com o passar dos anos (Figura 16), não acontece em todas as regiões homogêneas (Figura 15 e Tabela 2). Contudo, ainda assim o aquecimento global pode estar se repercutindo indiretamente através de mudanças no comportamento de outras variáveis nessas localidades, como no regime de precipitação e também da circulação atmosférica. Neste raciocínio, o aumento médio global das temperaturas afeta as distintas localidades de maneira diferenciada, provocando as mudanças climáticas.

Em termos gerais, o aumento das ondas de calor sobre a AS está de acordo com a comentada publicação de Russo *et al.* (2014) na secção 2.4 do Capítulo 2: se nenhuma medida for tomada em prol da diminuição dos gases de efeito estufa, eventos extremos como a onda de calor na Rússia em 2010 podem se tornar recorrentes a cada dois anos até o final do século. Com efeito, milhares de pessoas poderão morrer todos os anos na ausência de medidas paliativas, haja visto que a onda de calor da Rússia matou mais de 55 mil pessoas (GRECO, 2011). Assim, os prognósticos indicam um prejuízo humano considerável no caso de se negligenciar os efeitos da intervenção humana no planeta.

8.4 A RELAÇÃO DOS PADRÕES DE PRECIPITAÇÃO E CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA COM OS FENÔMENOS DE BAIXA FREQUÊNCIA

No tocante as características sinóticas e termodinâmicas, o Capítulo 6 apresentou como as ondas de calor, identificadas pelas técnicas do Capítulo 3, atuam em cada uma das 10 regiões homogêneas determinadas pelas técnicas descritas no Capítulo 4 e avaliadas estatisticamente no Capítulo 5. Os resultados conduziram rumo a generalização expressa no Capítulo 7, onde tornou-se possível identificar os cinco principais padrões de precipitação e circulação atmosférica. Neste contexto, os parágrafos finais salientam como um mesmo fenômeno gera

padrões distintos e vice-versa, no que constitui um ponto de partida para uma reflexão a respeito da natureza dos diferentes processos atmosféricos.

Observando o fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS) em suas particularidades, o Capítulo 7 o relaciona com três dos cinco principais padrões relatados, sendo eles o Trem de Vórtices, o Dipolo Anômalo do Pacífico e o Anticiclone no Estremo Sul da AS. Juntos, eles influenciam nas ondas de calor em 8 das 10 regiões homogêneas.

Contudo, para determinadas regiões homogêneas, a relação com o ENOS não é tão explícita, sendo até mesmo discutível. Tanto em R1 quanto em R10, o EN não é detectável estatisticamente, embora seja notado por características em comum nos campos de TSM e circulação atmosférica, comparativamente às demais regiões (R2, R3, R5, R7 e R9) onde a presença do EN é estatisticamente significativa. Para o caso de R6, o campo de TSM adquire características opostas com relação às características em comum relacionadas ao EN, pelo que a secção 6.10 do Capítulo 6 comenta a possível influência da LN.

Logo, a presença do ENOS não se faz notável apenas pelos testes estatísticos correspondentes à influência na distribuição de frequências. O EN também altera a circulação dos ventos e a TSM, sendo às vezes identificado através dessas alterações. Aliás, conforme relatado por Barros, Grimm e Doyle (2002), a influência do ENOS na circulação atmosférica no cone sul americano é tão importante que predomina sobre as alterações no campo de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico adjacentes. Desta forma, torna-se justificável identificar o ENOS através das diferentes maneiras apresentadas nesta dissertação.

A presença do ENOS é tanto mais explícita quanto mais for identificada através dos diferentes critérios metodológicos independentes entre si. Portanto, nas regiões em que as ondas de calor não se associam estatisticamente com o ENOS, considera-se que sua influência é menos explícita. Com efeito, nota-se a possibilidade de outros fenômenos atmosféricos gerarem padrões anômalos nas suas respectivas climatologias sinóticas. Neste sentido, os resultados confirmam que, tanto em R1 quanto em R4, diferentes fenômenos podem gerar os mesmos padrões na climatologia sinótica.

No caso de R1, as secções 5.5 do Capítulo 5, 6.1 do Capítulo 6 e 7.1 do Capítulo 7 confirmam a presença do dipolo desfavorável do Atlântico no campo de TSM, além do fenômeno EN, que podem ou não estar relacionados entre si. Na região R4, as secções 6.4 do Capítulo 6 e 7.2 do Capítulo 7 confirmam, com base na literatura da secção 2.3.3 do Capítulo 2, a influência do EN durante o inverno e da LN durante o verão. Neste sentido, as fases opostas do ENOS podem contribuir na geração do mesmo padrão da Crista em 55°W, sendo necessário uma análise sazonal mais profunda para uma confirmação.

Analogamente às regiões R1 e R4, as regiões R6 e R10 também podem apresentar suas correspondentes climatologias sinóticas regidas por diferentes fenômenos atmosféricos. Conforme visto nas correspondentes na seção 7.1.1, a climatologia sinótica dessas regiões se relaciona com o Trem de Vórtices. Neste contexto, o trabalho de Díaz e Aceituno (2003) o identifica no estudo dos processos submensais que levam ao fortalecimento e enfraquecimento das nuvens convectivas sobre o Uruguai (seção 7.4 do Capítulo 7). Entretanto, os autores não relacionam os mesmos com o ENOS, mas sim com um mecanismo de teleconexão que se estende desde o pacífico, desta forma podendo estar relacionado com diversas causas.

Dentre essas causas o fenômeno ENOS pode estar incluído, dado o fato que o Trem de Vórtices também aparece nas ondas de calor em localidades estatisticamente relacionadas com o EN. Uma vez que os vórtices advêm de diversas causas, então os padrões anômalos atmosféricos de regiões homogêneas explicitamente relacionadas com o ENOS também podem ser guiados por processos atmosféricos não relacionados ao ENOS.

Para o Dipolo Anômalo do Pacífico, por exemplo, os bloqueios atmosféricos no Pacífico Sudeste contribuem para a geração das ondas de calor na região R2, porque impedem o avanço dos sistemas frontais rumo ao centro do Brasil, conforme comentado na seção 6.2 do Capítulo 6. De acordo com os artigos de Mendes *et al.* (2005) e Oliveira, Carvalho e Ambrizzi (2014), esses bloqueios aumentam em quantidade sob a influência do EN, porém são influenciados por outros modos de variabilidade como as fontes internas e a Oscilação Antártica (AO). Aliás, para os casos de EMAQS, o trabalho de Padilha (2008) identifica indiscutivelmente os bloqueios, porém não consegue estabelecer sua relação com o ENOS.

No caso do Anticiclone no Extremo Sul da AS, a seção 6.5 do Capítulo 5 descreve a presença de um fluxo bloqueado, que é reforçado nas argumentações da seção 7.1.3 do Capítulo 7 e, em alguns casos, se associa com a presença do bloqueio atmosférico. Sua relação com o ENOS é análoga àquela descrita no parágrafo anterior, porque as ondas de calor sobre o extremo sul da AS advêm da migração do anticiclone anômalo a partir do Pacífico Sudeste. Portanto, semelhantemente ao que fora dito em R2, também neste caso não se descarta a presença de outros fenômenos atmosféricos, além do ENOS.

Por conseguinte, para todas as regiões homogêneas onde existe a relação com o ENOS—quer estatisticamente (como em R2, R3, R5, R7 e R9) ou apenas pelos padrões de TSM e circulação atmosférica (como em R1, R4, R6, R10)³—conclui-se que os padrões anômalos na circulação atmosférica são gerados pela contribuição das circulações relacionadas

³ Embora em R4 a relação com o ENOS se observa conclusivamente apenas para as anomalias sazonais.

ao ENOS e das circulações não relacionadas ao ENOS. De qualquer forma, elas agem mutuamente para favorecer as ondas calor nessas respectivas regiões, pelo que se observa uma multiplicidade de fenômenos para geração dos mesmos padrões anômalos.

A única região homogênea em que não se observa qualquer sinal do ENOS (pelos testes estatísticos, TSM, circulação atmosférica, ou pela avaliação sazonal) é a R8, onde as ondas de calor são regidas pela Polaridade do Noroeste da América do Sul. No entanto, a secção 6.8 do Capítulo 6 mostra que as ondas de calor em R8 se devem à intensificação das chuvas de verão sobre o território brasileiro, relacionada às variabilidades com relação à configuração climatológica das precipitações. As chuvas anômalas acontecem em função da circulação ciclônica anômala sobre a Argentina e da circulação anticiclônica anômala mais ao norte, evidenciando a interação da Alta da Bolívia com os cavados transientes ao sul. Os cavados, por sua vez, são regidos por diversos fenômenos de baixa frequência. Dentre elas pode se comentar a Oscilação de Madden-Julian (OMJ) (MADDEN; JULIAN, 1971, 1972) que, quando na fase favorável, contribui para chuvas acima da média na região com ROL negativo na Figura 57(h).

Portanto, a climatologia sinótica das ondas de calor está relacionada a uma combinação de distintos fenômenos que agem para provocar o aquecimento em suas respectivas localidades. Eles atuam de maneira a gerar os vórtices, cristas e cavados em posições preferenciais, de maneira a permitir generalizações ainda mais abrangentes. Como exemplo, pode-se citar as oscilações das precipitações entre a porção subtropical da AS e áreas ao norte do território brasileiro, que em partes estão relacionadas às oscilações intrasazonais—responsáveis também parcialmente pela Polaridade do Noroeste da América do Sul.

Juntos, as oscilações de precipitação comentadas envolvem quase todas as regiões homogêneas, mostrando a importância que elas possuem para a determinação das ondas de calor. Além disso, implicitamente mostram a importância dos principais modos de equilíbrios metaestáveis comentados na secção 7.4 do Capítulo 7 (CHARNEY; DEVORE, 1979), que são responsáveis pelo posicionamento preferencial das circulações anômalas e estão relacionados a fontes de variabilidade interna e externas (topografia, fontes tropicais de calor). Para completar, os modos de equilíbrio constituem um modo alternativo de apresentar os principais modos de variabilidade da técnica de FOE (JOLLIFFE, 1986; JACKSON, 1991), mostrando a importância que essa técnica possui para a geração de potenciais trabalhos complementares com relação as 10 regiões já determinadas.

Conforme relatado no final do Capítulo 7, a posição preferencial das anomalias revela como os mesmos padrões podem causar ondas de calor em distintas localidades, por meio da leve movimentação e alteração da intensidade dos seus centros anômalos. Isto explica porque

o EN pode afetar diferentes localidades através de diferentes maneiras, pelo que se nota como o ENOS deve ser avaliado através de suas particularidades, para se obter informações mais específicas.

Tendo em vista que os mesmos processos subjacentes relacionados ao ENOS podem acontecer sem a presença do ENOS, então a compreensão dos mesmos pode gerar a obtenção de informações ainda mais detalhadas. Como definido no Capítulo 2, o ENOS consiste numa oscilação interanual acoplada oceano-atmosfera, com reflexos anômalos globais por teleconexões. Neste contexto, alterações na célula de Walker provocam mudanças nas fontes tropicais de calor, que podem acontecer do mesmo modo através de outros processos não relacionados ao ENOS. Portanto, torna-se interessante avaliar os diferentes padrões de circulação anômalos, relacionadas ao ENOS, através de sua própria natureza.

8.5 APLICAÇÕES OPERACIONAIS E TRABALHOS FUTUROS

Por meio do entendimento da importância em compreender os padrões relacionados ao ENOS a partir de sua própria natureza, torna-se possível desenvolver novos produtos que ajudem no aprimoramento da previsibilidade sazonal. Nesta linha de raciocínio, as metodologias utilizadas no Capítulo 2 podem ser reaproveitadas para gerar um prognóstico de escala mensal a partir das saídas com período quinzenal dos modelos numéricos operacionais.

Nesta proposta, o primeiro passo consiste em utilizar a Equação 1 para calcular a média climatológica, em cada enésimo dia do ano, das variáveis envolvidas na previsão do tempo, que pode ser obtida a partir dos dados de reanálise. O segundo passo consiste em usar os dados de análise e de previsão gerados a partir de uma rodada de um modelo numérico de previsão de tempo, com base na seguinte equação:

$$\bar{v}_{ap} = \frac{\sum_{j=-15}^{j=0} v_a + \sum_{j=1}^{j=15} v_p}{31} \quad (15)$$

onde v_a consiste nos dados de análise da variável v ; v_p consiste nos dados de previsão da variável v ; e os valores de j correspondem à sua média diária, tomando como referência o dia de simulação do modelo numérico correspondente. Assim, \bar{v}_{ap} expressa o valor médio em 31 dias, obtido a partir de dados de análise e de previsão.

Tomando a Equação 4 e substituindo \bar{v} por \bar{v}_{ap} , torna-se possível obter os valores anômalos \bar{v}_a , a partir da diferença entre \bar{v}_{ap} e \bar{v}_{clm} . Porém neste caso, \bar{v}_{clm} é determinado pela seguinte equação:

$$\bar{v}_{clm} = \frac{\sum_{j=-15}^0 m[S_v(n)]_j + \sum_{j=1}^{15} m[S_v(n)]_j}{31} \quad (16)$$

onde $m[S_v(n)]_j$ é o valor médio climatológico de v no n ésimo dia do ano correspondente a data de cada um dos 31 dias avaliados.

O raciocínio é análogo quanto ao cálculo da temperatura normalizada, pois a mesma variável se determina utilizando os respectivos valores da média e do desvio padrão (atrelados ao n ésimo dia do ano correspondente) em cada um dos 31 dias, através da Equação 2. Depois, o cálculo de seus valores médios e anômalos prossegue usando equações 15 e 16.

Juntas, as equações 15 e 16 permitem obter os valores médios e anômalos, a partir dos dados de análise e previsão, para a geração das mesmas figuras da climatologia sinótica apresentadas no Capítulo 6. A diferença é que a determinação das imagens acontece sem a utilização dos pesos diários obtidos através da magnitude das ondas de calor.

A ideia da utilização dos 31 dias, com base em dados de análise e previsão, consiste em determinar a situação mais recente possível do estado atual da atmosfera, extrapolando os valores futuros a partir de dados de previsão, que geralmente é de até por 15 dias em relação ao tempo presente. Assim, torna-se possível determinar os sistemas de baixa frequência subjacentes, com o intuito avaliar os possíveis mecanismos de teleconexão no contexto operacional.

Na utilização de janelas inferiores a 31 dias, existe aumento da confiabilidade na inclusão das variáveis previstas. No entanto, há uma tendência para a identificação de sistemas de frequência mais altas, preferencialmente de escala sinótica, o que não é de interesse para uma avaliação de mais longo prazo.

Para mostrar os potenciais benefícios da proposta apresentada, a Figura 58 ilustra os campos das variáveis anômalas de Função de Corrente, Velocidade Potencial, Vento Divergente e Radiação de Onda Longa (ROL) em 250 hPa, correspondente à onda de calor de abril de 2016—apresentada na seção 3.3 do Capítulo 3. Para a sua geração, utilizou-se o mesmo procedimento descrito no Capítulo 3 no cálculo dos valores climatológicos correspondentes a cada n ésimo dia do ano. Assim como no capítulo 3, os dados vieram do ERA-Interim, mas com resolução espacial de $2,5^\circ$ em uma malha regular global. Os passos

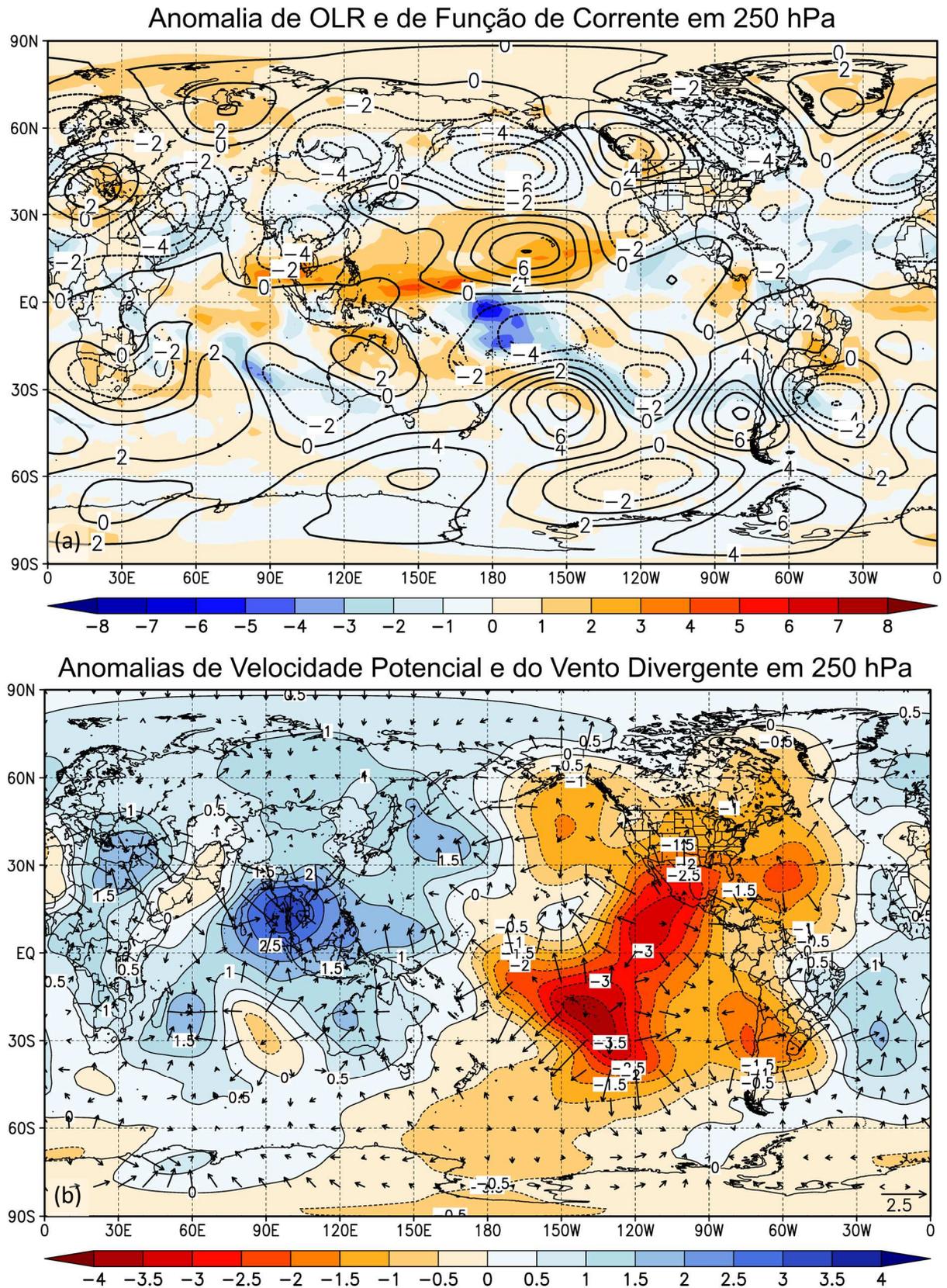


Figura 58 – A onda de calor de abril de 2016 pelas variáveis meteorológicas anômalias globais
 (a) Anomalia de ROL (cores) e de Função de Corrente (contornos) em 250 hPa. Unidades: $W m^{-2}$ e $10^7 m^2 s^{-1}$, respectivamente; (b) Anomalia da Velocidade Potencial (cores) e do Vento Divergente (vetores) em 250 hPa. Unidades: $10^6 m^2 s^{-1}$ e $m s^{-1}$, respectivamente.

seguintes vieram da mesma metodologia das Equações 15 e 16, mas desta vez utilizando somente dados de reanálise e fazendo j variar em torno do dia 11 de abril de 2016.

Portanto, os campos meteorológicos representam os valores médios de um período com temperaturas acima da média que se iniciou no fim de março de 2016 e terminou no final de abril, tal como descrito por Ambrizzi e Rocha (2016) e de acordo com a amostra representada pela série temporal da Figura 6. Tendo em vista sua abrangência mensal, os campos anômalos globais das variáveis apropriadas permitem identificar os processos de baixa frequência atrelados à teleconexão.

Neste sentido, a Figura 58(a) mostra trem de vórtices simétricos ao equador que se propaga a partir da região anômala de ROL localizada em 180°W . Na Figura 2(b), observa-se um padrão de número de onda unitário com respeito as regiões de convergência e divergências anômalas, que remete a fase quente do ENOS vigente naquela época.

Em conjunto, as imagens permitem verificar o ENOS forçando o deslocamento do ramo ascendente da Célula de Walker para o hemisfério ocidental. Particularmente, os valores negativos de ROL partem de 180°W e se prolongam para sudeste, evidenciando um deslocamento anômalo para leste da Zona de Convergência do Pacífico Sul. Com efeito, observa-se a configuração de um trem de vórtices de maneira a deixar um anticiclone anômalo sobre o território brasileiro, desta forma favorecendo o desenvolvimento da onda de calor sobre o interior do Brasil.

Logicamente, é possível obter uma análise mais completa através da reprodução dos campos meteorológicos da climatologia sinótica do Capítulo 6 nas figuras com domínio global. No entanto, a quantidade de informações obtidas apenas através das duas imagens da Figura 58 é notória, com mais detalhes passíveis de serem especificados.

Este fato decorre parcialmente de as figuras serem formadas exclusivamente por valores anômalos. Aliás, cinco das oito imagens das climatologias sinóticas do Capítulo 6 decorrem exclusivamente de campos meteorológicos dos valores anômalos. Além disso, mesmo nas imagens onde se nota a presença de valores médios, ainda assim se observa os campos anômalos associados. Nisto se observa a importância dos cálculos das anomalias a fim de encontrar os padrões de interesse, até mesmo porque as condições atmosféricas de interesse decorrem das perturbações com relação ao valor médio.

Além disso, há de se considerar também os benefícios em se calcular os valores médios de cada variável a partir do n ésimo dia do ano correspondente, para obter as anomalias sem levar a consideração as médias climatológicas mensais. A justificativa se encontra em notar que as médias mensais são casos particulares das médias calculadas em relação a cada dia, conforme

argumentado na secção 3.2 do Capítulo 3. Além disso, este procedimento evita a descontinuidade dos dados climatológicos mensais da passagem de um mês para outro, permitindo a obtenção dos valores anômalos mais consistentes.

Para completar, não raramente torna-se de interesse também avaliar o grau de significância estatística das anomalias, haja visto que, no caso desta dissertação, a variável temperatura normalizada permitiu identificar as regiões homogêneas no Capítulo 4. Além disso, vários artigos como o de Grimm (2003), Cerne e Vera (2011), Coelho *et al.* (2015), dentre outros, utilizam grau de significância estatísticas nas análises das variáveis anômalas, até mesmo realizando mascaramento com a intenção de ressaltar os valores mais pertinentes através de testes estatísticos.

As argumentações acima em parte se devem ao fato dos valores anômalos quase não estarem presentes nos mapas de previsão de tempo⁴. Dentre as justificativas pode se considerar que o cálculo das variáveis prognósticas (a serem disponibilizadas nas saídas dos modelos) acontece por meio de resoluções das Equações do Movimento, sem levar em consideração os correspondentes valores climatológicos.

Os cálculos das anomalias são mais comuns para análises de estudos vinculados às pesquisas científicas, porque os dados acabam sendo processados para uma finalidade desejada. Contudo, é justamente neles que se obtém os resultados mais pertinentes com relação aos processos atmosféricos, frequentemente culminando em achados inéditos na literatura que são publicados na forma de artigo.

A importância relatada quanto ao uso dos valores anômalos, no contexto da proposta apresentada e dos resultados obtidos nesta dissertação, se insere na proposição de uma nova forma de se observar as saídas dos modelos operacionais de previsão do tempo. Neste sentido, potenciais avanços na área operacional podem ser introduzidos ao se dar maior prioridade aos valores anômalos nos dados de previsão e na utilização de dados de análise e previsão com a intenção de identificar operacionalmente os sistemas de baixa frequência.

Se as imagens da Figura 58 estivessem acessíveis no dia 11 de abril, através das técnicas que envolvem as equações 15 e 16, então as compreensões a respeito dos sistemas de baixa frequência subjacentes poderiam ser obtidas ainda naquele mesmo dia. Dentre os benefícios deste fato, pode-se citar a contextualização dos sistemas sinóticos em relação aos sistemas meteorológicos em escala superiores, sob o ponto de vista operacional, desta forma

⁴Conforme pode se observar rapidamente consultando os sites nacionais e internacionais das saídas dos modelos, através dos seguintes endereços: <<http://previsaonumerica.cptec.inpe.br/>>, <<http://www.inmet.gov.br/vime/>>, <<http://www.pivotalweather.com/model.php>>, dentre outros.

promovendo melhor uso prático dos resultados obtidos através dos estudos no ramo da dinâmica de baixa frequência.

Logicamente, existe a necessidade de testes para a validação empírica das potencialidades da proposta anunciada através das equações 15 e 16, sendo uma sugestão para trabalhos futuros. Neste contexto, pode-se alterar os números de dias de análise e previsão para o cálculo de \bar{v}_{ap} , realizar comparações com resultados advindos de outros modelos, utilizar os dados prognósticos por *ensemble* etc. Portanto, tendo em vista os resultados nas imagens da Figura 58, conclui-se que os potenciais benefícios são consideráveis antes se negligenciar as técnicas apresentadas sem uma investigação.

Outros potenciais benefícios com o uso das técnicas desta dissertação podem vir na possibilidade de analisar eventos extremos acontecidos no passado. Um exemplo imediato consiste na própria averiguação da onda de calor em abril de 2016, através da Figura 58. Porém eventos extremos de precipitação, baixas temperaturas etc. podem ser avaliados de maneira análoga. Além disso, há de se considerar a possibilidade de se utilizar as metodologias apresentadas neste trabalho para identificar as principais regiões de atuação das ondas de frio em suas áreas de atuação regional, com base no trabalho com extremos de baixas temperaturas.

Para completar, é possível aplicar os mesmos procedimentos utilizados na AS para a geração de um mapa global de sensibilidade, tanto para as altas temperaturas quanto para as baixas temperaturas. Neste caso, variáveis como função de corrente, função de influência, velocidade potencial, vento divergente, *Rossby Wave Source*, e as utilizadas nesta dissertação podem ser empregadas no sentido de identificar os sistemas meteorológicos de escala globais associados. Nisto se observa a possibilidade de compreender como os extremos de altas e baixas temperaturas acontecem em nível global, com os principais sistemas meteorológicos de teleconexões associados.

Portanto, os trabalhos desenvolvidos nesta dissertação promovem oportunidades para a formulação de novos conhecimentos. Dentre eles, pode-se relatar a ampliação do entendimento dos cinco principais modos de precipitação e circulação atmosférica identificados; o estudo mais detalhado sobre quais e quão significativos são os principais modos de variabilidade atrelados às altas temperaturas em cada região homogênea; e o estudo dos extremos de frio sobre a AS, assim como os extremos de frio e de calor em nível global. Além disso, existem propostas quanto a utilização de variáveis prognósticas das saídas de modelos numéricos para a determinação do estado presente da atmosfera e quanto a utilização dos valores anômalos nos mapas de previsão. Portanto, pode-se dizer que esta dissertação se insere no início de uma série de estudos para o melhor entendimento dos eventos extremos em caráter regional e global.

CAPÍTULO 9 – CONCLUSÃO

Este trabalho identificou as ondas de calor sobre a América do Sul (AS) ao longo das dez regiões homogêneas de atuação regional, realizando um levantamento histórico e descrevendo suas principais características estatísticas, sinóticas e termodinâmicas. Desta forma, lidou com aspectos conceituais cujas soluções possibilitaram a suplantação considerável das lacunas espaço-temporais no estudo das altas temperaturas sobre o subcontinente.

A determinação das ondas de calor se deu através da mensuração que levou em conta a intensidade e a extensão das anomalias em relação à média climatológica de cada localidade, possibilitando a identificação dos eventos passíveis de serem comparadas ao longo do tempo e no espaço. Desta forma, considerou os impactos biológicos, econômicos e sociais, indo ao encontro aos conceitos não conceituais no que tange ao mínimo tempo necessário para o estabelecimento das ondas de calor, nas variáveis envolvidas para a sua determinação, e na sua eficaz relação com os padrões anômalos pertinentes sob o ponto de vista meteorológico.

A técnica utilizada foi totalmente objetiva, utilizando os desvios com relação à normal climatológica do enésimo dia do ano correspondente através da temperatura normalizada. Desta forma, envolveu a combinação das metodologias de Rusticucci e Vargas (1995a) e Russo *et al.* (2014), em conformidade com a definição de AMS (1986) e com vários aspectos discutidos em Robinson (2001), entrando em acordo com os demais trabalhos citados na literatura e que se baseiam nesses autores.

Assim, tornou-se possível avaliar o comportamento das ondas de calor ao longo de pontos de grades ou áreas específicas, permitindo a construção de mapas bidimensionais contendo informações estatísticas sobre as ondas de calor. Neles observou-se que o número de ondas de calor se comporta espacialmente de maneira inversa com relação à sua intensidade e extensão média. Além disso, nas ondas de calor os valores médios e os máximos valores de temperatura tendem a ser maiores nas áreas correspondentes às regiões homogêneas.

A determinação das regiões homogêneas aconteceu através da identificação de conjuntos de pontos em que as temperaturas extremas apresentam definidos padrões de variabilidade guiados por fenômenos atmosféricos específicos. Para identificá-las, utilizou-se o conceito de mapas de sensibilidade, em uma técnica derivada das correlações espaciais (WALLACE; GUTZLER, 1981) e que se constitui numa forma alternativa com relação em relação às Funções Ortogonais Empíricas (FOE) (JOLLIFFE, 1986; JACKSON, 1991). Neste contexto, procurou-se localizar as áreas com maiores valores de correlação e/ou temperaturas

normalizadas associadas, em uma metodologia sem precedentes, justificada no Capítulo 4 e amplamente discutida no Capítulo 8.

Desta forma, tornou-se possível avaliar o comportamento espaço-temporal das elevadas temperaturas através das regiões homogêneas, de maneira a analisar a época do ano preferencial de suas ocorrências e as alterações nas frequências com o passar dos anos. Como resultado, notou-se que as ondas de calor acontecem principalmente na primavera, no verão e no início do outono, apresentando menor frequência ao longo dos meses do inverno. Além disso, para determinadas localidades elas estão relacionadas com o El Niño (EN), sendo que sua frequência está aumentando com o passar dos anos na AS.

Em particular, a tendência preferencial das ondas de calor acontecerem ao longo dos meses mais quentes implicitamente remete à época preferencial das maiores variabilidades das altas temperaturas em relação à média climatológica, em condições suficientes para a configuração das ondas de calor. Parte delas decorre por fontes de variabilidade interanual, onde se observa a conexão com o EN e a importância deste fenômeno para o aumento das ondas de calor sobre o subcontinente.

Além disso, o aumento das ondas de calor com o passar dos anos está de acordo com inúmeros trabalhos relacionados ao aquecimento global pela ação antropogênica, conforme Russo *et al.* (2014). Ainda assim, o mesmo não se verifica estatisticamente em todas as regiões homogêneas, havendo a necessidade estudos complementares para a obtenção de resultados mais conclusivos. Contudo, ainda assim o aumento global das temperaturas pode estar se repercutindo nas alterações climáticas de outras variáveis para certas localidades, e não da temperatura, o que se insere dentro do contexto das mudanças climáticas.

A determinação das regiões homogêneas também permitiu com que através delas as ondas de calor sobre a AS fossem categorizadas e estudadas conforme os seus respectivos modos de atuação regional, segundo as suas características sinóticas e termodinâmicas. Para cada região homogênea, a análise sinótica permite concluir a existência de sistemas meteorológicos específicos que contribuem para o aquecimento, de maneira a mostrar que cada localidade apresenta seus próprios modos de variabilidade de temperatura, desta forma reforçando a validação da metodologia atrelada aos mapas de sensibilidade.

Mesmo assim, a análise em conjunto das regiões homogêneas permitiu a identificação de cinco principais padrões de precipitação e circulação atmosférica, assim designados como Trem de Vórtices, Dipolo Anômalo do Pacífico, Anticiclone no Extremo Sul da AS, Crista em 55°W e Polaridade do Noroeste da América do Sul. Para a maioria das regiões homogêneas, as ondas de calor acontecem devidas às oscilações das precipitações entre a porção subtropical da

AS e áreas ao norte do território brasileiro. Quando não, devido às oscilações de precipitação entre a região R2 e a Colômbia. Juntos, os padrões de precipitação e circulação atmosférica citados detêm associação com as ondas de calor que acontecem em praticamente todas as localidades do domínio de estudo.

Além disso, o fenômeno El Niño Oscilação-Sul (ENOS) se relaciona com o Trem de Vórtices, Dipolo Anômalo do Pacífico e Anticiclone no Extremo Sul da AS comprovadamente pelos testes de significância estatística e pela análise da Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Este fato remete a importância do ENOS como modulador de baixa frequência para as ondas de calor na AS e também para o fato de como este fenômeno pode gerar distintos padrões de circulação atmosférica.

Em particular, o Capítulo 7 também relaciona o ENOS através de cinco padrões de anomalias de TSM relacionados ao EN, que tendem a se inverter durante a sua fase opostas. São eles o aquecimento no Pacífico Equatorial, no Atlântico Norte, rente a Região Sudeste do Brasil e ao padrão alterante de anomalias positivas e negativas em médias latitudes sobre o Pacífico. Além disso, há de se considerar uma faixa de anomalias negativas que tende a se formar da região da Polinésia até adjacente a costa sul da AS. Este fato remete a multiforme maneira pela qual o ENOS influencia a atmosfera e o oceano, justificando a adoção das diferentes técnicas para identificá-lo.

Ainda assim, os padrões anômalos de TSM e de circulação atmosférica tipicamente relacionados ao ENOS também podem ser gerados por outros fenômenos. Para o caso do Trem de Vórtices, Díaz e Aceituno (2003) o identifica através de análises submensais de variabilidade nas precipitações sobre o Uruguai, indicando que o mesmo não necessariamente decorre da influência do ENOS. Neste sentido, análises complementares permitem concluir que a climatologia sinótica das ondas de calor está relacionada a uma combinação de distintos fenômenos que agem para gerar vórtices, cristas e cavados em posições preferenciais para provocar as ondas de calor na localidade afetada.

As posições preferenciais aparecem em comum nas ondas de calor de diversas regiões homogêneas, permitindo estabelecer os padrões identificados. Sob o ponto de vista generalizado, podem ser associados a modos preferenciais de variabilidade decorrentes dos múltiplos modos de equilíbrio metaestáveis, ocasionados a fim de gerar viabilidade para uma situação menos instável possível mediante aos desequilíbrios gerados por forçantes externas (CHARNEY; DEVORE, 1979).

Quaisquer alterações na posição e intensidade dos centros anômalos de circulação proporcionam consideráveis variações na circulação atmosférica, a ponto de gerar ondas de

calor em posições diferentes. Este fato explica o motivo pelo qual padrões como o Trem de Vórtices aparece nas ondas de calor de diferentes regiões homogêneas, cada qual associada a uma climatologia sinótica específica.

Entender como padrões são gerados—como, por exemplo, o Trem de Vórtices—às vezes implica em também compreender as particularidades do fenômeno ENOS nos padrões de precipitação e circulação atmosférica para os diferentes tipos de ondas de calor na AS. Neste sentido, o ENOS consiste numa oscilação interanual acoplada oceano-atmosférica, onde as fontes termais de calor associadas também podem ser geradas por outros fenômenos. Nisto se conclui a importância de compreender os padrões identificados a partir de sua própria natureza, para possibilitar o entendimento mais aprofundado de seu funcionamento e sua relação com o ENOS, quando ela existir.

Conforme a proposta apresentada na seção 8.5 do Capítulo 8, um dos meios para compreendê-los consiste na elaboração de campos meteorológicos a partir de médias e anomalias dos dados diários em períodos de aproximadamente 30 dias, em uma extensão das metodologias apresentadas no Capítulo 3. Assim, observa-se a possibilidade do melhor entendimento dos fenômenos de baixa frequência subjacentes em estudos de casos dos eventos extremos, tal como efetuado para a onda de calor acontecida em abril de 2016.

Além disso, pode-se utilizar a mesma técnica para a determinação do estado atual da atmosfera, extrapolando os valores futuros a partir de dados de previsão. Assim, existe a possibilidade de entender operacionalmente como os sistemas sinóticos se relacionam com os de baixa frequência relacionados, de maneira a potencialmente trazer melhorias na previsão do tempo para além do período operacional de 15 dias.

Neste contexto, campos meteorológicos de variáveis anômalas de Função de Corrente, Velocidade Potencial, Vento Divergente e Radiação de Onda Longa (ROL) em 250 hPa, além das utilizadas nas climatologias sinóticas do Capítulo 6, podem ser usadas em domínio global para um melhor entendimento operacional dos sistemas presentes de teleconexão. Neste sentido, a utilização dos valores anômalos aplicado aos dados de previsão pode fornecer informações adicionais, uma vez tendo em vista os resultados conclusivos da Figura 58 e o fato das anomalias normalmente não serem implementadas na geração dos mapas utilizados na previsão do tempo.

Em particular, os padrões satisfatoriamente identificados nesta dissertação remetem aos benefícios em se calcular os valores climatológicos de cada variável a partir do enésimo dia do ano correspondente, dispensando a utilização de médias mensais. A justificativa se atrela na eliminação das discontinuidades na virada dos meses e no fato das médias mensais serem casos

particulares das médias calculadas em relação a cada dia (secção 3.2 do Capítulo 3). Neste contexto, o maior detalhamento na hora de se calcular os valores anômalos remete aos maiores detalhamentos na climatologia sinótica, que podem ser cruciais na identificação de particularidades sutis nos resultados.

Outros potenciais benefícios com as técnicas desta dissertação incluem a geração de um mapa global de sensibilidade, a fim de estudar os principais modos de atuação regional das ondas de calor que acontecem ao longo do planeta. Com efeito, existe a possibilidade para uma melhor compreensão espaço-temporal dos mecanismos atrelados às altas temperaturas, das configurações sazonais de suas frequências e suas alterações com o passar dos anos.

Além disso, as técnicas aplicadas nas ondas de calor podem ser usadas para o entendimento das ondas de frio tanto sobre a AS quanto no globo, bastando apenas considerar o décimo percentil que envolve as temperaturas mais baixas. Para completar, também é possível realizar estudos regionais para outras áreas continentais, tais como na África, Oceania, Oriente Médio etc., a fim de entender como as ondas de calor atuam nessas localidades.

Para completar, há de se considerar que a climatologia sinótica de uma região homogênea expressa o modo predominante de variabilidade ocasionado por vários fenômenos de diferentes frequências. Isto porque ela é gerada pela composição por média ponderada pelas temperaturas normalizadas de uma onda de calor. Assim, ela tende a mostrar o modo predominante de variabilidade em uma metodologia alternativa ao da técnica de Funções Ortogonais Empíricas (FOE) (JOLLIFFE, 1986; JACKSON, 1991).

Nisto se percebe a importância de uma futura aplicação da técnica de FOE para a realização de trabalhos complementares que permitam a identificação dos principais padrões de variabilidade ao longo das regiões homogêneas, assim como o cálculo da importância quantitativa entre eles. Logicamente, a mesma técnica pode ser aplicada para complementar os estudos nas regiões homogêneas que podem ser identificadas em outras partes do mundo, tanto para as ondas de frio quanto para as ondas de calor.

Portanto, este trabalho se insere no início de uma vasta gama de estudos com o objetivo de compreender os extremos de elevadas e baixas temperaturas em caráter regional e global. Além disso, há de se considerar os potenciais benefícios através de aplicações que permitam o diagnóstico de sistemas de baixa frequência tanto para análises de eventos extremos quanto para a determinação do estado atual da atmosfera. Tendo em vista o aumento da ocorrência dos eventos extremos, pode-se afirmar que esta dissertação trata a respeito de temáticas atuais com respeito às mudanças climáticas e aos sistemas meteorológicos envolvidos, que apresentam considerável interesse socioeconômico envolvido.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADLER, R. F. et al. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present). *Journal of Hydrometeorology*, v. 4, n. 6, p. 1147–1167, 2003.
- AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on El Niño and La Niña non-zonal basic flows. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 8, n. 9, p. 54–65, 1994.
- AMBRIZZI, T. *El Niño: Oscilação Sul e teleconexões atmosféricas no hemisfério austral*. Tese (Livre-Docência em Ciências Exatas e da Terra) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.
- AMBRIZZI, T.; MARQUES, R.; NASCIMENTO, E. Bloqueios Atmosféricos. In: *Tempo e Clima no Brasil*. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 279–296.
- AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. *Monitoramento Climático: abril/2016*. São Paulo: Grupo de Estudos Climáticos - GrEC, v. 19, n. 04, 2016. 32p. (Relatório Climático Mensal)
- AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY. *Glossary of Meteorology*. 5. ed. Boston, MA: AMS, 1989.
- ANDRADE, K. M. *Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul*. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 2005.
- ARKIN, P. A.; WEBSTER, P. J. Annual and Interannual Variability of Tropical-Extratropical Interaction: An Empirical Study. *Monthly Weather Review*, v. 113, n. 9, p. 1510–1523, 1985.
- ARYA, P. *Introduction to Micrometeorology*. 2. ed. San Diego: Academic Press, 2001.
- BARROS, V. R.; GRIMM, A. M.; DOYLE, M. E. Relationship between Temperature and Circulation in Southeastern South America and its Influence from El Niño and La Niña Events. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 80, n. 1, p. 21–32, 2002.
- BARROS, V. R.; SCASSO, L. M. Surface pressure and temperature anomalies in Argentina in connection with the Southern Oscillation. *Atmosfera*, v. 7, p. 159–171, 1994.
- BASTOS, C. C.; FERREIRA, N. J. ANÁLISE CLIMATOLÓGICA DA ALTA SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro -RJ. *Anais...SBMet*, 2000.
- BLUESTEIN, H. B. *Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes*. 1. ed. New York: Oxford University Press, 1992.
- BOLETIM TÉCNICO - CPTEC. *Análise Sinótica: 27/04/2016-00Z*, 2016. Disponível em: <<http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt>>. Acesso em: 5 mar. 2017a.
- BOLETIM TÉCNICO - CPTEC. *Análise Sinótica: 02/06/2016-00Z*, 2016. Disponível em: <<http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt>>. Acesso em: 6 nov. 2017b.
- BRANSTATOR, G. Analysis of general circulation model sea-surface temperature anomaly simulations using a linear model. Part I: Forced solutions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 42, n. 21, p. 2225–2241, 1985.
- BRETHERTON, F. P. Low frequency oscillations trapped near the equator. *Tellus*, v. 16, n. 2, p. 181–185, 1964.
- CAMPETELLA, C.; RUSTICUCCI, M. Synoptic analysis of an extreme heat wave over Argentina in March 1980. *Meteorological Applications*, v. 5, n. 3, p. 217–226, 1998.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, v. 17, n. 1, p. 88–108, 2004.
- CASARIN, D. P. *Um estudo observacional sobre os sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul*. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 1982.
- CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Um estudo observacional sobre os sistemas de bloqueio no hemisfério sul.

- In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2., 1982, Pelotas - RS. *Anais...Pelotas*: SBMet, 1982, v.2, p. 225-253.
- CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: *Tempo e Clima no Brasil*. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 317-335.
- CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes Frias sobre o Brasil. In: *Tempo e Clima no Brasil*. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 135-167.
- CERNE, S. B.; VERA, C. S. Influence of the intraseasonal variability on heat waves in subtropical South America. *Climate Dynamics*, v. 36, n. 11-12, p. 2265-2277, 2011.
- CGE. *Temperatura supera os 32°C na Capital paulista*, 2015. Disponível em: <<https://www.cgesp.org/v3/noticias.jsp?id=20439>>. Acesso em: 8 jan. 2018.
- CHARNEY, J. G.; DEVORE, J. G. Multiple Flow Equilibria in the Atmosphere and Blocking. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 36, n. 7, p. 1205-1216, 1979.
- CHARNEY, J. G.; SHUKLA, J.; MO, K. C. C. Comparison of a Barotropic Blocking Theory with Observation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 38, n. 4, p. 762-779, 1981.
- COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. *Climate Dynamics*, v. 46, n. 11-12, p. 3737-3752, 2015.
- COELHO, C. A. S.; CARDOSO, D. H. F.; FIRPO, M. A. F. Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 125, n. 3-4, p. 769-784, 2015.
- DALHMAN, L. *Climate Variability: Oceanic Niño Index*, 2009. Disponível em: <<https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-variability-oceanic-niño-index>>. Acesso em: 8 jan. 2018.
- DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 137, n. 656, p. 553-597, 2011.
- DÍAZ, A.; ACEITUNO, P. Atmospheric circulation anomalies during episodes of enhanced and reduced convective cloudiness over Uruguay. *Journal of Climate*, v. 16, n. 19, p. 3171-3185, 2003.
- DOLE, R. M. The Life Cycles of Persistent Anomalies and Blocking over the North Pacific. *Advances in Geophysics*, v. 29, p. 31-69, 1986.
- DOLE, R. M.; GORDON, N. D. Persistent Anomalies of the Extratropical Northern Hemisphere Wintertime Circulation: Structure. *Monthly Weather Review*, v. 114, n. 1, p. 178-207, 1983.
- DUTTON, J. F.; POULSEN, C. J.; EVANS, J. L. The effect of global climate change on the regions of tropical convection in CSM1. *Geophysical research letters*, v. 27, n. 19, p. 3049-3052, 2000.
- ELLIOTT, D. R.; SMITH, B. T. a Study of the Effects of Large Blocking Highs on the General Circulation in the Northern Hemisphere Westerlies. *Journal of Meteorology*, v. 6, n. 2, p. 67-85, 1949.
- FIRPO, M.; SANSIGOLO, C.; ASSIS, S. Climatologia e variabilidade sazonal do número de ondas de calor e de frio no Rio Grande do Sul associadas ao ENOS. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 27, n. 1, p. 95-106, 2012.
- G1. *Termômetros marcam 42° C no litoral de São Paulo em pleno inverno*, 2015. Disponível em: <<http://g1.globo.com/sp/santos-regiao/noticia/2015/09/termometros-marcam-42-c-no-litoral-de-sao-paulo-em-pleno-inverno.html>>. Acesso em: 8 jan. 2018.
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 1, p. 19-28, 1986.
- GANDU, A. W.; SILVA DIAS, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 103, n. D6, p. 6001-6015, 1998.
- GARREAU, R. Cold Air Incursions over Subtropical South America: Mean Structure and Dynamics. *Monthly Weather Review*, v. 128, n. 7, p. 2544-2559, 2000.

- GONG, D.; WANG, S. Definition of Antarctic oscillation index. *Geophysical Research Letters*, v. 26, n. 4, p. 459–462, 1999.
- GONZÁLEZ, P. L. M. et al. Intraseasonal variability in subtropical South America as depicted by precipitation data. *Climate Dynamics*, v. 30, n. 7–8, p. 727–744, 2008.
- GRECO, A. *Onda de calor de 2010 na Europa foi a pior da história*, 2011. Disponível em: <<http://ultimosegundo.ig.com.br/ciencia/onda-de-calor-de-2010-na-europa-foi-a-pior-da-historia/n1238176708969.html>>. Acesso em: 14 dez. 2017.
- GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. *Journal of Climate*, v. 16, n. 2, p. 263–280, 2003.
- GRIMM, A. M. Variabilidade Interanual do Clima no Brasil. In: *Tempo e Clima no Brasil*. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 353–374.
- GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate*, v. 13, n. 1, p. 35–58, 2000.
- GRIMM, A. M.; PAL, J. S.; GIORGI, F. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. *Journal of Climate*, v. 20, n. 24, p. 5929–5945, 2007.
- GRIMM, A. M.; TOGATLIAN, I. D. Relação entre eventos EL NIÑO/LA NIÑA e frequência de ocorrência de extremos frios e quentes de temperatura no Cone Sul da América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2002, Foz do Iguaçu - PR. *Anais...Foz do Iguaçu*: SBMet, 2002, p. 1192-1197.
- GUTMAN, G. J.; SCHWERDTFEGER, W. The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the summer. *Meteor. Rundsch*, v. 18, n. 3, p. 69–75, 1965.
- HENTSCHEL, G. A human biometeorology classification of climate for large and local scales. In: CLIMATE AND HUMAN HEALTH, WORLD CLIMATE APPLICATIONS PROGRAMME, 2., 1987, Leningrad. *Anais...Geneva*: WMO, 1987, p. 38-120.
- HOLTON, J. R. *An Introduction To Dynamic Meteorology*. 4. ed. Burlington: Elsevier, 2004.
- HOSKINS, B. J.; AMBRIZZI, T. Rossby Wave Propagation on a Realistic Longitudinally Varying Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 50, n. 12, p. 1661–1671, 1993.
- HOSKINS, B. J.; KAROLY, D. J. The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 38, n. 6, p. 1179–1196, 1981.
- HOSKINS, B. J.; SIMMONS, A. J.; ANDREWS, D. G. Energy dispersion in a barotropic atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 103, n. 438, p. 553–557, 1977.
- HSU, H.-H.; LIN, S.-H. Global Teleconnections in the 250-mb Streamfunction Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review*, v. 120, n. 7, p. 1169–1190, 1992.
- JACKSON, J. E. *User's guide to principal components*. New York: Wiley & Sons, 1991.
- JACÓBSEN, L. O. Estudo de casos de Veranico em Porto Alegre/RS de 1961 a 1985. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 9., 1999, Florianópolis - SC. *Anais...Florianópolis - SC*: SBA.
- JOLLIFFE, I. T. *Principal Component Analysis*. New York: Springer, 1986.
- JONES, C.; HOREL, J. D. A circulação da Alta da Bolívia e a atividade convectiva sobre a América do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 5, n. 1, p. 379–387, 1990.
- KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996.
- KAROLY, D. J. Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, v. 7, n. 2, p. 111–125, 1983.

- KAYANO, M. T.; JONES, C.; SILVA DIAS, P. L. Variabilidade Intrazonal. In: *Tempo e Clima no Brasil*. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 337–351.
- KILADIS, G. N.; WEICKMANN, K. M. Extratropical Forcing of Tropical Pacific Convection during Northern Winter. *Monthly Weather Review*, v. 120, n. 9, p. 1924–1939, 1992.
- KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone , the SPCZ , and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 70, n. 4, p. 813–836, 1992a.
- KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part II: conditions of the circulations for generating the STCZs. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 71, n. 5, p. 781–610, 1992b.
- KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, v. 107, n. 9, p. 1140–1153, 1979.
- LEE, D.; HENSCHER, A. Effects of physiological and clinical factors on response to heat. In: NEW YORK ACADEMY OF SCIENCES, 1., 1966. *Anais...*New York: 1966, v.134 p. 743-749.
- LEJENÄS, H. Characteristics of Southern Hemisphere blocking as determined from a time series of observational data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 110, n. 466, p. 967–979, 1984.
- LEJENÄS, H.; OKLAND, H. Characteristics of northern hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data. *Tellus*, v. 35 A, n. 5, p. 350–362, 1983.
- LI, L.; NATHAN, T. R. The global atmospheric response to low-frequency tropical forcing: Zonally averaged basic states. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 51, n. 23, p. 3412–3426, 1994.
- LIEBMANN, BRANT; SMITH, C. A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, n. 6, p. 1275–1277, 1996.
- LOON, H. V. Blocking action in the Southern Hemisphere. Part I. *Notos*, v. 5, p. 171–175, 1956.
- LUND, I. Map-pattern classification by statistical methods. *Journal of Applied Meteorology*, v. 2, n. 1, p. 56–65, 1963.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Detection of a 40–50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 28, n. 5, p. 702–708, 1971.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40–50 Day Period. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 29, n. 6, p. 1109–1123, 1972.
- MARENGO, J. A.; DOUGLAS, M. W.; SILVA DIAS, P. L. The South American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 107, n. D20, 2002.
- MARQUES, R. F. C. *Bloqueio atmosférico no Hemisfério Sul*. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 1996., 1996.
- MARQUES, R. F. C.; RAO, V. B. BLOQUEIO ATMOSFÉRICO NO HEMISFÉRIO SUL, 1980 - 1993. CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, .9, 1996, Campos do Jordão. *Anais...*Campos do Jordão: SBMet, 1996, v. 2, p. 1078-1084.
- MARQUES, R. F. C.; RAO, V. B. A Diagnosis of a Long-Lasting Blocking Event over the Southeast Pacific Ocean. *Monthly Weather Review*, v. 127, n. 1981, p. 1761–1776, 1999.
- MARTINS, S. *Novo recorde de temperatura absoluta na Estação Meteorológica do IAG: 37,2°C*, 2014. Disponível em: <<http://www.iag.usp.br/noticia/estacao-meteorologica-recorde-temperatura-absoluta-37-2>>. Acesso em: 5 mar. 2017.
- MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. F. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: *Tempo e Clima no Brasil*. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 25–41.
- MENDES, M. D. et al. Bloqueios atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o oceano pacífico sul: impactos climáticos e mecanismos físicos associados. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 20, n. 2, p. 175–190, 2005.

- MO, K. C. Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, v. 13, n. Karoly 1989, p. 3599–3610, 2000.
- MO, K. C.; WHITE, G. H. Teleconnections in the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, v. 113, n. 1, p. 22–37, 1985.
- NIENABER, J. A. et al. Heat stress climatic conditions and physiological response of cattle. In: INTERNATIONAL DAIRY HOUSING CONFERENCE, 5., 2003, Fort Worth. *Anais...Fort Worth: American Society of Agricultural Engineers*.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating Wet and Dry Conditions over South America during Summer. *Monthly Weather Review*, v. 125, n. 2, p. 279–291, 1997.
- NORTE, F. *Características del Viento Zonda en la Región de Cuyo*, 1988. Tese de Doutorado. Departamento de Meteorología, Facultad de Ciencias. Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires. Argentina, 1988.
- NORTE, F. A. et al. ANÁLISIS DE UNA OLA DE CALOR EXTREMA EN LA REGIÓN SUBTROPICAL DE AMÉRICA DEL SUR. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. v.22, n. 3, p. 373–386, 2007.
- OLIVEIRA, F. N. M.; CARVALHO, L. M. V.; AMBRIZZI, T. A new climatology for Southern Hemisphere blockings in the winter and the combined effect of ENSO and SAM phases. *International Journal of Climatology*, v. 34, n. 5, p. 1676–1692, 2014.
- PADILHA, C. K. *Estagnação de massa de ar quente e seco sobre a região central do Brasil*, 2008. Tese de doutorado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos - SP, 2008.
- PEDLOSKY, J. *Waves in the ocean and atmosphere: introduction to wave dynamics*. New York: Springer, 2003.
- PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. *Physics of climate*. New York: American Institute of Physics, 1992.
- PERKINS, S. E.; ALEXANDER, L. V. On the measurement of heat waves. *Journal of Climate*, v. 26, n. 13, p. 4500–4517, 2013.
- PEZZA, A.; AMBRIZZI, T. Cold waves in South America and freezing temperatures in São Paulo: historical background (1888-2003) and case studies of cyclone and anticyclone tracks. *Revista Brasileira de Meteorologia*, p. 141–158, 2005.
- PEZZA, A. B. *Ondas de frio na América do sul e as trajetórias dos ciclones e anticiclones extratropicais: climatologia sinótica*. Tese de doutorado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.
- PEZZA, A. B.; AMBRIZZI, T. UM ESTUDO DAS FLUTUAÇÕES DE TEMPERATURA PARA O PERÍODO DE INVERNO NA AMÉRICA DO SUL , CORRELACIONANDO A PATAGÔNIA COM O SUL DO BRASIL. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 14, n. 1, p. 23–34, 1999.
- PORTAL ACTION. *Teste Qui-Quadrado de Pearson*, 2017. Disponível em:<<http://www.portalaction.com.br/inferencia/532-teste-qui-quadrado-de-pearson>>. Acesso em: 14 set. 2017.
- PORTO, R. L.; PORTO, M. F. A.; PALERMO, M. A ressurreição do volume morto do sistema Cantareira na Quaresma. *Revista DAE*, v. 62, n. 197, p. 18–25, 2014.
- POVEDA, G.; MESA, O. J. Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large-scale ocean-atmospheric phenomena. *Journal of Climate*, v. 10, n. 10, p. 2690–2702, 1997.
- RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 42, n. 2, p. 81–91, 1990.
- RASMUSSEN, E. M.; CARPENTER, T. H. Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, v. 110, n. 5, p. 354–384, 1982.
- REX, D. F. Blocking Action in the Middle Troposphere and its Effect upon Regional Climate II - The Climatology of Blocking Action. *Tellus*, v. 2, n. 4, p. 275–301, 1950a.
- REX, D. F. Blocking Action in the Middle Troposphere and its Effect upon Regional Climate I - An aerological study of

- blocking action. *Tellus*, v. 2, n. 4, p. 275–301, 1950b.
- REYNOLDS, R. W. et al. Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, v. 20, n. 22, p. 5473–5496, 2007.
- REBOITA, M. et al. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul O Sol como Fonte de Energia. *Terra e Didática*, v. 8, n. 1, p. 34–50, 2012.
- ROBINSON, P. J. On the Definition of a Heat Wave. *Journal of Applied Meteorology*, v. 40, n. 4, p. 762–775, 2001.
- RUSSO, S. et al. Magnitude of extreme heat waves in present climate and their projection in a warming world. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 119, n. 22, p. 12500–12512, 2014.
- RUSTICUCCI, M.; VARGAS, W. La temperatura de Bulbo Seco y Húmedo en la Argentina. Valores medios y persistencia de anomalías. *Meteorológica*, v. 18, p. 39–47, 1993.
- RUSTICUCCI, M.; VARGAS, W. Synoptic situations related to spells of extreme temperatures over Argentina. *Meteorological Applications*, v. 2, n. 4, p. 291–300, 1995a.
- RUSTICUCCI, M.; VARGAS, W. Seasonal and diurnal patterns of dry-and wet-bulb temperatures over Argentina. *International journal of climatology*, v. 15, n. 11, p. 1273–1282, 1995b.
- RUTLLANT, J.; FUENZALIDA, H. Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, v. 11, n. 1, p. 63–76, 1991.
- SANCHEZ-CCOYLLO, O. R.; ANDRADE, M. F. Características da circulação de grande escala durante episódios de extremos de concentração de poluentes em São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., 1998, Brasília - DF. *Anais...*Brasília - DF: SBMet, 1998.
- SARDESHMUKH, P. D.; HOSKINS, B. J. The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 45, n. 7, p. 1228–1251, 1988.
- SCIAN, B. Situación sinóptica asociada a las temperaturas extremas observadas en junio de 1967. *Meteorológica*, p. 22–37, 1970.
- SELUCHI, M. E. et al. The Northwestern Argentinean Low: A Study of Two Typical Events. *Monthly Weather Review*, v. 131, n. 10, p. 2361–2378, 2003.
- SIMMONS, A. J.; WALLACE, J. M.; BRANSTATOR, G. W. Barotropic Wave Propagation and Instability, and Atmospheric Teleconnection Patterns. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 40, n. 6, p. 1363–1392, 1983.
- SINCLAIR, M. R. A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, v. 124, n. 2, p. 245–264, 1996.
- SINCLAIR, M. R.; RENWICK, J. A.; KIDSON, J. Low-frequency variability of Southern Hemisphere sea level pressure and weather system activity. *Monthly Weather ...*, p. 2531–2543, 1997.
- TIBALDI, S. et al. Northern and Southern Hemisphere Seasonal Variability of Blocking Frequency and Predictability. *Monthly Weather Review*, v. 122, n. 9, p. 1971–2003, 1994.
- TIBALDI, S.; MOLTENI, F. On the operational predictability of blocking. *Tellus A*, v. 42, n. 3, p. 343–365, 1990.
- TREIDL, R. A.; BIRCH, E. C.; SAJECKI, P. Blocking action in the northern hemisphere: A climatological study. *Atmosphere - Ocean*, v. 19, n. 1, p. 1–23, 1981.
- TRENBERTH, K. E. et al. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 103, n. C7, p. 14291–14324, 1998.
- VAREJÃO, M. A. *Meteorologia e Climatologia*. 2. ed. Brasília: INMET, 2000.
- VERA, C. et al. Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of Climate*, v. 19, n. 20, p. 4977–5000, 2006.

- WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review*, v. 109, n. 4, p. 784–812, 1981.
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. *Atmospheric science: an introductory survey*. 2. ed. Amsterdam: Elsevier, 2006. v. 7
- WRIGHT, A. D. F. Blocking action in the Australian region. In: *Technical Report 10*. Canberra: Department of Science Bureau of Meteorology, 1974.
- ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, v. 11, n. 5, p. 1020–1040, 1998.

APÊNDICE A – Histórico das ondas de calor em suas respectivas regiões

Quadro 3 – Os 30 eventos com maiores magnitudes, ordenados cronologicamente

(Continua)

	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10
1°	12.010	10.673	8.067	10.682	12.294	10.438	7.585	13.688	25.326	12.593
	20.036	13.012	19.364	18.406	25.299	14.961	16.137	29.338	31.117	35.808
	08/fev/93	24/nov/89	14/abr/86	12/set/86	04/out/86	26/out/86	03/mar/87	09/mar/87	03/fev/92	15/jul/87
	11/fev/93	26/nov/89	14/abr/86	12/set/86	08/out/86	26/out/86	03/mar/87	11/mar/87	04/fev/92	16/jul/87
	05/fev/93	22/nov/89	11/abr/86	08/set/86	03/out/86	21/out/86	27/fev/87	06/mar/87	24/jan/92	10/jul/87
7	5	4	5	6	6	5	6	12	7	
2°	9.360	12.486	10.291	15.665	8.810	23.108	18.505	10.279	11.988	8.175
	15.835	18.083	30.196	42.185	11.102	75.178	15.348	17.697	17.100	13.260
	09/abr/93	11/mar/90	15/ago/87	02/mar/87	22/mar/87	25/jan/87	23/mar/87	19/mar/87	22/mar/87	27/fev/91
	10/abr/93	15/mar/90	17/ago/87	04/mar/87	23/mar/87	02/fev/87	02/abr/87	22/mar/87	26/mar/92	03/mar/91
	06/abr/93	10/mar/90	13/ago/87	25/fev/87	20/mar/87	21/jan/87	22/mar/87	19/mar/87	22/mar/92	27/fev/91
5	6	5	8	4	13	12	4	5	5	
3°	8.568	10.588	7.468	12.582	11.056	13.064	7.571	16.933	13.002	10.257
	14.579	24.305	16.447	27.475	20.253	50.591	15.188	40.420	15.947	23.886
	16/mar/97	02/jan/93	26/dez/91	21/mar/88	16/set/88	15/fev/87	12/abr/87	02/mar/88	30/jun/92	03/fev/98
	20/mar/97	05/jan/93	27/dez/91	27/mar/88	21/set/88	18/fev/87	15/abr/87	08/mar/88	03/jul/92	06/fev/98
	16/mar/97	01/jan/93	24/dez/91	21/mar/88	16/set/88	12/fev/87	12/abr/87	01/mar/88	28/jun/92	02/fev/98
5	5	4	7	6	7	4	8	6	5	
4°	16.353	14.710	7.983	13.062	10.572	11.622	10.142	16.245	14.329	13.149
	107.843	12.774	18.954	29.765	41.019	22.345	14.898	51.080	18.610	38.646
	08/fev/98	12/mar/93	23/jun/97	05/jan/89	24/jan/92	05/out/87	18/abr/87	13/nov/89	14/fev/95	21/dez/04
	12/fev/98	14/mar/93	25/jun/97	07/jan/89	26/jan/92	07/out/87	22/abr/87	14/nov/89	19/fev/95	26/dez/04
	03/fev/98	07/mar/93	21/jun/97	01/jan/89	22/jan/92	01/out/87	17/abr/87	07/nov/89	13/fev/95	20/dez/04
10	8	5	7	5	7	6	8	7	7	
5°	14.638	15.886	7.446	12.000	16.150	8.894	11.553	20.055	14.518	8.690
	54.636	62.197	16.338	24.696	18.283	18.289	14.897	38.070	18.825	83.739
	04/mar/98	12/out/97	09/set/97	29/mar/91	26/nov/92	26/out/87	13/out/87	26/dez/89	10/mar/98	26/mar/05
	09/mar/98	14/out/97	10/set/97	01/jun/91	27/nov/92	29/out/87	15/out/87	01/jan/90	13/mar/98	29/mar/05
	01/mar/98	07/out/97	08/set/97	27/mar/91	21/nov/92	25/out/87	09/out/87	24/dez/89	06/mar/98	25/mar/05
9	8	3	6	7	5	7	9	8	5	
6°	9.963	28.256	8.165	11.120	23.077	31.851	8.302	16.560	14.769	21.985
	48.122	27.595	28.295	20.497	69.253	10.620	15.349	39.144	19.110	28.850
	16/mar/98	07/nov/97	10/jan/01	18/dez/95	26/out/93	27/nov/87	11/mar/92	27/fev/90	14/mar/01	08/abr/05
	16/mar/98	10/nov/97	11/jan/01	20/dez/95	29/out/93	09/dez/87	12/mar/92	01/mar/90	15/mar/01	12/abr/05
	11/mar/98	02/nov/97	08/jan/01	16/dez/95	19/out/93	23/nov/87	09/mar/92	23/fev/90	10/mar/01	01/abr/05
6	9	4	5	11	17	4	7	6	12	
7°	11.539	16.769	9.901	11.461	10.020	10.820	11.559	13.224	11.180	11.230
	28.490	30.064	19.842	22.125	16.034	65.120	15.036	27.756	15.029	26.721
	21/mar/98	06/abr/99	23/mar/01	12/jun/96	02/jan/94	14/fev/88	30/mar/92	04/fev/91	06/out/01	04/jul/05
	24/mar/98	07/abr/99	24/mar/01	14/jun/96	04/jan/94	16/fev/88	04/abr/92	06/fev/91	08/out/01	05/jul/05
	18/mar/98	31/mar/99	20/mar/01	10/jun/96	01/jan/94	10/fev/88	29/mar/92	01/fev/91	03/out/01	30/jun/05
7	8	5	5	4	7	7	6	6	6	
8°	67.402	21.427	8.314	17.487	9.927	12.842	8.808	11.224	11.198	10.813
	26.921	43.094	65.241	50.877	19.642	52.685	15.015	20.924	15.234	15.888
	23/abr/98	19/out/00	20/mar/02	07/mar/97	26/set/96	13/mar/88	08/abr/92	04/fev/92	16/fev/03	02/ago/05
	08/mar/98	21/out/00	20/mar/02	13/mar/97	27/set/96	18/mar/88	10/abr/92	05/fev/92	16/fev/03	04/ago/05
	05/abr/98	11/out/00	17/mar/02	05/mar/97	24/set/96	12/mar/88	06/abr/92	01/fev/92	12/fev/03	30/jul/05
34	11	4	9	4	7	5	5	5	6	
9°	13.160	15.559	11.901	14.462	10.906	16.918	8.623	11.596	11.361	15.212
	24.201	26.678	38.033	36.446	15.651	33.182	14.979	22.197	15.048	49.173
	13/mar/98	11/abr/05	06/jun/02	29/jul/97	11/dez/96	02/abr/88	16/abr/92	13/jan/95	14/mar/03	13/dez/06
	17/mar/98	15/abr/05	10/jun/02	30/jul/97	13/dez/96	10/abr/88	18/abr/92	13/jan/95	16/mar/03	20/dez/06
	11/mar/98	07/abr/05	05/jun/02	25/jul/97	09/dez/96	01/abr/88	14/abr/92	08/jan/95	12/mar/03	12/dez/06
7	9	6	6	5	10	5	6	5	9	
10°	33.837	14.827	17.488	10.679	10.757	23.853	815.726	10.375	19.660	16.516
	21.858	24.631	21.905	18.391	45.099	21.721	106.585	22.969	24.672	55.827
	31/mar/98	14/jan/06	16/out/02	30/ago/97	14/mar/97	05/dez/88	10/ago/97	24/mar/97	04/abr/06	06/fev/07
	09/jun/98	19/jan/06	17/out/02	30/ago/97	17/mar/97	08/dez/88	10/mar/98	25/mar/97	05/abr/06	06/fev/07
	24/mar/98	13/jan/06	08/out/02	26/ago/97	13/mar/97	27/nov/88	03/mar/97	22/mar/97	27/mar/06	30/jan/07
17	7	10	5	5	12	312	4	10	8	

(continuação)

	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10
11 ^a	8.984	13.121	8.589	11.961	17.151	28.275	143.416	11.823	20.209	8.702
	19.554	19.860	20.566	36.919	19.034	16.036	30.308	18.025	25.297	15.952
	12/jun/98	24/jan/06	26/nov/02	13/jun/01	04/nov/97	25/dez/88	19/mai/98	28/mar/97	20/fev/07	18/abr/07
	15/jun/98	28/jan/06	28/nov/02	14/jun/01	10/nov/97	07/jan/89	04/jun/98	30/mar/97	21/fev/07	19/abr/07
	11/jun/98	22/jan/06	25/nov/02	09/jun/01	02/nov/97	24/dez/88	18/mar/98	27/mar/97	14/fev/07	15/abr/07
	5	7	4	6	9	15	79	4	8	5
12 ^a	29.728	21.503	12.171	14.561	21.392	15.889	8.309	16.537	18.862	11.099
	19.289	43.306	39.348	24.508	62.385	30.291	16.822	39.067	26.429	28.183
	28/jun/98	02/abr/07	07/fev/03	02/ago/01	21/fev/98	13/jan/89	07/jul/98	28/dez/99	10/set/09	19/mai/08
	04/jul/98	04/abr/07	12/fev/03	06/ago/01	23/fev/98	17/jan/89	08/jul/98	30/dez/99	11/set/09	23/mai/08
	18/jun/98	28/mar/07	06/fev/03	31/jul/01	14/fev/98	09/jan/89	04/jul/98	23/dez/99	03/set/09	18/mai/08
	8	7	7	7	10	9	5	8	9	6
13 ^a	11.706	13.402	7.343	13.184	19.456	13.114	7.775	12.807	10.216	7.862
	16.791	20.645	16.045	30.346	54.494	23.751	15.994	48.184	23.765	11.661
	11/jul/98	15/out/08	12/mar/03	25/ago/02	02/mai/98	26/jan/89	13/jul/98	06/jan/00	27/out/09	06/jun/08
	12/jul/98	17/out/08	13/mar/03	29/ago/02	07/mai/98	27/jan/89	14/jul/98	07/jan/00	27/out/09	06/jun/08
	07/jul/98	12/out/08	11/mar/03	24/ago/02	27/abr/98	21/jan/89	10/jul/98	02/jan/00	23/out/09	03/jun/08
	6	6	3	6	11	7	5	6	5	4
14 ^a	17.343	15.639	7.385	25.677	10.713	13.564	17.246	16.914	10.375	18.435
	15.239	26.903	15.838	89.962	18.856	22.486	14.980	40.353	22.372	65.620
	11/ago/98	13/jan/09	18/nov/03	04/abr/04	15/mai/98	08/fev/89	21/jul/98	12/fev/00	12/nov/09	15/jan/10
	12/ago/98	14/jan/09	19/nov/03	06/abr/04	18/mai/98	11/fev/89	26/jul/98	15/fev/00	12/nov/09	19/jan/10
	03/ago/98	09/jan/09	17/nov/03	24/mar/04	13/mai/98	04/fev/89	16/jul/98	09/fev/00	08/nov/09	10/jan/10
	10	6	3	14	6	8	11	7	5	10
15 ^a	9.443	10.658	10.072	15.493	10.892	9.710	24.549	10.679	21.204	11.797
	15.967	60.468	31.900	41.364	25.556	17.961	14.919	26.331	14.113	31.829
	01/mar/05	23/fev/10	14/mai/05	30/jul/05	06/fev/04	10/set/91	09/ago/98	20/mar/00	24/nov/09	10/fev/10
	03/mar/05	23/fev/10	17/mai/05	05/ago/05	08/fev/04	12/set/91	13/ago/98	20/mar/00	25/nov/09	11/fev/10
	26/fev/05	19/fev/10	13/mai/05	29/jul/05	04/fev/04	08/set/91	29/jul/98	16/mar/00	16/nov/09	06/fev/10
	6	5	5	8	5	5	16	5	10	6
16 ^a	8.759	27.638	10.641	10.325	12.357	11.505	9.227	19.207	17.637	11.814
	14.882	12.971	29.127	16.705	19.587	12.914	20.066	19.066	13.932	31.743
	09/abr/07	23/abr/10	30/ago/05	09/set/07	10/nov/04	10/nov/91	12/abr/15	13/nov/00	29/nov/09	23/abr/10
	10/abr/07	03/mai/10	31/ago/05	10/set/07	13/nov/04	12/nov/91	14/abr/15	15/nov/00	04/dez/09	23/abr/10
	06/abr/07	22/abr/10	28/ago/05	06/set/07	09/nov/04	06/nov/91	09/abr/15	09/nov/00	27/nov/09	18/abr/10
	5	12	4	5	5	7	6	7	8	6
17 ^a	38.541	11.498	7.449	16.336	14.561	17.268	19.762	12.496	10.410	8.256
	62.092	26.286	16.357	45.388	34.540	34.167	18.838	25.270	14.152	23.462
	16/mar/10	06/fev/12	23/jul/06	19/mai/08	09/fev/05	20/jan/92	17/mai/15	30/jan/04	04/dez/14	25/jun/10
	19/mar/10	08/fev/12	24/jul/06	23/mai/08	12/fev/05	29/jan/92	22/mai/15	01/fev/04	04/dez/14	25/jun/10
	27/fev/10	03/fev/12	21/jul/06	17/mai/08	06/fev/05	20/jan/92	11/mai/15	27/jan/04	30/nov/14	22/jun/10
	21	6	4	7	7	10	12	6	5	4
18 ^a	9.548	15.418	7.334	15.695	8.791	18.261	11.048	9.912	10.009	8.615
	21.318	15.321	15.797	42.329	19.388	36.959	17.963	16.447	13.697	18.532
	01/mai/10	21/dez/12	18/dez/06	15/jul/08	07/nov/05	24/dez/95	29/mai/15	20/jan/05	28/dez/14	05/jul/10
	04/mai/10	27/dez/12	21/dez/06	17/jul/08	09/nov/05	28/dez/95	30/mai/15	22/jan/05	30/dez/14	06/jul/10
	29/abr/10	20/dez/12	18/dez/06	11/jul/08	06/nov/05	20/dez/95	24/mai/15	18/jan/05	26/dez/14	02/jul/10
	6	8	4	7	4	9	7	5	5	5
19 ^a	11.350	10.493	13.942	11.848	10.843	9.531	34.599	15.353	15.226	10.174
	18.989	19.342	47.973	23.972	24.256	12.410	17.005	54.884	70.854	15.507
	10/mai/10	10/out/14	07/nov/09	05/nov/08	28/dez/05	26/jul/97	11/jun/15	05/fev/07	05/abr/15	08/ago/10
	12/mai/10	11/out/14	08/nov/09	09/nov/08	29/dez/05	27/jul/97	20/jun/15	10/fev/07	08/abr/15	09/ago/10
	06/mai/10	06/out/14	03/nov/09	03/nov/08	25/dez/05	22/jul/97	01/jun/15	04/fev/07	03/abr/15	05/ago/10
	7	6	6	7	5	6	20	7	6	5
20 ^a	12.819	12.936	12.000	11.707	12.038	21.853	42.313	21.169	9.094	9.208
	16.133	12.509	38.519	23.297	39.139	47.061	16.507	46.541	67.007	13.672
	25/mai/10	17/out/14	13/nov/09	25/nov/08	23/jan/07	11/fev/08	30/jun/15	23/fev/07	05/ago/15	11/dez/10
	26/mai/10	19/out/14	15/nov/09	28/nov/08	25/jan/07	13/fev/08	17/jul/15	23/fev/07	08/ago/15	12/dez/10
	20/mai/10	14/out/14	10/nov/09	23/nov/08	20/jan/07	02/fev/08	23/jun/15	16/fev/07	04/ago/15	08/dez/10
	7	6	6	6	6	12	25	8	5	5

(conclusão)

	R1	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10
21 ^a	11.519	10.358	11.606	12.443	12.408	16.241	12.728	18.726	13.022	13.951
	71.032	12.130	36.598	26.810	33.525	31.280	16.279	35.026	55.663	46.698
	02/abr/12	27/dez/14	28/nov/09	23/mai/09	24/jan/08	27/fev/08	21/jul/15	02/dez/07	13/set/15	16/jan/11
	03/abr/12	31/dez/14	30/nov/09	24/mai/09	26/jan/08	29/fev/08	26/jul/15	05/dez/07	13/set/15	17/jan/11
	28/mar/12	27/dez/14	25/nov/09	20/mai/09	21/jan/08	22/fev/08	19/jul/15	29/nov/07	08/set/15	11/jan/11
	7	5	6	5	6	8	8	7	6	7
22 ^a	18.462	23.550	11.602	11.510	12.687	9.276	26.155	10.895	56.883	14.727
	30.263	49.033	36.579	22.539	26.903	11.694	15.740	19.802	43.496	42.737
	14/abr/12	18/out/15	11/jan/10	30/ago/09	27/fev/08	03/abr/08	04/set/15	02/abr/08	05/out/15	30/mai/11
	15/abr/12	22/out/15	14/jan/10	30/ago/09	29/fev/08	05/abr/08	13/set/15	03/abr/08	09/out/15	01/jun/11
	05/abr/12	13/out/15	09/jan/10	26/ago/09	23/fev/08	01/abr/08	31/ago/15	01/abr/08	17/set/15	25/mai/11
	11	10	6	5	7	5	14	3	23	8
23 ^a	44.180	15.780	7.742	11.548	15.689	12.212	53.137	10.149	60.266	10.758
	24.654	47.749	26.093	22.356	25.767	19.949	15.670	17.254	31.522	41.985
	13/mai/12	13/nov/15	10/fev/10	29/out/09	02/dez/08	27/mar/09	25/set/15	20/abr/10	27/out/15	03/jun/12
	15/mai/12	13/nov/15	13/fev/10	02/nov/09	06/dez/08	28/mar/09	14/out/15	23/abr/10	03/nov/15	04/jun/12
	22/abr/12	08/nov/15	10/fev/10	29/out/09	30/nov/08	22/mar/09	15/set/15	20/abr/10	11/out/15	30/mai/12
	24	6	4	5	7	7	30	4	24	6
24 ^a	9.914	10.691	9.449	10.338	14.312	9.384	15.008	12.573	36.211	11.764
	19.257	27.297	17.781	16.765	13.833	11.997	15.481	25.533	26.148	31.575
	06/jun/12	03/dez/15	24/fev/10	04/jul/10	10/dez/08	21/abr/09	20/out/15	13/mar/11	14/nov/15	06/ago/12
	10/jun/12	04/dez/15	24/fev/10	06/jul/10	15/dez/08	22/abr/09	24/out/15	15/mar/11	24/nov/15	09/ago/12
	05/jun/12	01/dez/15	20/fev/10	02/jul/10	09/dez/08	18/abr/09	16/out/15	12/mar/11	12/nov/15	03/ago/12
	6	4	5	5	7	5	9	4	13	7
25 ^a	14.923	23.091	9.701	11.636	8.857	8.852	7.674	17.456	20.957	13.803
	16.713	13.702	27.322	22.959	11.291	10.500	15.291	42.206	19.629	26.444
	20/jun/12	11/dez/15	31/dez/13	18/fev/12	05/ago/12	25/ago/09	13/nov/15	04/dez/12	02/dez/15	10/set/12
	23/jun/12	20/dez/15	03/jan/14	19/fev/12	08/ago/12	28/ago/09	13/nov/15	04/dez/12	02/dez/15	13/set/12
	16/jun/12	11/dez/15	30/dez/13	14/fev/12	04/ago/12	24/ago/09	09/nov/15	28/nov/12	26/nov/15	06/set/12
	8	10	5	6	5	5	5	7	7	8
26 ^a	10.967	10.920	9.964	11.085	13.469	10.478	21.767	12.753	46.908	8.329
	27.809	13.063	28.604	20.328	72.659	15.072	15.084	26.147	17.124	14.046
	13/fev/13	28/dez/15	24/jan/14	10/set/13	19/jan/13	05/jan/12	09/dez/15	23/dez/13	10/dez/15	18/dez/12
	13/fev/13	28/dez/15	29/jan/14	12/set/13	22/jan/13	07/jan/12	20/dez/15	24/dez/13	20/dez/15	20/dez/12
	08/fev/13	24/dez/15	24/jan/14	09/set/13	18/jan/13	02/jan/12	07/dez/15	19/dez/13	05/dez/15	16/dez/12
	6	5	6	4	5	6	14	6	16	5
27 ^a	16.913	18.334	8.372	13.295	23.913	14.439	14.393	10.160	25.683	9.095
	24.499	75.857	20.849	41.698	30.090	53.577	14.908	17.291	100.868	41.427
	06/mar/13	08/fev/16	06/fev/14	18/jan/14	18/abr/13	22/jan/13	29/dez/15	30/mar/14	27/dez/15	02/fev/13
	06/mar/13	13/fev/16	10/fev/14	23/jan/14	26/abr/13	27/jan/13	30/dez/15	31/mar/14	01/jan/16	02/fev/13
	26/fev/13	06/fev/16	06/fev/14	41656.000	15/abr/13	20/jan/13	22/dez/15	29/mar/14	22/dez/15	29/jan/13
	9	8	5	7	12	8	9	3	11	5
28 ^a	14.826	12.662	16.509	11.925	15.322	24.170	19.428	11.132	86.656	13.694
	18.383	54.236	60.474	30.875	37.641	26.211	16.241	20.612	17.926	17.955
	12/mar/13	18/fev/16	14/jun/15	21/ago/14	05/abr/14	10/fev/13	19/fev/16	20/fev/15	11/jan/16	05/dez/13
	15/mar/13	20/fev/16	15/jun/15	23/ago/14	08/abr/14	11/fev/13	22/fev/16	22/fev/15	01/fev/16	05/dez/13
	08/mar/13	16/fev/16	07/jun/15	18/ago/14	02/abr/14	30/jan/13	11/fev/16	19/fev/15	04/jan/16	28/nov/13
	8	5	9	6	7	13	12	4	29	8
29 ^a	15.355	25.410	10.919	15.563	14.489	10.939	16.907	26.647	13.728	11.448
	25.338	34.443	33.253	24.339	34.248	16.369	16.163	80.686	17.724	29.962
	29/fev/16	27/fev/16	31/dez/15	27/out/14	21/jan/15	17/abr/13	16/mar/16	12/jan/16	16/fev/16	28/fev/14
	08/mar/16	04/mar/16	31/dez/15	29/out/14	24/jan/15	18/abr/13	17/mar/16	20/jan/16	18/fev/16	01/mar/14
	29/fev/16	22/fev/16	27/dez/15	22/out/14	18/jan/15	13/abr/13	08/mar/16	09/jan/16	13/fev/16	24/fev/14
	9	12	5	8	7	6	10	12	6	6
30 ^a	11.781	33.140	27.325	16.026	9.938	14.356	18.740	28.725	13.550	10.181
	19.673	18.577	113.143	43.909	15.696	25.978	15.955	73.591	13.618	23.496
	30/abr/16	18/abr/16	26/abr/16	22/mai/15	02/fev/16	17/jan/14	06/abr/16	26/jan/16	03/mar/16	02/abr/16
	30/abr/16	26/abr/16	27/abr/16	22/mai/15	03/fev/16	19/jan/14	07/abr/16	01/fev/16	08/mar/16	05/abr/16
	24/abr/16	13/abr/16	16/abr/16	15/mai/15	30/jan/16	12/jan/14	28/mar/16	22/jan/16	03/mar/16	31/mar/16
	6	14	12	8	5	8	11	11	6	6

Lista com as 30 principais ondas de calor na ordem cronológica (linhas) em suas respectivas regiões (colunas: R1, R2, ..., R10). Cada linha apresenta, respectivamente (de cima para baixo), as seguintes informações: Magnitude, Magnitude Corrigida, data de máxima intensidade, data de término, e data de início.

APÊNDICE B – CÁLCULO DA MAGNITUDE CORRIGIDA

Considere as 10 regiões homogêneas pelas quais se queira avaliar as magnitudes das ondas de calor. Cada região apresenta um conjunto de valores, com distribuição de frequência e suas estatísticas associadas.

O primeiro procedimento para igualar as estatísticas consiste em trabalhar com os valores médios. Neste sentido, calcula-se a média das magnitudes para cada uma dessas 10 regiões e, posteriormente, a média dos 10 valores médios.

A etapa seguinte consiste em calcular os coeficientes multiplicativo a ser aplicado nas magnitudes, de tal forma que todas as distribuições de cada região tenham a média correspondente a média dos 10 valores médios. Sendo α o valor do coeficiente para uma dada região, então

$$\bar{X} = \alpha \sum_{i=1}^m x_i/m \Rightarrow \alpha = \bar{X} \cdot \frac{m}{\sum_{i=1}^m x_i}.$$

Assim, ao multiplicar cada valor x_i das m magnitudes de uma região por α , obtém-se um conjunto de valores com média \bar{X} : a média dos 10 valores médios. Repetindo este procedimento às demais localidades, os valores médios de todas as distribuições tornam-se iguais. Agora falta arranjar novos fatores multiplicativos, de tal modo que os valores dos desvios padrões também se tornem iguais.

Para facilitar as contas, pode-se primeiramente calcular as variâncias das 10 distribuições. Em seguida, calcula-se a média das 10 variâncias. As etapas seguintes consistem em fazer com que todas as distribuições tenham variância (e, conseqüentemente, o desvio padrão) igual ao seu valor médio dentre as 10 regiões.

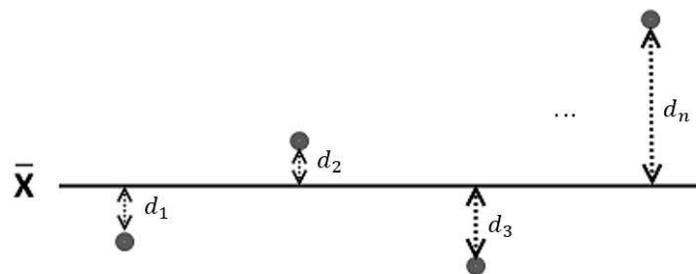


Figura 59 – Distribuição dos valores de uma série hipotética, em torno do valor médio

Considere, para uma dessas regiões, \mathbf{m} valores de magnitude oscilando em torno do valor médio \bar{X} , representado pela linha horizontal na Figura 59. As distâncias $\mathbf{d}_1, \mathbf{d}_2, \dots, \mathbf{d}_n$ estão associadas aos desvios quadráticos entre as magnitudes e o valor médio: $\mathbf{d}_i^2 = (x_i - \bar{X})^2$. Se \mathbf{S} é a variância média das 10 regiões, e \mathbf{S}_r a variância da região em questão, então segue que $\mathbf{S}_r^2 = \sum_{i=1}^m \mathbf{d}_i^2 / (m - 1)$. Desta forma, sendo β de tal modo que $\mathbf{S}^2 = \beta \mathbf{S}_r^2$, então:

$$\begin{aligned} S^2 &= \beta \sum_{i=1}^m \frac{d_i^2}{(m-1)} = \sum_{i=1}^m \beta \frac{d_i^2}{(m-1)} = \frac{\beta(x_1 - \bar{X})^2 + \beta(x_2 - \bar{X})^2 + \dots + \beta(x_m - \bar{X})^2}{m-1} = \\ &= \frac{\beta(x_1 - \bar{X})^2}{m-1} + \frac{\beta(x_2 - \bar{X})^2}{m-1} + \dots + \frac{\beta(x_m - \bar{X})^2}{m-1} = \frac{(\beta_1 x_1 - \bar{X})^2}{m-1} + \frac{(\beta_2 x_2 - \bar{X})^2}{m-1} + \dots + \frac{(\beta_m x_m - \bar{X})^2}{m-1} \end{aligned}$$

Assim, os coeficientes $\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_m$ são tais que, quando multiplicados pelos respectivos valores x_1, x_2, \dots, x_m , tornam a variância da distribuição igual a \mathbf{S} : a variância média das 10 localidades. Encontrar esses \mathbf{m} coeficientes consiste em resolver a seguinte relação:

$$\beta(x_i - \bar{X})^2 = (\beta_i x_i - \bar{X})^2 \Leftrightarrow \beta d_i^2 = (\beta_i x_i - \bar{X})^2$$

Tirando a raiz quadrada nos dois lados da igualdade, verifica-se que $\sqrt{\beta d_i^2} = |\beta_i x_i - \bar{X}|$

Assim, matematicamente as seguintes soluções são possíveis:

$$\left\{ \begin{array}{l} \sqrt{\beta d_i^2} = \beta_i x_i - \bar{x} \\ \sqrt{\beta d_i^2} = -\beta_i x_i + \bar{x} \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} \text{(A.1)} \\ \text{(A.2)} \end{array}$$

No entanto, para que a média \bar{X} seja preservada, se $x_i - \bar{X} > 0$, então $\beta_i x_i - \bar{X} > 0$, pelo que a solução desejada é dada pela resolução da Equação A.1; do contrário, então a solução desejada é dada através de A.2. Na prática, as soluções precisam ser aquelas que façam os pontos se aproximarem ou se afastarem da reta de \bar{X} (Figura 59), por uma contração ou expansão através do fator dado pelos respectivos coeficientes. Assim, a contração (ou expansão) diminui (ou aumenta) a variabilidade dos valores de magnitude da distribuição em questão, de tal modo a se obter o valor de \mathbf{S} desejado. Resolvendo as equações A.1 e A.2 e considerando a fundamentação do problema, os seguintes resultados são obtidos:

$$\left\{ \begin{array}{l} \beta_i = \frac{\sqrt{\beta d_i^2 - \bar{X}}}{x_i}, \quad \text{se } x_i - \bar{X} > 0 \\ \beta_i = \frac{\bar{X} - \sqrt{\beta d_i^2}}{x_i}, \quad \text{se } x_i - \bar{X} < 0 \end{array} \right.$$

Onde β_i são os desejados coeficientes que, quando multiplicado pelos respectivos valores de x_i , tornam a distribuição de magnitudes da região correspondente com a variância pretendida S . Repetindo todos os procedimentos descritos neste apêndice para encontrar os coeficientes β e β_i das demais regiões, os valores médios e as variâncias das magnitudes das 10 distribuições tornam-se iguais. Assim, torna-se possível uma comparação mais efetiva das ondas de calor entre as regiões distintas, a partir de seus novos valores de magnitude, agora designados como Magnitude Corrigida (MC).