



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/03.16.13.34-TDI

## **FUNÇÕES DE INFLUÊNCIA DE UMA ATMOSFERA BAROCLÍNICA**

Felipe Marques de Andrade

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. José Antonio Aravéquia, aprovada em 30 de março de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LBP5US>>

INPE  
São José dos Campos  
2016

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

## **COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):**

### **Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

### **Membros:**

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Duca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/03.16.13.34-TDI

## **FUNÇÕES DE INFLUÊNCIA DE UMA ATMOSFERA BAROCLÍNICA**

Felipe Marques de Andrade

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. José Antonio Aravéquia, aprovada em 30 de março de 2016.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LBP5US>>

INPE  
São José dos Campos  
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Andrade, Felipe Marques de.

An24f      Funções de influência de uma atmosfera baroclínica / Felipe Marques de Andrade. – São José dos Campos : INPE, 2016.  
xxvi + 176 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/03.16.13.34-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientador : Dr. José Antonio Aravéquia.

1. Funções de influência. 2. Fontes tropicais anômalas de calor. 3. Atmosfera baroclínica. 4. Teleconexões atmosféricas. 5. Variabilidade climática. I.Título.

CDU 551.515

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).



Aluno (a): **Felipe Marques de Andrade**

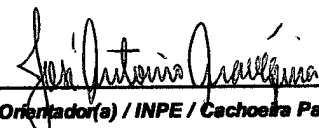
Título: " **FUNÇÕES DE INFLUÊNCIA DE UMA ATMOSFERA BAROCLÍNICA**".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de **Doutor(a)** em  
**Meteorologia**

Dra. **Iracema Fonseca de Albuquerque  
Cavalcanti**

  
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

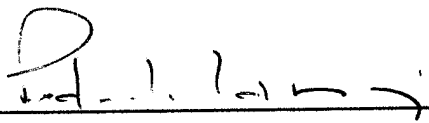
Dr. **José Antonio Aravéquia**

  
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. **Caio Augusto dos Santos Coelho**

  
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. **Pedro Leite da Silva Dias**

  
Convidado(a) / LNCC / Petrópolis - RJ

Dra. **Alice Marlene Grimm**

  
Convidado(a) / UFPR / Curitiba - PR

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 30 de Março de 2016



## AGRADECIMENTOS

À Dra. Fernanda B. Silva, por ser minha companheira incansável ao longo de toda essa trajetória. Certamente teria sido muito mais difícil sem você, por isso, lhe dedico esta tese.

Ao Dr. Paulo Y. Kubota, pela calma, paciência e a disponibilidade em ajudar em todos os momentos sobre questões relacionadas às simulações do MCGA-CPTEC/INPE.

A minha família e amigos, por estarem sempre me apoiando, em especial minha mãe Regina, meu avô Jorge e minha irmã Paula.

Ao Dr. José A. Aravéquia, pela paciência e por todo apoio concedido.

Ao Dr. José P. Bonatti, pela ajuda no desenvolvimento inicial das simulações do MCGA-CPTEC/INPE.

À Dra. Alice M. Grimm, pelo fornecimento de figuras de função de influência do modelo barotrópico.

À todos os membros da banca de defesa de tese, que contribuíram para uma melhoria desse estudo.

À CAPES e ao CNPQ pela bolsa de estudos concedida.

À PGMET por todo apoio concedido.



## RESUMO

Esse estudo tem como objetivo principal analisar as funções de influência do modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA) utilizado no ambiente operacional do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). As funções de influência ou funções de Green têm sido utilizadas para investigar os impactos de fontes tropicais anômalas de calor em uma atmosfera barotrópica, mas em uma atmosfera baroclínica mais realista este tipo de análise ainda não foi investigado. Sendo assim, as funções de influência são calculadas para as equações primitivas que compõem o núcleo dinâmico do MCGA-CPTEC/INPE, permitindo comparar com as funções de influência de distintos modelos barotrópicos e analisar as principais características de suas variações temporais e espaciais em diferentes níveis verticais da atmosfera. Os resultados desse estudo evidenciam que as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE são comparáveis as funções de influência de modelos barotrópicos, mas existem consideráveis diferenças em função da localização do ponto de interesse e do estado básico climatológico para os quais as funções de influência são calculadas. As funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE indicam a localização de forçantes térmicas tropicais responsáveis por estimular anomalias na estrutura vertical da circulação atmosférica tropical e extratropical, contribuindo para ampliar o conhecimento sobre o impacto de fontes tropicais anômalas de calor no contexto de uma atmosfera estratificada. Experimentos de sensibilidade considerando os efeitos da topografia e das variações verticais do perfil de aquecimento tropical mostram que existem diferenças nas estruturas espaciais e temporais das funções de influência. Sendo assim, esta pesquisa é de importância para a previsão estendida e para estudos diagnósticos destinados a investigar os impactos de fontes tropicais anômalas de calor em uma atmosfera baroclínica.



# INFLUENCE FUNCTIONS OF A BAROCLINIC ATMOSPHERE

## ABSTRACT

This study analyses the influence functions of the atmospheric general circulation model (AGCM) used in the Center for Weather Forecasting and Climate Research (CPTEC) from National Institute for Space Research (INPE). The influence functions or Green's functions have been used to investigate anomalous tropical heat sources effects in a barotropic atmosphere but in a more realistic baroclinic atmosphere this kind of analysis has not been investigated. In this way, the influence functions are calculated from numerical simulations of the AGCM-CPTEC/INPE dynamical core allowing to compare with the influence functions of different barotropic models and to analyse temporal and spatial variations considering different atmospheric vertical levels. The results of this study show that the influence functions of the AGCM-CPTEC/INPE are comparable to the influence functions of the barotropic models but there are some differences depending on the target point location and the climatological basic state that the influence functions are calculated. The influence functions of the AGCM-CPTEC/INPE show the tropical heat sources locations that produce anomalies on the tridimensional atmospheric circulation, contributing to increase the knowledge about anomalous tropical heat sources effects in a stratified atmosphere. Sensitivity experiments considering topography effects and vertical variations of the tropical heating profile show differences in the spatial and temporal influence functions behavior. Therefore, this research is important to extended weather prediction and to diagnostic studies that analyse anomalous tropical heat sources effects in a baroclinic atmosphere.





## LISTA DE FIGURAS

**Pág.**

- Figura 2.1** - Resposta do modelo de água rasa para um aquecimento anômalo estacionário simétrico no Equador. (a) Vento em superfície e movimento vertical; (b) vento e pressão em superfície; e (c) perfil longitude-altura do movimento vertical..... 6
- Figura 2.2** - Resposta do modelo de água rasa para um aquecimento anômalo estacionário antissimétrico no Equador. (a) Vento em superfície e movimento vertical; (b) vento e pressão em superfície..... 7
- Figura 3.1** - Perfil vertical de aquecimento “*Deep*”..... 37
- Figura 3.2** - Grade T62 do MCGA-CPTEC/INPE e os 83 pontos utilizados por Grimm (1992) e Aravéquia (2003) no cálculo das funções de influência..... 40
- Figura 4.1** - Funções de influência de  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa para os pontos de interesse 2 (coluna da esquerda), 6 (coluna central) e 13 (coluna da direita) no estado básico climatológico de janeiro. (a)-(c) são integrações do 14<sup>o</sup> dia do MCGA-CPTEC/INPE. (d)-(f) são integrações do estado estacionário do modelo barotrópico de Aravéquia (2003). (g)-(i) são integrações do estado estacionário do modelo barotrópico de Grimm (1992). O círculo preto [(azul)] em (a)-(c) e (g)-(i) [(d)-(f)] representa a localização do ponto de interesse. Em (a)-(c) os contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ..... 53
- Figura 4.2** - Idem a Figura 4.1, exceto para os pontos de interesse 18 (coluna da esquerda), 23 (coluna central) e 30 (coluna da direita)..... 54
- Figura 4.3** - Idem a Figura 4.1, exceto para os pontos de interesse 35 (coluna da esquerda), 38 (coluna central) e 47 (coluna da direita). O círculo vermelho em (d)-(f) representa a localização do ponto de interesse..... 55
- Figura 4.4** - Idem a Figura 4.1, exceto para os pontos de interesse 48 (coluna da esquerda), 57 (coluna central) e 70 (coluna da direita). O círculo vermelho em (d)-(f) representa a localização do ponto de interesse..... 56
- Figura 4.5** - Idem a Figura 4.1, exceto para o estado básico climatológico de julho..... 57
- Figura 4.6** - Idem a Figura 4.1, exceto para os pontos de interesse 18 (coluna da esquerda), 23 (coluna central) e 30 (coluna da direita) no estado básico climatológico de julho..... 58

**Figura 4.7** - Idem a Figura 4.1, exceto para os pontos de interesse 35 (coluna da esquerda), 38 (coluna central) e 47 (coluna da direita) no estado básico climatológico de julho. O círculo vermelho em (d)-(f) representa a localização do ponto de interesse..... 59

**Figura 4.8** - Idem a Figura 4.1, exceto para os pontos de interesse 48 (coluna da esquerda), 57 (coluna central) e 70 (coluna da direita) no estado básico climatológico de julho. O círculo vermelho em (d)-(f) representa a localização do ponto de interesse..... 60

**Figura 4.9** - Compostos das anomalias interanuais de ROLE (coluna da esquerda) e de  $Q_1$  em 350 hPa (coluna da direita) para a componente (a, b, e, f) linear e (c, d, g, h) não linear das fases El Niño e La Niña do ENOS em: (a-d) DJF e (e-h) JJA. Contornos vermelhos (azuis) indicam anomalias positivas (negativas). Intervalo dos contornos de ROLE ( $Q_1$ ) é de  $5 \text{ W m}^{-2}$  ( $1\text{K}/\text{dia}$ ). Sombreado cinza indica nível de confiança maior do que 90%..... 67

**Figura 4.10** - Compostos das anomalias intrassazonais de ROLE (coluna da esquerda) e de  $Q_1$  em 350 hPa (coluna da direita) para a componente (a, b, e, f) linear e (c, d, g, h) não linear dos pares de fases 23 e 67 da OMJ em: (a-d) DJF e (e-h) JJA. Contornos vermelhos (azuis) indicam anomalias positivas (negativas). Intervalo dos contornos de ROLE ( $Q_1$ ) é de  $5 \text{ W m}^{-2}$  ( $1\text{K}/\text{dia}$ ). Sombreado cinza indica nível de confiança maior do que 90%..... 69

**Figura 4.11** - Idem a Figura 4.10, exceto para os pares de fases 45 e 81 da OMJ..... 71

**Figura 4.12** - Compostos das anomalias interanuais de  $\psi_{ZA}$  em 850 hPa (coluna da esquerda) e em 200 hPa (coluna da direita) para a componente (a, b, e, f) linear e (c, d, g, h) não linear das fases El Niño e La Niña do ENOS em: (a-d) DJF e (e-h) JJA. Os círculos pretos enumerados são os pontos de interesse analisados. Contornos vermelhos (azuis) indicam anomalias positivas (negativas). Intervalo dos contornos em 850 (200) hPa é de  $0.5$  ( $2$ )  $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Em 200 hPa, o primeiro contorno positivo (negativo) é igual a  $1$  ( $-1$ )  $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Sombreado cinza indica nível de confiança maior do que 90%..... 74

**Figura 4.13** - Compostos das anomalias intrassazonais de  $\psi_{ZA}$  em 850 hPa (coluna da esquerda) e em 200 hPa (coluna da direita) para a componente (a, b, e, f) linear e (c, d, g, h) não linear dos pares de fases 23 e 67 da OMJ em: (a-d) DJF e (e-h) JJA. Os círculos pretos enumerados são os pontos de interesse analisados. Contornos vermelhos (azuis) indicam anomalias positivas (negativas). Intervalo dos contornos em 850 (200) hPa é de  $0.5$  ( $2$ )  $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Em 200 hPa, o primeiro contorno positivo (negativo) é igual a  $1$  ( $-1$ )  $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Sombreado cinza indica nível de confiança maior do que 90%..... 76

**Figura 4.14** - Idem a Figura 4.13, exceto para os pares de fases 45 e 81 da OMJ..... 78

<b>Figura 4.15</b> - Funções de influência do 14 <sup>o</sup> dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE para a variável $\psi_{ZA}$ no estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho. Coluna da esquerda (direita) é referente ao nível de 850 (200) hPa para os seguintes pontos da Figura 4.12: (a, b, e, f) 1 e (c, d, g, h) 2. O círculo preto representa a localização do ponto de interesse enumerado de acordo com a Figura 4.12. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .....	81
<b>Figura 4.16</b> - Idem a Figura 4.15, exceto para os seguintes pontos: (a, b, e, f) 3 e (c, d, g, h) 4.....	83
<b>Figura 4.17</b> - Idem a Figura 4.15, exceto para os seguintes pontos: (a, b, e, f) 5 e (c, d, g, h) 6.....	85
<b>Figura 4.18</b> - Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.12a e 4.12b: (a, b) 7, (c, d) 8 e (e, f) 9.....	89
<b>Figura 4.19</b> - Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.12a e 4.12b: (a, b) 10, (c, d) 11 e (e, f) 12.....	91
<b>Figura 4.20</b> - Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de julho e para os seguintes pontos das Figuras 4.12e e 4.12f: (a, b) 7, (c, d) 8 e (e, f) 9.....	93
<b>Figura 4.21</b> - Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.12a e 4.12b: (a, b) 13, (c, d) 14 e (e, f) 15.....	96
<b>Figura 4.22</b> - Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.12a e 4.12b: (a, b) 16, (c, d) 17 e (e, f) 18.....	98
<b>Figura 4.23</b> - Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de julho e para os seguintes pontos das Figuras 4.12e e 4.12f: (a, b) 10, (c, d) 11, (e, f) 12 e (g, h) 13.....	99
<b>Figura 4.24</b> - Função de influência de $\psi_{ZA}$ em 200 hPa para: (a) o estado estacionário do modelo barotrópico da equação da vorticidade e (b) o 14 <sup>o</sup> dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE considerando um ponto de interesse no sul da América do Sul (círculo em preto). O estado básico em ambas as figuras é referente à climatologia de julho. Em (b), contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .....	100
<b>Figura 4.25</b> - Idem a Figura 4.15, exceto para os pontos (a, b, e, f) 1 e (c, d, g, h) 2 da Figura 4.13.....	102

<b>Figura 4.26</b> - Idem a Figura 4.15, exceto para os pontos (a, b, e, f) 3 e (c, d, g, h) 4 da Figura 4.13.....	103
<b>Figura 4.27</b> - Idem a Figura 4.15, exceto para os pontos (a, b, e, f) 5 e (c, d, g, h) 6 da Figura 4.13.....	105
<b>Figura 4.28</b> - Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.13a e 4.13b: (a, b) 7, (c, d) 8, (e, f) 9 e (g, h) 10.....	107
<b>Figura 4.29</b> - Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de julho e para os seguintes pontos das Figuras 4.13e e 4.13f: (a, b) 7, (c, d) 8, (e, f) 9 e (g, h) 10.....	108
<b>Figura 4.30</b> - Idem a Figura 4.15, exceto para os pontos (a, b, e, f) 1 e (c, d, g, h) 2 da Figura 4.14.....	110
<b>Figura 4.31</b> - Idem a Figura 4.15, exceto para os pontos (a, b, e, f) 3 e (c, d, g, h) 4 da Figura 4.14.....	111
<b>Figura 4.32</b> - Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.14a e 4.14b: (a, b) 5 e (c, d) 6.....	113
<b>Figura 4.33</b> - Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.14a e 4.14b: (a, b) 7, (c, d) 8, (e, f) 9 e (g, h) 10.....	115
<b>Figura 4.34</b> - Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.14a e 4.14b: (a, b) 11, (c, d) 12, (e, f) 13 e (g, h) 14.....	116
<b>Figura 4.35</b> - Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de julho e para os seguintes pontos das Figuras 4.14e e 4.14f: (a, b) 5, (c, d) 6 e (e, f) 7.....	117
<b>Figura 4.36</b> - Topografia global. Unidade em metros.....	119
<b>Figura 4.37</b> - Funções de influência do 14 <sup>o</sup> dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE para a variável $\psi_{ZA}$ em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro. Coluna da esquerda (direita) é referente às simulações com (sem) efeito da topografia. Os pontos analisados são os seguintes (Figura 3.2): (a, b) 18, (c, d) 17, (e, f) 20 e (g, h) 23. O círculo preto representa a localização do ponto de interesse. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .....	121

**Figura 4.38** - Idem a Figura 4.37, exceto para o estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho e para os seguintes pontos (Figura 3.2): (a, b, e, f) 65 e (c, d, g, h) 70..... 123

**Figura 4.39** - Diagrama longitude-pressão nas latitudes de (a, b, e, f) 15°N e (c, d, g, h) 30°N para as funções de influência do 14º dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE considerando a variável  $\psi_{ZA}$  no estado básico climatológico de janeiro. Coluna da esquerda (direita) é referente às simulações com (sem) efeito da topografia. Os pontos analisados são os seguintes (Figura 3.2): (a-d) 17 e (e-h) 20. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ..... 125

**Figura 4.40** - Idem a Figura 4.39, exceto para as latitudes de (a, b, e, f) 15°S e (c, d, g, h) 30°S, para o estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho e para o ponto 70 (Figura 3.2)..... 126

**Figura 4.41** - Diagrama longitude-tempo nas latitudes de (a, b, e, f) 15°N e (c, d, g, h) 30°N para as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE considerando a variável  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro. Coluna da esquerda (direita) é referente às simulações com (sem) efeito da topografia. Os pontos analisados são os seguintes (Figura 3.2): (a-d) 17 e (e-h) 20. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ..... 128

**Figura 4.42** - Idem a Figura 4.41, exceto para as latitudes de (a, b, e, f) 15°S e (c, d, g, h) 30°S, para o estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho e para o ponto 70 (Figura 3.2)..... 130

**Figura 4.43** - Perfis verticais de aquecimento “*Shallow*” e “*Double*”..... 131

**Figura 4.44** - Funções de influência do 14º dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE para a variável  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro. Coluna da esquerda (direita) é referente às simulações com forçante shallow (double). Os pontos analisados são os seguintes (Figura 3.2): (a, b) 18, (c, d) 17, (e, f) 20 e (g, h) 23. O círculo preto representa a localização do ponto de interesse. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ..... 133

**Figura 4.45** - Idem a Figura 4.44, exceto para o estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho e para os seguintes pontos (Figura 3.2): (a, b, e, f) 65 e (c, d, g, h) 70..... 135

**Figura 4.46** - Diagrama longitude-pressão nas latitudes de (a, b, e, f) 15°N e (c, d, g, h) 30°N para as funções de influência do 14º dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE considerando a variável  $\psi_{ZA}$  no estado básico climatológico de janeiro. Coluna da esquerda (direita) é referente às simulações com forçante shallow (double). Os pontos analisados são os seguintes (Figura 3.2): (a-d) 17

e (e-h) 20. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  ..... 136

**Figura 4.47** - Idem a Figura 4.46, exceto para as latitudes de (a, b, e, f)  $15^\circ\text{S}$  e (c, d, g, h)  $30^\circ\text{S}$ , para o estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho e para o ponto 70 (Figura 3.2)..... 138

**Figura 4.48** - Diagrama longitude-tempo nas latitudes de (a, b, e, f)  $15^\circ\text{N}$  e (c, d, g, h)  $30^\circ\text{N}$  para as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE considerando a variável  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro. Coluna da esquerda (direita) é referente às simulações com forçante shallow (double). Os pontos analisados são os seguintes (Figura 3.2): (a-d) 17 e (e-h) 20. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  ..... 139

**Figura 4.49** - Idem a Figura 4.48, exceto para as latitudes de (a, b, e, f)  $15^\circ\text{S}$  e (c, d, g, h)  $30^\circ\text{S}$ , para o estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho e para o ponto 70 (Figura 3.2)..... 140

**Figura A.1** - Climatologia mensal de  $\psi_{ZA}$  (coluna da esquerda) e do vento zonal (coluna da direita) em 200 hPa. (a, b) Janeiro e (c, d) Julho. Na coluna da esquerda o intervalo dos contornos é de  $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  e valores positivos (negativos) estão em sombreado escuro (claro). Na coluna da direita o intervalo dos contornos é de  $10 \text{ m s}^{-1}$  e valores positivos (negativos) acima (abaixo) de  $40$  ( $-5$ )  $\text{ms}^{-1}$  estão em sombreado escuro (claro)..... 167

**Figura A.2** - Perfil vertical da média zonal da climatologia mensal do vento zonal (coluna da esquerda) e do vento meridional (coluna da direita) em: (a, b) Janeiro e (c, d) Julho. Na coluna da esquerda (direita) o intervalo dos contornos é de  $5$  ( $0.5$ )  $\text{m s}^{-1}$ . Contornos positivos (negativos) estão em linha sólida (tracejada)..... 168

**Figura B.1** - Funções de influência de  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa para os pontos de interesse 14 (coluna da esquerda) e 29 (coluna da direita) no estado básico climatológico de janeiro. (a, b) são integrações do 14º dia do MCGA-CPTEC/INPE. (c, d) são integrações do estado estacionário do modelo barotrópico da equação da vorticidade. O círculo preto representa a localização do ponto de interesse. Em (a, b) os contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  ..... 169

**Figura C.1** - Simulações do (a)  $2^\circ$ , (b)  $6^\circ$ , (c)  $10^\circ$ , (d)  $14^\circ$ , (e)  $18^\circ$ , (f)  $22^\circ$ , (g)  $26^\circ$  e (h)  $30^\circ$  dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE para a anomalia da variável altura geopotencial em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro considerando uma forçante térmica pontual “Deep” em aproximadamente  $25^\circ\text{S}/130^\circ\text{W}$  (Máximo de  $5 \text{ K/dia}$  em 350 hPa). Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) em intervalos de  $0.5 \text{ m}$ . Contorno zero é a linha preta sólida..... 172

**Figura C.2** - Diferença entre o experimento não linear e o experimento linear no (a) 7º, (b) 14º, (c) 21º e (d) 30º dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE para a anomalia da variável altura geopotencial em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro considerando uma forçante térmica pontual “Deep” em aproximadamente 25ºS/130ºW (Máximo de 5 K/dia em 350 hPa para o experimento não linear). (Máximo de 0.5 K/dia em 350 hPa para o experimento linear). No experimento linear, os resultados são multiplicados por 10 para comparação com os resultados do experimento não linear. Contornos em intervalos de 0.5 m. Contorno zero é a linha preta sólida..... 173

**Figura C.3** - (Coluna da esquerda) Experimento linear (aquecimento – resfriamento) e (Coluna da direita) Experimento não linear (aquecimento + resfriamento) no (a, d) 7º, (b, e) 14º e (c, f) 30º dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE para a anomalia da variável altura geopotencial em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro considerando uma forçante térmica pontual “Deep” em aproximadamente 25ºS/130ºW. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) em intervalos de 0.5 m. Contorno zero é a linha preta sólida..... 174

**Figura 1.1** - Funções de influência de  $\psi_{zA}$  em 200 hPa do estado estacionário do modelo barotrópico da equação da vorticidade para pontos de interesse em três centros de ação do PNA: (a) região das Aleutas, (b) noroeste dos Estados Unidos e (c) sudeste dos Estados Unidos. Os círculos em preto representam os pontos de interesse. As funções de influência são referentes ao estado básico climatológico de janeiro..... 175

**Figura 1.2** - (Coluna da esquerda) Média da anomalia de ROLE (com máximo de convecção sobre o Pacífico tropical e máxima subsidência sobre o Pacífico Sul subtropical indicado por elipses sombreadas) e de função corrente em 200 hPa (total e sem a média zonal) para novembro de episódios de El Niño. Regiões sombreadas em cinza têm 90% de significância estatística. (Coluna da direita) Funções de influência de  $\psi_{zA}$  em 200 hPa do estado estacionário do modelo barotrópico da equação da vorticidade para centros de ação do trem de ondas que se estende do Pacífico leste para a América do Sul (indicado pelos círculos A, B e C em preto), com regiões comuns de influência indicadas por elipses sombreadas..... 176





## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

COLA	Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
EA	East Atlantic
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
EU	Eurasia
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JJA	Junho-Julho-Agosto
LMA	Laboratório de Modelagem Atmosférica
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
NAO	North Atlantic Oscillation
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NMC	National Meteorological Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMJ	Oscilação Madden-Julian
ONI	Oceanic Niño Index
PENOS-IHS	Padrão ENOS de inverno do Hemisfério Sul
PMIHS	Padrão meridional de inverno do Hemisfério Sul
PNA	Pacific-North American
PSA	Pacific-South American
PSIZA	Função corrente zonalmente assimétrica
PVHN	Padrão de verão do Hemisfério Norte
PVHS	Padrão de verão do Hemisfério Sul
RMM	Real-Time Multivariate MJO Index
RMM1	Primeira componente principal do RMM
RMM2	Segunda componente principal do RMM
ROLE	Radiação de Onda Longa Emergente no topo da atmosfera
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
WA	West Atlantic

WP	West Pacific
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

## LISTA DE SÍMBOLOS

$a$	Raio da Terra
$t$	Tempo
$m$	Metro
$s$	Segundo
$hPa$	Hectopascal
$K$	Kelvin
$J$	Joule
$Kg$	Quilograma
$\nabla$	Operador Nabla
$\partial/\partial t$	Tendência
$k$	Número de onda zonal
$l$	Número de onda meridional
$K_s$	Número de onda estacionária
$D$	Divergência horizontal do vento
$\psi$	Função corrente
$\psi_{ZA}$	Função corrente zonalmente simétrica
$\chi$	Potencial de velocidade
$\bar{U}$	Escoamento básico zonal
$\sigma$	Coordenada vertical sigma
$p$	Pressão atmosférica
$p_s$	Pressão atmosférica à superfície Terrestre
$\nu$	Frequência
$\vec{V}_\psi$	Componente rotacional do escoamento horizontal do vento
$\vec{V}_\chi$	Componente divergente do escoamento horizontal do vento
$\vec{V}$	Vetor vento horizontal
$\Omega$	Velocidade angular de rotação da Terra ( $7.292 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )
$\eta$	Vorticidade absoluta
$\zeta$	Vorticidade relativa
$f$	Vorticidade planetária
$\beta$	Gradiente meridional do parâmetro de Coriolis

$\varphi$	Latitude
$\lambda$	Longitude
$u$	Velocidade zonal do vento
$v$	Velocidade meridional do vento
$U$	$u \cos\varphi$
$V$	$v \cos\varphi$
$\dot{\sigma}$	Velocidade vertical em coordenada sigma
$T_v$	Temperatura virtual
$\Phi$	Geopotencial
$E$	Energia cinética
$R_d$	Constante do gás para o ar seco ( $287 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )
$\ln p_s$	Logaritmo da pressão à superfície
$F_u$	Termo forçante devido à parametrização de processos físicos que produzem alterações no termo de tendência de momentum zonal
$F_v$	Termo forçante devido à parametrização de processos físicos que produzem alterações no termo de tendência de momentum meridional
$\theta$	Temperatura potencial
$T$	Temperatura do ar
$\kappa$	$R_d/c_p$
$c_p$	Calor específico do ar a pressão constante ( $1004 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )
$\Pi$	$T_v/\theta$
$F_T$	Termo forçante devido à parametrização de processos físicos que produzem alterações no termo de tendência de temperatura virtual
$q$	Umidade específica
$F_q$	Termo forçante devido à parametrização de processos físicos que produzem alterações no termo de tendência de umidade específica
$\rho$	Densidade do ar
$W$	Vetor das variáveis prognósticas do sistema
$L$	Operador linear do sistema
$N$	Operador não linear do sistema
$n$	Número de onda total
$M$	Truncamento do modelo
$F$	Variável prognóstica do modelo
$e^{ik\lambda}$	Componente de Fourier

$P_n^k$	Função associada de Legendre
$F_n^k$	Coefficiente espectral
$\xi$	Log da pressão à superfície
$\Psi$	Campo escalar
$\Psi^*$	Média horizontal de $\Psi$
$G$	Função de Green
$\delta$	Função Delta
$h(\sigma)$	Perfil vertical da forçante térmica
$H$	Forçante térmica
$Q_1$	Aquecimento diabático total
$\dot{Q}$	Taxa de aquecimento diabático
$\omega$	Velocidade vertical do vento em coordenada isobárica
$n_1$	Tamanho da primeira amostra
$n_2$	Tamanho da segunda amostra
$\bar{X}_1$	Média da primeira amostra
$\bar{X}_2$	Média da segunda amostra
$S_1$	Desvio padrão da primeira amostra
$S_2$	Desvio padrão da segunda amostra
$\mu_1$	Média da primeira população
$\mu_2$	Média da segunda população
$S_{12}$	Desvio padrão
$GL$	Graus de liberdade
$S_1^2$	Variância da primeira amostra
$S_2^2$	Variância da segunda amostra



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	5
2.1 Modelo dinâmico de Matsuno-Gill e os efeitos de fontes tropicais anômalas de calor na circulação atmosférica tropical .....	5
2.2 Propagação de ondas de Rossby barotrópicas e os efeitos de fontes tropicais anômalas de calor na circulação atmosférica extratropical .....	9
2.3 Funções de influência de uma atmosfera barotrópica .....	16
<b>3 METODOLOGIA</b> .....	25
3.1 MCGA-CPTEC/INPE .....	25
3.1.1 Núcleo dinâmico do MCGA-CPTEC/INPE .....	27
3.1.2 Difusão horizontal .....	32
3.1.3 Condições iniciais e de contorno .....	33
3.1.4 Processos físicos parametrizados .....	34
3.2 Funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE .....	35
<b>4 RESULTADOS</b> .....	41
4.1 Funções de influência de uma atmosfera baroclínica x Funções de influência de uma atmosfera barotrópica .....	41
4.1.1 Introdução .....	41
4.1.2 Análise das funções de influência .....	43
4.1.2.1 Janeiro .....	43
4.1.2.2 Julho .....	49
4.2 Funções de influência de uma atmosfera baroclínica e os efeitos da variabilidade do aquecimento tropical na circulação atmosférica .....	61
4.2.1 Introdução .....	61
4.2.2 Método de obtenção dos compostos das anomalias de aquecimento tropical e de circulação atmosférica associadas ao ENOS e a OMJ .....	62
4.2.3 Influência do ENOS e da OMJ na circulação atmosférica .....	66
4.2.3.1 Análise Observacional - Aquecimento tropical .....	66
4.2.3.2 Análise Observacional - Circulação atmosférica .....	72
4.2.3.3 Funções de influência e os efeitos da variabilidade interanual do aquecimento tropical na circulação atmosférica .....	80

4.2.3.4 Funções de influência e os efeitos da variabilidade intrassazonal do aquecimento tropical na circulação atmosférica.....	101
4.2.3.4.1 Pares de fases 23 e 67.....	101
4.2.3.4.2 Pares de fases 45 e 81.....	109
4.3 Experimentos de sensibilidade.....	118
4.3.1 Introdução .....	118
4.3.2 Efeitos da topografia.....	118
4.3.3 Efeitos do perfil vertical de aquecimento .....	131
<b>5 SUMÁRIO E CONCLUSÕES.....</b>	<b>141</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>153</b>
<b>APÊNDICE A – Estado básico climatológico.....</b>	<b>167</b>
<b>APÊNDICE B – Funções de influência de uma atmosfera baroclínica x Funções de influência de uma atmosfera barotrópica.....</b>	<b>169</b>
<b>APÊNDICE C – Resposta quase estacionária do MCGA-CPTEC/INPE e os efeitos da não linearidade.....</b>	<b>171</b>
<b>ANEXO 1 – Funções de influência do modelo barotrópico da equação da vorticidade.....</b>	<b>175</b>



## 1 INTRODUÇÃO

Estudos observacionais e de modelagem numérica têm mostrado que a variabilidade espacial e temporal do aquecimento tropical influencia a circulação atmosférica global (AMBRIZZI; HOSKINS, 1997; JIN; HOSKINS, 1995; LIN, 2009; LIN et al., 2007; MATTHEWS, 2000; MATTHEWS et al., 2004; SEO; SON, 2012; TING, 1996). Nos trópicos essa influência manifesta-se através da dispersão de ondas equatoriais baroclínicas (GILL, 1980; JIN; HOSKINS, 1995; MATSUNO, 1966; SEO; SON, 2012), enquanto nos extratropicos através da dispersão de ondas de Rossby barotrópicas (HOSKINS; AMBRIZZI, 1993; HOSKINS; KAROLY, 1981; JIN; HOSKINS, 1995; KASAHARA; SILVA DIAS, 1986; SEO; SON, 2012).

A dispersão de ondas equatoriais baroclínicas é explicada pela teoria linear das ondas equatoriais e reproduzida pelo modelo linear das equações de água rasa de Matsuno-Gill (GILL, 1980; MATSUNO, 1966; SILVA DIAS et al., 1983). Por outro lado, a dispersão de ondas de Rossby barotrópicas é explicada pela teoria linear das ondas de Rossby não divergentes e reproduzida pelo modelo barotrópico linear da equação da vorticidade (HOSKINS; AMBRIZZI, 1993; HOSKINS; KAROLY, 1981; KAROLY, 1983; SARDESHMUKH; HOSKINS, 1988). No entanto, para que o modelo barotrópico da equação da vorticidade simule satisfatoriamente a resposta atmosférica extratropical induzida pelo aquecimento tropical, é necessário linearizar a equação da vorticidade em torno de um escoamento (estado) básico zonalmente assimétrico, obtendo-se variações longitudinais realísticas que são importantes tanto para a propagação das ondas de Rossby quanto para a gênese de flutuações internas na atmosfera (BRANSTATOR, 1983; GRIMM; SILVA DIAS, 1995a; SIMMONS, 1982). Além disso, é necessário também utilizar uma formulação mais completa do modelo barotrópico tradicional, incluindo os efeitos da divergência do escoamento básico e da advecção de vorticidade absoluta pelo vento divergente anômalo (GRIMM; SILVA DIAS, 1995a; b; SARDESHMUKH; HOSKINS, 1988). Essa extensão do modelo barotrópico permite um

deslocamento da fonte de ondas de Rossby para os subtropicais, onde o escoamento básico de oeste beneficia a propagação das ondas de Rossby em direção a latitudes mais altas (SARDESHMUKH; HOSKINS, 1988).

Apesar do modelo barotrópico da equação da vorticidade contribuir para um avanço no conhecimento da dinâmica de interação trópico-extratropical, existe um problema de identificar as regiões de aquecimento tropical anômalo que efetivamente estimulam anomalias na circulação atmosférica de uma determinada região de interesse (GRIMM; SILVA DIAS, 1995a; b). Esse problema surge pela necessidade de se especificar corretamente no modelo a divergência anômala tropical associada à atividade de fontes tropicais anômalas de calor (GRIMM; SILVA DIAS, 1995a; b). Sabe-se que uma fonte tropical anômala de calor apresenta divergência anômala na alta troposfera sobre sua própria localização, mas a convergência anômala de compensação, que é tão importante para a configuração da resposta atmosférica quanto a divergência, não apresenta uma relação tão simples (GRIMM; SILVA DIAS, 1995a; b). Nesse sentido, estudos de modelagem numérica usam uma simplificação errônea do campo forçante, ou seja, especificam a convergência anômala como um campo uniforme sobre o mesmo cinturão de latitude da divergência anômala, resultando em incertezas e, até mesmo, em erros que podem produzir amplas diferenças na resposta simulada (GRIMM; SILVA DIAS, 1995a; b). Portanto, experimentos isolados com o modelo barotrópico da equação da vorticidade não são necessariamente conclusivos, sendo relevante calcular as funções de influência da forçante de divergência do mesmo modelo, permitindo identificar as regiões onde a divergência (ou a convergência) anômala na alta troposfera tem maior impacto sobre a circulação atmosférica de uma determinada região de interesse (GRIMM, 1992; 2003; GRIMM; AMBRIZZI, 2009; GRIMM; REASON, 2011; 2015; GRIMM; SILVA DIAS, 1995b; GRIMM et al., 2006). Funções de influência de um modelo barotrópico não linear das equações de água rasa na esfera também indicam as regiões onde uma fonte anômala de calor, representada por uma fonte de massa no campo de altura, tem impacto na circulação atmosférica de uma determinada região de

interesse, sendo qualitativamente comparáveis aos campos de função de influência do modelo barotrópico da equação da vorticidade (ARAVÉQUIA, 2003). Dessa forma, as funções de influência de modelos barotrópicos são ferramentas úteis para a previsão empírica e para a interpretação de anomalias geradas em modelos de circulação geral da atmosfera (MCGAs) (GRIMM; SILVA DIAS, 1995b).

Contudo, mesmo com a utilidade reconhecida, as funções de influência têm sido calculadas a partir de simulações numéricas de modelos barotrópicos que naturalmente não reproduzem a circulação atmosférica baroclínica da região tropical e não incluem mecanismos potencialmente importantes para a modulação da resposta atmosférica barotrópica da região extratropical, como, por exemplo, o cisalhamento vertical do escoamento básico zonal (KASAHARA; SILVA DIAS, 1986; LIM; CHANG, 1986; WANG; XIE, 1996), os efeitos baroclínicos e não lineares de um escoamento básico tridimensional (FREDERIKSEN; WEBSTER, 1988; JIN; HOSKINS, 1995; MAJDA; BIELLO, 2003), os efeitos diretos de uma topografia realista (DEWEAVER; NIGAM, 1995; GROSE; HOSKINS, 1979; HOSKINS; KAROLY, 1981; NIGAM; DEWEAVER, 1998) e os efeitos de diferentes perfis verticais de aquecimento tropical (ARAVÉQUIA et al., 1995; HOSKINS; KAROLY, 1981; TING; SARDESHMUKH, 1993; WU, 2003; ZHANG; HAGOS, 2009). Adicionalmente, as simulações de modelos barotrópicos, e, portanto, as funções de influência de uma atmosfera barotrópica, são muito sensíveis à escolha de um nível barotrópico equivalente apropriado, logo é importante interpretá-las e quantificá-las com base nas simulações de modelos baroclínicos (TING, 1996).

Sendo assim, justifica-se a importância de analisar as funções de influência de uma atmosfera baroclínica no sentido de responder as seguintes questões: (1) São as funções de influência de um modelo baroclínico comparáveis as funções de influência de modelos barotrópicos? (2) Quais são as fontes tropicais anômalas de calor que estimulam a resposta baroclínica de uma determinada região tropical e a resposta barotrópica de uma determinada

região extratropical? (3) Quais são os efeitos da topografia e da distribuição vertical do aquecimento tropical na estrutura espacial e temporal das funções de influência de uma atmosfera estratificada?

Com base nas questões apresentadas, os objetivos desse estudo são os seguintes:

- Calcular as funções de influência de um modelo baroclínico;
- Comparar as funções de influência de uma atmosfera baroclínica com as funções de influência de uma atmosfera barotrópica;
- Identificar, através das funções de influência de uma atmosfera baroclínica, a localização de fontes tropicais anômalas de calor que efetivamente produzem anomalias na circulação atmosférica tridimensional de uma determinada região tropical ou extratropical;
- Investigar a dependência horizontal, vertical e temporal das funções de influência de diferentes experimentos de sensibilidade do modelo baroclínico, incluindo efeitos da topografia e das variações verticais do perfil de aquecimento tropical.

O Capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica sobre os efeitos de fontes tropicais anômalas de calor na circulação atmosférica tropical e extratropical, enfatizando os principais aspectos do modelo dinâmico de Matsuno-Gill e da teoria linear de propagação de ondas de Rossby barotrópicas. Além disso, são revisados os estudos diretamente relacionados às funções de influência de uma atmosfera barotrópica. O modelo baroclínico utilizado nesse estudo e a metodologia de obtenção de suas funções de influência são descritos no Capítulo 3. No Capítulo 4 são discutidos os resultados obtidos e, por fim, no Capítulo 5 são apresentadas as conclusões e as sugestões para trabalhos futuros.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Modelo dinâmico de Matsuno-Gill e os efeitos de fontes tropicais anômalas de calor na circulação atmosférica tropical

O efeito de fontes tropicais anômalas de calor na atmosfera tropical tem sido simulado por vários cientistas, destacando-se o estudo pioneiro de Matsuno (1966). Matsuno (1966) analisou o comportamento da circulação atmosférica tropical utilizando um modelo linear de água-rasa no plano  $\beta$  equatorial. Ele mostrou que o escoamento atmosférico tropical pode ser interpretado em termos da dispersão de ondas equatoriais termicamente induzidas, identificadas como onda de gravidade (leste e oeste), onda mista Rossby-gravidade, onda de Rossby e onda de Kelvin. Seus resultados foram seguidamente confirmados nos estudos observacionais de Yanai e Maruyama (1966) e Wallace e Gutzwiller (1968).

Posteriormente, utilizando a versão estacionária do modelo dinâmico de Matsuno (1966), Gill (1980) examinou a resposta atmosférica tropical induzida por uma fonte estacionária de aquecimento simétrico e antissimétrico com máximo de amplitude na média troposfera do Equador. Como mostrado pelas Figuras 2.1a; b, um aquecimento simétrico no Equador induz convergência do vento na baixa troposfera, em resposta à manifestação de uma onda de Kelvin para leste do aquecimento, e um par de ciclones ladeando o Equador, em resposta à manifestação de uma onda de Rossby para oeste do aquecimento, elucidando, assim, o problema de assimetria zonal na circulação atmosférica tropical (WEBSTER, 1972). A Figura 2.1c mostra que a solução para o caso simétrico se assemelha a uma circulação de Walker com estrutura vertical dominada pelo primeiro modo interno baroclínico. De acordo com Silva Dias e Bonatti (1985), a partição vertical de energia na região tropical concentra-se basicamente no primeiro modo interno baroclínico com profundidade equivalente de aproximadamente 250 metros. A Figura 2.1 também destaca que os ventos de leste em superfície cobrem uma área muito mais ampla do

que os ventos de oeste em superfície, visto que a velocidade de fase das ondas de Kelvin é mais rápida do que a das ondas de Rossby (GILL, 1980; MATSUNO, 1966). As ondas de Kelvin e de Rossby equatoriais normalmente são acopladas à convecção tropical, principalmente nos oceanos Índico e Pacífico oeste (MATTHEWS, 2000). Assim sendo, o efeito da distribuição vertical do aquecimento tropical, associado à convecção profunda ou rasa, tem impacto nas ondas equatoriais, sobretudo na estrutura horizontal dispersiva (JIN; HOSKINS, 1995; WU, 2003) e nos movimentos verticais (WU, 2003; ZHANG; HAGOS, 2009). Jin e Hoskins (1995) verificaram, através de um modelo baroclínico seco com estado básico em repouso, que um pico de aquecimento raso (profundo) implica em uma resposta mais intensa na circulação atmosférica da baixa (alta) troposfera. Adicionalmente, Matthews (2000) verificou que a propagação da onda de Kelvin é afetada pela topografia dos Andes-América Central e do leste da África, influenciando no ciclo de vida da Oscilação Madden-Julian (OMJ).

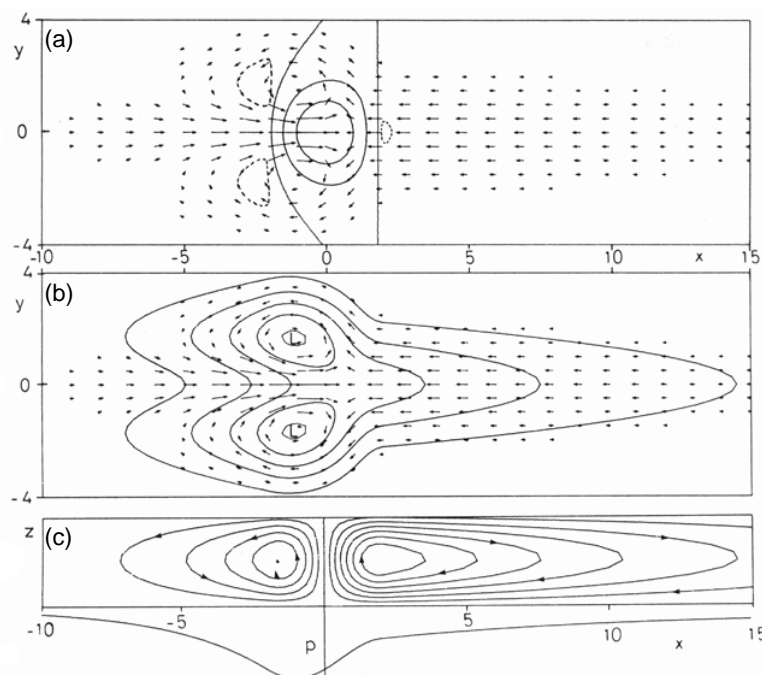


Figura 2.1 – Resposta do modelo de água rasa para um aquecimento anômalo estacionário simétrico no Equador. (a) Vento em superfície e movimento vertical; (b) vento e pressão em superfície; e (c) perfil longitude-altura do movimento vertical.

Fonte: Gill (1980)

A Figura 2.2 mostra a solução para o aquecimento antissimétrico no Equador, resultando em sinais opostos entre a circulação atmosférica de ambos os hemisférios. Uma onda mista Rossby-gravidade desenvolve-se para oeste da fonte de calor, com movimento ascendente (descendente) e circulação ciclônica (anticiclônica) associada ao aquecimento (resfriamento) anômalo (GILL, 1980). Além disso, a resposta da onda de Kelvin para leste é reduzida nesse caso, pois essa onda é essencialmente simétrica ao longo do Equador. Dessa forma, as circulações tropicais resultam de uma combinação do aquecimento simétrico e antissimétrico, onde o caso simétrico representa uma simulação da circulação de Walker e o caso antissimétrico representa uma simulação da circulação de Hadley (GILL, 1980). Portanto, o consagrado modelo de Matsuno-Gill é considerado a base dinâmica para o entendimento da resposta atmosférica tropical termicamente induzida (GILL, 1980; JIN; HOSKINS, 1995; MATSUNO, 1966; SEO; SON, 2012).

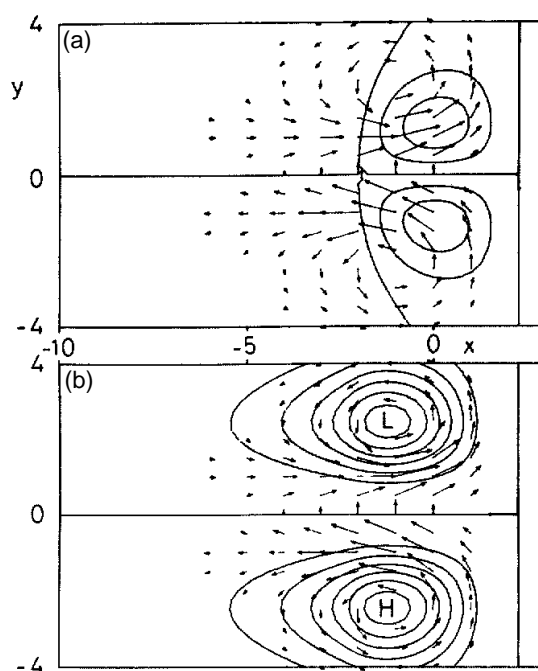


Figura 2.2 – Resposta do modelo de água rasa para um aquecimento anômalo estacionário antissimétrico no Equador. (a) Vento em superfície e movimento vertical; (b) vento e pressão em superfície.  
Fonte: Gill (1980)

O efeito de forçantes térmicas transientes também tem sido explorado em alguns estudos (BRANSTATOR, 2014; DEMARIA, 1985; KASAHARA, 1984; SILVA DIAS et al., 1983). Por exemplo, Silva Dias et al. (1983) desenvolveram um modelo linear para estudar os efeitos da convecção local transiente sobre a circulação atmosférica da América do Sul. Os autores analisaram a partição de energia entre os modos rotacionais e gravitacionais em função da latitude e das escalas horizontal e temporal da fonte de calor, concluindo que os modos oscilatórios de alta frequência são favorecidos por uma forçante térmica mais transiente, confinada ao Equador e de pequena dimensão espacial. Kasahara (1984) analisou a resposta linear da atmosfera tropical tanto para a forçante térmica transiente quanto para a estacionária, concluindo que para o caso transiente, somente os modos gravitacionais (com exceção do modo de Kelvin) dependem da variação temporal do aquecimento tropical. O modelo de Silva Dias et al. (1983) foi utilizado no estudo de DeMaria (1985), onde a circulação atmosférica de verão sobre a América do Sul foi simulada considerando tanto os efeitos de uma forçante térmica transiente quanto estacionária. Os resultados mostraram que o modelo linear das equações primitivas reproduziu muitos aspectos da circulação observada, incluindo a Alta da Bolívia. As discrepâncias entre os resultados simulados e as observações foram atribuídas aos possíveis efeitos negligenciados das interações não lineares e da topografia. Mais recentemente, Branstator (2014) realizou experimentos com um MCGA para investigar a resposta atmosférica induzida por uma anomalia transiente no aquecimento equatorial. Os experimentos indicaram que o aquecimento transiente produz respostas persistentes que têm impacto na previsibilidade subsazonal da atmosfera.

Simulações numéricas de modelos baroclínicos têm mostrado que o desenvolvimento completo da resposta atmosférica tropical termicamente induzida ocorre dentro do período de uma semana após o surgimento de anomalias no aquecimento tropical (JIN; HOSKINS, 1995; LIN et al., 2007; SEO; SON, 2012). Seo e Son (2012) utilizaram o núcleo dinâmico de um MCGA para investigar os impactos da variabilidade intrassazonal do



aquecimento tropical no escoamento atmosférico global, verificando que a resposta tropical é bem estabelecida nos primeiros cinco dias de integração e consistente com o modelo de Matsuno-Gill, isto é, existe o desenvolvimento de uma onda de Kelvin para leste e de uma onda de Rossby para oeste do aquecimento anômalo, ambas apresentando uma estrutura vertical baroclínica (GILL, 1980; JIN; HOSKINS, 1995; MATSUNO, 1966). Por volta do 7º dia de integração, as anomalias na circulação atmosférica, induzidas pela onda de Kelvin equatorial, espalham-se cada vez mais para leste, onde encontram as ondas de Rossby propagando-se para oeste. Esse cenário mostra que as principais características da circulação atmosférica tropical termicamente induzida ocorrem dentro do período de uma semana (SEO; SON, 2012). Na escala interanual, Lin et al. (2007) utilizaram um modelo atmosférico seco de equações primitivas para investigar a resposta atmosférica induzida tanto pelo aquecimento anômalo quanto pelo resfriamento anômalo decorrente das atividades do El Niño e da La Niña, respectivamente. Eles verificaram que nos trópicos a estrutura espacial da onda de Rossby e a extensão zonal da onda de Kelvin não são simétricas entre os eventos de El Niño e de La Niña, possivelmente devido às alterações no escoamento básico zonal que ocorrem em cada caso. Apesar das diferenças, Lin et al. (2007) mostraram que a resposta atmosférica tropical é estabelecida dentro do período de uma semana, além de ser qualitativamente consistente com a solução teórica de Gill (1980).

## **2.2 Propagação de ondas de Rossby barotrópicas e os efeitos de fontes tropicais anômalas de calor na circulação atmosférica extratropical**

A onda de Rossby barotrópica é uma oscilação de escala planetária que conserva vorticidade absoluta e deve sua existência à variação do parâmetro de Coriolis com a latitude (efeito  $\beta$ ) (HOLTON, 2004). Esse movimento ondulatório no plano horizontal é caracterizado pela alternância de regiões de vorticidade ciclônica e anticiclônica à medida que a onda propaga-se, sendo que a força restauradora dessa onda é a força de Coriolis. A velocidade de fase das ondas de Rossby é sempre para oeste em relação ao escoamento básico,

enquanto a velocidade de grupo, associada ao fluxo de energia, pode ser em qualquer direção. Em geral, ondas curtas têm velocidade de grupo para leste e ondas longas para oeste (HOLTON, 2004).

A gênese das ondas de Rossby barotrópicas é relacionada à variabilidade do aquecimento tropical (AMBRIZZI; HOSKINS, 1997; HOSKINS; KAROLY, 1981; JIN; HOSKINS, 1995). Uma fonte tropical anômala de calor é balanceada pelo movimento vertical ascendente e pela divergência em altos níveis, resultando em um distúrbio no campo de vorticidade absoluta (HOSKINS; KAROLY, 1981; SARDESHMUKH; HOSKINS, 1988). Dessa forma, por conservação de vorticidade absoluta, as ondas de Rossby são geradas, propagando-se, posteriormente, para os extratropicais ao longo de uma grande rota circular (HOSKINS; KAROLY, 1981; HOSKINS et al., 1977; KAROLY, 1983).

Modelos barotrópicos têm sido utilizados para investigar a gênese de ondas de Rossby na alta troposfera (AMBRIZZI et al., 1995; GRIMM; REASON, 2011; 2015; GRIMM; SILVA DIAS, 1995a; b; HOSKINS; AMBRIZZI, 1993; HOSKINS; KAROLY, 1981; HOSKINS et al., 1977; KAROLY, 1983; SARDESHMUKH; HOSKINS, 1988), tendo como base a equação da vorticidade (equação 2.1):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \eta = -\eta D \quad (2.1)$$

onde  $\eta$  é a vorticidade absoluta definida como  $\eta = f + \zeta$ , sendo  $f$  a vorticidade planetária (parâmetro de Coriolis) e  $\zeta$  a vorticidade relativa,  $t$  é o tempo,  $\vec{V}$  é o vetor vento horizontal e  $D$  é a divergência horizontal do vento.

Considerando que o escoamento horizontal ( $\vec{V}$ ) pode ser expresso como uma soma da componente rotacional ( $\vec{V}_\psi$ ), relacionada à função corrente ( $\psi$ ), com a componente divergente ( $\vec{V}_\chi$ ), relacionada ao potencial de velocidade ( $\chi$ ), a equação 2.1 pode ser escrita de acordo com a equação 2.2:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + (\vec{V}_\psi + \vec{V}_\chi) \cdot \nabla \eta = -\eta D \quad (2.2)$$

onde  $\vec{V}_\psi = \hat{k} \times \nabla \psi$ ,  $\vec{V}_\chi = \nabla \chi$

Manipulando a equação 2.2, tem-se a relação que destaca os termos de propagação de ondas de Rossby pela parte rotacional do vento (termos do lado esquerdo da equação 2.3) e a forçante completa de ondas de Rossby pelo fluxo divergente do vento horizontal (termos do lado direito da equação 2.3):

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \vec{V}_\psi \cdot \nabla \eta = -\eta D - \vec{V}_\chi \cdot \nabla \eta \quad (2.3)$$

A equação 2.3 postula que a geração de ondas de Rossby ocorre devido à presença de divergência na alta troposfera, mais eficiente na região tropical, que promove a intensificação do fluxo divergente responsável pelo máximo de advecção de vorticidade absoluta nos subtropicais (GRIMM; SILVA DIAS, 1995a; b; SARDESHMUKH; HOSKINS, 1988; SHIMIZU; CAVALCANTI, 2011). De acordo com Grimm e Silva Dias (1995a; b) e Sardeshmukh e Hoskins (1988), essa extensão do modelo barotrópico permite um deslocamento da fonte de ondas de Rossby para os subtropicais, onde o escoamento básico de oeste beneficia à propagação das ondas de Rossby em direção a latitudes mais altas.

A propagação das ondas de Rossby ocorre em certas regiões preferenciais, conhecidas como guias de ondas de Rossby (AMBRIZZI; HOSKINS, 1997; AMBRIZZI et al., 1995; HOSKINS; AMBRIZZI, 1993). A localização dos guias de ondas de Rossby pode ser inferida através da distribuição espacial do número de onda estacionária  $K_s$  (HOSKINS; AMBRIZZI, 1993), sendo que este número pode ser deduzido a partir da relação de dispersão de uma onda de Rossby barotrópica não divergente (equação 2.4):

$$\nu = \bar{U}k - \frac{(\beta - \partial^2 \bar{U} / \partial y^2) k}{k^2 + l^2} \quad (2.4)$$

onde  $\nu$  é a frequência da onda,  $\bar{U}$  é o escoamento básico zonal,  $\beta$  é a variação do parâmetro de Coriolis com a latitude, definido como  $\beta = 2\Omega \cos(\varphi/a)$ , sendo  $\Omega$  a velocidade angular de rotação da Terra,  $a$  o raio da Terra e  $\varphi$  a latitude,  $(\beta - \partial^2 \bar{U} / \partial y^2)$  é o gradiente meridional de vorticidade absoluta,  $k$  é o número de onda zonal e  $l$  é o número de onda meridional.

Para uma onda estacionária ( $\nu = 0$ ), a relação de dispersão torna-se (equação 2.5):

$$K_s^2 = \frac{(\beta - \partial^2 \bar{U} / \partial y^2)}{\bar{U}}, \text{ onde } K_s^2 = k^2 + l^2 \quad (2.5)$$

Dessa forma, a condição para a onda propagar-se meridionalmente é  $l^2 > 0$ . Essa condição é satisfeita se  $\bar{U}$  for positivo (ventos de oeste) e  $k$  for pequeno (ondas longas), inversamente proporcional ao comprimento de onda, ocorrendo uma propagação meridional, dependendo do valor de  $k$ . Se  $\bar{U}$  for negativo (ventos de leste), para qualquer  $k$ , não pode existir esse tipo de onda. O termo  $(\beta - \partial^2 \bar{U} / \partial y^2)$  é positivo na região central da corrente de jato, favorecendo a propagação das ondas de Rossby (jato funciona como um guia de ondas de Rossby) (AMBRIZZI et al., 1995; HOSKINS; AMBRIZZI, 1993).

Em geral, regiões zonalmente orientadas com valores relativamente altos de  $K_s$ , delimitados meridionalmente por valores menores, indicam áreas favoráveis à presença dos guias de ondas (HOSKINS; AMBRIZZI, 1993). De acordo com Hoskins e Ambrizzi (1993), as ondas de Rossby inicialmente propagam-se em direção ao Polo a partir de uma região forçante. Entretanto, ao atingirem uma determinada latitude na região extratropical, a velocidade de grupo meridional se anula, pois o número de onda meridional diminui até ser igual a zero, acarretando em um deslocamento na forma de um arco em

direção ao Equador, onde as ondas podem ser absorvidas ou refletidas ao atingirem a latitude crítica ( $\bar{U}=0$ ). Ambrizzi et al. (1995) identificaram quatro guias de ondas durante o inverno austral: 1) o jato que conecta o norte da África a Ásia; 2) o jato que conecta o Atlântico Norte ao norte da Europa; 3) o jato que se estende desde o oceano Índico, atravessa a Austrália, e atinge o leste do Pacífico Sul (guia de onda subtropical); e 4) o jato polar, presente em latitudes mais altas (guia de onda polar). Para o verão austral, Hoskins e Ambrizzi (1993) identificaram três guias de ondas: 1) o jato que conecta o norte da África a Ásia; 2) o jato que conecta o Atlântico Norte ao norte da Europa; e 3) o jato do Hemisfério Sul.

Matthews e Kiladis (1999) verificaram que no inverno austral as ondas de Rossby estacionárias que foram geradas no Hemisfério Norte não conseguem avançar para o Hemisfério Sul, devido ao predomínio de ventos de leste em altos níveis da troposfera na região equatorial, o que não favorece a propagação inter-hemisférica de acordo com a equação 2.5. Entretanto, no verão austral, os ventos de oeste escoam em grande parte da faixa equatorial do centro-leste do Pacífico e Atlântico, possibilitando a relação inter-hemisférica (WEBSTER; HOLTON, 1982).

Além dos modelos barotrópicos, alguns estudos utilizaram modelos baroclínicos para investigar a estrutura de propagação das ondas de Rossby estacionárias em uma atmosfera baroclínica (AMBRIZZI; HOSKINS, 1997; JIN; HOSKINS, 1995; MATTHEWS et al., 2004; MÜLLER; AMBRIZZI, 2007; SEO; SON, 2012; TING; SARDESHMUKH, 1993). Jin e Hoskins (1995) investigaram a resposta direta da atmosfera ao aquecimento tropical usando um modelo de equações primitivas forçado por uma fonte de calor na região equatorial. Eles verificaram que a resposta direta, quase estacionária, ocorre durante os primeiros 15 a 20 dias de integração, antes da instabilidade baroclínica dominar os campos do modelo. Além disso, observaram que as forçantes de ondas de Rossby e a propagação dessas ondas são fortemente influenciadas pelo escoamento básico. Segundo Jin e Hoskins (1995), as respostas nas regiões

tropical e extratropical são estabelecidas dentro do período de uma semana, enquanto na segunda semana, o padrão de latitudes altas é determinado e o padrão de ondas nos subtropicais propaga-se em direção ao Equador. Jin e Hoskins (1995) também constataram que os efeitos não lineares são mais importantes depois do desenvolvimento dos transientes extratropicais, ou seja, após o período de 15 a 20 dias aproximadamente. Esse resultado está relacionado ao fato de que Jin e Hoskins (1995) não consideraram os efeitos não lineares das interações entre os transientes baroclínicos e as ondas de Rossby barotrópicas.

Ambrizzi e Hoskins (1997) integraram um modelo baroclínico, linearizado em torno de escoamentos básicos climatológicos, e verificaram que as estruturas de propagação das ondas de Rossby são qualitativamente similares às obtidas com o uso de modelos barotrópicos (HOSKINS E AMBRIZZI, 1993; AMBRIZZI et al., 1995). Müller e Ambrizzi (2007) simularam propagações de ondas de Rossby em um modelo baroclínico seco para analisar os efeitos remotos na produção de geada generalizada sobre o sul da América do Sul. De modo geral, eles obtiveram resultados que concordam com a teoria linear de propagação de ondas de Rossby, destacando a importância das correntes de jato subtropical e polar do Hemisfério Sul para guiar as ondas de Rossby do Índico para o centro-sul da América do Sul.

Matthews et al. (2004) investigaram a gênese de anomalias na circulação atmosférica durante episódios de OMJ no inverno boreal. Eles integraram um modelo atmosférico de equações primitivas, com um escoamento básico climatológico tridimensional, forçado por fontes tropicais anômalas de calor associadas as fases da OMJ. Matthews et al. (2004) observaram que a resposta atmosférica extratropical ocorre em até duas semanas após a inicialização do modelo, sendo consistente com as teorias de dispersão e propagação de ondas de Rossby barotrópicas. Os autores também analisaram o impacto de mudanças no perfil vertical de aquecimento, verificando que a resposta atmosférica global é menos intensa quando a fonte tropical anômala

de calor tem um pico de aquecimento raso, ou seja, associada à convecção rasa. Ting e Sardeshmukh (1993) constataram que as integrações de um MCGA são sensíveis ao escoamento básico e ao perfil vertical de aquecimento. Quando o escoamento é zonalmente simétrico (assimétrico), a resposta atmosférica na alta troposfera é mais intensa para uma forçante de convecção profunda (rasa), sugerindo que as variações zonais do escoamento básico introduzem um conjunto adicional de modos normais que o aquecimento raso estimula mais eficientemente do que o aquecimento profundo.

Seo e Son (2012) estenderam o estudo de Matthews et al. (2004) através de uma análise detalhada dos mecanismos dinâmicos envolvidos na resposta atmosférica global induzida pela variabilidade intrassazonal do aquecimento tropical. A partir de um escoamento básico climatológico, eles integraram o núcleo dinâmico de um MCGA forçado por fontes tropicais anômalas de calor associadas as diferentes fases da OMJ no inverno boreal. Os resultados do estudo mostraram que nas duas primeiras semanas de integração as anomalias na circulação atmosférica representam uma resposta direta ao aquecimento tropical, sendo amplamente explicada pela dinâmica linear, isto é, nos trópicos pelo modelo linear de Matsuno-Gill (GILL, 1980; MATSUNO, 1966) e nos extratropicos pela teoria linear de propagação de ondas de Rossby barotrópicas (HOSKINS; AMBRIZZI, 1993; HOSKINS; KAROLY, 1981; HOSKINS et al., 1977). Testes de sensibilidade para o perfil vertical de aquecimento também foram avaliados, indicando que a resposta atmosférica global da OMJ é sensível a estrutura vertical da fonte tropical anômala de calor. De acordo com Seo e Son (2012), um pico de aquecimento raso (profundo) produz uma resposta mais intensa na baixa (alta) troposfera, conforme discutido em Jin e Hoskins (1995).

Efeitos da topografia sobre a resposta atmosférica termicamente induzida também foram investigados em alguns estudos de modelagem numérica (DEWEAVER; NIGAM, 1995; NIGAM; DEWEAVER, 1998). DeWeaver e Nigam (1995) verificaram que a resposta atmosférica extratropical estimulada pelo El

Niño-Oscilação Sul (ENOS) é modulada pela topografia, sendo os Himalaias a principal forçante. Nigam e DeWeaver (1998), complementando o estudo de DeWeaver e Nigam (1995), analisaram a interação entre as anomalias de circulação termicamente forçadas e a topografia do Hemisfério Norte nos invernos boreais de 1987/88 e 1988/89. Eles integraram um modelo barotrópico forçado por uma anomalia de divergência equatorial e mostraram que a topografia tem um papel substancial na modulação da resposta rotacional sobre a região Pacífico-América do Norte.

### **2.3 Funções de influência de uma atmosfera barotrópica**

As funções de Green, ou funções de influência, são muito utilizadas quando se deseja conhecer, dentro de um determinado domínio físico, as regiões nas quais as forçantes mais influenciam a resposta em um ponto de interesse (BUTKOV, 1968). Nos modelos barotrópicos da atmosfera, o cálculo da função de Green é realizado através da resolução da equação governante do problema em questão, indicando a resposta da variável prognóstica devido a uma forçante externa sobre o sistema (ARAVÉQUIA, 2003; BRANSTATOR, 1985; GRIMM, 1992; 2003; GRIMM; AMBRIZZI, 2009; GRIMM; REASON, 2011; 2015; GRIMM; SILVA DIAS, 1995b; GRIMM et al., 2006; NEWMAN; SARDESHMUKH, 1998).

Branstator (1985) foi o pioneiro no cálculo das funções de influência de um modelo linear da equação da vorticidade barotrópica. No seu estudo, as forçantes do modelo são fontes anômalas de vorticidade e as funções de influência indicam as regiões em que fontes anômalas de vorticidade são mais eficientes em produzir a resposta rotacional anômala em um determinado ponto de grade de interesse do domínio espacial do modelo. A partir das funções de influência dos centros de ação do padrão de teleconexão Pacífico-América do Norte (*Pacific-North American*; PNA), Branstator (1985) verificou que o padrão de latitudes médias é forçado preferencialmente por anomalias de vorticidade no norte do Índico e na Indonésia.



Posteriormente, Grimm (1992) e Grimm e Silva Dias (1995b) calcularam as funções de influência de um modelo barotrópico linear baseado na equação da vorticidade. O modelo inclui os efeitos da divergência do escoamento básico e da advecção de vorticidade absoluta pelo vento divergente anômalo, sendo, portanto, mais completo do que o modelo barotrópico utilizado por Branstator (1985). Dessa forma, Grimm (1992) e Grimm e Silva Dias (1995b) obtiveram as regiões em que a divergência anômala na alta troposfera é mais eficiente em produzir anomalias rotacionais em um determinado ponto de grade de interesse do domínio espacial do modelo. Como a divergência anômala em altos níveis é associada diretamente às fontes tropicais anômalas de calor, as funções de influência da fonte de divergência avaliam diretamente os impactos da variabilidade do aquecimento tropical na circulação atmosférica. Grimm e Silva Dias (1995b) compararam as funções de influência da forçante de divergência com as funções de influência da forçante de vorticidade de Branstator (1985), mostrando que os campos são diferentes para os centros de ação do padrão PNA. Os autores também confirmaram a importância da propagação de ondas de Rossby extratropicais para explicar a gênese de alguns padrões de teleconexão, em particular aqueles com estrutura ondulatória, como, por exemplo, os padrões PNA e o Eurásia (*Eurasia*; EU) do inverno boreal (WALLACE; GUTZLER, 1981).

Na escala de tempo interanual, Grimm e Silva Dias (1995b) verificaram que a fase positiva do PNA é estimulada principalmente por anomalias de convergência no centro-leste do Pacífico Norte subtropical em resposta a atividade do El Niño, concordando com Held e Kang (1987). Grimm e Silva Dias (1995b) também observaram que nem todos os centros de ação do padrão PNA são igualmente estimulados pelas mesmas forçantes, podendo haver um conflito entre as regiões de influência dependendo do sinal da perturbação rotacional. Além disso, destacaram a importância de considerar as regiões de influência que alternam o sinal de acordo com a mudança de sinal da perturbação rotacional em torno do ponto de interesse. Na escala de tempo intrassazonal, as variações da convecção no leste das Filipinas e próximo ao

Havaí podem ser as principais forçantes do padrão PNA em resposta a atividade da OMJ (GRIMM; SILVA DIAS, 1995b).

Para o padrão EU, Grimm e Silva Dias (1995b) verificaram que a divergência anômala na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é possivelmente a principal forçante dessa teleconexão em escala tempo intrassazonal. Isto foi constatado através das funções de influência dos centros de ação do padrão EU e de uma simulação numérica do modelo barotrópico da equação da vorticidade forçado por divergência anômala na região de manifestação da ZCAS. Da mesma forma, uma forçante de divergência anômala localizada a leste/sudeste da posição climatológica da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) é capaz de produzir uma circulação ciclônica anômala sobre o sudeste da América Sul, influenciando na variabilidade intrassazonal da ZCAS (GRIMM; SILVA DIAS, 1995b). Portanto, o estudo de Grimm e Silva Dias (1995b) revela a existência de uma cadeia de conexões articulada pela propagação tropical da OMJ. Essa cadeia constitui uma influência da ZCPS sobre a ZCAS e um controle da ZCAS sobre o padrão EU, que possivelmente conecta-se ao oeste do Pacífico tropical. É possível que essas teleconexões ocorram durante a manifestação do ENOS (GRIMM; SILVA DIAS, 1995b).

As funções de influência do estudo de Grimm (1992) também foram utilizadas para investigar a gênese de outros padrões de teleconexão do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, os quais são: padrão do leste do Atlântico Norte (*East Atlantic; EA*), padrão do oeste do Atlântico Norte (*West Atlantic; WA*), padrão do oeste do Pacífico Norte (*West Pacific; WP*), padrão de verão do Hemisfério Norte (PVHN), padrão de verão do Hemisfério Sul (PVHS), padrão meridional de inverno do Hemisfério Sul (PMIHS) e padrão ENOS de inverno do Hemisfério Sul (PENOS-IHS).

Segundo Grimm (1992), os padrões de teleconexão EA, WA e WP, isto é, padrões de teleconexão do tipo dipólo com dois centros de ação de sinais opostos na direção meridional, não apresentam regiões de influência comum

na faixa tropical com sinais contrários para os dois centros de ação, sendo possivelmente estimulados pela instabilidade barotrópica nas regiões de saída dos jatos e pela atividade baroclínica das ondas transientes (NAKAMURA et al., 1987). O PVHN parece ser influenciado por um modo instável do escoamento básico (GRIMM, 1992; GRIMM; SILVA DIAS, 1995b). As funções de influência de seus centros de ação indicam insensibilidade à posição longitudinal da divergência anômala na faixa equatorial, enquanto nos subtropicais indicam uma variabilidade espacial muito mais ampla. Grimm (1992) sugeriu que a variabilidade da convecção no oeste do Pacífico Norte tropical tem grande potencial para estimular o PVHN. Para o PVHS, as funções de influência apresentam grande coerência, apontando a influência da região subtropical de cada continente sobre o continente a leste e o oceano a sudeste (GRIMM, 1992). As funções de influência do PMIHS indicam que essa teleconexão parece originar-se nos subtropicais, a leste da Austrália, em resposta as variações de temperatura da superfície do mar (TSM) na região. O PENOS-IHS tem zonas de influência reconhecíveis nos subtropicais, com o centro de ação no sul da América do Sul influenciado pela variabilidade da convecção no leste do Pacífico tropical. Grimm (1992) associou esse resultado ao desenvolvimento de anomalias positivas na corrente de jato subtropical que induzem aumento de precipitação no sul do Brasil durante eventos de El Niño.

Especificamente, o efeito de fontes tropicais anômalas de calor sobre os Estados Unidos foi identificado por Newman e Sardeshmukh (1998). Os autores calcularam as funções de influência de um modelo barotrópico linear e constataram que o ciclo anual deve ser considerado na análise dos impactos de fontes de calor na atmosfera. Eles verificaram que a área da forçante que causa maior influência sobre os Estados Unidos desloca-se do Pacífico leste, no final do inverno, para o Pacífico oeste, no final da primavera. Esses resultados sugerem que a evolução de eventos extremos de tempo durante a primavera nos Estados Unidos pode depender do comportamento da forçante remota sobre o Pacífico Norte. Adicionalmente, Newman e Sardeshmukh (1998) destacaram a importância de considerar o impacto do ciclo anual em

qualquer teoria de variabilidade de baixa frequência da atmosfera, tendo em vista a possibilidade de interações em diferentes escalas de tempo.

As funções de influência também foram calculadas para o modelo barotrópico das equações de água rasa que inclui termo não linear e forçante no campo de altura (ARAVÉQUIA, 2003). Conforme Grimm (1992) e Grimm e Silva Dias (1995b), as equações de água rasa também incluem termos de amortecimento e são linearizadas em torno de um escoamento básico climatológico zonalmente assimétrico em 200 hPa. Em contrapartida, as funções de influência das equações de água rasa incluem, intrinsecamente, o efeito da subsidência de compensação, diferentemente das funções de influência do modelo barotrópico da equação da vorticidade de Grimm (1992) e Grimm e Silva Dias (1995b), onde foi necessário especificar não somente a região de divergência anômala em altitude, mas também a região de subsidência compensatória.

Segundo Aravéquia (2003), as funções de influência do modelo barotrópico das equações de água rasa são qualitativamente comparáveis às funções de influência do modelo barotrópico da equação da vorticidade de Grimm (1992) e Grimm e Silva Dias (1995b), apesar de existirem diferenças não desprezíveis entre os dois modelos, sobretudo a longa distância do ponto de grade de interesse. As principais diferenças encontradas, considerando os escoamentos climatológicos de janeiro e de julho, são as seguintes:

(i) Para os pontos do padrão EU, as funções de influência de janeiro do modelo barotrópico das equações de água rasa apresentam menor intensidade da resposta à forçante localizada na região central do Pacífico Norte e no Hemisfério Sul;

(ii) As funções de influência de julho do modelo barotrópico das equações de água rasa apresentam para alguns centros de ação do padrão Pacífico-América do Sul (*Pacific-South American*; PSA) uma estrutura ondulatória sobre

o Hemisfério Norte ao sul de 40°N, diferentemente do modelo barotrópico da equação da vorticidade. Além disso, a função de influência do modelo barotrópico da equação da vorticidade apresenta influência reduzida por todo o globo para um ponto de grade de interesse no oeste do Pacífico Sul tropical, enquanto no modelo barotrópico das equações de água rasa existe influência da África e do Índico para o mesmo ponto de grade de interesse;

(iii) As funções de influência de julho do modelo barotrópico das equações de água rasa apresentam melhor definição da estrutura ondulatória nos centros de ação do padrão EU e do padrão PNA em comparação as do modelo barotrópico da equação da vorticidade. A influência inter-hemisférica para esses centros de ação é menor em julho do que em janeiro. Para os centros de ação do padrão PSA, as funções de influência de julho mostram uma estrutura ondulatória bem definida tanto no Hemisfério Sul quanto no Hemisfério Norte no modelo barotrópico das equações de água rasa. Em contrapartida, no modelo barotrópico da equação da vorticidade o sinal de influência é destacado apenas no Hemisfério Sul.

Aravéquia (2003) também calculou funções de influência com dependência temporal, permitindo investigar a origem das derivas de previsões de tempo de distintos MCGAs. Os campos de função de influência mostraram que para o 1º dia de integração existe um marcante sinal de onda de gravidade, principalmente para pontos de grade de interesse na região equatorial. Esse comportamento está associado ao efeito de ajuste transiente do escoamento no modelo de água rasa, associado à projeção da forçante nos modos de alta frequência (SILVA DIAS et al., 1983), que é maior quanto mais próximo do equador estiver a fonte. De modo geral, as funções de influência com dependência temporal mostram as seguintes características: (1) Janeiro tem menor influência remota e inter-hemisférica do que julho; (2) Julho mostra influência mais fraca ao redor do ponto de grade de interesse do que janeiro, mas a influência de fontes remotas no mesmo hemisfério é mais intensa em julho; (3) Fontes anômalas de calor fora do cinturão tropical promovem

resposta mais intensa no ponto de grade de interesse localizado em latitudes mais altas; e (4) Pontos de grade de interesse próximos ao equador sofrem influências de ambos os hemisférios.

Através dos campos de função de influência do modelo barotrópico da equação da vorticidade, Grimm (2003) analisou os impactos subsazonais do El Niño sobre o sistema de monção de verão da América do Sul. Em novembro de eventos El Niño, os resultados mostram que as anomalias na circulação atmosférica sobre o sudeste do Brasil são moduladas por efeitos remotos provenientes do Pacífico Equatorial. Por outro lado, em janeiro de eventos El Niño, os efeitos locais provavelmente são os responsáveis pela gênese de anomalias na circulação atmosférica. Segundo Grimm (2003), uma explicação plausível para essas diferenças é que em novembro as teleconexões trópico-extratropical são mais beneficiadas pelas configurações favoráveis do escoamento básico (AMBRIZZI; HOSKINS, 1997; AMBRIZZI et al., 1995; HOSKINS; AMBRIZZI, 1993), induzindo anomalia anticiclônica sobre o sudeste do Brasil e, conseqüentemente, redução de precipitação no centro-leste do Brasil tropical. Em janeiro, os efeitos locais, resultantes da redução de precipitação na primavera, induzem anomalias negativas no campo de pressão em superfície, promovendo uma abrupta mudança na distribuição de precipitação do centro-leste do Brasil tropical. Um mecanismo semelhante foi proposto por Grimm et al. (2007) em um estudo de modelagem climática regional.

Os efeitos remotos da monção de verão da América Sul sobre a variabilidade interanual e intrassazonal da precipitação no sul da África foram explorados por Grimm e Reason (2011) e Grimm e Reason (2015), respectivamente. A análise dos efeitos remotos foi considerada no contexto de um modelo barotrópico da equação da vorticidade, permitindo calcular as funções de influência da forçante de divergência anômala na alta troposfera. Na escala interanual, Grimm e Reason (2011) verificaram que a convecção anômala sobre o sistema de monção da América do Sul pode influenciar a evolução de anomalias de

TSM e de precipitação no sul da África associadas a eventos Benguela Niño. Esse resultado é confirmado pelas funções de influência de centros de ação de um padrão de teleconexão que conecta a América do Sul com a África. As funções de influência também mostram que não existe influência da convecção na África sobre a variabilidade do sistema de monção da América do Sul. Na escala intrassazonal, Grimm e Reason (2015) analisaram os impactos da variabilidade da convecção na América Sul sobre a precipitação do sul da África. No verão os mecanismos de teleconexão envolvem tanto a circulação de Walker quanto a propagação de ondas de Rossby extratropicais. Por outro lado, no inverno o mecanismo extratropical é mais relevante. As funções de influência revelam que no verão a porção tropical da América do Sul tem maior impacto sobre o sul da África, enquanto no inverno a região subtropical torna-se mais importante.





### 3 METODOLOGIA

As funções de influência de uma atmosfera baroclínica são obtidas a partir de simulações numéricas do núcleo dinâmico do MCGA utilizado no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Dessa forma, descreve-se nesse capítulo informações sobre o modelo utilizado e sobre a metodologia de obtenção de suas funções de influência.

#### 3.1 MCGA-CPTEC/INPE

O MCGA-CPTEC/INPE é uma versão modificada do modelo atmosférico do *Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies* (COLA), que, por sua vez, evoluiu da união do código de dinâmica Euleriana espectral global desenvolvido pelo *National Meteorological Center* (NMC), posteriormente *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), com as parametrizações físicas de escala subgrade desenvolvidas pelo *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL) da universidade de Princeton. Em novembro de 1994, o CPTEC iniciou operacionalmente a previsão numérica de tempo para todo o globo terrestre com a versão 1.0 do MCGA-CPTEC/INPE. Essa versão corresponde à versão 1.7 do MCGA-COLA com algumas modificações, como, por exemplo, o uso do truncamento triangular ao invés do truncamento romboidal, a introdução de resoluções horizontal e vertical versáteis e a utilização de TSM média observada da última semana. A opção de alterar o tipo de truncamento do modelo deve-se ao fato de que no truncamento triangular a resolução horizontal nas direções zonal e meridional é aproximadamente a mesma, enquanto no truncamento romboidal, a resolução latitudinal é a mesma para todo número de onda zonal. Dessa forma, em um MCGA de alta resolução, o truncamento triangular tem se mostrado superior (HOLTON, 2004), contribuindo com as necessidades operacionais do CPTEC. Em 1998, a versão 2.0 do MCGA-CPTEC/INPE entrou em operação, incluindo modificações no tratamento da interação atmosfera-biosfera, novas opções de

parametrização de convecção profunda e um novo esquema de difusão horizontal. Além disso, foi inserido um novo esquema de pós-processamento e realizado uma alteração na grade horizontal do modelo, que passou de uma grade regular para uma grade gaussiana, evitando erros associados à interpolação horizontal. Adicionalmente, no período de 1998 a 2013 foram realizadas mudanças na paralelização do código, nos termos de dissipação e nos esquemas de parametrização, além da introdução de novas opções de compilação e a inclusão da dinâmica semi-lagrangeana no código do modelo.

Estudos realizados mostraram a habilidade do MCGA-CPTEC/INPE em simular as principais características climatológicas globais, como, por exemplo, o ciclo sazonal da precipitação, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), as altas subtropicais e as correntes de jato (CAVALCANTI et al., 2002). Também foi verificada a habilidade do modelo em simular o número de onda das principais ondas estacionárias observadas em ambos os hemisférios, isto é, o número de onda 2 no Hemisfério Norte e o número de onda 1 no Hemisfério Sul (CAVALCANTI et al., 2002). No entanto, o modelo demonstra uma superestimação da precipitação sobre os Andes, que está relacionada à deficiência na representação espectral da topografia e da circulação atmosférica associada, e uma deficiência em simular a quantidade de precipitação na Amazônia, que pode estar relacionada ao esquema de convecção utilizado (MARENGO et al., 2003). Existem também deficiências em simular a precipitação nos setores norte e sul da ZCAS (CAVALCANTI et al., 2002). Adicionalmente, o MCGA-CPTEC/INPE tem sido usado para estudos da variabilidade de alta e baixa frequência da atmosfera, mostrando-se hábil em simular os transientes baroclínicos (CAVALCANTI; KAYANO, 2000), a variabilidade interanual das anomalias de precipitação nas regiões nordeste e sul do Brasil durante episódios do ENOS (CAVALCANTI; MARENGO, 2005) e os dois principais modos de variabilidade intrassazonal que influenciam a América do Sul, os quais são: o padrão PSA e o dipólo de precipitação entre a ZCAS e as planícies subtropicais (CAVALCANTI; CASTRO, 2003). Todavia, na região tropical o padrão típico de anomalias de convecção associado à OMJ

não é representado adequadamente pelo modelo (CARNEIRO; CAVALCANTI, 2010). Apesar dos avanços descritos, o MCGA-CPTEC/INPE está em contínuo desenvolvimento para a redução de erros sistemáticos e para melhor representar as variáveis atmosféricas e a precipitação sobre a América do Sul.

Esse texto é baseado na descrição histórica do MCGA-CPTEC/INPE desenvolvida pelo Laboratório de Modelagem Atmosférica (LMA) do CPTEC/INPE. Detalhes adicionais podem ser encontrados em: (<http://lma.cptec.inpe.br/niveis/nivel3.php#>). A seguir são descritas informações sobre: 1) o núcleo dinâmico do modelo; 2) a difusão horizontal utilizada; 3) as condições iniciais e de contorno normalmente usadas nas simulações numéricas; e 4) os processos físicos parametrizados. Essas informações são baseadas principalmente em Bonatti (1996), Cavalcanti et al. (2002), Kinter et al. (1997) e na descrição do LMA do CPTEC/INPE. De particular interesse é a descrição das equações primitivas que compõem o núcleo dinâmico do modelo, visto que representam a base para a construção das funções de influência de uma atmosfera baroclínica.

### **3.1.1 Núcleo dinâmico do MCGA-CPTEC/INPE**

O núcleo dinâmico do MCGA-CPTEC/INPE é espectral global, apresentando coordenada horizontal esférica e coordenada vertical sigma ( $\sigma$ ). A coordenada vertical  $\sigma$  é definida como a razão entre a pressão  $p$  de um determinado nível vertical da atmosfera e a pressão  $p_s$  à superfície terrestre, ou seja,  $\sigma = (p/p_s)$  no ponto considerado (PHILLIPS, 1957). A coordenada vertical  $\sigma$  tem a vantagem de permitir facilmente a introdução da topografia, pois  $\sigma$  tem valor constante igual a 1 acompanhando a superfície terrestre. Além disso, nas escalas espaciais e temporais de interesse do modelo, os movimentos do ar estão aproximadamente em balanço hidrostático, sendo conveniente expressar a variação vertical em termos da coordenada  $\sigma$ .

As equações prognósticas que descrevem a evolução do fluido no núcleo dinâmico Euleriano do MCGA-CPTEC/INPE são:

– Equações do movimento zonal (equação 3.1) e do movimento meridional (equação 3.2) representando o princípio físico da conservação de momento:

$$\frac{\partial U}{\partial t} - (\zeta + f) V + \dot{\sigma} \frac{\partial U}{\partial \sigma} + \frac{1}{a} \left( \frac{\partial(\Phi + E)}{\partial \lambda} + R_d T_v \frac{\partial \ln p_s}{\partial \lambda} \right) = F_u \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (\zeta + f) U + \dot{\sigma} \frac{\partial V}{\partial \sigma} + \frac{\cos \varphi}{a} \left( \frac{\partial(\Phi + E)}{\partial \varphi} + R_d T_v \frac{\partial \ln p_s}{\partial \varphi} \right) = F_v \quad (3.2)$$

onde  $\lambda$  é a longitude,  $U = u \cos \varphi$ , sendo  $u$  a velocidade zonal do vento,  $V = v \cos \varphi$ , sendo  $v$  a velocidade meridional do vento,  $\dot{\sigma}$  é a velocidade vertical do vento em coordenada  $\sigma$ ,  $T_v$  é a temperatura virtual,  $\Phi$  é o geopotencial,  $E$  é a energia cinética definida como  $E = (U^2 + V^2) / (2 \cos^2 \varphi)$ ,  $R_d$  é a constante do gás para o ar seco ( $R_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) e  $\ln p_s$  é o logaritmo da pressão à superfície.  $F_u$  e  $F_v$  representam, respectivamente, os termos forçantes devido à parametrização de processos físicos que produzem alterações nos termos de tendência de momento zonal e meridional, como, por exemplo, o arrasto de superfície, a convecção e as ondas de gravidade. As equações do movimento horizontal são transformadas nas equações da vorticidade e da divergência, facilitando tanto o tratamento espectral quanto a utilização do método semi-implícito de integração no tempo.

– Equação da termodinâmica (equação 3.3) representando o princípio físico da conservação de energia:

$$\frac{\partial T_v}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left( U \frac{\partial T_v}{\partial \lambda} + V \cos \varphi \frac{\partial T_v}{\partial \varphi} \right) + \dot{\sigma} \frac{\partial T_v}{\partial \sigma} - \theta \dot{\sigma} \frac{\partial \Pi}{\partial \sigma} - \kappa T_v \left( \frac{\partial}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \right) \ln p_s = F_T \quad (3.3)$$

onde  $\theta$  é a temperatura potencial definida como  $\theta = T (p_s/p)^\kappa$ , sendo  $T$  a temperatura do ar e  $\kappa = R_d/c_p$ , onde  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante ( $c_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ), e  $\Pi = T_v/\theta$ .  $F_T$  representa o termo forçante devido à parametrização de processos físicos que produzem alterações no termo de tendência de temperatura virtual, como, por exemplo, convecção profunda e rasa, radiação, difusão vertical na camada limite planetária e processos de superfície (balanço de radiação e balanço de energia).

– Equação da umidade (equação 3.4) representando o princípio físico da conservação de massa (umidade):

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left( U \frac{\partial q}{\partial \lambda} + V \cos \varphi \frac{\partial q}{\partial \varphi} \right) + \sigma \frac{\partial q}{\partial \sigma} = F_q \quad (3.4)$$

onde  $q$  é a umidade específica e  $F_q$  representa o termo forçante devido à parametrização de processos físicos que produzem alterações no termo de tendência de umidade específica, como, por exemplo, liberação de calor latente devido à convecção, difusão vertical na camada limite planetária e evaporação de superfície.

– Equação da tendência de pressão à superfície (equação 3.5) representando o princípio físico da conservação de massa (equação da continuidade):

$$\frac{\partial \ln p_s}{\partial t} + \int_0^1 (\vec{V} \cdot \nabla \ln p_s) d\sigma + \int_0^1 D d\sigma = 0 \quad (3.5)$$

Adicionalmente, as equações diagnósticas auxiliares do modelo são as seguintes:

– Equação da hidrostática (equação 3.6) proveniente do balanço entre a força da gravidade e a componente vertical da força do gradiente de pressão:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -\frac{R_d T_v}{\sigma} \quad (3.6)$$

– Equação da velocidade vertical (equação 3.7) proveniente da equação da continuidade:

$$\dot{\sigma} = -\frac{\partial \ln p_s}{\partial t} - \int_0^\sigma (\vec{V} \cdot \nabla \ln p_s - \nabla \cdot \vec{V}) d\sigma \quad (3.7)$$

– Equação de estado para o ar seco (equação 3.8) proveniente da relação termodinâmica entre as variáveis de pressão, temperatura e densidade de um gás ideal:

$$p = \rho R_d T_v \quad (3.8)$$

onde  $\rho$  é a densidade do ar. Dessa forma, as equações 3.1 a 3.8 são as equações primitivas do núcleo dinâmico do MCGA-CPTEC/INPE.

O sistema de equações prognósticas (equações 3.1 a 3.5) pode ser escrito de acordo com a equação 3.9, que é a equação governante do modelo:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + LW = N \quad (3.9)$$

onde  $W$  é o vetor das variáveis prognósticas do sistema, que inclui a divergência do vento horizontal, a vorticidade relativa, as componentes zonal e meridional da velocidade do vento derivadas dos campos de divergência e de vorticidade relativa, a temperatura virtual, a umidade específica e o logaritmo da pressão à superfície,  $L$  é o operador linear do sistema, que inclui os efeitos de dispersão das ondas, e  $N$  é o operador das não linearidades do sistema, que inclui os termos de advecção e os termos forçantes devido à parametrização de processos físicos que produzem alterações no termo de tendência das variáveis prognósticas do sistema.

A equação governante do modelo é escrita na forma espectral e resolvida por métodos numéricos, sendo necessário discretizar as quatro dimensões porque o sistema é não linear. O tempo é dividido em passos de tempo, com espaçamentos regulares fixos, e a diferenciação é feita por um método semi-implícito envolvendo as equações da continuidade, da divergência e da termodinâmica, enquanto as equações da vorticidade e da conservação de umidade são tratadas explicitamente. Essa diferença ocorre porque as equações da continuidade, da divergência e da termodinâmica são responsáveis pela geração de ondas de alta frequência. As variações espaciais nas duas dimensões horizontais são representadas por coeficientes espectrais de uma expansão em harmônicos esféricos que pode ser escrita como o produto das componentes de Fourier e das funções de Legendre associadas. As componentes de Fourier representam variações na direção longitudinal, sendo uma escolha natural para o sistema, dado a natureza periódica da geometria esférica nessa direção. Variações na direção latitudinal são representadas pelas funções associadas de Legendre, expressas como funções do seno da latitude. Uma vez que as funções associadas de Legendre satisfazem tanto as condições de contorno, que são geometricamente determinadas nos Polos, quanto às equações de maré de Laplace sobre a esfera, essas funções são uma escolha natural para representar as variações latitudinais no modelo. Portanto, as transformadas inversas de Fourier (equação 3.10) e de Legendre (equação 3.11) são escritas da seguinte forma:

$$F(\lambda, \varphi) = \sum_{m=-M}^M F^m(\varphi) e^{im\lambda} \quad (3.10)$$

$$F^m(\varphi) = \sum_{n=|m|}^M F_n^m P_n^m(\sin \varphi) \quad (3.11)$$

onde  $F$  é uma variável prognóstica do modelo,  $m$  é o número de onda zonal,  $n$  é o número de onda total,  $P_n^m$  é a função associada de Legendre,  $e^{im\lambda}$  é a componente de Fourier e  $M$  é o truncamento do modelo. Assim, para cada nível vertical, os coeficientes espectrais  $F_n^m$  de uma expansão do tipo  $F(\lambda, \varphi) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^M F_n^m P_n^m(\sin \varphi) e^{im\lambda}$  são armazenados. Essa representação

permite o cálculo analítico das derivadas nas direções horizontais. A diferenciação vertical é calculada por diferenças finitas com espaçamento irregular sobre a coordenada  $\sigma$ . O espaçamento vertical é irregular porque é necessário usar uma resolução maior próximo à superfície terrestre, devido aos processos de camada limite e transferência de fluxos de energia entre o solo e o ar, e na região de interface entre a troposfera e a estratosfera, devido às rápidas variações verticais no campo de temperatura. Adicionalmente, o modelo tem um esquema de inicialização diabática não linear, utilizando os modos normais do modelo (BAER; TRIBBIA, 1977), para reduzir/eliminar os efeitos de ondas de gravidade espúrias introduzidas no processo de assimilação de dados.

### 3.1.2 Difusão horizontal

A difusão horizontal é necessária para controlar os “ruídos” de pequena escala que podem se desenvolver no modelo. As origens dos “ruídos” são associadas (i) aos efeitos de um truncamento espectral finito; (ii) as ondas de gravidade de pequena escala produzidas pelos processos físicos de escala subgrade; e (iii) aos efeitos puramente computacionais. Para as variáveis de umidade e de temperatura, a difusão horizontal deve ser aplicada ao longo das superfícies de pressão  $p$  constante, enquanto para as variáveis de vorticidade e de divergência, a difusão deve ser aplicada ao longo das superfícies de  $\sigma$  constante, seguindo a equação 3.12 na forma espectral ( $m, n$ ):

$$(\nabla_p^4 \Psi)_n^m = \frac{n^2(n+1)^2}{a^4} \Psi_n^m + \frac{\partial \Psi^*}{\partial (\ln \sigma)} \xi_n^m \quad (3.12)$$

onde  $\xi$  é o log da pressão à superfície,  $\Psi$  é um campo escalar ( $D, \zeta, T, q$ ) e  $\Psi^*$  é a média horizontal de  $\Psi$ . A equação 3.12 é usada para a temperatura e a umidade. Para a vorticidade e a divergência, o termo de derivada vertical incorpora as correções para assegurar que a difusão ao longo de uma superfície de pressão constante seja omitida. O coeficiente de difusão



horizontal é ajustado para um determinado valor que induz o mais alto número de onda total ao amortecimento de  $1/e$  (decaimento exponencial) em um período de  $N$  horas contado a partir de seu valor inicial. Para a divergência, o valor de  $N$  é ajustado para 21 horas, enquanto para a temperatura, a vorticidade e a umidade, o valor é de 28 horas. No MCGA-CPTEC/INPE, os valores padrões do coeficiente de difusão horizontal biharmônica de quarta ordem são os seguintes:  $8 \times 10^{15} \text{ m}^4 \text{ s}^{-1}$  para a divergência e  $6 \times 10^{15} \text{ m}^4 \text{ s}^{-1}$  para a vorticidade. Para a temperatura e a umidade, o coeficiente de difusão é obtido através de uma interpolação linear calculada em função da quantidade de níveis verticais  $\sigma$  do modelo. Além da difusão horizontal, é necessário também o ajuste difusivo local em regiões onde o jato é muito intenso, podendo afetar a estabilidade numérica de integração no tempo. Para manter o jato com valores compatíveis aos dos critérios de estabilidade numérica, é feita uma dissipação local Newtoniana toda vez que a velocidade do vento ultrapassar o valor crítico pré-definido de  $85 \text{ m s}^{-1}$ .

### **3.1.3 Condições iniciais e de contorno**

As condições iniciais do MCGA-CPTEC/INPE são coeficientes espectrais de logaritmo da pressão à superfície, temperatura virtual, divergência horizontal, umidade específica e vorticidade relativa. A topografia é tratada em forma espectral, de modo que é representada por uma série truncada sujeita a problemas como o efeito Gibbs (HEWITT; HEWITT, 1979). A condição de contorno superior é uma restrição cinemática que impõe velocidade vertical nula em todos os pontos da superfície e no topo do modelo para satisfazer a conservação de massa. Essa restrição é usada na solução das equações primitivas através da diferenciação vertical em coordenada  $\sigma$ . Por outro lado, as condições de contorno inferior do modelo são temperatura superficial sobre os continentes e os oceanos, cobertura de gelo no mar, umidade do solo, albedo superficial e profundidade de neve. Essas condições são ingressadas no modelo considerando valores climatológicos, com exceção da TSM em que são utilizados normalmente valores mensais observados. O modelo também pode

incluir informações sobre as concentrações de ozônio e de dióxido de carbono, as quais não serão utilizadas nesse estudo.

### 3.1.4 Processos físicos parametrizados

As parametrizações físicas utilizadas no MCGA-CPTEC/INPE são descritas na Tabela 3.1 tanto para a versão original do modelo quanto para a versão atual em uso no CPTEC/INPE. Informações adicionais sobre cada parametrização são encontradas no LMA do CPTEC/INPE e nas respectivas referências citadas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Parametrizações físicas utilizadas em diferentes versões do MCGA-CPTEC/INPE.

<b>Processos físicos</b>	<b>Versão original</b>	<b>Versão atual</b>
Radiação de onda longa	Harshvardhan et al. (1987)	Harshvardhan et al. (1987)
Radiação de onda curta	Lacis e Hansen (1974), Davies (1982)	CLIRAD (TARASOVA et al. 2007)
Convecção profunda	Kuo (1974)	Grell e Devenyi (2002)
Convecção rasa	Tiedke (1983)	Tiedke (1983)
Camada limite	Mellor e Yamada (1982)	Hostlag e Boville modificado (1992)
Esquema de superfície	SSIB (XUE et al., 1991)	IBIS (FOLEY et al., 1996) Modificado Kubota (2012)
Precipitação de grande escala	Ajustamento devido à saturação	Microfísica (RASCH; KRISTJÁNSSON, 1998)
Ondas de gravidade	Alpert et al. (1988)	Alpert et al. (1988)
Fluxos sobre oceanos	Bucket Model (COLA)	Algoritmo aerodinâmico Bulk (NCEP)
Interação nuvem- radiação	Hou (1990); Kieh et al. (1994); Slingo (1987)	Hou (1990); Kieh et al. (1994); Slingo (1987)

### 3.2 Funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE

As funções de influência são calculadas com base nas simulações numéricas do núcleo dinâmico Euleriano do MCGA-CPTEC/INPE. Nessas simulações, as parametrizações físicas descritas na Tabela 3.1 não são utilizadas, resultando em uma versão de física simplificada do MCGA-CPTEC/INPE. Essa versão do modelo não considera os processos físicos associados à mudança de fase do vapor d'água, permitindo que a análise seja feita no contexto de uma atmosfera baroclínica seca forçada por fontes tropicais anômalas de calor prescritas (AMBRIZZI; HOSKINS, 1997; JIN; HOSKINS, 1995; SEO; SON, 2012).

O núcleo dinâmico do MCGA-CPTEC/INPE utilizado tem uma resolução espacial T62L28, que corresponde a um truncamento triangular na onda zonal de número 62 (T62), equivalente a uma grade horizontal de aproximadamente 200 km próximo ao equador ( $1.875^\circ$ ), e 28 níveis verticais  $\sigma$  (L28) (21 na troposfera e 7 na estratosfera). As condições iniciais do modelo são construídas a partir do conjunto de dados de reanálise Era-Interim, proveniente do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), que apresenta resolução espacial de  $1.5^\circ$  e resolução temporal de quatro vezes ao dia para o período de 1981 a 2010. As variáveis utilizadas são vento zonal, vento meridional, velocidade vertical Omega, temperatura do ar e umidade específica para 37 níveis verticais da atmosfera, além de pressão reduzida ao nível médio do mar e topografia global (campo invariante). O valor diário das reanálises é calculado a partir da média aritmética dos quatro horários disponíveis para um determinado dia, enquanto os valores mensais são calculados a partir da média aritmética dos dados diários para um determinado mês. Com base nos dados brutos mensais, as climatologias mensais são calculadas considerando um período de 30 anos. Detalhes adicionais sobre esse conjunto de dados podem ser encontrados em Dee et al. (2011). Adicionalmente, são utilizados os valores padrões do coeficiente de difusão horizontal biarmônica, os quais são descritos na subseção 3.1.2, e a inicialização do modelo é diabática não linear por modos normais. As

condições de contorno, construídas no pré-processamento do modelo, são referentes aos seus respectivos valores climatológicos, incluindo a TSM.

O modelo é inicializado sobre o estado básico climatológico mensal de janeiro ou julho contendo coeficientes espectrais de logaritmo da pressão à superfície, temperatura virtual, divergência horizontal, umidade específica, vorticidade relativa e topografia. Embora a umidade esteja presente nas condições iniciais, seus efeitos são negligenciados, resultando no cancelamento da equação 3.4. Dessa forma, na versão de física simplificada do MCGA-CPTEC/INPE, a temperatura virtual é transformada em temperatura absoluta, eliminando qualquer efeito do vapor d'água nas simulações numéricas. Nos experimentos realizados com o núcleo dinâmico do MCGA-CPTEC/INPE, os campos do modelo são conduzidos por uma forçante térmica estacionária, a qual é aplicada a partir de  $t=0$  ao termo  $F_T$  da equação de tendência de temperatura (equação 3.3), e integrados diariamente até o 30º dia, permitindo analisar tanto a resposta direta ao aquecimento tropical quanto os efeitos da instabilidade baroclínica (AMBRIZZI; HOSKINS, 1997; HOSKINS; JIN, 1991; JIN; HOSKINS, 1995; SEO; SON, 2012). Na versão de física simplificada,  $F_T$  representa o aquecimento diabático devido à convecção profunda ou à convecção rasa. Adicionalmente, a forçante térmica  $F_T$  tem um perfil vertical na forma de  $(1 - \sigma)\text{sen}[\pi(1 - \sigma)]$ , com um pico de aquecimento de 5 K/dia em  $\sigma \sim 0.35$  (nível de 350 hPa) (perfil “*Deep*”), como ilustrado pela Figura 3.1. A média vertical da taxa de aquecimento é de 2.5 K/dia, equivalente ao aquecimento latente associado a 10 mm de precipitação por dia (JIN; HOSKINS, 1995). O perfil vertical de aquecimento da Figura 3.1 é identificado como o modo dominante de variabilidade do aquecimento tropical observado (ZHANG; HAGOS, 2009), sendo modulado pela atividade de nuvens convectivas profundas (SCHUMACHER et al., 2004; 2007). O papel da não linearidade nas simulações do MCGA-CPTEC/INPE é analisado no Apêndice C através de um experimento considerando uma forçante térmica pontual “*Deep*” com uma amplitude de 1/10 do valor original, isto é, com um máximo de aquecimento de 0.5 K/dia, e através de um experimento considerando uma forçante térmica

pontual “*Deep*” com uma amplitude de resfriamento de -5 K/dia. As Figuras C.2 e C.3 do Apêndice C mostram que as simulações com forçante térmica pontual são amplamente explicadas pela dinâmica linear, possibilitando o cálculo das funções de Green. Os efeitos da topografia e da variação vertical do perfil de aquecimento tropical são discutidos através de distintos experimentos de sensibilidade descritos na seção 4.3.

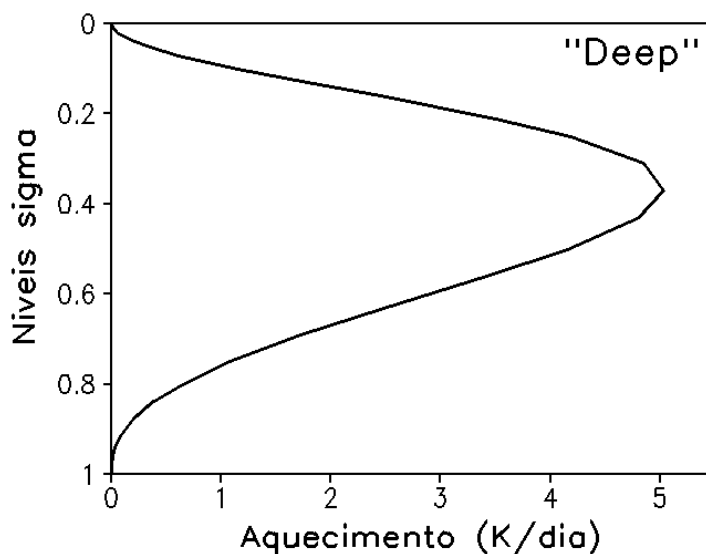


Figura 3.1 – Perfil vertical de aquecimento “*Deep*”.

As funções de influência são construídas a partir de simulações numéricas da equação 3.9, onde a solução do sistema é inteiramente espectral. Na versão de física simplificada, o termo não linear é representado pelos termos de advecção e pela forçante térmica adicionada à equação de tendência de temperatura (equação 3.3). Dessa forma, após desprezar o termo de tendência das variáveis prognósticas e supor, para um determinado tempo  $t$  de integração e nível vertical  $\sigma$ , a existência do operador inverso da parte linear do modelo, tem-se (equação 3.13):

$$W = NL^{-1} \quad (3.13)$$

A fórmula para a função de Green da equação (3.13) é definida de acordo com a equação 3.14:

$$G(\lambda, \varphi, \sigma, t, \lambda', \varphi') = L^{-1}[\delta(\lambda', \varphi') h(\sigma)] \quad (3.14)$$

onde  $G(\lambda, \varphi, \sigma, t, \lambda', \varphi')$  é a função de Green para um determinado tempo  $t$  de integração e nível vertical  $\sigma$  do modelo,  $L^{-1}$  é o operador inverso da parte linear do modelo,  $h(\sigma)$  é o perfil vertical da forçante térmica e  $\delta(\lambda', \varphi')$  é a função delta, nula em todo domínio do espaço, exceto no ponto de grade  $(\lambda', \varphi')$ , com integral sobre o domínio igual a 1. A função  $\delta$  não é dependente do tempo porque a forçante é estacionária. A equação (3.14) mostra que a função de Green  $G(\lambda, \varphi, \sigma, t, \lambda', \varphi')$  do ponto de grade de interesse  $(\lambda, \varphi)$ , no tempo  $t$  e no nível vertical  $\sigma$ , tem em cada ponto de grade forçante  $(\lambda', \varphi')$  magnitude igual à resposta simulada pelo modelo em  $(\lambda, \varphi, \sigma, t)$  devido a uma forçante térmica de perfil vertical  $h(\sigma)$  posicionada em  $(\lambda', \varphi')$ . Nesse estudo, os campos de função de influência representam uma medida de sensibilidade da resposta simulada pelo modelo devido à forçante térmica localizada em diferentes regiões tropicais.

A função de influência deve satisfazer à equação diferencial para a qual é calculada e, dessa forma, a integral sobre ela e a forçante térmica sobre todo o domínio deve fornecer a solução da equação de origem, ou seja, a resposta do modelo à forçante térmica. Assim, para um determinado tempo  $t$  de integração e determinado nível vertical  $\sigma$  do modelo, a solução do problema forçado é dada pela equação 3.15:

$$\Psi(\lambda, \varphi, \sigma, t) = \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} G(\lambda, \varphi, \sigma, t, \lambda', \varphi') H(\lambda', \varphi') \cos\varphi \, d\varphi' \, d\lambda' \quad (3.15)$$

onde  $\Psi$  é um campo escalar das variáveis prognósticas do modelo e  $H(\lambda', \varphi')$  é a forçante térmica, que pode ser inferida, por exemplo, pelo campo de Radiação de Onda Longa Emergente no topo da Atmosfera (ROLE), precipitação ou aquecimento diabático no nível de 350 hPa, todos

representando os efeitos da liberação de calor latente na atmosfera tropical devido à convecção profunda.

Os campos de função de influência, dos estados básicos climatológicos de janeiro e julho, são calculados a partir das anomalias de 7296 simulações numéricas forçadas, as quais representam o número total de pontos de grade do modelo distribuídos entre as latitudes de 35°S e 35°N (192\*38 pontos de grade para resolução horizontal T62). Grimm e Silva Dias (1995b) utilizaram o mesmo domínio tropical, isto é, incluindo o Equador e as latitudes subtropicais, para o cálculo das funções de influência do modelo barotrópico da equação da vorticidade. Cada uma das 7296 simulações forçadas corresponde a uma forçante térmica estacionária pontual adicionada à equação de tendência de temperatura, sendo nula em qualquer localização, exceto em um determinado ponto de grade forçante  $(\lambda', \phi')$  do domínio tropical do modelo.

Para um determinado tempo  $t$  de integração, nível vertical  $\sigma$  e estado básico climatológico, a anomalia de uma simulação forçada é calculada subtraindo a simulação controle de sua respectiva simulação forçada. O método de obtenção de uma simulação controle é semelhante ao de uma simulação forçada, exceto por não adicionar qualquer forçante térmica na equação de tendência de temperatura. O modelo simula variáveis atmosféricas em 18 níveis verticais, incluindo a troposfera e a estratosfera, como, por exemplo, função corrente, potencial de velocidade, vento zonal, vento meridional, pressão reduzida ao nível médio do mar, temperatura do ar, omega, divergência, vorticidade e altura geopotencial. Conforme ilustrado pela Figura 3.2, as funções de influência foram calculadas inicialmente para 83 pontos de grade distribuídos pelo globo, os quais estão localizados aproximadamente na mesma posição dos pontos analisados por Grimm (1992) e Aravéquia (2003). Na seção 4.2 são apresentados pontos de grade adicionais utilizados para explorar os impactos da variabilidade do aquecimento tropical observado na circulação atmosférica tridimensional.

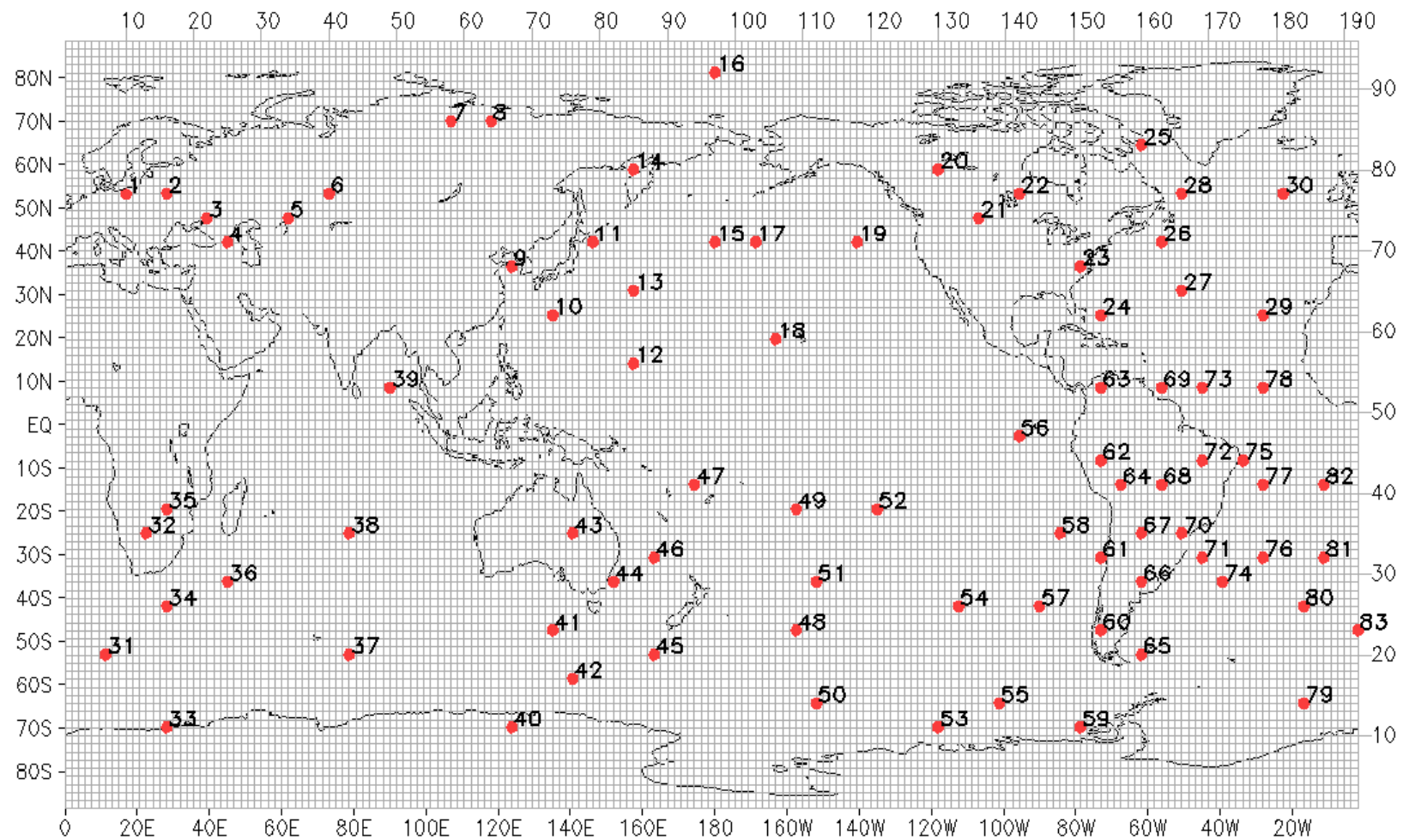


Figura 3.2 – Grade T62 do MCGA-CPTEC/INPE e os 83 pontos utilizados por Grimm (1992) e Aravéquia (2003) no cálculo das funções de influência.



## **4 RESULTADOS**

Nesse capítulo inicialmente apresenta-se uma análise comparativa entre as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE e as funções de influência dos modelos barotrópicos utilizados por Grimm (1992) e Aravéquia (2003). Em seguida, no sentido de validar as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE e de ampliar o conhecimento sobre os impactos de fontes tropicais anômalas de calor em uma atmosfera baroclínica, investiga-se o papel da variabilidade do aquecimento tropical observado na gênese de anomalias na circulação atmosférica tridimensional das regiões tropical e extratropical. Por fim, as funções de influência de distintos experimentos de sensibilidade do MCGA-CPTEC/INPE são analisadas com ênfase na dependência vertical e temporal apresentada.

### **4.1 Funções de influência de uma atmosfera baroclínica x Funções de influência de uma atmosfera barotrópica**

#### **4.1.1 Introdução**

As funções de influência calculadas por Grimm (1992) e Aravéquia (2003) foram obtidas, respectivamente, a partir de simulações numéricas do modelo barotrópico linear da equação da vorticidade e do modelo barotrópico não linear das equações de água rasa na esfera. No estudo de Grimm (1992), o modelo barotrópico tem resolução espacial T20 (truncamento triangular na onda zonal de número 20), amortecimento e forçante especificada pela divergência anômala. Por outro lado, no estudo de Aravéquia (2003), o modelo barotrópico tem resolução espacial R23 (truncamento romboidal na onda zonal de número 23), amortecimento e forçante inclusa no campo de altura, simulando o efeito de uma fonte de massa. Em ambos os casos o modelo foi linearizado em relação a um estado básico climatológico zonalmente assimétrico em 200 hPa, incluindo indiretamente os efeitos da topografia. As funções de influência de Grimm (1992) foram calculadas a partir de soluções

estacionárias obtidas após um período de 75 dias de integração da equação da vorticidade. Já no estudo de Aravéquia (2003), as funções de influência foram calculadas para diferentes períodos de integração, permitindo analisar tanto o estado estacionário quanto o estado transiente do processo de ajuste do modelo à ação de uma fonte anômala de calor. Aravéquia (2003) considerou o período de integração de 80 dias como sendo seguramente estacionário, verificando que as funções de influência das equações de água rasa são qualitativamente comparáveis as funções de influência da equação da vorticidade barotrópica. Contudo, existem algumas diferenças entre as funções de influência de Grimm (1992) e de Aravéquia (2003) que possivelmente ocorrem por causa dos efeitos de baixa frequência das ondas longas de gravidade no modelo de água rasa, contribuindo para o desenvolvimento de uma resposta quase zonalmente simétrica associada à manifestação da célula de Hadley (ARAVÉQUIA, 2003). Dessa forma, alteram-se as características de propagação de energia inter-hemisférica através de mudanças no estado básico induzidas pelas fontes tropicais anômalas de calor (ARAVÉQUIA, 2003).

Nesse estudo, as funções de influência do estado estacionário de Grimm (1992) e de Aravéquia (2003) são comparadas às funções de influência do estado quase estacionário do MCGA-CPTEC/INPE representado pelo 14º dia de integração (Figura C.1 do Apêndice C). O objetivo é verificar se as funções de influência de modelos barotrópicos diferem substancialmente das funções de influência de um modelo baroclínico mais realístico. Os resultados são mostrados para os estados básicos climatológicos de janeiro e de julho, considerando pontos de grade de maior interesse em ambos os hemisférios, como, por exemplo, pontos de grade associados aos centros de ação dos padrões PNA (Pontos 17, 18, 20 e 23), EU (Pontos 2, 6 e 11), WP (Pontos 13 e 14), EA (Pontos 29 e 30) e PSA (Pontos 48, 57 e 70), conforme ilustrado pela Figura 3.2. Adicionalmente, as funções de influência são referentes às simulações da variável  $\psi$  zonalmente assimétrica ( $\psi_{ZA}$ ) em 200 hPa. Assim, regiões com amplos valores positivos (negativos) de função de influência indicam que o aquecimento anômalo é mais eficiente na produção de

anomalias positivas (negativas) de  $\psi_{ZA}$  em torno do ponto de grade de interesse. Ressalta-se que a magnitude das funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE é distinta da magnitude apresentada pelas funções de influência de ambos os modelos barotrópicos, sendo relevante comparar apenas a variabilidade espacial das regiões identificadas com maior ou menor influência em cada modelo. Além disso, nas funções de influência dos modelos barotrópicos, apenas as informações contidas entre as latitudes de 35°S e 35°N são analisadas, excluindo as zonas de influência extratropicais. Isto auxilia na comparação com as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE que apresentam informações apenas na região tropical (incluindo o Equador e as latitudes subtropicais). Espera-se que as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE apresentem certo grau de similaridade com as funções de influência dos modelos barotrópicos, sobretudo com as do modelo de água rasa, já que representa uma simplificação das equações primitivas do escoamento atmosférico com inclusão de efeitos não lineares. No entanto, esperam-se também consideráveis diferenças, uma vez que o modelo baroclínico tem uma resolução espacial maior, incorpora diretamente os efeitos de uma topografia realista, inclui modos normais verticais não existentes nos modelos barotrópicos e apresenta diferenças tanto na estrutura dos modos normais horizontais quanto nas relações de dispersão.

#### **4.1.2 Análise das funções de influência**

##### **4.1.2.1 Janeiro**

A Figura 4.1 apresenta as funções de influência do estado básico climatológico de janeiro para pontos de grade de interesse localizados na porção leste do Hemisfério Norte. As Figuras 4.1a e 4.1b ilustram as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE de dois centros de ação do padrão EU, representados, respectivamente, pelos pontos 2 e 6. É perceptível zonas de maior influência na região do Atlântico Norte e do Golfo do México, onde existe uma alternância nos sinais entre as duas figuras. Essa alternância entre as zonas de influência

dos dois pontos é condizente com a mudança de sinal observada na circulação atmosférica do padrão EU (WALLACE; GUTZLER, 1981). Nas funções de influência de Aravéquia (2003) (Figuras 4.1d, e) e de Grimm (1992) (Figuras 4.1g, h) também existem consideráveis influências do Atlântico Norte e do Golfo do México sobre os dois centros de ação do padrão EU. Entretanto, as zonas de influência dos modelos barotrópicos mostram algumas diferenças em relação ao apresentado pelo MCGA-CPTEC/INPE, sobretudo um sinal inverso na zona de influência que se estende do Golfo do México para o Atlântico Equatorial. Além disso, na Figura 4.1b nota-se um sinal negativo no Atlântico Norte, próximo ao sudeste dos Estados Unidos, diferentemente dos modelos barotrópicos, que concentram zonas de influência positiva na mesma região (Figuras 4.1e, h). Nas funções de influência de Grimm (1992) também é notável a presença de forçantes inter-hemisféricas, principalmente na região da ZCAS (Figuras 4.1g, h). Segundo Grimm (1992), a variabilidade da convecção na ZCAS é a principal forçante na escala de tempo intrassazonal do padrão EU. As funções de influência de Aravéquia (2003) mostram que na região da ZCAS existem sinais positivos e negativos de influência coerentes com os resultados de Grimm (1992), sugerindo também a possibilidade de conexão ZCAS-padrão EU (Figuras 4.1d, e). Por outro lado, apesar das funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE apresentarem no centro-leste do Brasil certo grau de coerência com os resultados dos modelos barotrópicos, destaca-se uma influência muito maior do Atlântico Norte e do Golfo do México sobre a variabilidade do padrão EU no modelo baroclínico (Figuras 4.1a, b).

A função de influência do MCGA-CPTEC/INPE para o ponto 13 mostra influência principalmente entre o Oriente Médio e o oeste do Pacífico Norte, com os maiores valores de influência positiva localizados a sudoeste do próprio ponto de interesse (Figura 4.1c). Nas funções de influência dos modelos barotrópicos os maiores valores de influência positiva concentram-se no próprio ponto de interesse, apresentando uma extensão para leste (Figuras 4.1f, i). Existe também no modelo baroclínico sinais negativos no centro-leste do Pacífico Norte subtropical e Estados Unidos, enquanto nos modelos

barotrópicos observa-se o oposto. A alternância de sinais entre o Oriente Médio e o oeste do Pacífico Norte é comparável entre todos os campos de função de influência do ponto 13, exceto no centro-leste da China e em parte da Índia, onde os sinais do MCGA-CPTEC/INPE são contrários aos dos modelos barotrópicos. A alternância de sinais entre a América do Sul e o Índico somente aparece no modelo barotrópico das equações de água rasa (Figura 4.1f), sendo as zonas de influência inter-hemisféricas do modelo baroclínico semelhantes as do modelo barotrópico da equação da vorticidade (Figuras 4.1c, i). Grimm (1992) relacionou esse ponto de interesse a um dos centros de ação do padrão WP, verificando que aparentemente não existe influência da região tropical sobre essa teleconexão. Essa conclusão deve-se ao fato de que Grimm (1992) não observou nas regiões tropicais zonas de influência comuns e de sinais contrários entre os dois centros de ação do padrão WP. A função de influência do MCGA-CPTEC/INPE para o segundo centro de ação do WP mostra fracos valores de influência no oeste do Pacífico Norte tropical, apresentando uma alternância em relação à função de influência do ponto 13 apenas sobre as Filipinas (Figura B.1a do Apêndice B). Uma comparação com a função de influência do ponto 14 do modelo de Grimm (1992) evidencia diferenças em grande parte do domínio tropical, sobretudo próximo às Filipinas, onde existe um sinal inverso ao verificado no MCGA-CPTEC/INPE (Figura B.1b do Apêndice B). Portanto, uma fonte anômala de calor nas Filipinas estimula perturbações rotacionais de sinal contrário nos pontos 13 e 14 do MCGA-CPTEC/INPE, mas a influência é relativamente fraca para o centro de ação extratropical. Isto sugere a possibilidade de que o centro de ação do ponto 14 seja modulado por outros mecanismos, como, por exemplo, “*feedback*” dos transientes baroclínicos, uma vez que se encontra em uma região de atividade dos distúrbios de alta frequência (NAKAMURA et al., 1987).

A Figura 4.2 mostra as funções de influência do estado básico climatológico de janeiro para pontos de grade de interesse localizados na porção oeste do Hemisfério Norte. As Figuras 4.2a e 4.2b ilustram as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE de dois centros de ação do padrão PNA, representados,

respectivamente, pelos pontos 18 e 23. O ponto 18 do MCGA-CPTEC/INPE destaca maiores valores de influência positiva sobre a própria localização, com sinais se estendendo em direção as Filipinas e ao Pacífico equatorial (Figura 4.2a). Especificamente, o sinal positivo a leste das Filipinas não é observado nos modelos barotrópicos, mas sim uma zona de influência negativa que promove um efeito oposto sobre o ponto de interesse em questão (Figuras 4.2d, g). Outras discrepâncias consideráveis entre o modelo baroclínico e os modelos barotrópicos são vistas no sul da China/Vietnã e no Caribe. No ponto 23, as funções de influência dos modelos barotrópicos são muito coerentes entre si (Figuras 4.2e, h), mas a função de influência do MCGA-CPTEC/INPE destaca algumas diferenças importantes (Figura 4.2b). Por exemplo, no MCGA-CPTEC/INPE, os maiores valores de influência positiva concentram-se a sudoeste do ponto 23, enquanto nos modelos barotrópicos, isto é observado no próprio ponto de grade de interesse. Existem também diferenças próximo à costa oeste dos Estados Unidos, no Pacífico equatorial central, no sudeste da China e no oeste/sudeste da América do Sul. Um sinal negativo coerente entre todos os modelos é notável no oeste do México, onde Grimm (1992) e Grimm e Silva Dias (1995b) associaram à influência do El Niño sobre o sudeste dos Estados Unidos. A influência positiva da região central do Pacífico Sul tropical mostra-se mais importante nos modelos barotrópicos do que no modelo baroclínico (Figuras 4.2b, e, h).

As Figuras 4.2c, 4.2f e 4.2i mostram para o ponto 30 as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE, do modelo barotrópico das equações de água rasa e do modelo barotrópico da equação da vorticidade, respectivamente. As zonas de influência do MCGA-CPTEC/INPE evidenciam diferenças em relação ao apresentado pelos modelos barotrópicos, principalmente no Pacífico equatorial, na América do Sul e no Atlântico equatorial. No centro-leste do Pacífico Norte subtropical, apenas o modelo barotrópico de Aravéquia (2003) concorda com o modelo baroclínico por apresentar valores positivos de influência. Apesar das diferenças observadas, os três modelos mostram uma forte influência negativa do Atlântico Norte subtropical. Grimm (1992) relacionou esse ponto de grade

de interesse a um dos centros de ação do padrão EA, verificando que aparentemente não existe influência da região tropical sobre essa teleconexão. Essa conclusão também se deve ao fato de que Grimm (1992) não observou nas regiões tropicais zonas de influência comuns e de sinais contrários entre os dois centros de ação do padrão EA, conforme discutido para o padrão WP (Figuras 4.1c, f, i). A função de influência do MCGA-CPTEC/INPE para o segundo centro de ação do padrão EA mostra alternância de sinal em distintas regiões tropicais relativo ao ponto 30, destacando-se o Pacífico Norte subtropical, o norte da América do Sul/Golfo do México e o Atlântico Norte subtropical (Figura B.1c do Apêndice B). Uma comparação com a função de influência do ponto 29 do modelo de Grimm (1992) evidencia diferenças no Pacífico Norte tropical/subtropical e principalmente no Golfo do México, onde no modelo barotrópico são verificados sinais negativos de influência, contrapondo ao observado no modelo baroclínico (Figuras B.1c, d do Apêndice B). A alternância entre os sinais das funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE para os pontos 29 e 30 mostra que o EA pode ser estimulado por distintas fontes tropicais anômalas de calor, especialmente no Golfo do México e Atlântico Norte, onde são verificados os maiores valores de influência (Figuras 4.2c; B.1c do Apêndice B). Apesar dessa possibilidade, o padrão EA localiza-se na região de saída da corrente de jato do leste da América do Norte (Figura A.1b do Apêndice A), podendo ser desenvolvido pelo mecanismo de instabilidade barotrópica (NAKAMURA et al., 1987; SIMMONS et al., 1983).

A Figura 4.3 apresenta as funções de influência do estado básico climatológico de janeiro para pontos de grade localizados na porção leste do Hemisfério Sul. De maneira geral, os campos de função de influência do MCGA-CPTEC/INPE são muito coerentes com os dos modelos barotrópicos, mas existem algumas ligeiras diferenças, como, por exemplo, a extensão para oeste do sinal positivo no Pacífico Sul tropical na função de influência do ponto 38 do MCGA-CPTEC/INPE (Figura 4.3b). Para o ponto 47, a função de influência do MCGA-CPTEC/INPE é mais coerente com a função de influência do modelo barotrópico da equação da vorticidade na região tropical da América do Sul e

no sul da Austrália (Figuras 4.3c, i). Em relação ao ponto 35, localizado no sul da África, as funções de influência dos modelos barotrópicos indicam um maior impacto remoto proveniente da região tropical da América do Sul (Figuras 4.3d, g), conforme discutido em Grimm e Reason (2011; 2015). No MCGA-CPTEC/INPE também nota-se uma influência da mesma região, entretanto, a porção oceânica da ZCAS mostra-se mais influente (Figura 4.3a). Esse resultado sugere a possibilidade de influência da ZCAS na variabilidade da Zona de Convergência do Índico Sul (ZCIS) durante o verão austral.

As funções de influência do estado básico climatológico de janeiro de três pontos de grade de interesse no oeste do Hemisfério Sul são apresentadas pela Figura 4.4. Esses pontos representam a localização aproximada de alguns dos centros de ação do padrão PSA (MO; PAEGLE, 2001). As regiões de influência desses centros de ação são restritas ao Hemisfério Sul, não indicando nenhuma contribuição considerável de forçantes térmicas do Hemisfério Norte. Para o ponto 48, nota-se que a variabilidade espacial das zonas de influência do MCGA-CPTEC/INPE é maior do que nos modelos barotrópicos, resultando em diferenças na região central do Atlântico Sul tropical, no sul da África, no Índico e na Austrália (Figuras 4.4a, d, g). Na função de influência do MCGA-CPTEC/INPE verifica-se influência negativa a noroeste do ponto 48 (Figura 4.4a), discordando dos modelos barotrópicos que apontam sinais negativos sobre o próprio ponto de interesse (Figuras 4.4d, g). No ponto 57 os maiores valores de influência concentram-se no Pacífico Sul tropical, com alternância de sinal entre o leste da Austrália e o sudoeste da América do Sul (Figuras 4.4b, e, h). Novamente observa-se no MCGA-CPTEC/INPE que os maiores valores de influência negativa estão localizados a noroeste do ponto de interesse, diferindo dos modelos barotrópicos. A função de influência do ponto 57 mostra a localização de fontes tropicais anômalas de calor que possivelmente modulam episódios de bloqueio atmosférico no sudeste do Pacífico Sul. Em todos os modelos, a função de influência do ponto 70 evidencia zonas de influência comuns com mudança de sinal na região centro-leste do Pacífico Sul em comparação ao ponto 57. Portanto, uma



anomalia na convecção dessa região pode estimular anomalias de circulação com sinais contrários nos pontos 57 e 70, conforme observado por Grimm (1992). No MCGA-CPTEC/INPE observa-se para o ponto 70 uma alternância nas zonas de influência que conectam a região do Niño 3/Niño 3.4 com o sudeste da América do Sul (Figura 4.4c). Nos modelos barotrópicos essa alternância é deslocada para oeste, conectando a região oeste do Pacífico Sul tropical com a América do Sul (Figuras 4.4f, i). Apesar dessas diferenças, o padrão ondulatório que conecta a ZCPS com a ZCAS é coerente entre os três modelos comparados, indicando a influência da ZCPS sobre a ZCAS durante o verão austral (GRIMM, 1992; GRIMM; SILVA DIAS, 1995b).

#### **4.1.2.2 Julho**

A Figura 4.5 ilustra as funções de influência do estado básico climatológico de julho para pontos de grade de interesse localizados na porção leste do Hemisfério Norte. No ponto 2 as funções de influência dos modelos barotrópicos são coerentes entre si, mas de sinal contrário ao apresentado pelo MCGA-CPTEC/INPE (Figuras 4.5a, d, g). O deslocamento para leste do ponto 6, relativo ao ponto 2, mostra que as maiores zonas de influência concentram-se em regiões próximas ao ponto de interesse, indicando uma maior sensibilidade para a forçante local (Figuras 4.5b, e, h). No ponto 6 novamente as zonas de influência do MCGA-CPTEC/INPE são contrárias ao apresentado pelos modelos barotrópicos, principalmente no norte da África e no Oriente Médio, onde estão localizadas as maiores zonas de influência. Nos três modelos as maiores influências sobre os pontos 2 e 6 concentram-se nas latitudes subtropicais do Hemisfério Norte, evidenciando a invariabilidade do sinal da função de influência na região tropical e no Hemisfério Sul. Grimm (1992) relacionou esses pontos de grade a dois centros de ação do PVHN, constatando que o padrão é insensível à posição longitudinal da divergência anômala equatorial, mas é estimulado pela convergência anômala subtropical compensatória. Para o ponto 13, os modelos são muito coerentes entre si,

destacando uma maior influência de forçantes locais em latitudes subtropicais (Figuras 4.5c, f, i).

A Figura 4.6 ilustra as funções de influência do estado básico climatológico de julho para pontos de grade de interesse localizados na porção oeste do Hemisfério Norte. De modo geral, a distribuição espacial dos núcleos positivos e negativos das funções de influência de todos os pontos de interesse é comparável entre os três modelos, principalmente nas regiões próximas ao ponto. Nos modelos barotrópicos existe um padrão ondulatório que conecta o leste da China com os pontos 23 (Figuras 4.6e, h) e 30 (Figuras 4.6f, i), sendo mais evidente no modelo barotrópico da equação da vorticidade. Em contrapartida, no MCGA-CPTEC/INPE a função de influência do ponto 23 mostra um padrão ondulatório conectando a região central do Pacífico Norte tropical com o sudeste dos Estados Unidos (Figura 4.6b). O mesmo padrão ondulatório também é observado no modelo barotrópico das equações de água rasa (Figura 4.6e), embora apresente sinais contrários aos do modelo baroclínico entre  $180^{\circ}$  e  $120^{\circ}$ W. Para o ponto 30, a influência local do Atlântico Norte é observada nos três modelos, sendo que no MCGA-CPTEC/INPE e no modelo barotrópico das equações de água rasa, a contribuição dessa região é considerada a mais relevante no domínio tropical (Figuras 4.6c, f). A forçante inter-hemisférica na função de influência do ponto 30 tem sinal coerente entre os modelos, ao menos no Pacífico Sul e no noroeste da América do Sul (Figuras 4.6c, f, i). Evidentemente que em julho o estado básico normalmente não favorece a propagação inter-hemisférica das teleconexões (MATTHEWS; KILADIS, 1999), ressaltando a importância da forçante hemisférica, sobretudo próximo ao ponto de interesse.

As funções de influência do estado básico climatológico de julho são apresentadas pela Figura 4.7 considerando três pontos de grade de interesse no leste do Hemisfério Sul. Em todos os casos, próximo ao ponto de interesse, as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE são muito semelhantes as dos modelos barotrópicos, mas do ponto de vista remoto, existem algumas

diferenças. Por exemplo, para os pontos 35 e 38, observa-se nas regiões do centro-leste do Pacífico Sul e oeste da América do Sul uma variabilidade espacial das zonas de influência muito maior no modelo baroclínico (Figuras 4.7a, b). Além disso, no ponto 38 do modelo baroclínico, é notável um sinal negativo sobre o sudeste do Brasil e Atlântico adjacente não observado nos modelos barotrópicos (Figuras 4.7b, e, h). Independente dessas diferenças, a alternância de sinais entre o oeste do Atlântico do Sul e o leste da África do Sul é visível nos três modelos, sugerindo que a presença de fontes anômalas de calor nessas regiões pode estimular anomalias de sinais contrários nos pontos 35 e 38. As regiões de influência do ponto 47 são muito coerentes entre os modelos barotrópicos, exceto o padrão ondulatório observado nos subtrópicos do Hemisfério Norte no modelo barotrópico das equações de água rasa (Figura 4.7f). Em relação ao MCGA-CPTEC/INPE, as zonas de influência do Atlântico Sul, África do Sul e Índico subtropical diferem dos modelos barotrópicos, indicando que as influências remotas são distintas em comparação ao apresentado pelos modelos mais simplificados (Figuras 4.7c, f, i).

A Figura 4.8 ilustra as funções de influência do estado básico climatológico de julho para pontos de grade de interesse localizados no oeste do Hemisfério Sul. O ponto 48 do modelo baroclínico mostra uma alternância de sinais do noroeste da Austrália em direção ao oeste do Pacífico Sul subtropical, com maiores valores de influência negativa concentrados a noroeste do próprio ponto de interesse (Figura 4.8a). Por outro lado, os modelos barotrópicos concentram os maiores valores de influência negativa sobre o próprio ponto de interesse em questão (Figuras 4.8d, g). Outra discrepância pode ser observada no Atlântico Sul e na África do Sul, indicando que o impacto remoto é distinto entre os modelos. No ponto 57 as funções de influência dos modelos barotrópicos são muito coerentes entre si, embora a influência inter-hemisférica seja maior no modelo barotrópico das equações de água rasa (Figuras 4.8e, h). Semelhante ao ponto 48, no MCGA-CPTEC/INPE os maiores valores de influência negativa aparecem a noroeste do ponto 57 (Figura 4.8b), enquanto nos modelos barotrópicos são observados sobre o próprio ponto de interesse

(Figuras 4.8e, h). Além disso, as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE têm variabilidade espacial maior no centro-oeste do Pacífico Sul (Figuras 4.8b, e, h). Para o ponto 70, as funções de influência dos modelos barotrópicos são coerentes entre si, incluindo a influência inter-hemisférica do Caribe (Figuras 4.8f, i). Já para a função de influência do MCGA-CPTEC/INPE (Figura 4.8c), a variabilidade espacial dos núcleos positivos e negativos no Pacífico Sul tropical é mais ampla do que nos modelos barotrópicos, mostrando, desde o leste da Austrália até a América do Sul, regiões de influência comuns e de sinais contrários ao apresentado pela função de influência do ponto 57 (Figura 4.8b). Um observação interessante no modelo baroclínico é a extensa zona de influência positiva no centro-leste do Pacífico Equatorial (Figura 4.8c), diferindo dos modelos barotrópicos. Portanto, uma fonte de calor relacionada ao ENOS, por exemplo, pode estimular anomalias na circulação do sudeste do Brasil durante o inverno austral.

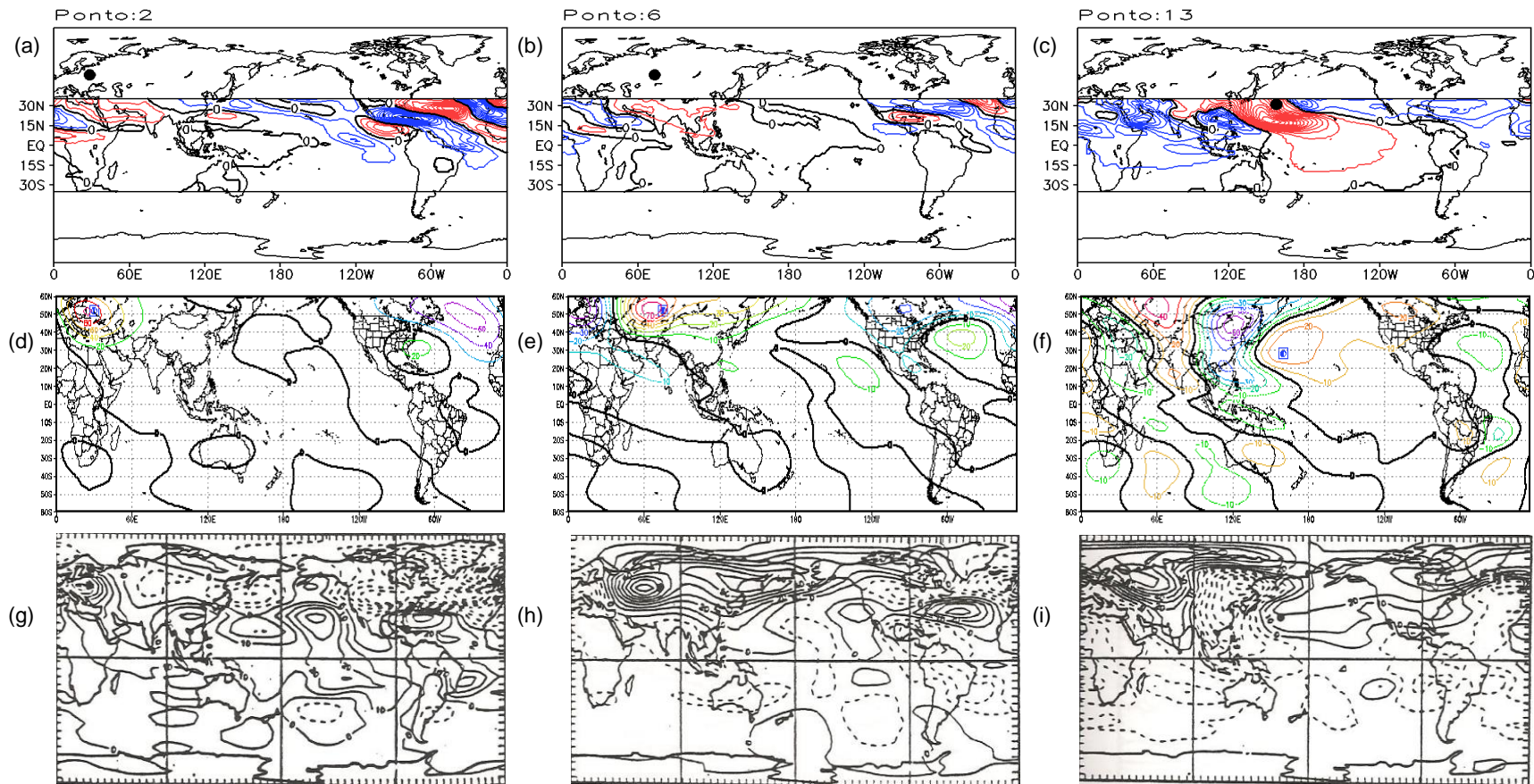


Figura 4.1 – Funções de influência de  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa para os pontos de interesse 2 (coluna da esquerda), 6 (coluna central) e 13 (coluna da direita) no estado básico climatológico de janeiro. (a)-(c) são integrações do 14º dia do MCGA-CPTEC/INPE. (d)-(f) são integrações do estado estacionário do modelo barotrópico de Aravéquia (2003). (g)-(i) são integrações do estado estacionário do modelo barotrópico de Grimm (1992). O círculo preto [(azul)] em (a)-(c) e (g)-(i) [(d)-(f)] representa a localização do ponto de interesse. Em (a)-(c) os contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

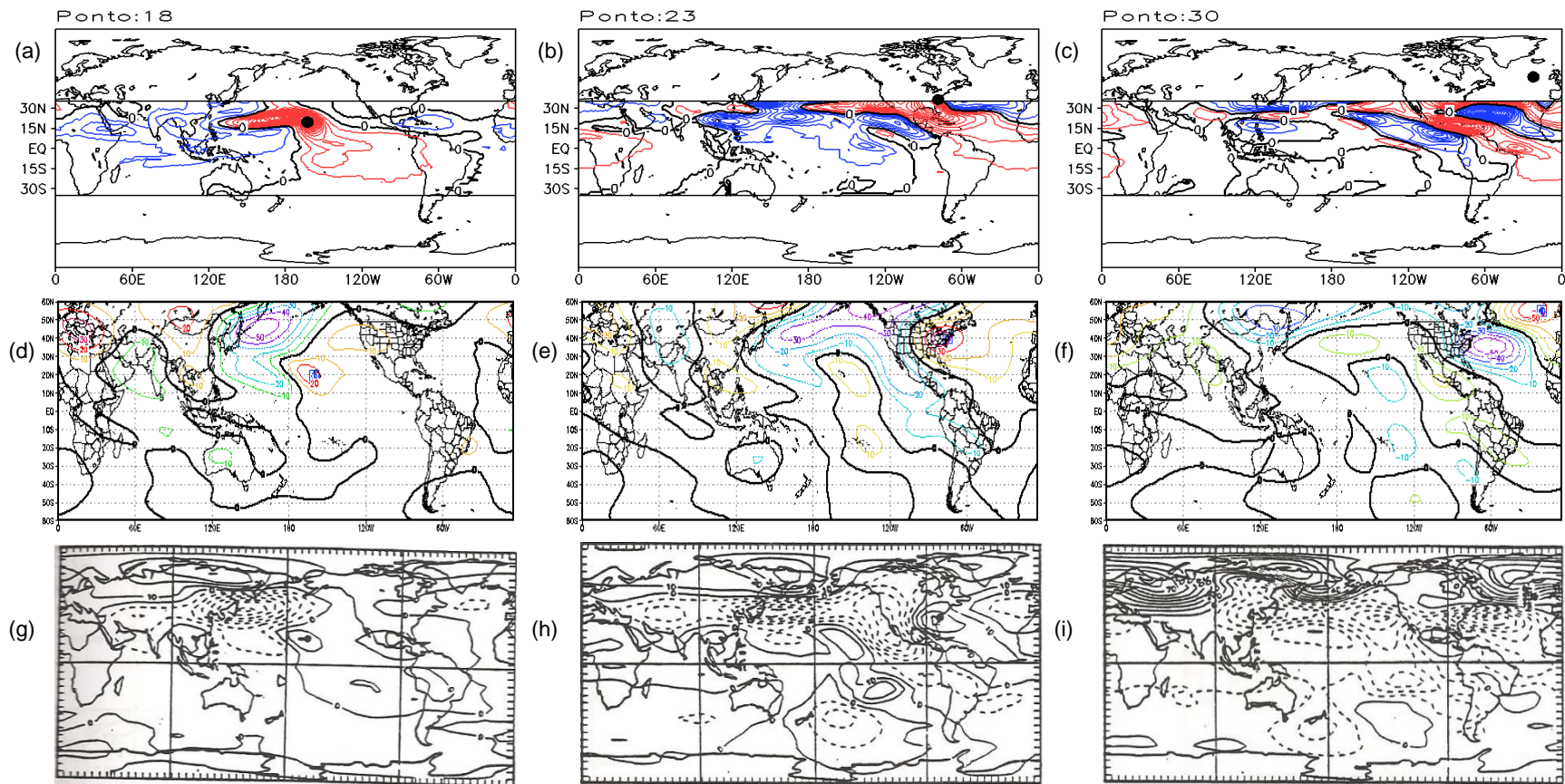


Figura 4.2 – Idem a Figura 4.1, exceto para os pontos de interesse 18 (coluna da esquerda), 23 (coluna central) e 30 (coluna da direita).



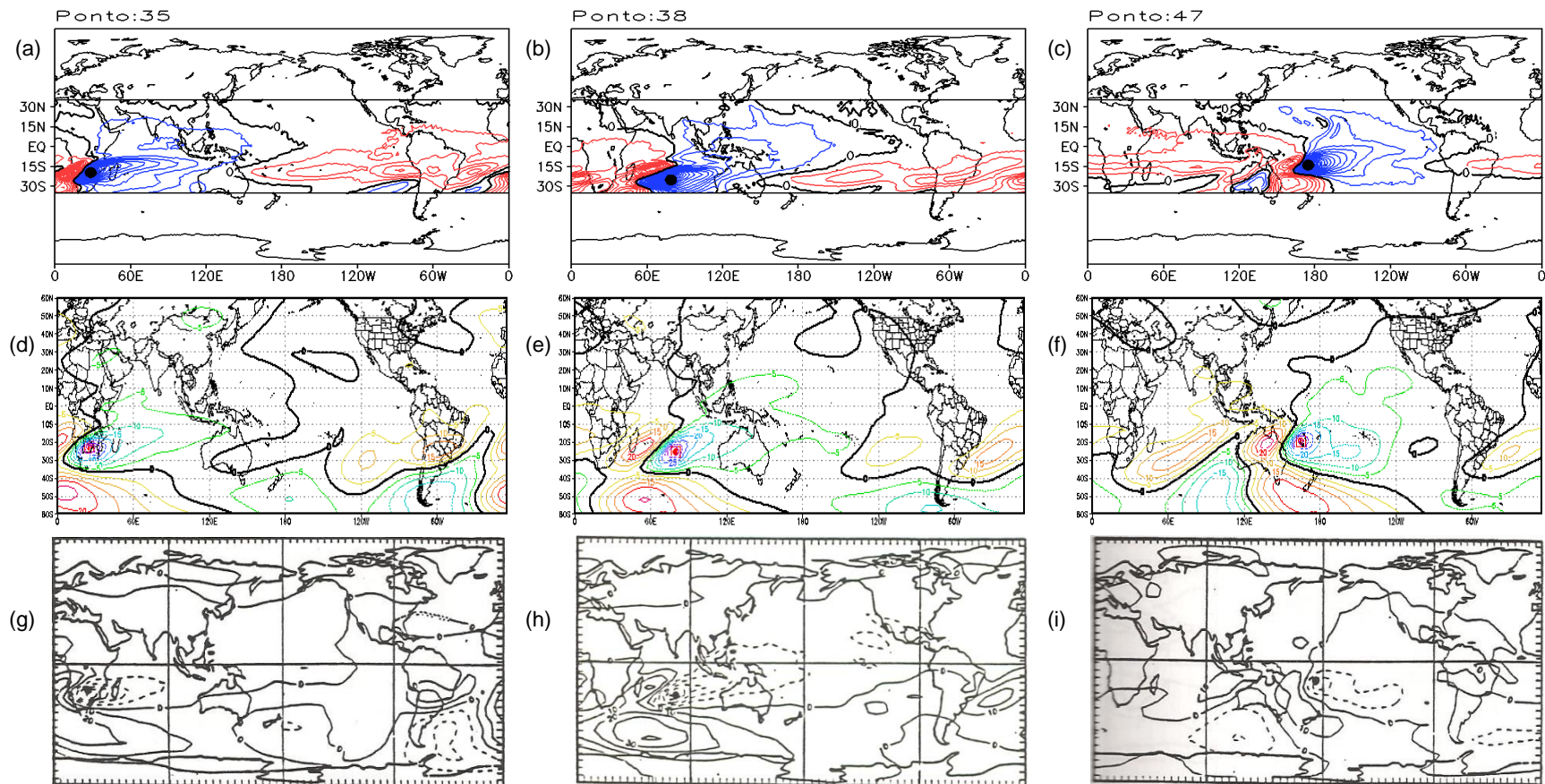


Figura 4.3 – Idem a Figura 4.1, exceto para os pontos de interesse 35 (coluna da esquerda), 38 (coluna central) e 47 (coluna da direita). O círculo vermelho em (d)-(f) representa a localização do ponto de interesse.

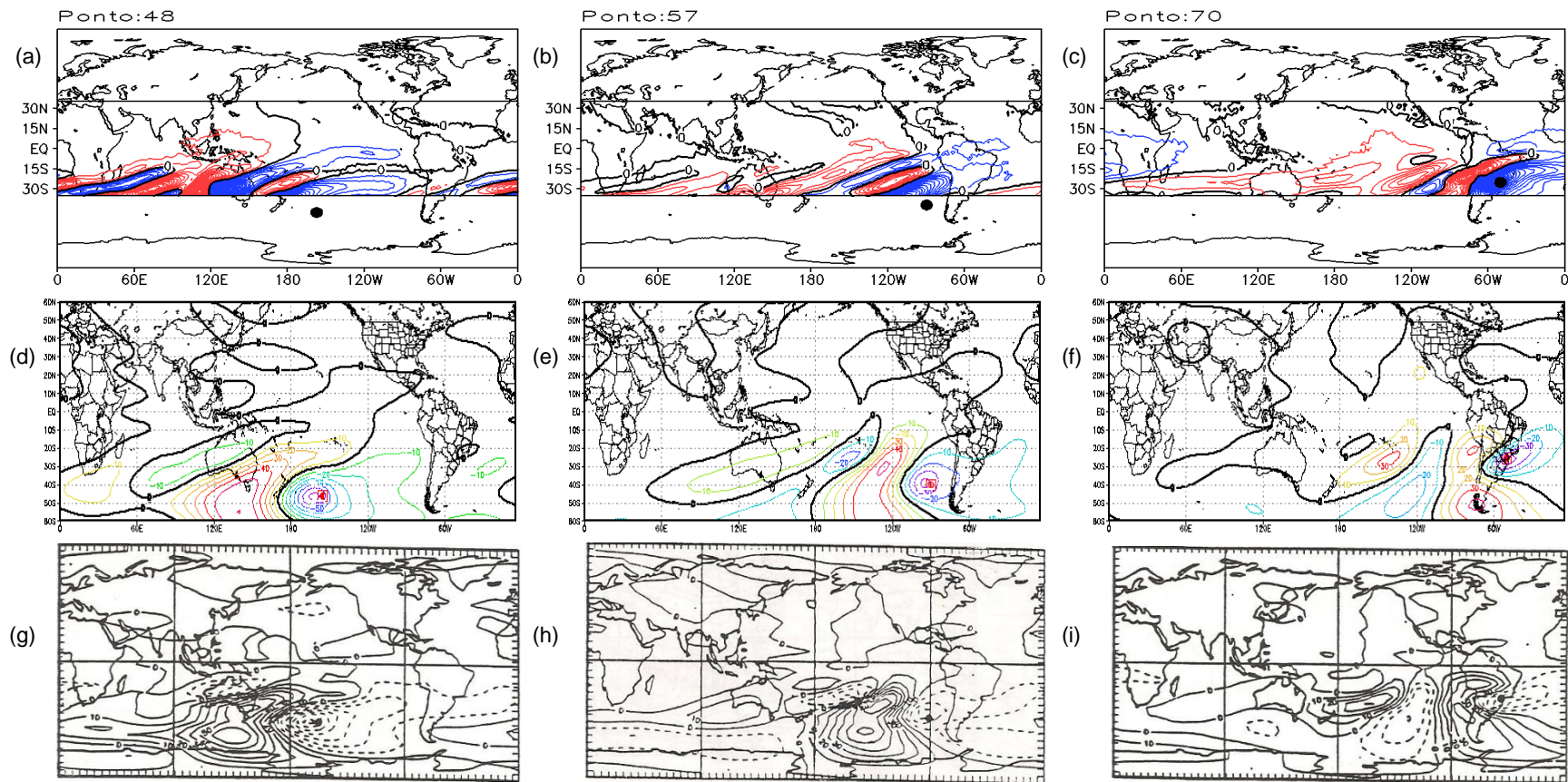


Figura 4.4 – Idem a Figura 4.1, exceto para os pontos de interesse 48 (coluna da esquerda), 57 (coluna central) e 70 (coluna da direita). O círculo vermelho em (d)-(f) representa a localização do ponto de interesse.



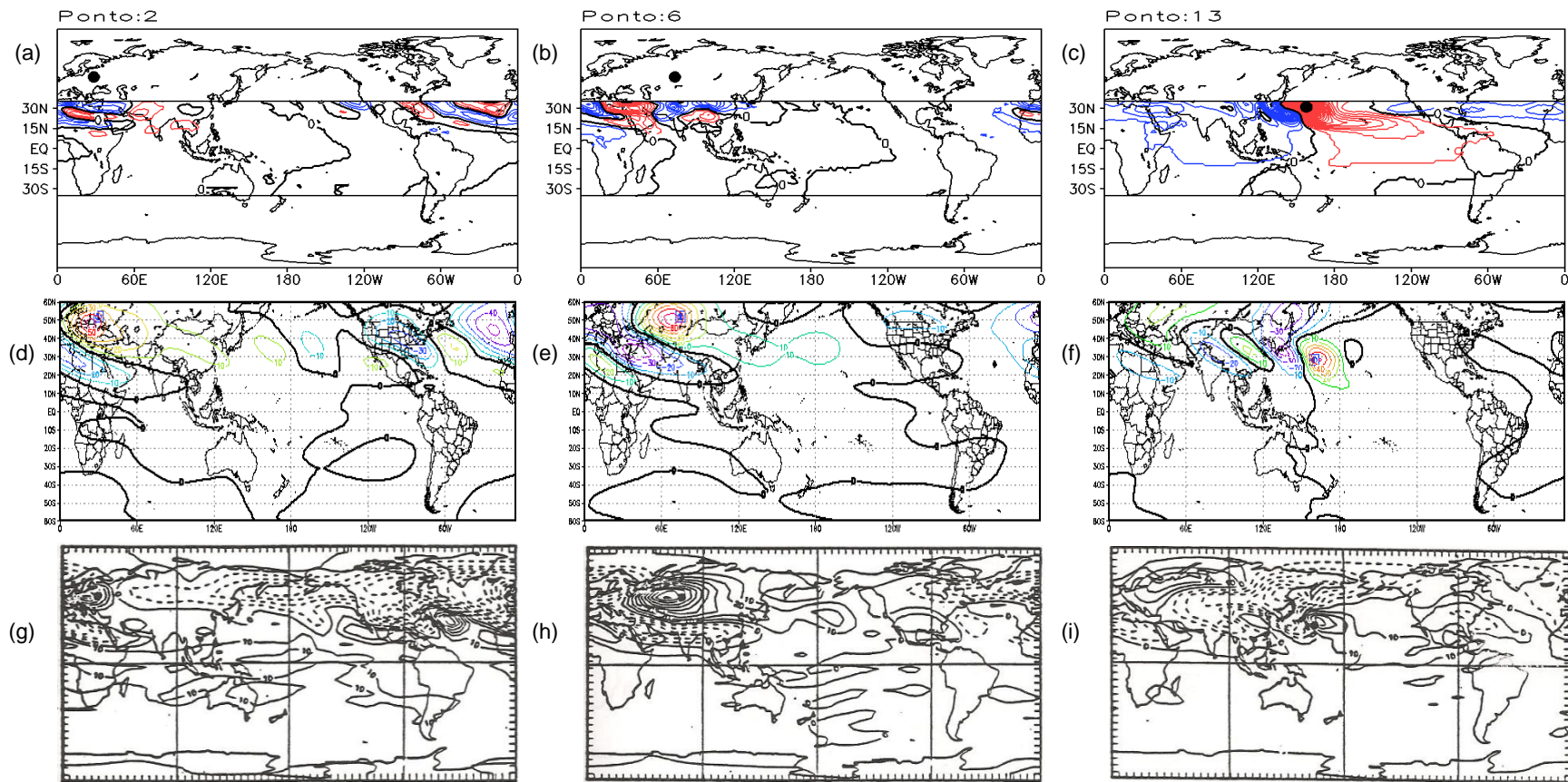


Figura 4.5 – Idem a Figura 4.1, exceto para o estado básico climatológico de julho.

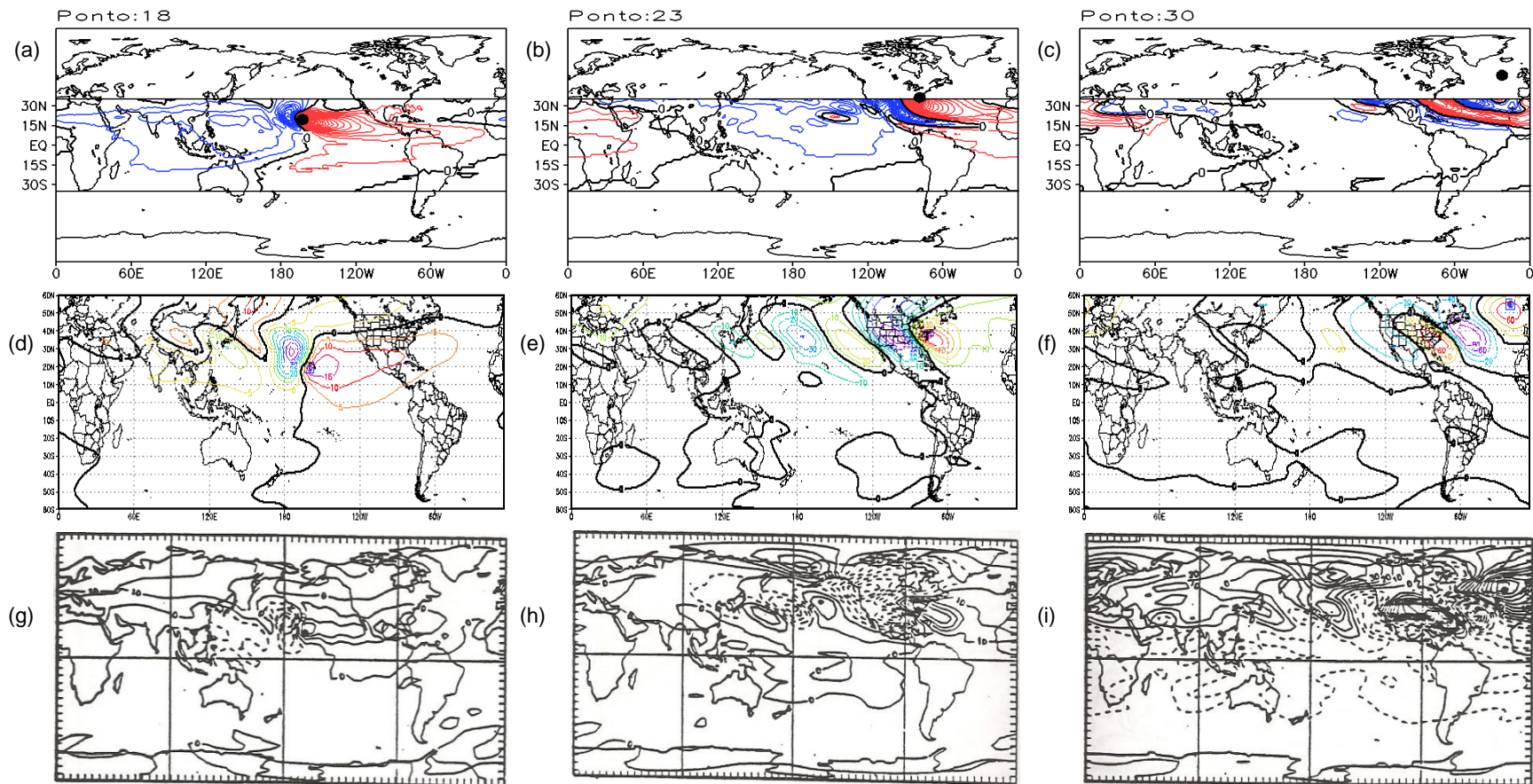


Figura 4.6 – Idem a Figura 4.1, exceto para os pontos de interesse 18 (coluna da esquerda), 23 (coluna central) e 30 (coluna da direita) no estado básico climatológico de julho.

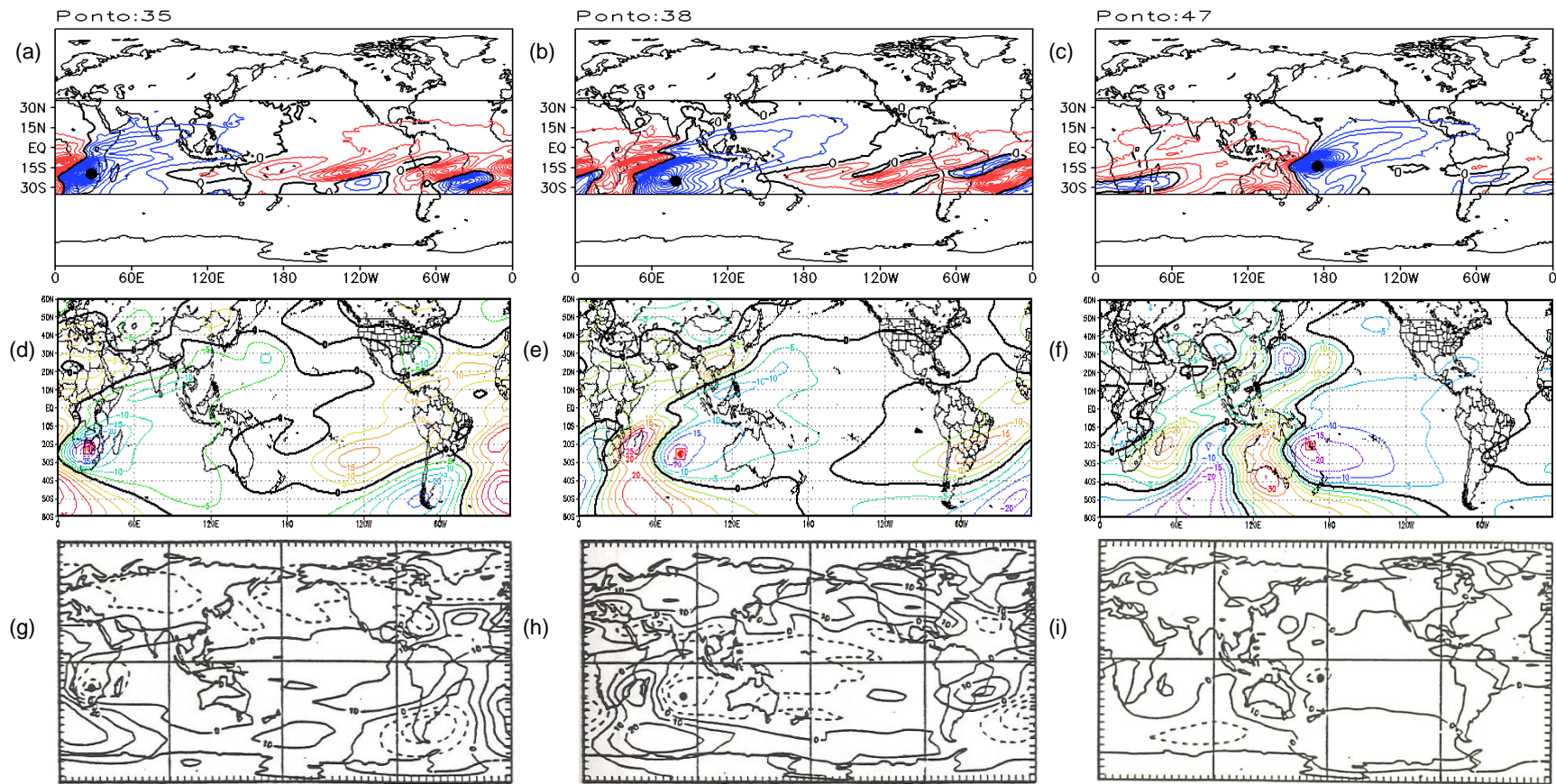


Figura 4.7 – Idem a Figura 4.1, exceto para os pontos de interesse 35 (coluna da esquerda), 38 (coluna central) e 47 (coluna da direita) no estado básico climatológico de julho. O círculo vermelho em (d)-(f) representa a localização do ponto de interesse.



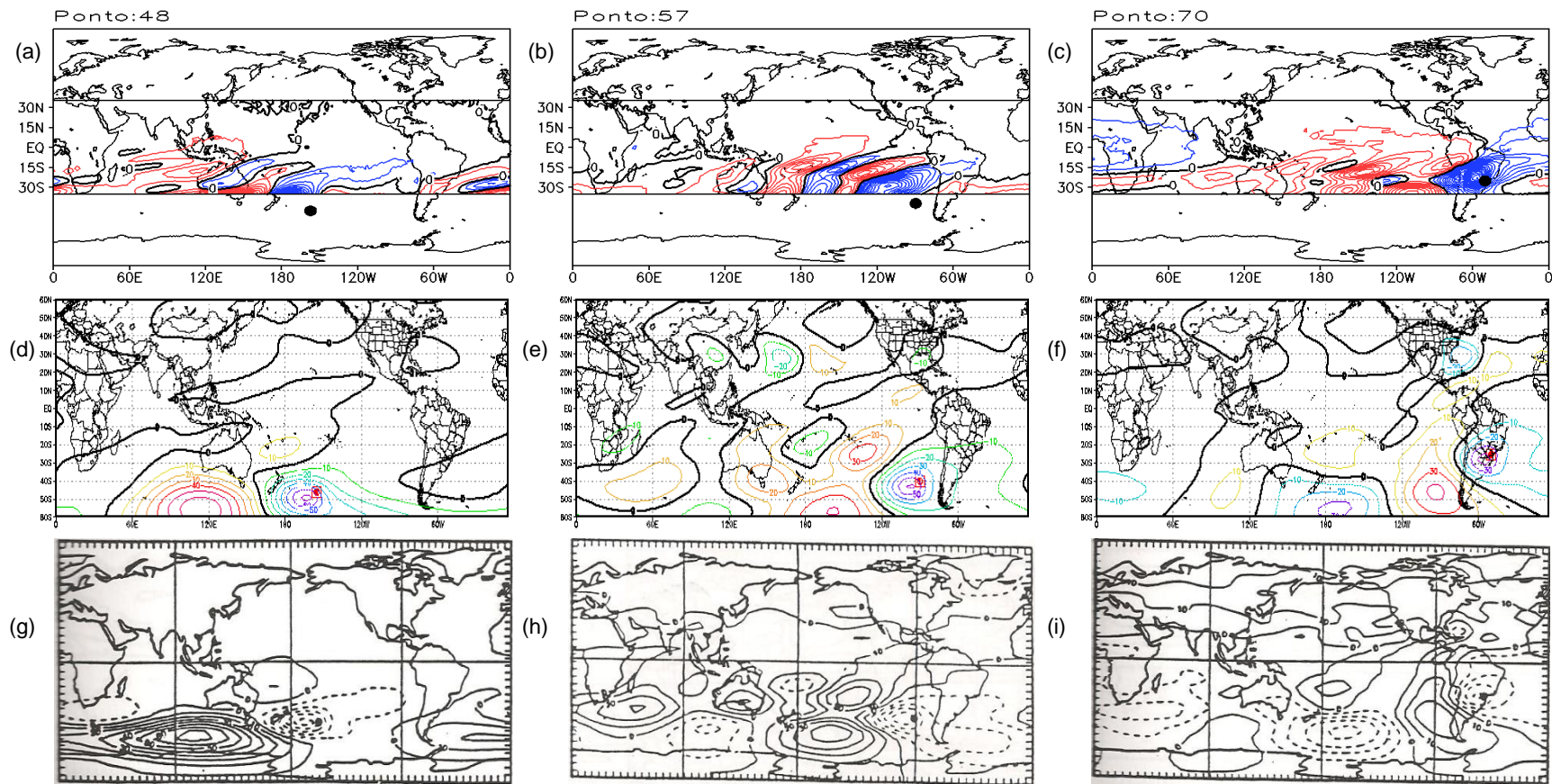


Figura 4.8 – Idem a Figura 4.1, exceto para os pontos de interesse 48 (coluna da esquerda), 57 (coluna central) e 70 (coluna da direita) no estado básico climatológico de julho. O círculo vermelho em (d)-(f) representa a localização do ponto de interesse.

## **4.2 Funções de influência de uma atmosfera baroclínica e os efeitos da variabilidade do aquecimento tropical na circulação atmosférica**

### **4.2.1 Introdução**

Nesta seção são investigados os efeitos da variabilidade do aquecimento tropical na circulação atmosférica tridimensional das regiões tropical e extratropical. O objetivo é identificar a localização de fontes tropicais anômalas de calor que influenciam na gênese de circulações baroclínicas nos trópicos e circulações barotrópicas nos extratrópicos, contribuindo para validar as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE e para ampliar o conhecimento sobre os impactos de fontes tropicais anômalas de calor em uma atmosfera baroclínica. Dessa forma, como o ENOS e a OMJ são identificados, respectivamente, como os modos dominantes de variabilidade interanual/sazonal (ASHOK et al., 2007; DROSDOWSKY; CHAMBERS, 2001) e intrassazonal/subsazonal (LAU et al., 2012; MATTHEWS, 2000; WHEELER; HENDON, 2004) do aquecimento tropical, a análise é direcionada aos efeitos desses dois fenômenos na circulação atmosférica. São analisados os padrões anômalos de aquecimento tropical e de circulação atmosférica observados durante a manifestação de cada fenômeno, permitindo relacioná-los aos campos de função de influência do MCGA-CPTEC/INPE e, assim, identificar as forçantes térmicas responsáveis pela variabilidade interanual e intrassazonal do escoamento atmosférico tridimensional de uma determinada região. Nesse sentido, na próxima subseção descreve-se o método de obtenção dos compostos das anomalias de aquecimento tropical e de circulação atmosférica associadas à manifestação de diferentes fases do ENOS e da OMJ. Em seguida, a influência da variabilidade interanual (ENOS) e intrassazonal (OMJ) do aquecimento tropical na circulação atmosférica é analisada para as estações do ano de Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF) e Junho-Julho-Agosto (JJA), visto que as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE foram calculadas apenas para os estados básicos climatológicos de janeiro e de julho.

#### 4.2.2 Método de obtenção dos compostos das anomalias de aquecimento tropical e de circulação atmosférica associadas ao ENOS e a OMJ

A circulação atmosférica tridimensional é representada nesse estudo pela variável  $\psi_{ZA}$ . Essa variável, além de capturar aspectos essenciais da resposta atmosférica tropical termicamente induzida, representa satisfatoriamente a estrutura rotacional das teleconexões (SEO; SON, 2012). Dados diários e mensais de  $\psi_{ZA}$  em 850 hPa e 200 hPa são calculados a partir dos respectivos dados de vento zonal e de vento meridional de reanálise ERA-Interim descritos na seção 3.2. Esses dados são utilizados como informação de entrada em uma rotina computacional para soluções de equações diferenciais parciais elípticas contidas no software Opengrads (<http://opengrads.org/doc/udxt/fish/fish.html>).

Para representar o aquecimento diabático total ( $Q_1$ ) “Deep”, dados de  $Q_1$  no nível de 350 hPa são obtidos como resíduo da equação da termodinâmica em níveis de pressão (equação 4.1):

$$Q_1 = \frac{\dot{Q}}{c_p} = \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \omega \frac{\partial T}{\partial p} - \frac{R_d}{c_p} \omega T \quad (4.1)$$

onde  $\dot{Q}$  é a taxa de aquecimento diabático e  $\omega$  é a velocidade vertical do vento em coordenada isobárica.

No cálculo de  $Q_1$  são utilizados os dados diários e mensais de reanálise ERA-Interim descritos na seção 3.2. Dados diários e mensais de ROLE são usados para representação da atividade convectiva tropical e, portanto, da liberação de calor latente na atmosfera. Os dados interpolados de ROLE, provenientes das observações dos satélites de órbita polar da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), têm uma resolução espacial de 2.5° e são analisados para o período de 1981 a 2010 (LIEBMANN; SMITH, 1996). Os valores sazonais de  $\psi_{ZA}$ ,  $Q_1$  e ROLE são obtidos a partir da média aritmética dos respectivos dados mensais, enquanto as climatologias diárias e sazonais de

$\psi_{ZA}$ ,  $Q_1$  e ROLE são calculadas com base em um período de 30 anos (1981-2010). As climatologias diárias e sazonais de cada variável são subtraídas das respectivas séries temporais dos dados brutos, obtendo-se as respectivas anomalias diárias e sazonais. Um filtro passa-banda de Lanczos (DUCHON, 1979) é aplicado nas séries temporais das anomalias diárias, retendo-se apenas oscilações na escala de tempo intrassazonal de 30-80 dias. A escolha do período de filtragem de 30-80 dias é justificada posteriormente.

Os compostos das anomalias interanuais de cada variável são construídos com base nas informações de um índice que mede a atividade sazonal do ENOS, referido como *Oceanic Niño Index* (ONI). O ONI é obtido através da média trimestral das anomalias de TSM localizadas na região Niño 3.4 (5°S-5°N, 170°W-120°W). Quando o ONI encontra-se acima (abaixo) do limiar de 0.5°C (-0.5°C) por no mínimo 5 trimestres consecutivos, tem-se a manifestação da fase quente (fria) do ENOS, referida como El Niño (La Niña). (TRENBERTH, 1997). Portanto, o ONI é uma medida da atividade do ENOS, permitindo o monitoramento sazonal desse fenômeno em 2 fases ativas e 1 inativa. Uma lista de datas em que cada fase ativa ocorreu é organizada e composições das anomalias sazonais de  $\psi_{ZA}$ ,  $Q_1$  e ROLE são calculadas para cada fase ativa do ENOS em DJF e JJA considerando o período de 1981 a 2010. As componentes linear e não linear das composições são analisadas, sendo estimadas, respectivamente, pela diferença e pela soma das fases quente e fria do ENOS (HOERLING et al., 1997; LIN; DEROME, 2004; LIN et al., 2007). Isto permite verificar a importância tanto dos efeitos lineares quanto não lineares durante a manifestação de episódios de ENOS. Informações adicionais sobre o ONI e as datas de ocorrência dos episódios de ENOS podem ser encontradas em: ([http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)).

Os compostos das anomalias intrassazonais de cada variável são construídos com base nas informações de um índice multivariado que mede em tempo real a atividade diária da OMJ, referido como *Real-Time Multivariate MJO Index*

(RMM; WHEELER; HENDON, 2004). Segundo Wheeler e Hendon (2004), o RMM é obtido através dos dois primeiros modos de função ortogonal empírica dos campos combinados das anomalias diárias de vento zonal (850 hPa e 200 hPa) e de ROLE aproximadamente entre 15°S e 15°N. A projeção dessas anomalias diárias nos dois primeiros modos de função ortogonal empírica combinada, com o ciclo anual e as componentes interanuais removidas, produz as séries temporais das respectivas componentes principais normalizadas, referidas como RMM1 e RMM2, respectivamente (WHEELER; HENDON, 2004). Uma análise espectral das componentes RMM1 e RMM2 mostra que ambas variam principalmente na escala de tempo de 30-80 dias (WHEELER; HENDON, 2004), justificando a escolha do período de filtragem das anomalias diárias nesse estudo. A amplitude do par de componentes principais forma o RMM, isto é,  $(RMM = \sqrt{(RMM1)^2 + (RMM2)^2})$ , indicando o grau de atividade diária da OMJ em uma determinada fase de manifestação. Uma fase ativa da OMJ é definida quando a amplitude diária do RMM for maior do que 1, caso contrário, a OMJ está em uma fase inativa (WHEELER; HENDON, 2004).

De maneira geral, o RMM divide em 8 fases a propagação para leste da convecção tropical anômala associada à atividade intrassazonal da OMJ. As respectivas localizações geográficas das 8 fases são as seguintes: Fases (8 e 1) convecção anômala no Hemisfério Oeste e África; Fases (2 e 3) convecção anômala no Índico; Fases (4 e 5) convecção anômala na Indonésia; e Fases (6 e 7) convecção anômala no oeste do Pacífico. Portanto, a OMJ pode ser identificada diariamente em 9 possíveis fases, sendo 8 fases ativas, separadas por 4 pares em função da localização geográfica da convecção tropical, e 1 fase inativa. Uma lista de datas em que cada fase ativa ocorreu é organizada e composições das anomalias intrassazonais de  $\psi_{ZA}$ ,  $Q_1$  e ROLE são calculadas para cada par de fases ativas da OMJ em DJF e JJA considerando o período de 1981 a 2010. As componentes linear e não linear das composições são analisadas, sendo estimadas, respectivamente, pela diferença e pela soma dos pares de fases ativas da OMJ que são similares, mas de sinal contrário (SEO; SON, 2012). Isto permite verificar a importância tanto dos efeitos lineares



quanto não lineares durante a manifestação de distintos episódios de OMJ. Informações adicionais sobre o RMM podem ser encontradas em: (<http://www.bom.gov.au/climate/mjo/graphics/rmm.74toRealtime.txt>).

A significância dos compostos é avaliada através de um teste t Student baseado em duas amostras extraídas de populações com variâncias iguais (WILKS, 2006). Foi suposto que as duas composições tenham tamanhos  $n_1$  e  $n_2$  extraídos de populações normais ou aproximadamente normais. Supôs-se ainda que essas duas amostras tenham médias e desvios padrões dados por  $\bar{X}_1$ ,  $\bar{X}_2$  e  $S_1$ ,  $S_2$ , respectivamente. Para testar a hipótese de que ambos os campos são iguais, isto é,  $\mu_1 = \mu_2$ , utilizou-se a seguinte formulação (equação 4.2):

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{S_{12} \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}} \quad (4.2)$$

onde t é a distribuição de Student,  $\bar{X}_1$  é a média da primeira amostra,  $\bar{X}_2$  é a média da segunda amostra,  $n_1$  é o número de casos da primeira amostra,  $n_2$  é o número de casos da segunda amostra e  $S_{12}$  é o desvio padrão definido como:

$$S_{12} = \sqrt{\frac{(n_1 - 1) S_1^2 + (n_2 - 1) S_2^2}{GL}} \quad (4.3)$$

onde  $S_1^2$  é a variância da primeira amostra,  $S_2^2$  é a variância da segunda amostra e GL é o número de graus de liberdade definido como (equação 4.4):

$$GL = n_1 + n_2 - 2 \quad (4.4)$$

No caso interanual,  $n_1$  e  $n_2$  representam o número de eventos de El Niño ou de La Niña de uma determinada estação do ano. Já no caso intrassazonal,  $n_1$  e  $n_2$  representam, para uma determinada estação do ano, o número de dias de um

par de fases ativas da OMJ dividido por 12. O número 12 representa o tempo de duração em dias observado para um par de fases da OMJ. Esse tempo de duração é plausível, pois uma fase ativa da OMJ normalmente apresenta um período médio de duração de 6 dias, sendo compatível com o ciclo de vida dessa oscilação (MADDEN; JULIAN, 1994; WHEELER; HENDON, 2004). O parâmetro  $t$  foi calculado para cada ponto de grade dos conjuntos de dados utilizados considerando o nível de significância estatística de 90% (10%) de confiança.

### **4.2.3 Influência do ENOS e da OMJ na circulação atmosférica**

#### **4.2.3.1 Análise Observacional - Aquecimento tropical**

Nas estações do ano analisadas (DJF e JJA), a componente linear das fases El Niño e La Niña do ENOS (El Niño – La Niña) mostra uma ampla região de convecção anômala no Pacífico equatorial associada à manifestação do El Niño (Figuras 4.9a, e). Sobre a Indonésia e o norte da América do Sul observa-se redução de convecção em resposta a circulação de Walker anômala estimulada pelo aumento de convecção no Pacífico equatorial central. Em DJF o padrão anômalo de convecção no Índico tropical está associado à presença de anomalias de TSM na região em resposta aos impactos do El Niño sobre a circulação atmosférica (Figura 4.9a) (TASCETTO et al., 2011). Já em JJA, as anomalias positivas de ROLE no sul da Ásia afetam a variabilidade interanual dos sistemas de monção da Índia e do oeste do Pacífico Norte (Figura 4.9e).

Em latitudes subtropicais existem anomalias positivas de ROLE nas regiões centrais do Pacífico Norte e do Pacífico Sul durante DJF (Figura 4.9a), provavelmente resultantes de anomalias na célula de Hadley (Figura A.2b do Apêndice A). EM DJF, no sul/sudeste dos Estados Unidos, a convecção anômala é produzida por um dos centros de ação do PNA (Figura 4.9a), que, durante episódios de El Niño, apresenta uma circulação ciclônica próximo à região mencionada (GRIMM; SILVA DIAS, 1995b; HOREL; WALLACE, 1981).

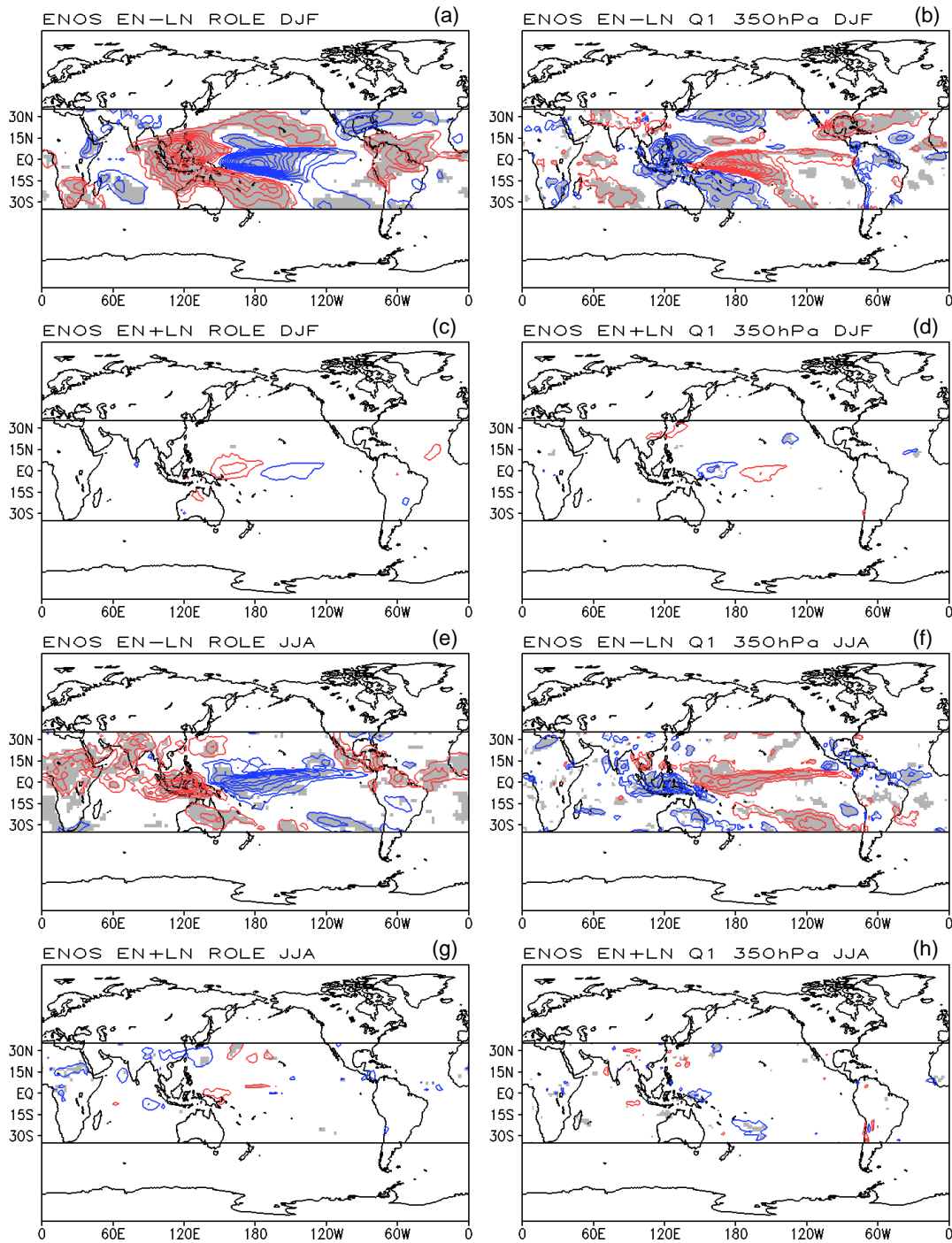


Figura 4.9 – Compostos das anomalias interanuais de ROLE (coluna da esquerda) e de  $Q_1$  em 350 hPa (coluna da direita) para a componente (a, b, e, f) linear e (c, d, g, h) não linear das fases El Niño e La Niña do ENOS em: (a-d) DJF e (e-h) JJA. Contornos vermelhos (azuis) indicam anomalias positivas (negativas). Intervalo dos contornos de ROLE ( $Q_1$ ) é de  $5 \text{ W m}^{-2}$  (1K/dia). Sombreado cinza indica nível de confiança maior do que 90%.

Na América do Sul, anomalias de ROLE mostram sinais opostos entre o norte/nordeste e o sudeste da região (Figuras 4.9a, e), evidenciando os impactos do ENOS na precipitação (GRIMM; AMBRIZZI, 2009). A variabilidade de  $Q_1$  em 350 hPa, considerando a componente linear do ENOS, tem uma distribuição espacial semelhante e de sinal contrário aos campos anômalos de ROLE descritos, caracterizando a atividade de nuvens convectivas profundas (Figuras 4.9b, f). A componente não linear das fases El Niño e La Niña do ENOS (El Niño + La Niña) destaca um dipólo de anomalias de ROLE e de  $Q_1$  no Pacífico equatorial durante DJF (Figuras 4.9c, d), enquanto em JJA concentra anomalias principalmente nas latitudes subtropicais do Pacífico oeste (Figuras 4.9g, h). Apesar dos sinais não lineares serem não desprezíveis, a componente linear das anomalias sazonais de ROLE e de  $Q_1$  tem sinais mais intensos e estatisticamente significativos durante episódios ativos do ENOS.

A componente linear dos pares de fases 23 e 67 da OMJ (23 - 67) é representativa do dipólo de atividade convectiva entre o Índico tropical e o oeste do Pacífico tropical (Figuras 4.10a, e). Esse dipólo aparece com sinal contrário no campo de anomalias de  $Q_1$  em 350 hPa, caracterizando a manifestação de nuvens convectivas profundas (Figuras 4.10b, f). No oeste do Pacífico tropical, as anomalias de ROLE deslocam-se meridionalmente em função do ciclo sazonal da região (ZHANG; DONG, 2004), concentrando-se próximo ao Equador durante o verão austral (Figura 4.10a) e próximo às Filipinas durante o verão boreal (Figura 4.10e). Destaca-se que em DJF existe uma extensão das anomalias de ROLE e de  $Q_1$  para a região central do Pacífico Sul subtropical, afetando a variabilidade intrassazonal da ZCPS (Figuras 4.10a, b). Em contrapartida, o núcleo de convecção anômala no Índico tropical mantém-se centrado no Equador em DJF e apresenta um ligeiro deslocamento para norte em JJA (Figuras 4.10a, e). As variações da convecção tropical na porção oeste do Pacífico podem alterar a circulação de Hadley local (Figuras A.2b, d do Apêndice A), e, conseqüentemente, estimular anomalias de aquecimento diabático em latitudes subtropicais, sobretudo no oeste do Pacífico Norte durante DJF (Figura 4.10b).

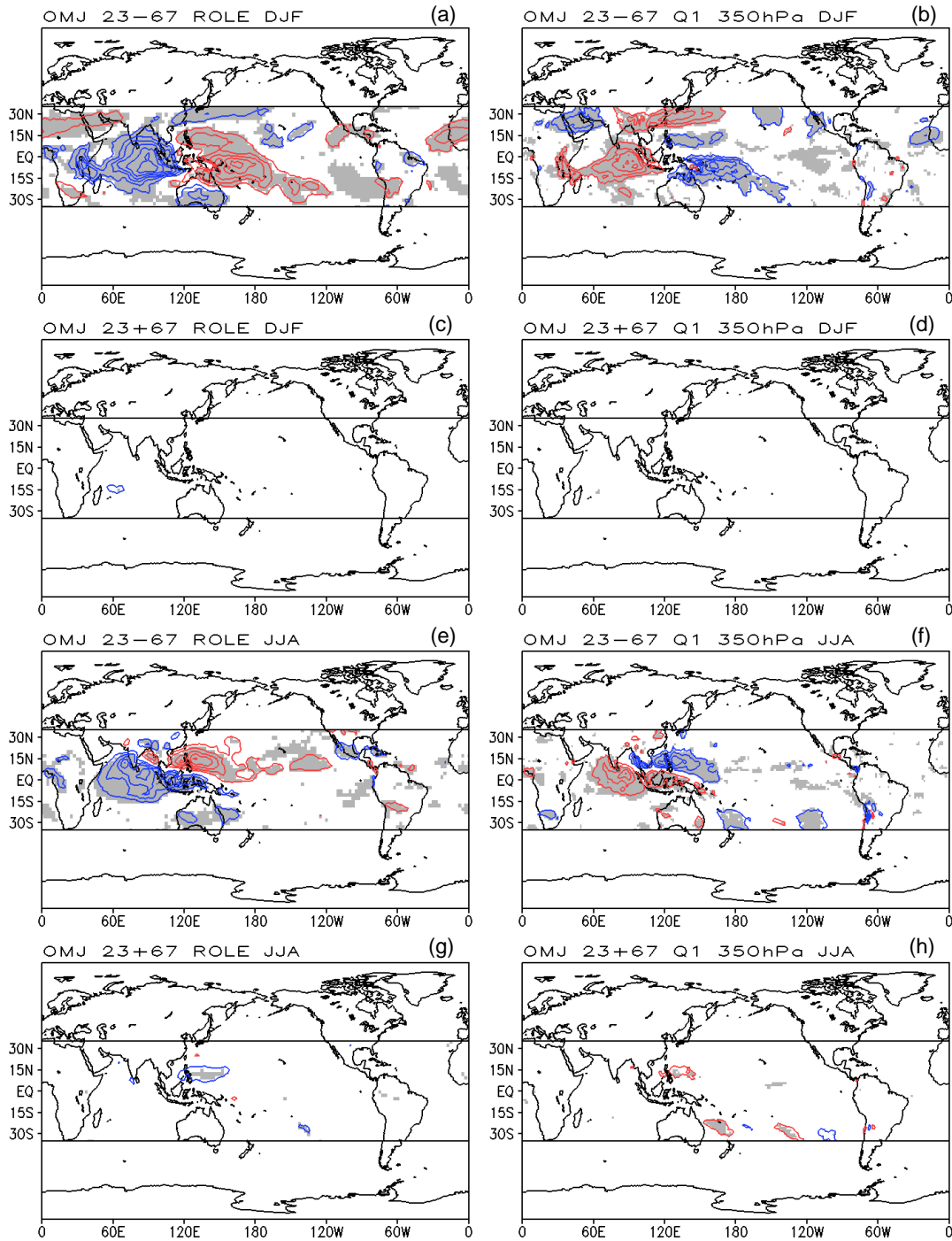


Figura 4.10 – Compostos das anomalias intrassazonais de ROLE (coluna da esquerda) e de  $Q_1$  em 350 hPa (coluna da direita) para a componente (a, b, e, f) linear e (c, d, g, h) não linear dos pares de fases 23 e 67 da OMJ em: (a-d) DJF e (e-h) JJA. Contornos vermelhos (azuis) indicam anomalias positivas (negativas). Intervalo dos contornos de ROLE ( $Q_1$ ) é de  $5 \text{ W m}^{-2}$  ( $1\text{K}/\text{dia}$ ). Sombreado cinza indica nível de confiança maior do que 90%.

Existem regiões em que o campo de ROLE não traduz a variabilidade do aquecimento tropical em 350 hPa, como, por exemplo, o resfriamento anômalo em DJF no centro-leste do Pacífico Norte subtropical e a alternância de sinais de  $Q_1$  em JJA no Pacífico Sul subtropical (Figuras 4.10a, b, e, f). Isto sugere a possibilidade de que essas anomalias de  $Q_1$  sejam uma resposta induzida pelas anomalias de circulação extratropicais. A convecção anômala próximo ao Havaí também não está relacionada a variações consideráveis e significativas de  $Q_1$  em DJF (Figuras 4.10a, b). A componente não linear dos pares de fases 23 e 67 da OMJ (23 + 67) mostra sinais de anomalias de ROLE e de  $Q_1$  não desprezíveis e estatisticamente significativos apenas durante JJA no leste das Filipinas e no Pacífico Sul subtropical (Figuras 4.10g, h), indicando que a componente linear é dominante durante esses pares de fases da OMJ (SEO; SON, 2012).

Os compostos das anomalias intrassazonais de ROLE e de  $Q_1$  em 350 hPa são ilustrados pela Figura 4.11 considerando as componentes linear e não linear dos pares de fases 45 e 81 da OMJ. Para a componente linear (45 - 81) é notável em DJF uma propagação para leste das anomalias de convecção e de aquecimento diabático relativo ao apresentado pela componente linear dos pares de fases 23 e 67 da OMJ (Figuras 4.10a, b; 4.11a, b). Enquanto no par de fases 23 (67) a convecção (inibição) anômala aparece concentrada no Índico em ambas as estações do ano (Figuras 4.10a, e), no par de fases 45 (81) a convecção (inibição) anômala aparece sobre a Indonésia em DJF e sobre o sul da Ásia/oeste do Pacífico Norte tropical em JJA (Figuras 4.11a, e). Em JJA a propagação para norte/nordeste da atividade convectiva afeta os sistemas de monção da Índia e do oeste do Pacífico Norte tropical (Figura 4.11e) (LAU et al., 2012). Já no verão austral, a variabilidade intrassazonal da ZCAS é relacionada a variações na convecção da ZCPS (CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; GRIMM; SILVA DIAS, 1995b). Isto pode ser observado nas Figuras 4.10a e 4.11a, onde um deslocamento para leste/sudeste da ZCPS resulta em um posterior desenvolvimento da ZCAS. Segundo Grimm e Silva Dias (1995b), uma ZCPS deslocada para sudeste da posição climatológica é

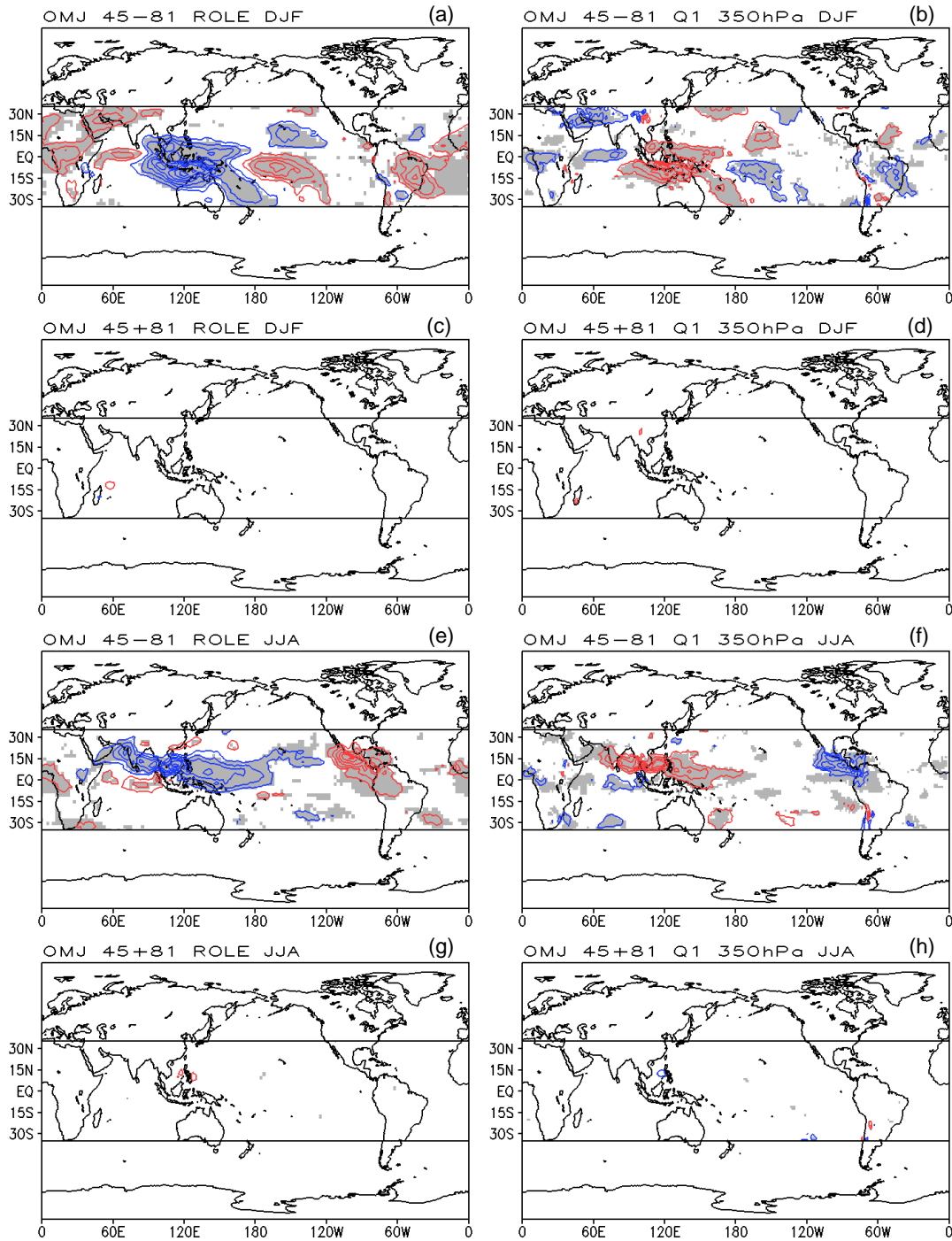


Figura 4.11 – Idem a Figura 4.10, exceto para os pares de fases 45 e 81 da OMJ.

capaz de estimular um trem de ondas de Rossby que produz variações no escoamento rotacional do sudeste da América do Sul em uma escala de tempo compatível com o ciclo de vida da OMJ. Grimm e Silva Dias (1995b) também verificaram que variações intrassazonais na convecção do Pacífico Norte

tropical/subtropical resultam na gênese do PNA durante o inverno boreal, assim bem como, variações intrassazonais na ZCAS resultam em uma posterior gênese do padrão EU. Em JJA são verificados sinais anômalos de ROLE e de  $Q_1$  sobre o centro-sul do México (Figuras 4.11e, f), os quais influenciam a variabilidade intrassazonal do sistema de monção da América do Norte (LAU et al., 2012). Na Figura 4.11 é possível verificar que os campos de ROLE são semelhantes e de sinais contrários aos respectivos campos de  $Q_1$ , conforme observado nas Figuras 4.9 e 4.10. Entretanto, na Figura 4.11b o aquecimento anômalo no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical não está relacionado à presença de anomalias significativas de ROLE na mesma região (Figura 4.11a), sendo necessário certo grau de cautela na interpretação do campo de ROLE como um campo de aquecimento tropical “Deep”, ao menos na escala de tempo intrassazonal e na região subtropical. A componente não linear dos pares de fases 45 e 81 da OMJ (45 + 81) não mostra sinais consideráveis e estatisticamente significativos (Figuras 4.11c, d, g, h), indicando que a componente linear é dominante durante esses pares de fases da OMJ (SEO; SON, 2012).

#### 4.2.3.2 Análise Observacional – Circulação atmosférica

Os compostos das anomalias interanuais de  $\psi_{ZA}$  em 850 hPa e em 200 hPa são ilustrados pela Figura 4.12 considerando a componente linear e não linear das fases El Niño e La Niña do ENOS. Na componente linear, circulações baroclínicas são dominantes na região tropical, com um par de ciclones (anticiclones) e de anticiclones (ciclones) em 850 (200) hPa ladeando o Equador próximo às regiões de aquecimento anômalo e de resfriamento anômalo, respectivamente (Figuras 4.12a, b, e, f). Destaca-se que em JJA existe uma ampla área de redução de convecção entre a África tropical e a Indonésia (Figura 4.9e), resultando em resfriamento anômalo que possivelmente induz anomalias de  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa entre o sul da África e o sul da Índia (Figura 4.12f).



A circulação extratropical do Hemisfério Norte em DJF é dominada pelas teleconexões PNA e EU (Figuras 4.12a, b). Por outro lado, em JJA, a circulação do Hemisfério Norte apenas mostra sinais barotrópicos ao norte de 50°N (Figuras 4.12e, f), refletindo a presença de ventos climatológicos de leste nas latitudes subtropicais que inibem o desenvolvimento e a propagação de teleconexões (Figuras A.1d; A.2c do Apêndice A) (HOSKINS; AMBRIZZI, 1993). No Hemisfério Sul a variabilidade interanual da circulação atmosférica mostra o predomínio do padrão PSA, com variações espaciais nos centros de ação em função da estação do ano. Um trem de ondas de Rossby que parece conectar a América do Sul com o sul da África também é evidente em DJF na baixa e alta troposfera (Figuras 4.12a, b).

A não linearidade dos compostos sazonais de  $\psi_{ZA}$  em 850 hPa e 200 hPa destaca sinais baroclínicos na região tropical em DJF (Figuras 4.12c, d), o que possivelmente está relacionado ao sinal não linear do dipólo de aquecimento tropical observado durante episódios ativos do ENOS (Figura 4.9d). Já em JJA, a componente não linear é projetada em trens de ondas de Rossby barotrópicas que conectam o oeste do Pacífico Norte (Sul) tropical com o oeste do Atlântico Norte (Sul) tropical (Figuras 4.12g, h). As variações não lineares do aquecimento no oeste do Pacífico tropical devem contribuir para estimular essas teleconexões (Figura 4.9h). Além disso, a interação não linear entre as ondas de Rossby baroclínicas termicamente induzidas da região equatorial e as ondas de Rossby barotrópicas da região extratropical é um mecanismo plausível para modulação das anomalias de baixa frequência na circulação atmosférica extratropical (MAJDA; BIELLO, 2003). Apesar dos sinais não lineares dos compostos sazonais de  $\psi_{ZA}$  serem relevantes em JJA, a componente linear é mais intensa e tem maior significância estatística.

Os compostos das anomalias intrassazonais de  $\psi_{ZA}$  em 850 hPa e em 200 hPa, considerando a componente linear e não linear dos pares de fases 23 e 67 da OMJ (Figura 4.13), evidenciam para a componente linear um par de anticiclones (ciclones) e de ciclones (anticiclones) em 850 (200) hPa ladeando

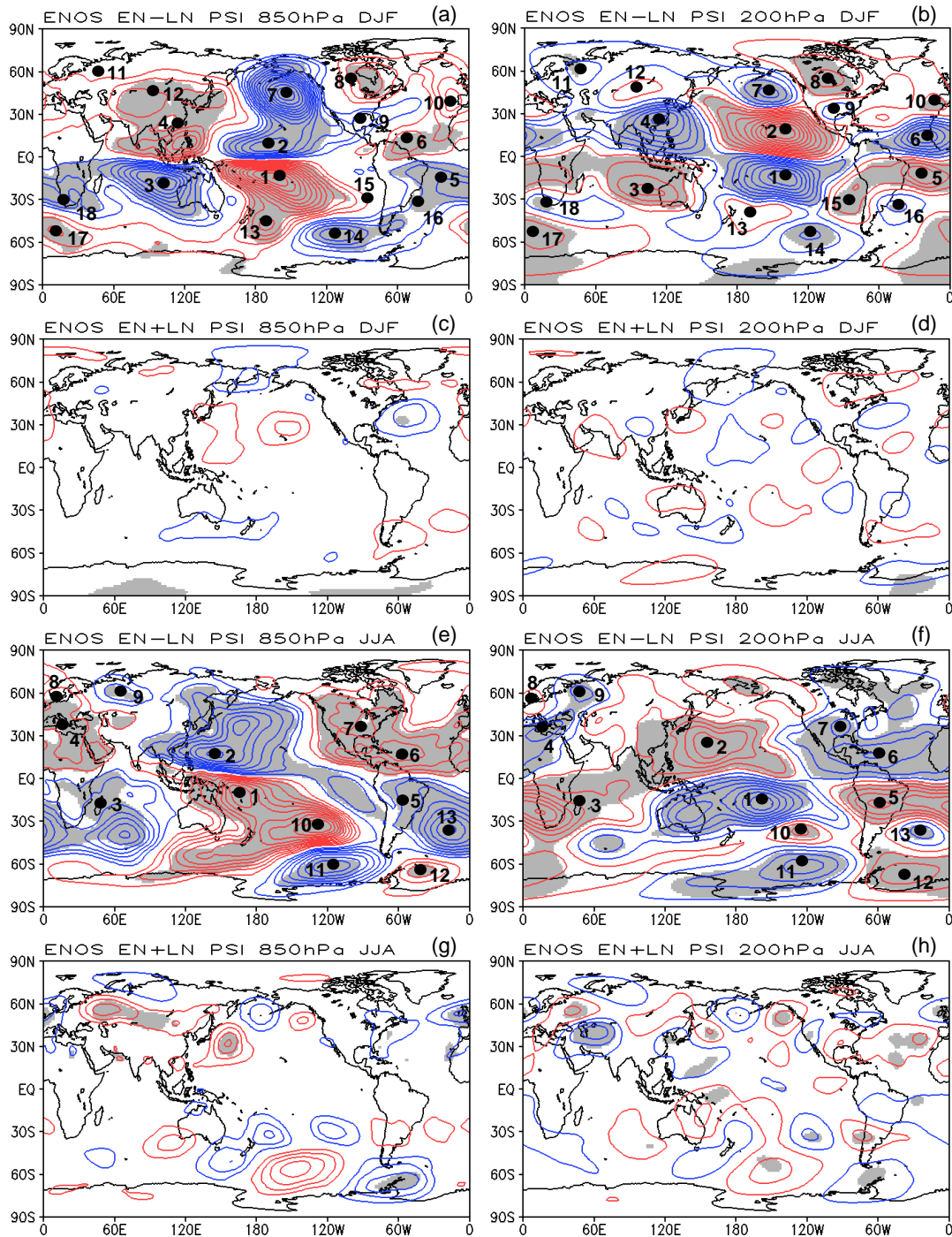


Figura 4.12 – Compostos das anomalias interanuais de  $\psi_{ZA}$  em 850 hPa (coluna da esquerda) e em 200 hPa (coluna da direita) para a componente (a, b, e, f) linear e (c, d, g, h) não linear das fases El Niño e La Niña do ENOS em: (a-d) DJF e (e-h) JJA. Os círculos pretos enumerados são os pontos de interesse analisados. Contornos vermelhos (azuis) indicam anomalias positivas (negativas). Intervalo dos contornos em 850 (200) hPa é de  $0.5$  ( $2$ )  $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Em 200 hPa, o primeiro contorno positivo (negativo) é igual a  $1$  ( $-1$ )  $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Sombreado cinza indica nível de confiança maior do que 90%.

o Equador próximo ao resfriamento anômalo do Pacífico oeste tropical e próximo ao aquecimento anômalo do Índico tropical, respectivamente. Essas observações são mais evidentes em DJF, períodos em que o dipólo de atividade convectiva está centrado no Equador (Figuras 4.10a; 4.13a, b). Em JJA, a migração para norte do dipólo de atividade convectiva possivelmente promove em 200 hPa um deslocamento para oeste do ciclone ao norte da Indonésia e o surgimento de anomalias negativas de  $\psi_{ZA}$  entre o sul da Ásia e a África do Sul (Figuras 4.10e; 4.13f). Essas mudanças na circulação são condizentes com o estudo de Gill (1980), o qual identificou diferenças entre a resposta atmosférica tropical induzida por uma fonte de calor simétrica e antissimétrica no Equador. Apesar das diferenças sazonais, as estruturas de circulação atmosférica tropical representam a manifestação de ondas equatoriais termicamente induzidas, destacando-se a extensão para leste da onda de Kelvin no Pacífico tropical e a extensão para oeste da onda de Rossby no Índico tropical, especialmente em DJF (Figuras 4.13a, b).

Nos extratropicos do Hemisfério Norte apenas em DJF observa-se uma tendência ao desenvolvimento do PNA, indicado pela alternância nos núcleos positivos e negativos de  $\psi_{ZA}$  entre o centro-oeste do Pacífico Norte e o sudeste dos Estados Unidos (Figuras 4.13a, b). O padrão EU não é evidente em DJF, sugerindo que a ausência da ZCAS não estimule a manifestação dessa teleconexão (Figuras 4.10a, b). Em JJA existe o predomínio de circulações baroclínicas no Hemisfério Norte, mesmo em latitudes extratropicais (Figura 4.13e, f), mostrando como os ventos climatológicos de leste em 200 hPa não contribuem para o desenvolvimento de estruturas barotrópicas na circulação atmosférica (Figuras A.1d; A.2c do Apêndice A). No Hemisfério Sul a circulação extratropical evidencia estruturas barotrópicas que conectam o Pacífico Sul com a América do Sul, mas não são similares ao PSA descrito em Mo e Paegle (2001) (Figuras 4.13a, b, e, f).

A componente não linear de  $\psi_{ZA}$  em 850 hPa e 200 hPa dos pares de fases 23 e 67 da OMJ mostra o predomínio de um trem de ondas de Rossby conectando

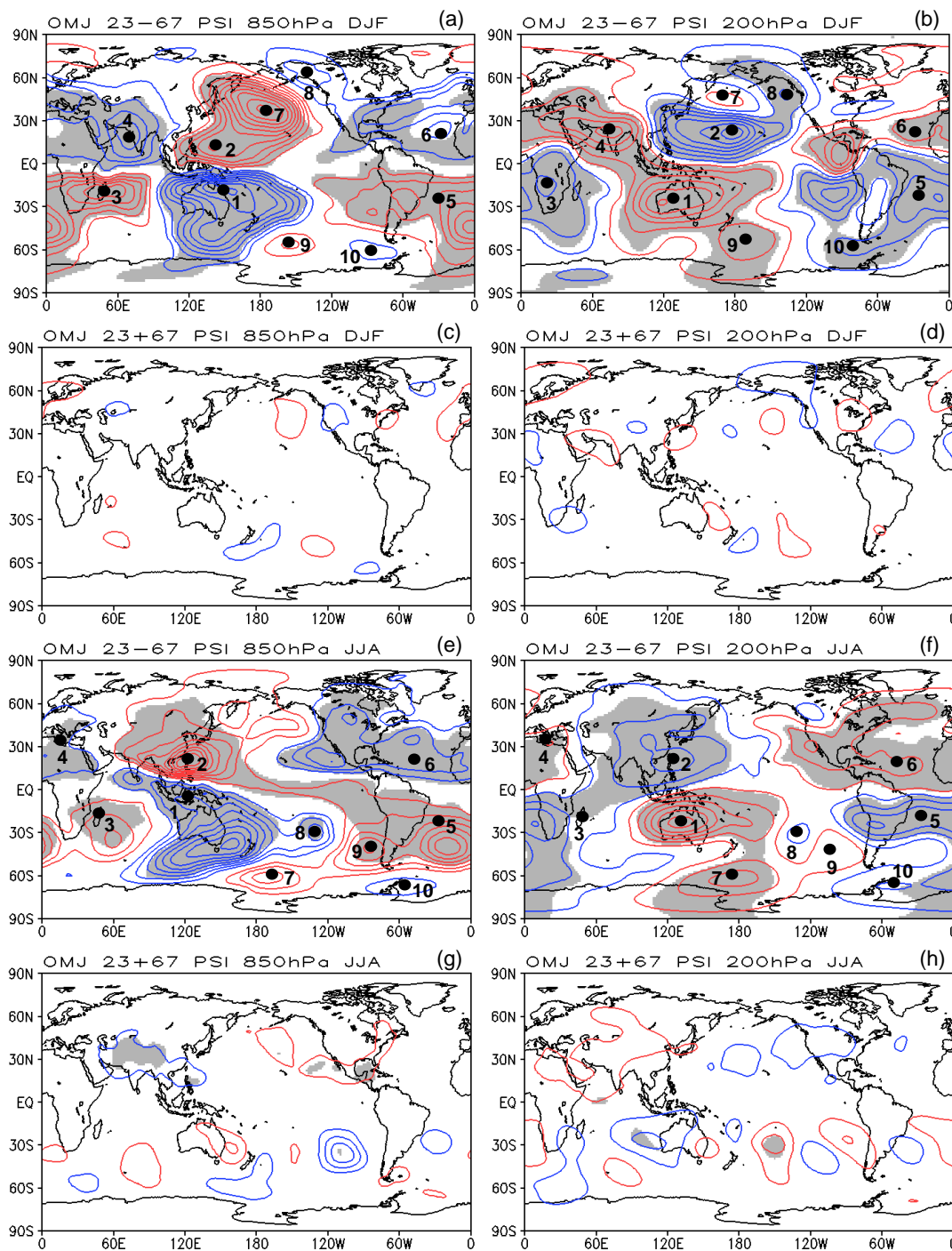


Figura 4.13 – Compostos das anomalias intrassazonais de  $\psi_{ZA}$  em 850 hPa (coluna da esquerda) e em 200 hPa (coluna da direita) para a componente (a, b, e, f) linear e (c, d, g, h) não linear dos pares de fases 23 e 67 da OMJ em: (a-d) DJF e (e-h) JJA. Os círculos pretos enumerados são os pontos de interesse analisados. Contornos vermelhos (azuis) indicam anomalias positivas (negativas). Intervalo dos contornos em 850 (200) hPa é de  $0.5$  ( $2$ )  $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Em 200 hPa, o primeiro contorno positivo (negativo) é igual a  $1$  ( $-1$ )  $\times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ . Sombreado cinza indica nível de confiança maior do que 90%.

o Pacífico Norte central com o sudeste dos Estados Unidos em DJF (Figuras 4.13c, d), de um trem de ondas de Rossby conectando o Pacífico Sul com a América do Sul em JJA (Figuras 4.13g, h) e de circulações baroclínicas no sul da Ásia e centro-sul dos Estados Unidos em JJA (Figuras 4.13g, h). As circulações baroclínicas devem ser uma resposta ao sinal não linear presente no aquecimento a leste das Filipinas, enquanto o padrão tipo PSA uma resposta à componente não linear da variabilidade intrassazonal do aquecimento nas latitudes subtropicais do Pacífico Sul (Figura 4.10h). Por outro lado, o padrão tipo PNA pode ser decorrente de instabilidades no escoamento básico (FREDERIKSEN; WEBSTER, 1988) e/ou de interações com transientes baroclínicos (LIN et al., 2007), visto que a componente não linear do aquecimento é ínfima e não tem significância estatística em DJF (Figura 4.10d).

Os compostos das anomalias intrassazonais de  $\psi_{ZA}$  em 850 hPa e em 200 hPa, considerando as componentes linear e não linear dos pares de fases 45 e 81 da OMJ (Figura 4.14), evidenciam para a componente linear uma propagação para leste das anomalias de circulação relativo ao apresentado na Figura 4.13, isto é, relativo à componente linear dos pares de fases 23 e 67 da OMJ. Essa evolução acompanha o deslocamento da atividade convectiva ao redor do globo que tem impacto global (MATTHEWS et al., 2004; SEO; SON, 2012). Nos trópicos as estruturas baroclínicas concentram-se próximo a regiões com ampla variabilidade de convecção e de aquecimento diabático observadas nesses pares de fases da OMJ (Figura 4.11). A componente linear também revela que em DJF a manifestação de teleconexões nos setores Pacífico-América Norte e Pacífico-América Sul é dominante (Figuras 4.14a, b). Essas teleconexões são bem definidas tanto em 200 hPa quanto em 850 hPa, caracterizando uma ampla componente barotrópica no escoamento atmosférico extratropical. Em JJA existe o predomínio de circulações baroclínicas nos trópicos e em parte da região extratropical, especialmente no Hemisfério Norte (Figuras 4.14e, f). A componente não linear dos pares de fases 45 e 81 da OMJ mostra uma teleconexão no setor Pacífico-América do Sul melhor definida em

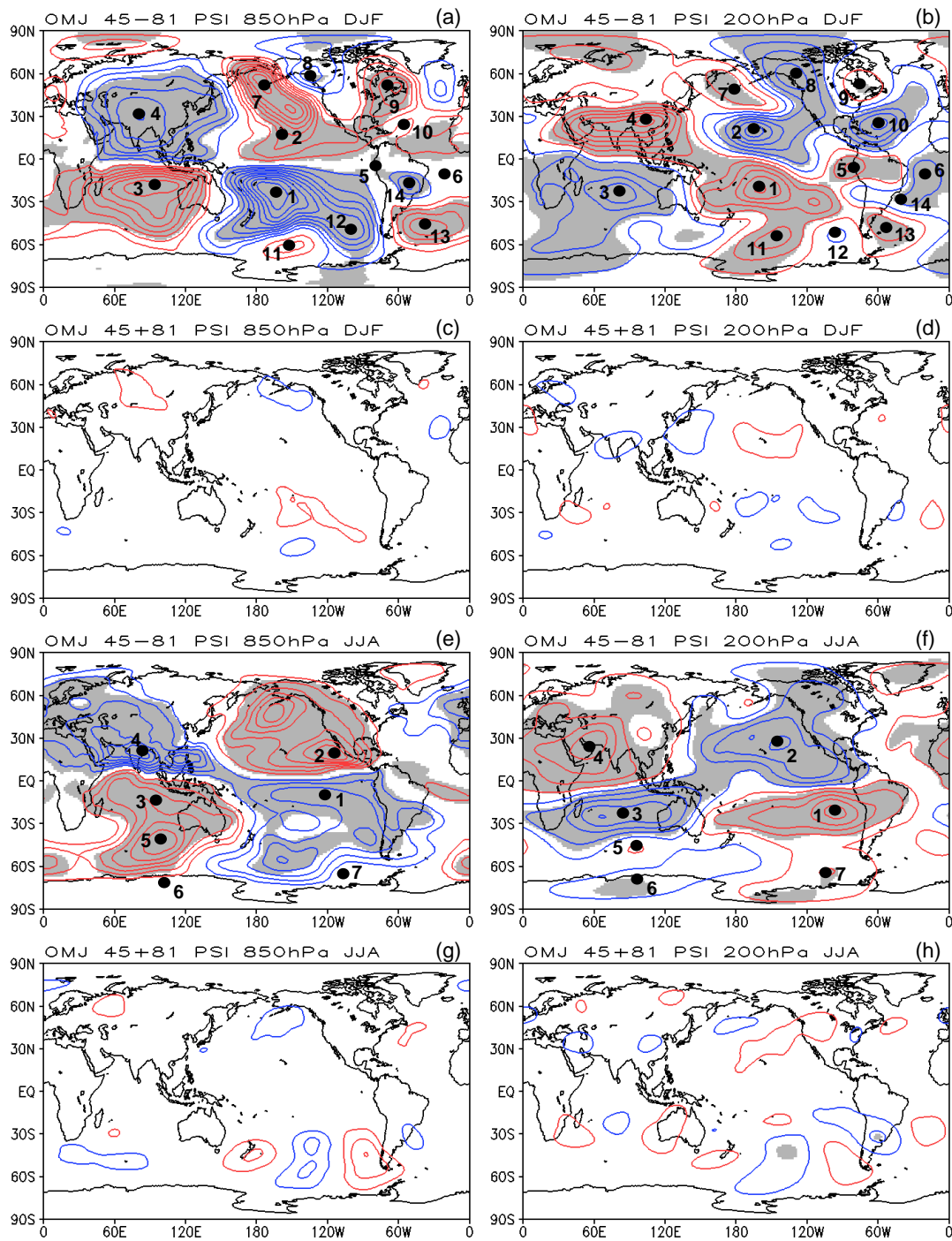


Figura 4.14 – Idem a Figura 4.13, exceto para os pares de fases 45 e 81 da OMJ.

JJA, possivelmente modulada por instabilidades na corrente de jato subtropical e/ou “feedback” dos transientes baroclínicos (Figuras 4.14g, h).

A seguir, as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE são analisadas com suporte observacional para identificar as forçantes térmicas que estimulam anomalias na circulação atmosférica de um determinado ponto de interesse ilustrado nas Figuras 4.12, 4.13 e 4.14. Os estados básicos utilizados para o cálculo das funções de influência são referentes à climatologia dos meses centrais de cada uma das estações do ano investigadas (ver seção 3.2 para adicionais informações), sendo aproximadamente representativos das respectivas climatologias sazonais (NEWMAN; SARDESHMUKH, 1998). A análise é dividida em duas partes, as quais abordam, respectivamente, os impactos da componente linear da variabilidade interanual e intrassazonal do aquecimento tropical na gênese de anomalias na circulação atmosférica global. Ressalta-se a importância de identificar nas funções de influência regiões com estrutura vertical baroclínica (barotrópica) para pontos de interesse relacionados a circulações baroclínicas (barotrópicas), além de regiões comuns de influência que alternam o sinal de acordo com a mudança de sinal da perturbação rotacional de um determinado padrão de teleconexão ou de um determinado padrão de circulação que ladeia o Equador.

As funções de influência foram calculadas a partir de experimentos forçados por um aquecimento anômalo pontual. Um experimento conduzido por um resfriamento anômalo pontual indica que a componente linear é amplamente responsável pela modulação da resposta simulada (Figura C.3 do Apêndice C). Adicionalmente, os compostos observados das anomalias interanuais e intrassazonais de  $ROLE$ ,  $Q_1$  e  $\psi_{ZA}$  mostram que a componente linear do ENOS e da OMJ é mais expressiva e tem maior significância estatística do que a componente não linear, permitindo relacionar tanto o aquecimento anômalo observado quanto o resfriamento anômalo observado aos campos de função de influência do MCGA-CPTEC/INPE. Assim, regiões com amplos valores positivos (negativos) de função de influência indicam que o resfriamento anômalo é mais eficiente na produção de anomalias negativas (positivas) de  $\psi_{ZA}$  em torno do ponto de grade de interesse.

### 4.2.3.3 Funções de influência e os efeitos da variabilidade interanual do aquecimento tropical na circulação atmosférica

Na escala de tempo interanual, as anomalias na circulação atmosférica analisadas são ilustradas pelos círculos em preto enumerados de acordo com a Figura 4.12. Nos trópicos, os pontos de 1 a 6 representam as circulações baroclínicas que ladeiam o Equador em DJF e JJA, enquanto os demais pontos (pontos de 7 a 18 em DJF e pontos de 7 a 13 em JJA) representam as circulações barotrópicas da região extratropical.

A Figura 4.15 mostra as funções de influência dos dois centros de ação localizados próximo ao aquecimento anômalo do centro-leste do Pacífico equatorial (pontos 1 e 2 na Figura 4.12). As funções de influência de janeiro e julho evidenciam que as forçantes térmicas em grande parte do domínio tropical produzem circulações baroclínicas em ambos os pontos de interesse, com sinais mais intensos na alta troposfera. Em 200 hPa existe uma inversão entre as zonas de influência dos pontos 1 e 2 principalmente sobre as regiões centro-leste do Pacífico equatorial, Indonésia e Índico (Figuras 4.15b, d, f, h), indicando que fontes de calor nessas regiões produzem perturbações de  $\psi_{ZA}$  de sinal contrário nos pontos de interesse.

Destaca-se que o resfriamento da Indonésia e o aquecimento do centro-leste do Pacífico equatorial estão localizados em zonas de influência consideráveis que estimulam os anticiclones em 200 hPa nos pontos 1 e 2 em DJF (Figuras 4.9b; 4.15b, d) e JJA (Figuras 4.9f; 4.15f, h). Especificamente, o resfriamento no centro-oeste do Pacífico Sul tropical em DJF pode contribuir para a manutenção do anticiclone do ponto 1, mas a gênese é articulada pela fonte de calor equatorial (Figuras 4.9b; 4.15b), conforme discutido em Gill (1980). Além disso, o resfriamento mencionado pode ser uma resposta induzida pelo ramo descendente da célula de Hadley anômala, normalmente observado em episódios de El Niño (AMBRIZZI et al., 2004). A forçante da Indonésia afeta os anticiclones através de anomalias na circulação de Walker, mas a influência é



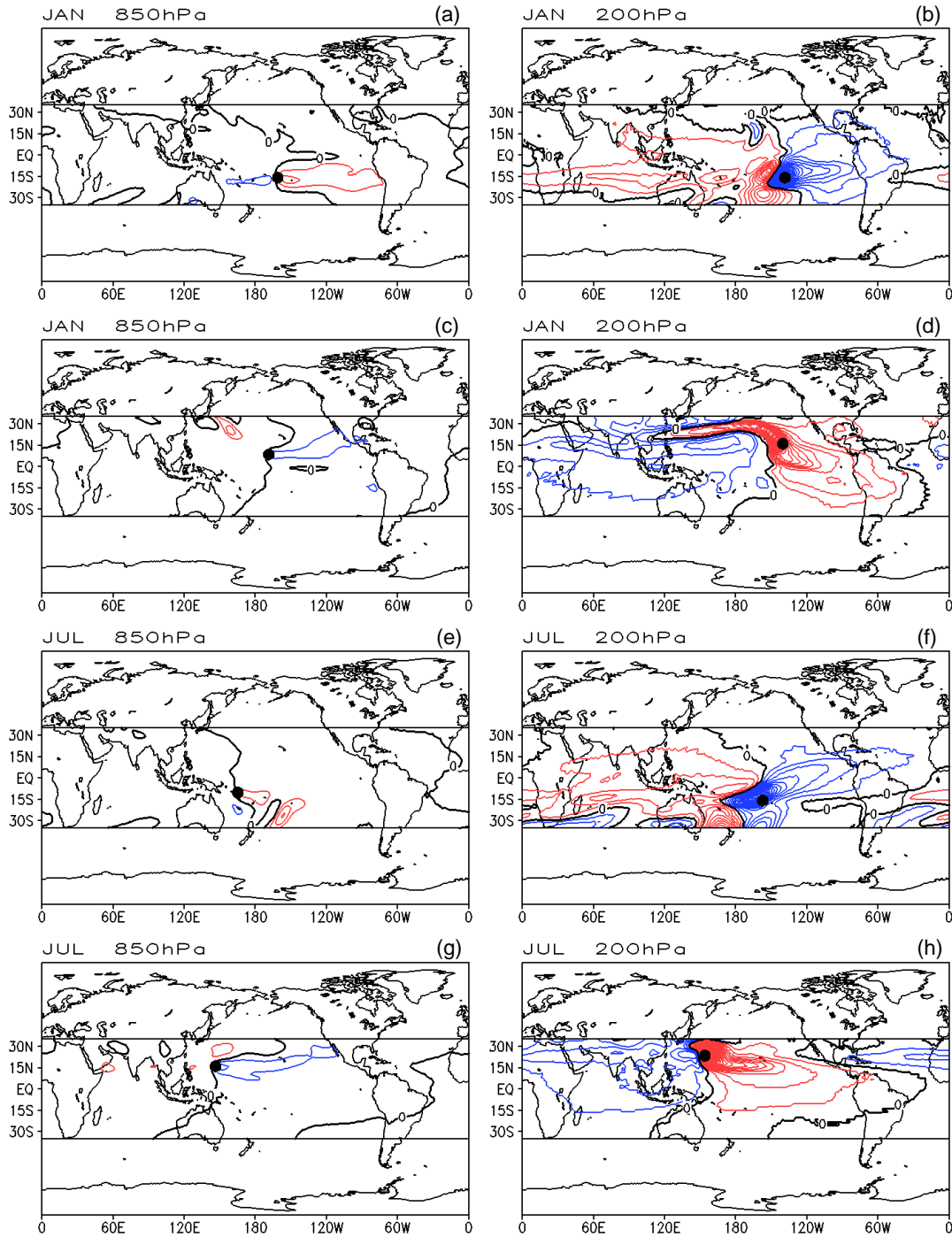


Figura 4.15 – Funções de influência do 14º dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE para a variável  $\psi_{ZA}$  no estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho. Coluna da esquerda (direita) é referente ao nível de 850 (200) hPa para os seguintes pontos da Figura 4.12: (a, b, e, f) 1 e (c, d, g, h) 2. O círculo preto representa a localização do ponto de interesse enumerado de acordo com a Figura 4.12. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

menor do que a observada no Pacífico equatorial. As funções de influência dos pontos 1 e 2 na baixa troposfera apresentam menor influência do que na alta troposfera, mas mostram que determinadas forçantes térmicas produzem circulações baroclínicas nos pontos de interesse (Figuras 4.15a, c, e, g), evidenciando os efeitos da tendência de pressão em superfície devido à divergência/convergência anômala na alta troposfera induzida por fontes tropicais anômalas de calor.

As funções de influência dos pontos 3 e 4 da Figura 4.12 apontam diversas regiões possivelmente responsáveis pela gênese do par de anticiclones em 850 hPa e de ciclones em 200 hPa no Hemisfério Leste (Figura 4.16). Dentre as regiões identificadas, o resfriamento anômalo na Indonésia, presente em DJF (Figura 4.9b) e JJA (Figura 4.9f), é capaz de estimular a estrutura baroclínica e a alternância no escoamento rotacional dos pontos de interesse em questão, mas a influência é relativamente fraca (Figura 4.16). Zonas de influência hemisféricas, também com alternância no sinal, são mais importantes na modulação das respectivas circulações baroclínicas que ladeiam o Equador próximo à Indonésia. Por exemplo, em DJF, os aquecimentos (resfriamentos) anômalos no Índico subtropical e no sul da Ásia (no leste da Austrália e no leste da Ásia) têm maior influência na circulação baroclínica do próprio hemisfério (Figuras 4.9b; 4.16a-d), mostrando que o par de anticiclones (ciclones) em 850 (200) hPa pode ser estimulado pela forçante térmica da Indonésia, mas a influência tropical/subtropical tem relevância.

Do ponto de vista remoto, o aquecimento anômalo no Caribe e Atlântico Norte adjacente afeta a circulação rotacional do ponto 4 em DJF através da propagação de ondas de Rossby barotrópicas no setor Eurásia (Figuras 4.9b; 4.12a, b; 4.16c-d). Em julho os ventos climatológicos de leste próximo às latitudes subtropicais do Hemisfério Norte não favorecem a propagação de ondas de Rossby para o Oriente Médio, mas existe um aquecimento anômalo na região central do Pacífico Norte subtropical que pode influenciar a circulação rotacional do ponto 4 (Figura 4.9f). Segundo Lee et al. (2009), no hemisfério de

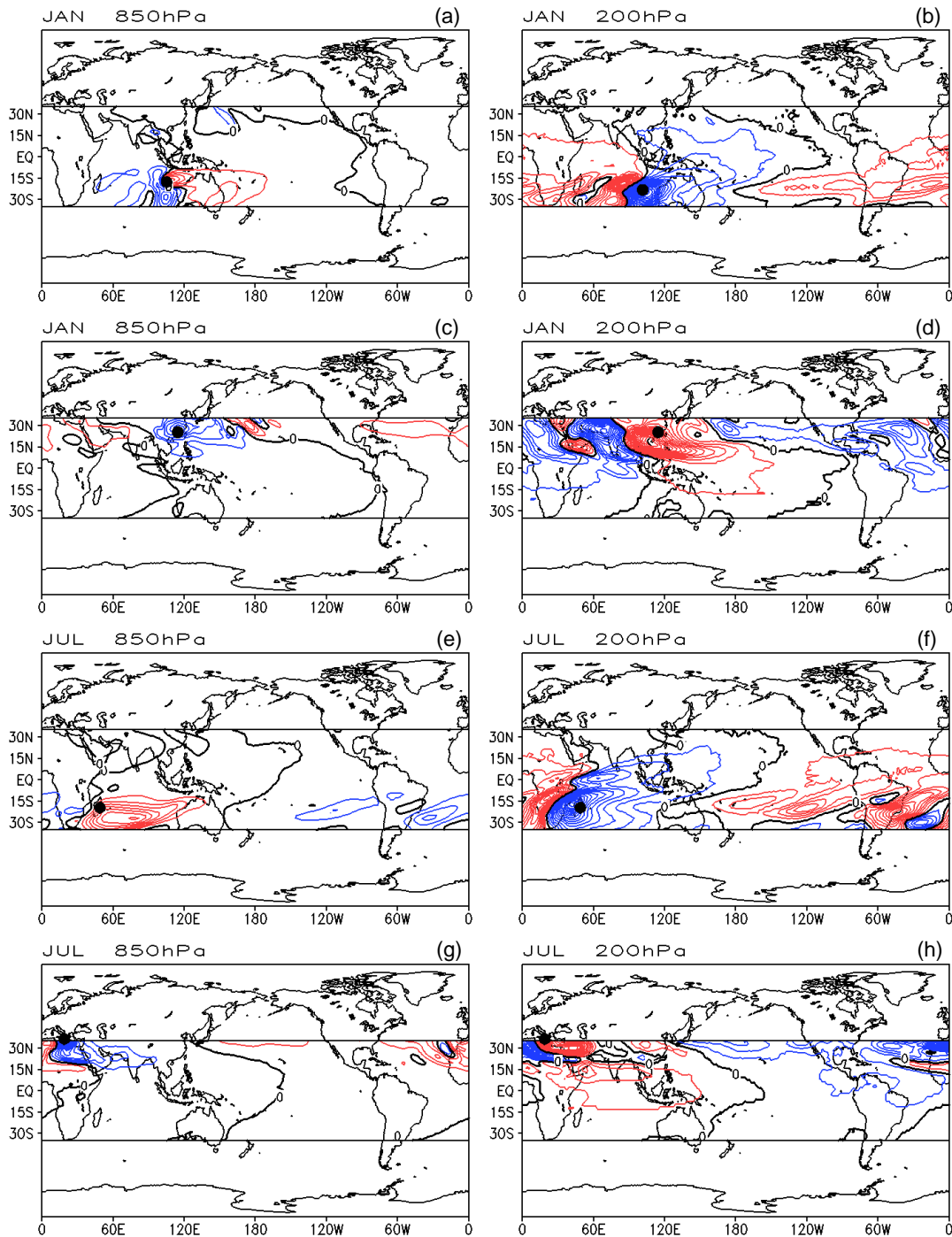


Figura 4.16 – Idem a Figura 4.15, exceto para os seguintes pontos: (a, b, e, f) 3 e (c, d, g, h) 4.

verão a propagação de ondas de Rossby ocorre se o aquecimento anômalo estiver próximo a corrente de jato subtropical. Dessa forma, a alternância de sinal no campo de  $\psi_{ZA}$  entre o leste do Pacífico Norte extratropical e a Europa indica uma possível influência remota do aquecimento subtropical observado

(Figuras 4.9f; 4.12e, f; 4.16g, h). Independente dessa possibilidade, o ponto 4 é certamente influenciado pelo resfriamento anômalo da Indonésia e do norte da África (Figuras 4.9f; 4.16g, h). Por outro lado, no inverno austral, o ponto 3 sofre consideráveis influências remotas do oeste do Atlântico Sul até mesmo na baixa troposfera, conforme verificado pelos sinais negativos de influência que promovem uma anomalia de  $\psi_{ZA}$  de sinal contrário ao observado em 200 hPa (Figuras 4.9f; 4.16e, f). Além disso, existe uma teleconexão que parece interligar o oeste do Atlântico Sul com o sul do Índico (Figura 4.12f). Portanto, é possível que as anomalias baroclínicas na circulação atmosférica dos pontos 3 e 4 sejam estimuladas por forçantes térmicas próximas aos respectivos centros de ação, sobretudo em latitudes subtropicais, e mantidas, ao menos parcialmente, por mecanismos de advecção relacionados à propagação de ondas de Rossby remotamente forçadas.

A Figura 4.17 mostra as funções de influência dos pontos 5 e 6, os quais são representativos das circulações anticiclônicas (ciclônicas) no nível de 850 (200) hPa que ladeiam o Atlântico equatorial na Figura 4.12. Em todas as estações do ano analisadas, os pontos 5 e 6 são influenciados pelo aquecimento anômalo do centro-leste do Pacífico equatorial através de anomalias na circulação de Walker. Além dessa forçante, o resfriamento anômalo no Atlântico equatorial, melhor definido em JJA (Figura 4.9f), estimula anomalias na circulação dos pontos de interesse principalmente em 200 hPa (Figuras 4.17f, h). A influência local também é perceptível em DJF, sobretudo o efeito do aquecimento anômalo no Caribe sobre o ponto 6 e o efeito do aquecimento anômalo no centro-leste do Brasil sobre o ponto 5 (Figuras 4.9b; 4.17a-d). Em relação ao ponto 5, o aquecimento no centro-leste do Brasil em DJF é relativamente fraco, mas está localizado em uma zona de influência positiva no nível de 200 hPa (Figuras 4.9b; 4.17b) e negativa em 850 hPa (Figuras 4.9b; 4.17a), resultando em uma circulação baroclínica que afeta a precipitação de algumas regiões do Brasil. Como a influência é maior em 200 hPa, é possível que o aquecimento local, juntamente com a forçante remota do Pacífico equatorial contribua para restringir os sinais mais intensos na alta troposfera do

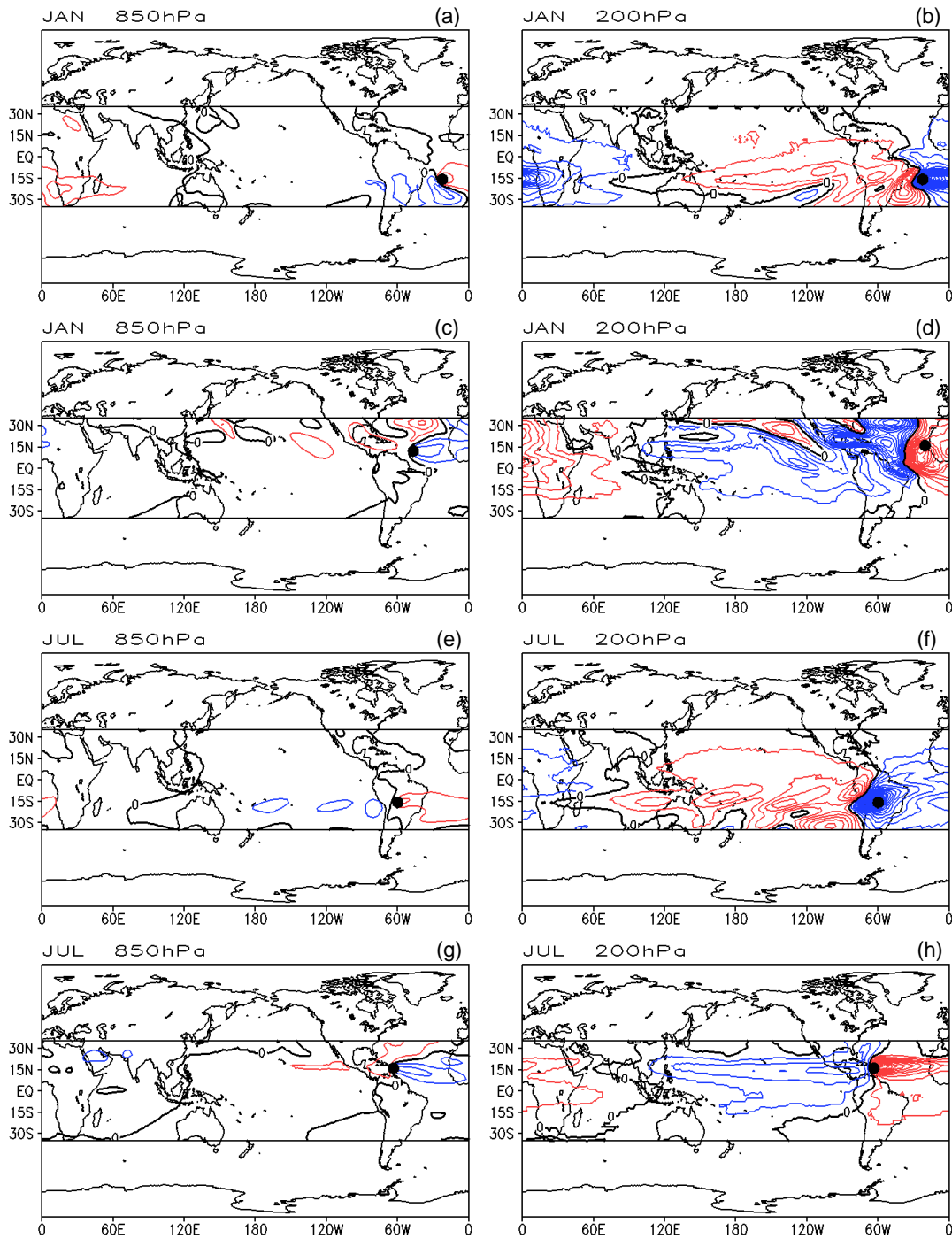


Figura 4.17 – Idem a Figura 4.15, exceto para os seguintes pontos: (a, b, e, f) 5 e (c, d, g, h) 6.

ponto 5, resultando no desenvolvimento de um cavado que atua na vizinhança do nordeste do Brasil (GANDU; SILVA DIAS, 1998). Nos hemisférios de inverno, as forçantes subtropicais do Pacífico Sul e do Pacífico Norte podem

estimular anomalias na circulação dos pontos 5 e 6, respectivamente, através da propagação de ondas de Rossby barotrópicas (Figuras 4.12a, b).

Nos extratropicos do Hemisfério Norte verifica-se a presença das teleconexões PNA e EU em DJF (Figuras 4.12a, b), além de algumas estruturas barotrópicas em JJA (Figuras 4.12e, f). Para o PNA, os centros de ação são ilustrados pelos pontos 7, 8 e 9, enquanto para o padrão EU, pelos pontos 10, 11 e 12 nas Figuras 4.12a e 4.12b. Em JJA são analisados três pontos de interesse, dois com estrutura barotrópica e um com estrutura baroclínica, os quais são representados, respectivamente, pelos pontos 7, 8 e 9 nas Figuras 4.12e e 4.12f.

As funções de influência dos três pontos de interesse do PNA, considerando o estado básico climatológico de janeiro, são apresentadas pela Figura 4.18. Em todos os pontos a maior influência é observada no Pacífico Norte tropical/subtropical e em 200 hPa. Na alta troposfera existe alternância entre os sinais das funções de influência dos pontos 7 e 8 na Índia, no leste/sudeste da China, no Pacífico Norte tropical/subtropical e no Golfo do México (Figuras 4.18b, d), indicando que fontes anômalas de calor nessas regiões estimulam anomalias de  $\psi_{ZA}$  de sinal contrário nos respectivos pontos de interesse (Figura 4.9b). No entanto, nota-se que o sinal das zonas de influência de centros de ação com o mesmo sinal de  $\psi_{ZA}$ , nesse caso os pontos 7 e 9 (Figura 4.12b), não é o mesmo em certas regiões, podendo ocorrer um conflito entre as regiões forçantes (GRIMM; SILVA DIAS, 1995b). Isto pode explicar a diferença na magnitude das anomalias observadas de  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa entre os pontos 7, 8 e 9 durante DJF (Figura 4.12b), ou seja, são verificados valores superiores de anomalias de  $\psi_{ZA}$  nos pontos 7 e 8 relativo ao ponto 9. Em outras palavras, a distribuição das anomalias de aquecimento tropical ao norte de 15°N, excluindo o resfriamento anômalo no norte da África e o aquecimento anômalo na Índia, concentram-se em zonas de maior influência que estimulam exatamente os sinais das perturbações rotacionais observadas nos pontos 7 e 8, com o resfriamento anômalo do centro-oeste do Pacífico Norte subtropical

sendo a principal forçante em termos de magnitude e localização (Figuras 4.9b; 4.18b, d). Por outro lado, em algumas regiões de maior influência sobre o ponto 9, a distribuição das anomalias de aquecimento tropical não contribui para o desenvolvimento da circulação observada, como, por exemplo, o resfriamento do centro-oeste do Pacífico Norte subtropical e o aquecimento próximo à costa oeste dos Estados Unidos e Golfo do México (Figuras 4.9b; 4.18f). Contudo, existem algumas regiões de menor influência que são favoráveis, tais como o centro-oeste do Pacífico Norte tropical e o norte da América do Sul, resultando em baixos valores de anomalia negativa de  $\psi_{ZA}$  sobre o ponto 9 (Figura 4.12b). O sudeste da China também pode influenciar o ponto 9, mas a forçante observada não tem significância estatística (Figura 4.9b; 4.18f).

Nas Figuras 5a e 5b de Grimm e Silva Dias (1995b), ilustradas no Anexo 1 pelas Figuras 1.1a e 1.1b, respectivamente, os pontos de interesse de dois centros de ação do PNA estão localizados a oeste dos respectivos centros de ação da Figura 4.12b. Apesar dessa diferença, a região de influência do centro-oeste do Pacífico Norte subtropical aparece deslocada para leste no modelo barotrópico relativo ao apresentado no modelo baroclínico. Mudanças na localização das zonas de influência resultariam em alterações na resposta rotacional dos respectivos pontos de interesse, pois a forçante no Pacífico Norte subtropical induziria o desenvolvimento de anomalias de  $\psi_{ZA}$  distintas ao observado nos pontos 7 e 8. A diferença nas funções de influência de ambos os modelos pode estar relacionada ao fato de que o modelo baroclínico possui uma resolução espacial mais alta e permite interação entre distintos modos verticais do estado básico, resultando em possíveis alterações na estrutura local das regiões de influência. Além disso, o modelo baroclínico inclui diretamente os efeitos de uma topografia realista sobre a resposta termicamente induzida, diferenciando do modelo barotrópico.

Outras discrepâncias entre os modelos aparecem no sudeste da China e no Golfo do México, embora o aquecimento anômalo do Golfo do México deva contribuir apenas para a manutenção das anomalias de circulação e não para a

gênese, visto que o ciclone do ponto 9 pode estimular as anomalias de convecção na região via teoria quase-geostrófica (Figuras 4.9a; 4.12a, b). Além disso, nas funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE a forçante na região da ZCAS não é relevante (Figuras 4.18b, d), discordando do modelo barotrópico de Grimm e Silva Dias (1995b) (Figuras 1.1a e 1.1b do Anexo 1). Adicionalmente, a função de influência do ponto 9 é distinta em muitos aspectos da função de influência de Grimm e Silva Dias (1995b) (Figura 1.1c do Anexo 1), salvo apenas no oeste do Pacífico Norte tropical/subtropical, próximo a costa oeste do México e no próprio ponto de interesse (Figura 4.18f). Entretanto, a localização dos pontos não é a mesma, mas a função de influência do mesmo ponto de Grimm e Silva Dias (1995b) ainda sim mostra diferenças consideráveis entre os modelos (Figura 4.2b).

As funções de influência da baixa troposfera mostram sinais contrários ao apresentado em 200 hPa na maioria do domínio tropical, o que resultaria em circulações baroclínicas nos pontos de interesse (Figura 4.18). Para o ponto 7, apenas o aquecimento anômalo no sudeste da China é capaz de produzir a estrutura barotrópica observada, embora a influência em 850 hPa seja ínfima e o aquecimento anômalo sem significância estatística nessa região (Figuras 4.9b; 4.18a, b). Sobre o centro-oeste do Pacífico Norte subtropical, o resfriamento induz uma estrutura baroclínica no ponto 7, sugerindo que a estrutura barotrópica observada na região das Aleutas deva ser estimulada pela conversão do modo baroclínico tropical (circulação rotacional do ponto 2) no modo barotrópico extratropical através do cisalhamento vertical do vento zonal (Figura A.2a do Apêndice A) (KASAHARA; SILVA DIAS, 1986). Para o ponto 8, as forçantes no sudeste da China e no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical produzem o anticiclone aproximadamente barotrópico no noroeste dos Estados Unidos (Figuras 4.9b; 4.18c, d), além do mecanismo de advecção de vorticidade anticiclônica na alta troposfera devido à ligeira inclinação para oeste com altura do escoamento ao redor do ponto de interesse (Figuras 4.12a, b). As funções de influência do ponto 9 revelam que distintas forçantes produzem a circulação baroclínica no sul dos Estados Unidos, sugerindo que o



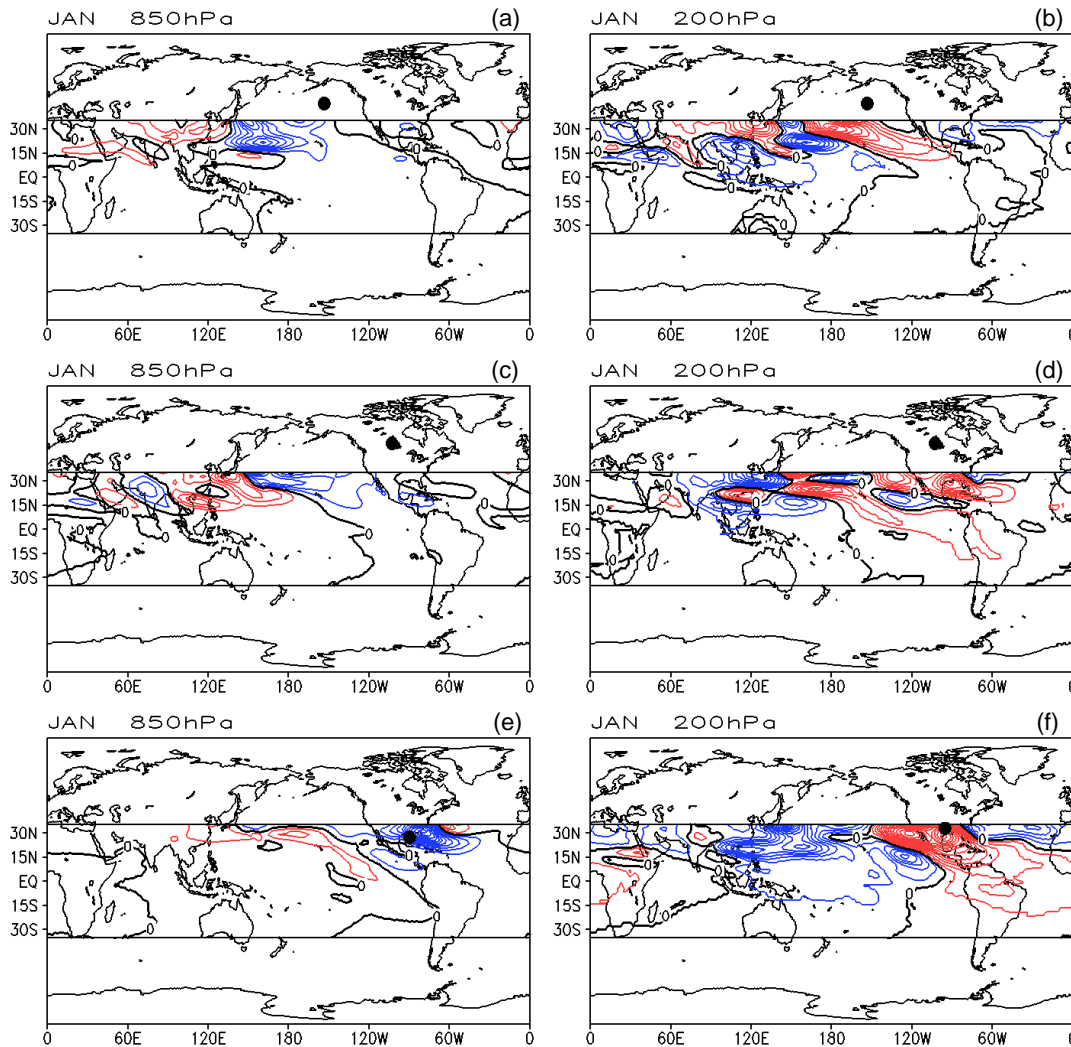


Figura 4.18 – Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.12a e 4.12b: (a, b) 7, (c, d) 8 e (e, f) 9.

ciclone em 850 hPa seja desenvolvido pela advecção de vorticidade ciclônica em 200 hPa, isto porque os maiores valores de influência são vistos na alta troposfera e porque existe uma ligeira inclinação para oeste com altura do escoamento na região (Figuras 4.12a, b; 4.18e, f).

As funções de influência do padrão EU mostram maior impacto de forçantes térmicas localizadas no Hemisfério Oeste, sobretudo no Atlântico Norte (Figura 4.19). Na baixa e alta troposfera verifica-se alternância entre os sinais de influência dos três pontos de interesse principalmente no Caribe e Atlântico Norte subtropical. Essas regiões de influência modulam a estrutura barotrópica

nos pontos de interesse do padrão EU durante o inverno boreal (Figura 4.19). No entanto, o aquecimento anômalo observado sobre o Caribe é a única forçante térmica localizada em uma região de influência que alterna o sinal de acordo com a mudança de sinal da anomalia de  $\psi_{ZA}$  (Figuras 4.9b; 4.12a, b; 4.19), sugerindo que o EU seja estimulado em escala de tempo interanual após o desenvolvimento do PNA, visto que o aquecimento anômalo no Caribe é uma resposta à convecção anômala induzida por um dos centros de ação do PNA localizado no sudeste dos Estados Unidos (Figura 4.9a; Figuras 4.12a, b). A forçante térmica no Pacífico Norte tropical/subtropical tem influência sobre os centros de ação do EU principalmente em 200 hPa (Figuras 4.9b; 4.19b, d, f), mas na baixa troposfera não contribui para estimular o comportamento barotrópico observado (Figuras 4.9b; 4.19a, c, e). Além disso, os sinais de influência no Pacífico, relacionados às fontes anômalas de calor observadas, não têm alternância entre os três pontos de interesse (Figuras 4.9b; 4.19). Portanto, a gênese do padrão EU pode ser atribuída à fonte anômala de calor no Caribe produzida pelo padrão PNA.

De particular interesse é a diferença na estrutura vertical das funções de influência dos pontos do PNA e do EU, uma vez que no padrão PNA foi observado que a estrutura barotrópica de alguns centros de ação não é modulada por forçantes térmicas (Figuras 4.9b; 4.18). Dos três centros de ação do PNA, apenas o centro localizado no noroeste dos Estados Unidos tem sua estrutura barotrópica estimulada principalmente pela fonte anômala de calor do centro-oeste do Pacífico Norte subtropical (Figuras 4.9b; 4.12a, b; 4.18c, d). Os outros dois centros de ação desenvolvem a estrutura barotrópica devido à ação de outros mecanismos, tais como: 1) advecção de vorticidade na alta troposfera, no caso do centro de ação no sudeste dos Estados Unidos (Figuras 4.9b; 4.12a, b; 4.18e, f) e 2) conversão de energia do modo interno baroclínico tropical para o modo externo barotrópico extratropical, no caso do centro de ação próximo a região das Aleutas (Figuras 4.9b; 4.12a, b; 4.18a, b). Um aspecto interessante é que o centro de ação da região das Aleutas encontra-se próximo à região de saída da corrente de jato do leste da Ásia (Figura A.1b do

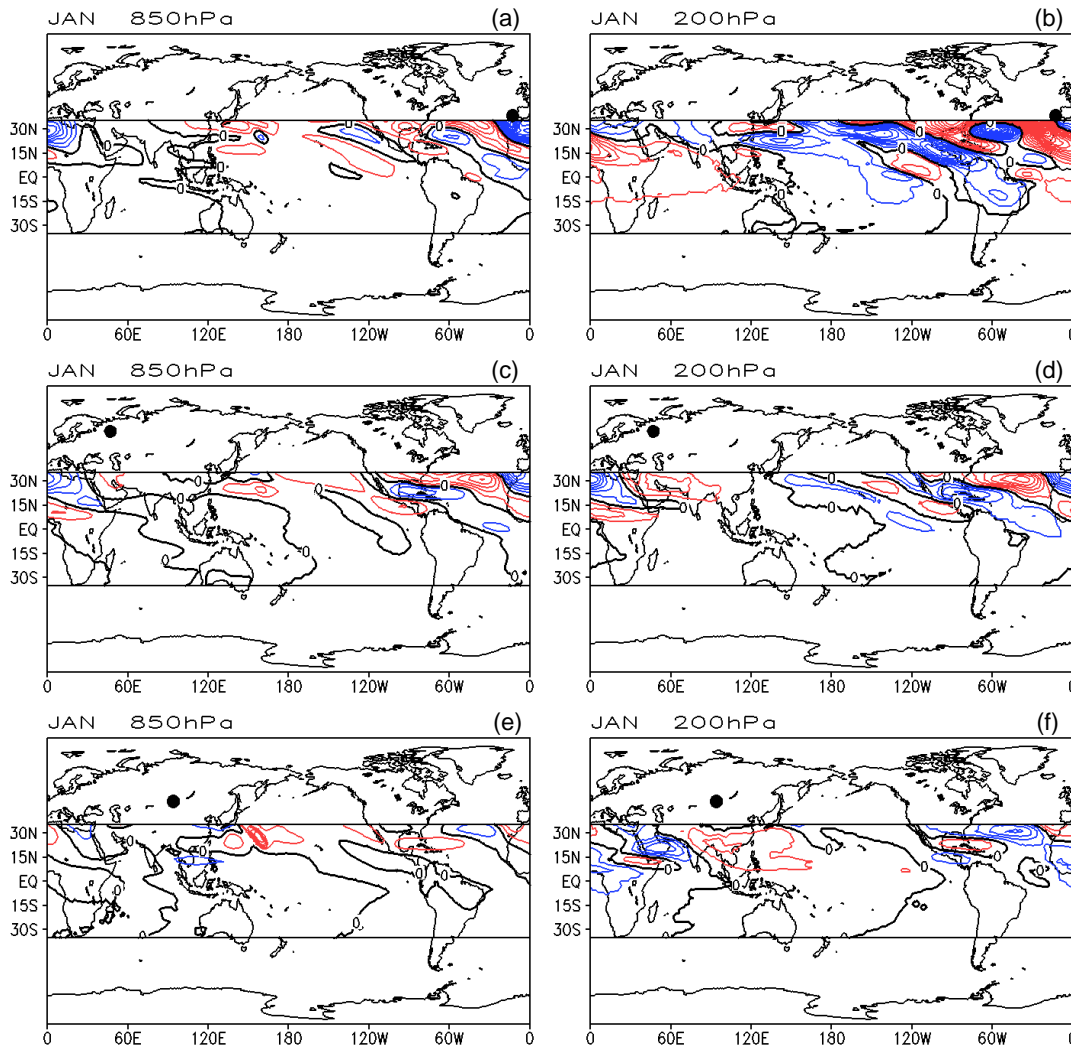


Figura 4.19 – Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.12a e 4.12b: (a, b) 10, (c, d) 11 e (e, f) 12.

Apêndice A), enquanto os centros de ação do EU estão ao norte da região de entrada da mesma corrente de jato (Figuras 4.12a, b). Além disso, a principal forçante térmica que estimula o PNA, isto é, o resfriamento anômalo no Pacífico Norte subtropical, também está localizada próximo à região de saída da corrente de jato do leste da Ásia (Figuras 4.9b; A.1b do Apêndice A), enquanto a forçante do Caribe, que estimula o EU, está localizada na região de entrada da corrente de jato do leste da América do Norte (Figuras 4.9b; A.1b do Apêndice A). Isso mostra que os centros de ação barotrópicos que se manifestam na região de saída das correntes de jato são desenvolvidos e mantidos pela extração de energia do escoamento básico zonal (NAKAMURA

et al., 1987; SIMMONS et al., 1983), mas estimulados pela conversão de energia do modo baroclínico para o modo barotrópico conforme verificado por Kasahara e Silva Dias (1986). Já para os centros de ação extratropicais que não estão localizados na região de saída das correntes de jato, ou seja, o centro de ação do PNA no noroeste dos Estados Unidos e os três centros de ação do EU, a estrutura barotrópica é articulada pelo impacto da fonte tropical anômala de calor na circulação extratropical através da propagação de ondas de Rossby não divergentes em um escoamento básico de oeste zonalmente variável (HOSKINS; AMBRIZZI, 1993; AMBRIZZI et al., 1995).

A circulação extratropical do verão do Hemisfério Norte é praticamente baroclínica, exceto em algumas regiões ao norte de 50°N (Figuras 4.12e, f). Dessa forma, torna-se interessante verificar se essas estruturas diversificadas no escoamento extratropical de verão do Hemisfério Norte são produzidas por fontes tropicais anômalas de calor. A Figura 4.20 mostra as funções de influência dos pontos 7, 8 e 9 das Figuras 4.12e e 4.12f. É notável regiões de influência localizadas próximo aos pontos de interesse em latitudes subtropicais, mostrando que a sensibilidade para a forçante remota diminui consideravelmente no verão boreal. Para a circulação baroclínica, o resfriamento anômalo no norte da América do Sul e os aquecimentos anômalos no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical e no Pacífico equatorial podem estimular o escoamento observado no ponto 7 (Figuras 4.9f; 4.20a, b).

Por outro lado, as estruturas barotrópicas dos pontos 8 e 9 podem ser estimuladas pelo resfriamento anômalo no norte da África, embora a função de influência do ponto 8 em 200 hPa indique um efeito oposto ao observado na circulação rotacional (Figuras 4.9f; 4.20c-f). O impacto do aquecimento anômalo do centro-oeste do Pacífico Norte subtropical não é verificado nas funções de influência desses pontos extratropicais, mostrando que o efeito remoto em julho não parece relevante, mesmo para estruturas barotrópicas na circulação rotacional (Figuras 4.9f; 4.20c-f). Essa observação discorda de um dos mecanismos propostos para explicar a gênese da circulação baroclínica

tropical do ponto 4 em JJA, mantendo apenas o efeito do resfriamento anômalo no norte da África (Figuras 4.9f; 4.16g, h). A possibilidade de excitação de modos normais instáveis do estado básico climatológico pode ser um mecanismo considerável para explicar as anomalias barotrópicas na circulação extratropical do Hemisfério Norte durante o verão boreal (GRIMM; SILVA DIAS, 1995b). Já as circulações baroclínicas em grande parte do Hemisfério Norte tornam-se dominantes devido à presença de ventos climatológicos de leste na região subtropical (Figuras A.1b; A.2c do Apêndice A).

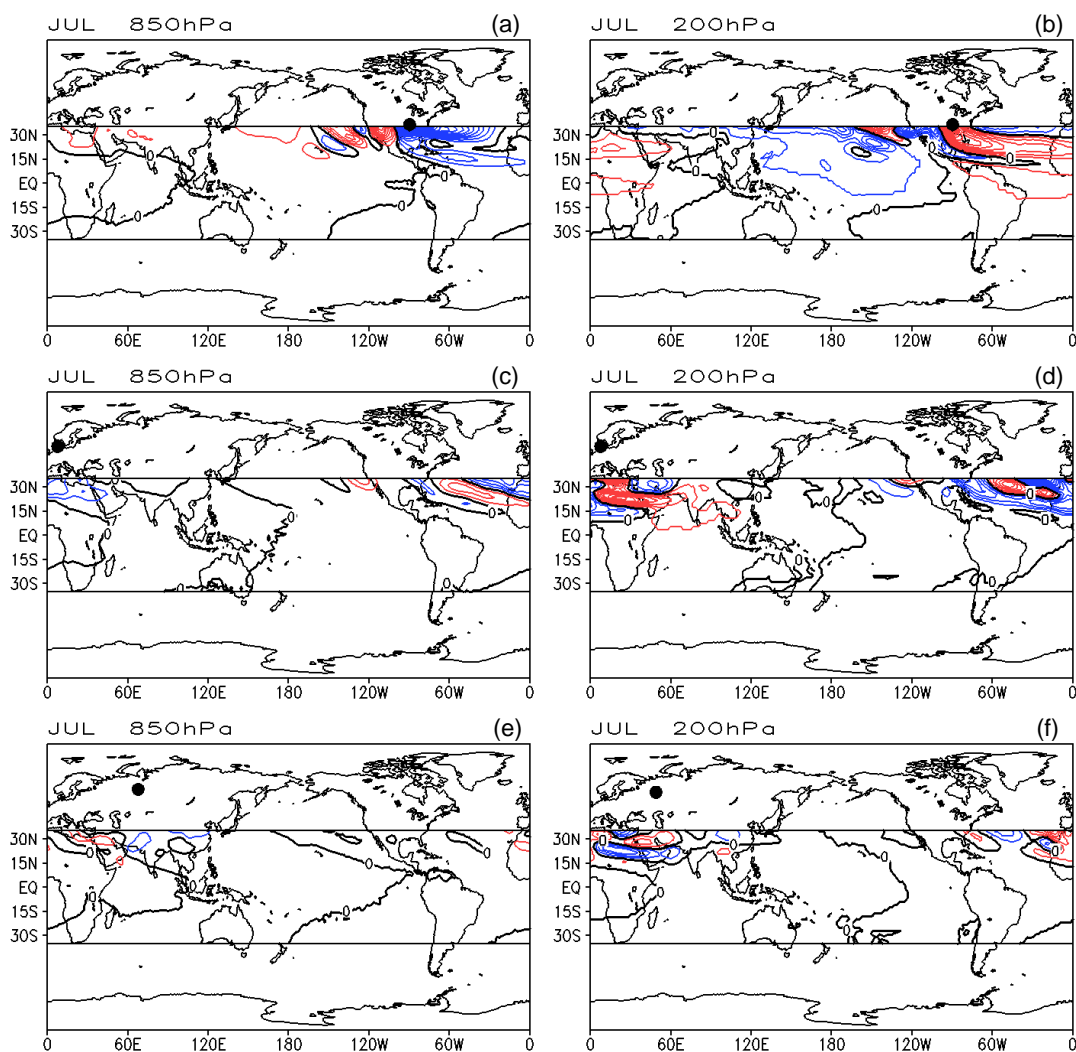


Figura 4.20 – Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de julho e para os seguintes pontos das Figuras 4.12e e 4.12f: (a, b) 7, (c, d) 8 e (e, f) 9.

Nos extratropicos do Hemisfério Sul são analisadas para DJF as circulações barotrópicas que conectam o Pacífico Sul com o oeste da América do Sul, as quais são ilustradas pelos pontos 13, 14 e 15 (não mostra estrutura barotrópica) nas Figuras 4.12a e 4.12b, e as circulações barotrópicas que conectam o leste da América do Sul com o sul da África, as quais são ilustradas pelos pontos 16, 17 e 18 nas Figuras 4.12a e 4.12b. Em JJA, a gênese da teleconexão PSA é investigada através das funções de influência dos pontos 10, 11, 12 e 13 das Figuras 4.12e e 4.12f.

A Figura 4.21 mostra as funções de influência dos pontos 13, 14 e 15 das Figuras 4.12a e 4.12b. O sinal de influência é maior na alta troposfera e nas latitudes tropicais e subtropicais do Pacífico Sul (Figuras 4.21b, d, f). As funções de influência apontam o resfriamento anômalo do centro-oeste do Pacífico Sul como a principal forçante dos pontos 13 e 14 (Figuras 4.9b; 4.21b, d). Grimm e Ambrizzi (2009; Figura 7.6) verificaram que durante novembro de episódios de El Niño existe um trem de ondas com pequena curvatura que se estende do Pacífico Sul central em direção aos extratropicos e um trem de ondas que conecta o leste do Pacífico Sul com o leste da América do Sul (Figura 1.2 do Anexo 1). Esse cenário se assemelha ao apresentado pela Figura 4.12b, onde os pontos 13 e 14 constituem o trem de ondas de pequena curvatura e os pontos 15 e 16 representam dois centros de ação do outro padrão de teleconexão identificado. Dessa forma, o ponto 15 não está relacionado ao trem de ondas do Pacífico Sul central, não sendo modulado pelo resfriamento do centro-oeste do Pacífico Sul (Figuras 4.9b; 4.21f).

Mesmo com diferenças nas funções de influência, o aquecimento anômalo do Índico subtropical influencia os três pontos de interesse, especialmente o ponto 13 localizado no oeste do Pacífico Sul (Figuras 4.9b; 4.21b, d, f). É possível verificar que o resfriamento anômalo no nordeste da Austrália e na porção subtropical do Pacífico Sul tem impacto sobre a circulação barotrópica do ponto 14 (Figuras 4.9b; 4.21c, d). Por outro lado, as funções de influência do ponto 13 não indicam nenhuma região forçante com potencial para modular a circulação

barotrópica observada, sugerindo conversão de energia da circulação baroclínica do ponto 1 (Figura 4.12b) para a circulação barotrópica do ponto 13. Curiosamente o ponto 7 das Figuras 4.12a e 4.12b encontra-se próximo à circulação baroclínica do ponto 2 que ladeia o Equador, mostrando a importância da subsidência compensatória da célula de Hadley para a interação trópico-extratropical (COELHO et al., 2015).

Grimm e Ambrizzi (2009) verificaram através das funções de influência de um modelo barotrópico não divergente que a divergência anômala do Pacífico equatorial e a convergência anômala compensatória nos subtropicais são as forçantes responsáveis por estimular o trem de ondas de Rossby que conecta o leste do Pacífico Sul com a América do Sul, incluindo o centro de ação do ponto 15. Na função de influência do ponto 15 aqui analisada, a forçante do Pacífico equatorial tem influência, mas é relativamente fraca (Figuras 4.9b; 4.21f). Para a região tropical/subtropical, o aquecimento anômalo no centro-leste do Pacífico Sul estimula o ciclone em 200 hPa no oeste da América do Sul (Figuras 4.9b; 4.21f), contrapondo o efeito de subsidência compensatória observado no estudo de Grimm e Ambrizzi (2009) (Figura 1.2 do Anexo 1). Essas diferenças estão relacionadas à mudança no padrão de convecção do Pacífico Sul, visto que em novembro de episódios de El Niño existe o predomínio de anomalias positivas de ROLE nos subtropicais (GRIMM; AMBRIZZI, 2009) (Figura 1.2 do Anexo 1), enquanto em DJF de episódios de El Niño são observadas anomalias negativas de ROLE no centro-leste do Pacífico Sul tropical/subtropical (Figura 4.9a). A circulação no ponto 15 evidencia o sinal concentrado na alta troposfera, sugerindo uma fraca estrutura vertical barotrópica (Figuras 4.12a, b). Isto não concorda com a função de influência de 850 hPa que mostra uma região com fraca influência negativa próxima ao aquecimento anômalo do Pacífico Sul subtropical (Figuras 4.9b; 4.21e). É possível que o resfriamento no centro-oeste do Pacífico Sul anule o efeito do aquecimento sobre a circulação em 850 hPa. Mecanismos de advecção de vorticidade não devem contribuir para o desenvolvimento vertical da circulação no ponto 15 (Figuras 4.12a, b).

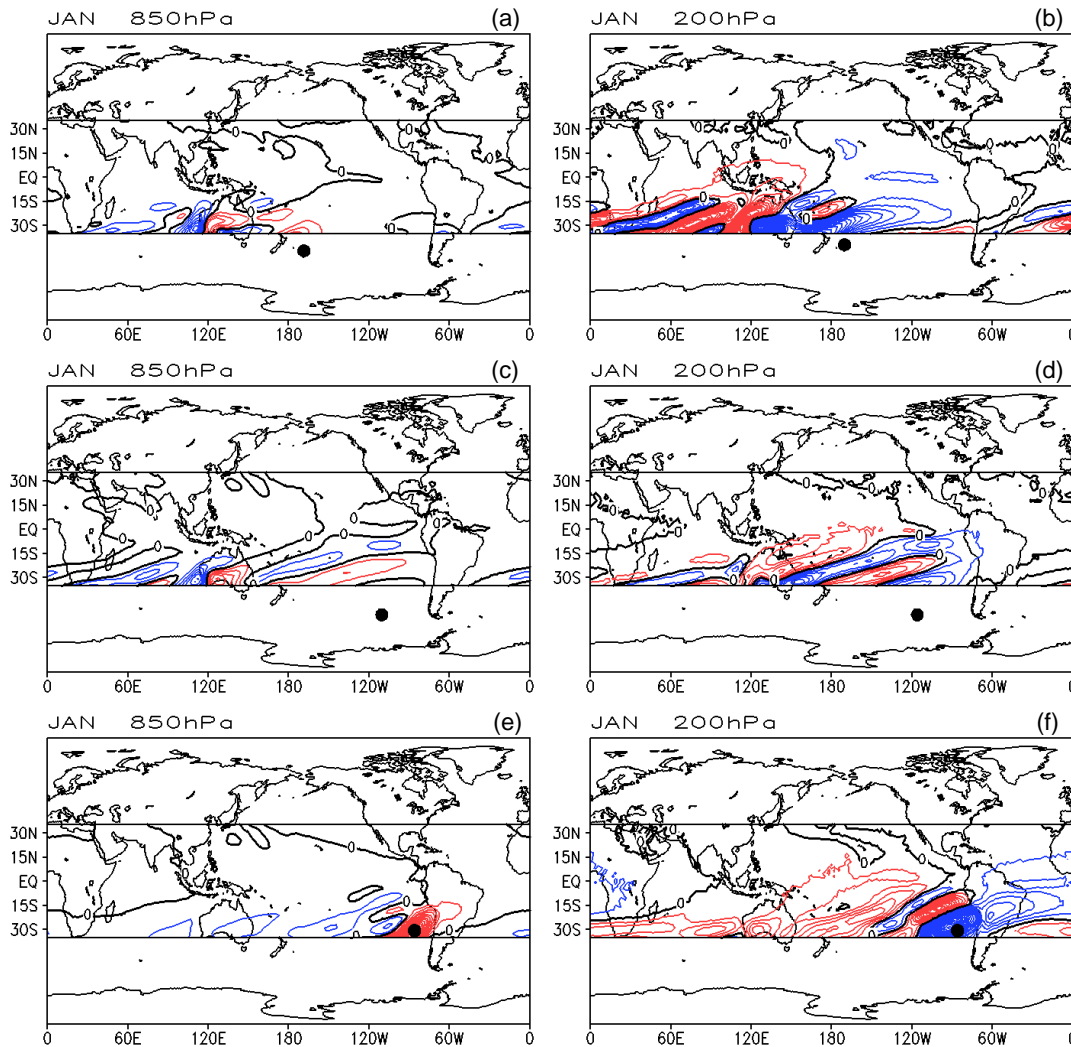


Figura 4.21 – Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.12a e 4.12b: (a, b) 13, (c, d) 14 e (e, f) 15.

A extensão das anomalias de circulação rotacional para o Atlântico Sul e África mostra a presença de uma teleconexão entre ambas as regiões (Figuras 4.12a, b), com a função de influência de três centros de ação concentrando os maiores valores no Hemisfério Oeste (Figura 4.22). A fonte de calor no centro-leste do Pacífico Sul subtropical influencia os três pontos de interesse, sendo que para os pontos 16 e 17 das Figuras 4.12a e 4.12b a alternância dos sinais é mais visível em torno de 120°W (Figuras 4.22b, d, f). Para o ponto 16, o aquecimento anômalo em 30°S/120°W produz a circulação barotrópica observada, mas o aquecimento anômalo do Pacífico equatorial não estimula um anticiclone sobre o ponto de interesse em questão (Figuras 4.9b; 4.22a, b).



Já para os pontos 17 e 18 existe uma influência do resfriamento anômalo no leste da América do Sul, inclusive na modulação do comportamento barotrópico da circulação do ponto 17 (Figuras 4.9b; 4.22c-f). No ponto 18 a circulação em 200 hPa aparece ligeiramente deslocada para oeste, favorecendo à advecção de vorticidade anticiclônica na alta troposfera e o desenvolvimento do anticiclone em 850 hPa (Figuras 4.12a, b). Na escala de tempo interanual, Grimm e Reason (2011) verificaram que durante episódios de Benguela Niño a divergência anômala no sistema de monção da América do Sul influencia a precipitação do sul da África através de uma teleconexão entre ambos os continentes. Em contrapartida, durante episódios de El Niño, o resfriamento anômalo no sudeste da América do Sul tem impactos sobre a teleconexão que afeta o sul da África (Figuras 4.9b; 4.22d, f). A função de influência do ponto 17 mostra que o aquecimento anômalo do centro-leste do Brasil tropical tem influência positiva, resultando no ciclone em 200 hPa observado (Figuras 4.9b; 4.22d). Entretanto, não existe alternância entre as funções de influência dos pontos 17 e 18 na mesma região, sugerindo que essa forçante não module as anomalias na circulação rotacional observada (Figuras 4.22e, f).

O PSA do inverno austral é bem caracterizado na escala de tempo interanual, mostrando estrutura barotrópica nos pontos 10 a 13 das Figuras 4.12e e 4.12f. As funções de influência dos pontos de interesse do PSA são apresentadas pela Figura 4.23, com ampla alternância de sinal no Pacífico Sul. Das regiões forçantes que exibem influência sobre os centros de ação do PSA, destaca-se o aquecimento anômalo no Pacífico Sul tropical/subtropical (Figuras 4.9f; 4.23). Em todos os pontos nota-se influência do aquecimento anômalo em torno de 15°S/170°W, onde existe alternância de sinal de acordo com a mudança de sinal da perturbação rotacional, incluindo 850 hPa (Figuras 4.9f; 4.23). Evidente que a influência dessa região é maior para o ponto mais próximo, ilustrado pelo ponto 10, mas mesmo para o ponto 13, localizado no Atlântico Sul, observa-se impacto do oeste do Pacífico Sul tropical (Figuras 4.9f; 4.23g, h). Adicionalmente, o aquecimento centrado em 30°S/120°W afeta todos os pontos de interesse, mas o impacto é maior sobre o ponto 13 (Figuras 4.9f; 4.23g, h).

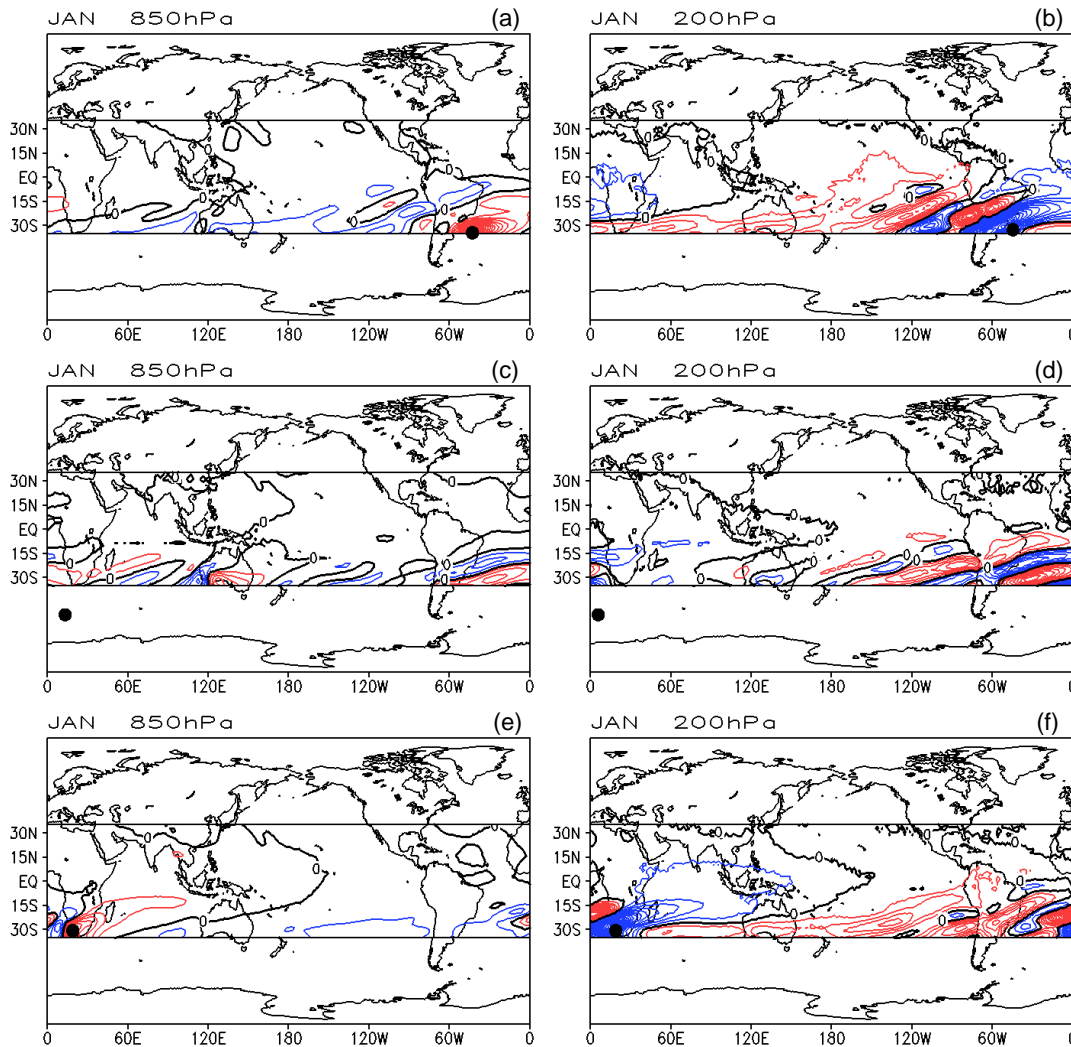


Figura 4.22 – Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.12a e 4.12b: (a, b) 16, (c, d) 17 e (e, f) 18.

A forçante de resfriamento anômalo no norte da Nova Zelândia também influencia os pontos de interesse, como, por exemplo, a estrutura barotrópica do ciclone no ponto 10 (Figuras 4.9f; 4.23a, b). Portanto, a região do Pacífico Sul tropical/subtropical é responsável por estimular o PSA durante o inverno austral.

As funções de influência das anomalias de circulação rotacional observadas nos extratropicos do Hemisfério Sul mostram que o aquecimento anômalo da região equatorial tem influência ínfima e, na maioria dos casos, oposta sobre os

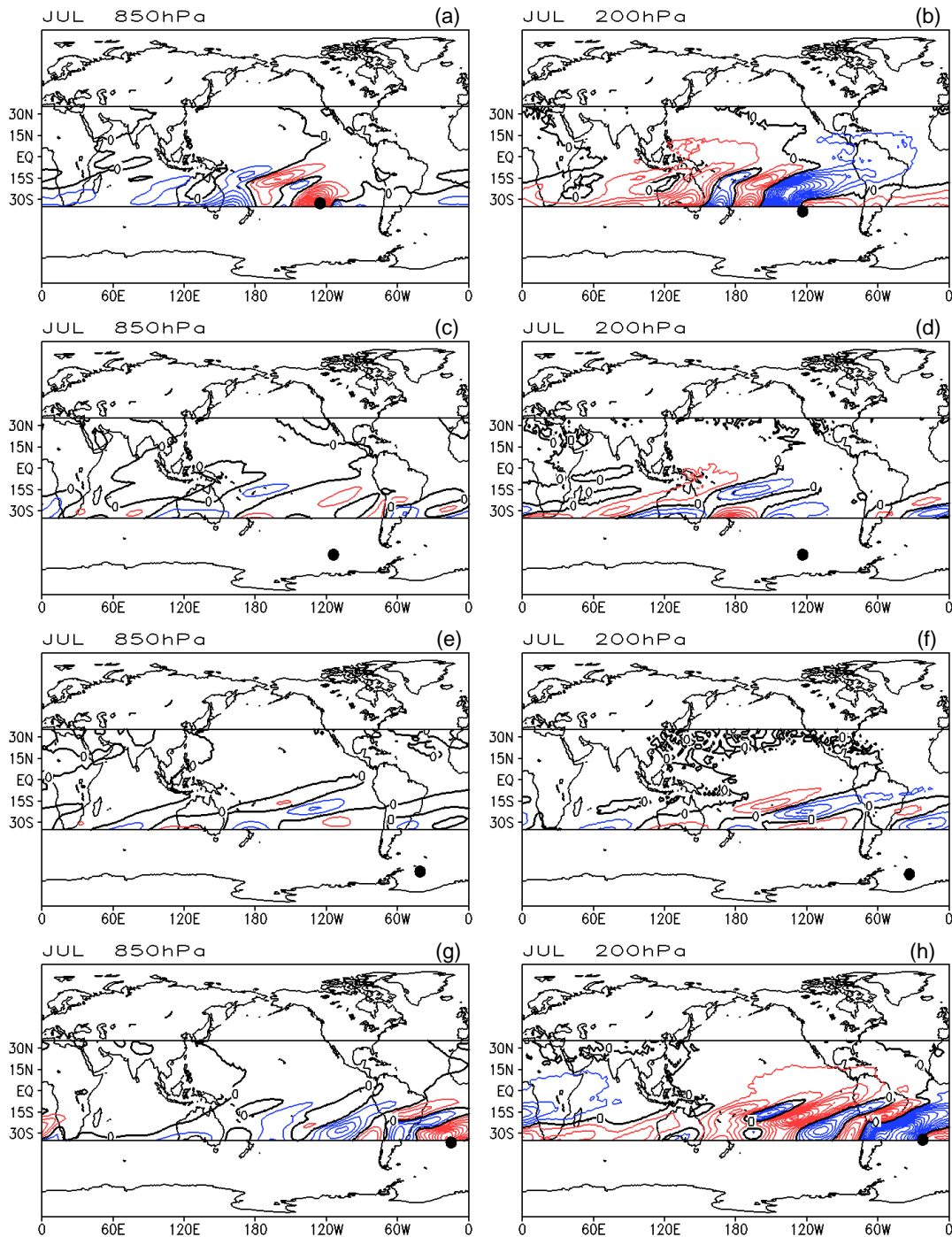


Figura 4.23 – Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de julho e para os seguintes pontos das Figuras 4.12e e 4.12f: (a, b) 10, (c, d) 11, (e, f) 12 e (g, h) 13.

pontos de interesse analisados. Especificamente, esse resultado contrapõe ao observado no estudo de Grimm e Silva Dias (1995b; Figura 6c), onde foi constatado que a circulação ciclônica sobre o sul da América do Sul no inverno

austral é influenciada pela fonte de calor do Pacífico leste equatorial e norte da América do Sul (Figura 4.24a). A função de influência do MCGA-CPTEC/INPE para o ponto 65 da Figura 3.2 mostra que a influência da região equatorial é pequena e apresenta sinais opostos no leste do Pacífico equatorial (Figura 4.24b), resultando em uma fraca anomalia anticiclônica não observada durante episódios de El Niño (Figura 4.12f). Novamente, o aquecimento anômalo no centro-leste do Pacífico Sul subtropical (centrado em 120°W) é a principal forçante que induz o ciclone em 200 hPa no ponto considerado e, conseqüentemente, a modulação de uma corrente de jato anômala próxima ao sul do Brasil que afeta o regime de precipitação da região (Figuras 4.9f; 4.24b).

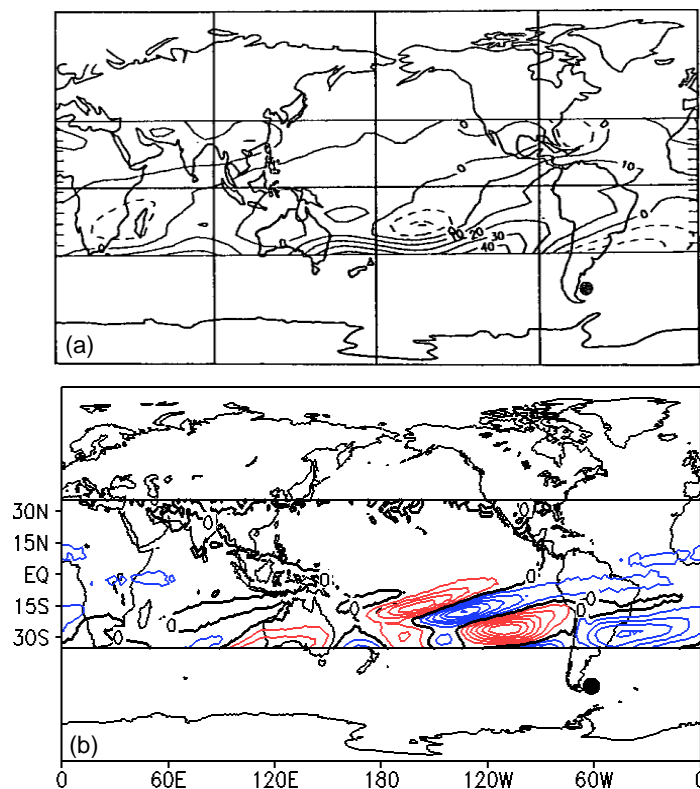


Figura 4.24 – Função de influência de  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa para: (a) o estado estacionário do modelo barotrópico da equação da vorticidade (GRIMM; SILVA DIAS, 1995b) e (b) o 14º dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE considerando um ponto de interesse no sul da América do Sul (círculo em preto). O estado básico em ambas as figuras é referente à climatologia de julho. Em (b), contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

#### **4.2.3.4 Funções de influência e os efeitos da variabilidade intrassazonal do aquecimento tropical na circulação atmosférica**

Na escala de tempo intrassazonal, as anomalias na circulação atmosférica analisadas são ilustradas pelos círculos em preto enumerados de acordo com as Figuras 4.13 e 4.14. A análise é dividida em função dos pares de fases da OMJ, sendo primeiramente discutida a influência do aquecimento tropical na gênese das anomalias de circulação atmosférica observadas durante os pares de fases 23 e 67 e posteriormente durante os pares de fases 45 e 81.

##### **4.2.3.4.1 Pares de fases 23 e 67**

Na região tropical os pontos de 1 a 6 representam as circulações baroclínicas que ladeiam o Equador em DJF e JJA, enquanto os pontos de 7 a 10 representam as circulações barotrópicas da região extratropical (Figura 4.13). A Figura 4.25 mostra as funções de influência do par de anticiclones (ciclones) em 850 (200) hPa que ladeia o Equador próximo ao dipólo de atividade convectiva tropical localizado entre o Índico e o Pacífico oeste (Figura 4.10a). Em ambas as estações do ano, a circulação baroclínica dos pontos 1 e 2 é modulada pelo dipólo de convecção tropical, mas em DJF (JJA) o aquecimento (resfriamento) anômalo no sudeste da China (oeste do Pacífico Sul subtropical) também contribui para gênese e/ou manutenção das anomalias no ponto 2 (1) (Figuras 4.10b, f). Todavia, o estudo de Seo e Son (2012) mostra que o dipólo de convecção tropical durante as fases 2 e 3 da OMJ em DJF é capaz de estimular a circulação baroclínica observada nos pontos 1 e 2 sem a presença de adicionais forçantes térmicas, evidenciando o papel secundário das fontes anômalas de calor subtropicais. Interessantemente, nas funções de influência do par de ciclones (anticiclones) em 850 (200) hPa que ladeia o Índico equatorial apenas o aquecimento anômalo a oeste da Indonésia tem impacto na circulação dos pontos 3 e 4 (Figuras 4.10b, f; 4.26). Assim, a resposta atmosférica no Índico representa um exemplo clássico da circulação tropical termicamente induzida simulada pelo modelo de Gill (1980). Existem também

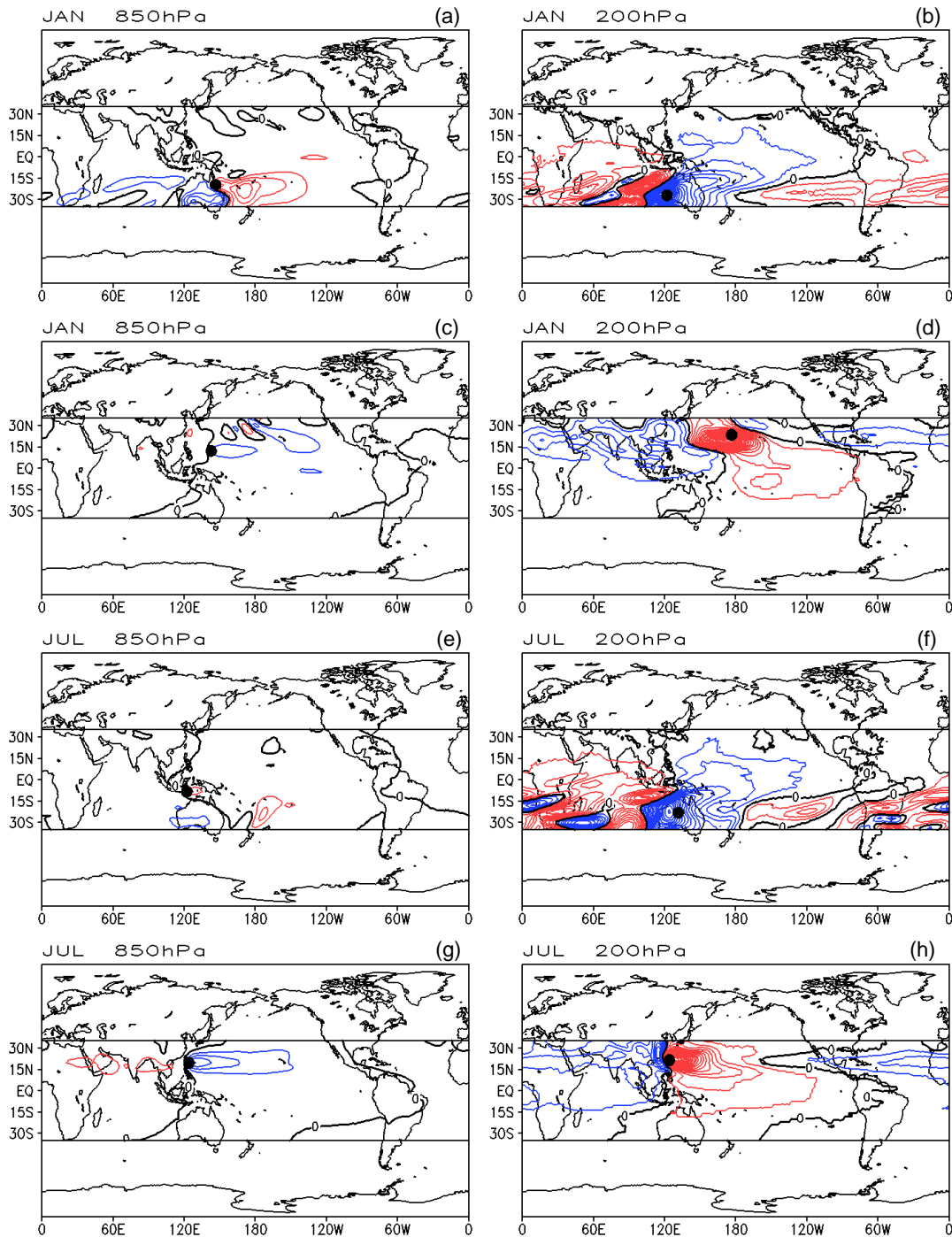


Figura 4.25 – Idem a Figura 4.15, exceto para os pontos (a, b, e, f) 1 e (c, d, g, h) 2 da Figura 4.13.

consideráveis influências do sudeste da China sobre o ponto 4 e do centro-este do Pacífico Sul tropical sobre o ponto 3 em DJF, mas o estudo de Seo e Son (2012) também mostra que a forçante do Índico equatorial estimula a circulação observada sem a necessidade de qualquer forçante adicional.

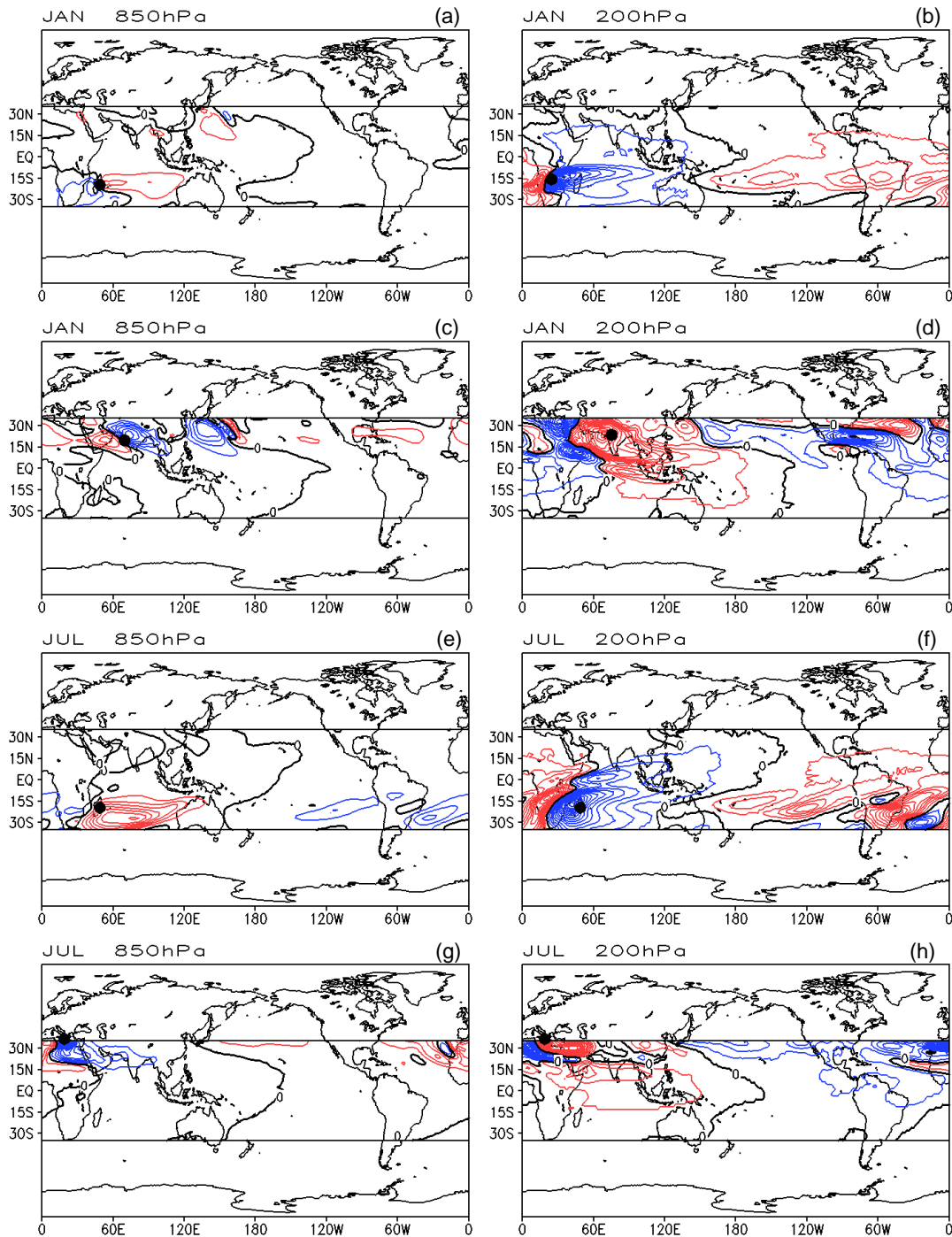


Figura 4.26 – Idem a Figura 4.15, exceto para os pontos (a, b, e, f) 3 e (c, d, g, h) 4 da Figura 4.13.

A extensão para oeste das anomalias na circulação rotacional do Índico representa a dispersão de ondas de Rossby equatoriais devido ao aquecimento anômalo localizado na mesma região (Figuras 4.13a, b, e, f). No entanto, a Figura 4.27 mostra que em DJF existem possíveis influências remotas sobre os

pontos 5 e 6. Por exemplo, o resfriamento anômalo na ZCPS contribui para o desenvolvimento de uma anomalia anticiclônica em 200 hPa e de uma anomalia ciclônica em 850 hPa sobre o ponto 5, concordando com o observado (Figuras 4.10b; 4.13a, b; 4.27a, b). No Hemisfério Norte, o resfriamento no centro-oeste do Pacífico Norte tem impactos na circulação do ponto 6, assim bem como, o aquecimento anômalo no leste da China/sul do Japão (Figuras 4.10b; 4.13a, b; 4.27c, d). Em JJA as circulações rotacionais dos pontos 5 e 6 são influenciadas pelo aquecimento anômalo do Índico, mas o ponto 5 pode ser influenciado pelo resfriamento no norte da Nova Zelândia (Figuras 4.10f; 4.13e, f; 4.27e-h). Mesmo identificando possíveis influências de fontes de calor remotas, a estrutura da circulação rotacional no Atlântico tropical sugere a manifestação de ondas de Rossby baroclínicas estimuladas pelo aquecimento anômalo no Índico tropical (Figuras 4.13a, b, e, f). No caso interanual, a circulação rotacional ladeando o Atlântico equatorial não parece relacionada à dispersão de ondas de Rossby provenientes do Índico, mas sim uma resposta induzida principalmente pelo aquecimento anômalo no Pacífico equatorial (Figuras 4.9b; 4.12a, b; 4.17a-d). Em JJA o resfriamento anômalo no Atlântico equatorial parece mais importante na modulação interanual da resposta atmosférica local (Figuras 4.9f; 4.12e, f; 4.17e-h).

A influência da variabilidade do aquecimento tropical na circulação extratropical durante os pares de fases 23 e 67 da OMJ é ilustrada pela Figura 4.28. Para DJF são analisadas as funções de influência de dois centros de ação localizados no Pacífico Norte (pontos 7 e 8 nas Figuras 4.13a, b) e de dois centros de ação localizados no Pacífico Sul (pontos 9 e 10 nas Figuras 4.13a, b), os quais supostamente são representativos do desenvolvimento do PNA e do PSA, respectivamente. Em JJA são investigados os efeitos do aquecimento tropical na gênese de circulações barotrópicas apenas do Hemisfério Sul (pontos 7, 8, 9 e 10 nas Figuras 4.13e, f), visto que a circulação do Hemisfério Norte é dominada por estruturas baroclínicas (Figuras 4.13e, f).



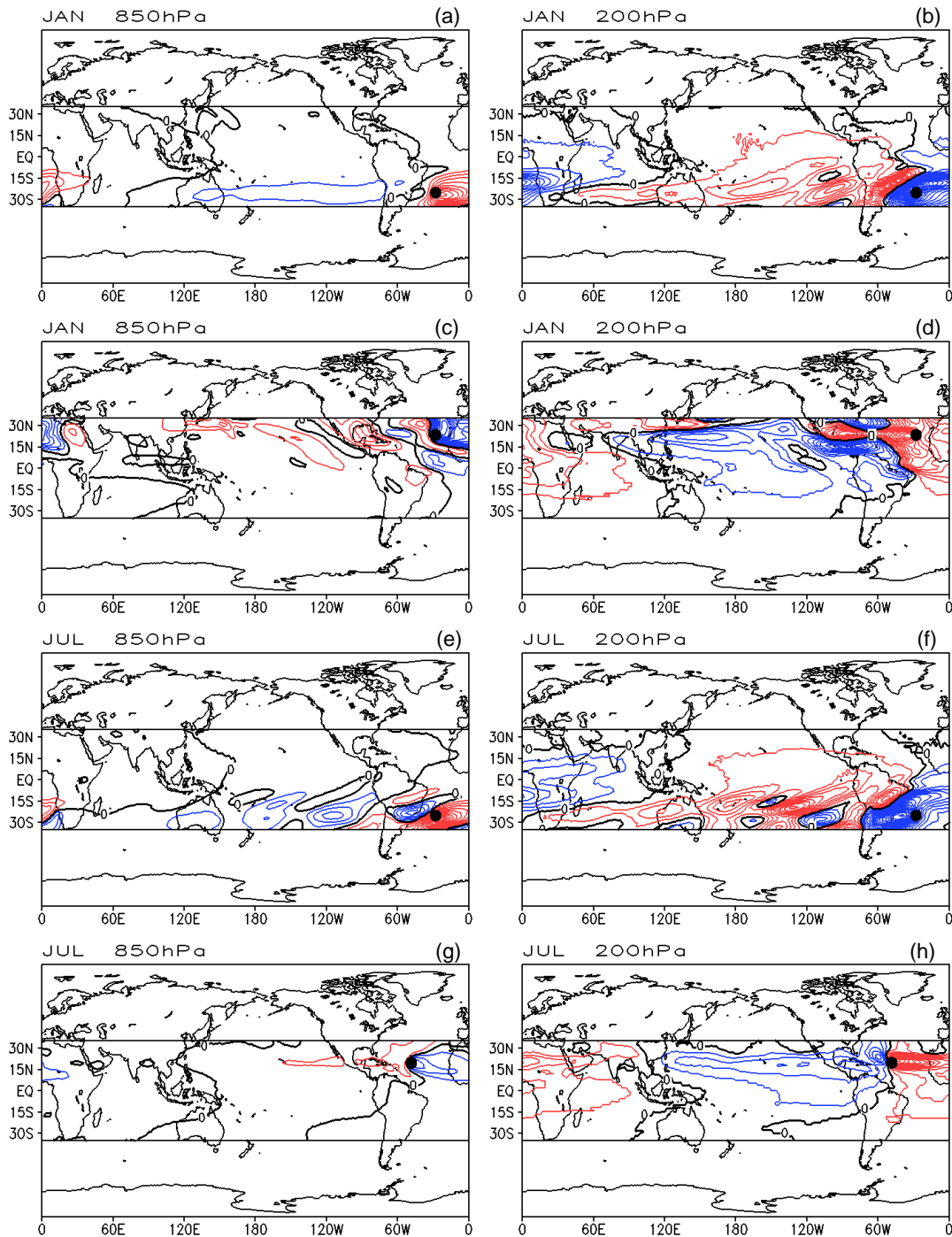


Figura 4.27 – Idem a Figura 4.15, exceto para os pontos (a, b, e, f) 5 e (c, d, g, h) 6 da Figura 4.13.

Para os centros de ação do PNA em desenvolvimento, destaca-se em 200 hPa uma alternância de sinal entre os pontos 7 e 8 no sudeste do Japão em 20°N-25°N/150°E-180°, mostrando que o aquecimento anômalo observado é capaz de estimular as anomalias na circulação rotacional dos respectivos pontos

(Figuras 4.10b; 4.28b, d). O sudeste da China também tem contribuição, mas representa uma extensão da forçante de aquecimento anômalo do oeste do Pacífico Norte subtropical anteriormente descrita. Semelhante ao observado durante episódios de ENOS, a estrutura barotrópica do centro de ação do PNA na região de saída da corrente de jato do leste da Ásia é modulada pela conversão de energia do modo baroclínico tropical (escoamento rotacional no ponto 2 das Figuras 4.13a, b) no modo barotrópico extratropical devido ao cisalhamento vertical do vento zonal. Isto porque a função de influência em 850 hPa não mostra influência positiva sobre o ponto 7, não contribuindo para gênese do anticiclone observado (Figuras 4.10b; 4.13a; 4.28a, b). Por outro lado, o ponto 8 tem sua estrutura barotrópica estimulada pelo aquecimento anômalo no oeste do Pacífico Norte subtropical, mostrando a importância da propagação de ondas de Rossby, conduzida pelos ventos de oeste predominantes na região (Figura A.1b do Apêndice A), para explicar a resposta atmosférica observada. O resfriamento anômalo no centro-leste do Pacífico Norte subtropical localiza-se em uma zona de influência no nível de 200 hPa com alternância de sinal entre os pontos de interesse (Figuras 4.10b, 4.28b, d). Entretanto, não estimula a estrutura barotrópica observada (Figuras 4.10b, 4.28a-d). Portanto, o aquecimento anômalo no sudeste do Japão (com extensão para o sudeste da China) é a principal forçante térmica que estimula o desenvolvimento do PNA na escala de tempo intrassazonal.

As funções de influência dos centros de ação do PSA em desenvolvimento indicam a importância de fontes de calor no Índico e no Pacífico Sul (Figuras 4.28e-h), mas a distribuição do aquecimento tropical mostra que a ZCPS é a forçante responsável por disparar o PSA (Figura 4.10b). Essa observação pode ser verificada através da alternância entre os sinais de influência dos pontos 9 e 10 de acordo a mudança de sinal da perturbação rotacional observada em 200 hPa (Figuras 4.10b; 4.13a, b; 4.28f, h). O resfriamento anômalo na porção tropical da ZCPS (em torno de 20°S/150°W) produz o ciclone barotrópico no ponto 9 e o anticiclone barotrópico no ponto 10, com influência mais forte na alta troposfera (Figuras 4.10b; 4.13a, b; 4.28e-h).

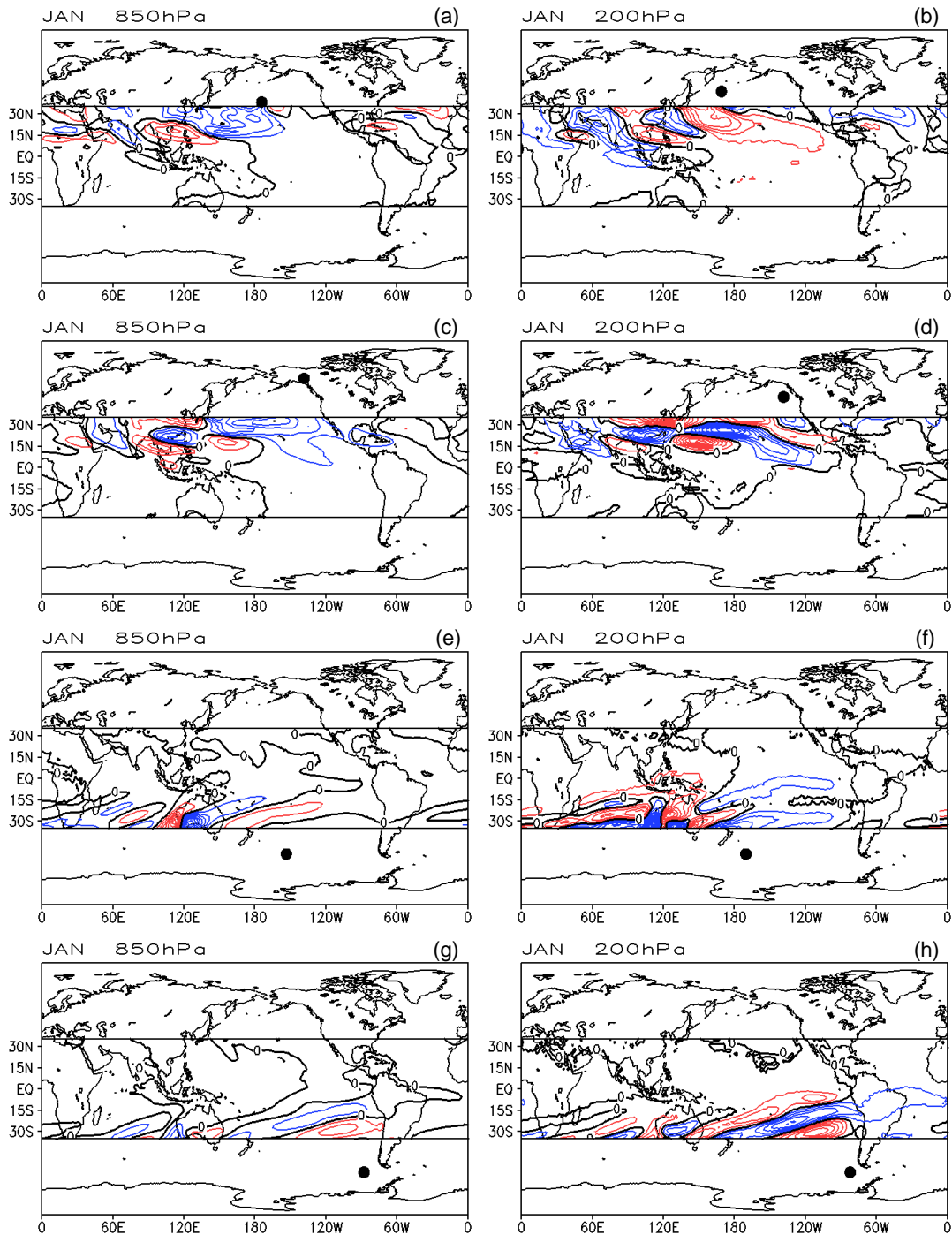


Figura 4.28 – Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.13a e 4.13b: (a, b) 7, (c, d) 8, (e, f) 9 e (g, h) 10.

A circulação extratropical de inverno do Hemisfério Sul mostra uma configuração espacial sugestiva ao desenvolvimento do PSA (Figuras 4.13e, f). As funções de influência de anomalias na circulação do setor Pacífico-América do Sul destacam zonas de influência com maiores valores ao sul de 10°S e em

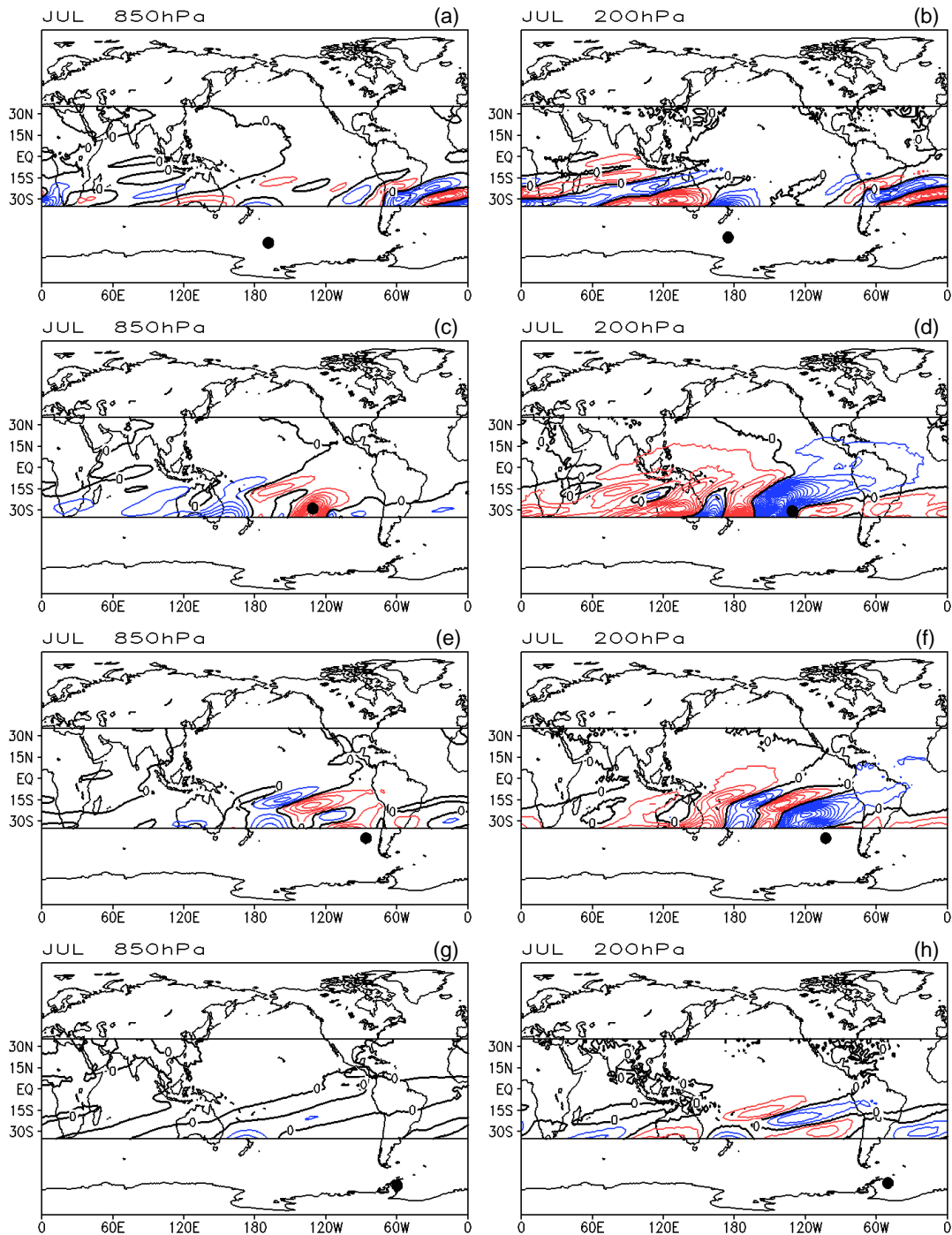


Figura 4.29 – Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de julho e para os seguintes pontos das Figuras 4.13e e 4.13f: (a, b) 7, (c, d) 8, (e, f) 9 e (g, h) 10.

200 hPa (Figura 4.29). Nesse sentido, a variabilidade do aquecimento tropical mostra que existem anomalias de  $Q_1$  significativas na porção subtropical do Pacífico Sul, evidenciando a região fonte em escala de tempo intrassazonal para disparar o desenvolvimento do PSA barotrópico no inverno austral

(Figuras 4.10f; 4.29). Apenas para o ponto 10 a influência restringe-se ao resfriamento anômalo localizado no leste do Pacífico Sul subtropical (Figuras 4.10f; 4.29g, h), mostrando que essa região tem importante contribuição para produzir anomalias na circulação atmosférica próximo à América do Sul, incluindo anomalias em escala de tempo interanual e que ocorrem no verão austral.

#### **4.2.3.4.2 Pares de fases 45 e 81**

Na região tropical os pontos de 1 a 4 representam as circulações baroclínicas que ladeiam o Equador em DJF e JJA, enquanto os pontos 5 e 6 são circulações tropicais que modulam o regime de precipitação do sistema de monção de verão da América do Sul. Nos extratropicos os pontos de 7 a 10 representam os centros de ação do PNA, enquanto os pontos de 11 a 14 representam os centros de ação do PSA durante DJF. Em JJA a gênese das anomalias na circulação extratropical é investigada apenas para os centros de ação representados pelos pontos de 5 a 7 no Hemisfério Sul (Figura 4.14).

A Figura 4.30 ilustra as funções de influência da circulação baroclínica que ladeia o Pacífico equatorial central em DJF (Figuras 4.14a, b) e JJA (Figuras 4.14e, f). Em DJF é notável na alta troposfera uma alternância de sinal no centro-leste do Pacífico equatorial, caracterizando o impacto do resfriamento anômalo nos respectivos centros de ação observados (Figuras 4.11b; 4.30b, d). A influência do aquecimento anômalo na Indonésia é pequena, mas a forçante térmica no oeste do Pacífico Sul tropical/subtropical tem considerável impacto sobre a circulação baroclínica do ponto 1 (Figuras 4.11b, 4.30a, b). No verão boreal a circulação baroclínica é induzida pelo resfriamento anômalo no oeste/sudoeste do México (Figuras 4.11f; 4.30f, h), mostrando que em ambas as estações do ano o modelo de Gill (1980) representa a circulação tropical termicamente induzida.

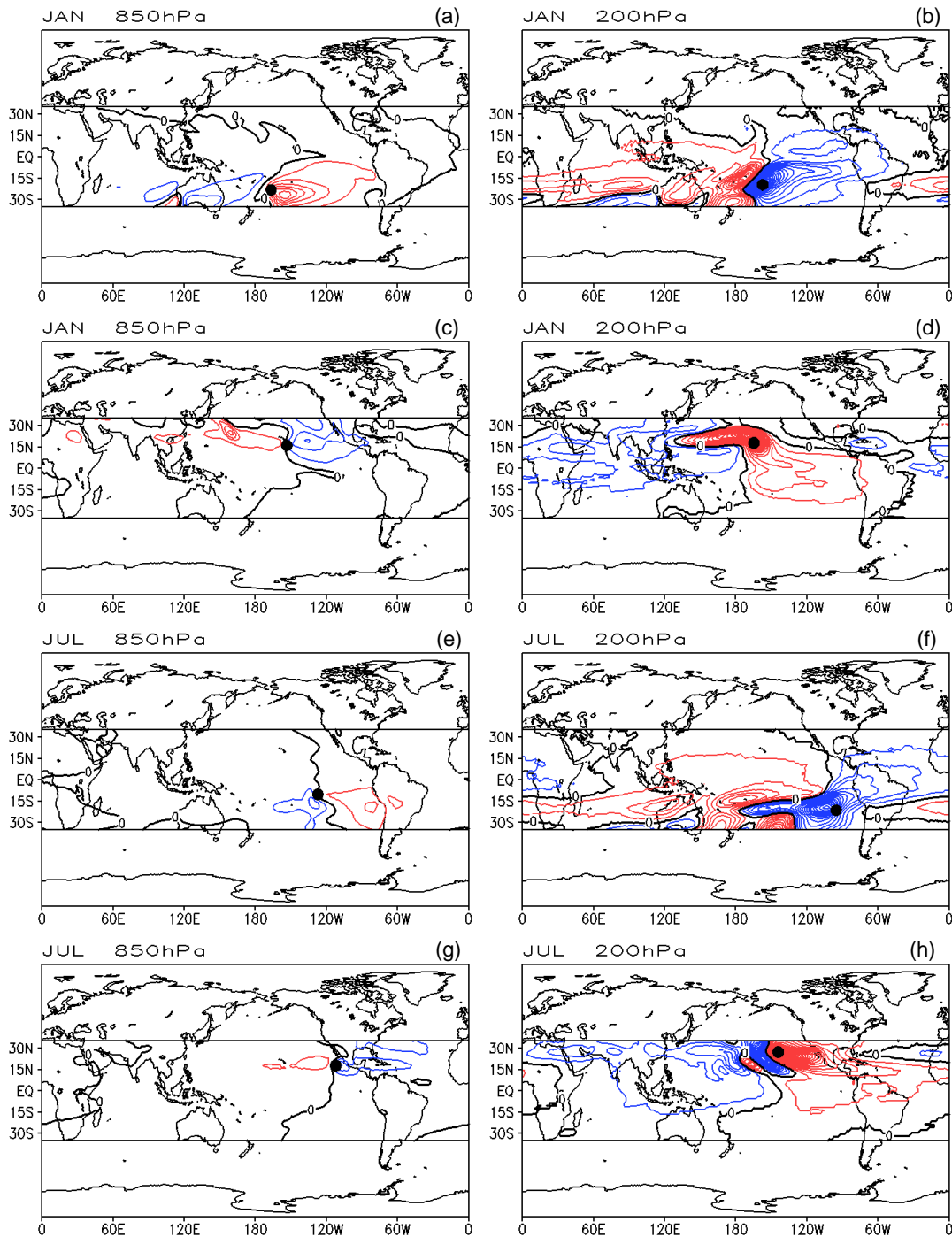


Figura 4.30 – Idem a Figura 4.15, exceto para os pontos (a, b, e, f) 1 e (c, d, g, h) 2 da Figura 4.14.

As funções de influência dos pontos 3 e 4 mostram que o par de ciclones (anticiclones) em 850 (200) hPa na região do Índico é influenciado por distintas regiões, destacando-se o aquecimento anômalo na Indonésia, onde é possível observar alternância entre as zonas de influência dos dois pontos de interesse

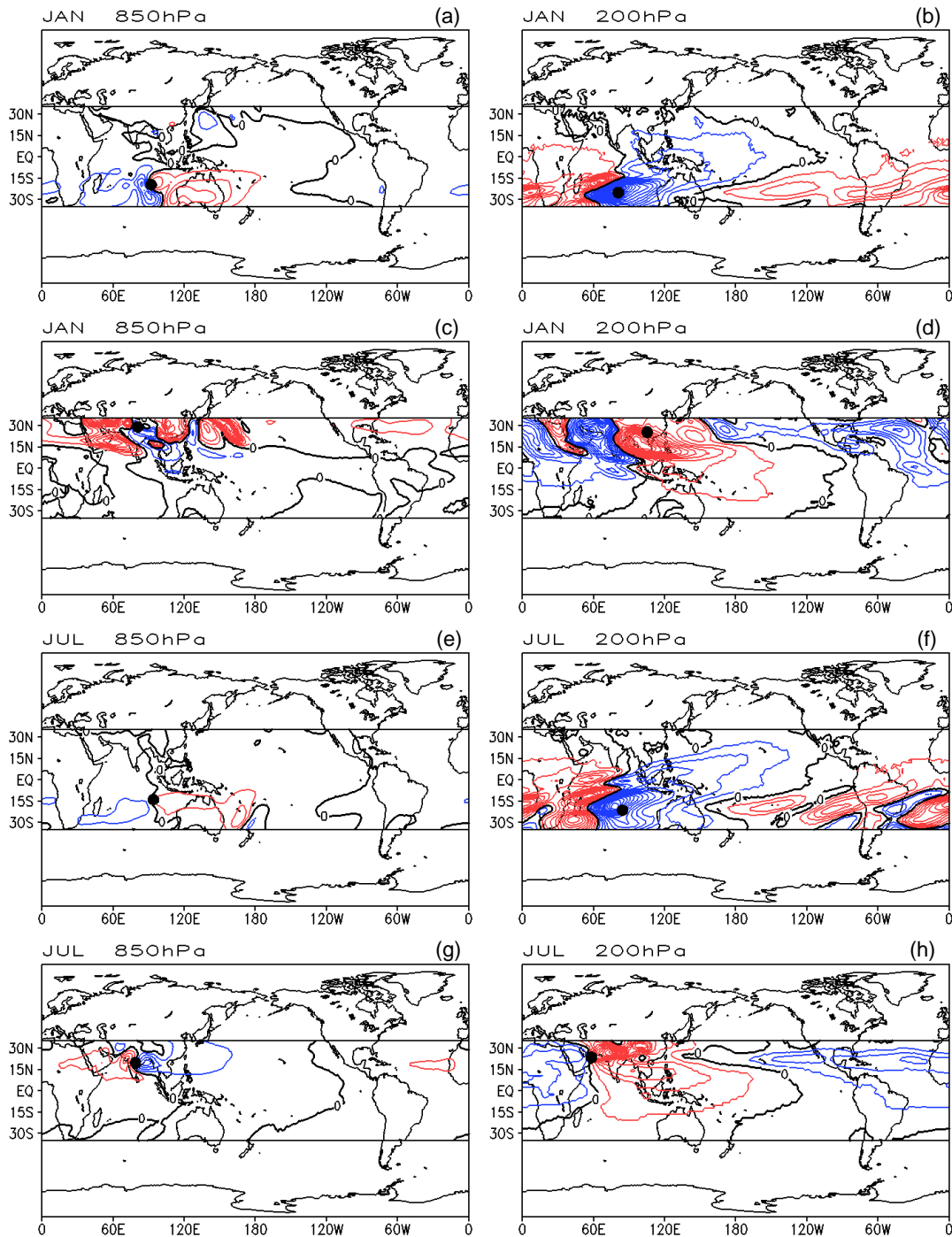


Figura 4.31 – Idem a Figura 4.15, exceto para os pontos (a, b, e, f) 3 e (c, d, g, h) 4 da Figura 4.14.

(Figuras 4.11b, f; 4.31). As influências remotas são perceptíveis em ambas as estações do ano, mas apenas em DJF a distribuição do aquecimento tropical evidencia algum impacto sobre os pontos 3 e 4 (Figuras 4.11b; 4.31). Por exemplo, existe efeito do resfriamento anômalo na ZCAS sobre a circulação do

ponto 3 e influência do resfriamento no leste do Pacífico Norte subtropical sobre a circulação do ponto 4 em DJF (Figuras 4.11b; 4.31a-d). Contudo, essas influências não ocorrem através da propagação de trens de ondas de Rossby como foi observado na escala de tempo interanual (Figura 4.12), mas é possível que para o ponto 3 exista conexão via circulação de Walker (Figuras 4.14a, b). Adicionalmente, o resfriamento anômalo próximo à Índia tem impacto sobre a circulação do ponto 4 em DJF, inclusive com potencial para o desenvolvimento da estrutura baroclínica observada (Figuras 4.11b; 4.31c, d).

A influência do aquecimento diabático sobre a circulação tropical do sistema de monção da América do Sul é ilustrada pelas funções de influência dos pontos 5 e 6 que representam a localização aproximada de manifestação da Alta da Bolívia e do Cavado do Nordeste brasileiro, respectivamente (Figura 4.32). A influência é maior na alta troposfera e indica que os dois sistemas de circulação são afetados por fontes anômalas de calor no Pacífico equatorial, ZCAS e Atlântico tropical (Figura 4.32). Em 200 hPa o par de fases 45 da OMJ evidencia uma circulação ciclônica anômala sobre o ponto 5 e uma circulação anticiclônica anômala sobre o ponto 6, mostrando que os dois sistemas de circulação estão mais fracos do que o normal (Figura 4.14b). O resfriamento anômalo no Pacífico equatorial central contribui para intensificar (reduzir) a atividade da Alta da Bolívia (do Cavado do Nordeste brasileiro), enquanto a anti-ZCAS para reduzir a atividade de ambos os sistemas (Figuras 4.11b; 4.32b, d). Dessa forma, a variabilidade intrassazonal da ZCAS é a principal forçante responsável pelas variações da Alta da Bolívia e do Cavado do Nordeste. Na escala de tempo interanual, as variações na convecção da ZCAS são menos pronunciadas (Figura 4.9a), permitindo que o aquecimento anômalo no Pacífico equatorial estimule a intensificação do Cavado do Nordeste (Figuras 4.12b; 4.17b). Gandu e Silva Dias (1998) verificaram que o El Niño afeta a circulação do Atlântico equatorial através de um escoamento de oeste intensificado pela divergência anômala na alta troposfera sobre a fonte anômala de calor do Pacífico equatorial central. A Alta da Bolívia evidencia uma redução em sua atividade durante episódios de El Niño, já que a fonte de



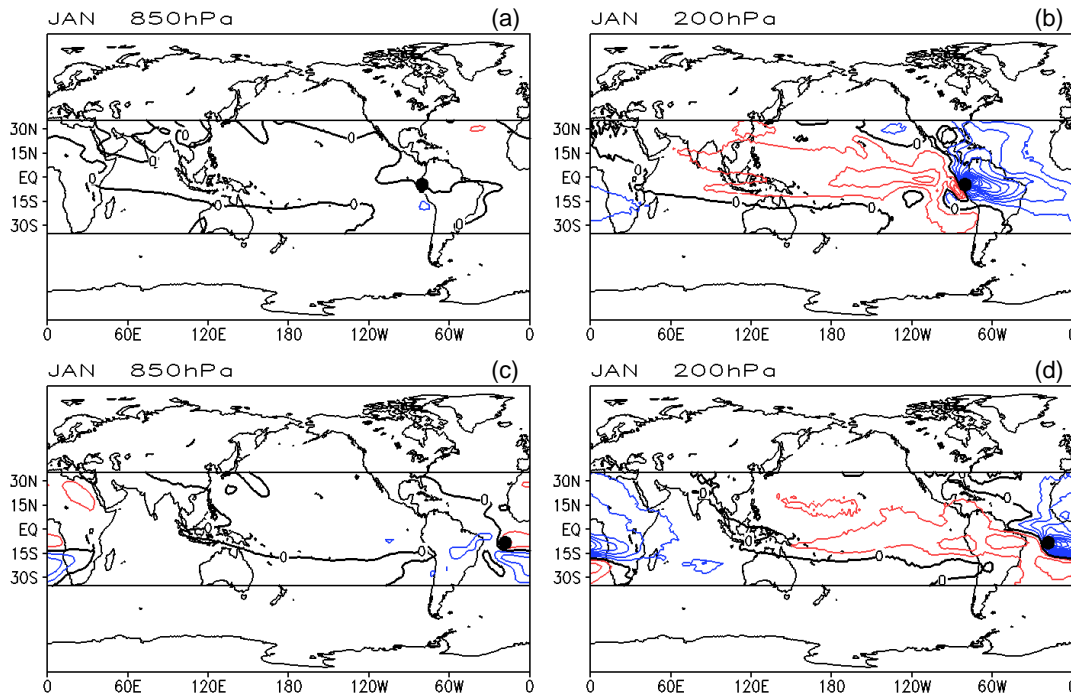


Figura 4.32 – Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.14a e 4.14b: (a, b) 5 e (c, d) 6.

calor do centro-leste do Pacífico equatorial estimula uma circulação ciclônica anômala sobre grande parte da porção tropical da América do Sul (Figuras 4.9b; 4.12b; 4.32b).

A Figura 4.33 ilustra as funções de influência dos centros de ação do PNA em escala de tempo intrassazonal. As regiões de influência com potencial para estimular anomalias nos pontos de interesse concentram-se principalmente sobre o Pacífico Norte tropical/subtropical (Figura 4.33). A distribuição do aquecimento diabático mostra que a forçante no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical é responsável por estimular o PNA em escala de tempo intrassazonal (Figuras 4.11b; 4.33). Um aquecimento anômalo naquela região produz os escoamentos barotrópicos nos pontos 8 e 9, além do escoamento baroclínico no ponto 10 (Figuras 4.11b; 4.33c-h). Entretanto, a circulação barotrópica do ponto 7 deve ser estimulada pelo mecanismo de conversão de energia entre os trópicos e os extratropicos, já que a função de influência de 850 hPa não induz tal característica no escoamento rotacional (Figuras 4.11b;

4.33a, b). Grimm e Silva Dias (1995b) sugeriram que o PNA é estimulado em escala de tempo intrassazonal pela variabilidade da convecção a leste das Filipinas e próximo ao Havaí, semelhante ao padrão de dipolo de anomalias de ROLE observado no composto linear dos pares de fases 23 e 67 da OMJ (Figura 4.10a). No entanto, a variabilidade intrassazonal da circulação rotacional mostra que o PNA é estabelecido nos pares de fases 45 e 81 da OMJ, períodos em que existe variabilidade da convecção sobre a Indonésia (Figura 4.11a). Os pares de fases 23 e 67 da OMJ mostram um estágio caracterizado pelo desenvolvimento do PNA, onde a forçante no sudeste do Japão é responsável por perturbar o escoamento extratropical do Pacífico Norte (Figuras 4.10b; 4.28a-d). Além disso, o resfriamento anômalo a leste das Filipinas não contribui para estimular os centros de ação da fase de desenvolvimento do PNA e a convecção anômala próxima ao Havaí não está relacionada a sinais consideráveis e estatisticamente significativos no campo de  $Q_1$  (Figuras 4.10a, b; 4.28a-d).

Sendo assim, o PNA é estimulado pela variabilidade do aquecimento no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical tanto em escala de tempo intrassazonal quanto interanual, contrapondo, em parte, ao observado em Grimm e Silva Dias (1995b). Segundo Grimm e Silva Dias (1995b), na escala interanual a gênese da fase positiva do PNA está relacionada à convergência anômala no centro-leste do Pacífico Norte subtropical em resposta ao ramo descendente da circulação da Hadley. Essa discrepância tem relação com as diferenças observadas na localização longitudinal das regiões de influência do Pacífico Norte subtropical entre os dois modelos (Figuras 4.18; 1.1a-b do Anexo 1).

Para o padrão PSA, a Figura 4.34 mostra que as funções de influência têm alternância entre os centros de ação na região do Pacífico Sul tropical/subtropical, destacando o impacto da variabilidade intrassazonal do aquecimento diabático na região (Figuras 4.11b; 4.34). Os pontos 11, 12 e 13 mostram uma estrutura vertical barotrópica modulada por fontes anômalas de calor principalmente localizadas na porção subtropical do Pacífico Sul, sendo

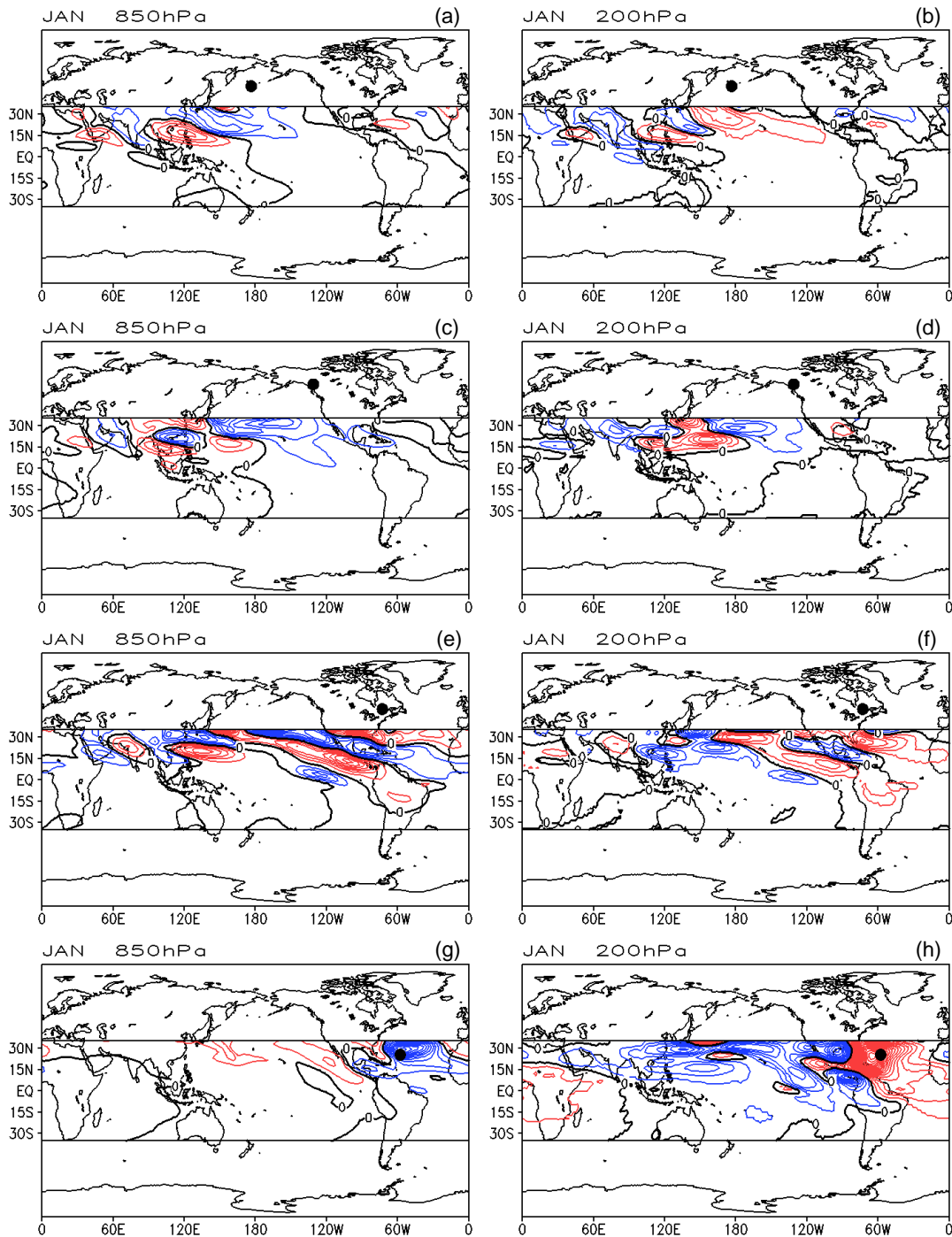


Figura 4.33 – Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.14a e 4.14b: (a, b) 7, (c, d) 8, (e, f) 9 e (g, h) 10.

que o ponto 13 é mais influenciado pelo resfriamento anômalo do Pacífico Sul central (Figuras 4.11b; 4.34a-f). Em relação ao ponto 14, o resfriamento anômalo no Pacífico Sul central é capaz de produzir o anticiclone em 200 hPa

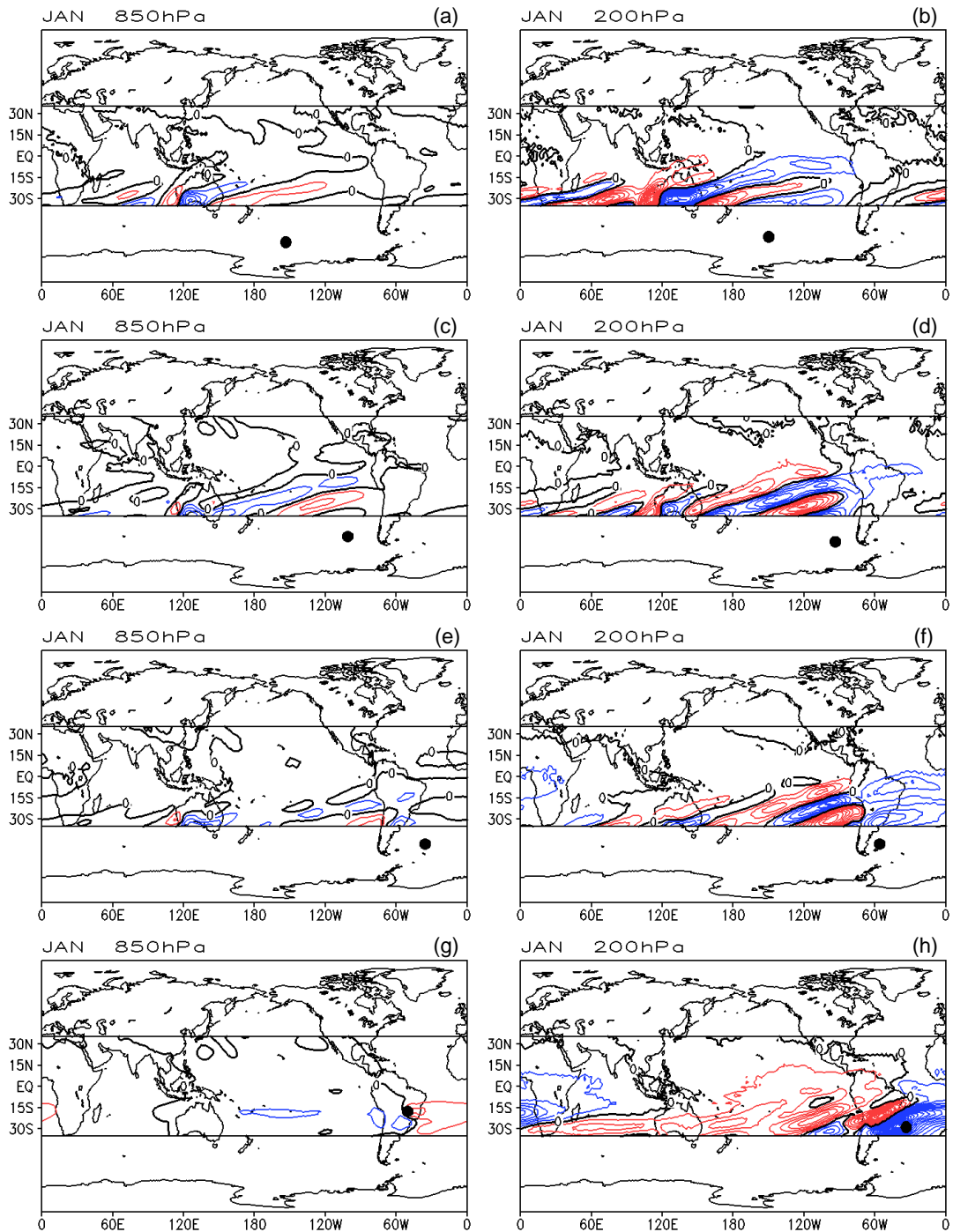


Figura 4.34 – Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de janeiro e para os seguintes pontos das Figuras 4.14a e 4.14b: (a, b) 11, (c, d) 12, (e, f) 13 e (g, h) 14.

observado, mas em 850 hPa induziria uma circulação oposta (Figuras 4.11b; 4.34g, h). No entanto, é observado uma ligeira inclinação para oeste com altura do escoamento rotacional no sudeste da América do Sul, indicando que a

resposta na baixa troposfera é articulada pela advecção de vorticidade em altos níveis (Figura 4.14a, b). O resfriamento anômalo na porção oceânica da ZCAS e o aquecimento anômalo no sul do Brasil também podem contribuir para gênese e/ou manutenção do anticiclone observado em 850 hPa (Figuras 4.11b; 4.34g, h). Esses resultados corroboram com o estudo de Grimm e Silva Dias (1995b) que identificaram uma influência da ZCPS sobre a ZCAS em escala de tempo intrassazonal. Finalmente, a Figura 4.35 mostra as funções de influência dos pontos 5, 6 e 7 das Figuras 4.14e e 4.14f, indicando que a circulação barotrópica do Índico é produzida pelo resfriamento na região, enquanto a circulação do Pacífico Sul extratropical pelo aquecimento subtropical local.

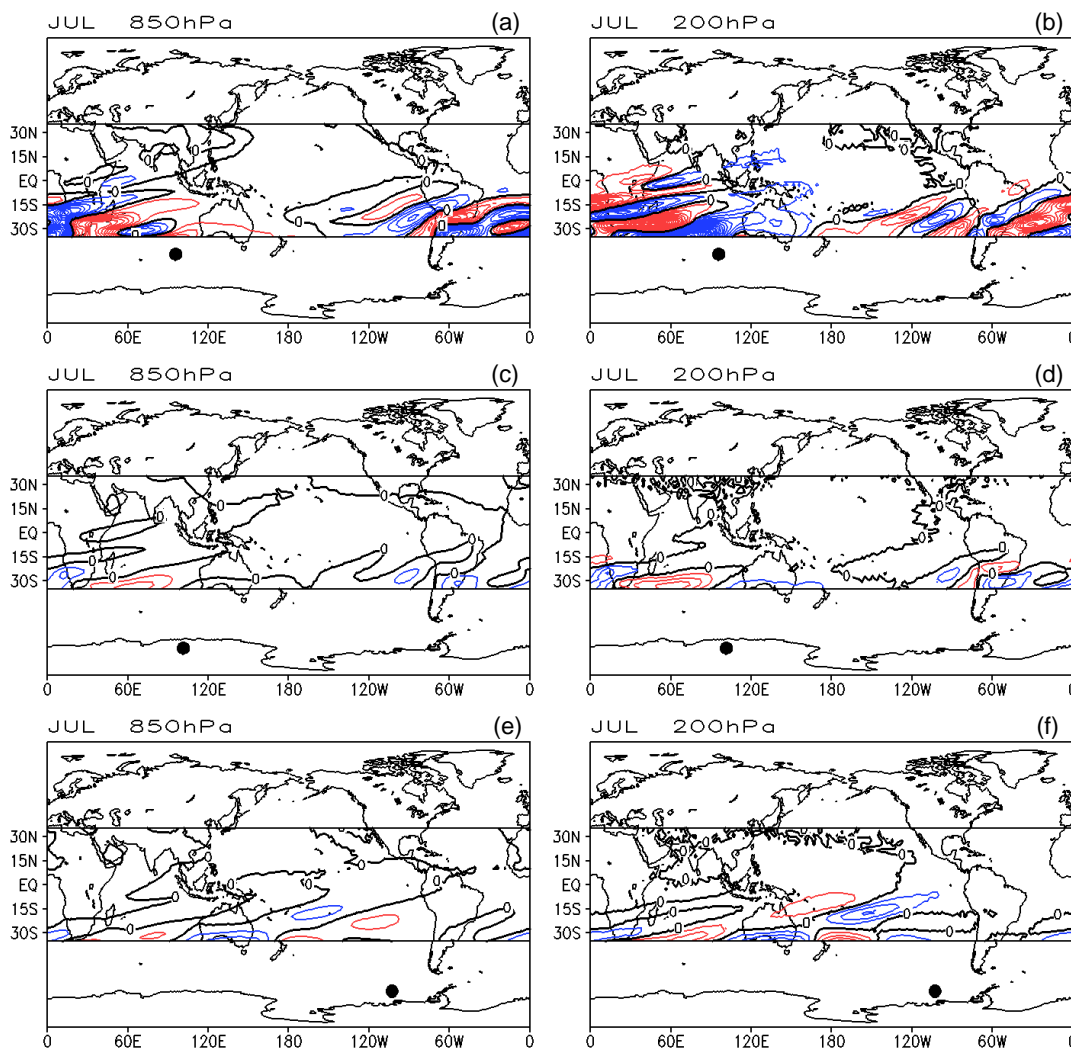


Figura 4.35 – Idem a Figura 4.15, exceto no estado básico climatológico de julho e para os seguintes pontos das Figuras 4.14e e 4.14f: (a, b) 5, (c, d) 6 e (e, f) 7.

## **4.3 Experimentos de sensibilidade**

### **4.3.1 Introdução**

Nesta seção são discutidos os experimentos de sensibilidade realizados com o núcleo dinâmico do MCGA-CPTEC/INPE. O objetivo é verificar quais são os impactos da topografia e dos diferentes perfis verticais de aquecimento sobre a resposta atmosférica termicamente induzida. Dessa forma, é possível calcular as funções de influência de cada um dos experimentos e confrontá-las ao caso mais genérico, isto é, ao caso em que as funções de influência incluem simultaneamente os efeitos da topografia e do perfil vertical de aquecimento “*deep*”. Essa análise é feita para os pontos de interesse do padrão PNA e PSA, com ênfase na dependência vertical e temporal apresentada pelas funções de influência.

### **4.3.2 Efeitos da topografia**

A Figura 4.36 ilustra a topografia global, destacando-se a Cordilheira do Andes no oeste da América do Sul, os Himalaias no sul da Ásia e as montanhas rochosas no oeste da América do Norte. Existe ainda elevada topografia na Antártica e na Groenlândia. A importância da topografia na gênese de ondas estacionárias em ambos os hemisférios tem sido reconhecida (NIGAM; DEWEAVER, 2003), em particular, os efeitos da Antártica e dos Andes sobre o escoamento do Hemisfério sul (CAVALCANTI, 2000) e os efeitos dos Himalaias e das Rochosas sobre o escoamento do Hemisfério Norte (DEWEAVER; NIGAM, 1995; NIGAM; DEWEAVER, 1998). Contudo, o impacto da topografia sobre a resposta atmosférica termicamente induzida tem sido pouco explorado. Nesse sentido, DeWeaver e Nigam (1995) e Nigam e DeWeaver (1998) verificaram que a topografia do Hemisfério Norte contribui para modular a resposta do escoamento extratropical no setor Pacífico-América do Norte decorrente de anomalias de divergência tropical observadas em episódios de El Niño. No entanto, destacaram a necessidade da realização de experimentos

com modelos dinâmicos mais realísticos, visto que utilizaram um modelo barotrópico baseado na equação da vorticidade em que a topografia foi representada explicitamente através do termo de “*stretching*”. Além disso, observaram insensibilidade na resposta atmosférica extratropical induzida por uma anomalia de divergência posicionada em diferentes longitudes da região equatorial. Segundo Grimm e Silva Dias (1995a; b), essa insensibilidade está relacionada ao fato de que é preciso especificar corretamente os efeitos da convergência anômala subtropical através da inclusão do termo de advecção de vorticidade absoluta pelo vento divergente anômalo na forçante de ondas de Rossby do modelo barotrópico. As funções de influência do caso mais genérico das simulações do MCGA-CPTEC/INPE apontaram que o resfriamento anômalo no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical é a forçante térmica responsável por modular o padrão PNA durante episódios de El Niño, principalmente a resposta na alta troposfera (Figura 4.18). Um resfriamento anômalo subtropical pode estar relacionado à convergência anômala subtropical produzida pelo ramo descendente da célula de Hadley.

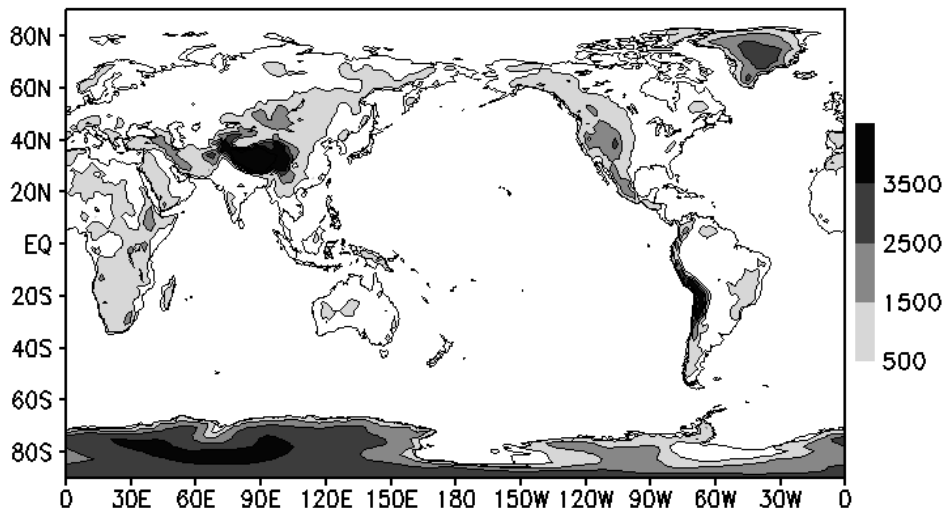


Figura 4.36 – Topografia global. Unidade em metros.

Sendo assim, torna-se relevante verificar se as funções de influência dos centros de ação do PNA são alteradas em função da presença ou ausência da topografia, em especial, a estrutura vertical e temporal. Uma análise similar é apresentada para dois centros de ação do PSA que influenciam a América do

Sul, permitindo explorar os impactos dos Andes e da orografia da Antártica sobre a resposta atmosférica extratropical termicamente induzida. Os experimentos que não incluem os efeitos da topografia são semelhantes ao caso genérico (seção 3.2), exceto por não considerar a presença da topografia nas condições iniciais do MCGA-CPTEC/INPE.

A Figura 4.37 apresenta a estrutura horizontal quase estacionária das funções de influência em 200 hPa, para os centros de ação do PNA, considerando os experimentos que incluem e não incluem efeitos da topografia. Em todos os pontos de interesse, nota-se que as regiões de influência alteram a estrutura espacial principalmente próximo aos Himalaias e as Rochosas, sendo que para o ponto 17, as mudanças apenas ocorrem na magnitude das funções de influência, com sinais mais intensos nos experimentos que não incluem os efeitos da topografia (Figuras 4.37c, d). Em termos de alterações na localização das regiões de influência que estimulam anomalias nos respectivos pontos de interesse, destaca-se a inversão de sinal no sudeste da China para o ponto 17 (Figuras 4.37c, d), no leste do Pacífico Norte subtropical para o ponto 20 (Figuras 4.37e, f) e no centro-leste do Pacífico Norte subtropical para o ponto 23 (Figuras 4.37g, h). Nessas regiões são verificadas anomalias de aquecimento diabático relacionadas à manifestação do El Niño no inverno boreal (Figura 4.9b). Independente dessas modificações, apenas para o ponto 23 a exclusão da topografia teria um impacto relevante, visto que a principal forçante térmica para os centros de ação extratropicais do PNA, isto é, o centro-oeste do Pacífico Norte subtropical (Figura 4.9b), estaria parcialmente localizada em uma zona de influência contrária ao verificado nos experimentos com topografia (Figuras 4.37g, h). Nos pontos 17 e 20, as zonas de influência não modificam o sinal no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical, mas para o ponto 20, intensificam a magnitude quando a topografia não é considerada (Figuras 4.37c-f). Já para o ponto 18 na região tropical, a influência do centro-leste do Pacífico equatorial é praticamente inalterada, sendo responsável pelo desenvolvimento da circulação rotacional que ladeia o Equador independente dos efeitos da topografia.



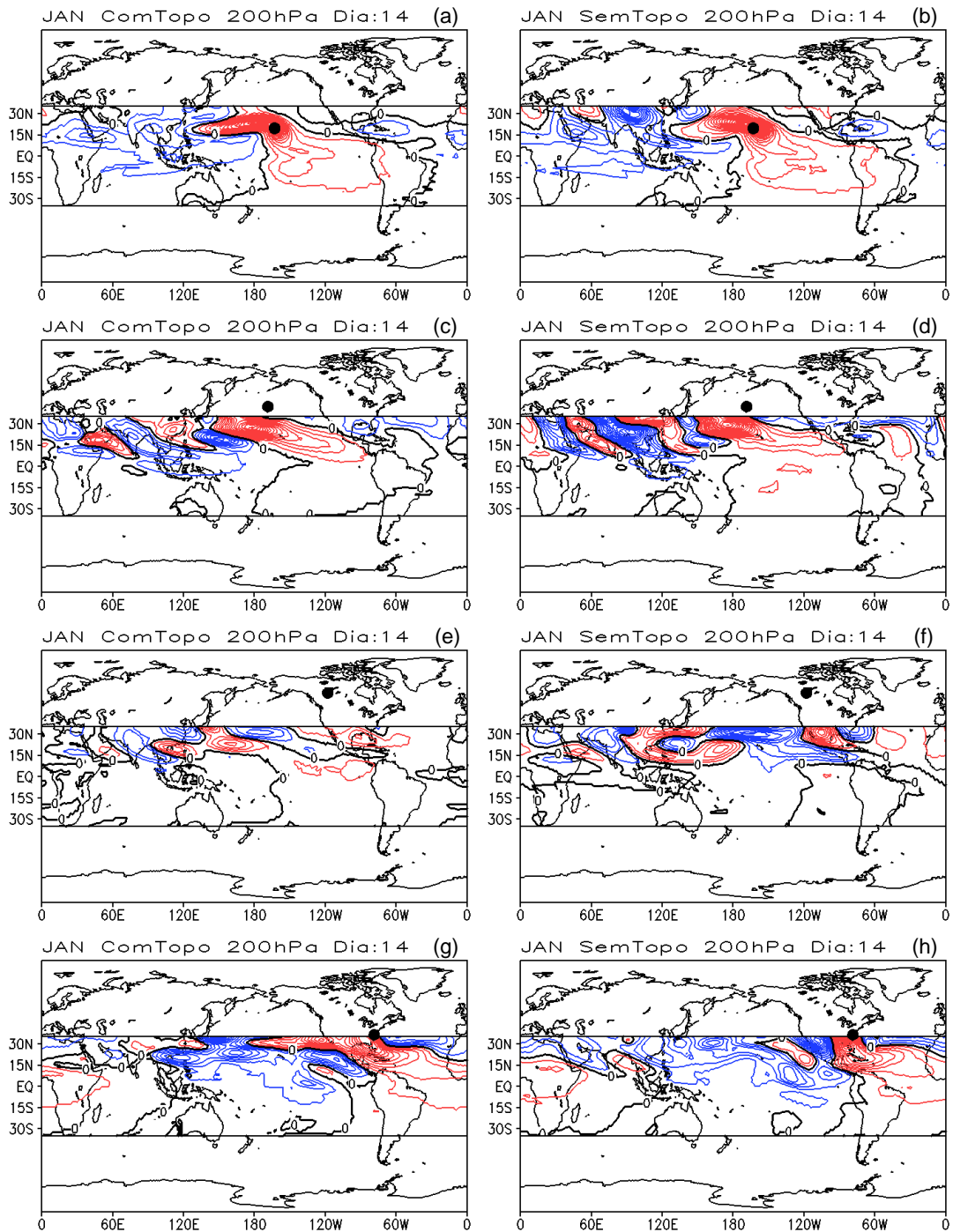


Figura 4.37 – Funções de influência do 14º dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE para a variável  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro. Coluna da esquerda (direita) é referente às simulações com (sem) efeito da topografia. Os pontos analisados são os seguintes (ver Figura 3.2): (a, b) 18, (c, d) 17, (e, f) 20 e (g, h) 23. O círculo preto representa a localização do ponto de interesse. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

A estrutura horizontal quase estacionária das funções de influência em 200 hPa de dois centros de ação do PSA mostra que em janeiro e julho a ausência da topografia tem efeito aproximadamente desprezível sobre a resposta da circulação termicamente induzida (Figura 4.38), salvo apenas para o ponto 70 no estado básico de julho, onde é observado uma intensificação e ampliação da região de influência negativa no leste do Pacífico Sul (Figuras 4.38g, h). Essa é uma importante região de influência para a América do Sul tanto em escala de tempo interanual quanto intrassazonal. No mesmo caso também nota-se uma extensão para oeste da influência positiva do Pacífico equatorial nos experimentos sem topografia.

O estado quase estacionário das funções de influência em 200 hPa mostra que, independente dos efeitos topográficos, o PNA é estimulado por fontes de calor localizadas principalmente na região tropical e subtropical do Pacífico Norte (Figura 4.37), enquanto o PSA por fontes de calor nas latitudes tropicais e subtropicais do Pacífico Sul (Figura 4.38). Na seção 4.2 foi verificado que a influência de fontes de calor na baixa troposfera é menor do que na alta troposfera, mas não foi considerado o impacto da topografia sobre essa condição. Além disso, a evolução temporal dos efeitos do aquecimento sobre o PNA e o PSA ainda não foi investigada em nenhum tipo experimento aqui realizado. Portanto, as Figuras 4.39 a 4.42 mostram diagramas de Hovmöller que ilustram tais características para alguns dos centros de ação de cada teleconexão.

As Figuras 4.39 e 4.40 apresentam os diagramas de longitude-pressão para as funções de influência do 14º dia de integração do modelo baroclínico considerando os experimentos que incluem e não incluem efeitos da topografia. Como as regiões de influência relacionadas ao PNA e ao PSA são localizadas principalmente nas latitudes tropicais e subtropicais, são analisados apenas os diagramas das funções de influência nas latitudes de 15ºN e 30ºN para os pontos 17 e 20 do PNA (Figura 4.39) e nas latitudes de 15ºS e 30ºS para o ponto 70 (janeiro e julho) do PSA (Figura 4.40).

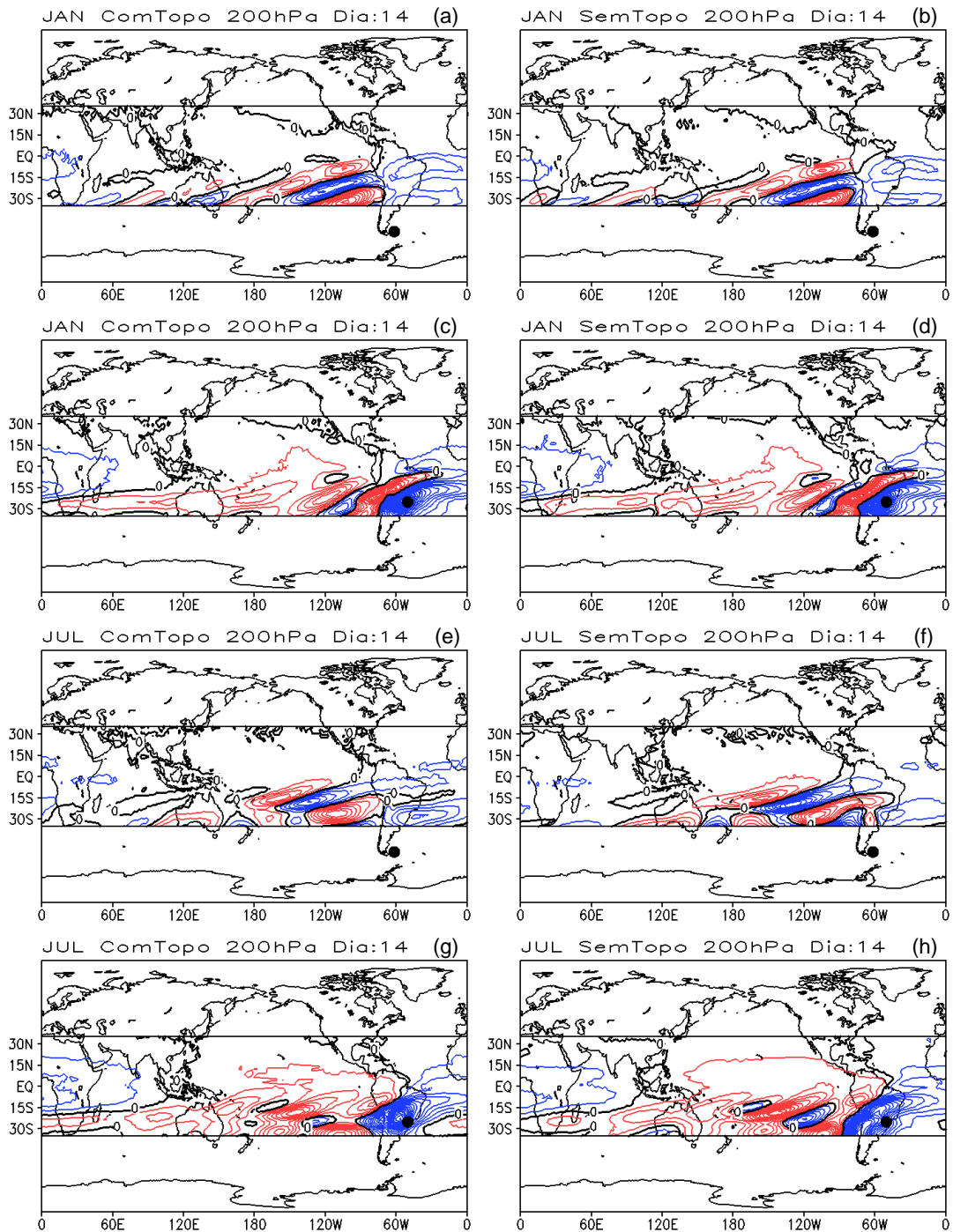


Figura 4.38 – Idem a Figura 4.37, exceto para o estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho e para os seguintes pontos (ver Figura 3.2): (a, b, e, f) 65 e (c, d, g, h) 70.

Para os dois centros de ação do PNA nota-se que o impacto da ausência da topografia é maior nos subtropicais (Figura 4.39), uma vez que os Himalaias e as Rochosas estão localizados em latitudes extratropicais (Figura 4.36).

Curiosamente para o ponto 17, a zona de influência no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical é praticamente inalterada (Figuras 4.39c, d), preservando em ambos os experimentos a estrutura vertical baroclínica que não promove o desenvolvimento barotrópico desse centro de ação do PNA. Adicionalmente, as regiões de influência na região centro-leste do Pacífico Norte tropical mostram uma estrutura barotrópica a oeste de  $180^\circ$  (Figuras 4.39a, b), onde não são observados valores consideráveis nas anomalias de aquecimento diabático em escala de tempo interanual (Figura 4.9b). Para o ponto 20, existem mudanças principalmente na estrutura subtropical das funções de influência na região das Rochosas e dos Himalaias, mas no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical, a forçante anômala produz a estrutura barotrópica observada em ambos os experimentos (Figuras 4.9b; 4.12a, b; 4.39g, h). No experimento sem topografia é notável um dipólo com estrutura barotrópica nas regiões de influência sobre o centro-sul dos Estados Unidos ( $30^\circ\text{N}/90^\circ\text{W}$ ), mostrando que o impacto da topografia local é mais importante do que o remoto (Figuras 4.39g, h). Um aspecto comum entre os dois centros de ação é que nos experimentos sem topografia as regiões de influência nas proximidades dos Himalaias e das Rochosas estimulam circulações barotrópicas nos pontos de interesse, sugerindo que a ausência da topografia promove alterações no escoamento de oeste extratropical, afetando na gênese de ondas de Rossby não divergentes.

Para o centro de ação do PSA no sudeste da América do Sul verifica-se que em janeiro a estrutura vertical das funções de influência é oposta entre a baixa e a alta troposfera em grande parte do Pacífico Sul, não favorecendo o desenvolvimento de circulações barotrópicas no ponto de interesse (Figura 4.40). Nos experimentos sem topografia, é notável o surgimento de regiões de influência com estrutura barotrópica, mas no ponto de interesse (aproximadamente em  $60^\circ\text{W}$ ) existe o predomínio do primeiro modo interno baroclínico, com inversão de sinal exatamente nas proximidades do nível de máximo aquecimento vertical (Figuras 4.40a-d). A influência é maior na alta troposfera, destacando-se o centro-leste do Pacífico Sul tropical/subtropical como a principal forçante remota da circulação do sudeste da América do Sul.

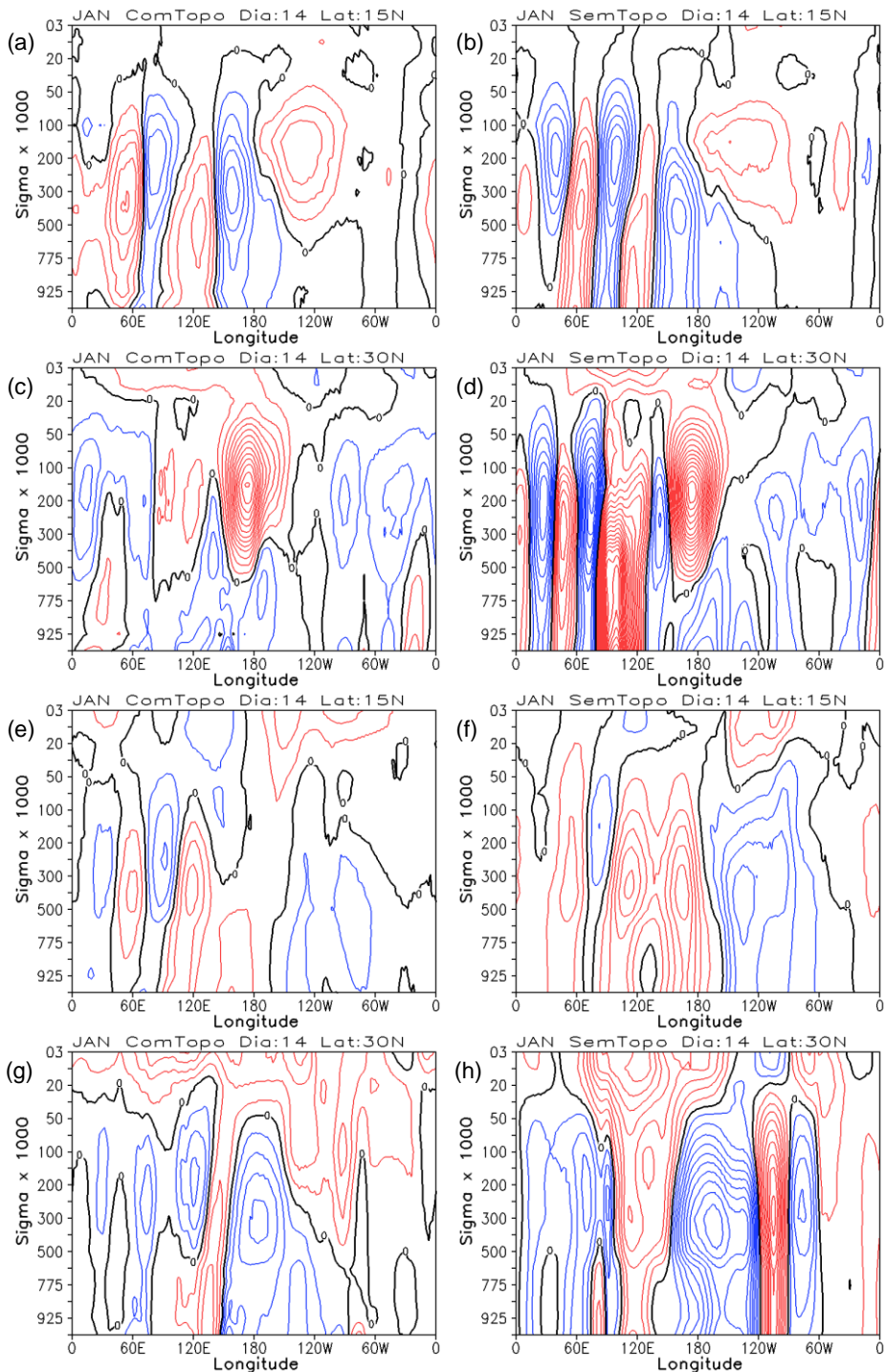


Figura 4.39 – Diagrama longitude-pressão nas latitudes de (a, b, e, f) 15°N e (c, d, g, h) 30°N para as funções de influência do 14º dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE considerando a variável  $\psi_{ZA}$  no estado básico climatológico de janeiro. Coluna da esquerda (direita) é referente às simulações com (sem) efeito da topografia. Os pontos analisados são os seguintes (ver Figura 3.2): (a-d) 17 e (e-h) 20. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

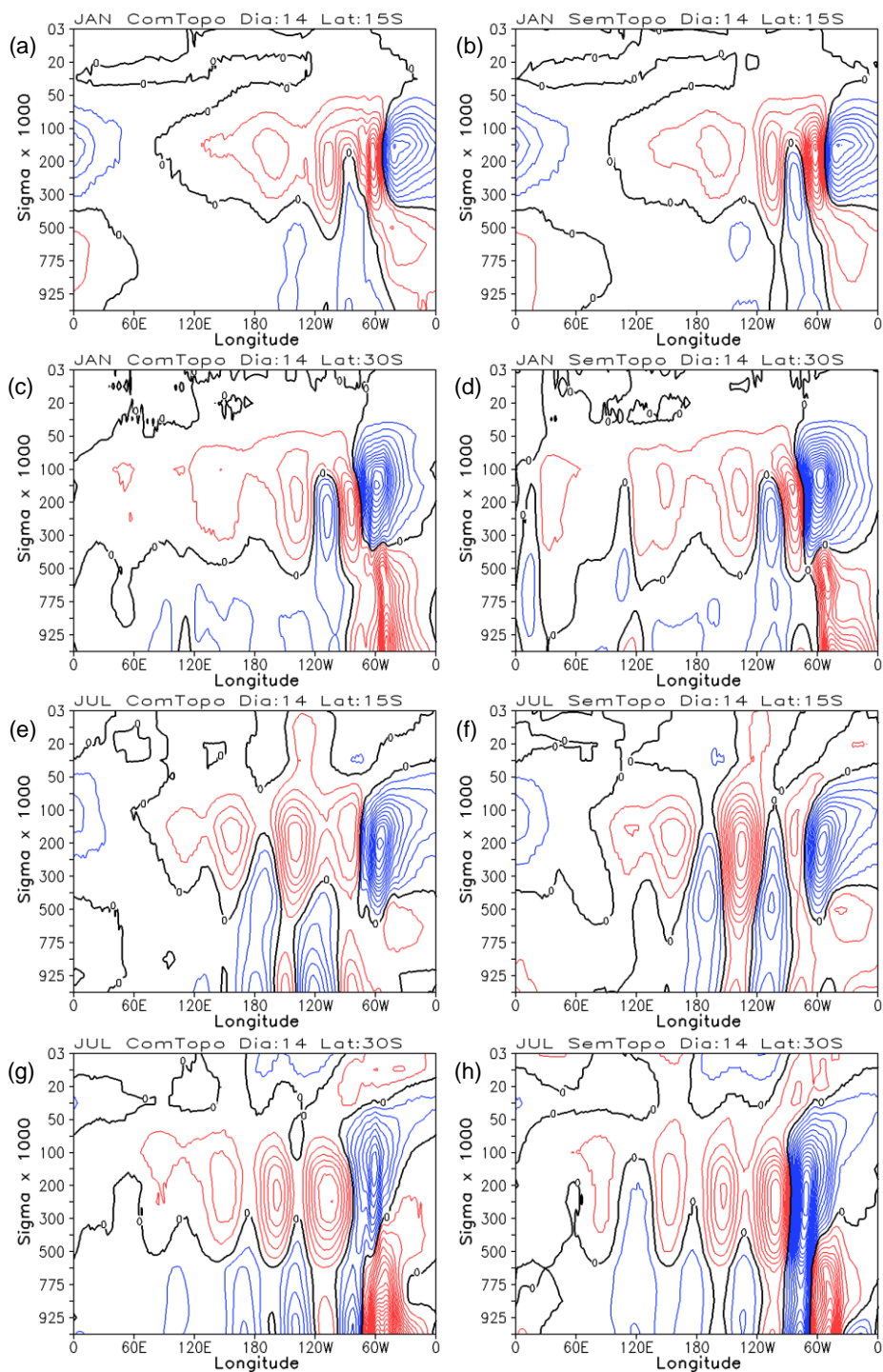


Figura 4.40 – Idem a Figura 3.39, exceto para as latitudes de (a, b, e, f) 15°S e (c, d, g, h) 30°S, para o estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho e para o ponto 70 (ver Figura 3.2).

Em julho a forçante do Pacífico Sul tropical/subtropical é capaz de produzir circulação barotrópica no ponto 70, provavelmente porque a corrente de jato subtropical favorece tal característica (Figura A.1d do Apêndice A). A ausência

da topografia em ambos os meses contribui para intensificar a estrutura barotrópica das regiões de influência principalmente em julho, indicando a importância do escoamento de oeste mais intensificado (cisalhamento vertical mais intenso) na produção das teleconexões (Figuras 4.40 e-h).

As Figuras 4.41 e 4.42 apresentam os diagramas de longitude-tempo para as funções de influência no nível de 200 hPa do modelo baroclínico considerando os experimentos que incluem e não incluem efeitos da topografia. São analisados apenas os diagramas das funções de influência nas latitudes de 15°N e 30°N para os pontos 17 e 20 do PNA (Figura 4.41) e nas latitudes de 15°S e 30°S para o ponto 70 do PSA (Figura 4.42).

Na Figura 4.41 existem sinais mais intensos de influência nos experimentos que não incluem topografia, sobretudo em latitudes subtropicais. As alternâncias nos sinais de influência de cada ponto também mostram algumas diferenças entre os dois tipos de experimento, evidenciando o impacto da topografia sobre a resposta induzida por fontes anômalas de calor. Para o ponto 17, em ambos os experimentos, a forçante anômala no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical estimula a anomalia rotacional na região das Aleutas desde o primeiro dia de integração, mantendo-se praticamente constante em todo o período de integração (Figuras 4.41c, d). Para o ponto 20, o experimento com topografia mostra que a forçante do centro-oeste do Pacífico Norte subtropical tem efeito sobre a circulação do ponto em questão cerca de 10 dias após o início da integração, mantendo-se praticamente constante até o final da integração (Figura 4.41g). Por outro lado, o experimento sem topografia evidencia influência do centro-oeste do Pacífico Norte subtropical apenas entre o 10º e 15º dia de integração, alterando o sinal em curtos intervalos de tempo no restante da integração (Figura 4.41h). Essas observações sugerem que a ausência da topografia afeta a instabilidade baroclínica do modelo, resultando conseqüentemente, em um maior impacto sobre a evolução temporal da resposta termicamente induzida ao redor do ponto 20. Isto porque o ponto 20 encontra-se em uma latitude mais alta do que o ponto 17, sendo mais afetado



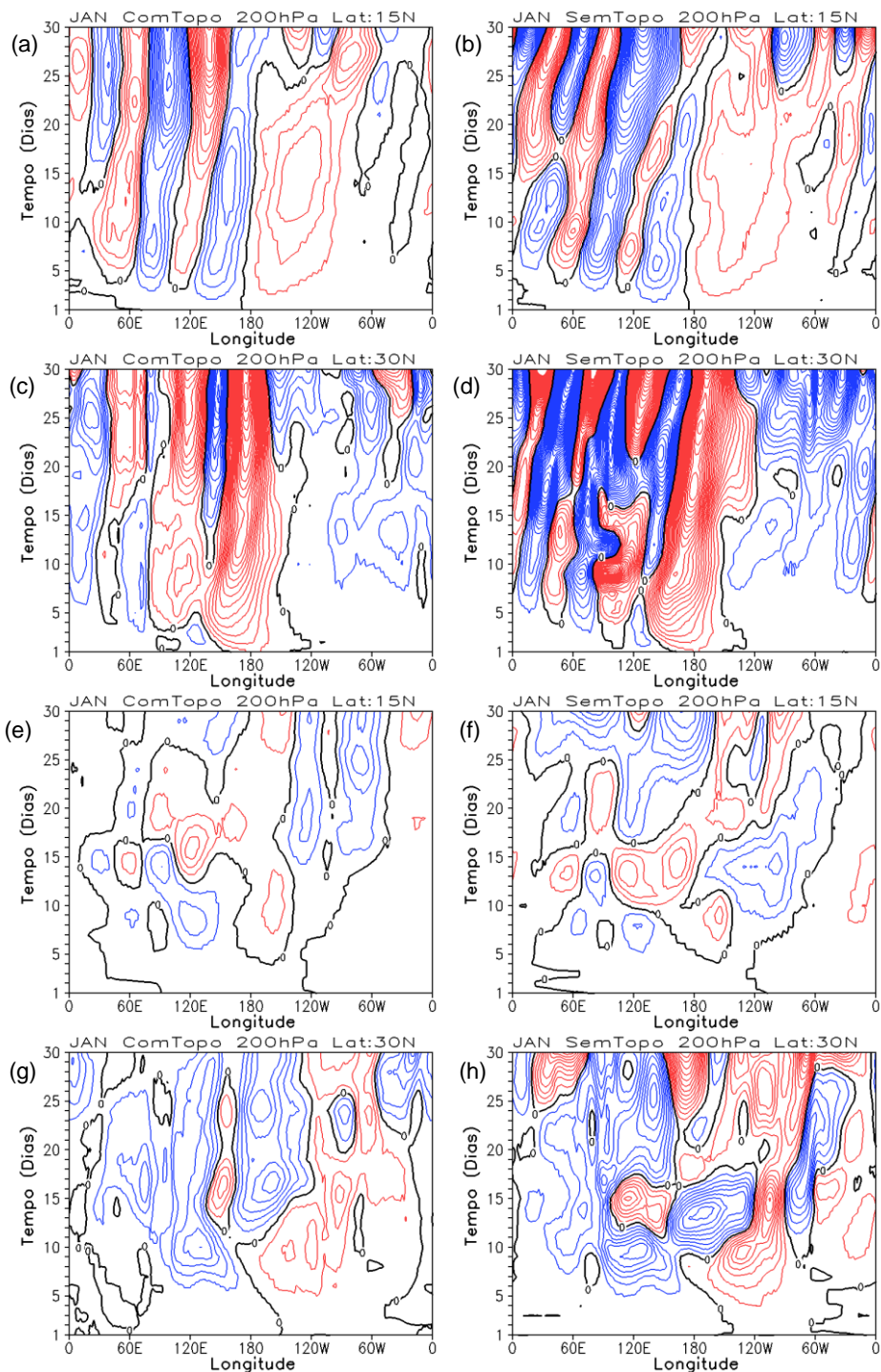


Figura 4.41 – Diagrama longitude-tempo nas latitudes de (a, b, e, f) 15°N e (c, d, g, h) 30°N para as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE considerando a variável  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro. Coluna da esquerda (direita) é referente às simulações com (sem) efeito da topografia. Os pontos analisados são os seguintes (ver Figura 3.2): (a-d) 17 e (e-h) 20. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .



pelos distúrbios de alta frequência. O diagrama longitude-tempo do ponto 20 mostra maior variabilidade nos sinais de influência após 25 dias de integração do experimento sem topografia, evidenciando os efeitos da forçante mecânica sobre a resposta termicamente induzida do PNA (Figuras 4.41g, h).

Para o ponto 70, a Figura 4.42 mostra que em janeiro a região de influência do centro-leste do Pacífico Sul tropical/subtropical tem impacto desde os primeiros dias de integração, mas a partir do final da primeira semana os valores de influência intensificam, caracterizando a resposta direta da atmosfera a forçante tropical. Esse sinal mantém-se constante pelo menos até a terceira semana de integração, onde surgem evidências da instabilidade baroclínica, principalmente nos subtropicais do Hemisfério Leste (Figuras 4.42a-d). A ausência da topografia não modifica consideravelmente as regiões de influência direta da forçante sobre o ponto 70, mas existem diferenças após 25 dias de integração em resposta aos efeitos da instabilidade baroclínica. Como foi observado anteriormente, o centro-leste do Pacífico Sul tropical/subtropical é a região remota que tem maior impacto sobre a circulação do sudeste da América do Sul, sobretudo próximo a 120°W entre 7 e 20 dias de integração.

Em julho, a ausência da topografia intensifica as regiões de influência, alternando em algumas longitudes os sinais observados nos experimentos com topografia (Figura 4.42e-h). A instabilidade baroclínica é intensificada sem o efeito da topografia, principalmente na região subtropical após 20 dias de integração (Figuras 4.42g, h). No experimento com topografia, a instabilidade baroclínica ocorre após 25 dias de integração. A resposta direta a forçante térmica mostra que após o final da primeira semana de integração surgem regiões de influência no Pacífico Sul tropical/subtropical que exibem diferenças entre os experimentos (Figuras 4.42e-h). Por exemplo, em torno de 120°W, existe uma região de influência positiva no experimento com topografia que se mantém constante pelo menos até o 25º dia de integração na latitude de 15°S (Figura 4.42e), enquanto no experimento sem topografia aparecem regiões de influência negativa após o 10º dia de integração (Figura 4.42f). Assim, a topografia também pode influenciar na resposta direta a forçante térmica.

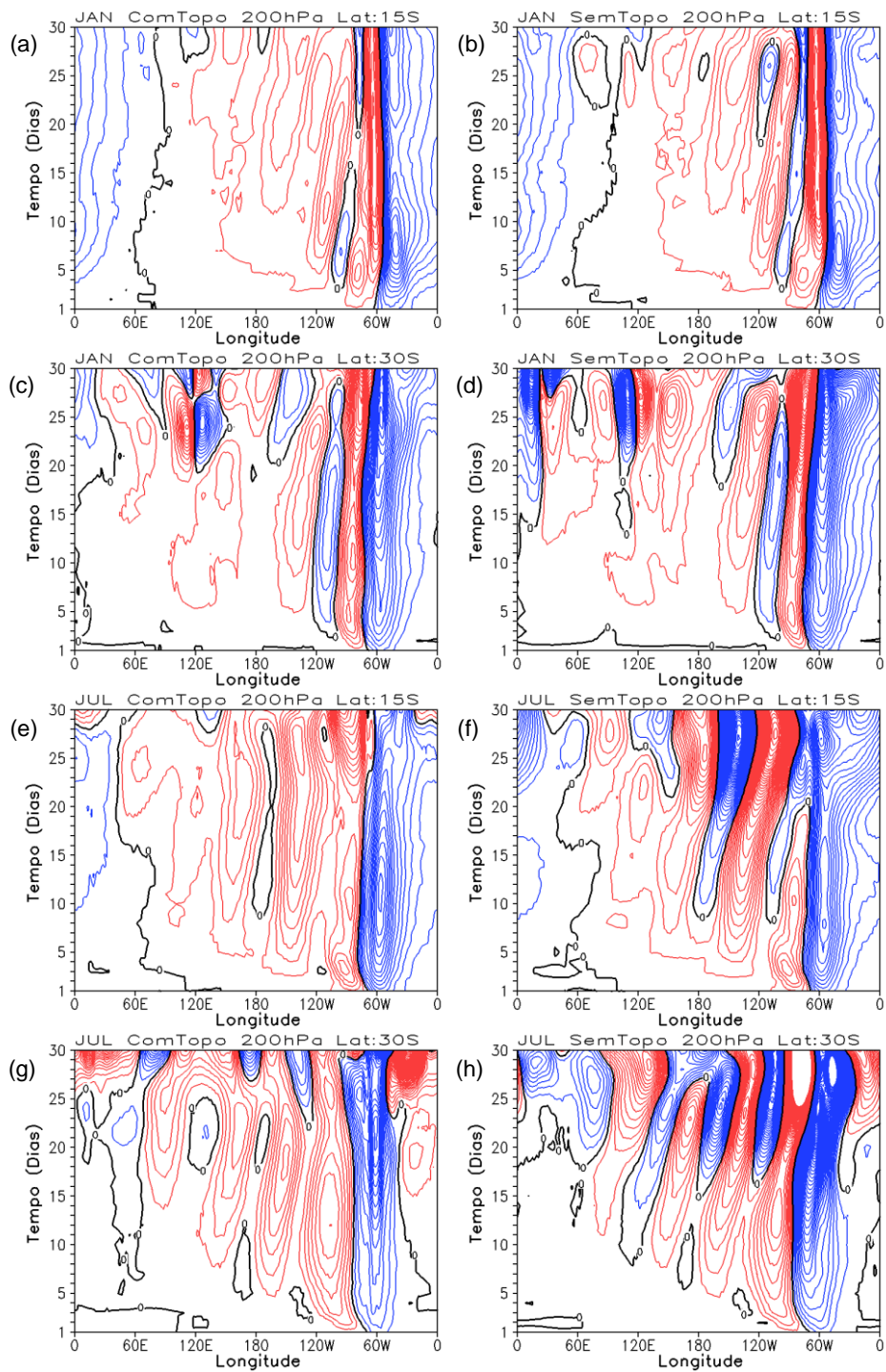


Figura 4.42 – Idem a Figura 4.41, exceto para as latitudes de (a, b, e, f) 15°S e (c, d, g, h) 30°S, para o estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho e para o ponto 70 (ver Figura 3.2).

### 4.3.3 Efeitos do perfil vertical de aquecimento

Adicionalmente, nesta subseção são investigados os impactos de distintos perfis verticais de aquecimento tropical sobre a estrutura espacial e temporal das funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE. Essa análise torna-se relevante porque na atmosfera tropical existem incertezas na distribuição vertical do aquecimento diabático (HAGOS et al., 2010), o que pode resultar em erros nas simulações de anomalias na circulação atmosférica. Além disso, os diferentes perfis verticais de aquecimento tropical promovem respostas distintas na atmosfera (ARAVÉQUIA et al., 1995; JIN; HOSKINS, 1995; ZHANG; HAGOS, 2009; WU, 2003), sendo relevante identificar as regiões de influência para cada tipo de forçante térmica. Dessa forma, os experimentos são semelhantes ao caso genérico, exceto por utilizar os perfis verticais da Figura 4.43. Um dos perfis, com um pico de aquecimento de 5 K/dia em  $\sigma \sim 0.75$ , é referido como perfil “*Shallow*”, sendo associado à atividade de nuvens de convecção rasa (SCHUMACHER et al., 2004; 2007; ZHANG; HAGOS, 2009). O outro perfil, com um pico de aquecimento de 5 K/dia tanto em  $\sigma \sim 0.75$  quanto em  $\sigma \sim 0.35$ , é referido como perfil “*Double*”, sendo representativo de efeitos combinados entre nuvens de convecção rasa e de convecção profunda (ARAVÉQUIA et al., 1995; HAGOS et al., 2010). As funções de influência dos perfis “*Shallow*” e “*Double*” são comparadas ao caso genérico (“*Deep*” com topografia), permitindo identificar as possíveis diferenças e a sensibilidade da resposta para os diferentes perfis verticais de aquecimento diabático.

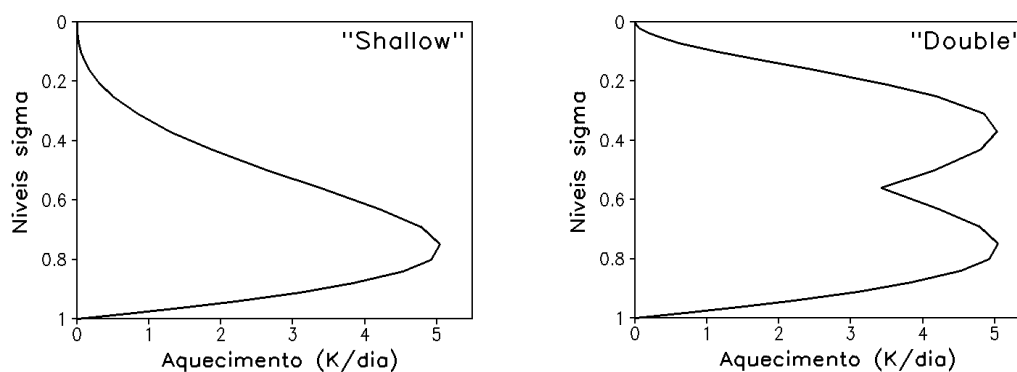


Figura 4.43 – Perfis verticais de aquecimento “*Shallow*” e “*Double*”.

A Figura 4.44 ilustra as funções de influência do estado quase estacionário em 200 hPa para os centros de ação do PNA considerando os experimentos com forçante “*Shallow*” e “*Double*”. De modo geral, as regiões de influência são semelhantes ao observado nos experimentos com forçante “*Deep*” (Figuras 4.37a, c, e, g), salvo apenas algumas ligeiras diferenças, como, por exemplo, a concentração do sinal de influência em latitudes subtropicais nos experimentos com forçante “*Shallow*”. No ponto 18, a função de influência do aquecimento “*Double*” é muito semelhante ao aquecimento “*Deep*”, mas existem algumas diferenças nos subtrópicos que parecem estar relacionadas à presença do pico de aquecimento “*Shallow*” (Figuras 4.37a; 4.44a, b). Já para os pontos 17 e 20 é notável diferenças no leste da Ásia e no leste da América do Norte que podem ser relacionadas a interações entre a topografia e a circulação induzida pelos diferentes perfis verticais de aquecimento (Figuras 4.37c, e; 4.44c-f). Para o ponto 23, as funções de influência diferem principalmente no Pacífico equatorial central, em que existe um enfraquecimento do sinal de influência no experimento “*Shallow*” (Figuras 4.37g, e; 4.44g-h). Esse enfraquecimento pode ser relacionado ao fato de que a convecção rasa e a convecção profunda afetam de maneira distinta os movimentos verticais (ZHANG; HAGOS, 2009), gerando efeitos diferenciados na célula de Hadley. Apesar das diferenças encontradas, a região centro-oeste do Pacífico Norte subtropical permanece como uma região de influência importante para os centros de ação extratropicais do PNA nos dois experimentos, com alternância entre os sinais dos pontos 17, 20 e 23 (Figuras 4.44c-h). O ponto 18 destaca a importância da forçante equatorial para o aquecimento “*Double*” (Figuras 4.44a, b).

As funções de influência do estado quase estacionário em 200 hPa para dois centros de ação do PSA são ilustradas pela Figura 4.45 considerando os experimentos com forçante “*Shallow*” e “*Double*”. É notável que as regiões de influência de todas as forçantes são muito coerentes entre si, mas no experimento com forçante “*Shallow*” existe uma redução da influência tropical, sobretudo na zona equatorial (Figuras 4.38a, c, e, g; 4.45). As diferenças entre os experimentos são mais perceptíveis no estado básico de julho, como visto,

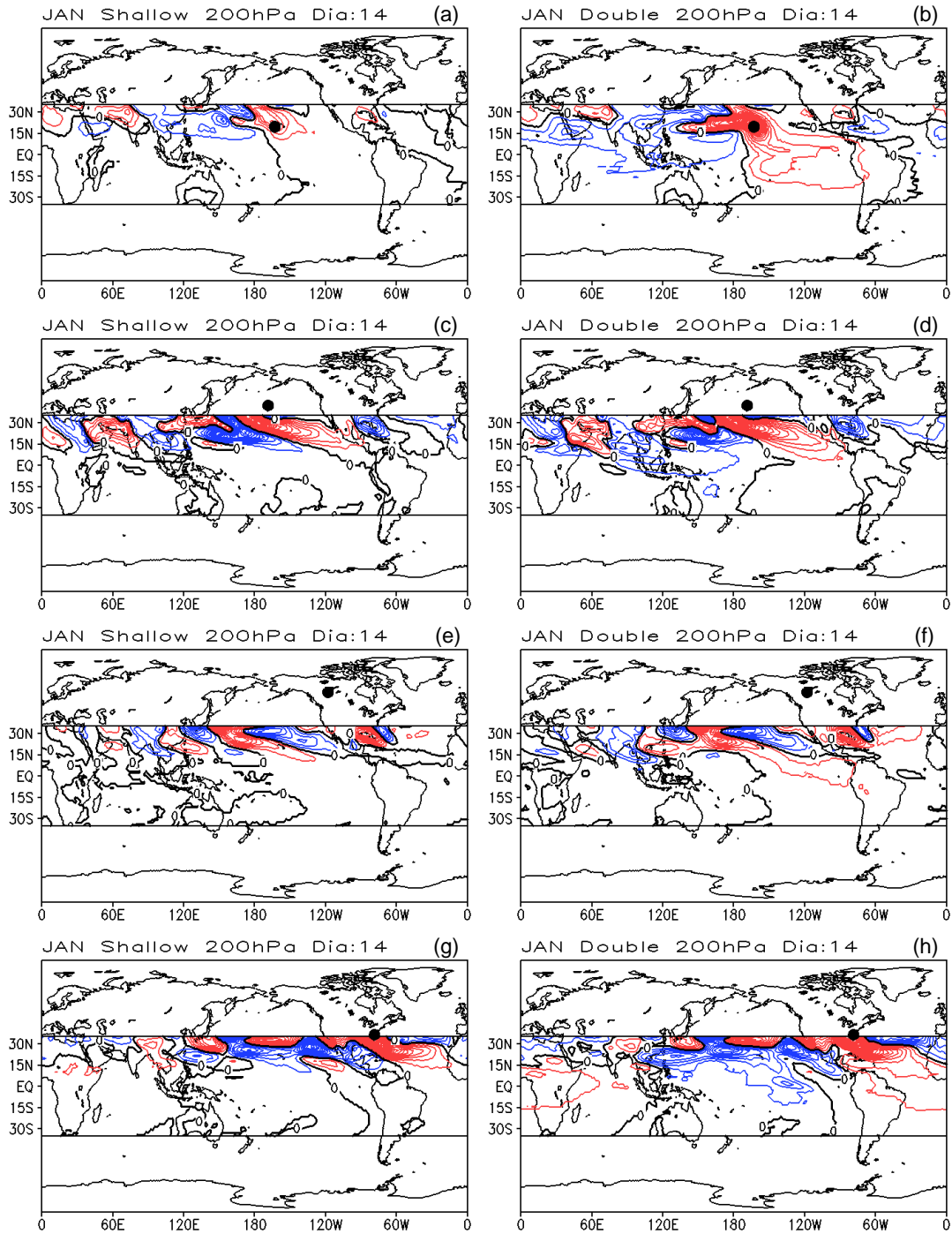


Figura 4.44 – Funções de influência do 14º dia de integração do MCGA-CPTec/INPE para a variável  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro. Coluna da esquerda (direita) é referente às simulações com forçante shallow (double). Os pontos analisados são os seguintes (ver Figura 3.2): (a, b) 18, (c, d) 17, (e, f) 20 e (g, h) 23. O círculo preto representa a localização do ponto de interesse. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

por exemplo, no Pacífico Sul para a função de influência do ponto 70 (Figuras 4.38g; 4.45g-h). Na realidade, essas diferenças basicamente mostram alterações na magnitude das zonas de influência. Mudanças no perfil vertical de aquecimento tropical podem alterar de maneira distinta os níveis de máxima divergência na troposfera, afetando na gênese das ondas de Rossby extratropicais (TING; SARDESHMUKH, 1993). Apesar das diferenças encontradas, a região centro-leste do Pacífico Sul tropical/subtropical permanece como uma região de influência importante para os centros de ação do PSA nos dois experimentos, com alternância entre os sinais dos pontos 65 e 70 (Figuras 4.45).

As Figuras 4.46 e 4.47 apresentam os diagramas de longitude-pressão para as funções de influência do 14º dia de integração do modelo baroclínico considerando os experimentos com forçante “*Shallow*” e “*Double*”. São analisados apenas os diagramas das funções de influência nas latitudes de 15ºN e 30ºN para os pontos 17 e 20 do PNA (Figura 4.44) e nas latitudes de 15ºS e 30ºS para o ponto 70 do PSA (Figura 4.45).

A estrutura vertical das funções de influência dos pontos 17 e 20 do PNA são muito coerentes entre os três experimentos, principalmente em 30ºN, mas a magnitude é maior para as forçantes “*Shallow*” e “*Double*” (Figuras 4.39a, c, e, g; 4.46). Em 15ºN a influência da forçante “*Shallow*” é reduzida em relação aos outros casos, novamente indicando uma contribuição maior desse perfil vertical em latitudes subtropicais (Figuras 4.39a, e; 4.46a, b, e, f). Para o ponto 17, a estrutura baroclínica da função de influência no Pacífico Norte central subtropical é reduzida principalmente no experimento “*Shallow*”, sugerindo que a forçante do centro-oeste do Pacífico Norte subtropical estimule a circulação barotrópica na região das Aleutas (Figuras 4.39c; 4.46c, d). No ponto 20 a zona de influência barotrópica no Pacífico Norte central subtropical é mantida em todos os experimentos (Figuras 4.39g; 4.46g, h).

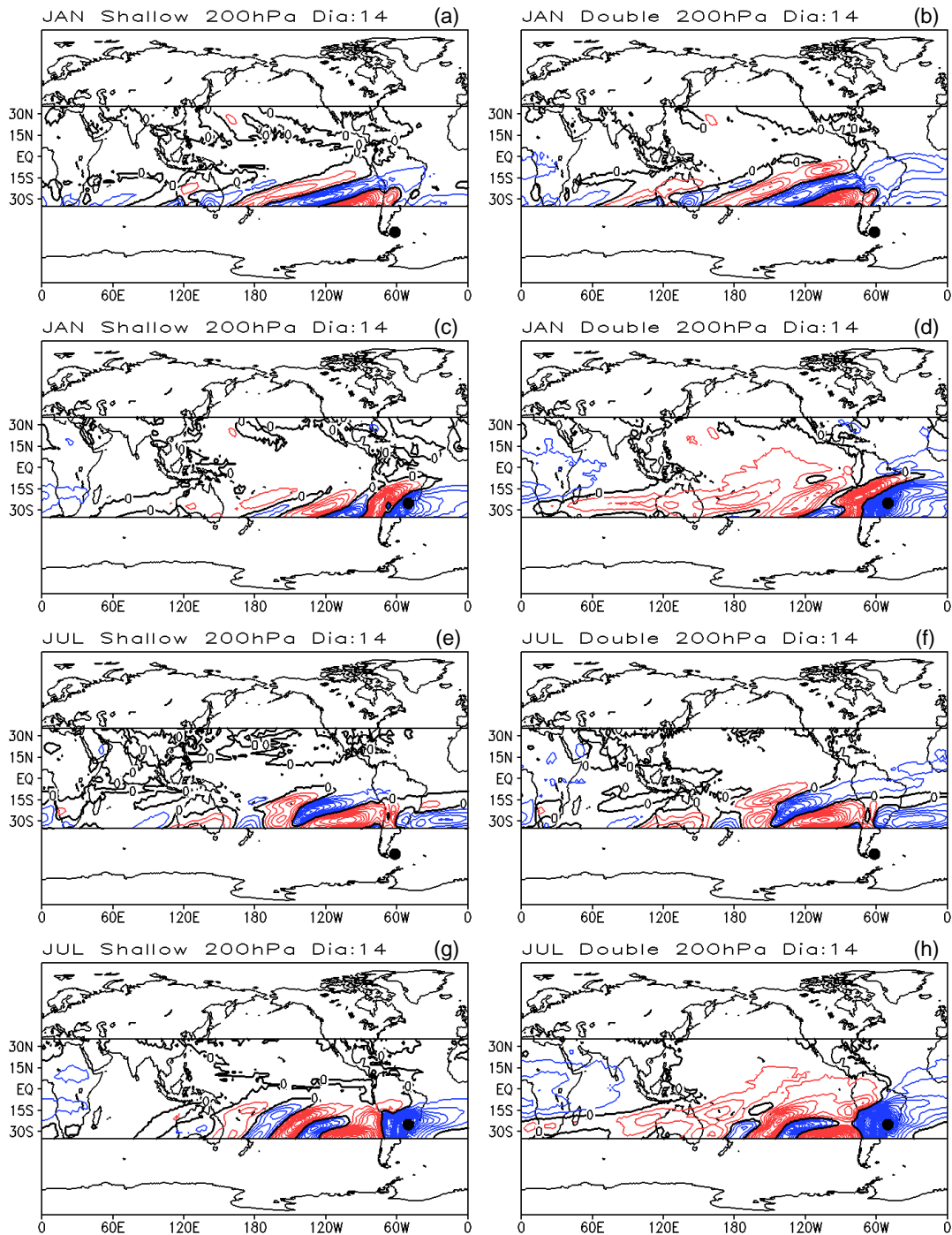


Figura 4.45 – Idem a Figura 4.44, exceto para o estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho e para os seguintes pontos (ver Figura 3.2): (a, b, e, f) 65 e (c, d, g, h) 70.

Em janeiro, as funções de influência do ponto 70 mostram em 15°S/60°W diferenças entre os experimentos, onde existe uma maior influência negativa na baixa troposfera dos experimentos “Shallow” e “Double” (Figuras 4.40a; 4.47a, b). Evidentemente que o aquecimento tropical na baixa troposfera induz essas



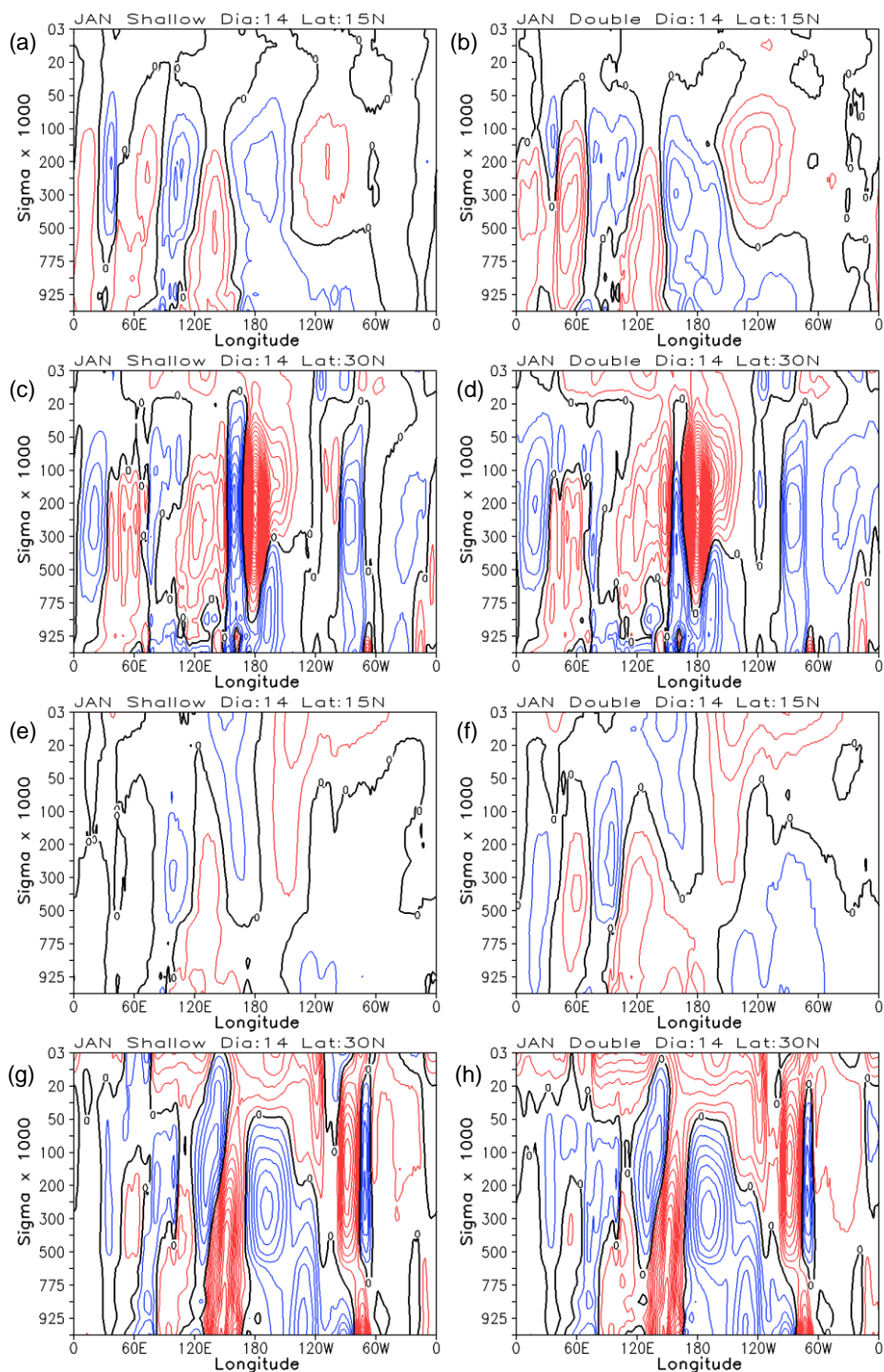


Figura 4.46 – Diagrama longitude-pressão nas latitudes de (a, b, e, f) 15°N e (c, d, g, h) 30°N para as funções de influência do 14º dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE considerando a variável  $\psi_{ZA}$  no estado básico climatológico de janeiro. Coluna da esquerda (direita) é referente às simulações com forçante shallow (double). Os pontos analisados são os seguintes (ver Figura 3.2): (a-d) 17 e (e-h) 20. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .



diferenças, mostrando o impacto sobre o movimento vertical e os níveis de máxima divergência. A resposta remota é mais fraca no experimento “*Shallow*” em 15°S, mas a estrutura baroclínica no Pacífico Sul é observada em todos os casos (Figuras 4.40a; 4.47a, b). Por outro lado, em 30°S as regiões de influência são muito semelhantes entre os três experimentos, mas nas proximidades do ponto de interesse, o aquecimento na baixa troposfera modifica a estrutura da função de influência em relação ao caso “*Deep*” (Figuras 4.40c; 4.47c, d). Em julho, existem diferenças próximo ao ponto de interesse em 15°S, onde a influência negativa aparece centrada em 200 hPa nos casos “*Deep*” e “*Double*” e em 300hPa no caso “*Shallow*” (Figuras 4.40e; 4.47e, f). Essas diferenças refletem as mudanças na estrutura do primeiro modo interno baroclínico induzidas pelas diferenças no nível vertical de máximo aquecimento tropical. Em 30°S é notável amplas diferenças na estrutura vertical das funções de influência dos três experimentos, evidenciando uma maior componente barotrópica nas simulações com forçante “*Shallow*” e “*Double*” (Figuras 4.40g; 4.47g, h).

As Figuras 4.48 e 4.49 apresentam os diagramas de longitude-tempo para as funções de influência no nível de 200 hPa do modelo baroclínico considerando os experimentos com forçante “*Shallow*” e “*Double*”. São analisados apenas os diagramas das funções de influência nas latitudes de 15°N e 30°N para os pontos 17 e 20 do PNA (Figura 4.44) e nas latitudes de 15°S e 30°S para o ponto 70 do PSA (Figura 4.45). A evolução temporal das funções de influência dos pontos 17 e 20 não mostra consideráveis mudanças entre os experimentos, exceto que as regiões de influência são mais intensas nos casos em que a forçante é do tipo “*Shallow*” e “*Double*” em 30°N (Figuras 4.41c, g; 4.48c, g). Mesmo com diferenças na magnitude, a região centro-oeste do Pacífico Norte subtropical mostra influência desde os primeiros dias de integração sobre o ponto 17 e a partir da segunda semana de integração sobre o ponto 20 (Figuras 4.41c, g; 4.48c, g). Para o ponto 70, as principais diferenças ocorrem em julho na latitude subtropical, onde aparecem

alternâncias nas zonas de influência do Pacífico Sul mais acentuadas nos experimentos “*Shallow*” e “*Double*” (Figuras 4.42a, c, e, g; 4.49).

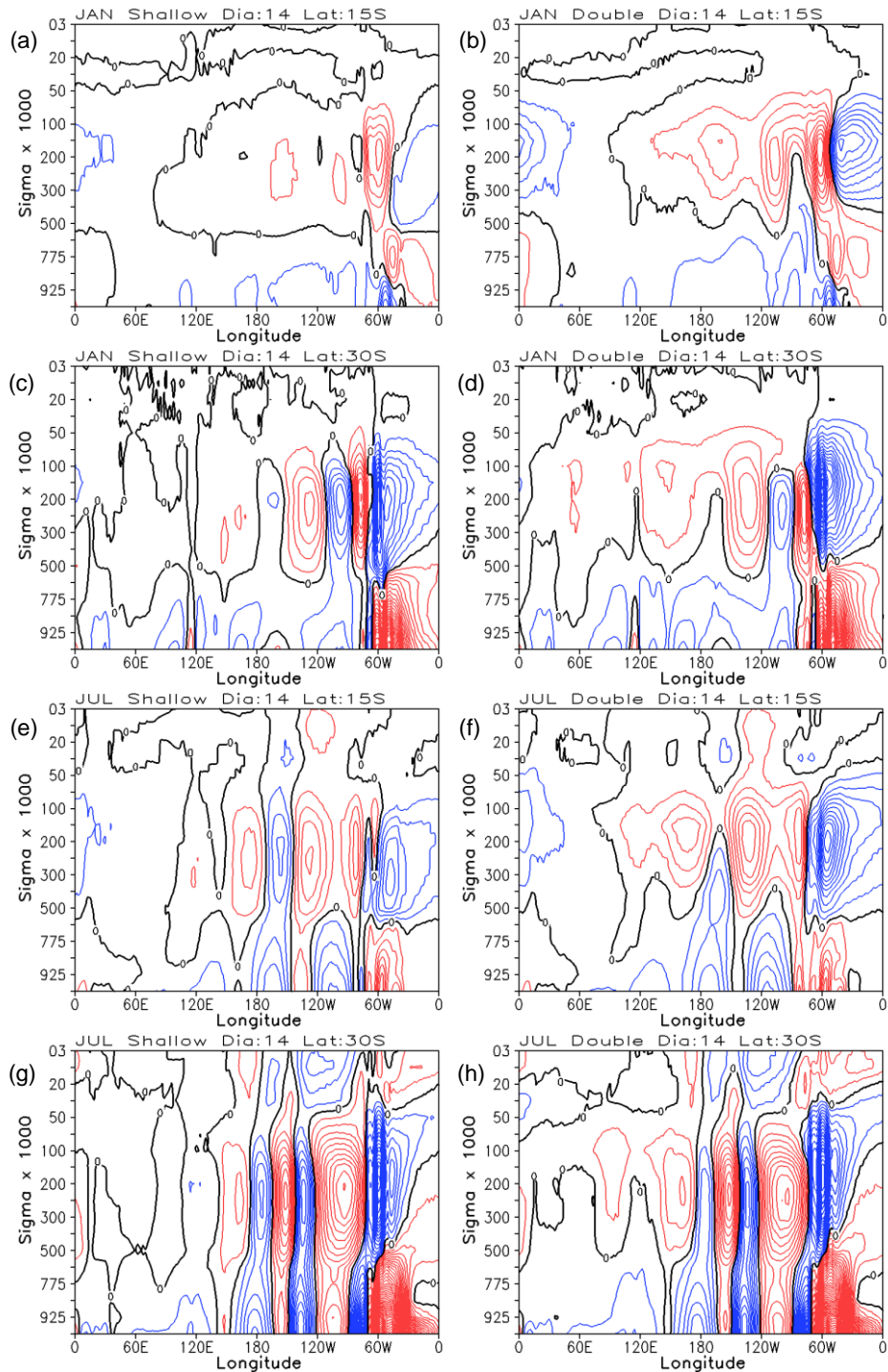


Figura 4.47 – Idem a Figura 4.46, exceto para as latitudes de (a, b, e, f) 15°S e (c, d, g, h) 30°S, para o estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho e para o ponto 70 (ver Figura 3.2).

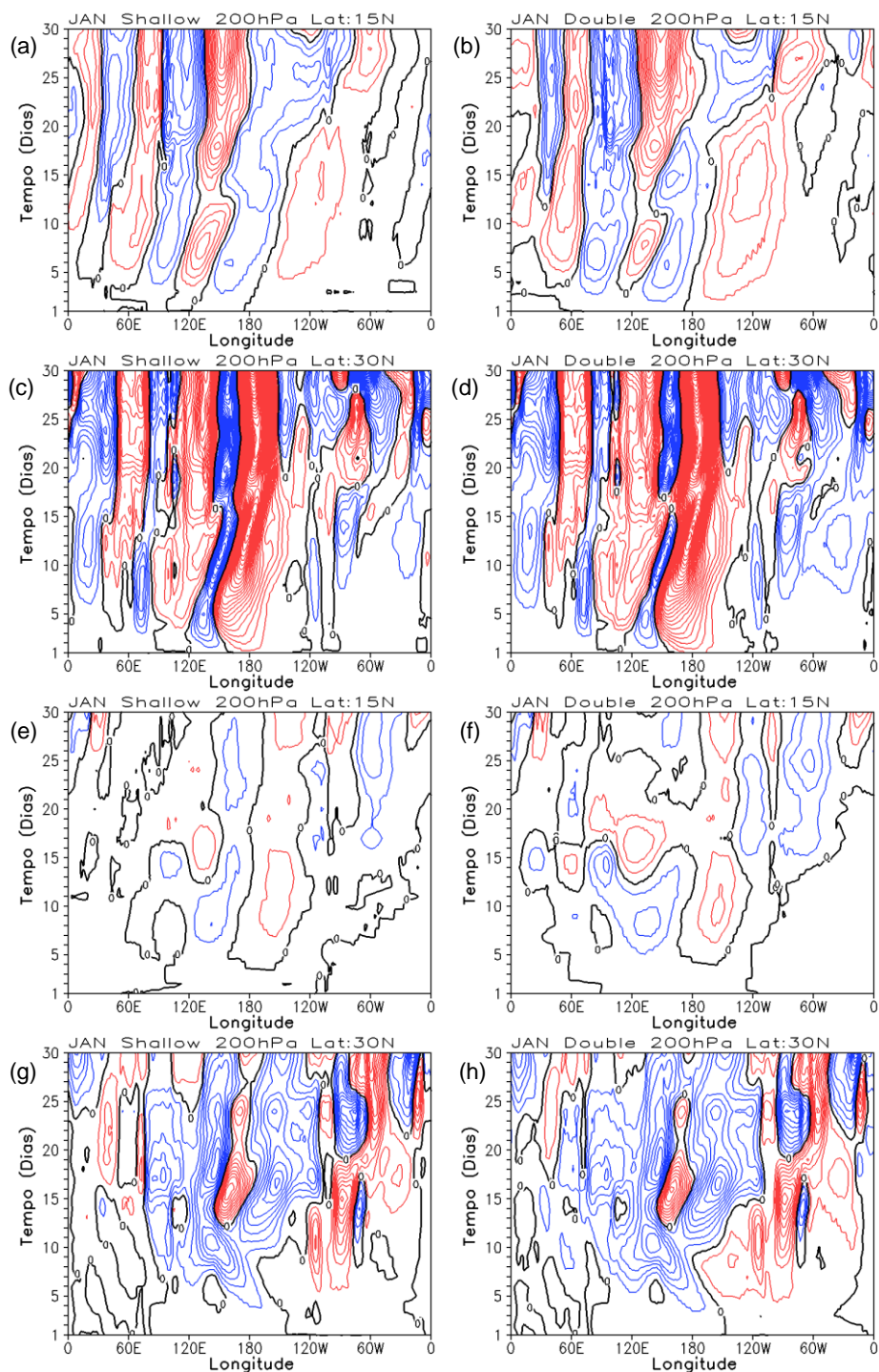


Figura 4.48 – Diagrama longitude-tempo nas latitudes de (a, b, e, f) 15°N e (c, d, g, h) 30°N para as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE considerando a variável  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro. Coluna da esquerda (direita) é referente às simulações com forçante shallow (double). Os pontos analisados são os seguintes (ver Figura 3.2): (a-d) 17 e (e-h) 20. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .

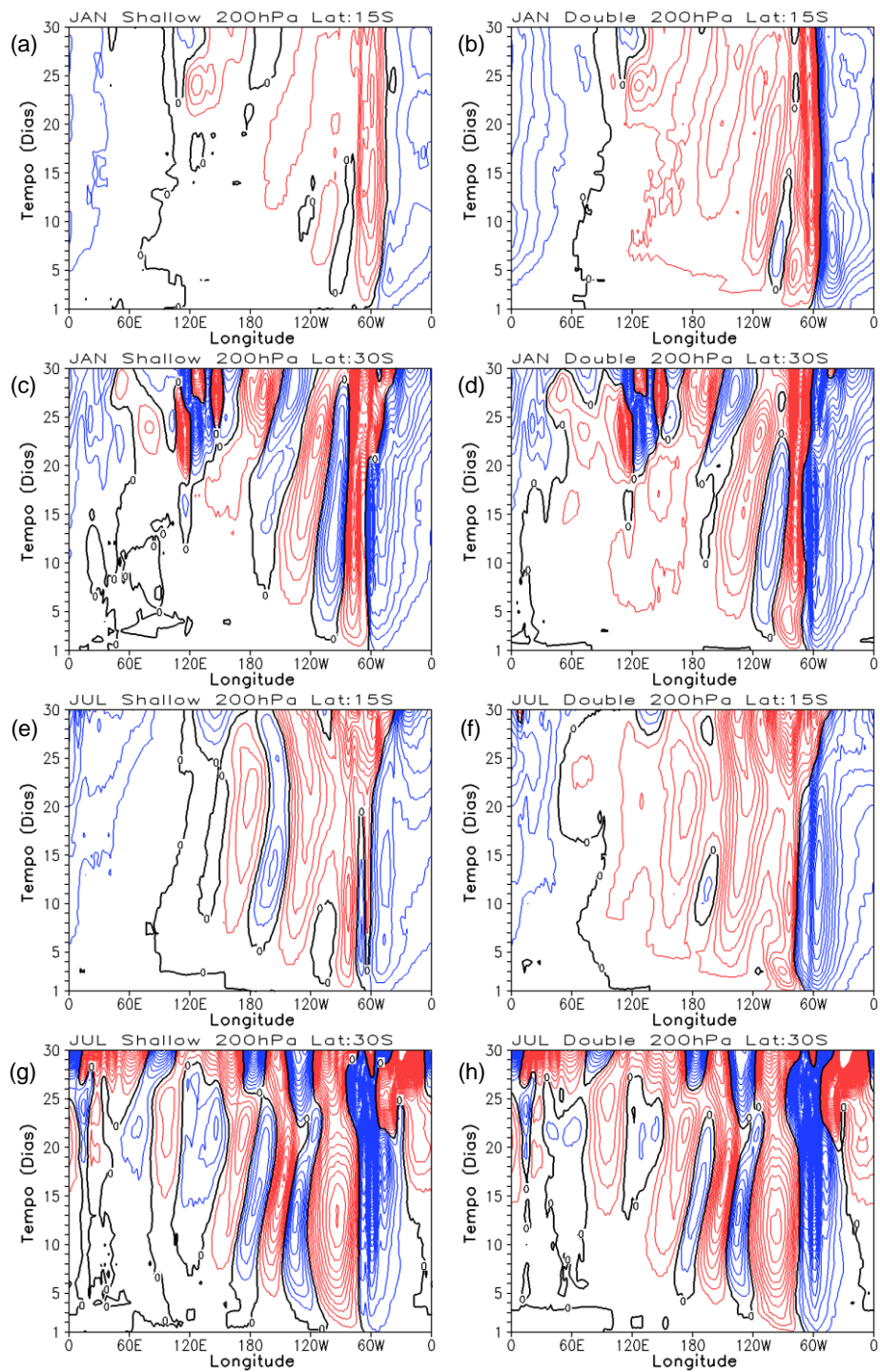


Figura 4.49 – Idem a Figura 4.48, exceto para as latitudes de (a, b, e, f) 15°S e (c, d, g, h) 30°S, para o estado básico climatológico de (a-d) janeiro e (e-h) julho e para o ponto 70 (ver Figura 3.2).

## 5 SUMÁRIO E CONCLUSÕES

Os resultados desse estudo mostram que as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE são ferramentas úteis para investigar os impactos de fontes tropicais anômalas de calor em uma atmosfera baroclínica. As funções de influência foram calculadas com base nas simulações do núcleo dinâmico do MCGA-CPTEC/INPE, onde foi possível especificar uma fonte tropical anômala de calor realística em cada ponto de grade do domínio tropical do modelo, permitindo, assim, identificar as regiões mais eficientes em produzir anomalias na circulação atmosférica tridimensional de um determinado ponto de grade do domínio global do modelo. A justificativa desse estudo reside no fato de que as funções de influência ainda não tinham sido calculadas com base em simulações de um MCGA, tornando-se relevante compará-las às funções de influência de modelos barotrópicos e utilizá-las como uma ferramenta na investigação dos efeitos de fontes tropicais anômalas de calor no contexto de uma atmosfera estratificada mais realista. Portanto, as respostas das questões descritas a seguir resumizam e, conseqüentemente, concluem esse estudo.

### **(1) São as funções de influência de um modelo baroclínico comparáveis as funções de influência de modelos barotrópicos?**

Sim. Mas foram verificadas consideráveis diferenças em função da localização do ponto de interesse e do estado básico climatológico para os quais as funções de influência foram calculadas. Por exemplo, para o padrão EU, o modelo baroclínico não mostrou contribuição da forçante na região da ZCAS, contrapondo ao verificado nos modelos barotrópicos. Além disso, observou-se que no modelo baroclínico as principais regiões de influência comum que alternam o sinal entre os centros de ação da teleconexão concentram-se no Golfo do México e no Atlântico Norte, onde existem discrepâncias em relação aos modelos barotrópicos. As funções de influência de teleconexões do tipo dipólo, como, por exemplo, os padrões WP e EA, evidenciaram regiões comuns que alternam o sinal entre os centros de ação, indicando o impacto de fontes de calor. Nesse sentido, verificou-se que forçantes térmicas próximo às

Filipinas e no Golfo do México/Atlântico Norte contribuem para estimular os padrões WP e EA, respectivamente. Essa observação não corrobora com o estudo de Grimm (1992), que sugeriu outros mecanismos para explicar a gênese de teleconexões do tipo dipólo, tais como, instabilidade barotrópica e “*feedback*” dos transientes baroclínicos. Para o verão boreal, foram identificadas algumas diferenças na localização dos núcleos positivos e negativos que influenciam um determinado ponto de interesse, mas de um modo geral, em todos os modelos constatou-se maior influência de fontes de calor subtropicais, além de uma maior sensibilidade para forçantes locais. As funções de influência da circulação atmosférica do Hemisfério Sul mostraram mais semelhança com as funções de influência dos modelos barotrópicos, sobretudo para os pontos de interesse localizados no Hemisfério Leste. No entanto, verificou-se que no modelo baroclínico os maiores valores de influência concentram-se a noroeste dos pontos de interesse subtropicais, enquanto nos modelos barotrópicos estão localizados sob o próprio ponto de interesse. Essa observação também foi constatada para a circulação de inverno do Hemisfério Norte, mas os maiores valores de influência concentraram-se a sudoeste dos pontos de interesse. Do ponto de vista remoto, as funções de influência do modelo baroclínico evidenciaram maior variabilidade espacial entre os núcleos positivos e negativos, divergindo dos modelos barotrópicos.

Sendo assim, as diferenças observadas entre as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE e as funções de influência dos modelos barotrópicos ocorrem porque o modelo baroclínico é uma aproximação mais realista da atmosfera, isto é, representa o comportamento de uma atmosfera estratificada que interage diretamente com a topografia e inclui distintos modos verticais do estado básico. Além disso, o núcleo dinâmico do MCGA-CPTEC/INPE tem outros modos normais horizontais (termos de advecção) que diferem do modelo de água rasa, mas o primeiro modo da parte linear das equações de água rasa é semelhante ao do MCGA-CPTEC/INPE. Diferenças nos termos de

dissipação e na resolução espacial dos modelos também podem contribuir para as discrepâncias observadas.

**(2) Quais são as fontes tropicais anômalas de calor que estimulam a resposta baroclínica de uma determinada região tropical e a resposta barotrópica de uma determinada região extratropical?**

#### Resposta baroclínica tropical - ENOS

A circulação atmosférica baroclínica da região tropical foi observada tanto em escala de tempo interanual quanto intrassazonal. No contexto interanual, a componente linear do ENOS, mais intensa e estatisticamente significativa do que a componente não linear, mostrou anomalias na circulação rotacional nas proximidades da atividade convectiva anômala da Indonésia, do centro-leste do Pacífico equatorial e do Atlântico equatorial em DJF, caracterizando a manifestação de ondas de Kelvin e de Rossby baroclínicas. Em JJA, as mudanças sazonais na distribuição da convecção alteram a estrutura da circulação baroclínica na região tropical, sendo observado um deslocamento para oeste dos centros de ação relativo ao verificado no verão austral. Além disso, no Índico foram observadas anomalias em uma extensa área diagonal conectando o sul da África com o sul/sudeste da Ásia, sugerindo os efeitos de uma fonte anômala de calor assimétrica no Equador. Essa característica também foi constatada na escala de tempo intrasazonal para DJF e JJA.

As funções de influência das circulações baroclínicas apontaram a contribuição de forçantes equatoriais locais, corroborando com o modelo de Gill (1980). Principalmente em DJF, a contribuição de forçantes subtropicais locais mostrou-se importante para os centros de ação próximos as anomalias de aquecimento diabático da Indonésia, indicando que a forçante equatorial pode estimular as anomalias na circulação mencionadas, mas a região subtropical ao menos promove a manutenção das mesmas através de anomalias na circulação de Hadley. Adicionalmente, foi verificado que forçantes remotas no

leste da América do Sul tropical (Caribe/Atlântico Norte adjacente) estimulam anomalias na circulação rotacional hemisférica próximo à Indonésia em JJA (DJF), enquanto forçantes remotas no Pacífico influenciam na gênese de anomalias na circulação atmosférica do Atlântico equatorial. No primeiro caso, a teleconexão é via trem de ondas de Rossby extratropicais no setor Atlântico Sul-Índico (Eurásia), enquanto no segundo caso, as teleconexões podem ser tanto via circulação da Walker quanto via trem de ondas de Rossby extratropicais, sendo o último mecanismo observado apenas nos hemisférios de inverno.

#### Resposta baroclínica tropical - OMJ

Na escala de tempo intrassazonal, a componente linear dos pares de fases 23 e 67 da OMJ mostrou-se mais intensa e estatisticamente significativa do que a componente não linear, evidenciando circulações baroclínicas na atmosfera tropical próximas ao dipólo de atividade convectiva tropical entre o Índico e o Pacífico oeste. As funções de influência das circulações baroclínicas mencionadas indicaram que no Pacífico oeste o dipólo de atividade convectiva é a principal forçante que estimula as anomalias observadas, mas no Índico, apenas a forçante local é capaz de produzir as estruturas baroclínicas que se estendem para oeste através da dispersão de uma onda de Rossby equatorial. Apesar dessa observação, em DJF as forçantes no sudeste da China e no centro-oeste do Pacífico Sul tropical podem induzir anomalias nas respectivas circulações hemisféricas localizadas no Índico.

A componente linear dos pares de fases 45 e 81 da OMJ mostrou-se mais intensa e estatisticamente significativa do que a componente não linear, revelando uma propagação para leste das anomalias de circulação rotacional, de convecção e de aquecimento diabático relativo aos pares de fases 23 e 67. Dessa forma, as funções de influência das circulações baroclínicas ladeando a região central (leste) do Pacífico equatorial em DJF (JJA) indicaram que a forçante térmica local estimula o escoamento rotacional observado. Por outro



lado, a circulação baroclínica do Índico mostrou ser influenciada pelo aquecimento anômalo sobre a Indonésia em DJF e sobre o oeste do Pacífico tropical/sul da Ásia em JJA. Influências remotas também foram perceptíveis em DJF sobre a circulação mencionada, destacando-se o efeito do resfriamento anômalo na ZCAS. As funções de influência e o suporte observacional sugeriram que a conexão entre a ZCAS e a circulação baroclínica do Índico deve ocorrer através de anomalias na circulação de Walker, visto que não foi observado um trem de ondas de Rossby conectando as regiões.

### Resposta barotrópica extratropical - ENOS

Nos extratropicos foram observadas distintas teleconexões em escala de tempo interanual, destacando-se o PNA e EU no inverno boreal, além do PSA no verão e inverno austral. Estruturas baroclínicas na circulação extratropical do Hemisfério Norte também foram observadas em JJA, evidenciando os impactos dos ventos climatológicos de leste em latitudes subtropicais sobre a propagação de ondas de Rossby barotrópicas.

As funções de influência dos centros de ação do PNA indicaram que as anomalias rotacionais em 200 hPa são produzidas principalmente por anomalias no aquecimento diabático do Pacífico Norte tropical/subtropical, em particular, a forçante anômala no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical. Todavia, a influência na baixa troposfera pôde mostrar as regiões forçantes que estimulam a estrutura barotrópica do PNA, revelando que nem todos os centros de ação têm suas estruturas verticais moduladas pela forçante térmica. Nesse sentido, foi sugerido que o centro de ação da região das Aleutas desenvolve o comportamento barotrópico devido à conversão de energia do modo interno baroclínico tropical, representado pela circulação ladeando a forçante térmica do Pacífico equatorial, no modo externo barotrópico extratropical devido ao cisalhamento vertical do escoamento zonal. Por outro lado, as funções de influência do centro de ação do noroeste dos Estados Unidos evidenciaram que a forçante anômala no Pacífico Norte subtropical produz a estrutura barotrópica

observada, certamente através do mecanismo de propagação de ondas de Rossby conduzidas pelo escoamento básico de oeste da região. O centro de ação do sul/sudeste dos Estados Unidos não demonstrou ser influenciado por nenhuma região forçante específica, mas o suporte observacional indicou que a combinação entre as anomalias de aquecimento diabático no Hemisfério Norte e as regiões de influência contribui para estimular uma fraca anomalia rotacional na alta troposfera do ponto de interesse. A resposta em níveis inferiores da atmosfera foi associada ao mecanismo de advecção de vorticidade devido à inclinação para oeste com a altura do escoamento rotacional da região. Adicionalmente, o PNA é um modo identificável no estado básico climatológico do inverno boreal (Figura A.1a do Apêndice A), podendo ser também estimulado por forçantes internas (STRAUS; SHUKLA, 2002).

As funções de influência do padrão EU mostraram maior impacto de forçantes térmicas localizadas no Hemisfério Oeste, sobretudo no Caribe e Atlântico Norte. A estrutura barotrópica dos centros de ação foi relacionada à propagação de ondas de Rossby produzidas pela forçante térmica do Caribe, que, por sua vez, foi relacionada à atividade do centro de ação do PNA no sul/sudeste dos Estados Unidos. O escoamento extratropical do Hemisfério Norte mostrou o predomínio de estruturas baroclínicas durante o verão boreal, com alguns núcleos barotrópicos ao norte de 50°N. As funções de influência da circulação baroclínica destacaram fracas zonas de influência na região equatorial com potencial para estimular as anomalias observadas. Já para os centros de ação barotrópicos, as funções de influência indicaram um possível efeito da forçante no norte da África. No entanto, foi sugerido que a excitação de modos normais instáveis do estado básico climatológico é um mecanismo considerável para explicar as anomalias barotrópicas na circulação extratropical observada.

No setor Pacífico-América do Sul foram identificados dois trens de ondas de Rossby associados à atividade do ENOS em DJF. O primeiro caso apresentou uma estrutura barotrópica de pequena curvatura propagando-se da região

central do Pacífico Sul para as latitudes extratropicais do Hemisfério Sul, enquanto o segundo caso revelou uma conexão entre o leste do Pacífico Sul e o leste da América do Sul. As funções de influência em 200 hPa dos dois centros de ação do padrão de ondas do Pacífico Sul central revelaram que o centro-oeste do Pacífico Sul tropical/subtropical é uma importante fonte dessa teleconexão, mas a estrutura barotrópica é estimulada apenas para o centro de ação no sudeste do Pacífico Sul. Para o centro de ação a leste da Nova Zelândia, o mecanismo de conversão de energia entre os trópicos e os extratropicais pode ser responsável por modular a barotropia observada. As funções de influência do segundo trem de ondas indicaram que a principal forçante térmica concentra-se no centro-leste do Pacífico Sul subtropical. Portanto, o deslocamento longitudinal do ponto de interesse é acompanhado por semelhante deslocamento nas zonas de influência do PSA. Essa observação também pode ser constatada nas funções de influência de dois centros de ação de uma teleconexão entre o oeste do Atlântico Sul e a África do Sul, onde foi evidenciando maior influência de variações no aquecimento diabático do leste da América do Sul sobre os pontos de interesse em questão. Em JJA, a região tropical/subtropical do Pacífico Sul é a fonte do padrão PSA, mostrando, inclusive, potencial para estimular a estrutura barotrópica observada. Adicionalmente, as funções de influência das anomalias de circulação rotacional observadas nos extratropicais do Hemisfério Sul mostraram que a forçante anômala equatorial tem influência ínfima e, na maioria dos casos, oposta sobre os pontos analisados. Isto ressalta a importância da forçante tropical/subtropical na gênese das teleconexões.

#### Resposta barotrópica extratropical - OMJ

Nos extratropicais foram observadas distintas teleconexões em escala de tempo intrassazonal, destacando-se em DJF a fase de desenvolvimento do PNA e do PSA nos pares de fases 23 e 67 da OMJ, além da fase madura das mesmas teleconexões nos pares de fases 45 e 81 da OMJ. Em JJA foram investigados os efeitos do aquecimento tropical na gênese de circulações

barotrópicas apenas do Hemisfério Sul, visto que a circulação do Hemisfério Norte é dominada por estruturas baroclínicas.

As funções de influência da fase de desenvolvimento do PNA apontaram a importância de fontes anômalas de calor no oeste do Pacífico Norte tropical/subtropical (próximo ao sudeste do Japão), apresentando estrutura barotrópica apenas para o centro de ação próximo ao noroeste dos Estados Unidos. O outro centro de ação, próximo à região de saída da corrente de jato do leste da Ásia, tem o sinal estimulado apenas na alta troposfera, mas a barotropia deve ser desenvolvida através do mesmo mecanismo descrito na escala de tempo interanual. As funções de influência da fase de desenvolvimento do PSA evidenciaram a importância de fontes de calor no Índico e no Pacífico Sul, mas a distribuição da variabilidade intrassazonal do aquecimento tropical mostrou que a ZCPS é a forçante responsável por disparar o PSA. No inverno austral, as circulações barotrópicas do tipo PSA também foram relacionadas a variações no aquecimento diabático do Pacífico Sul, em especial a região subtropical.

Nos pares de fases 45 e 81 da OMJ, as funções de influência da fase madura do PNA indicaram que a forçante no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical é responsável por estimular tal teleconexão em escala de tempo intrassazonal, inclusive as estruturas verticais de três centros de ação localizados em distintas localizações, as quais são: noroeste e nordeste dos Estados Unidos (barotrópicos) e Atlântico Norte subtropical (baroclínico). É provável que o centro de ação na região das Aleutas desenvolva a barotropia através da conversão de energia entre os trópicos e extratropicais na presença dos ventos de oeste. Esses resultados discordam do estudo de Grimm e Silva Dias (1995b), o qual destacou a importância da atividade convectiva a leste das Filipinas e próximo ao Havaí para gênese do PNA. Variações no aquecimento diabático dessas regiões foram observadas apenas a leste das Filipinas durante os pares de fases 23 e 67 da OMJ, mas não indicaram contribuição para estimular os centros de ação da fase de desenvolvimento do PNA. Além

disso, foi verificado que a forçante no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical está presente tanto na fase de desenvolvimento quanto na fase madura do PNA, evidenciando sua importância ao longo do ciclo de vida dessa teleconexão. Portanto, o PNA é estimulado pela variabilidade do aquecimento diabático no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical tanto em escala de tempo intrassazonal quanto interanual. A fase madura do PSA é influenciada pela variabilidade do aquecimento diabático no Pacífico Sul tropical/subtropical, com potencial para estimular o comportamento barotrópico dos centros de ação do Pacífico Sul e sudoeste do Atlântico Sul. Já para o centro de ação no sudeste da América do Sul, a influência remota foi verificada apenas na alta troposfera, confirmando a importância de uma ZCPS deslocada para leste/sudeste da posição climatológica no processo de modulação da ZCAS. No entanto, a função de influência da baixa troposfera do centro de ação no sudeste da América do Sul mostrou que a ZCPS produz um efeito oposto no ponto em questão, indicando que a estrutura vertical da circulação rotacional associada à ZCAS é articulada por outros mecanismos locais, tais como, advecção de vorticidade na alta troposfera devido à inclinação para oeste com altura do escoamento na região e a própria variação do aquecimento diabático local (a própria ZCAS é responsável por sua manutenção). Esses resultados corroboram com o estudo de Grimm e Silva Dias (1995b), o qual identificou uma influência da ZCPS sobre a ZCAS em escala de tempo intrassazonal.

A influência do aquecimento diabático sobre a circulação tropical do sistema de monção da América do Sul também foi investigada com auxílio das funções de influência de pontos de interesse localizados próximo à região de atividade da Alta da Bolívia e do Cavado do Nordeste do Brasil. Foi verificado maior influência na alta troposfera e nas regiões do Pacífico equatorial, ZCAS e Atlântico tropical, sendo a ZCAS a principal forçante em escala de tempo intrassazonal. Na escala de tempo interanual, as variações na convecção da ZCAS são menos pronunciadas, permitindo que forçantes no Pacífico equatorial estimulem variações na circulação do sistema de monção da América do Sul.

**(3) Quais são os impactos da topografia e da distribuição vertical do aquecimento tropical na estrutura espacial e temporal das funções de influência de uma atmosfera estratificada?**

Os experimentos de sensibilidade que incluem e não incluem os efeitos da topografia apresentaram consideráveis diferenças, sobretudo na magnitude das funções de influência, sendo verificado um aumento de intensidade quando a topografia não está presente nas simulações. Para o PNA, foi observado que a ausência dos Himalaias e das Rochosas altera a estrutura quase estacionária das funções de influência em 200 hPa principalmente próximo às respectivas regiões montanhosas. Independente das modificações, apenas para o centro de ação no sudeste dos Estados Unidos foi observado que a exclusão da topografia teria um impacto relevante, visto que a principal forçante térmica dos centros de ação extratropicais do PNA, isto é, o centro-oeste do Pacífico Norte subtropical, estaria parcialmente localizada em uma zona de influência contrária ao verificado nos experimentos com topografia. Para os dois centros de ação do PSA analisados, foi constatado apenas uma intensificação e ampliação da região de influência no leste do Pacífico Sul em julho.

As estruturas verticais das funções de influência do PNA e do PSA mostraram que a ausência da topografia contribui para o desenvolvimento de sinais barotrópicos relacionados a alterações no escoamento de oeste extratropical. Contudo, foi verificado que a topografia não interfere na estrutura vertical das principais regiões de influência de alguns dos centros de ação do PNA. Da mesma forma, a estrutura baroclínica no centro-leste do Pacífico Sul tropical/subtropical em janeiro não apresentou consideráveis modificações, sendo identificada como a principal forçante remota da circulação na alta troposfera do sudeste da América do Sul. Em julho, a forçante do Pacífico Sul tropical/subtropical é capaz de produzir circulação barotrópica no sudeste da América do Sul, provavelmente porque a corrente de jato subtropical favorece tal característica. A ausência da topografia contribui para intensificar a estrutura barotrópica das regiões de influência em julho, indicando a importância do

escoamento de oeste mais intensificado (cisalhamento vertical mais intenso) na produção das teleconexões.

A estrutura temporal das funções de influência mostrou sinais mais intensos nas latitudes subtropicais dos experimentos sem topografia. Em relação ao centro de ação do PNA na região das Aleutas, os experimentos com e sem topografia evidenciaram que a forçante anômala no centro-oeste do Pacífico Norte subtropical estimula a anomalia rotacional na região das Aleutas desde o primeiro dia de integração, mantendo-se praticamente constante em todo o período de integração. Já para o centro de ação no noroeste dos Estados Unidos, foram verificadas diferenças entre os experimentos com e sem topografia que estão relacionadas à instabilidade baroclínica do modelo. Para o PSA, a ausência da topografia não interfere no sinal do centro-leste do Pacífico Sul tropical/subtropical, representando a resposta direta ao aquecimento tropical entre 7 e 20 dias de integração.

Nos experimentos com variações no perfil vertical de aquecimento foi verificado que em 200 hPa as funções de influência do estado quase-estacionário da forçante “*Shallow*” têm maior impacto nos subtrópicos e influência reduzida na região tropical. Além disso, para o PNA, a região centro-oeste do Pacífico Norte subtropical aparece como uma importante região de influência em todos os experimentos. Para o PSA, a principal diferença entre os experimentos foi observada na magnitude das funções de influência, principalmente na região tropical dos experimentos com forçante “*Shallow*”. Apesar das diferenças encontradas, a região centro-leste do Pacífico Sul tropical/subtropical permanece como uma região de influência importante para os centros de ação do PSA em todos os experimentos. A estrutura vertical das funções de influência dos centros de ação do PNA mostrou maior magnitude nos subtrópicos para os experimentos “*Shallow*” e “*Double*”. Para o centro de ação da região das Aleutas, as funções de influência da forçante “*Shallow*” mostraram a extensão do sinal da média troposfera para a baixa troposfera, indicando a possibilidade de que essa forçante estimule a estrutura barotrópica

observada. No Hemisfério Sul foi verificado que a influência remota é reduzida no experimento “*Shallow*” em latitudes tropicais, mas a estrutura baroclínica no Pacífico Sul foi observada em todos os casos. Nos subtropicais as regiões de influência foram muito semelhantes entre os experimentos, mas no ponto de interesse, o aquecimento na baixa troposfera modifica a estrutura da função de influência em relação ao caso “*Deep*”. Em julho foram observadas diferenças próximo ao ponto de interesse nos trópicos, onde a influência aparece centrada em 200 hPa nos casos “*Deep*” e “*Double*” e em 300hPa no caso “*Shallow*”. Essas diferenças refletem mudanças na estrutura do primeiro modo interno baroclínico. Nos subtropicais verificaram-se diferenças na estrutura vertical das funções de influência dos três experimentos, evidenciando uma maior componente barotrópica nas simulações com forçante “*Shallow*” e “*Double*”. A evolução temporal das funções de influência do PNA não mostrou consideráveis mudanças entre os experimentos, exceto que a influência subtropical é mais intensa quando a forçante é do tipo “*Shallow*” e “*Double*”. Para o centro de ação no sudeste da América do Sul, as diferenças ocorrem em julho nos subtropicais, onde aparecem alternâncias nas zonas de influência do Pacífico Sul mais acentuadas nos experimentos “*Shallow*” e “*Double*”.

### **Sugestões para trabalhos futuros**

- 1 - Examinar o impacto de outras fontes de calor na circulação atmosférica com funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE (por exemplo: ENOS Modoki, dipólo de TSM do oceano Índico, atividade combinada entre a OMJ e o ENOS).
- 2 - Calcular funções de influência para fontes de calor na estratosfera (camada de ozônio), para fontes de calor transientes e para estados básicos climatológicos representativos das estações de transição (abril e outubro).
- 3 - Utilizar as funções de influência do MCGA-CPTEC/INPE para investigar possíveis fontes de erros nas simulações do próprio modelo com física completa. As fontes de erros podem ser parcialmente relacionadas à má representação de fontes anômalas de calor devido a problemas nos esquemas de parametrização de convecção profunda e rasa.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALPERT, J. et al. Mountain induced gravity wave drag parameterization in the NMC medium-range forecast model. In: CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 8., 1988, Baltimore, MD. **Proceedings...** Baltimore: IEEE, 1988. p. 726-733.

AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J. Stationary Rossby wave propagation in a baroclinic atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 540, p. 919-928, 1997.

AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J.; HSU, H-H. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 21, p. 3661-3672, 1995.

AMBRIZZI, T.; SOUZA, E. B.; PULWARTY, R. S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: DIAZ, H. F.; BRADLEY, R. S. (eds.). **The Hadley circulation: present, past and future**. Springer Netherlands, 2004. p. 203-235.

ARAVÉQUIA, J. A. **Funções de Influência com dependência temporal: aplicações na interpretação da deriva de prognósticos de tempo e da gênese de anomalias climáticas**. 2003. 242p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo, São Paulo, IAG/USP, 2003.

ARAVÉQUIA, J. A.; BRAHMANANDA RAO, V.; BONATTI, J. P. The role of moist baroclinic instability in the growth and structure of monsoon depressions. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 52, n. 24, p. 4393-4409, 1995.

ASHOK, K. et al. El Niño Modoki and its possible teleconnection. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 112, n. C11, 2007.

BAER, F.; TRIBBIA, J. J. On complete filtering of gravity modes through nonlinear initialization. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 12, p. 1536-1539, 1977.

BARNSTON, A. G.; LIVEZEY, R. E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. **Monthly weather review**, v. 115, n. 6, p. 1083-1126, 1987.

BONATTI, J. P. Modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC. **Climanálise Especial, edição comemorativa de**, v. 10, 1996. (INPE-12799-PRE/8089).

BRANSTATOR, G. Horizontal energy propagation in a barotropic atmosphere with meridional and zonal structure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 7, p. 1689-1708, 1983.

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.

BRANSTATOR, G. Long-lived response of the midlatitude circulation and storm tracks to pulses of tropical heating. **Journal of Climate**, v. 27, n. 23, p. 8809-8826, 2014.

BUTKOV, E. **Mathematical physics**. Reading, Massachusetts: Addison-Wesley Publishing Company, 1968.

CARNEIRO, G. M.; CAVALCANTI, I. F. A. Convection features associated with Intraseasonal Variability: a comparison between CPTEC/COLA AGCM results and observation. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 4, p. 525-534, 2010.

CAVALCANTI, I. F. A.; CASTRO, C. C. Southern Hemisphere atmospheric low frequency variability in a GCM climate simulation. In: INTERNATIONAL

CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 7., 2003, Wellington, New Zealand. **Proceedings...** Wellington: MAS, 2003. p. 24-28.

CAVALCANTI, I. F. A.; KAYANO, M. T. Configurações de distúrbios de alta frequência no hemisfério Sul em uma simulação com o MCGA CPTEC/COLA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. 2000. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2000. p. 16-20.

CAVALCANTI, I. F. A.; MARENGO, J. A. Seasonal climate prediction over South America using the CPTEC/COLA AGCM. **Clivar Exchanges**, n. 32, p. 10, 2005.

CAVALCANTI, I. F. A. et al. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965-2988, 2002.

COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, p. 1-16, 2015.

CUNNINGHAM, C. A. C.; CAVALCANTI, I. F. C. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 9, p. 1165-1180, 2006.

DAVIES, R. **Documentation of the solar radiation parameterization in the GLAS climate model**. Greenbelt, Md.: Goddard Space Flight Cent., 1982. 57p. (NASA Tech. Memo. 83961).

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.

DEMARIA, M. Linear response of a stratified tropical atmosphere to convective forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 18, p. 1944-1959, 1985.

DEWEAVER, E.; NIGAM, S. Influence of mountain ranges on the mid-latitude atmospheric response to El Niño events. **Nature**, v. 378, n. 6558, p. 706-708, 1995.

DROSDOWSKY, W.; CHAMBERS, L. E. Near-global sea surface temperature anomalies as predictors of Australian seasonal rainfall. **Journal of Climate**, v. 14, n. 7, p. 1677-1687, 2001.

DUCHON, C. E. Lanczos filtering in one and two dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, n. 8, p. 1016-1022, 1979.

FOLEY, J. A. et al. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, n. 4, p. 603-628, 1996.

FREDERIKSEN, J. S.; WEBSTER, P. J. Alternative theories of atmospheric teleconnections and low-frequency fluctuations. **Reviews of Geophysics**, v. 26, n. 3, p. 459-494, 1988.

GANDU, A. W.; DIAS, PEDRO, L. S. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of geophysical research**, v. 103, n. D6, p. 6001-6015, 1998.

GILL, A\_E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, n. 449, p. 447-462, 1980.

GILL, A. E.; PHILIPS, P. J. Nonlinear effects on heat-induced circulation of the tropical atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, n. 471, p. 69-91, 1986.

GONZALEZ, P. L. M.; VERA, C. S. Summer precipitation variability over South America on long and short intraseasonal timescales. **Climate Dynamics**, v. 43, n. 7-8, p. 1993-2007, 2014.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, 2002.

GRIMM, A. M. **Influência remota de fontes tropicais anômalas de calor**. 1992. 216p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP, São Paulo (SP), 1992.

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.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the tropics and extratropics on interannual and intraseasonal timescales. In: VIMEUX, F.; SYLVESTRE, F.; KHODRI, M. (eds.). **Past climate variability in South America and surrounding regions: from the last glacial maximum to the holocene**. Springer Netherlands, 2009. p. 159-191.

GRIMM, A. M.; REASON, C. J. C. Does the South American monsoon influence African rainfall?. **Journal of Climate**, v. 24, n. 4, p. 1226-1238, 2011.

GRIMM, A. M.; REASON, C. J. C. Intraseasonal Teleconnections between South America and South Africa. **Journal of Climate**, v. 28, n. 23, p. 9489-9497, 2015.

GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. L. Use of barotropic models in the study of the extratropical response to tropical heat sources. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 73, n. 4, p. 765-780, 1995a.

GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. L. Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 20, p. 3538-3555, 1995b.

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.; SAHAI, A. K.; ROPELEWSKI, C. F. Interdecadal variations in AGCM simulation skills. **Journal of Climate**, v. 19, n. 14, p. 3406-3419, 2006.

GROSE, W. L.; HOSKINS, B. J. On the influence of orography on large-scale atmospheric flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, n. 2, p. 223-234, 1979.

HAGOS, S. et al. Estimates of tropical diabatic heating profiles: Commonalities and uncertainties. **Journal of Climate**, v. 23, n. 3, p. 542-558, 2010.

HARSHVARDHAN, R.; DAVIES, D. A.; RANDALL; T. G. CORSETTI. A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. **J. Geophys., Res.**, 92, 1009-1016, 1987.

HELD, I. M.; KANG, In-Sik. Barotropic models of the extratropical response to El Niño. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 44, n. 23, p. 3576-3586, 1987.

HENDON, H. H.; ZHANG, C.; GLICK, J. D. Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2538-2550, 1999.

HEWITT, E.; HEWITT, R. E. The Gibbs-Wilbraham phenomenon: an episode in Fourier analysis. **Archive for history of Exact Sciences**, v. 21, n. 2, p. 129-160, 1979.

HOERLING, M. P.; KUMAR, A.; ZHONG, M. El Niño, La Niña, and the nonlinearity of their teleconnections. **Journal of Climate**, v. 10, n. 8, p. 1769-1786, 1997.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. Academic press, 2004.

HOLTSLAG, A. A. M.; BOVILLE, B. A. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. **Journal of Climate**, v. 6, n. 10, p. 1825-1842, 1992.

HOREL, J. D.; WALLACE, J. M. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 4, p. 813-829, 1981.

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.; JIN, F-F. The initial value problem for tropical perturbations to a baroclinic atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 117, n. 498, p. 299-317, 1991.

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. 553-567, 1977.

HOU, Y. T. **Cloud-radiation dynamics interaction**. Ph.D. thesis. University of Maryland, 209p. 1990.

JIN, F.-F.; HOSKINS, B. J. The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 52, n. 3, p. 307-319, 1995.

KAROLY, D. J. Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 7, n. 2, p. 111-125, 1983.

KASAHARA, A. The linear response of a stratified global atmosphere to tropical thermal forcing. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 41, n. 14, p. 2217-2237, 1984.

KASAHARA, A.; SILVA DIAS, P. L. Response of planetary waves to stationary tropical heating in a global atmosphere with meridional and vertical shear. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 43, n. 18, p. 1893-1912, 1986.

KIEHL, J. T.; HACK, J. J.; BRIEGLEB, B. P. The simulated Earth radiation budget of the National Center for Atmospheric Research community climate model CCM2 and comparisons with the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). **J. Geophys. Res**, v. 99, n. 20, p. 815-20, 1994.

KINTER III, J. L. et al. **The COLA atmosphere-biosphere general circulation model**. Volume 1: Formulation. Calverton, MA: Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies., COLA Staff, 1997. (Report, n. 51).

KUBOTA, P. Y. **Variabilidade da energia armazenada na superfície e o seu impacto na definição do padrão de precipitação na América do Sul**. 2012. 309 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.02.02.42-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CCP5R2>>. Acesso em: 29 mar. 2016.

KUO, H.-L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 5, p. 1232-1240, 1974.



LACIS, A. A.; HANSEN, J. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 1, p. 118-133, 1974.

LAU, W. K.-M.; WALISER, D. E. **Intraseasonal variability in the atmosphere-ocean climate system**. Springer Science & Business Media, 2012.

LEE, S-K; WANG, C.; MAPES, B. E. A simple atmospheric model of the local and teleconnection responses to tropical heating anomalies. **Journal of Climate**, v. 22, n. 2, p. 272-284, 2009.

LIEBMANN, B. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 77, p. 1275-1277, 1996.

LIM, H.; CHANG, C. P. Generation of internal-and external-mode motions from internal heating: Effects of vertical shear and damping. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 43, n. 9, p. 948-960, 1986.

LIN, H. Global extratropical response to diabatic heating variability of the Asian summer monsoon. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 9, p. 2697-2713, 2009.

LIN, H.; DEROME, J. nonlinearity of the extratropical response to tropical forcing. **Journal of climate**, v. 17, n. 13, p. 2597-2608, 2004.

LIN, H.; DEROME, J.; BRUNET, G. The nonlinear transient atmospheric response to tropical forcing. **Journal of Climate**, v. 20, n. 22, p. 5642-5665, 2007.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observations of the 40-50-day tropical oscillation-A review. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 814-837, 1994.

MAJDA, A. J.; BIELLO, J. A. The nonlinear interaction of barotropic and equatorial baroclinic Rossby waves. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 60, n. 15, p. 1809-1821, 2003.

MARENGO, J. A. et al. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. **Climate Dynamics**, v. 21, n. 5-6, p. 459-475, 2003.

MATSUNO, T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 44, n. 1, p. 25-43, 1966.

MATTHEWS, A. J. Propagation mechanisms for the Madden-Julian Oscillation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, n. 569, p. 2637-2651, 2000.

MATTHEWS, A. J.; HOSKINS, B. J.; MASUTANI, M. The global response to tropical heating in the Madden–Julian oscillation during the northern winter. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 601, p. 1991-2011, 2004.

MATTHEWS, A. J.; KILADIS, G. N. The tropical-extratropical interaction between high-frequency transients and the Madden-Julian oscillation. **Monthly weather review**, v. 127, n. 5, p. 661-677, 1999.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics**, v. 20, n. 4, p. 851-875, 1982.

MO, K. C.; PAEGLE, J. N. The Pacific–South American modes and their downstream effects. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 10, p. 1211-1229, 2001.

MÜLLER, G. V.; AMBRIZZI, T. Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over southern South America. **Climate Dynamics**, v. 29, n. 6, p. 633-645, 2007.

NAKAMURA, H.; TANAKA, M.; WALLACE, J. M. Horizontal structure and energetics of Northern Hemisphere wintertime teleconnection patterns. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 44, n. 22, p. 3377-3391, 1987.

NEWMAN, M.; SARDESHMUKH, P. D. The impact of the annual cycle on the North Pacific/North American response to remote low-frequency forcing. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 55, n. 8, p. 1336-1353, 1998.

NIGAM, S.; DEWEAVER, E. Influence of orography on the extratropical response to El Nino events. **Journal of climate**, v. 11, n. 4, p. 716-733, 1998.

NIGAM, S.; DEWEAVER, E. Stationary waves (orographic and thermally forced). **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**, 2003.

PALMER, T. N. A nonlinear dynamical perspective on climate prediction. **Journal of Climate**, v. 12, n. 2, p. 575-591, 1999.

PHILLIPS, N. A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. **Journal of Meteorology**, v. 14, n. 2, p. 184-185, 1957.

RASCH, P. J.; KRISTJÁNSSON, J. E. A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations. **Journal of Climate**, v. 11, n. 7, p. 1587-1614, 1998.

RAUPP, C. FM; SILVA DIAS, P. L. Excitation mechanism of mixed Rossby-gravity waves in the equatorial atmosphere: role of the nonlinear interactions among equatorial waves. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 62, n. 5, p. 1446-1462, 2005.

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.

SCHUMACHER, C.; HOUZE JR, R. A.; KRAUCUNAS, Ian. The tropical dynamical response to latent heating estimates derived from the TRMM precipitation radar. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, n. 12, p. 1341-1358, 2004.

SCHUMACHER, C.; ZHANG, M. H.; CIESIELSKI, P. E. Heating structures of the TRMM field campaigns. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 64, n. 7, p. 2593-2610, 2007.

SEO, K.-H.; SON, S.-W. The global atmospheric circulation response to tropical diabatic heating associated with the Madden-Julian oscillation during northern winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 1, p. 79-96, 2012.

SHIMIZU, M. H.; CAVALCANTI, I. F. C. Variability patterns of Rossby wave source. **Climate dynamics**, v. 37, n. 3-4, p. 441-454, 2011.

SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 11, p. 2689-2707, 1983.

SILVA DIAS, P. L.; BONATTI, J. P. A preliminary study of the observed vertical mode structure of the summer circulation over tropical South America. **Tellus A**, v. 37, n. 2, p. 185-195, 1985.

SIMMONS, A. J. The forcing of stationary wave motion by tropical diabatic heating. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 108, n. 457, p. 503-534, 1982.

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.

SLINGO, J. M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 113, n. 477, p. 899-927, 1987.

STRAUS, D. M.; SHUKLA, J. Does ENSO force the PNA?. **Journal of climate**, v. 15, n. 17, p. 2340-2358, 2002.

TARASOVA, T.; BARBOSA, H. M. J.; FIGUEROA, S. N. **Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM**. Tech. Rep. INPE-14052-NTE/371, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2007.

TASCHETTO, A. S. et al. The contribution of Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Australian summer rainfall during El Niño events. **Journal of Climate**, v. 24, n. 14, p. 3734-3747, 2011.

TIEDTKE, M. The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. In: **ECMWF Workshop on Convection in large-scale Models**. 1983. p. 297-316.

TING, M. Steady linear response to tropical heating in barotropic and baroclinic models. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 53, n. 12, p. 1698-1709, 1996.

TING, M.; SARDESHMUKH, P. D. Factors determining the extratropical response to equatorial diabatic heating anomalies. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 50, n. 6, p. 907-918, 1993.

TRENBERTH, K. E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, 1997.

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.; KOUSKY, V. E. Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 25, n. 5, p. 900-907, 1968.

WANG, B.; XIE, X. Low-frequency equatorial waves in vertically sheared zonal flow. Part I: Stable waves. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 53, n. 3, p. 449-467, 1996.

WEBSTER, P. J. Response of the tropical atmosphere to local, steady forcing. **Monthly Weather Review**, v. 100, n. 7, p. 518-541, 1972.

WEBSTER, P. J.; HOLTON, J. R. Cross-equatorial response to middle-latitude forcing in a zonally varying basic state. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 4, p. 722-733, 1982.

WHEELER, M. C.; HENDON, H. H. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 8, p. 1917-1932, 2004.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. Academic press, 2011.

WU, Z. A shallow CISK, deep equilibrium mechanism for the interaction between large-scale convection and large-scale circulations in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 60, n. 2, p. 377-392, 2003.

XUE, Y. et al. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, n. 3, p. 345-364, 1991.

YANAI, M.; MARUYAMA, T. Stratospheric wave disturbances in the tropical stratosphere. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 44, p. 291-294, 1966.

ZHANG, C.; DONG, M. Seasonality in the Madden-Julian oscillation. **Journal of climate**, v. 17, n. 16, p. 3169-3180, 2004.

ZHANG, C.; HAGOS, S. M. Bi-modal structure and variability of large-scale diabatic heating in the tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 66, n. 12, p. 3621-3640, 2009.

## APÊNDICE A – ESTADO BÁSICO CLIMATOLÓGICO

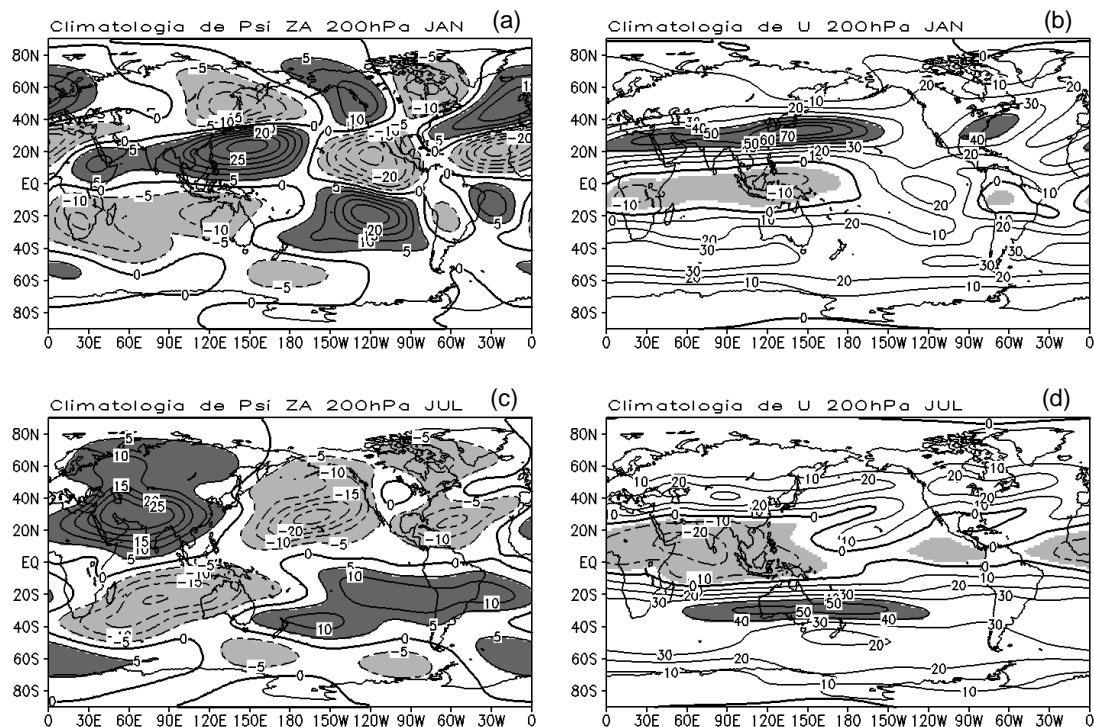


Figura A.1 – Climatologia mensal de  $\psi_{ZA}$  (coluna da esquerda) e do vento zonal (coluna da direita) em 200 hPa. (a, b) Janeiro e (c, d) Julho. Na coluna da esquerda o intervalo dos contornos é de  $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  e valores positivos (negativos) estão em sombreado escuro (claro). Na coluna da direita o intervalo dos contornos é de  $10 \text{ m s}^{-1}$  e valores positivos (negativos) acima (abaixo) de  $40$  ( $-5$ )  $\text{ms}^{-1}$  estão em sombreado escuro (claro).

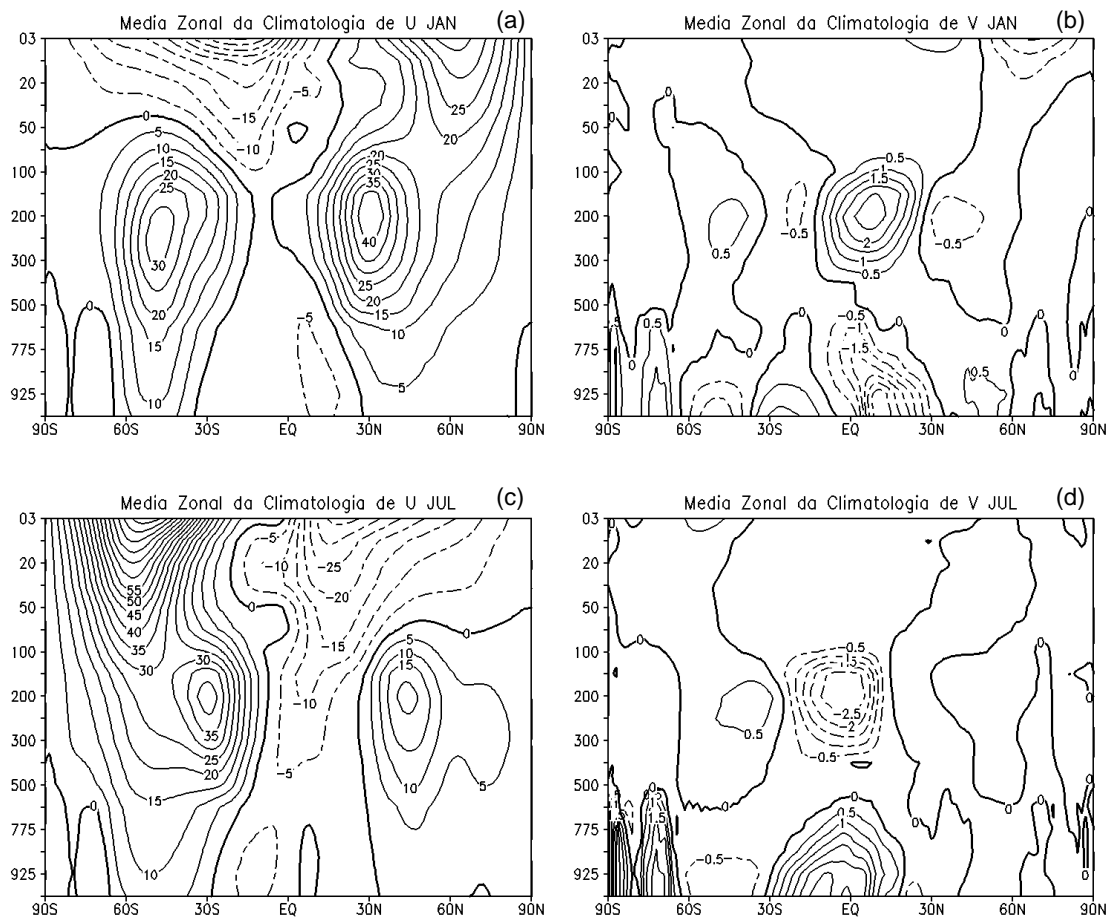


Figura A.2 – Perfil vertical da média zonal da climatologia mensal do vento zonal (coluna da esquerda) e do vento meridional (coluna da direita) em: (a, b) Janeiro e (c, d) Julho. Na coluna da esquerda (direita) o intervalo dos contornos é de 5 (0.5)  $\text{m s}^{-1}$ . Contornos positivos (negativos) estão em linha sólida (tracejada).



## APÊNDICE B – FUNÇÕES DE INFLUÊNCIA DE UMA ATMOSFERA BAROCLÍNICA X FUNÇÕES DE INFLUÊNCIA DE UMA ATMOSFERA BAROTRÓPICA

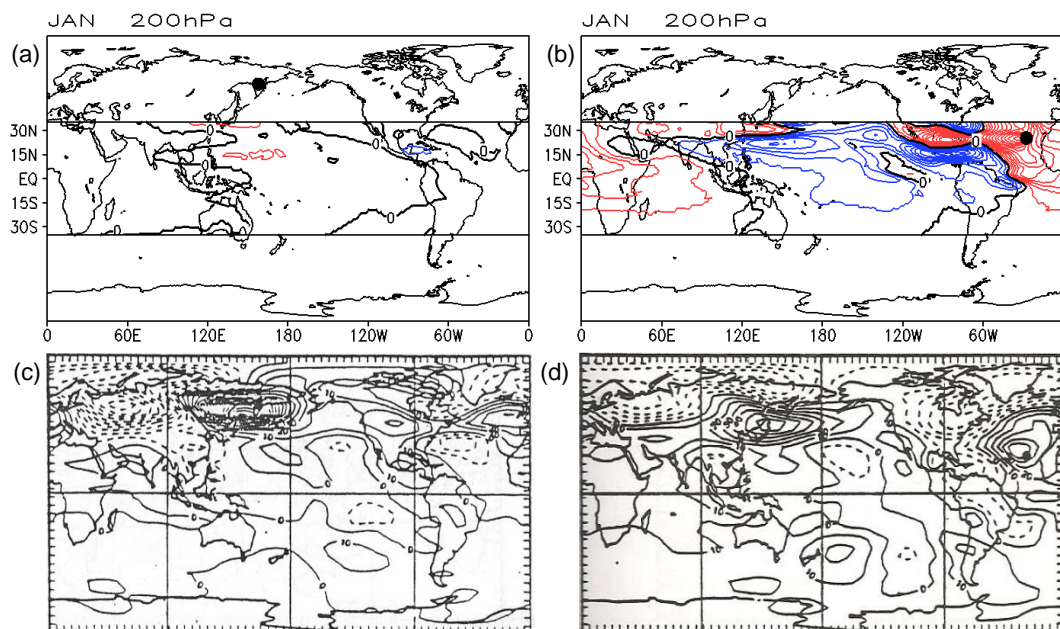


Figura B.1 – Funções de influência de  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa para os pontos de interesse 14 (coluna da esquerda) e 29 (coluna da direita) no estado básico climatológico de janeiro. (a, b) são integrações do 14º dia do MCGA-CPTEC/INPE. (c, d) são integrações do estado estacionário do modelo barotrópico da equação da vorticidade (GRIMM, 1992). O círculo preto representa a localização do ponto de interesse. Em (a, b) os contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) de influência em intervalos de  $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ .



## APÊNDICE C – RESPOSTA QUASE ESTACIONÁRIA DO MCGA-CPTEC/INPE E OS EFEITOS DA NÃO LINEARIDADE

A Figura C.1 mostra, como exemplo, a simulação numérica do núcleo dinâmico do MCGA-CPTEC/INPE considerando uma forçante térmica estacionária do tipo “*Deep*” (ver seção 3.2), com amplitude de 5 K/dia, localizada aproximadamente no ponto de grade 25°S/130°W. As simulações são referentes às anomalias (experimento perturbado – experimento controle) de altura geopotencial em 200 hPa para diferentes períodos de integração. É notável que ao final da primeira semana de integração existe um trem de ondas de Rossby conectando a fonte anômala de calor do Pacífico Sul com o sudeste da América do Sul (Figura C.1b). Nos períodos posteriores, observa-se uma intensificação da teleconexão Pacífico Sul-América do Sul, afetando o sul da África, Índico e Austrália principalmente a partir do 22º dia de integração (Figura C.1f). Após esse período, observa-se uma intensificação das anomalias na circulação extratropical (Figuras C.1g, h), sugestivo da manifestação dos transientes baroclínicos (JIN; HOSKINS, 1995). Dessa forma, a resposta direta ao aquecimento tropical pode ser observada entre a segunda e a terceira semana de integração, sendo o 14º dia representativo do comportamento quase estacionário da circulação atmosférica (JIN; HOSKINS, 1995).

A Figura C.2 mostra, como exemplo, o papel da não linearidade nas simulações numéricas do MCGA-CPTEC/INPE. Essa análise é feita através da diferença entre o experimento não linear e o experimento linear considerando as anomalias (experimento perturbado – experimento controle) de altura geopotencial em 200 hPa. No experimento não linear considera-se uma forçante térmica estacionária do tipo “*Deep*”, com amplitude de 5 K/dia, localizada aproximadamente no ponto de grade 25°S/130°W. Por outro lado, no experimento linear, utiliza-se a mesma forçante, exceto por apresentar magnitude de 1/10 do valor original, isto é, de 0.5 K/dia. Os resultados do experimento linear são multiplicados por 10 para comparação com os resultados do experimento não linear (GANDU; SILVA DIAS, 1998). É possível

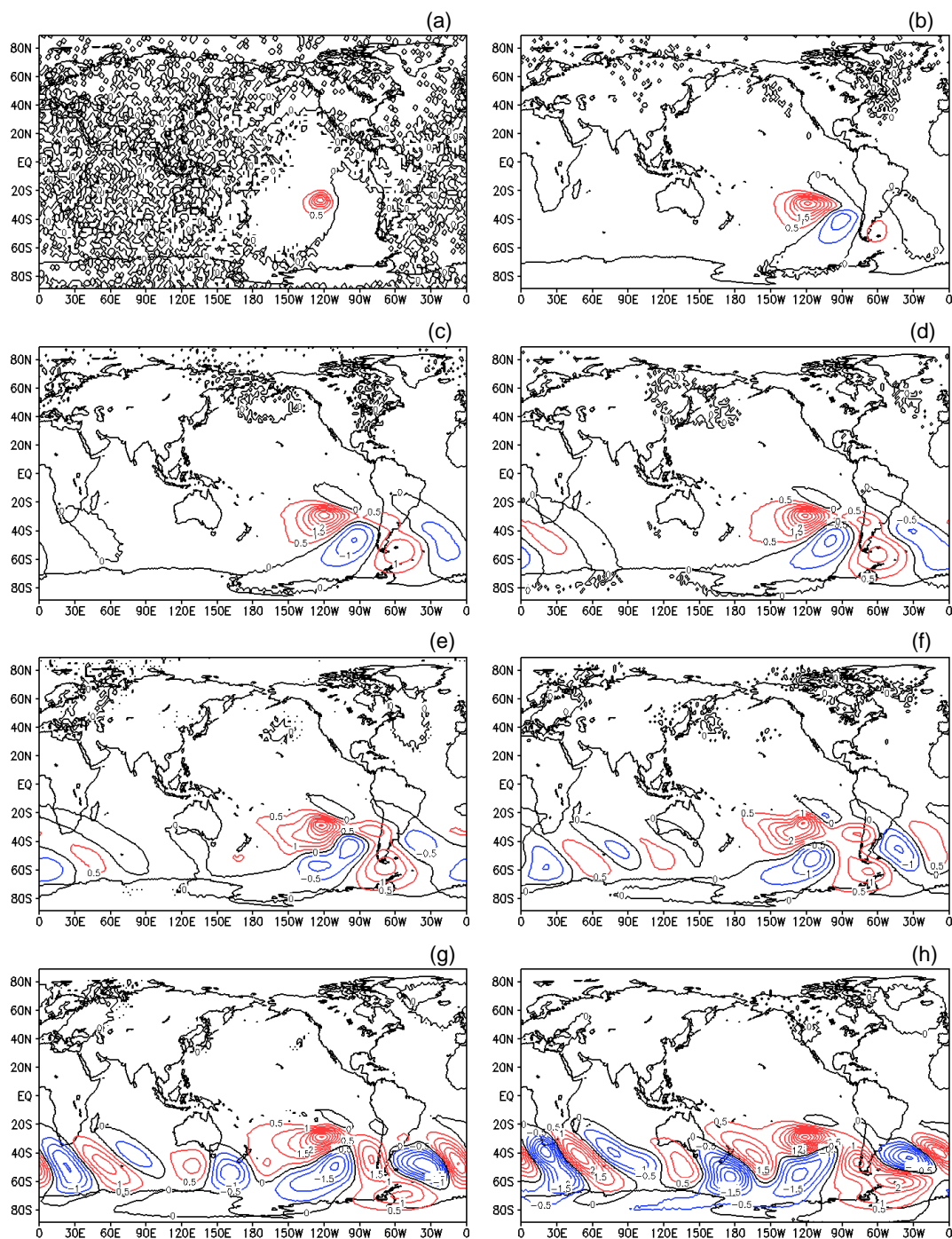


Figura C.1 – Simulações do (a) 2<sup>o</sup>, (b) 6<sup>o</sup>, (c) 10<sup>o</sup>, (d) 14<sup>o</sup>, (e) 18<sup>o</sup>, (f) 22<sup>o</sup>, (g) 26<sup>o</sup> e (h) 30<sup>o</sup> dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE para a anomalia da variável altura geopotencial em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro considerando uma forçante térmica pontual “Deep” em aproximadamente 25°S/130°W (Máximo de 5 K/dia em 350 hPa). Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) em intervalos de 0.5 m. Contorno zero é a linha preta sólida.

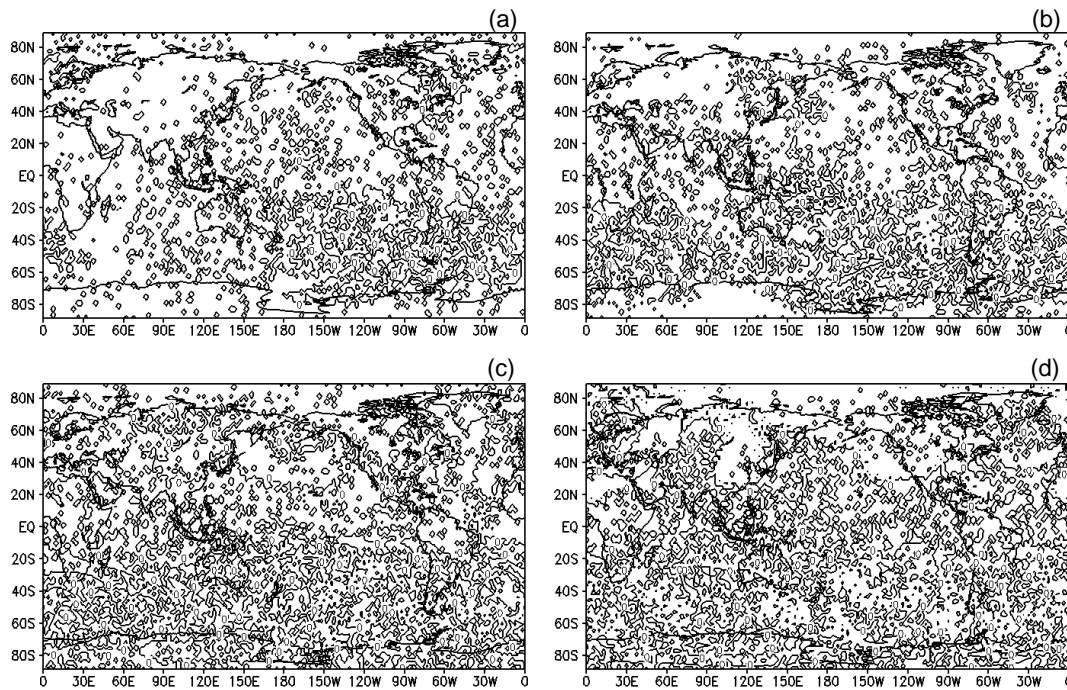


Figura C.2 – Diferença entre o experimento não linear e o experimento linear no (a) 7<sup>o</sup>, (b) 14<sup>o</sup>, (c) 21<sup>o</sup> e (d) 30<sup>o</sup> dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE para a anomalia da variável altura geopotencial em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro considerando uma forçante térmica pontual “Deep” em aproximadamente 25°S/130°W (Máximo de 5 K/dia em 350 hPa para o experimento não linear). (Máximo de 0.5 K/dia em 350 hPa para o experimento linear). No experimento linear, os resultados são multiplicados por 10 para comparação com os resultados do experimento não linear. Contornos em intervalos de 0.5 m. Contorno zero é a linha preta sólida.

verificar que a componente não linear é relativamente mais fraca em todos os períodos de integração (Figuras C.2a-d), evidenciando que as simulações com forçante térmica pontual podem ser amplamente explicadas pela dinâmica linear. Uma análise adicional foi realizada considerando uma forçante de resfriamento “Deep” com amplitude de -5 K/dia, novamente indicando a importância da componente linear nos experimentos (Figura C.3). Neste caso, os efeitos da não linearidade (linearidade) foram estimados através da soma (diferença) entre o experimento forçado pelo aquecimento (5 K/dia) e o experimento forçado pelo resfriamento (-5 K/dia) (LIN; DEROME, 2004; LIN et al., 2007). Portanto, as funções de influência podem ser calculadas para as simulações do MCGA-CPTEC/INPE descritas na seção 3.2.

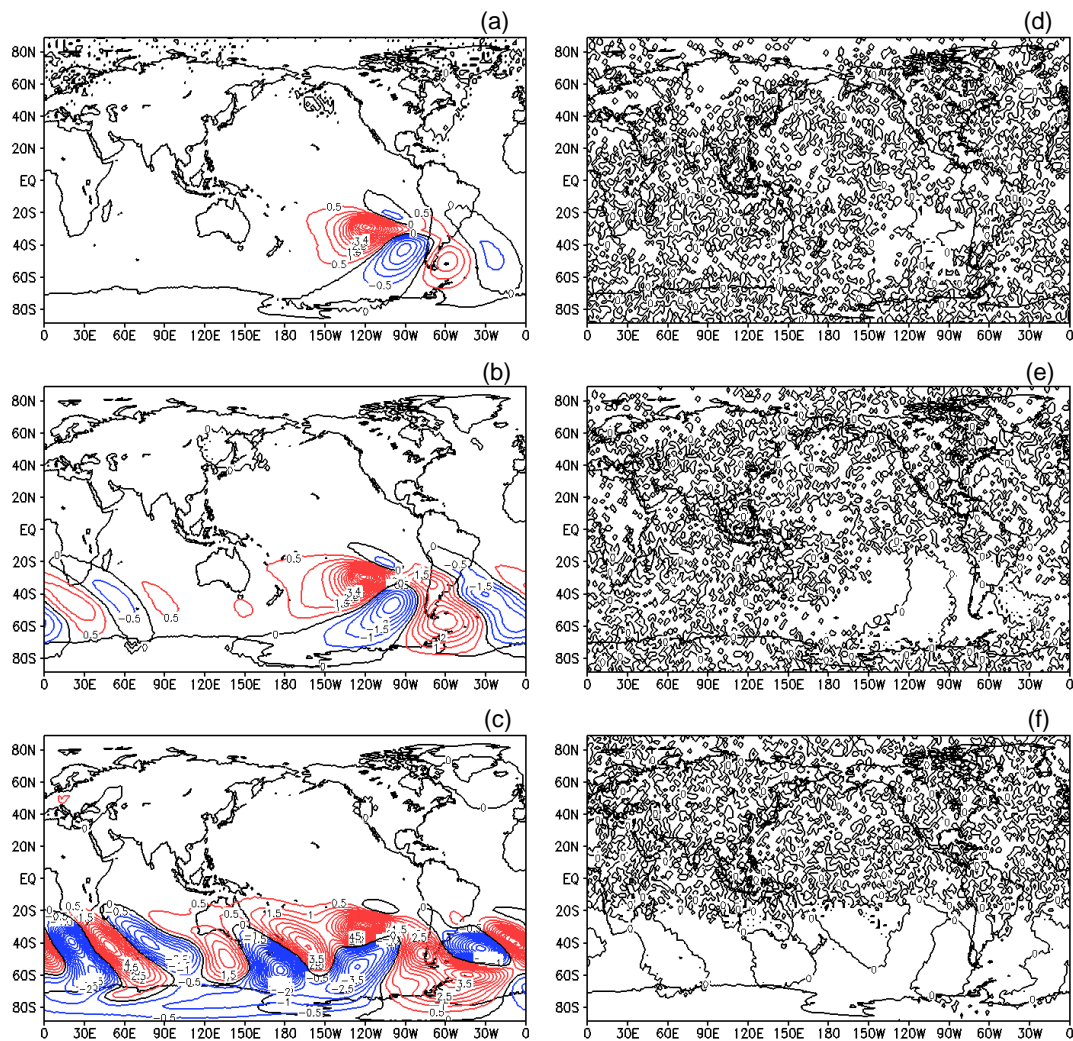


Figura C.3 – (Coluna da esquerda) Experimento linear (aquecimento – resfriamento) e (Coluna da direita) Experimento não linear (aquecimento + resfriamento) no (a, d) 7<sup>o</sup>, (b, e) 14<sup>o</sup> e (c, f) 30<sup>o</sup> dia de integração do MCGA-CPTEC/INPE para a anomalia da variável altura geopotencial em 200 hPa no estado básico climatológico de janeiro considerando uma forçante térmica pontual “Deep” em aproximadamente 25°S/130°W. Contornos em vermelho (azul) indicam valores positivos (negativos) em intervalos de 0.5 m. Contorno zero é a linha preta sólida.

## ANEXO 1 – FUNÇÕES DE INFLUÊNCIA DO MODELO BAROTRÓPICO DA EQUAÇÃO DA VORTICIDADE

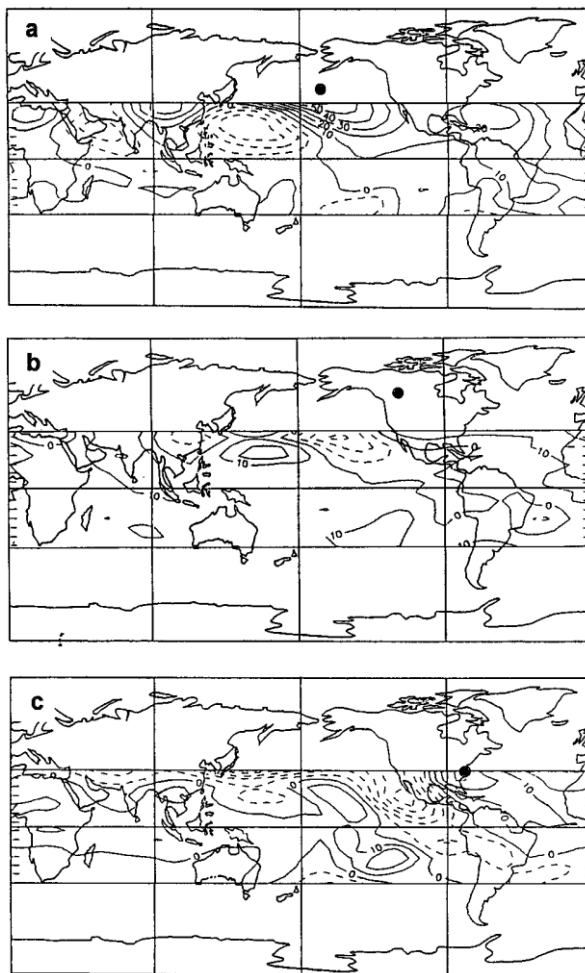


Figura 1.1 – Funções de influência de  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa do estado estacionário do modelo barotrópico da equação da vorticidade para pontos de interesse em três centros de ação do PNA: (a) região das Aleutas, (b) noroeste dos Estados Unidos e (c) sudeste dos Estados Unidos. Os círculos em preto representam os pontos de interesse. As funções de influência são referentes ao estado básico climatológico de janeiro.  
Fonte: Grimm e Silva Dias (1995b).



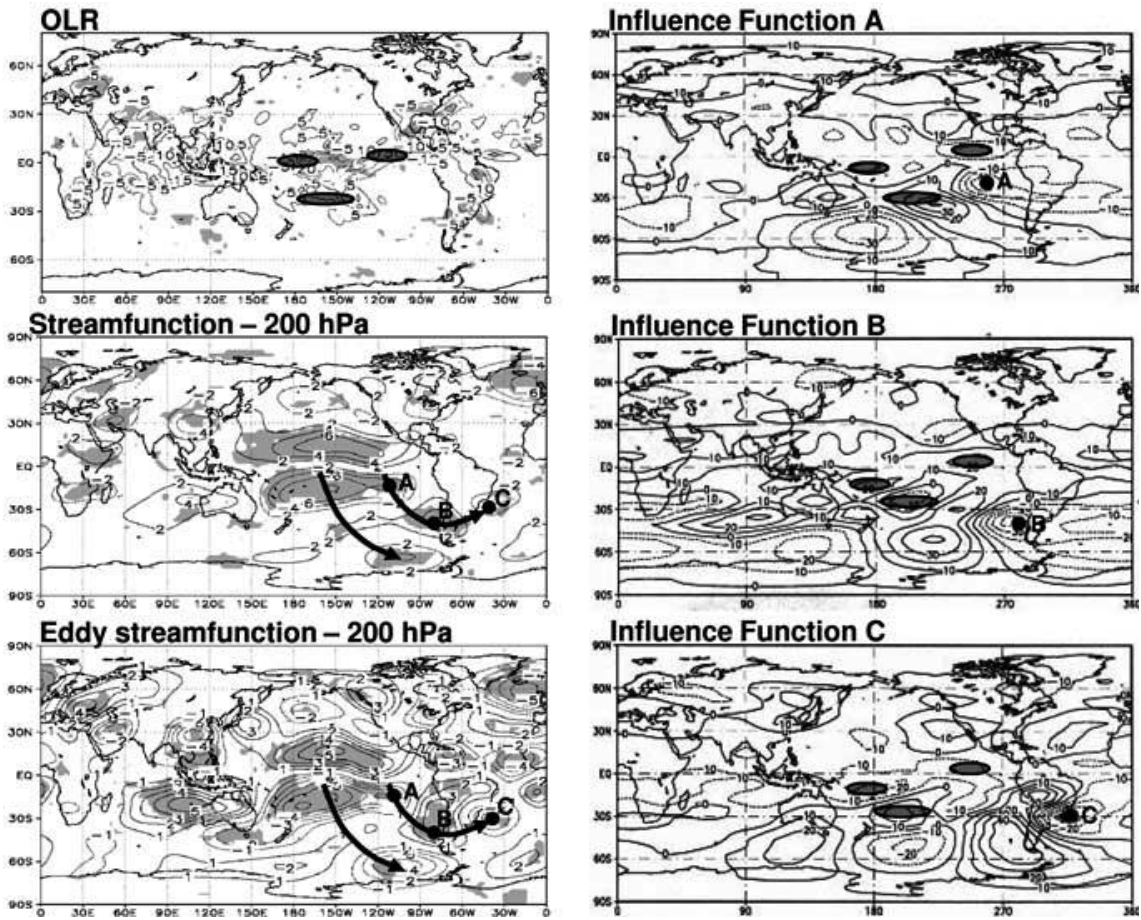


Figura 1.2 – (Coluna da esquerda) Média da anomalia de ROLE (com máximo de convecção sobre o Pacífico tropical e máxima subsidência sobre o Pacífico Sul subtropical indicado por elipses sombreadas) e de função corrente em 200 hPa (total e sem a média zonal) para novembro de episódios de El Niño. Regiões sombreadas em cinza têm 90% de significância estatística. (Coluna da direita) Funções de influência de  $\psi_{ZA}$  em 200 hPa do estado estacionário do modelo barotrópico da equação da vorticidade para centros de ação do trem de ondas que se estende do Pacífico leste para a América do Sul (indicado pelos círculos A, B e C em preto), com regiões comuns de influência indicadas por elipses sombreadas. Fonte: Grimm e Ambrizzi (2009).