



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/05.15.19.05-TDI

**ESTUDO DO BALANÇO RADIATIVO E ENERGÉTICO
DA ATMOSFERA EM FUNÇÃO DA EMISSÃO
NATURAL E ANTRÓPICA DE CO₂ UTILIZANDO O
MODELO ATMOSFÉRICO GLOBAL BRASILEIRO
(BAM)**

Layrson de Jesus Menezes Gonçalves

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelos Drs.
Simone Marilene Sievert da Costa
Coelho, e Paulo Yoshio Kubota,
aprovada em 02 de junho de 2017.

URL do documento original:

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

INPE
São José dos Campos
2017

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

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, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/05.15.19.05-TDI

**ESTUDO DO BALANÇO RADIATIVO E ENERGÉTICO
DA ATMOSFERA EM FUNÇÃO DA EMISSÃO
NATURAL E ANTRÓPICA DE CO₂ UTILIZANDO O
MODELO ATMOSFÉRICO GLOBAL BRASILEIRO
(BAM)**

Layrson de Jesus Menezes Gonçalves

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelos Drs.
Simone Marilene Sievert da Costa
Coelho, e Paulo Yoshio Kubota,
aprovada em 02 de junho de 2017.

URL do documento original:

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

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Gonçalves, Layrson de Jesus Menezes.

G586e Estudo do balanço radiativo e energético da atmosfera em função da emissão natural e antrópica de CO₂ utilizando o Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM) / Layrson de Jesus Menezes Gonçalves. – São José dos Campos : INPE, 2017.
xxvi + 154 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/05.15.19.05-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientadores : Drs. Simone Marilene Sievert da Costa Coelho, e Paulo Yoshio Kubota.

1. Emissão de CO₂. 2. Energética da atmosfera. 3. Modelagem global. I.Título.

CDU 551.511.61:504.7



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/).

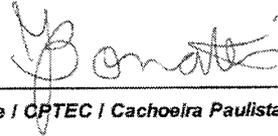
Aluno (a): *Layrson de Jesus Menezes Gonçalves*

"ESTUDO DO BALANÇO RADIATIVO E ENERGÉTICO DA ATMOSFERA EM FUNÇÃO DA EMISSÃO NATURAL E ANTRÓPICA DE CO₂ UTILIZANDO O MODELO ATMOSFÉRICO GLOBAL BRASILEIRO (BAM)".

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

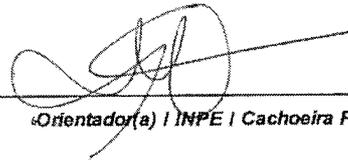
Meteorologia

Dr. Jose Paulo Bonatti



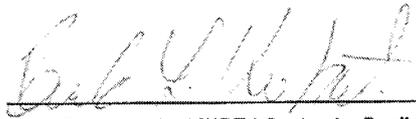
Presidente | CPTEC | Cachoeira Paulista - SP

Dra. Simone Marilene Sievert da Costa Coelho



Orientador(a) | INPE | Cachoeira Paulista - SP

Dr. Paulo Yoshio Kubota



Orientador(a) | INPE | Cachoeira Paulista - SP

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez



Membro da Banca | INPE | São José dos Campos - SP

Dr. Edson José Paulino da Rocha



Convidado(a) | UFPA | Belém - PA

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 02 de junho de 2017

Dedico esta conquista, a minha vó *Conceição Cid Menezes*, e aos meus pais *Waldemont Nunes Gonçalves (in memoriam)* e *Maria Lúcia Menezes Gonçalves*, pela educação que me deram e por me ensinar a sempre lutar pelos meus objetivos.

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores Dr. Paulo Kubota e Dra. Simone Coelho, pela magnífica orientação neste trabalho. Agradeço pela paciência, dedicação, conhecimento compartilhado e total apoio para a realização desta pesquisa. Saibam que vocês foram peças fundamentais para a realização do meu mestrado e sempre serão exemplo de pesquisadores que levarei para minha vida profissional.

Aos membros da banca de proposta e defesa final, pelas importantes contribuições no desenvolvimento e fechamento deste trabalho. Aos professores da Pós-graduação em Meteorologia por todo conhecimento compartilhado.

Aos amigos Dra. Dayana Souza e Me. Domingo Cassain Sales, pelas importantíssimas contribuições no fechamento do texto e apresentação deste trabalho. Ao Me. Bruno Guimarães e Joao Chinchay pela ajuda em Grads e Fortran. A todos os amigos do CPTEC/INPE, em especial a turma de Mestrado/Doutorado de 2015, por todos momentos bons e tensos que passamos juntos, sempre ajudando uns aos outros. Aos amigos do LCP/ETE/INPE e Alojamento/INPE, pelo ótimo convívio neste período do mestrado.

A minha família, em especial minha Vó, Mãe, Irmã e Namorada, por entender completamente que a distância PA - SP seria necessária para o meu crescimento profissional. Pelo constante apoio em todas minhas decisões e por acreditar sempre que eu posso alcançar todos os meus objetivos.

À secretaria da Pós-graduação em Meteorologia, pela completa disposição em atender qualquer dúvida burocrática referente ao andamento desta pesquisa.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo auxílio financeiro.

RESUMO

Esta pesquisa tem o objetivo principal de estudar o impacto devido às emissões de dióxido de carbono (CO_2) e do tipo de modelo de vegetação na estrutura dinâmica e termodinâmica e, conseqüentemente, nos balanços de radiação e energético da atmosfera. Para a realização do trabalho, primeiramente foi criado e implementado no Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM) um banco de dados de emissão de CO_2 de origem natural e antrópico. Assim, foram realizadas 8 simulações climáticas (1 controle e 7 experimentos) com resolução horizontal de aproximadamente 200 km e 18 níveis na vertical no período de 1980 a 2010 (30 anos) que diferem em termos de concentração de CO_2 (aumento homogêneo de 4 vezes, somente emissão natural e emissão natural e antrópico) e tipo de vegetação (estática e dinâmica). Para verificar a consistência do experimento controle, algumas variáveis (componentes do balanço de radiação, precipitação, circulação em 200 hPa e temperatura a 2 metros) foram comparadas com dados de referência de reanálises e satélites. Na segunda etapa do trabalho, foi verificado o impacto dos cenários de CO_2 e a utilização do modelo de vegetação dinâmica nas variáveis citadas acima através da avaliação dos experimentos em relação à simulação controle. Por fim, os campos meteorológicos foram utilizados para calcular os termos de energética utilizando o Ciclo de Energia de Lorenz. De forma geral, o experimento controle simulou as principais características climáticas globais, mostrando consistência quando comparado aos dados de referência, porém com algumas deficiências. Em termos de radiação, o modelo mostrou que a atmosfera global é mais transparente à radiação solar do que os dados observacionais de satélite, e que as regiões polares apresentam baixo albedo da superfície. Os experimentos com aumento homogêneo ($4\times\text{CO}_2$), indicaram a redução da energia potencial do estado básico principalmente na região tropical e no hemisfério Norte. Isto se deve, principalmente, à redução da atividade convectiva nestas regiões e da precipitação. Adicionalmente, verificou que devido ao efeito estufa, a temperatura do ar em 2 metros aumentou globalmente em torno de 0.5 K, sendo que nos continentes o aumento atingiu valores de +4.0 K. Considerando vegetação estática, os experimentos com emissão natural e antrópico tiveram impactos pequenos comparados com os resultados do experimento controle. Porém, observa-se que a emissão antrópico tende a reduzir a precipitação em algumas regiões próximas ao Equador, e diminuir a energia potencial disponível do estado básico. O emprego da vegetação dinâmica tem maior impacto nas simulações do modelo, do que o uso apenas da emissão natural e antrópico. Isto se deve ao efeito da vegetação nos fluxos de umidade e calor.

Palavras-chave: Emissão de CO_2 . Energética da atmosfera. Modelagem global.

STUDY OF THE RADIATIVE AND ENERGETIC BALANCE OF THE ATMOSPHERE IN THE FUNCTION OF THE NATURAL AND ANTHROPIC CO₂ EMISSION USING THE BRAZILIAN GLOBAL ATMOSPHERIC MODEL (BAM)

ABSTRACT

This research has the main objective of studying the impact due to the emissions of carbon dioxide (CO₂) and the type of vegetation model in the dynamic and thermodynamic structure, and consequently in the radiation and energetic balances of the atmosphere. To reach the results obtained, a database of CO₂ emission data of natural and anthropogenic origin was first created and implemented in the Brazilian Global Atmospheric Model (BAM). Thus, 8 climate simulations (1 control and 7 experiments) with horizontal resolution of approximately 200 km and 18 vertical levels in the period from 1980 to 2010 (30 years) that differ in terms of CO₂ concentration (homogeneous increase of 4 times, only natural emission and more anthropogenic natural emission) and type of vegetation (static' and dynamic). In order to verify the consistency of the control experiment, some variables (components of the radiation balance, precipitation, circulation at 200 hPa and temperature at 2 meters) were compared with reference data of reanalysis and satellites. In the second stage of the study, was verified the impact of the CO₂ scenarios and the use of the dynamic vegetation model in the variables mentioned above through the evaluation of the experiments in relation to the control simulation. Finally, the meteorological fields were used to calculate the energy terms using the Lorenz Energy Cycle. In general, the control experiment simulated the main global climatic characteristics, showing consistency when compared to reference data, but with some deficiencies, in terms of radiation, the model showed that the global atmosphere is more transparent to solar radiation than the satellite observational data, and that the polar regions have low surface albedo. The experiments with homogeneous increase (4xCO₂) indicated the reduction of the available potential energy in basic state mainly in the tropical region and in the Northern hemisphere. This is mainly due to the reduction of convective activity in these regions. In addition, it was verified that due to the greenhouse effect, the temperature of the air in 2 meters increased globally around 0.5 K, in the continents the increase reached values of +4.0 K. Considering static vegetation, the experiments with natural and anthropogenic emission had low impacts compared to the results of the control experiment. However, it is observed that the anthropogenic emission tends to reduce the precipitation in some regions near the Equator, and reduce the available potential energy in basic state. The use of dynamic vegetation has a greater impact on model simulations than the use of natural and anthropogenic emission alone. This is due to the effect of vegetation on the flows of moisture and heat.

Keywords: CO₂ emission. Atmospheric energetic. Global modeling.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.2 - Concentração de dióxido de carbono (CO ₂) atmosférico desde 1958.	9
Figura 1.3 - Evolução no tempo dos mecanismos de forçantes radiativa natural e antrópica.....	14
Figura 3.1 - Distribuição espacial das emissões antrópicas de CO ₂ durante o verão austral para os anos (a) de 1950 a 1970, (b) de 1970 a 1990 e (c) de 1990 a 2010. Unidade em 10 ⁻³ t C ano ⁻¹	28
Figura 3.2 - Média anual do fluxo de CO ₂ ar-oceano para as estações de verão e inverno austral. Unidade em 10 ⁻⁷ Kg/m ² /s.	29
Figura 3.3 - Esquema de análise dos resultados.	34
Figura 4.1 – Diagrama esquemático das componentes do balanço de energia para condições de céu com nuvens. Os valores foram obtidos com BAM/Ctrl_VE-1x (preto), Stephans et al., (2012) (vermelho) e range dos modelos (azul). Unidade em Wm ⁻²	43
Figura 4.2 - Diferenças das componentes de radiação entre o experimento controle (Ctrl_VE-1x) e os dados do CERES para condições de céu claro. Unidade em Wm ⁻²	47
Figura 4.3 - Cobertura de nuvens (%) para (a) o experimento controle (Ctrl_VE-1x) e (b) os dados do CERES.	48
Figura 4.4 - Diferenças das componentes de radiação entre o experimento controle (Ctrl_VE-1x) e os dados do CERES para condições de céu coberto. Unidade em Wm ⁻²	50
Figura 4.5 - Diferenças da componente OLIS entre os experimentos e o experimento controle (Exp - Ctrl): (a) Exp_VE-4x, (b) Exp_VD-1x, (c) Exp_VD-4x, (d) Exp_VE-EN, (e) Exp_VD-EN, (f) Exp_VE-ENA e (g) Exp_VD-ENA. Unidade em Wm ⁻²	52
Figura 4.6 - Diferenças da componente OLES entre os experimentos e o experimento controle (Exp - Ctrl): (a) Exp_VE-4x, (b) Exp_VD-1x,	

(c) Exp_VD-4x, (d) Exp_VE-EN, (e) Exp_VD-EN, (f) Exp_VE-ENA e (g) Exp_VD-ENA. Unidade em Wm^{-2}	55
Figura 4.7 - Diferenças da componente ROLE entre os experimentos e o experimento controle (Exp - Ctrl): (a) Exp_VE-4x, (b) Exp_VD-1x, (c) Exp_VD-4x, (d) Exp_VE-EN, (e) Exp_VD-EN, (f) Exp_VE-ENA e (g) Exp_VD-ENA. Unidade em Wm^{-2}	57
Figura 4.8 - Climatologia de precipitação em mm/dia: para os dados do GPCP (a) e (b), experimento controle do BAM (c) e (d) e diferença entre as climatologias (e) e (f). Unidade em mm/dia.	60
Figura 4.9 - Diferenças de precipitação dos experimentos com o CO_2 homogêneo em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em mm/dia.....	63
Figura 4.10 - Diferenças de precipitação dos experimentos (com o CO_2 heterogêneo) em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em mm/dia.	65
Figura 4.11 - Diferenças de precipitação dos experimentos (com o CO_2 heterogêneo) em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em mm/dia.	66
Figura 4.12 - Média zonal de precipitação para a modelo BAM (Ctrl_VE-1x e Exp_VD-ENA) e os dados do GPCP (observado). Unidade em mm/dia.	69
Figura 4.13 - Climatologia da circulação em altos níveis (200 hPa): Dados do Era-Interim (a) e (b), experimento controle do BAM (c) e (d) e diferença entre as climatologias (e) e (f). Unidade em m/s.	71
Figura 4.14 - Diferenças da circulação em 200 hPa dos experimentos em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em m/s.	73
Figura 4.15 - Diferenças da circulação em 200 hPa dos experimentos em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em m/s.	75

Figura 4.16 - Diferenças da circulação em 200 hPa dos experimentos em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em m/s.	77
Figura 4.17 - Climatologia do perfil anual do vento zonal e temperatura do ar: Dados do Era-Interim (a) e (b), experimento controle do BAM (c) e (d) e diferença entre as climatologias (e) e (f). Unidade em K para temperatura e m/s para o vento.	78
Figura 4.18 - Diferença do perfil anual do vento zonal e temperatura do ar: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em K para temperatura e m/s para o vento.	81
Figura 4.19 - Diferença do perfil anual do vento zonal e temperatura do ar: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em K para temperatura e m/s para o vento.	83
Figura 4.20 - Diferença do perfil anual do vento zonal e temperatura do ar: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em K para temperatura e m/s para o vento.	85
Figura 4.21 - Climatologia da temperatura do ar (2 metros): Dados do Era-Interim (a) e (b), experimento controle do BAM (c) e (d) e diferença entre as climatologias (e) e (f). Unidade em K.	87
Figura 4.22 - Diferenças da temperatura do ar (2 metros) dos experimentos em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em K.....	91
Figura 4.23 - Diferenças da temperatura do ar (2 metros) dos experimentos em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em K.....	93
Figura 4.24 - Diferenças da temperatura do ar (2 metros) dos experimentos em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em K.....	95
Figura 4.25 - Perfil vertical dos termos do CEL para a simulação controle do modelo BAM (ctrl_VE-1x). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5}$ Wm ⁻² para os termos de conversão.....	101

Figura 4.26 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento ERA-Interim (contorno), diferença do Ctrl_VE-1x em relação ao ERA-Interim (preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5}$ Wm^{-2} para os termos de conversão.	104
Figura 4.27 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VE-4x em relação a Ctrl_VE-1x (preenchido) . As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5}$ Wm^{-2} para os termos de conversão.	109
Figura 4.28 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VD-1x em relação a Ctrl_VE-1x (preenchido) . As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5}$ Wm^{-2} para os termos de conversão.	112
Figura 4.29 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VD-4x em relação a Ctrl_VE-1x (preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5}$ Wm^{-2} para os termos de conversão.	116
Figura 4.30 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VE-EN em relação a Ctrl_VE-1x (preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5}$ Wm^{-2} para os termos de conversão.	119
Figura 4.31 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VD-EN em relação a Ctrl_VE-1x (preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5}$ Wm^{-2} para os termos de conversão.	121
Figura 4.32 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VE-ENA em relação a Ctrl_VE-1x (preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5}$ Wm^{-2} para os termos de conversão.	123
Figura 4.33 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VD-ENA em relação a Ctrl_VE-1x	

(preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5}$
 Wm^{-2} para os termos de conversão. 125

Figura A.1 – Distribuição heterogênea de CO_2 145

Figura A.2 – Distribuição espacial da água precipitável. 145

Figura A.3 – Distribuição espacial da temperatura à superfície. 146

Figura A.4 – Componentes do balanço de radiação para céu claro. 147

Figura A.5 – Componentes do balanço de radiação para céu com nuvens. .. 149

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 - Configuração do modelo utilizado nos experimentos.	24
Tabela 3.2 - Experimentos numéricos assumindo 4 diferentes cenários de CO ₂ e vegetação estática.	31
Tabela 3.3 - Experimentos numéricos assumindo 4 diferentes cenários de CO ₂ e vegetação dinâmica.	32
Tabela 4.1 - Médias globais anuais dos componentes de radiação de onda curta (TOA e SFC) para a simulação controle do modelo BAM. (ctrl_VE-1x). Valores não encontrados na literatura indicado por (-). Unidade em Wm ⁻²	39
Tabela 4.2 - Médias globais dos componentes de radiação de onda longa (TOA e SFC) para a simulação controle (ctrl_VE-1x) do modelo BAM. Unidade em Wm ⁻²	40
Tabela 4.3 – Diferenças da precipitação média global do experimento controle (Ctrl_VE-1x) em relação ao GPCP e diferenças dos demais experimentos em relação ao controle (Ctrl_VE-1x). Unidade em mm/dia.	68
Tabela 4.4 - Impacto da emissão natural e antrópico de CO ₂ e o uso de vegetação dinâmica e estática na média global de temperatura. Unidade em K.....	96

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

BAM	-Modelo Atmosférico Global Brasileiro
CEL	-Ciclo de Energia de Lorenz
CERES	-Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CL	-Calor Latente
CO ₂	-Dióxido de carbono
CPTEC	-Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CS	-Calor Sensível
DJF	-Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ECMWF	-European Center for Medium-Range Weather Forecasts
ENOS	-El Niño Oscilação Sul
GPCP	-Global Precipitation Climatology Project
INPE	-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	-Intergovernmental Panel on Climate Change
JJA	-Junho-Julho-Agosto
LBLRMT	-Line-by-Line Rapid Radiative Transfer
NOAA	-National Oceanic and Atmospheric Administration
OCES	-Onda Curta Refletida na Superfície para Céu com Nuvens
OCIC	-Onda Curta Incidente na Superfície Para Céu Claro
OCIS	-Onda Curta Incidente na Superfície para Céu com Nuvens
OLES	-Onda Longa Emergente da Superfície para Céu com Nuvens
OLIC	-Onda Longa Incidente na Superfície Para Céu Claro
OLIS	-Onda Longa Incidente na Superfície para Céu com Nuvens
ROCC	-Onda Curta Refletida no Topo Para Céu Claro
ROCE	-Onda Curta Refletida no Topo para Céu com Nuvens
ROLC	-Onda Longa Emergente do Topo Para Céu Claro
ROLE	-Onda Longa Emergente do Topo para Céu com Nuvens
RRTMG	-Rapid Radiation Transfer Model Global
SPF	-Superfície Terrestre
TOA	-Topo da Atmosfera

TSM	-Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	-Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ZCAS	-Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIS	-Zona de Convergência do Indico Sul
ZCIT	-Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	-Zona de Convergência do Pacífico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

$C_{P_m to K_m}$	Conversão de P_m em K_m
$C_{P_m to P_e}$	Conversão de P_m em P_e
K_e	Energia Cinética de Eddy
K_m	Energia Cinética do Estado Básico
P_e	Energia Potencial Disponível de Eddy
P_m	Energia Potencial Disponível do Estado Básico
$C_{Keto K_m}$	Conversão de K_e em K_m
$C_{Peto K_e}$	Conversão de P_e em K_e

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Justificativa do trabalho	4
1.2. Objetivos.....	5
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	7
2.1. CO ₂ : Histórico, efeito estufa e impactos do aumento de sua concentração na atmosfera	7
2.2. CO ₂ : Papel dos oceanos.....	10
2.3. CO ₂ : Manutenção do balanço atmosférico e impactos na energética.....	11
2.4. CO ₂ : Forçante radiativa.....	13
2.5. A modelagem numérica: uma ferramenta para o entendimento do clima e da energética do sistema terrestre	14
2.6. Padrões de circulação e sua relação com a energética.....	16
2.7. Energética da atmosfera: uma visão geral.....	17
3 DADOS E METODOLOGIA	21
3.1. Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM).....	21
3.1.1. Configuração do BAM para este trabalho	23
3.1.2. Código de radiação RRTMG	25
3.1.3. Modelo de superfície continental IBIS-2.6.....	26
3.1.4. Dados de emissão natural e antrópica de CO ₂	27
3.1.5. Configurações dos experimentos	30
3.2. Cálculo da energética da atmosfera	32
3.3. Procedimento de análise dos resultados	33
4 RESULTADOS.....	37
4.1. Radiação.....	37
4.1.1. Médias globais das componentes de radiação	37
4.1.2. Distribuição espacial das componentes de radiação.....	44
4.1.2.1. Experimento controle em comparação com o CERES.....	44
4.1.2.2. Demais experimentos em relação ao experimento controle.....	51

4.2. Variáveis climatológicas.....	58
4.2.1. Precipitação (Distribuição espacial)	58
4.2.2. Circulação em altos níveis (200 hPa).....	69
4.2.3. Perfil zonal anual do vento e temperatura do ar.....	77
4.2.4. Temperatura do ar (2 metros)	85
4.3. Energética da atmosfera.....	97
4.3.1. Perfil vertical dos termos do Ciclo de Energia de Lorenz.....	97
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	127
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	135
APÊNDICE A - FIGURAS COMPLEMENTARES.....	145
ANEXO A - EQUAÇÕES UTILIZADAS PARA O CALCULO DO CICLO DE ENERGIA DE LORENZ.....	151

1 INTRODUÇÃO

Este estudo visa avaliar o efeito de diferentes emissões de dióxido de carbono (CO₂) e tipo de vegetação no clima utilizando modelagem numérica. Neste âmbito, o capítulo apresenta a motivação, bem como as justificativas, as hipóteses, os objetivos gerais e específicos do estudo.

O clima é definido de acordo com as características médias de variáveis (tais como pressão, temperatura, precipitação, etc.) em uma determinada região em certo período de tempo (de acordo com a OMM, este período de tempo é de no mínimo 30 anos). A oscilação em torno dessas características é definida como variabilidade climática. O clima terrestre modificou bastante durante as eras geológicas e ainda apresenta mudanças, que podem ser influenciadas por causas naturais (como por mudanças nos parâmetros orbitais, erupções vulcânicas, etc.) ou por consequências humanas (mudança do uso da terra, emissão antrópico de gases do efeito estufa, etc.). Adicionalmente, o clima terrestre apresenta oscilações periódicas conhecida como variabilidade natural do clima, que podem ocorrer em escala de décadas a milênio de anos. No passado, o planeta já passou por várias mudanças no clima, períodos quentes, estáveis e frios.

Atualmente, as alterações no clima têm sido associadas ao aquecimento global, o qual é provocado pelo aumento dos gases do efeito estufa na atmosfera, principalmente o dióxido de carbono (CO₂). Segundo o Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC (2013), a concentração de CO₂ na atmosfera tem aumentado desde 1750 devido à atividade humana. Por exemplo, em 2011, a concentração de CO₂ era 40% maior do que na era pré-industrial (cerca de 391 ppm).

Em síntese, o IPCC (2013) reúne as principais evidências científicas da mudança do clima, entre estas evidências destacam-se: o aumento das temperaturas médias globais do ar e do oceano, o derretimento generalizado da neve e do gelo e a elevação global do nível médio do mar.

O problema é que as alterações no clima provocam mudanças significativas em algumas variáveis meteorológicas, principalmente a temperatura, a umidade do ar e a precipitação. Sabe-se que, a previsão e o monitoramento de eventos meteorológicos extremos são de grande importância para o desenvolvimento de projetos de abastecimento de água, geração de energia elétrica e atividades agrícolas (SANTOS, E et al., 2011).

Alguns estudos verificam os impactos negativos causados na sociedade e na economia, relacionados aos extremos meteorológicos. Como as ondas de calor na Europa em 2003 (D'IPPOLITI et al., 2010; GARCIA-HERRERA et al., 2010; POUHADÈRE et al., 2005), o aumento de indivíduos com problemas respiratórios devido à redução da umidade relativa do ar em Goiânia (SILVA JUNIOR et al., 2011) e o possível impacto negativo na produtividade de milho em algumas mesorregiões de Minas Gerais em cenários de mudanças climáticas (SANTOS R et al., 2011).

As mudanças climáticas afetam ainda alguns sistemas atmosféricos conhecidos no meio científico, como por exemplo, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e o El Niño Oscilação Sul (ENOS). Estes sistemas definem padrões médios de algumas variáveis meteorológicas, e os comportamentos anômalos destas variáveis, podem afetar de forma negativa a sociedade e a economia dos locais onde atuam.

Em geral para estudos sobre o impacto de gases de efeito no clima são utilizados os modelos climáticos atmosféricos, porém esses modelos consideram como condição de contorno o CO₂ distribuído de forma homogênea, entretanto sabemos que na atmosfera real a concentração de CO₂ tem variação espacial devido as suas fontes e sumidouros naturais e fontes antrópicas. Portanto, um ponto importante para ser abordado é o impacto do CO₂ distribuído da forma mais próxima ao encontrado na atmosfera real, ou

seja, avaliar o comportamento climático da atmosfera em função do CO₂ distribuído de forma heterogênea.

Além dos gases do efeito estufa, a mudança do uso do solo é uma outra forçante climática importante. Além das trocas de energia com a atmosfera, a superfície tem papel fundamental nas trocas de massas. Considerando que a vegetação apresenta interações com o CO₂ atmosférico através do ciclo do carbono, este estudo irá avaliar o papel da vegetação no clima. Então, assim como o impacto do CO₂, é possível através da modelagem numérica avaliar o comportamento do clima em função da variação de vegetação utilizando modelo de vegetação dinâmica.

Como brevemente apresentado nos parágrafos acima, diversos estudos avaliam as condições atuais do clima e suas mudanças através da análise de variáveis convencionais, como a precipitação, temperatura e vento. Tendo em vista a relação dessas variáveis meteorológicas com a energia potencial disponível (temperatura e precipitação) e energia cinética (vento), uma das formas de avaliar o comportamento atmosférico é através da energética da atmosfera.

A energética da atmosfera é uma forma eficiente de avaliar o comportamento atmosférico. Silva (2010) verificou que os picos máximos de todas as componentes de energia sobre a região da América do Sul coincidiram com períodos de El Niño e os picos mínimos de energia nesta mesma região coincidiram com períodos de La Niña ou anos normais. Segundo a conclusão de Silva (2010), em anos de El Niño a circulação da região Sul Americana é mais intensa do que nos anos de La Niña ou anos normais. Verificou-se ainda que na região da ZCIT, as magnitudes da energia cinética são relativamente maiores em relação às magnitudes da energia potencial, devido aos fracos gradientes térmicos na região de atuação. Isso mostra a relação direta entre o comportamento dos sistemas com a variabilidade da energética.

Os impactos do aumento de CO₂ na energética da atmosfera também foi estudado, porém os autores utilizaram concentração homogênea de CO₂ (BOER, 1995; DECKERS; STORCH, 2010). Neste contexto, o presente estudo pretende estudar as alterações da energética atmosférica global em função da emissão natural e antrópica do dióxido de carbono (CO₂) utilizando o Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM).

1.1. **Justificativa do trabalho**

A comunidade científica e os governantes de vários países têm debatido maneiras de reduzir as emissões de CO₂ e, assim, atenuar o aquecimento global, sendo este, a resposta do aumento da concentração de CO₂ na atmosfera em função das emissões geradas pelas atividades humanas (antrópico).

Estudos com concentração de CO₂ constante e homogênea não representam bem a realidade. Portanto, a utilização da concentração heterogênea de dióxido de carbono na atmosfera fornecerá uma simulação mais próxima do comportamento da atmosfera real, pois se sabe que, na atmosfera real, a concentração de CO₂ não é constante e homogênea. Outro ponto importante é a busca por um melhor entendimento da interação do CO₂ com a vegetação através da utilização de modelo de vegetação dinâmica. Logo, as justificativas para a realização deste trabalho são:

- As incertezas existentes na quantificação das forçantes radiativas no clima devido às alterações nas emissões de gases do efeito estufa, principalmente o dióxido de carbono (CO₂);
- Necessidade de compreender melhor o comportamento da estrutura dinâmica e termodinâmica da atmosfera em função das emissões de CO₂ e da utilização de vegetação dinâmica;
- Entender melhor os processos de conversão de energia na atmosfera, relacionados às emissões de CO₂ (natural e antrópica) e a dinâmica da vegetação.

1.2. Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é analisar se a variabilidade espacial e temporal da emissão de CO₂ natural e antrópico tem impacto na energética atmosférica e conseqüentemente na modulação do clima utilizando o Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM).

Os objetivos específicos são:

1. Avaliar os campos climatológicos de temperatura do ar, precipitação, circulação (200 hPa) e balanço de radiação simulados pelo BAM comparando com dados de referência de satélite e das reanálises do ERA-Interim;
2. Quantificar o impacto nas variáveis climatológicas citadas acima em função da emissão natural e antrópico de CO₂, aumento homogêneo de CO₂ e utilização de vegetação dinâmica e estática;
3. Estudar o impacto dos cenários de CO₂ e o uso da vegetação estática/dinâmica na energética da atmosfera a partir do Ciclo de Energia de Lorenz.

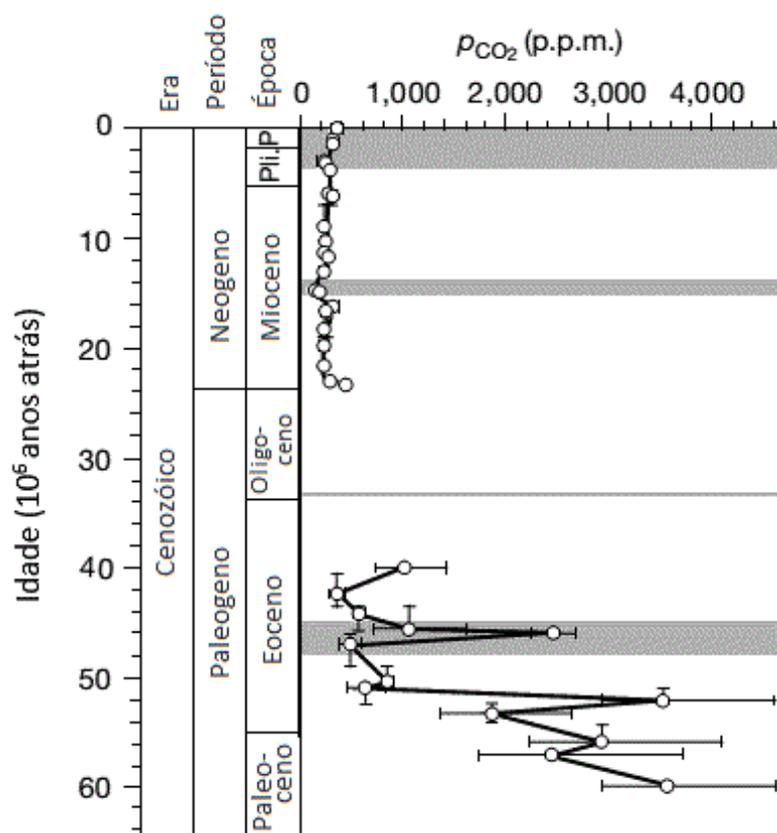
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo aborda tópicos teóricos associados a estudo da dissertação, bem como apresenta algumas das questões científicas e o que se pretende responder com esse trabalho.

2.1. CO₂: Histórico, efeito estufa e impactos do aumento de sua concentração na atmosfera

Estudos mostram que o CO₂ é um gás que compõe a atmosfera e que sua concentração pode variar devido aos processos de emissão e absorção natural deste gás. Pearson e Palmer (2000) mostraram que a concentração de CO₂ em algumas eras geológicas tiveram oscilações distintas (Figura 1.1).

Figura 1.1 - Níveis de CO₂ atmosférico dos últimos 60 milhões de anos.

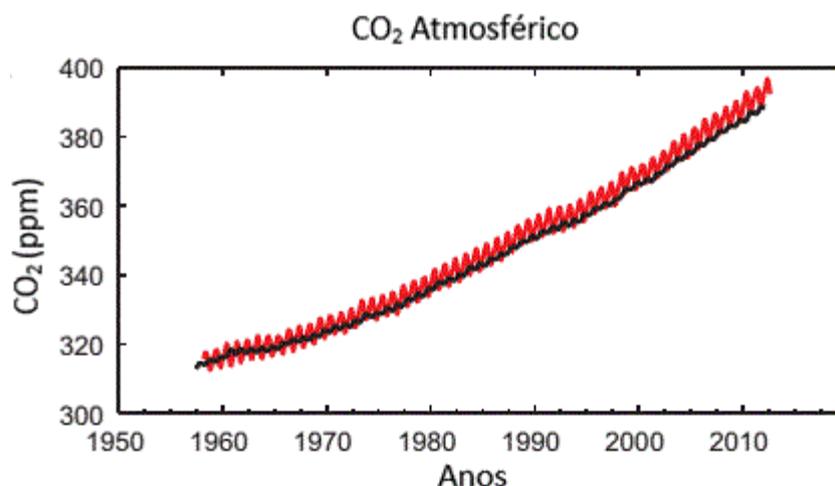


Fonte: Adaptado de Pearson e Palmer (2000).

Por exemplo, na era Cenozoica, a concentração de CO₂ poderia ter sido maior que a concentração atual, porém com incertezas nos níveis exatos da concentração. Estima-se que a concentração de CO₂ no final do período Paleoceno chegou a 2000 ppmv, aproximadamente cinco vezes maior em relação aos valores atuais (aproximadamente 400 ppmv) . Desde o início do Mioceno, a concentração de CO₂ permanece abaixo dos 500 ppmv (PEARSON; PALMER, 2000). A partir do ano de 1780, com o início da revolução industrial, ocorreu o aumento progressivo do consumo de combustíveis fósseis, da intensificação no uso dos recursos naturais, dos processos de produção industriais e agrícolas, da fabricação e do uso de fertilizantes, além da alteração no uso do solo e do desmatamento. Isso elevou a concentração de CO₂ na atmosfera desde o século 18, aumentando o efeito estufa (OLIVEIRA; ALVES, 2012).

Nos últimos anos, estudos mostraram que a concentração de CO₂ na atmosfera aumentou em torno de 43% (no período de 1992 a 2010), chegando a 390 ppmv em 2010 (NOBRE et al., 2012). A Figura 1.2 mostra claramente o aumento na concentração de CO₂ atmosférico desde o ano de 1958 principalmente devido às emissões antrópicas. Segundo os relatórios do IPCC, mudanças climáticas atuais é basicamente devido ao aumento antrópico das concentrações dos gases do efeito estufa na atmosfera, principalmente o dióxido de carbono.

Figura 1.2 - Concentração de dióxido de carbono (CO₂) atmosférico desde 1958.



Fonte: Adaptado do IPCC (2013).

O CO₂ juntamente com o vapor d'água e ozônio são os 3 principais gases do efeito estufa. O efeito estufa atmosférico é um mecanismo natural, na qual a radiação solar absorvida (ondas curtas, comprimento de onda na faixa de 0,1µm a 3µm) pela superfície do planeta é reemitida através de radiação térmica (ondas longas, comprimento de onda superior a 4µm). Esta radiação térmica é absorvida pelos gases atmosféricos que por sua vez emitem radiação de onda longa na direção da superfície. Este processo de absorção atmosférico causa um aprisionamento de radiação de onda longa na atmosfera. Fourier (1824), concluiu que grande parte da radiação de onda longa emitida pela superfície da Terra é absorvida nas camadas da atmosfera, e que uma parte da radiação absorvida era novamente reemitida para outros níveis da atmosfera e superfície, proporcionando o aquecimento adicional. Este aquecimento adicional devido à maior concentração de CO₂ impacta na variabilidade climática e energética da atmosfera.

Na literatura existem vários trabalhos que verificam os impactos dos diferentes níveis de concentrações de CO₂ na atmosfera. Entretanto, estas concentrações são baseadas em aumento de CO₂ homogêneo na atmosfera, isto não ocorre na atmosfera real, devido às diferentes fontes e formas de emissões de

superfície e da dinâmica da atmosfera. Portanto, estes diferentes níveis de concentrações do CO₂ na atmosfera geram aquecimento diferenciado e como consequência, geram um gradiente térmico na atmosfera. Portanto, o que se propõe neste trabalho é um estudo pioneiro na avaliação da energética da atmosfera considerando a emissão natural e antrópico de CO₂. Neste contexto, espera-se responder algumas questões:

- a. Qual o impacto na energética atmosférica ao se utilizar o aumento da concentração de CO₂ homogêneo, emissão heterogênea e vegetação dinâmica?
- b. Como a estrutura dinâmica, termodinâmica e radiativa se comportará com esses dois cenários de emissão?
- c. Como será o impacto na modulação do clima?

2.2. CO₂: Papel dos oceanos

Os oceanos têm um papel fundamental quando se trata do ciclo de dióxido de carbono (CO₂), uma vez que possuem a capacidade de absorver e emitir CO₂ para atmosfera em várias escalas temporais e espaciais.

Segundo Libes (2009), no período pré-industrial os oceanos eram uma fonte de carbono para a atmosfera, após esse período, com o incremento de CO₂ antrópico na atmosfera, os oceanos passaram a ter um papel maior de sumidouro deste gás.

As trocas dos fluxos de CO₂ entre oceanos-atmosfera são induzidas basicamente por dois mecanismos: biológico e físico (MARTINS et al., 2003). No processo biológico, a absorção de CO₂ é realizada pelas algas e pelo fitoplâncton no processo de fotossíntese. No processo físico, ocorre pela dissolução de CO₂ nas águas, dependendo da sua temperatura, salinidade e densidade (MARTINS et al., 2003)

Os fitoplânctons são organismos microscópicos unicelulares que povoam as camadas superficiais de todos os corpos de água, seja doce ou salgada. O

sequestro de carbono através da fotossíntese dos fitoplânctons é chamado de processo biológico de sequestro de carbono (BARBOSA et al., 2013).

O processo físico está relacionado à circulação termohalina, que é a formação de águas profundas e frias nos oceanos, esta circulação tem a função de transporte de CO₂ para as águas profundas e frias dos oceanos. Na água fria o CO₂ atmosférico dissolve-se mais facilmente.

A solubilidade do CO₂ é função da temperatura e da salinidade da água do mar. O CO₂ é mais solúvel em águas geladas dos polos do que nas águas quentes do equador. No caso dos polos, a água mais fria e mais densa chega a afundar até abaixo da termoclina, injetando CO₂ nas camadas mais profundas dos oceanos.

2.3. CO₂: Manutenção do balanço atmosférico e impactos na energética

O dióxido de carbono é um dos principais gases do efeito estufa, e o entendimento do seu ciclo entre os reservatórios do planeta (atmosfera, litosfera e hidrosfera) é importante para conhecer a manutenção de sua concentração na atmosfera. O balanço nos fluxos de CO₂ entre a superfície terrestre e a atmosfera é obtido considerando somente a forma natural de emissão, sem a emissão devido à atividade humana. Sobre os continentes as trocas de CO₂ entre a biosfera e a atmosfera ocorrem principalmente através da fotossíntese e respiração vegetal na superfície terrestre (MARTINS et al., 2003). Sobre os oceanos, os fluxos de CO₂ entre a superfície oceânica e a atmosfera são realizados através da fotossíntese e decomposição dos fitoplânctos (MARTINS et al., 2003). O problema atual da manutenção do equilíbrio da concentração de CO₂ na atmosfera surge a partir das emissões antrópicas.

Estas emissões antrópicas são provenientes principalmente da queima de combustíveis fósseis, mas também da alteração do uso da terra. Em um trabalho conduzido por Nobre et al. (2007), foi constatado que as emissões de

carbono de origem antrópica, como por exemplo a alteração do uso do solo, o desmatamento de área florestais, aumento de área agrícolas ou pastagens implicaria em emissão de dióxido de carbono da biosfera para a atmosfera contribuindo assim, para o aquecimento global.

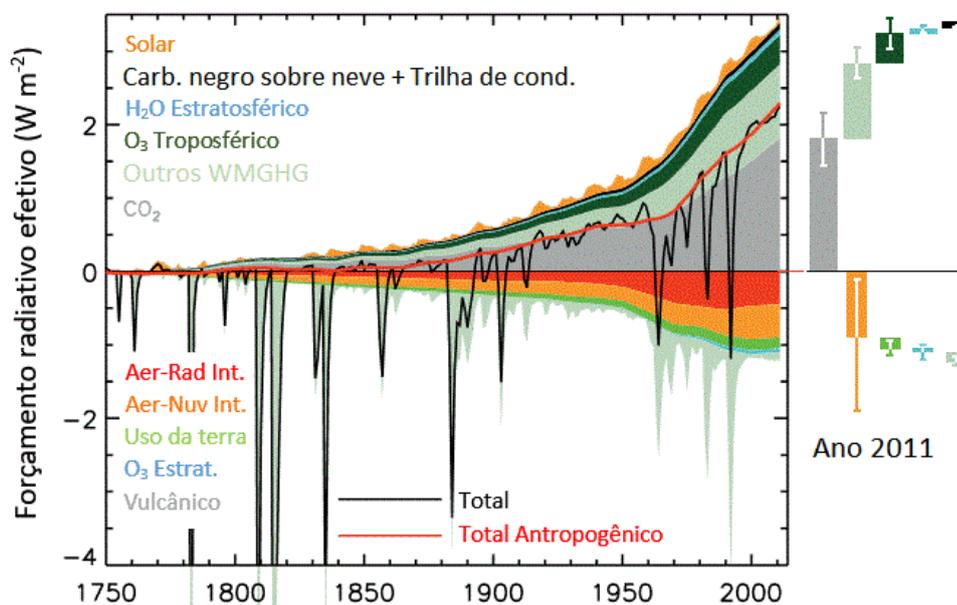
As fontes e os sumidouros de CO₂ na superfície são os principais responsáveis pela manutenção do equilíbrio da concentração na atmosfera (referência). Portanto, os reservatórios, tais como a biomassa na biosfera e os combustíveis fósseis no subsolo, são importantes na determinação das taxas de emissões de CO₂. Como mencionado anteriormente, o aumento das concentrações dos gases do efeito estufa na atmosfera induz a um aumento de temperatura, mas não é clara a resposta da energética da atmosfera à esta forçante, devido principalmente às incertezas das taxas de emissão de CO₂ (DECKERS; STORCH, 2010). Alguns estudos verificaram a resposta da energética da atmosfera em função do aumento homogêneo da concentração de CO₂ (2xCO₂) na atmosfera utilizando modelos de circulação geral atmosférico (BOER, 1995; DECKERS; STORCH, 2010). Entretanto, este aumento é idealizado, uma vez que a concentração na atmosfera real não é homogênea, devido à heterogeneidade das emissões de superfície e a dinâmica da atmosfera. Assim, a resposta da energética pode ser diferente sobre condições atmosféricas distintas. Boer (1995) e Deckers e Storch (2010) mostraram, sem considerar as emissões de superfícies, que com o aumento da concentração de CO₂ na atmosfera, a temperatura média também aumenta. Porém, a energética da atmosfera calculada utilizando o Ciclo de Energética de Lorenz (CEL) sofre um enfraquecimento nos dois estudos. Deckers e Storch (2010) atribuem o seu resultado ao fato de ocorrer um fortalecimento do CEL na troposfera superior e um enfraquecimento na troposfera média e baixa, que domina quando se considera o CEL integrado globalmente. Neste estudo observa-se também um aquecimento da troposfera superior na região tropical e um aquecimento na superfície na região polar. Boer (1995) atribui o decréscimo da energética à diminuição do gradiente de temperatura Polo/Equador e

Continente/Oceano na baixa troposfera. Contudo, esses autores utilizaram a concentração constante e homogênea de CO₂ na atmosfera. A presente pesquisa de mestrado visa avaliar a concentração heterogênea.

2.4. CO₂: Forçante radiativa

O IPCC (2013) define forçante radiativa como uma métrica da variação líquida do balanço energético do sistema terrestre em resposta a determinadas perturbações. Os últimos relatórios do IPCC relataram grandes incertezas referentes às magnitudes das forçantes radiativas, o que, conseqüentemente, induzirão as mudanças climáticas futuras. Essas incertezas estão, em geral, relacionadas à quantificação das emissões futuras dos gases do efeito estufa. Quando o forçamento radiativo é positivo, ocorre um aquecimento e, quando é negativo, ocorre um resfriamento. Geralmente, estes forçamentos radiativos são medidos em unidade de watts por metro quadrado (W/m²). Há vários fatores que funcionam como forçantes radiativas e que podem modificar o balanço energético da atmosfera. Estes, podem ser desde parâmetros orbitais até mesmo parâmetros internos ao sistema terrestre. Jungclaus et al. (2010) menciona algumas forçantes radiativas, tais como: solar, vulcânica, orbital, forçantes devido aos aerossóis e à mudança da cobertura do solo. O mais importante para este trabalho e que merece destaque, é a forçante devido às concentrações dos gases do efeito estufa (para este trabalho destaca-se o CO₂). O aumento da concentração de CO₂ na atmosfera conduz um forçamento radiativo positivo, elevando a temperatura da atmosfera terrestre e induzindo variações na dinâmica e na termodinâmica da atmosfera. O forçamento radiativo relacionado a todos os gases do efeito estufa aumentou de 0,20 Wm⁻² desde os registros do Quarto Relatório de Avaliação (IPCC, 2007), chegando ao valor 2,83 Wm⁻² em 2011 (IPCC, 2013). Durante os 15 últimos anos, a concentração de CO₂ tem sido o fator que mais contribui como forçamento radiativo dos gases do efeito estufa, com uma taxa de aumento médio inferior a 0,3 W m⁻² por década (IPCC, 2013).

Figura 1.3 - Evolução no tempo dos mecanismos de forçantes radiativa natural e antrópica.



Fonte: Adaptado do IPCC (2013).

Os estudos sobre a variabilidade climática apresentados na literatura têm por interesse identificar as causas e os efeitos desta variabilidade em função das forçantes utilizadas em cada estudo. Outro ponto importante a ser estudado é o comportamento da energética da atmosfera devido a uma forçante específica.

2.5. A modelagem numérica: uma ferramenta para o entendimento do clima e da energética do sistema terrestre

A utilização da modelagem numérica de superfície é muito importante na compreensão das emissões de CO_2 na superfície, principalmente com o desenvolvimento da modelagem de vegetação dinâmica, que possui como principal característica, o ciclo de carbono entre a atmosfera e a biosfera. Neste modelo de vegetação dinâmica da biosfera, as emissões naturais de CO_2 são, de um modo geral, bem representadas pelos modelos numéricos, porém, ainda existem incertezas devido ao fato de que as parametrizações utilizadas não representam realisticamente todos os biomas. A utilização do modelo numérico

de vegetação dinâmica da biosfera, acoplada a um modelo de global de circulação geral, torna-se uma ferramenta importante para estimar as variabilidades do clima futuro. Entretanto, as emissões futuras dos gases do efeito estufa são uma incógnita, principalmente para o CO₂ relacionado à queima de combustíveis fósseis e às outras atividades humanas. Este fato gera grandes incertezas nos cenários futuros propostos pelo IPCC. Apesar das incertezas quanto às emissões futuras, existem algumas questões que podem ser exploradas através das informações existentes nas últimas décadas.

A respeito da variabilidade climática, nas últimas décadas verificou-se que o padrão climático sofreu grandes mudanças em relação ao período pré-industrial. Vários estudos, como os realizados pelo IPCC (2007, 2013) indicam que o aumento da concentração de CO₂ na atmosfera é a principal causa desta variabilidade registrada

Os desenvolvimentos realizados nas últimas décadas indicam que a modelagem numérica climática do sistema terrestre se tornou a ferramenta mais adequada para os estudos das causas e efeitos da variabilidade climática. Atualmente, está claro que o aumento das concentrações dos gases do efeito estufa são as principais causas das mudanças no clima, e, juntas, estão forçando o aquecimento adicional da atmosfera. Assim, a principal ferramenta utilizada pela comunidade científica para estudar a variabilidade no clima, devido aos efeitos radiativos dos gases do efeito estufa, é a modelagem numérica do sistema terrestre. Um exemplo deste tipo de estudo é o que vem fazendo o IPCC (2007, 2013), nos quais os estudos reúnem várias informações provenientes de grupos de pesquisas, que utilizam a modelagem numérica para verificar o quanto o clima já mudou e projetam mudanças climáticas futuras, baseado em alguns cenários de emissões dos gases do efeito estufa.

Referente à variabilidade da energética, com o aumento das concentrações dos gases do efeito estufa, principalmente o CO₂, a atmosfera tende a reter mais radiação de onda longa e, portanto, mais energia potencial disponível

para os processos físicos da atmosfera. Uma forma de quantificar, o quanto de energia o sistema terrestre tem disponível para definir os padrões dos sistemas atmosféricos é utilizando a modelagem numérica, reanálises, etc. Alguns estudos quantificam a energética através de resultados de simulações com modelos numéricos da atmosfera, em que se aplica a técnica do Ciclo de Energia de Lorenz, em termos de taxas de geração, conversão e dissipação de energia potencial disponível e energia cinética (DECKERS, STORCH, 2010; SILVA, 2010; PINTO, 2010), dando uma ideia do comportamento energético da atmosfera.

A variabilidade da energética está diretamente ligada às características climáticas, assim como foi mostrada por Deckers e Storch (2010) que a duplicação da concentração de CO₂ na atmosfera poder causar mudanças na energética. Santos (2014) identificou que o Ciclo de Energética de Lorenz em períodos de ocorrência dos fenômenos El Niño e La Niña sofre variação quando comparado a anos normais ou com a climatologia. Evidentemente, qualquer variação no balanço local de radiação ocasiona a variabilidade na energética da atmosfera. Então, um elemento importante na determinação do balanço local de radiação é o tipo de vegetação ou cobertura do solo. As características biofísicas do solo, por exemplo, as que estão relacionadas ao albedo, afetam o balanço de energia e as trocas turbulentas de calor sensível e latente entre a superfície e a atmosfera (CUNHA et al., 2013). Tendo em vista a importância da cobertura vegetal para a determinação do balanço de energia local, Kubota (2012) menciona que, para simulações climáticas utilizando modelos de circulação geral, o ideal é utilizar um esquema de vegetação dinâmica, pois para um longo período de tempo, a vegetação se altera.

2.6. Padrões de circulação e sua relação com a energética

O Padrão de circulação geral da atmosfera está relacionado com a distribuição heterogênea de energia sobre a superfície da Terra. Devido à inclinação do eixo de rotação da Terra, a região Equatorial-Tropical recebe mais radiação

solar em comparação com a região Polar. Portanto, a circulação geral da atmosfera tem o papel de transportar calor em direção aos polos para tentar estabelecer o equilíbrio radiativo. As células de Hadley, Ferrel e Polar são induzidas devido ao gradiente de temperatura formado pelo desequilíbrio radiativo horizontal e vertical, visto que as temperaturas mais elevadas conduzem um movimento ascendente do ar. Em contrapartida, as temperaturas mais frias levam aos movimentos descendentes. Outra célula de circulação importante é denominada de célula de Walker, que ocorre devido à diferença de pressão na direção Leste-Oeste devido às anomalias de temperatura das águas superficiais do oceano Pacífico equatorial.

Huang e McElroy (2014) mostram a contribuição das células de circulação de Hadley e Ferrel na energética da atmosfera durante os últimos 32 anos, nos quais os autores verificaram que, com a entrada de calor adicional, isso resultou em um aumento líquido no trabalho realizado pela atmosfera e, portanto, um aumento da produção de energia cinética.

2.7. Energética da atmosfera: uma visão geral

Inicialmente, para compreender de forma geral a energética da atmosfera, Holton (2004) considerou a energia global da atmosfera como sendo a soma da energia interna, da energia potencial gravitacional e da energia cinética. Porém, para uma atmosfera hidrostática pode-se combinar a energia potencial gravitacional e a energia interna em uma única, denominada energia potencial. Contudo, a energia potencial (gravitacional + interna) não é muito útil para ser tratada como uma medida de energia da atmosfera, tendo em vista que, somente uma pequena parte dessa energia, está disponível para conversão em energia cinética durante as tempestades. Logo, é definida a energia potencial disponível, como sendo a diferença entre a energia potencial total de um sistema fechado e a energia potencial total mínima resultante de uma redistribuição adiabática de massa (HOLTON, 2004).

O Ciclo de Energia de Lorenz pode ser usado para avaliar a atmosfera em termos de conversão, geração e dissipação de energia potencial disponível e energia cinética. Holton (2004) descreve qualitativamente o ciclo de energia observado no Hemisfério Norte em latitudes médias:

- a. O aquecimento diabático zonal médio gera a energia potencial disponível zonal média através dos saldos de aquecimento da região dos trópicos e resfriamento da região polar.
- b. Os turbilhões baroclínicos transportam ar quente na direção dos polos e ar frio na direção equatorial, além de transformar a energia potencial disponível média zonal em energia potencial disponível dos turbilhões.
- c. Ao mesmo tempo a energia potencial disponível do turbilhão é transformada em energia cinética do turbilhão pelos movimentos verticais dos próprios turbilhões.
- d. A energia cinética zonal é mantida, principalmente pelas conversões da energia cinética dos turbilhões, devido à correlação $\overline{u'v'}$.
- e. A energia é dissipada pelo atrito interno e atrito na superfície nos turbilhões e no escoamento médio.

Como mostrado anteriormente, umas das formas de avaliar o comportamento da atmosfera é através do estudo da energética. Esta avaliação é realizada em termos de geração, conversão e dissipação de energia. Na literatura, há alguns estudos realizados em termos de energética, como por exemplo: Pinto (2010) analisou a dinâmica de ciclones sobre a América do Sul através da energética e percebeu que o Ciclo de Energia de Lorenz mostrou uma fase mais ativa dos termos de conversão no período de formação do ciclone, importando energia potencial e energia cinética do estado básico para dentro do domínio. Assim que o sistema entrou em decaimento, o processo se inverteu, exportando energia para o ambiente externo. Silva (2010) calculou a energética do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), ZCAS e ZCIT em domínios definidos, avaliou

o acoplamento entre os três sistemas e determinou coeficiente de correlação existente entre as energias destes domínios. Este, observou que os valores máximos e mínimos de energia potencial e cinética dos sistemas tropicais ocorreram durante períodos de El Niño e La Niña, respectivamente. Além disso, o mesmo verificou um forte acoplamento energético entre o VCAN e a ZCIT e percebeu que as forçantes externas afetam os três sistemas pelas mudanças induzidas na estrutura térmica e composição na média e alta atmosfera. Deckers e Storch (2010) avaliaram a energética da atmosfera em função do aumento das concentrações dos gases do efeito estufa. Ao duplicarem a concentração de CO₂ na atmosfera, isso resultou em um decaimento do CEL, definido como a conversão total da Energia Potencial Disponível em Energia Cinética. Este trabalho também mostrou um aumento na Energia Cinética do estado básico.

A partir do contexto indicado acima, o presente trabalho visa avaliar as modulações das componentes energéticas (as taxas de conversão, energia potencial e cinética) do ciclo de energia de Lorenz forçados com diferentes cenários de emissão de CO₂ utilizando o modelo BAM. Adicionalmente, o estudo tem o objetivo de estimar as forçantes radiativas devido ao referido gás de efeito estufa. Este estudo difere dos estudos apresentados da literatura, pois considera a variabilidade de emissão natural e antrópico do CO₂ no globo terrestre.

3 DADOS E METODOLOGIA

A metodologia utilizada neste trabalho consistiu em empregar a modelagem numérica da atmosfera para gerar um conjunto de simulações que possibilitou realizar uma análise do impacto das diferentes fontes de emissão de CO₂ e o tipo de vegetação (estática e dinâmica) no clima e na energética da atmosfera. Nas seções seguintes são descritos os aspectos básicos do modelo atmosférico, dos conjuntos de dados de emissão de CO₂, da configuração dos experimentos e a forma de análise dos resultados.

3.1. Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM)

Neste trabalho foi utilizado o Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM), o qual foi desenvolvido integralmente no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) e, recentemente, foi implementado para fins operacionais, sendo utilizado para a realização de previsões de tempo.

O BAM é um modelo de escala global, onde as equações primitivas são discretizadas utilizando o método espectral e a aproximação hidrostática. A coordenada vertical utilizada para a discretização é a coordenada sigma. Possui duas formulações de núcleos dinâmicos (Euleriano e Semi-Lagrangiano), podendo ser facilmente configurado em qualquer um dos módulos, sendo possível também trabalhar com a opção de grade quadrática e triangular e, grade gaussiana regular completa ou reduzida.

As equações primitivas do BAM são divididas em duas partes: espaço espectral, onde são resolvidos os processos dinâmicos linearizados das equações primitivas (dinâmica) e espaço físico, onde são resolvidos os processos físicos de subgrade (parametrizações físicas).

Nos últimos anos foram realizados vários desenvolvimentos nas parametrizações físicas. O modelo BAM possui 3 opções de modelagem de superfície: SiB2.5 (SELLERS et. al., 1986, 1996a, 1996b), SSiB (XUE et al.,

1991) e IBIS-2.6 (KUBOTA, 2012), podendo ser utilizadas para vários tipos de experimentos, desde a mais simples configuração até experimentos que exigem o modelo de vegetação dinâmica.

A parametrização da camada limite planetária, também foi desenvolvida no modelo BAM, sendo 3 as opções de fechamento turbulento: MELLOR YAMADA 2.0 (MELLOR; YAMADA, 1982), Hostlag-Boville-modificado (KUBOTA, 2012), e parametrização da Universidade de Washington (BRETHERTON; PARK, 2009; PARK; BRETHERTON, 2009).

Os processos físicos úmidos relacionados à precipitação são representados pelo módulo de convecção, que fornecem várias opções de convecção profunda: Kuo (KUO, 1965), Grell–Devenyi (GRELL; DEVENYI, 2002), Arakawa–Schubert simplificada (HAN; PAN, 2011), relaxado Arakawa–Schubert (MOORTHI; SUAREZ, 1992); as opções de convecção rasa são Tiedke (TIEDTKE, 1989), MasFlx (PAN; WU, 1995) e as parametrizações de microfísica de Ferrier (FERRIER et al., 2002), Morrison (MORRISON et al., 2005), UKMET (WILSON; BALLARD, 1999), CAM3 (RASCH; KRISTJANSSON, 1998) e Large-Scale. Mais informações sobre a convecção do modelo BAM podem ser encontradas em Figueroa et al., (2016).

Com relação à parametrização de arrasto por onda de gravidade, o BAM possui o mais completo e moderno esquema utilizado em outros modelos atmosféricos de escala global CAM3 (McFARLANE, 1987); ALPERT (ALPERT et al., 1988); GMB (KIM; DOYLE, 2005) e USS (WEBSTER et al., 2003).

Os processos radiativos também foram modernizados no modelo BAM. Para configurar o modelo estão disponíveis os seguintes esquemas de radiação: COLA (LACIS; HANSEN, 1974; HARSHVARDHAN et al., 1987), UKMET (EDWARDS; SLINGO, 1996; BARBOSA; CHAGAS, 2008), CLIRAD (CHOU; SUAREZ, 1999; CHOU et al., 2001), CLIRADT (CHOU; SUAREZ, 1999; CHOU et al., 2001; TARASOVA; FOMIN, 2007; BARBOSA et al., 2008) e RRTMG (IACONO et al., 2008; IACONO et al., 2003). Sendo este último, o código de

radiação utilizado neste estudo, o qual é descrito na seção seguinte (seção 3.1.1).

Atualmente o modelo BAM, em operação no CPTEC para previsão de tempo, é integrado utilizando a resolução TQ0666L064, ou seja, o modelo resolve no máximo 666 ondas na linha do equador (o que equivale a uma resolução de aproximadamente 20 km na horizontal) e possui 64 níveis na vertical.

Para esta pesquisa, que trata de simulação climática, o modelo BAM é integrado utilizando a resolução TQ0062L28, que corresponde a aproximadamente 200 km na horizontal e com 28 níveis na vertical.

3.1.1. Configuração do BAM para este trabalho

A configuração do modelo BAM utilizada neste estudo foi escolhida através de testes com diferentes configurações durante o período de desenvolvimento do modelo. Estas opções são atualmente usadas no modelo operacional para previsão de tempo do CPTEC/INPE (Tabela 3.1). A única exceção está no esquema de radiação que, neste trabalho, foi utilizado o esquema RRTMG em substituição ao esquema Clirad.

Tabela 3.1 - Configuração do modelo utilizado nos experimentos.

Dinâmica	Euleriano (Espectral)
Convecção Profunda	Arakawa Schubert Simplificado (HAN; PAN, 2011)
Convecção Rasa	Tiedke (TIEDTKE, 1989)
Microfísica	Morrison (MORRISON et al., 2005)
Camada Limite Planetária	Hotslag-Boville Modificado (KUBOTA, 2012)
Arrasto de onda de gravidade	GMB (KIM; DOYLE, 2005)
Superfície	IBIS-2.6-CPTEC (KUBOTA, 2012)
Radiação de onda Curta	RRTMG
Radiação de onda Longa	RRTMG
Condições iniciais	ERA-Interim (DEE et al., 2011)
Condição de contorno inferior sobre o oceano	TSM da NOAA

Fonte: Produção do autor.

As condições iniciais utilizadas para inicializar o modelo BAM são as reanálises produzidas pelo Centro Europeu (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), o ERA-Interim (DEE et al., 2011), disponíveis no site:

- <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=pl/>.

Sobre a condição de contorno inferior sobre o oceano foi utilizada a série de temperatura de superfície do mar (TSM) da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) disponível em:

- http://www.emc.ncep.noaa.gov/research/cmb/sst_analysis/

Como condição de contorno também foram utilizados os dados de fluxos de CO₂ compilados neste trabalho (seção 3.2).

O modelo foi integrado a partir de dezembro de 1979 até janeiro de 2011, porém é analisado apenas de 1980 2010 (31 anos). Este período foi escolhido em função dos dados de emissão de CO₂ disponíveis na literatura.

3.1.2. Código de radiação RRTMG

O estudo do impacto das concentrações do CO₂ na atmosfera foi realizado através da análise dos fluxos radiativos calculados pelo Modelo Rápido de Transferência Radiativa (RRTM, do inglês, Rapid Radiation Transfer Model). Este modelo foi desenvolvido para ser utilizado em estudos sobre transferências radiativas atmosféricas e também para ser implementado em modelos dinâmicos da atmosfera (MLAWER et al., 1997). Atualmente está sendo utilizado em Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (RRTMG – Rapid Radiation Transfer Model Global, MORCRETTE et al., 2008).

O RRMTG utiliza o método de distribuição k correlacionado. Este método resolve a integração espectral em cada banda com linhas de absorção complexa através de uma formulação simples utilizando uma função suave. Esta função segue a formulação de distribuição acumulativa construída a partir de um conjunto de coeficiente de absorção de um modelo linha-à-linha. A solução da Equação de Transferência Radiativa (ETR) torna-se mais eficiente computacionalmente em relação aos demais métodos, pois os coeficientes de absorção são pré-calculados diminuindo o custo computacional.

De forma geral, o RRMTG obtém os fluxos e taxas de aquecimento para 14 bandas espectrais para ondas curtas (RRTMG_SW) e 16 bandas espectrais para ondas longas (RRTMG_LW). Os gases considerados para absorções e emissões são: H₂O, CO₂, O₃, CH₄, O₂, N₂. Adicionalmente o modelo de transferência radiativa (RRTMG) permite avaliar o efeito dos aerossóis e halocarbonetos, porém não foram usados neste trabalho. Para representar a variabilidade de nuvens na escala de sub-grade foi utilizado o método de Monte Carlo. Descrição detalhada ao RRMTG pode ser encontrada em Campos (2015) e Iacono et al. (2011).

3.1.3. Modelo de superfície continental IBIS-2.6

O modelo IBIS-2.6 considera o carbono encontrado nos três principais reservatórios. São eles: litosfera, hidrosfera e atmosfera. A troca dos fluxos de carbono entre esses reservatórios é chamada de ciclo do carbono. Neste trabalho o reservatório mais importante é a atmosfera, onde o carbono é encontrado na forma gasosa (gás CO₂) e é um dos constituintes da atmosfera que regula a temperatura média da terra permitindo assim a vida na mesma.

Este modelo (IBIS 2.6) considera uma ampla variação de ecossistemas e processos de superfície continental. Simula os diferentes processos físicos em diferentes escalas de tempo e também simula os fluxos de momentum, carbono, água e energia do sistema solo-vegetação-atmosfera em um curto período de tempo (KUBOTA, 2012).

O módulo de vegetação dinâmica do IBIS 2.6 representa a cobertura vegetal do planeta como uma coleção de tipos funcionais de plantas (FTPs), onde cada FTP é caracterizado em termos da biomassa e do índice de área foliar (IAF). De forma geral a distribuição geográfica de cada FTP é definido de acordo com as características climáticas do referido local (KUCHARIK et al., 2000). Os fluxos de vapor d'água e CO₂ entre a copa da vegetação e a atmosfera, é regulado pelos processos físicos envolvidos na fotossíntese e condutância estomática (KUCHARIK et al., 2000).

A utilização do IBIS 2.6 neste trabalho é importante por considerar a assimilação do CO₂ pela vegetação. A formulação desta interação entre o CO₂ e a vegetação está disponível em Bell et al. (1987), onde também foi verificado que com o aumento da concentração de CO₂ a condutância estomática tende a diminuir, indicando que com a alteração da concentração de CO₂ os fluxos de massa entre a vegetação e a atmosfera podem sofrer variações.

3.1.4. Dados de emissão natural e antrópica de CO₂

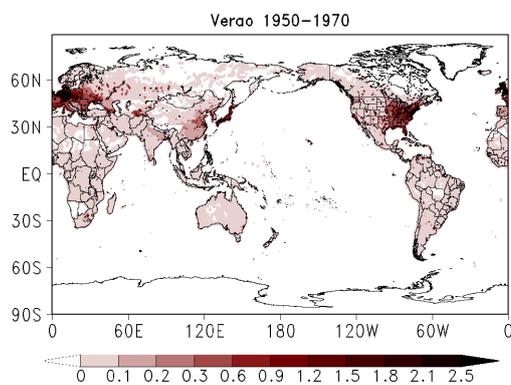
O modelo de superfície continental do BAM não possui parametrização de emissão de CO₂ associado à atividade antrópica, apenas emissão natural. Sendo assim, uma das etapas do trabalho foi inserir no modelo a emissão antrópica de CO₂ do banco de dados do Carbon Dioxide Information Analysis Center, disponível em:

- <http://cdiac.ornl.gov>

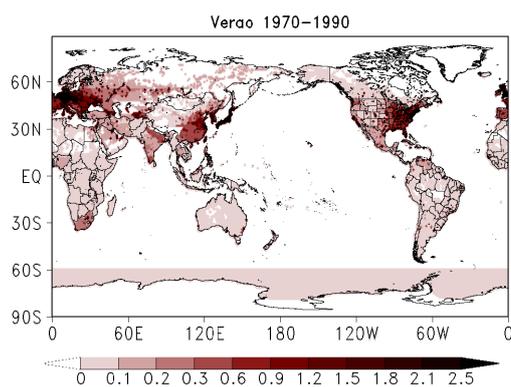
Estas emissões antrópicas de CO₂ são baseadas em estatísticas sobre queima de combustíveis fósseis, produção de cimento, queima de gás em campos de petróleo, produção e consumo de energia, e dados de comércio no período de 1750 a 2010 (BODEN et al. 2015). Estes dados têm resolução horizontal de 1° x 1° grau em uma grade regular de latitude-longitude e a unidade de emissão é de toneladas de Carbono por ano (t C ano⁻¹) por ano, para converter essas emissões em CO₂ deve-se multiplicar por 3,667. A Figura 3.1 mostra a variabilidade espacial da emissão de Carbono na forma antrópica durante três períodos (1950-1970, 1970-1990 e 1990-2010) durante os meses de verão austral (dezembro, janeiro e fevereiro).

Figura 3.1 - Distribuição espacial das emissões antrópicas de CO₂ durante o verão austral para os anos (a) de 1950 a 1970, (b) de 1970 a 1990 e (c) de 1990 a 2010. Unidade em 10⁻³ t C ano⁻¹.

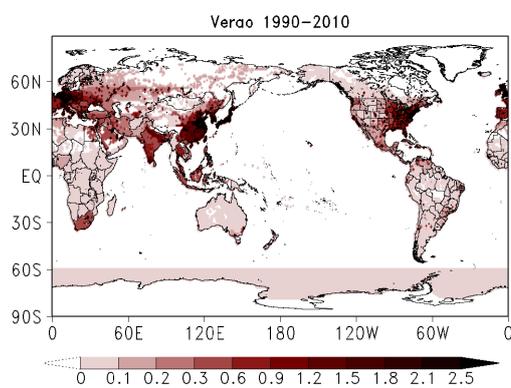
(a)



(b)



(c)



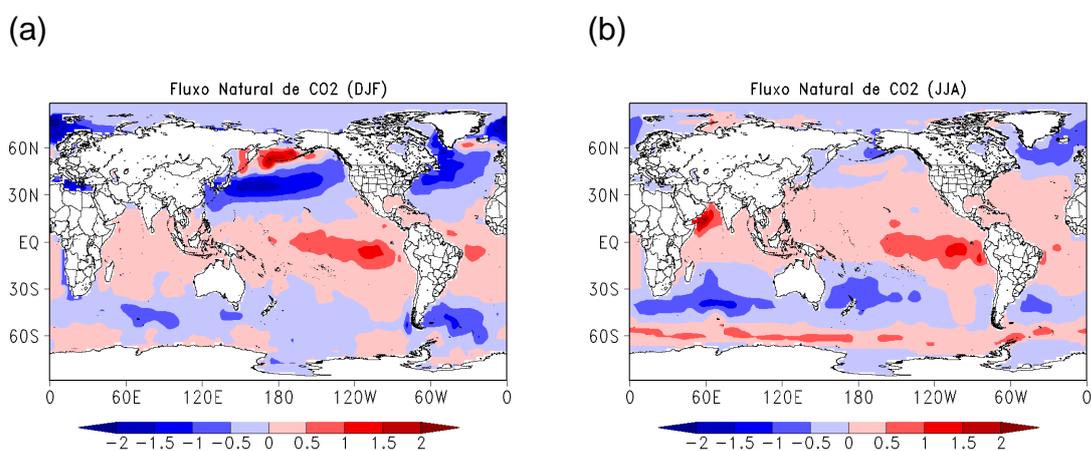
Fonte: Produção do autor.

Com relação à emissão de CO₂ na superfície oceânica, será utilizado um conjunto de dados de fluxos de CO₂ descrito no sítio da Carbon Dioxide Research Group do Earth Observatory of Columbia University (TAKAHASHI et al., 2009). Estes dados são obtidos a partir de estimativas da diferença de pressão parcial de CO₂ entre o ar e a superfície do oceano e da taxa de troca deste gás, parametrizado em função da velocidade do vento, está disponível em:

- <http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/CO2/>

Os dados de fluxo de CO₂ são climatológicos e distribuídos espacialmente sobre águas superficiais dos oceanos em condições climáticas sem a ocorrência do fenômeno El Niño. Os dados apresentam resolução espacial horizontal de 4° x 5° graus de latitude-longitude, sendo baseado em aproximadamente 3 milhões de medições em águas superficiais obtidos a partir de 1970 até 2009.

Figura 3.2 - Média anual do fluxo de CO₂ ar-oceano para as estações de verão e inverno austral. Unidade em 10⁻⁷ Kg/m²/s.



Fonte: Produção do autor.

Os dados de emissão de CO₂ disponíveis e citados acima estão em unidade de gramas de carbono (g C). A conversão dos dados da unidade de gramas de carbono para unidade de mol de CO₂, foi realizada considerando o fator de

multiplicação de 0.083, considerando que 1 g C corresponde a 0.083 mol de CO₂.

Todos os dados de emissão de CO₂ foram padronizados em unidade de mol/segundos e criou-se um banco de dados que ficará disponível para a utilização em simulações climáticas. A partir da conclusão dos bancos de dados de emissão de CO₂, foi criado um algoritmo de interpolação linear de dados que converteu a resolução dos dados de emissão de CO₂ (natural e antrópico) para a resolução do modelo atmosférico BAM. Todos os dados interpolados na resolução do modelo estão no formato de 32 bits e com acesso direto o que possibilitou o modelo ler os dados e interpolá-los linearmente entre 2 registros de tempo durante a sua execução.

Para garantir o balanço global de CO₂ no modelo foi elaborado um algoritmo que força a média global das emissões a ser nulo a cada passo de tempo do modelo. Isso garante que a concentração de CO₂ não aumente nem diminua em função de alguns erros nos dados estimados de emissão de CO₂.

3.1.5. Configurações dos experimentos

Todos os experimentos executados neste trabalho tiveram por objetivo a análise do comportamento da atmosfera em relação a diferentes cenários de emissão de CO₂. Foram concebidos quatro cenários de concentração de CO₂. Adicionalmente cada cenário foi analisado em termos do tipo de vegetação: estática ou dinâmica. As Tabelas 3.2 e 3.3 descrevem estes experimentos.

O primeiro cenário considerou a concentração espacial e temporal de CO₂ constante de 370 ppmv, a qual foi utilizada como referência da composição atmosférica. O segundo utilizou uma concentração de CO₂ quatro vezes maior, ou seja, 1480 ppmv comparado ao primeiro cenário. Os dois últimos cenários consideraram as emissões naturais, sendo que um deles foi combinado com a antrópica. Espera-se que o último cenário forneça a distribuição da concentração de CO₂ mais aproximada da atmosfera real, devido aos atuais

aumentos de emissão deste gás. Estes quatro cenários de CO₂ foram simulados utilizando o modelo de superfície continental IBIS-2.6 configurado com esquema de vegetação estática.

Além do esquema de vegetação estática mencionado anteriormente, os quatro cenários de CO₂ também foram simulados utilizando o esquema de vegetação dinâmica disponível no IBIS-2.6.

O esquema de vegetação dinâmica foi utilizado para verificar o impacto das diferentes concentrações de CO₂ na atmosfera no ciclo de carbono terrestre, tornando as simulações mais próximas do que acontece no mundo real, pois a mesma simula os ecossistemas existentes no sistema climático.

Tabela 3.2 - Experimentos numéricos assumindo 4 diferentes cenários de CO₂ e vegetação estática.

Ctrl_VE-1x	Exp_VE-4x	Exp_VE-EN	Exp_VE-ENA
CO ₂ (homogêneo) Constante (370ppm)	CO ₂ (homogêneo) constante aumento 4x (1480ppm)	CO ₂ (heterogêneo) emissão natural	CO ₂ (heterogêneo) emissão natural + antrópico
Vegetação estática	Vegetação estática	Vegetação estática	Vegetação estática

Fonte: Produção do autor.

Tabela 3.3 - Experimentos numéricos assumindo 4 diferentes cenários de CO₂ e vegetação dinâmica.

Exp_VD-1x	Exp_VD-4x	Exp_VD-EN	Exp_VD-ENA
CO ₂ (homogêneo) Constante (370ppm)	CO ₂ (homogêneo) constante aumento 4x (1480ppm)	CO ₂ (heterogêneo) emissão natural	CO ₂ (heterogêneo) emissão natural + antrópico
Vegetação dinâmica	Vegetação dinâmica	Vegetação dinâmica	Vegetação dinâmica

Fonte: Produção do autor.

3.2. Cálculo da energética da atmosfera

Para avaliar a resposta da atmosfera em função da emissão natural e antrópica de CO₂ no modelo BAM, foi também realizado através da análise do Ciclo de Energia de Lorenz (CEL). Com o CEL, Lorenz (1955) avaliou a manutenção da circulação geral em termos da energia potencial disponível e energia cinética.

O modelo de energética utilizado neste trabalho é descrito pelas equações do estudo de Deckers e Storch (2010), em que foi avaliada a energética da atmosfera em função do aumento constante e homogêneo das concentrações dos gases do efeito estufa em um modelo acoplado. As equações para o cálculo do CEL estão descritas detalhadamente no ANEXO A.

Para os cálculos dos componentes do CEL foram utilizadas algumas variáveis (pressão na superfície, temperatura absoluta, vento zonal, vento meridional e ômega) obtidas a partir de cada simulação realizada neste trabalho (simulações descritas nas Tabelas 3.2 e 3.3)

Para analisar o comportamento da atmosfera em termos de energética, os cálculos do CEL que demonstram as taxas de conversão, geração e dissipação de energia potencial disponível e energia cinética foram aplicadas para cada

saída do modelo, sendo que estas saídas são respostas das simulações adotando as configurações do conjunto de experimentos descritas nas Tabelas 3.2 e 3.3.

3.3. Procedimento de análise dos resultados

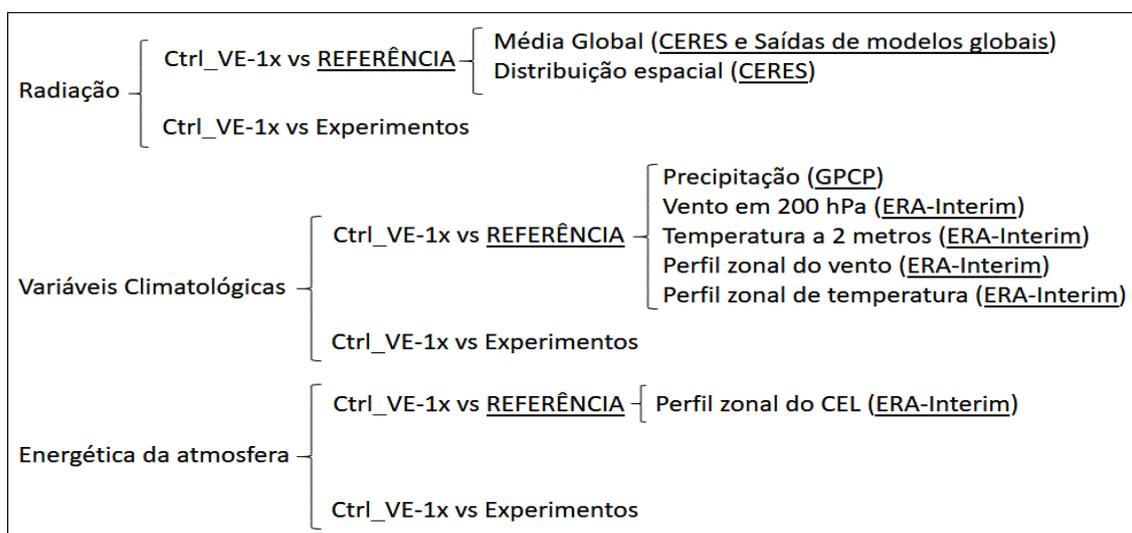
As análises estatísticas serão centradas para o aspecto de validação da simulação dos experimentos e para extrair o máximo de informação do impacto no clima e da energética da atmosfera.

Os resultados deste trabalho foram divididos em três partes (Figura 3.3): Radiação, variáveis climatológicas e energética da atmosfera.

- **Radiação:** Inicialmente as componentes de radiação do experimento controle foram avaliadas em termos de média global e distribuição espacial em relação a dados de referência provenientes de saídas de modelos e estimativas de satélites. Posteriormente foram avaliados os impactos dos cenários de CO₂ e utilização de vegetação dinâmica através do cálculo de VIÉS entre o experimento controle e os demais experimentos.
- **Variáveis climatológicas:** As variáveis utilizadas para esta análise foram: Precipitação, temperatura do ar a 2 metros, vento em 200 hPa, perfil do vento zonal e perfil zonal de temperatura. Assim como na parte de radiação, estas variáveis climatológicas foram primeiramente avaliadas em relação a dados de referência e posteriormente foi verificado o impacto dos cenários de CO₂ e utilização de vegetação dinâmica nos demais experimentos.
- **Energética da atmosfera:** O primeiro passo para a avaliação consistiu na comparação entre o CEL do experimento controle do BAM em relação ao CEL calculado com os dados de reanálise ERA-Interim. Em seguida verificou-se as respostas na energética da atmosfera em função dos cenários de CO₂ e utilização de vegetação dinâmica.

A Figura 3.3 indica as etapas e os dados usados como referência para a avaliação dos resultados. De forma geral a primeira etapa de avaliação para cada parte dos resultados consistiu na validação do experimento controle do modelo BAM (Ctrl_VE-1x vs REFERÊNCIA). E a segunda etapa, consistiu na avaliação dos experimentos com relação ao controle (EXPERIMENTOS vs Ctrl_VE-1x).

Figura 3.3 - Esquema de análise dos resultados.



Fonte: Produção do autor.

Para avaliar as componentes do balanço de radiação do modelo BAM, foram utilizados os dados do projeto intitulado Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES). Estes dados combinam informações de dados de satélites e simulações numéricas consideradas como estado da arte do atual conhecimento das observações e da física da radiação global. Adicionalmente, os resultados foram comparados com os dados da literatura referentes às saídas numéricas de outros modelos operacionais (Echam3, 4 e 5 (WILD; ROECKNER, 2005), MGCA-CPTEC/INPE (CAVALCANTI et al., 2002), etc.).

Para analisar os campos de precipitação obtidos nesta pesquisa, foram utilizados os dados de precipitação do GPCP. O período de dados disponível é de 1979 até 2015, consistindo na combinação de observações de precipitação

à superfície e estimativas a partir de satélites utilizando os canais de microondas e infravermelho, com uma resolução de 2,5° de latitude-longitude. Este projeto (GPCP) tem como objetivo resolver o problema de quantificação da distribuição de precipitação em todo o globo. A descrição mais detalhada é encontrada em Adler et al. (2003) e Huffman et al. (2009).

Para temperatura e vento, foram utilizados os dados do Era-Interim, os quais são dados de reanálises atmosférica global do European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) e compreendem o período de 1979 até os dias atuais (2017). O projeto teve início em 2006 com o objetivo de melhorar alguns aspectos das reanálises anteriores (ERA-40). O modelo do ECMWF contém um núcleo dinâmico baseado numa representação espectral e coordenada vertical híbrida (sigma-pressão). A resolução espectral é T255L60, que corresponde cerca de 79 Km de espaçamento entre uma grade gaussiana reduzida e usa 60 níveis na vertical, com o topo da atmosfera sendo representada em 0,1 hPa. A reanálise é produzida com um esquema de assimilação de dados sequencial, avançando para frente no tempo usando os ciclos de análises de 12 horas, sendo que em cada ciclo as observações disponíveis são combinadas com informações prévias do modelo. Essas descrições são encontradas em Dee et al. (2011).

Para todas as etapas do trabalho e para verificar a consistência do experimento controle em relação aos dados de referência, assim como as diferenças dos demais experimento em relação ao controle foi utilizado a métrica do viés. Sendo esse estimado através da diferença entre as médias de variáveis:

$$VIÉS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i - Y_i) \quad 01$$

Em que X representa as variáveis obtidas com as simulações realizadas neste trabalho, Y representa as variáveis da reanálise do ERA-Interim e N o número valores. E i é o i-ésimo termo.

4 RESULTADOS

Os resultados desta pesquisa foram divididos em três partes. A primeira consiste na avaliação dos componentes do balanço de radiação do experimento controle do BAM em relação aos dados do CERES. Em seguida foram analisados os mesmos componentes de radiação em relação aos impactos dos cenários de CO₂ e tipo de vegetação, utilizados nos 7 experimentos construídos.

Na segunda parte foi realizada a avaliação dos campos climatológicos de precipitação, componentes u e v do vento em altos níveis (200hPa), temperatura do ar (2 metros) e perfil zonal da componente u do vento e temperatura para o experimento controle do BAM comparado com os dados do GPCP (precipitação) e a reanálise do ERA-Interim (demais variáveis). Também foram avaliados os impactos nas variáveis climatológicas do aumento homogêneo e distribuição heterogênea de CO₂ juntamente com a utilização ou não de vegetação dinâmica

Por fim, na terceira parte, foi realizada uma análise do comportamento energético da atmosfera utilizando o ciclo de energia de Lorenz e levando em consideração os cenários de CO₂ e os tipos de esquemas vegetação mencionados anteriormente.

4.1. Radiação

As componentes médios anuais de radiação simulados pelo Modelo Rápido de Transferência Radiativa (RRTMG), que está implementado no Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM), foram comparados com dados disponíveis na literatura, tais como estimativas a partir de modelos, reanálises e dados observacionais provenientes de satélites, com a finalidade de verificar a consistência dos campos de radiação simulados pelo BAM.

4.1.1. Médias globais das componentes de radiação

Os resultados obtidos por modelos climáticos e reanálises foram incluídos nas tabelas abaixo para comparação. Para facilitar o entendimento da nomenclatura das componentes de radiação, segue uma lista detalhando o significado de cada componente:

ISWF: Radiação de onda curta incidente no topo (TOA) da atmosfera;

ROCE: Radiação de onda curta refletida no topo (TOA) da atmosfera;

OCIS: Radiação de onda curta incidente na superfície (SFC);

OCES: Radiação de onda curta refletida na superfície (SFC);

OLES: Radiação de onda longa emitida pela superfície (SFC);

OLIS: Radiação de onda longa incidente na superfície (SFC);

ROLE: Radiação de onda longa emergente do topo da atmosfera (TOA);

↑ *CS*: Calor sensível;

↑ *CL*: Calor latente.

As Tabelas 4.1 e 4.2 apresentam resultados para as componentes de radiação de onda curta e onda longa, respectivamente, para os fluxos no topo da atmosfera e superfície terrestre.

Tabela 4.1 - Médias globais anuais dos componentes de radiação de onda curta (TOA e SFC) para a simulação controle do modelo BAM. (ctrl_VE-1x). Valores não encontrados na literatura indicado por (-). Unidade em Wm^{-2} .

	ISWF	ROCE (Albedo)	ISWF - ROCE	OCIS	OCES (Albedo)	OCIS - OCES
RRTMG/BAM	342	73 (0,21)	269	220	21 (0,10)	199
CERES	340	100 (0,29)	240	187	24 (0,12)	163
Barbosa et al, (2008)	-	- (0,31)	241	181	- (0,11)	-
New Barbosa et al, (2008)	-	- (0,31)	241	173	- (0,11)	-
Nwa Barbosa et al, (2008)	-	- (0,31)	244	181	- (0,11)	-
Na Barbosa et al, (2008)	-	- (0,30)	244	180	- (0,11)	-
Cavalcanti et al. (2002)	341	92 (0,27)	249	-	-	191
Kiehl e Trenberth (1997)	342	107 (0,31)	235	198	30 (0,15)	168
Trenberth (2009)	341	102 (0,30)	239	184	23 (0,15)	161
Stephens et al. (2012)	340	100 (0,29)	240	165	23 (0,13)	142
Wild et al. (2013)	341	100	241	185	24 (0,13)	161
Wild e Roeckner (2005) Echam3	-	-	235	189	25 (0,13)	164
Wild e Roeckner (2005) Echam4	-	-	237	170	24 (0,14)	147
Wild e Roeckner (2005) Echam5	-	-	235	184	25 (0,13)	159
Berrisford et al. (2011) ERA-Interim	344	100 (0,29)	244	188	24 (0,13)	164
Berrisford et al. (2011) ERA-40	343	106 (0,31)	237	178	22 (0,12)	155
Berrisford et al. (2011) NRA-2	341	95 (0,28)	247	187	27 (0,14)	161
Berrisford et al. (2011) JRA-25	341	105 (0,31)	236	197	25 (0,13)	172

Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.2 - Médias globais dos componentes de radiação de onda longa (TOA e SFC) para a simulação controle (ctrl_VE-1x) do modelo BAM. Unidade em Wm^{-2} .

	OLES	OLIS	OLIS - OLES	$\uparrow CS$	$\uparrow CL$	ROLE
RRTMG/BAM	401	315	86	12	73	252
CERES	399	345	54	-	-	240
Cavalcanti et al. (2002)	398	335	63	20	102	239
Kiehl e Trenberth (1997)	390	324	66	24	78	235
Trenberth (2009)	396	333	63	17	80	239
Stephens et al. (2012)	398	345	53	24	88	240
Wild et al. (2013)	398	342	56	20	85	239
Wild e Roeckner (2005) Echam3	388	334	54	14	84	233
Wild e Roeckner (2005) Echam4	397	344	53	13	81	235
Wild e Roeckner (2005) Echam5	398	344	54	17	85	235
Berrisford et al. (2011) ERA-Interim	398	341	57	17	84	246
Berrisford et al. (2011) ERA-40	398	344	54	16	82	245
Berrisford et al. (2011) NRA-2	397	340	57	8	92	255
Berrisford et al. (2011) JRA-25	399	326	73	19	89	243

Fonte: Produção do autor.

Para o modelo RRTMG/BAM, a radiação de onda curta incidente e a refletida no topo da atmosfera são aproximadamente de 342 e 73 Wm^{-2} (Tabela 4.1), respectivamente. De acordo com dados observacionais, a radiação incidente no topo é de $340 \pm 1 Wm^{-2}$ (STEPHENS et al., 2012). Apesar da pouca diferença de 1 Wm^{-2} na radiação solar incidente no TOA, este valor pode ser ajustado no modelo BAM, usando informações mais recentes (KOPP; LEAN, 2011). No entanto, é importante mencionar que esse ajuste de 1 Wm^{-2} não irá acarretar mudanças significativas no sistema climático, pois as variações da radiação solar incidente no topo da atmosfera devido ao movimento de translação da Terra e às atividades solares são desta mesma ordem de grandeza. O albedo

planetário encontrado neste estudo foi de 0,21 e é inferior ao observado por satélite (STEPHENS et al., 2012) e os estimados pelos demais modelos/reanálise que indicam valores que podem variar de 0,28 (NRA2) a 0,31 (ERA 40, JRA25). Como será apresentado na próxima seção, o baixo valor de albedo planetário estimado pelo BAM, deve-se à baixa refletividade das nuvens e, principalmente, da superfície. Considerando o baixo albedo planetário, o modelo BAM superestima a radiação solar absorvida pelo planeta.

A radiação solar média global absorvida no topo da atmosfera é de 269 Wm^{-2} (342 menos 73 Wm^{-2} , Tabela 4.1), superior aos valores observacionais de $239,7 \pm 3 \text{ Wm}^{-2}$ (STEPHENS et al., 2012) e aqueles encontrados pelos modelos de referência ($235,6 \text{ Wm}^{-2}$). Analisando 22 modelos climáticos do CMIP5/IPCC, Wild et al. (2013) encontraram o valor médio de $238,9 \pm 3 \text{ Wm}^{-2}$. No modelo BAM, a atmosfera absorve radiação solar em 49 Wm^{-2} , sendo que as observações mais recentes indicam absorção de 75 Wm^{-2} (STEPHENS et al., 2012).

A radiação solar incidente na superfície do modelo BAM é de 220 Wm^{-2} , sendo que 21 Wm^{-2} são refletidas e o restante é absorvida pela superfície (Tabela 4.1). Verifica-se que a radiação solar absorvida (199 Wm^{-2}) na superfície no modelo BAM é superior aos valores encontrados na literatura, que variam de 147 a 172 Wm^{-2} , indicando que a atmosfera está mais transparente à radiação solar. Outro fator secundário é a ausência de atenuação pelo aerossol, o qual é negligenciado na versão atual do modelo BAM. Barbosa et al., (2008), mostra que a radiação solar incidente na superfície diminui em 7 Wm^{-2} devido ao aerossol climatológico de profundidade óptica de 0,2. Importante mencionar que na época de queimadas, a profundidade óptica pode ter valores superiores a 1,5, e, portanto, a atenuação da radiação por aerossóis é maior.

Na avaliação do comportamento dos fluxos de onda longa, os valores encontrados com o RRTMG/BAM e na literatura, apresentados na Tabela 4.2, também convergiram. O fluxo de onda longa que é emitido pela superfície

terrestre no modelo RRTMG/BAM é de 401 Wm^{-2} e o que é reemitido pela atmosfera devido aos gases do efeito estufa é de 315 Wm^{-2} . A literatura apresenta valores similares, com intervalos entre 396 Wm^{-2} (TRENBERTH 2009) e 399 Wm^{-2} (JRA25) para o fluxo de onda longa emitido pela superfície terrestre e 324 Wm^{-2} (KIEHL; TRENBERTH 1997) e 344 Wm^{-2} (ECHAM4, ECHAM5, ERA40) para o fluxo de onda longa emitida pela atmosfera. A energia termal líquida é de 86 Wm^{-2} , valor que superestima os encontrados na literatura.

Os fluxos de calor sensível e calor latente apresentam valores de 12 Wm^{-2} e 73 Wm^{-2} , respectivamente (Tabela 4.2). Ambos os fluxos estão subestimando os dados apresentados na literatura.

A radiação terrestre emitida para o espaço é de 252 Wm^{-2} , valor próximo ao obtido com NRA2, porém superestima os demais apresentados na literatura, que variam de 233 Wm^{-2} (ECHAM3) a 246 Wm^{-2} (ERA-Interim), indicando que no modelo RRTMG/BAM a atmosfera está mais transparente em relação às outras fontes de dados (Tabela 4.2).

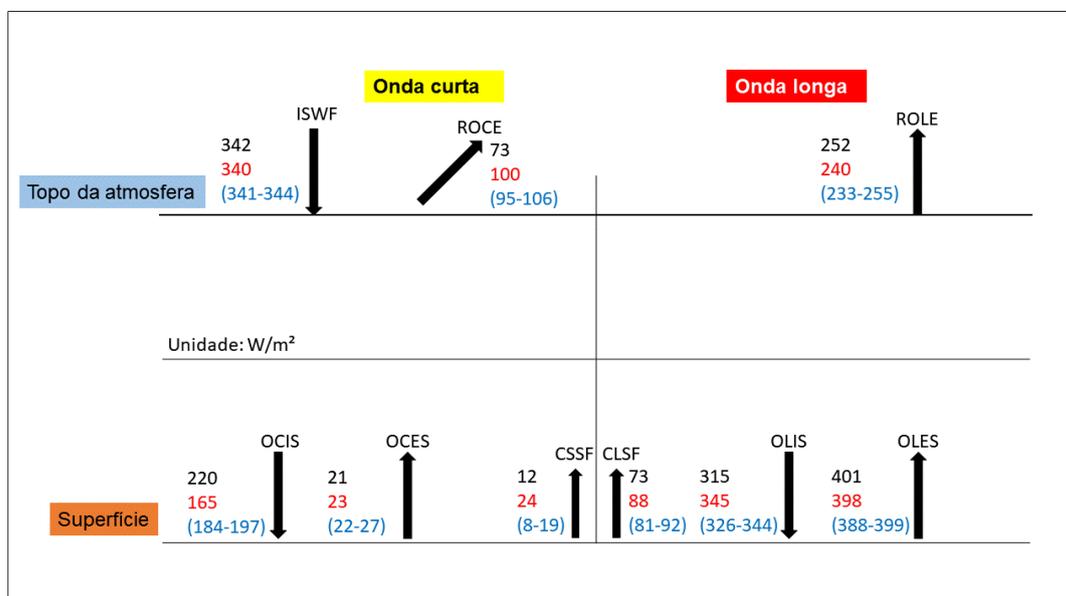
Em termos de balanço, no topo da atmosfera o balanço de radiação é de aproximadamente 17 Wm^{-2} e na superfície, aproximadamente 28 Wm^{-2} . Observa-se que na literatura vários modelos também não fecham o balanço de radiação, como, por exemplo, os dados de reanálises mostrados por Berrisford et al. (2011), em que o balanço varia de -2 Wm^{-2} a -7 Wm^{-2} no topo da atmosfera e de -9 Wm^{-2} a 6 Wm^{-2} na superfície.

O resumo dos valores das componentes do balanço de energia apresentados nas Tabelas 4.1 e 4.2 é mostrado na Figura 4.1. De forma geral verifica-se que a ROCE é subestimada no BAM (menor albedo) em relação aos dados de Stephens et al., (2012) e range dos modelos, fator que induz a uma maior quantidade de OCIS na superfície do planeta como é observado. Os fluxos de radiação de onda longa mostra que no BAM a radiação que escapa pelo topo da atmosfera (ROLE) é superestimada e relação ao valor encontrado por

Stephens et al., (2012), porém está dentro do range dos modelos, indicando que essa superestimativa não é uma característica apenas do BAM. A radiação de onda longa emitida em direção a superfície (OLIS) é subestimada no BAM.

Essas características das componentes de radiação de onda longa estão associadas a menor absorção desse comprimento de onda pela atmosfera do BAM, indicando que o modelo é mais transparente à radiação.

Figura 4.1 – Diagrama esquemático das componentes do balanço de energia para condições de céu com nuvens. Os valores foram obtidos com BAM/Ctrl_VE-1x (preto), Stephans et al., (2012) (vermelho) e range dos modelos (azul). Unidade em Wm^{-2} .



Fonte: Produção do autor.

4.1.2. Distribuição espacial das componentes de radiação

4.1.2.1. Experimento controle em comparação com o CERES

Faz-se necessário estudar os efeitos das nuvens nos componentes do balanço de radiação, pois as mesmas introduzem grandes incertezas nas estimativas dos fluxos radiativos.

As comparações entre os fluxos radiativos para condições de céu claro observado por satélite (CERES) e os estimados pelo modelo (BAM), nos permite avaliar a acurácia das propriedades atmosféricas e de superfície. Assim, inicialmente foi realizada uma análise desses fluxos para condições de céu claro (Figura 4.2) e, posteriormente, com o efeito de nebulosidade (Figura 4.4).

O modelo BAM apresenta a distribuição espacial dos fluxos de radiação solar incidente na superfície para condição de céu claro (OCIC), similar aos dados inferidos pelo CERES, com as maiores diferenças principalmente concentrada na região Tropical (Figura 4.2a). Os campos de ambas as fontes de dados (BAM e CERES) mostraram valores máximos de aproximadamente 275-325 Wm^{-2} na região tropical (Figura A.4a), diminuindo para 125-175 Wm^{-2} em direção as latitudes altas (Figura A.4b).

As maiores diferenças entre o BAM e CERES (Figura 4.2a) ocorrem sobre regiões continentais localizadas nos trópicos, principalmente sobre a Indonésia, Ásia, Amazônia e a África Ocidental-Central. Nestas regiões verifica-se um viés negativo de 10% da água precipitável, o que explica o viés positivo de radiação de onda curta incidente a superfície. O vapor d'água é um dos principais gases que absorve radiação de onda curta. Sendo assim, quanto menor a quantidade de água na atmosfera estimada pelo BAM, isso implica que a atmosfera é mais transparente à radiação solar e, conseqüentemente, maior é a incidência desta à superfície. Em contraste, verifica-se que o incremento de água precipitável estimado pelo BAM sobre os oceanos tropicais, não afetam o campo de

radiação solar. Isso se deve à absorção da radiação solar na atmosfera ser rapidamente saturada em regiões úmidas e quentes, ou seja, a absorção atmosférica atinge o limite máximo para uma determinada quantidade de umidade, não afetando o transporte de radiação solar à superfície. No entanto, o modelo BAM ao subestimar a água precipitável nas regiões indicadas, torna a atmosfera mais transparente à radiação solar.

Adicionalmente, o modelo BAM superestima a radiação de onda curta refletida pelo topo da atmosfera para céu claro (ROCC) para a mesma região (Figura 4.2c). Essas diferenças podem ser justificadas devido à descrição do perfil vertical de ozônio no BAM, o qual é considerado climatológico. Sugere-se que em estudos futuros sejam avaliados o impacto dos campos observacionais de ozônio, principalmente nas componentes de radiação solar de céu claro. Os resultados indicam que a atmosfera é mais transparente à radiação solar do que os dados do CERES, possivelmente devido à baixa absorção pelo ozônio. Essa baixa absorção, adicionalmente, poderia explicar a maior quantidade de radiação solar refletida no topo da atmosfera pelo modelo BAM. A radiação solar refletida pela superfície, ao percorrer a atmosfera mais transparente, aumentaria o albedo da região equatorial.

Outra possível fonte de erro é a ausência da descrição dos aerossóis no modelo. Barbosa et al., (2008) verificaram que a radiação pode aumentar em 7 Wm^{-2} na superfície, quando negligenciando os aerossóis.

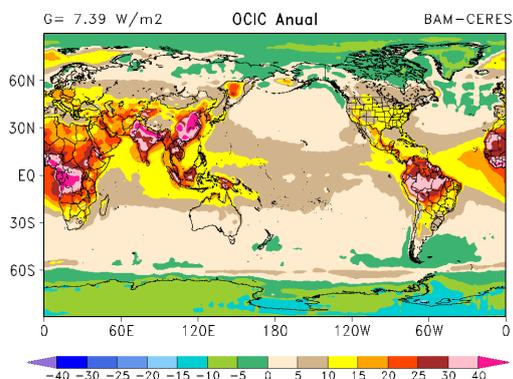
A distribuição espacial dos campos de radiação de onda longa descendente à superfície nas condições de céu claro (OLIC) do BAM e CERES é determinada pelas características termodinâmicas da atmosfera, principalmente vapor d'água e temperatura (Figura 4.2b). No entanto, a diferença entre os campos, provavelmente está associada a parametrização da absorção do *continuum* do vapor d'água. As diferenças entre o BAM e CERES são da ordem de $30\text{-}40 \text{ Wm}^{-2}$ na região tropical diminuindo para valores menores que 5 Wm^{-2} nas regiões polares. Estes resultados sugerem que o modelo BAM negligencia a

absorção do *continuum* e, portanto, subestima o efeito estufa do vapor d'água, reduzindo a quantidade de radiação emitida na direção da superfície.

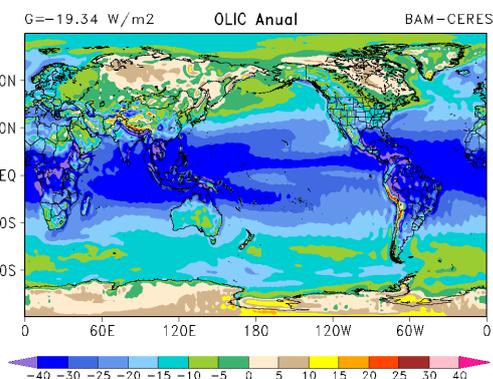
A radiação de onda longa emitida no topo da atmosfera (ROLC) estimada pelo BAM e CERES apresenta uma distribuição espacial similar, com valores de 280-340 Wm^{-2} nos trópicos, reduzindo em direção aos polos para 200 Wm^{-2} no Ártico e 120 Wm^{-2} na Antártida (Figuras A.4g e A.4h). As diferenças entre o BAM e CERES (Figura 4.1d) são inferiores a 5% do valor de ROLC. As maiores diferenças encontradas na região equatorial deve-se basicamente à concentração de vapor d'água. Verifica-se que nas ilhas da Oceania, no Norte da América do Sul, no Atlântico tropical e na África Central e Ocidental, o modelo BAM superestima a radiação de onda longa, devido a uma menor absorção da coluna atmosférica pelo vapor d'água. Quanto menor é a absorção, mais transparente é a atmosfera para radiação infravermelha e maior é a quantidade de ROLC que sai do planeta pelo topo.

Figura 4.2 - Diferenças das componentes de radiação entre o experimento controle (Ctrl_VE-1x) e os dados do CERES para condições de céu claro. Unidade em Wm^{-2} .

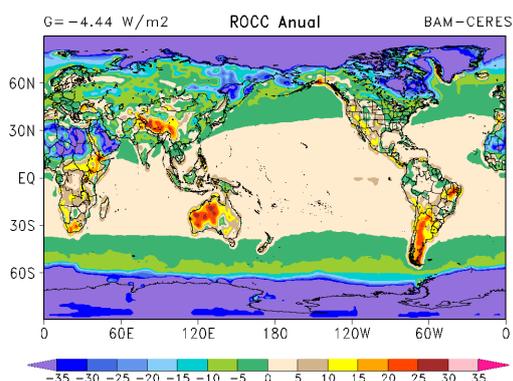
(a) Ctrl_VE-1x - CERES



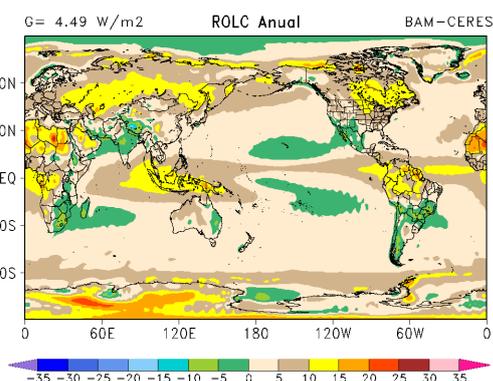
(b) Ctrl_VE-1x - CERES



(c) Ctrl_VE-1x - CERES



(d) Ctrl_VE-1x - CERES



Fonte: Produção do autor.

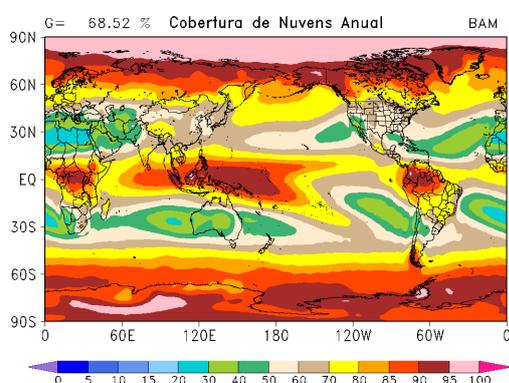
Para a análise dos fluxos radiativos em condições de céu com nuvens, analisou-se inicialmente, a diferença entre a cobertura de nuvens inferida pelo CERES e a estimada pelo BAM (Figura 4.3).

Verifica-se na Figura 4.3 que a cobertura de nuvens estimada entre as bases de dados diferem substancialmente. No CERES (Figura 4.3b), a maior cobertura de nuvens (acima de 90%) ocorre essencialmente nas regiões oceânicas associadas aos sistemas transientes (entre 60 - 80%) e em uma pequena faixa na região equatorial, associada à ZCIT. Para as regiões dos sistemas transientes e ZCIT, o BAM (Figura 4.3a) apresenta valores acima de

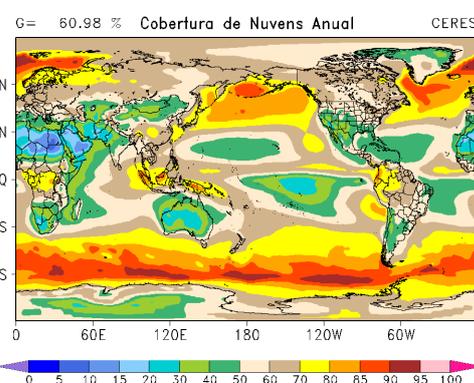
90% e inclui faixas mais largas. Verifica-se que o BAM superestima entre 20 - 50% a cobertura de nuvens na região tropical e subestima na mesma magnitude nas regiões das altas subtropicais. As diferenças na cobertura de nuvens explicam grande parte da diferença entre os campos analisados de radiação em condições de céu com nuvens.

Figura 4.3 - Cobertura de nuvens (%) para (a) o experimento controle (Ctrl_VE-1x) e (b) os dados do CERES.

(a) Ctrl_VE-1x



(b) CERES



Fonte: Produção do autor.

A distribuição espacial da radiação solar refletida no topo (ROCE, Figura 4.4e) e incidente na superfície (OCIS, Figura 4.4a) do BAM e CERES são bastante distintas. Apesar de superestimar a cobertura de nuvens sobre praticamente todo o globo, as nuvens no modelo BAM são mais transparentes à radiação solar do que no CERES. Nas regiões em que apresentam nuvens com alto desenvolvimento vertical, como as nuvens localizadas na região Amazônica e da ZCIT, a ROCE (Figura 4.4e) apresenta uma subestimativa do modelo BAM em relação ao CERES, fazendo com que as nuvens simuladas no modelo reflitam menos do que as estimadas por satélite. Consequentemente, maior é a quantidade de radiação solar incidente na superfície do planeta (Figura 4.4a).

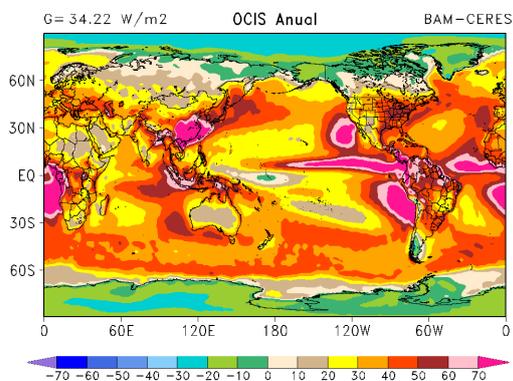
Considerando que as nuvens são mais transparentes no modelo BAM, menor será o efeito estufa relacionado às mesmas, e, portanto menor é a quantidade

de radiação de onda longa incidente à superfície (OLIS, Figura 4.4b). Por outro lado, maior é a quantidade de radiação de onda longa que escapa para o espaço (ROLE, Figura 4.4f).

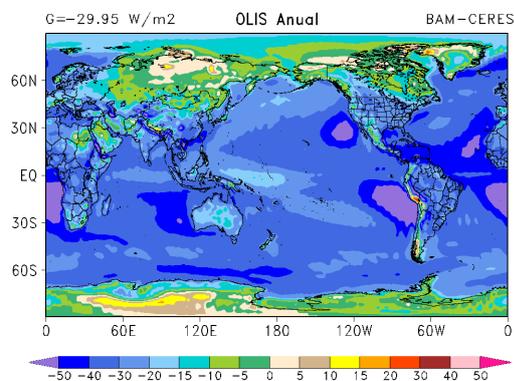
A radiação de onda longa emitida pela superfície do planeta (OLES), apresentada na Figura 4.4d, é superestimada no modelo BAM em relação aos dados do CERES, principalmente sobre as regiões continentais. Isso possivelmente ocorre, pois quanto maior a incidência de OCIS, maior a quantidade de OLES é emitida pela superfície.

Figura 4.4 - Diferenças das componentes de radiação entre o experimento controle (Ctrl_VE-1x) e os dados do CERES para condições de céu coberto. Unidade em Wm^{-2} .

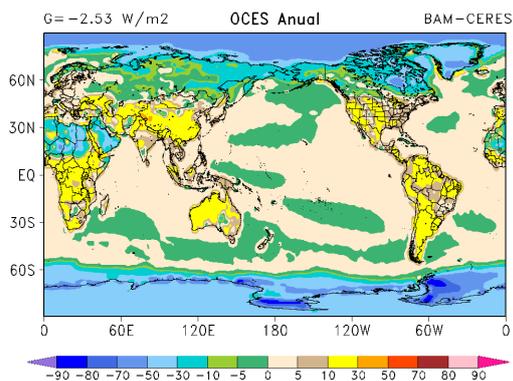
(a) Ctrl_VE-1x - CERES



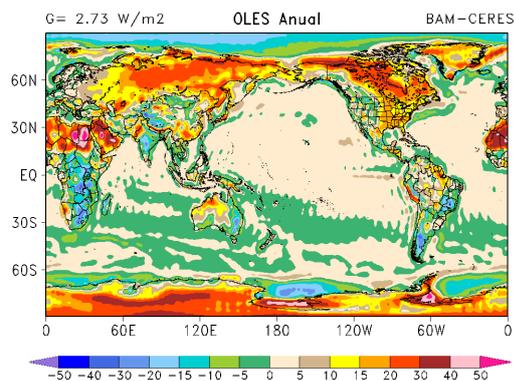
(b) Ctrl_VE-1x - CERES



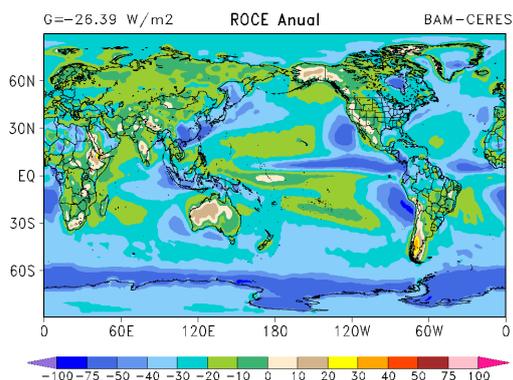
(c) Ctrl_VE-1x - CERES



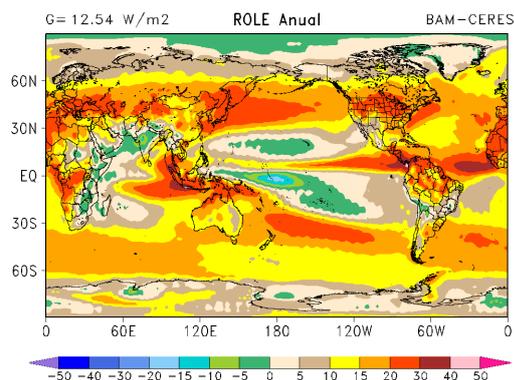
(d) Ctrl_VE-1x - CERES



(e) Ctrl_VE-1x - CERES



(f) Ctrl_VE-1x - CERES



Fonte: Produção do autor.

4.1.2.2. Demais experimentos em relação ao experimento controle

Na avaliação dos experimentos (Exp_VD-1x, Exp_VE-4x, Exp_VE-EN, Exp_VD-EN, Exp_VE-ENA e Exp_VD-ENA), verificou-se pouco impacto nas componentes de radiação de onda curta. Por outro lado, notou-se que os maiores impactos são nas componentes de onda longa, devido a uma maior interação deste comprimento de onda com o CO₂ e com a quantidade de água na atmosfera que é modificada devido à utilização da vegetação dinâmica. Por este motivo, abaixo são apresentadas apenas as diferenças dos experimentos, em relação ao experimento controle (Exp - Ctrl), referente aos componentes de radiação de onda longa.

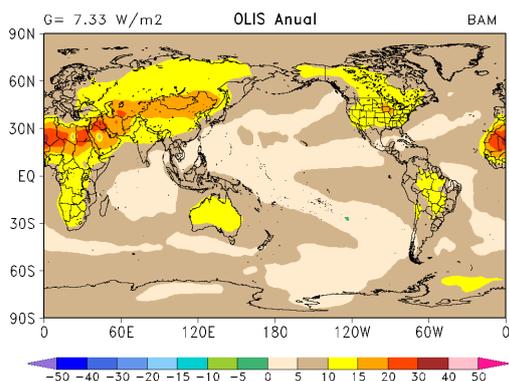
No experimento com vegetação estática, com um aumento de 4 vezes da concentração de CO₂ (Exp_VE-4x) em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). A Figura 4.5a, mostra que a OLIS aumenta em aproximadamente 10 Wm⁻² em algumas regiões continentais (Estados Unidos, Ásia, Oceania, região Norte do Brasil e continente Africano, principalmente na região do deserto do Saara). Considerando a vegetação dinâmica e o aumento em 4 vezes, o impacto da concentração de CO₂ é ainda mais expressivo, a OLIS aumenta em aproximadamente 15 Wm⁻² (Figura 4.5c). O experimento que considera somente a vegetação dinâmica em relação à rodada controle (Figura 4.4b) apresenta alguns sinais de viés positivo de OLIS sobre a região do continente Africano e parte do Brasil. Esses viés positivo encontradas nos experimentos que consideram o aumento em 4 vezes da concentração de CO₂, são respostas do maior aprisionamento de radiação de onda longa pela maior quantidade de CO₂ na atmosfera, que, por sua vez, passa a emitir maior quantidade de radiação de onda longa em direção a superfície terrestre.

Os experimentos que consideram a emissão natural e antrópico de CO₂ (Exp_VE-EN, Exp_VD-EN, Exp_VE-ENA e Exp_VD-ENA, Figuras 4.5d, 4.5e, 4.5f e 4.5g, respectivamente) não apresentam diferenças expressivas em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). Para os experimentos com a

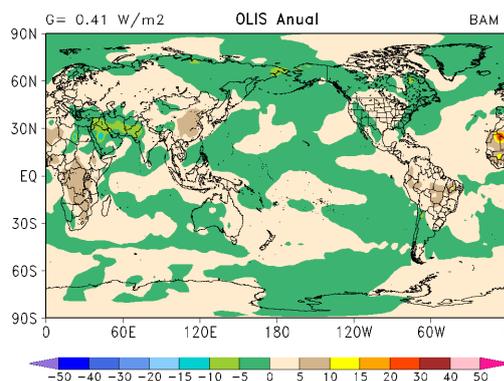
vegetação estática, as diferenças variam entre -5 e 5 Wm^{-2} , com uma tendência de diminuição para estes experimentos. Para a utilização de vegetação dinâmica, observa-se que os experimentos tendem a aumentar a OLIS, mas com valores poucos expressivos variando entre -5 e 5 Wm^{-2} . Sem o incremento de CO_2 na atmosfera não há maior quantidade de radiação de onda longa sendo aprisionada devido ao efeito estufa desse gás. Por outro lado, a quantidade de radiação de onda longa que é emitida pela atmosfera em direção a superfície não difere expressivamente do experimento controle.

Figura 4.5 - Diferenças da componente OLIS entre os experimentos e o experimento controle (Exp - Ctrl): (a) Exp_VE-4x, (b) Exp_VD-1x, (c) Exp_VD-4x, (d) Exp_VE-EN, (e) Exp_VD-EN, (f) Exp_VE-ENA e (g) Exp_VD-ENA. Unidade em Wm^{-2} .

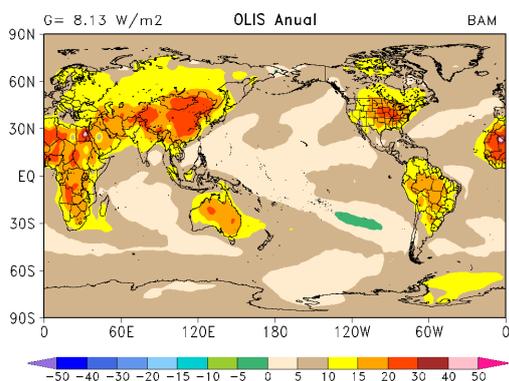
(a) (Exp_VE-4x) - Ctrl



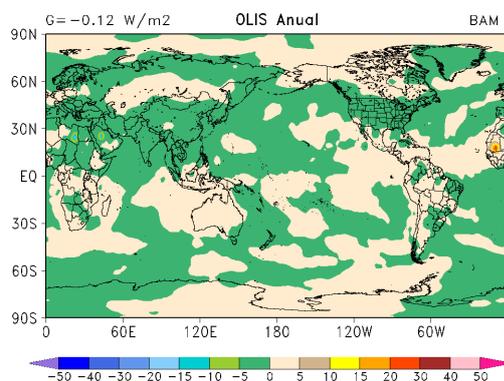
(b) (Exp_VD-1x) - Ctrl



(c) (Exp_VD-4x) - Ctrl



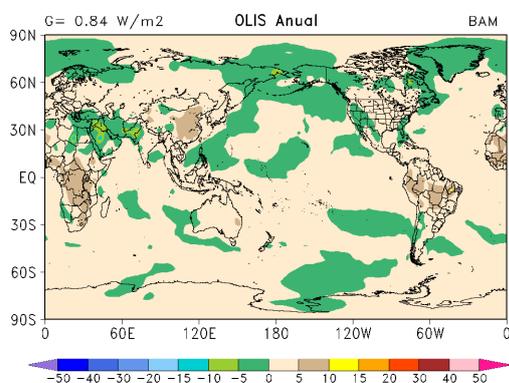
(d) (Exp_VE-EN) - Ctrl



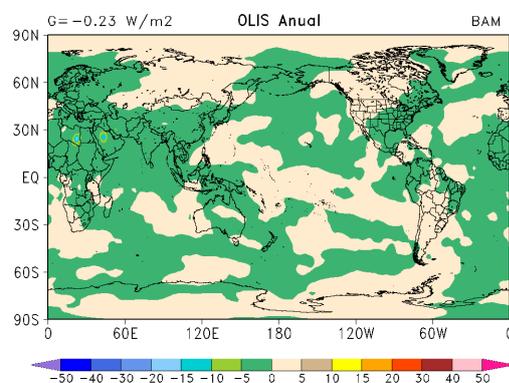
Continua

Figura 4.5 - Conclusão.

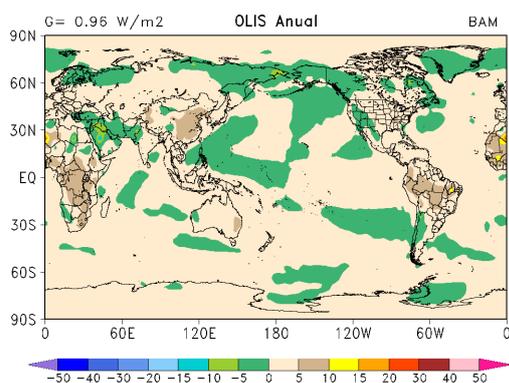
(e) (Exp_VD-EN) - Ctrl



(f) (Exp_VE-ENA) - Ctrl



(g) (Exp_VD-ENA) - Ctrl



Fonte: Produção do autor.

A radiação de onda longa emergente da superfície do planeta (OLES) apresenta um comportamento similar sobre os oceanos em todos os experimentos. Este comportamento similar sobre os oceanos ocorre em razão da utilização de dados observados de temperatura da superfície do mar.

O experimento que considera somente o aumento de 4 vezes da concentração de CO₂ (Exp_VE-4x, Figura 4.6a) apresenta viés positivo sobre regiões continentais, principalmente sobre a região do deserto do Saara, Ásia, Estados Unidos e uma pequena porção da região Norte do Brasil. O experimento que utiliza vegetação dinâmica e mantém a concentração controle de CO₂

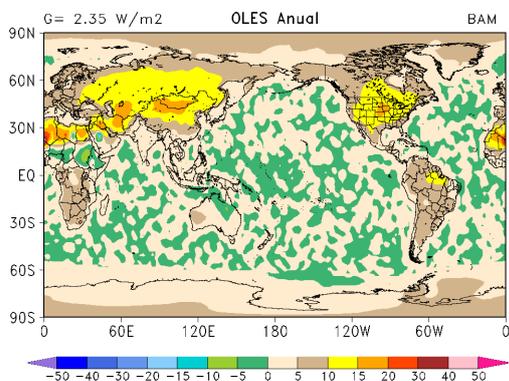
(Exp_VD-1x, Figura 4.6b) apresenta aumento de OLES em parte do Norte da América do Sul, Nordeste Brasileiro e região central da África e diminuição na região do deserto do Saara e costa Oeste dos Estados Unidos. No experimento que utiliza vegetação dinâmica e aumento de 4 vezes a concentração homogênea de CO₂ (Exp_VD-4x, Figura 4.6c) apresenta o mais expressivo viés positivo em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x), principalmente sobre os continentes Estados Unidos, Ásia, Centro/Sul da África e Brasil e viés negativo na região desértica do Saara.

Os experimentos que consideram a emissão de CO₂ na forma natural e antrópica (Exp_VE-EN, Exp_VD-EN, Exp_VE-ENA e Exp_VD-ENA, Figuras 4.6d, 4.6e, 4.6f e 4.6g, respectivamente) apresentam pouca variação em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). Os experimentos com a emissão natural e emissão natural e antrópico que consideram vegetação estática, mostram diferenças pouco expressivas em relação ao experimento controle, com variação entre -5 e 5 Wm⁻².

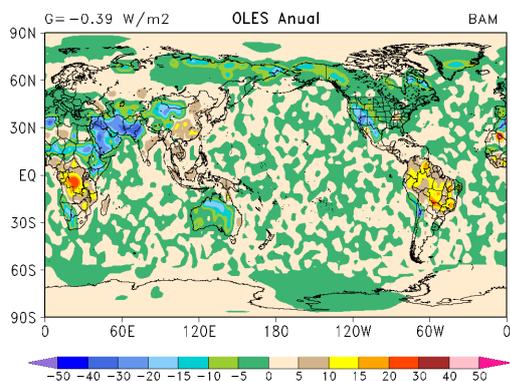
Os experimentos com o CO₂ distribuído de forma heterogênea e que utilizam vegetação dinâmica, mostraram viés positivos de OLES em relação ao experimento controle nas regiões do Sul da África e parte do Brasil. Diferenças negativas são verificadas na região do deserto do Saara e costa Oeste dos Estados Unidos. Esses sinais devido à utilização da vegetação dinâmica são respostas da modificação da termodinâmica da atmosfera causadas pelas mudanças nos fluxos de calor e umidade referentes às modificações na vegetação do modelo de superfície.

Figura 4.6 - Diferenças da componente OLES entre os experimentos e o experimento controle (Exp - Ctrl): (a) Exp_VE-4x, (b) Exp_VD-1x, (c) Exp_VD-4x, (d) Exp_VE-EN, (e) Exp_VD-EN, (f) Exp_VE-ENA e (g) Exp_VD-ENA. Unidade em Wm^{-2} .

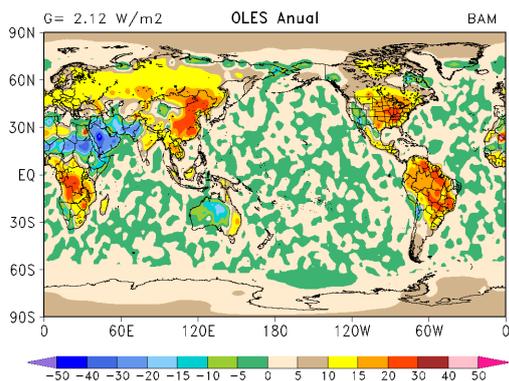
(a) (Exp_VE-4x) - Ctrl



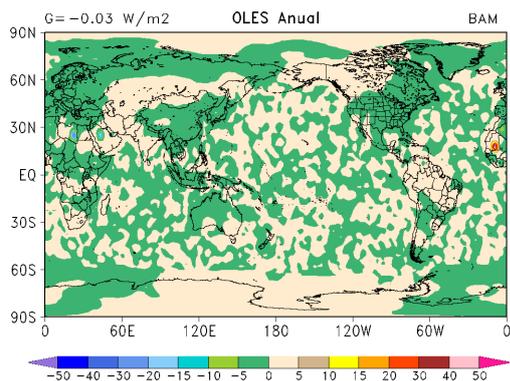
(b) (Exp_VD-1x) - Ctrl



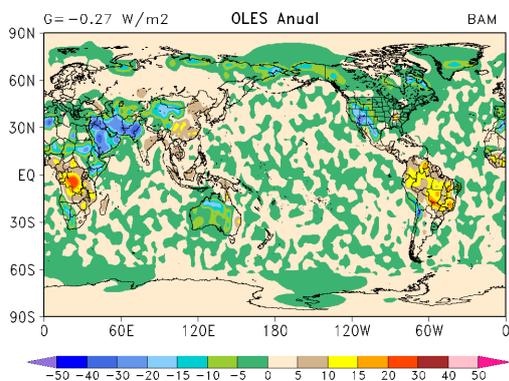
(c) (Exp_VD-4x) - Ctrl



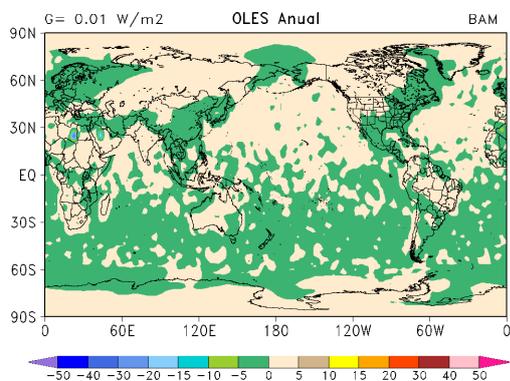
(d) (Exp_VE-EN) - Ctrl



(e) (Exp_VD-EN) - Ctrl



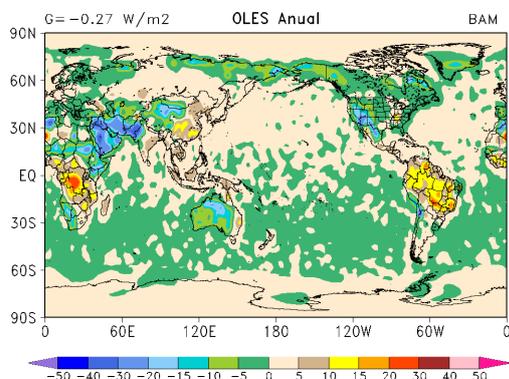
(f) (Exp_VE-ENA) - Ctrl



Continua

Figura 4.6 - Conclusão.

(g) (Exp_VD-ENA) - Ctrl



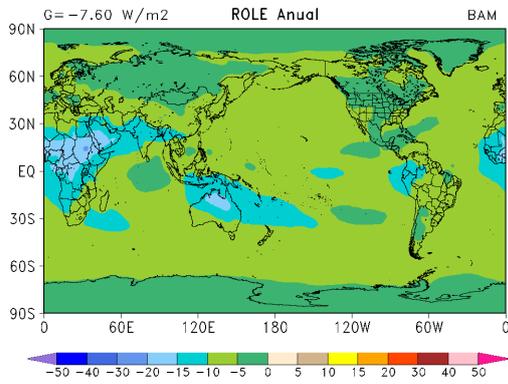
Fonte: Produção do autor.

A radiação de onda longa que escapa pelo topo da atmosfera (ROLE) apresentado na Figura 4.7 mostra que os experimentos que consideram o aumento de 4 vezes a concentração de CO₂, tanto para a utilização de vegetação dinâmica quanto para vegetação estática (Exp_VE-4x e Exp_VD-4x, Figuras 4.7a e 4.7c) mostram de forma geral uma diminuição em relação a rodada controle do modelo BAM (Ctrl_VE-1x), principalmente na região do deserto do Saara. O experimento que considera apenas a utilização da vegetação dinâmica (Exp_VD-1x, Figura 4.7b) em relação à rodada controle, não apresenta variação significativa, apenas mantém a diminuição na região do deserto do Saara.

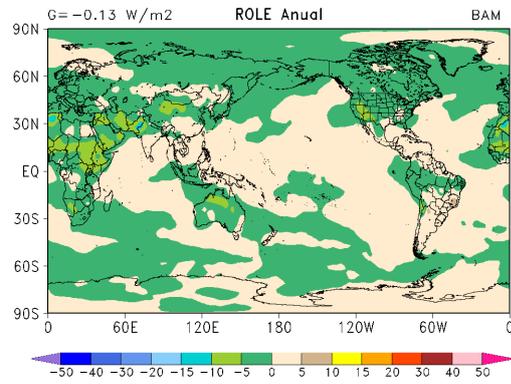
Os experimentos que consideram a emissão natural e antrópico de CO₂ na forma heterogênea (Exp_VE-EN, Exp_VD-EN, Exp_VE-ENA e Exp_VD-ENA, Figuras 4.7d, 4.7e, 4.7f e 4.7g, respectivamente) apresentam comportamento similar, com diminuição de ROLE na porção Oeste do oceano pacífico equatorial nos 4 experimentos e intensifica a diminuição sobre parte do continente africano nos experimentos que utilizam vegetação dinâmica.

Figura 4.7 - Diferenças da componente ROLE entre os experimentos e o experimento controle (Exp - Ctrl): (a) Exp_VE-4x, (b) Exp_VD-1x, (c) Exp_VD-4x, (d) Exp_VE-EN, (e) Exp_VD-EN, (f) Exp_VE-ENA e (g) Exp_VD-ENA. Unidade em Wm^{-2} .

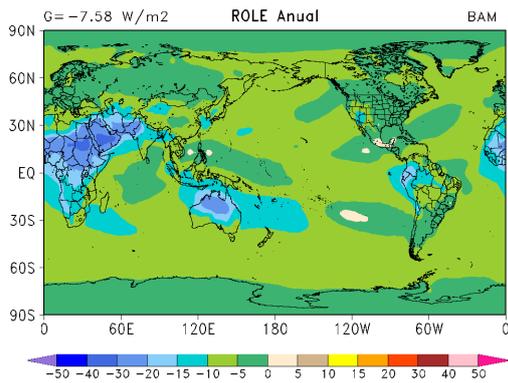
(a) (Exp_VE-4x) - Ctrl



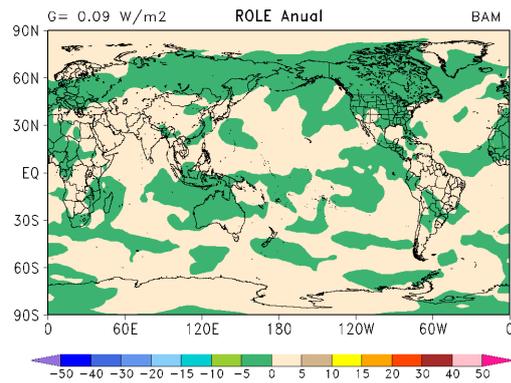
(b) (Exp_VD-1x) - Ctrl



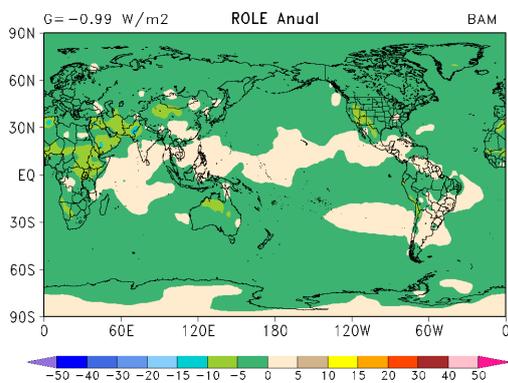
(c) (Exp_VD-4x) - Ctrl



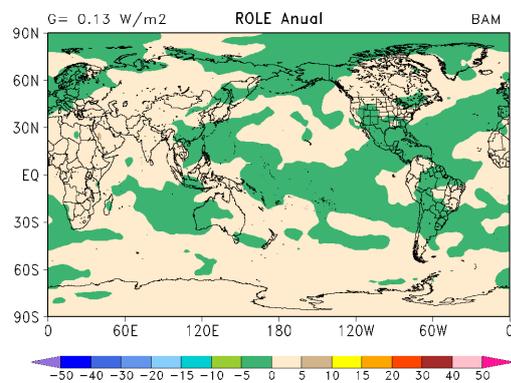
(d) (Exp_VE-EN) - Ctrl



(e) (Exp_VD-EN) - Ctrl



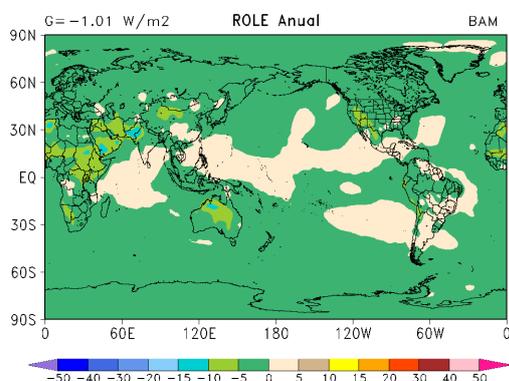
(f) (Exp_VE-ENA) - Ctrl



Continua

Figura 4.7 - Conclusão.

(g) (Exp _VD-ENA) - Ctrl



Fonte: Produção do autor.

4.2. Variáveis climatológicas

As mudanças nas condições de contorno de CO₂ e nas opções de esquema de vegetação utilizadas modificam a climatologia simulada pelo modelo BAM. Assim, nesta seção serão discutidos os impactos na climatologia do modelo em relação aos dados de reanálise e às opções da configuração do modelo utilizado neste trabalho.

4.2.1. Precipitação (Distribuição espacial)

A Figura 4.8 apresenta os campos climatológicos de precipitação obtidos com os dados do GPCP, experimento controle do BAM e a diferença entre eles (Ctrl - GPCP), para as estações de verão (DJF) e inverno (JJA) austral, em mm/dia para todo o globo terrestre.

Observa-se que o modelo BAM consegue representar os principais sistemas precipitantes, porém com alguns erros de viés, quando comparadas às climatologias observadas nos dados do GPCP (Figura 4.8a e 4.8b). No verão austral (Figura 4.8c), pode-se verificar a forte atividade convectiva sobre a região amazônica, a precipitação das regiões dos transientes em latitudes

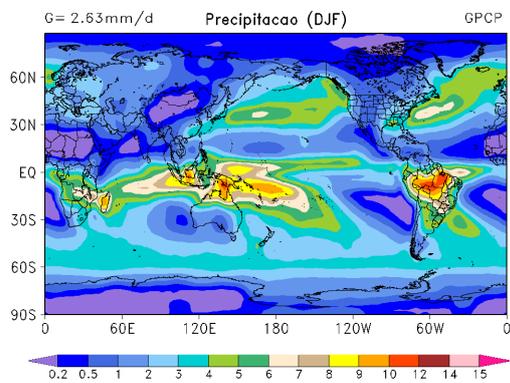
médias/altas no hemisfério Norte e as zonas de convergência atuantes no hemisfério Sul são identificadas claramente: Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a Zona de Convergência do Índico Sul (ZCIS). Também se verifica que a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) no oceano Atlântico está mais deslocada para Sul de sua posição média anual observada.

No inverno austral (Figura 4.8d), a porção da ZCIT dos oceanos Atlântico e Pacífico, encontra-se mais a norte de acordo com sua posição esperada para o período. Também são bem simuladas as regiões das altas subtropicais e a precipitação na região central da África.

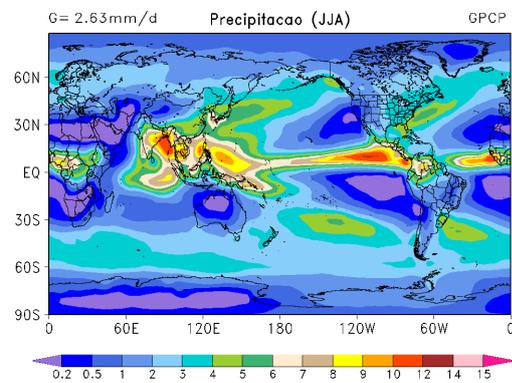
A diferença da precipitação média global entre a climatologia do experimento Ctrl_VE-1x e a do GPCP apresentadas nas Figuras 4.8e e 4.8f mostram que o modelo subestima esta variável em 0,04 mm/dia para os meses de verão (DJF) e superestima em menor intensidade (0,01 mm/dia) o valor médio global para os meses de inverno (JJA). Porém, é verificado uma superestimava de precipitação, durante o verão austral, nas regiões mais precipitantes (ZCPS, ZCAS e ZCIS) com diferenças acima de 3 mm/dia.

Figura 4.8 - Climatologia de precipitação em mm/dia: para os dados do GPCP (a) e (b), experimento controle do BAM (c) e (d) e diferença entre as climatologias (e) e (f). Unidade em mm/dia.

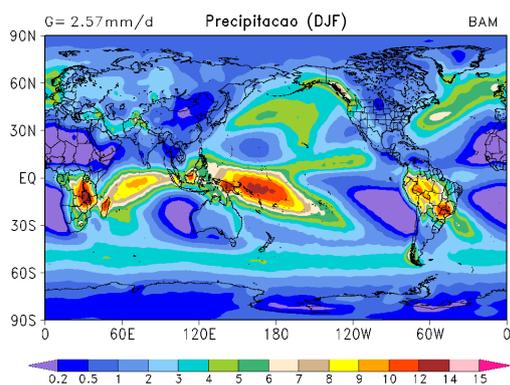
(a) GPCP



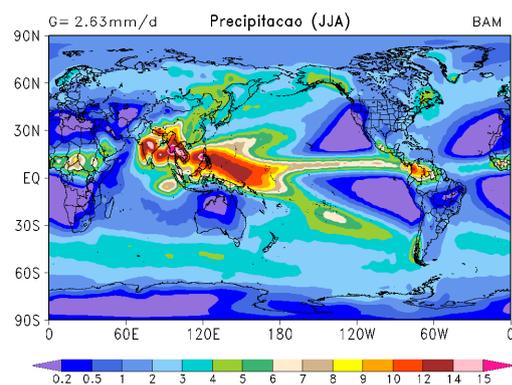
(b) GPCP



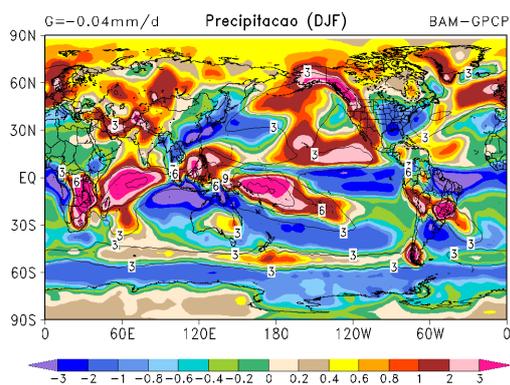
(c) Ctrl_VE-1x



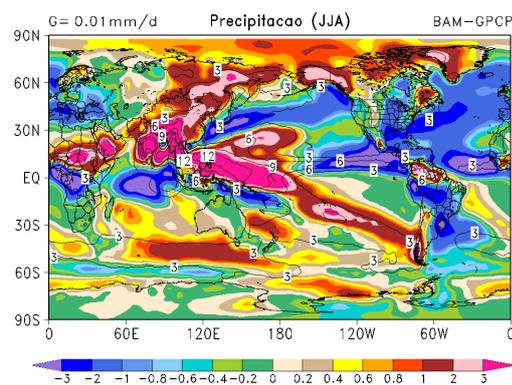
(d) Ctrl_VE-1x



(e) Ctrl_VE-1x - GPCP



(f) Ctrl_VE-1x - GPCP



Fonte: Produção do autor

Para o experimento utilizando a vegetação dinâmica sem o aumento de CO₂ (Exp_VD-1x) apresentados nas Figuras 4.9a (DJF) e 4.9b (JJA), verifica-se um pequeno aumento na precipitação média global (0,01 e 0,03 mm/dia, respectivamente). Neste caso não houve aumento do efeito estufa relacionado ao CO₂, porém o albedo relacionado à superfície e às características fisiologias das plantas mudam os processos relacionados ao balanço de energia na superfície em relação ao esquema de vegetação estática e, conseqüentemente, a evapotranspiração das plantas é modificada devido ao esquema de vegetação dinâmica. Isto muda o fluxo de umidade para a atmosfera e, portanto, pode influenciar na precipitação. Nota-se que o maior impacto é sobre os continentes, pois sobre os oceanos o esquema de vegetação dinâmica não atua. Entretanto, as regiões oceânicas apresentam algumas diferenças relacionadas à propagação de ondas geradas sobre a superfície continental, que é gerada diferentemente entre os dois modos de vegetação.

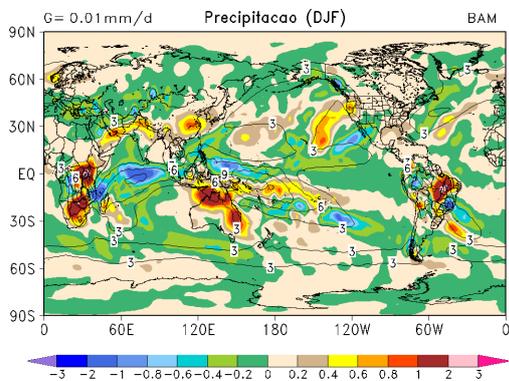
O experimento com somente o aumento de 4 vezes na concentração de CO₂ (Exp_VE-4x) apresentou uma redução da precipitação média global de cerca de 0,08 e 0,10 mm/dia para os meses apresentados nas Figuras 4.9c (DJF) e 4.8d (JJA). O padrão espacial mostra um pequeno aumento de precipitação sobre os continentes com valores maiores sobre parte do continente Africano nos meses de verão (DJF), e, nos meses de inverno há um aumento de precipitação sobre uma porção da ZCIT localizado próximo a Oceania. Uma das possíveis causas pode ser o aumento da concentração de CO₂ (4 vezes em relação a concentração controle) na atmosfera, que intensifica o efeito estufa, fazendo com que a atmosfera terrestre passe a aquecer mais, podendo aumentar sua capacidade em reter vapor d'água e energia, o que pode mudar o ponto de condensação do vapor d'água devido à saturação, que por sua vez, modifica os processos de formação de precipitação. Logo, com o aumento da capacidade da atmosfera em armazenar água, esta passa a ter mais dificuldade em gerar precipitação. No entanto, ao gerar as chuvas, estas

podem ser mais fortes, ocasionando um aumento na frequência de eventos extremos, fazendo-se necessário estudos futuros voltados à este assunto.

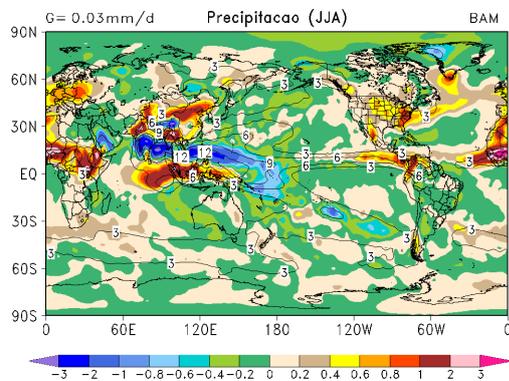
O experimento que combina a utilização da vegetação dinâmica e o aumento da concentração de CO₂ (Exp_VD-4x) mostra uma redução da precipitação média global (0,6 e 0,3 mm/dia nos meses de DJF e JJA, respectivamente) em relação à rodada controle. Porém, com uma redução menor do que o experimento com vegetação estática (Exp_VE-4x). Neste caso, há a contribuição do aumento do efeito estufa e da modificação da evapotranspiração da superfície devido à vegetação dinâmica. Nota-se nas Figuras 4.9e (DJF) e 4.9f (JJA) que, sobre os oceanos, existe uma tendência de redução de precipitação. Esta redução pode estar relacionada ao aumento do efeito estufa devido ao CO₂. Sobre os continentes há uma tendência de aumento de precipitação relacionada às características da vegetação dinâmica, que modula a evapotranspiração. Portanto, neste experimento verifica-se que existe uma superposição das influências do aumento do efeito estufa e da vegetação dinâmica sobre a distribuição espacial da precipitação global.

Figura 4.9 - Diferenças de precipitação dos experimentos com o CO₂ homogêneo em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em mm/dia.

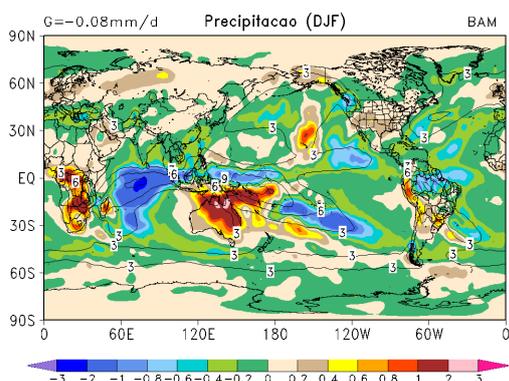
(a) (Exp_VD-1x) - Ctrl



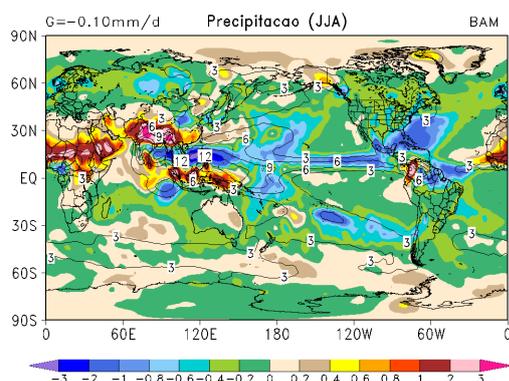
(b) (Exp_VD-1x) - Ctrl



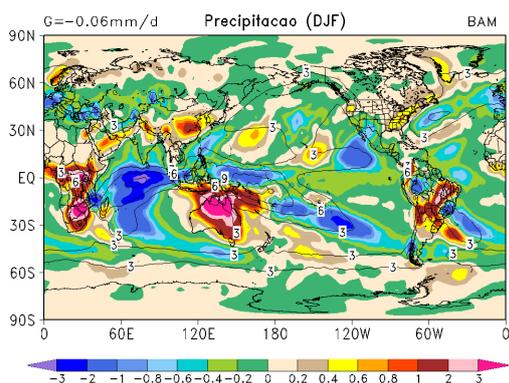
(c) (Exp_VE-4x) - Ctrl



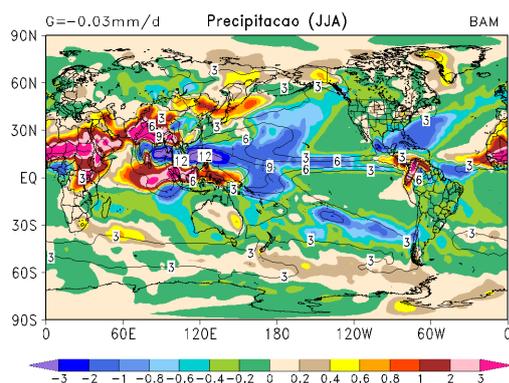
(d) (Exp_VE-4x) - Ctrl



(e) (Exp_VD-4x) - Ctrl



(f) (Exp_VD-4x) - Ctrl



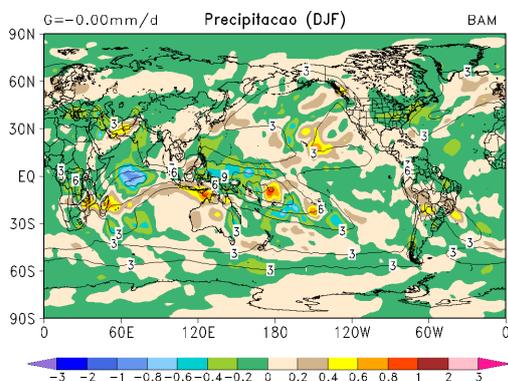
Fonte: Produção do autor.

Os experimentos com emissão natural de CO₂ (Figuras de 4.10a a 4.10d), utilizando vegetação estática e dinâmica (Exp_VE-EN e Exp_VD-EN) não apresentaram diferenças expressivas em termos de médias globais de precipitação, o valor máximo foi de 0,02 mm/dia para o Exp_VD-EN nos meses de JJA apresentado na Figura 4.9d. Porém, alguns valores mais expressivos são identificados no Exp_VE-EN em alguns pontos sobre os oceanos e região Oeste do continente Africano. Possivelmente, a distribuição heterogênea de CO₂ gerada em função da emissão natural, induz a criação de gradientes de temperatura e alteram a formação de precipitação em alguns pontos do globo.

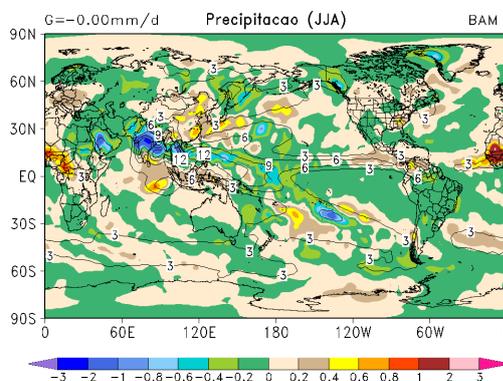
O Exp_VD-EN que considera também a vegetação dinâmica, mostra valores de precipitação maiores sobre partes dos continentes em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). Isso ocorre, possivelmente, devido ao fato da vegetação dinâmica alterar os processos de superfície, como a evapotranspiração, influenciando na quantidade de umidade na atmosfera e impactando na precipitação. De forma geral, nos experimentos Exp_VE-EN e Exp_VD-EN, quando utilizam a emissão natural da concentração de CO₂, a atmosfera se altera a cada passo de tempo de forma heterogênea, pois a emissão não é constante, e, espacialmente, é heterogênea. A dinâmica atmosférica faz o CO₂ ser advectado em todas as direções, portanto a concentração de CO₂ na atmosfera pode ter fortes gradientes horizontais e verticais. Comparando estes experimentos com os experimentos com CO₂ homogêneo, nota-se que para ocorrer uma redução de 0.02 mm/dia na média da precipitação global há a necessidade do aumento do efeito estufa na atmosfera. Os gradientes horizontais da concentração de CO₂ podem gerar gradientes térmicos horizontais e modificar o padrão da circulação global impactando na precipitação simulada pelo modelo.

Figura 4.10 - Diferenças de precipitação dos experimentos (com o CO₂ heterogêneo) em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em mm/dia.

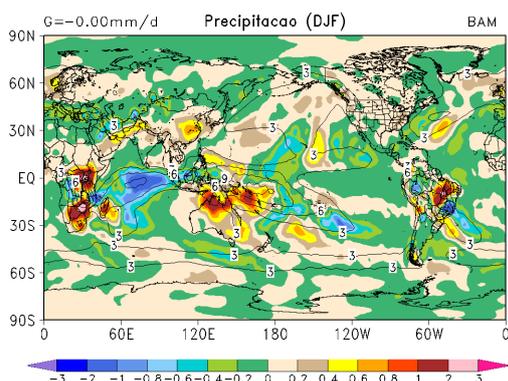
(a) (Exp_VE-EN) - Ctrl



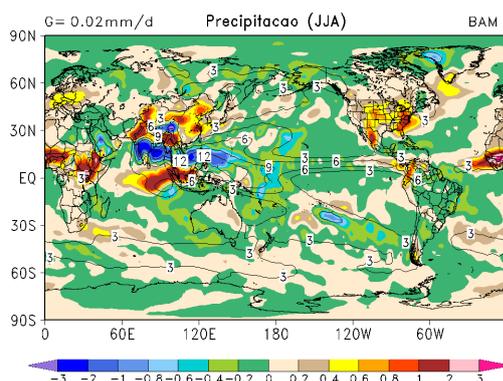
(b) (Exp_VE-EN) - Ctrl



(c) (Exp_VD-EN) - Ctrl



(d) (Exp_VD-EN) - Ctrl



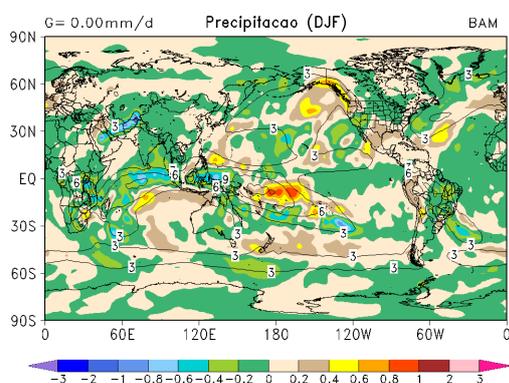
Fonte: Produção do autor.

Os experimentos (Exp_VE-ENA e Exp_VD-ENA) apresentados nas Figuras de 4.11a a 4.11d que consideram a emissão antrópico de CO₂ juntamente com a emissão natural, também não apresentam grandes diferenças de precipitação quando se trata de média global. Do ponto de vista espacial, esses experimentos não diferem muito dos experimentos que consideram somente a emissão natural de CO₂. Nas Figuras 4.11a e 4.11b no Exp_VE-ENA são encontrados alguns pontos de precipitação mais intenso sobre os oceanos em relação ao experimento controle que utiliza vegetação estática. Nas Figuras 4.11c e 4.11d utilizando a vegetação dinâmica com a emissão natural e

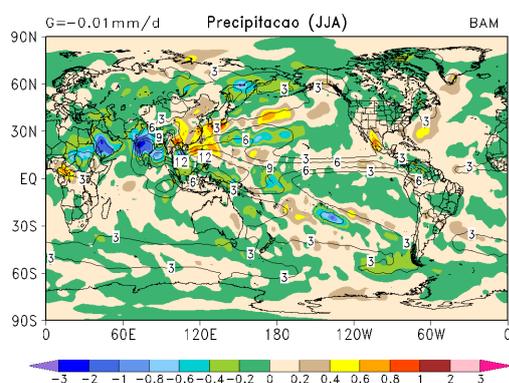
antrópico de CO₂ (Exp7_VD-ENA) ocorre aumento de precipitação no Sul do continente Africano, região Nordeste do Brasil e parte da Oceania com valores de até 2 mm/dia a mais do que no experimento controle (Ctrl_VE-1x) nos meses de (DJF). Para o período de (JJA) foram encontrado valores de precipitação maiores em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x) na região central do continente Africano, parte dos Estados Unidos e Sul da Ásia com valores de aproximadamente 2 mm/dia.

Figura 4.11 - Diferenças de precipitação dos experimentos (com o CO₂ heterogêneo) em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em mm/dia.

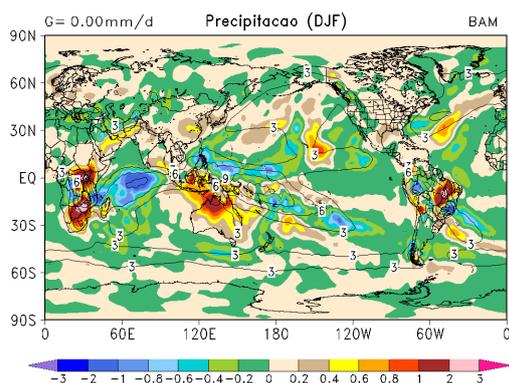
(a) (Exp_VE-ENA) - Ctrl



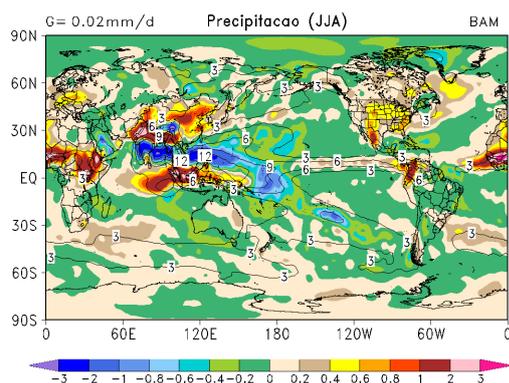
(b) (Exp_VE-ENA) - Ctrl



(c) (Exp_VD-ENA) - Ctrl



(d) (Exp_VD-ENA) - Ctrl



Fonte: Produção do autor.

A Tabela 4.3 apresenta uma síntese dos valores médios globais de precipitação para o experimento controle do BAM, dados do GPCP, a diferença entre a rodada controle (Ctrl_VE-1x) do modelo BAM e os dados do GPCP e todas as diferenças médias entre os experimentos e o experimento controle (Ctrl_VE-1x).

A média global de precipitação obtida com a rodada controle do modelo BAM em relação aos dados do GPCP, subestima em aproximadamente 0,04 mm/dia no período do verão (DJF) e superestima em aproximadamente 0,01 nos meses de inverno (JJA). Tratando-se de média global, as duas climatologia mostraram-se bem próximas, indicando que o modelo BAM simula de forma coerente a precipitação.

A utilização da vegetação dinâmica mantendo a concentração controle de CO₂ no Exp_VD-1x induziu um leve aumento da precipitação média global de aproximadamente 0.01 mm/dia no período de verão (DJF) e de 0.03 mm/dia no período de inverno (JJA).

Para os experimentos que contém a concentração de 1480 ppm de CO₂, que é equivalente a 4 vezes a concentração do experimento controle, os resultados mostram que há uma diminuição da precipitação média global considerando vegetação estática (Exp_VE-4x) e dinâmica (Exp_VD-4x), porém para o Exp_VD-4x a diminuição é menor. Para a vegetação estática, a redução de precipitação está relacionada com o aumento do efeito estufa e à redução da abertura dos estomas (redução da condutância estomática) e para a vegetação dinâmica que apresenta uma menor redução, o ocorrido se deve ao efeito combinado deste tipo de vegetação com o aumento de CO₂, que apesar da redução da condutância estomática há um aumento da fotossíntese e transpiração devido ao crescimento da vegetação.

Os experimentos configurados com a emissão natural e antrópico de CO₂ não mostraram diferenças significativas em relação ao experimento controle na média global de precipitação.

Tabela 4.3 – Diferenças da precipitação média global do experimento controle (Ctrl_VE-1x) em relação ao GPCP e diferenças dos demais experimentos em relação ao controle (Ctrl_VE-1x). Unidade em mm/dia.

Precipitação (mm/dia)	Verão (DJF)	Inverno (JJA)	Média global de CO ₂ (ppmv)
GPCP	2,63	2,63	-
Ctrl_VE-1x	2,57	2,64	370 (Fixo)
Ctrl - GPCP	-0,04	0,01	-
Exp_VD-1x - Ctrl	0,01	0,03	370 (Fixo)
Exp_VE-4x - Ctrl	-0,08	-0,10	1480 (Fixo)
Exp_VD-4x - Ctrl	-0,06	-0,03	1480 (Fixo)
Exp_VE-EN - Ctrl	-0,00	-0,00	360,57
Exp_VD-EN - Ctrl	-0,00	0,02	429,06
Exp_VE-ENA - Ctrl	0,00	-0,01	360,51
Exp_VD-ENA - Ctrl	0,00	-0,02	426,69

Fonte: Produção do autor.

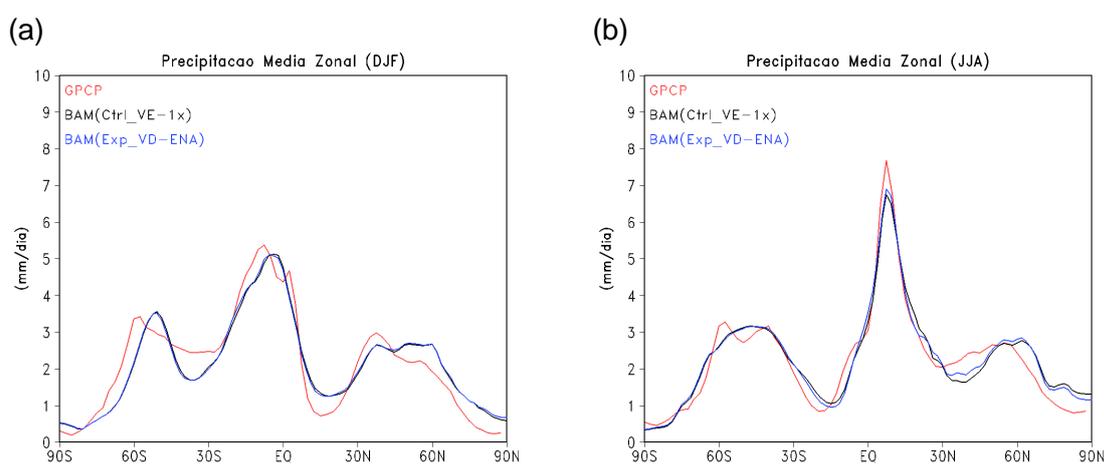
Além da distribuição espacial, também foi avaliada a média zonal de precipitação. A Figura 4.12 mostra a média zonal de precipitação para os experimentos do modelo BAM (Ctrl_VE-1x e Exp_VD-ENA) e os dados do GPCP (observado). As principais características latitudinais da precipitação são representadas nesta figura. O pico máximo de precipitação representa a posição em que se encontra a Zona de Convergência Intertropical, mais deslocada a Sul de sua posição média anual no verão austral e mais a Norte no inverno austral. Os picos máximos secundários representam as regiões dos sistemas transientes. As regiões de mínimo de precipitação aproximadamente em 30° Norte-Sul são as regiões dos anticiclones semipermanentes e as regiões polares onde os índices de precipitação são ainda menores.

A rodada controle do modelo BAM apresentado nas Figuras 4.12a e 4.12b representa de forma satisfatória o padrão latitudinal da precipitação média zonal observada (GPCP), porém a melhor estimativa, onde as curvas tendem a se aproximar do observado é a simulação em que considera a emissão natural + antrópico de CO₂ e vegetação dinâmica (Exp_VD-ENA) apresentadas. A

emissão natural de CO₂ da superfície continental e oceânica é advectada na horizontal e na vertical, gerando concentrações diferentes na atmosfera. Isto gera gradientes de taxa de aquecimento e resfriamento da atmosfera, alterando o padrão dinâmico e termodinâmico. Estes gradientes podem deslocar e mudar as intensidades dos sistemas meteorológicos precipitantes.

De forma geral as curvas dos experimentos que consideram a emissão heterogênea de CO₂ foram as que mais se aproximaram das curvas geradas com os dados do GPCP indicando que o modelo BAM representa bem a precipitação em relação aos dados observados.

Figura 4.12 - Média zonal de precipitação para a modelo BAM (Ctrl_VE-1x e Exp_VD-ENA) e os dados do GPCP (observado). Unidade em mm/dia.



Fonte: Produção do autor.

4.2.2. Circulação em altos níveis (200 hPa)

Para a circulação em altos níveis a climatologia obtida com o modelo BAM (Ctrl_VE-1x) foi comparada com as reanálises do ERA-Interim nos meses de verão (DJF) e inverno (JJA) austral.

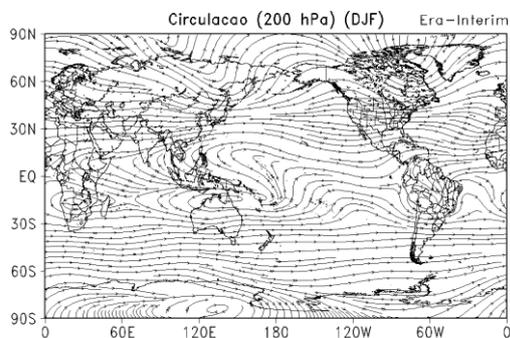
Nas Figuras 4.13a e 4.13b no período do verão austral, a Alta da Bolívia e o Cavado do Nordeste que são sistemas atuantes sobre a América do Sul nos meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (verão) foram bem representados

pelo modelo BAM (Ctrl_VE-1x) em comparação com os campos gerados com os dados das componentes do vento (u e v) do ERA-Interim (Figuras 4.13c e 4.13d). No mesmo período observa-se também a Alta do Congo no continente Africano.

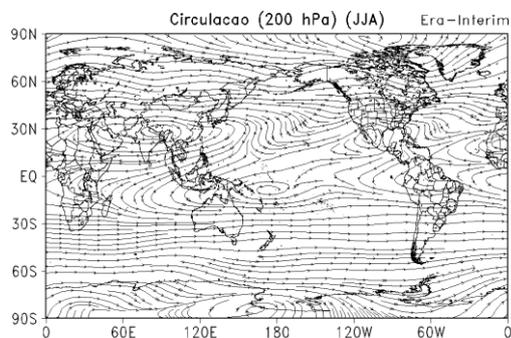
As diferenças entre o experimento controle (Ctrl_VE-1x) e a reanálise do ERA-Interim apresentadas nas Figuras 4.13e e 4.13f mostram que na região tropical as diferenças são menores em relação a região de altas latitudes, nota-se que o escoamento zonal possui intensidade diferente em relação a reanálise. O fator que mais contribui para a diferença nas intensidades das células de circulação são os gradientes térmicos, portanto pode-se afirmar que os gradientes térmicos latitudinais do modelo BAM são mais intensos em relação aos dados de reanálise. Nos meses do inverno astral, nota-se que as maiores diferenças ocorrem no hemisfério norte, onde há as áreas continentais. Nestas regiões, o fluxo de umidade para a atmosfera é menor e os gradientes térmicos se formam com mais facilidade. No período de inverno de cada hemisfério é possível identificar os jatos polares mais intensos devido a uma maior atividade baroclínica.

Figura 4.13 - Climatologia da circulação em altos níveis (200 hPa): Dados do Era-Interim (a) e (b), experimento controle do BAM (c) e (d) e diferença entre as climatologias (e) e (f). Unidade em m/s.

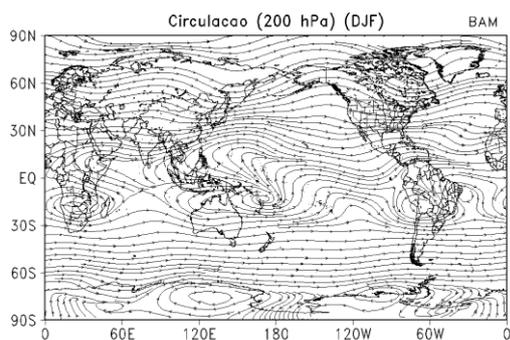
(a) ERA-Interim



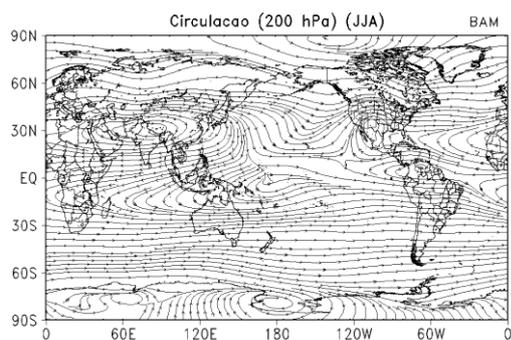
(b) ERA-Interim



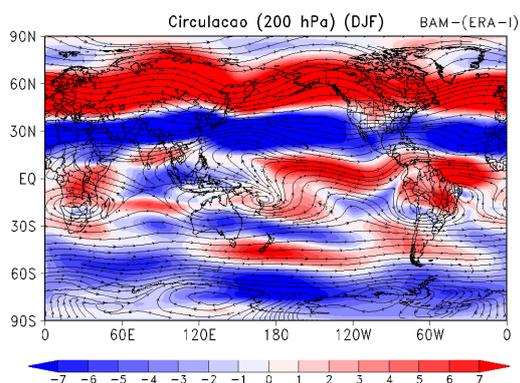
(c) Ctrl_VE-1x



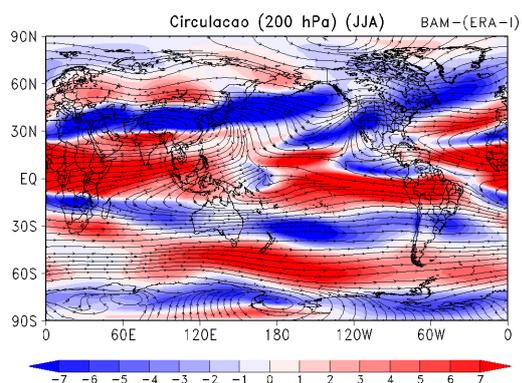
(d) Ctrl_VE-1x



(e) Ctrl_VE-1x - (Era-Interim)



(f) Ctrl_VE-1x - (Era-Interim)



Fonte: Produção do autor.

Nas Figuras 4.14a e 4.14b pode-se verificar o impacto da vegetação dinâmica no experimento Exp_VD-1x em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x), onde não há aumento do efeito estufa devido ao CO₂.

Durante o verão astral (DJF), nota-se um aumento da circulação sobre a região Amazônica, África central, e uma forte redução na região da ZCIT do oceano atlântico tropical. Durante o inverno astral (JJA) verifica-se a redução da intensidade do vento nas regiões da Amazônia e Europa e um aumento da intensidade na região sul do Brasil, Ásia e na região da ZCIT do oceano atlânticos. Neste experimento (Exp_VD-1x), não há aumento do efeito estufa devido ao CO₂, entretanto, verifica-se o aumento na intensidade do vento. Isto demonstra que a mudança fisiológica da vegetação (albedo, rugosidade, biomassa, etc) altera a circulação em altos níveis (200 hPa) devido à mudança na partição e no balaço de energia na superfície continental. A característica mais importante é a propagação da perturbação do escoamento por toda a atmosfera devido às mudanças somente sobre o continente.

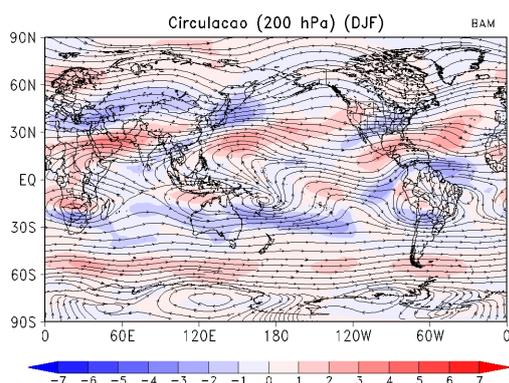
No experimento Exp_VE-4x (Figuras 4.14c e 4.14d), que considera somente o aumento homogêneo e constante em 4 vezes a concentração de CO₂ na atmosfera em relação ao experimento Ctrl_VE-1x, verifica-se que no verão astral, na Figura 4.14c, uma intensificação na velocidade do vento em altos níveis principalmente nas regiões dos jatos polares no hemisfério sul, são observados valores de aproximadamente 2 m/s. No período de inverno astral na Figura 4.14d, verifica-se que nas regiões Amazônica, Ásia e Europa têm uma redução na intensidade do vento e um aumento na intensidade sobre o oceano Atlântico tropical e na região do Ártico. Estas diferenças nas intensidades foram geradas com o aumento do efeito estufa devido ao CO₂, indicando que mesmo com o aumento homogêneo de CO₂ a circulação atmosférica sofre alterações significantes. Isso ocorre, pois mesmo constante, o aumento de CO₂ em 4 vezes impacta na redução da condutância estomática da vegetação, e, fisiologicamente, a planta tende a transpirar menos, contribuindo para a redução do fluxo de umidade para atmosfera e uma menor

conversão para precipitação. Assim, uma menor quantidade de energia é transferida para o escoamento atmosférico.

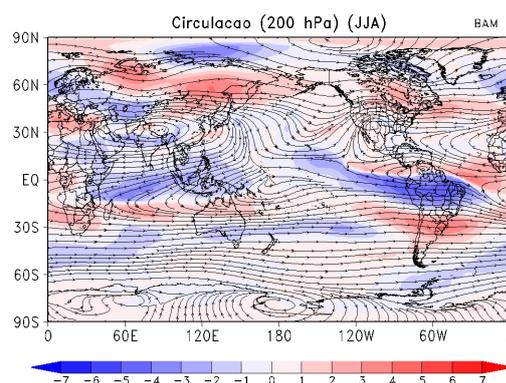
Um experimento interessante é a simulação realizada com o modelo BAM configurada com vegetação dinâmica e o aumento de 4 vezes a concentração de CO₂ (Exp_VD-4x), mostrada nas Figuras 4.14e e 4.14f. Verifica-se neste experimento que o padrão da circulação obtida no experimento (Exp_VE-4x) é amplificado. Este resultado reforça o que foi obtido nas análises da precipitação, em que o impacto da fisiologia da vegetação e o aumento do efeito estufa devido ao CO₂ amplificam as mudanças na precipitação (redução) e circulação (aumento) em altos níveis em relação ao experimento controle.

Figura 4.14 - Diferenças da circulação em 200 hPa dos experimentos em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em m/s.

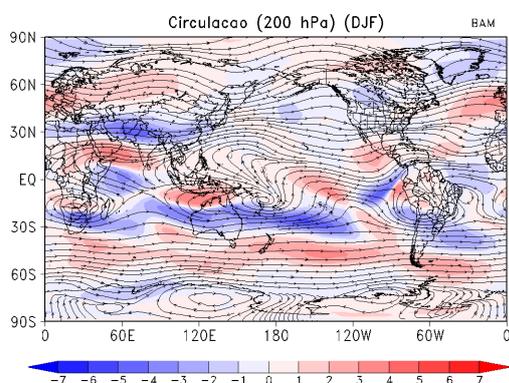
(a) Exp_VD-1x - Ctrl_VE-1x



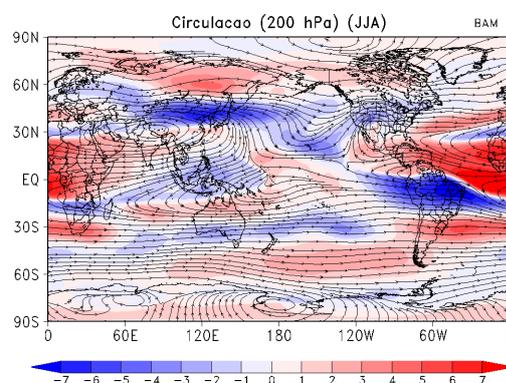
(b) Exp_VD-1x - Ctrl_VE-1x



(c) Exp_VE-4x - Ctrl_VE-1x



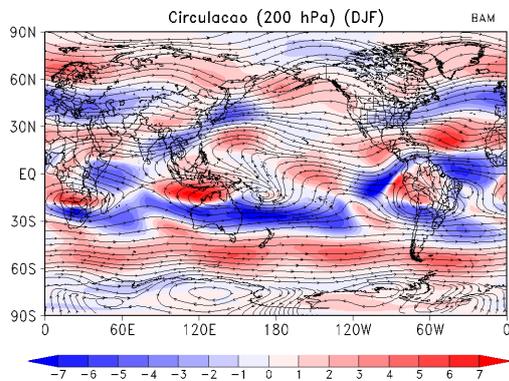
(d) Exp_VE-4x - Ctrl_VE-1x



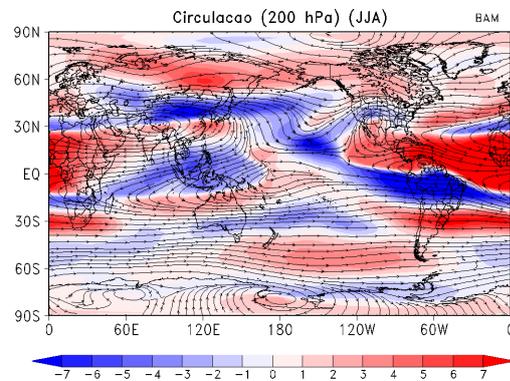
Continua

Figura 4.14 - Conclusão.

(e) Exp_VD-4x - Ctrl_VE-1x



(f) Exp_VD-4x - Ctrl_VE-1x



Fonte: Produção do autor.

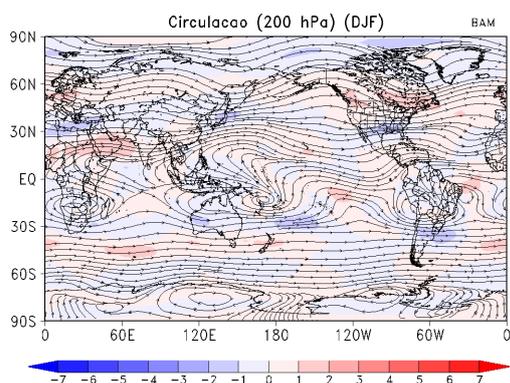
Diferenças menos expressivas na intensidade do vento em relação ao experimento controle são encontradas nos experimentos (Figuras de 4.15a a 4.15d) que consideram a emissão natural de CO₂ e transporte dinâmico na atmosfera (Exp_VE-EN e Exp_VD-EN).

Para o período do verão austral (DJF), as áreas mais afetadas são as regiões dos jatos no hemisfério Sul, América Central, costa Leste da América do Norte e da Ásia. Sobre a região Amazônica não é verificada muita diferença em relação ao controle, como verificado nos experimentos com concentração de CO₂ homogêneo. Isso pode estar associado à advecção de CO₂ pela atmosfera que faz a concentração sobre a região amazônica varie muito. No período do inverno austral (JJA), verifica-se uma redução da circulação na região do Ártico e um aumento de intensidade do vento nas regiões do norte da África, áreas próximas América Central, oceano Índico e Indonésia, Sobre o Sul da América do Sul também verifica-se um aumento da circulação do vento. Este padrão tem um aumento nas diferenças de intensidade do vento quando se utiliza o modelo BAM configurado com vegetação dinâmica (Exp_VD-EN). Portanto a vegetação dinâmica age para aumentar as diferenças de intensidade da

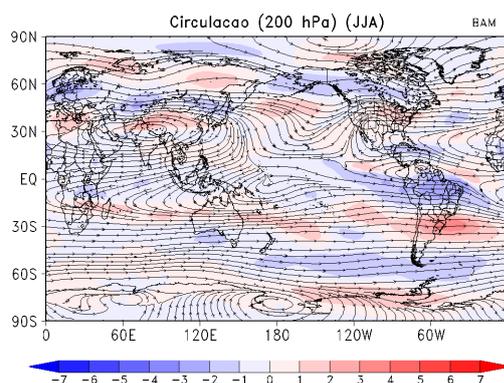
circulação atmosférica nos experimentos com emissão natural e transporte atmosférico de CO₂.

Figura 4.15 - Diferenças da circulação em 200 hPa dos experimentos em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em m/s.

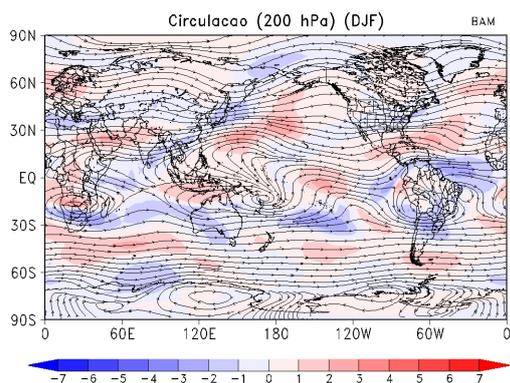
(a) Exp_VE-EN - Ctrl_VE-1x



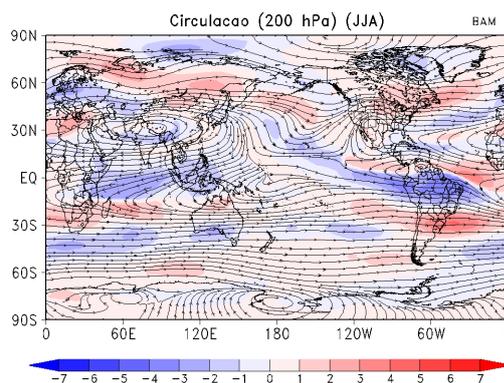
(b) Exp_VE-EN - Ctrl_VE-1x



(c) Exp_VD-EN - Ctrl_VE-1x



(d) Exp_VD-EN - Ctrl_VE-1x



Fonte: Produção do autor.

O experimento que além da emissão natural também considera a emissão antrópica de CO₂ e vegetação estática (Exp_VE-ENA) apresentado nas Figuras 4.16a e 4.16b, mostra o importante papel da implementação da emissão antrópica no modelo BAM

Esse experimento (Exp_VE-ENA) mostra diferenças em relação ao experimento que considera somente emissão natural de CO₂ (Exp_VE-EN). No

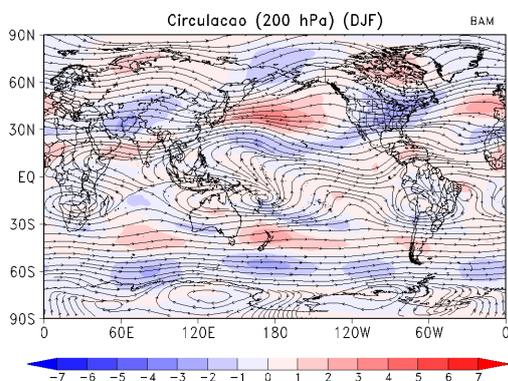
verão austral (DJF) observa-se uma redução na velocidade do vento sobre parte da América do Norte (Estados Unidos) e na região dos jatos no hemisfério Sul. No período de inverno austral (JJA) pode-se observar redução na intensidade do vento sobre grande parte do continente Africano e na região da ZCIT sobre o oceano Atlântico.

O experimento que contém a emissão natural + antrópica e a utilização de vegetação dinâmica é apresentado nas Figuras 4.16c e 4.16d. Este mostra um aumento de velocidade do vento sobre a região amazônica, grande parte da África e região dos jatos no hemisfério Sul em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x) na estação de verão austral (DJF). No período de inverno austral (JJA) sobre a região Norte da América do Sul há uma redução na velocidade do vento e, sobre a região Sul da América do Sul e parte da América do Norte, há um aumento na intensidade do vento em relação ao experimento controle.

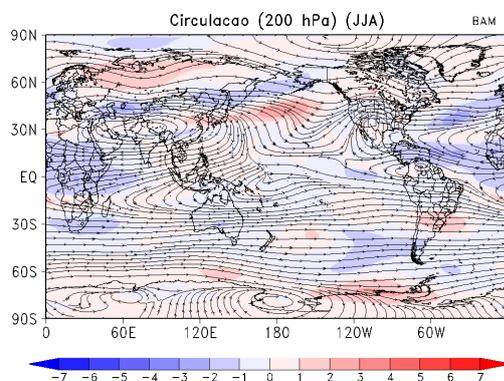
Essas variações na intensidade do vento estão relacionadas aos gradientes de temperatura/pressão criados a partir da distribuição heterogênea de CO₂ na atmosfera e à alteração do perfil termodinâmico devido à utilização da vegetação dinâmica, tendo em vista que o experimento controle utiliza uma concentração constante e homogênea de CO₂ e a vegetação estática.

Figura 4.16 - Diferenças da circulação em 200 hPa dos experimentos em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em m/s.

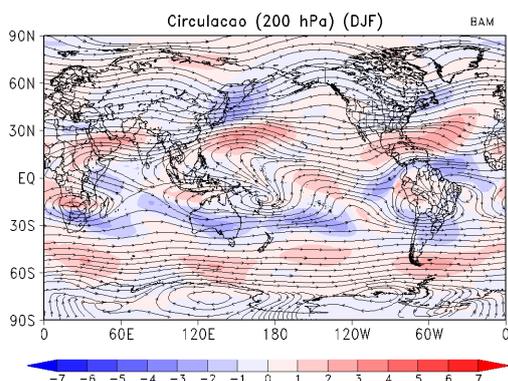
(a) Exp_VE-ENA - Ctrl_VE-1x



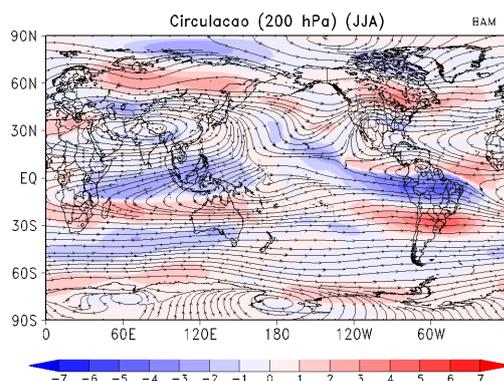
(b) Exp_VE-ENA - Ctrl_VE-1x



(c) Exp_VD-ENA - Ctrl_VE-1x



(d) Exp_VD-ENA - Ctrl_VE-1x



Fonte: Produção do autor.

4.2.3. Perfil zonal anual do vento e temperatura do ar

As Figuras de 4.17a a 4.17f mostram a climatologia anual do perfil vertical de temperatura e do vento zonal do ERA-Interim, experimento controle do BAM e a diferença entre eles (Ctrl - ERA-Interim).

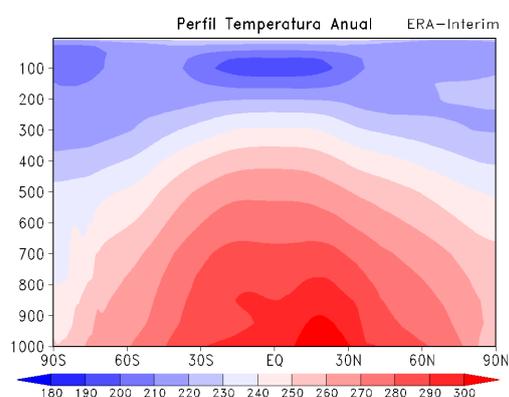
A comparação entre o experimento controle do BAM (Ctrl_VE-1x) e os dados de reanálises do ERA-Interim são apresentados abaixo e mostram um comportamento similar. Isto indica que o modelo BAM simula bem os padrões de perfil zonal de temperatura e vento. O perfil zonal de temperatura mostra diminuição em direção aos polos e em direção aos altos níveis. Este

comportamento é o esperado devido à quantidade de incidência de radiação solar ser maior em latitudes baixas com tendência de diminuir em direção aos polos, como mostrado em Peixoto e Oort (1992).

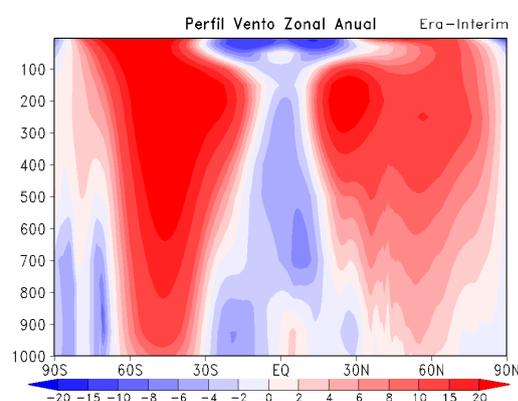
O perfil do vento zonal está de acordo com o esperado, observando-se nas duas climatologias as regiões dos jatos polares e subtropicais, nos quais se tem os maiores valores de velocidade do vento.

Figura 4.17 - Climatologia do perfil anual do vento zonal e temperatura do ar: Dados do Era-Interim (a) e (b), experimento controle do BAM (c) e (d) e diferença entre as climatologias (e) e (f). Unidade em K para temperatura e m/s para o vento.

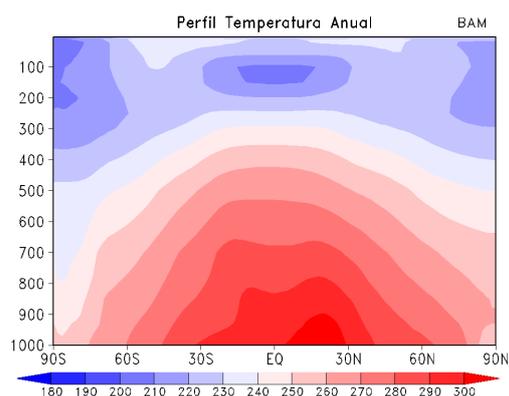
(a) ERA-Interim



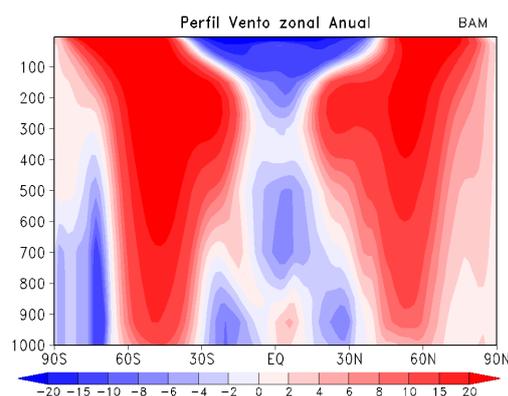
(b) ERA-Interim



(c) Ctrl_VE-1x



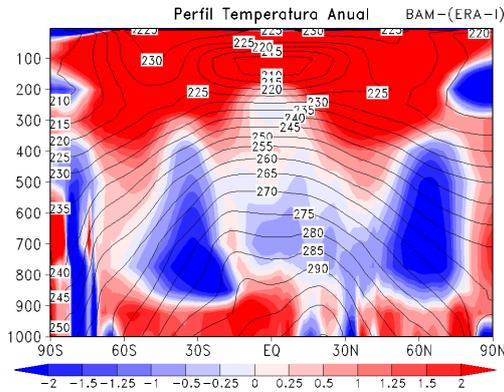
(d) Ctrl_VE-1x



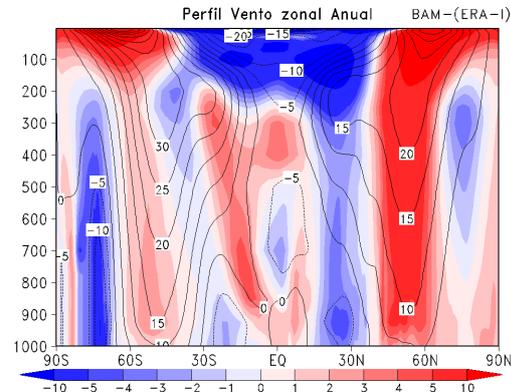
Continua

Figura 4.17 - Conclusão.

(e) Ctrl_VE-1x - (ERA-Interim)



(f) Ctrl_VE-1x - (ERA-Interim)



Fonte: Produção do autor.

O experimento (Exp_VD-1x) configurado para a utilização de vegetação dinâmica e mantendo a mesma concentração de CO₂ do experimento controle, mostra maiores valores de temperatura em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x) na média e baixa troposfera nas regiões de 30°N-S (Figura 4.18a).

De forma geral, para o perfil do vento zonal verificam-se pequenas variações em sua intensidade na Figura 4.18b, como uma pequena redução da velocidade dos jatos de altos níveis em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x) em ambos hemisférios (Norte e Sul). Estas variações no perfil do vento zonal e perfil vertical de temperatura do ar indicam que a vegetação dinâmica é capaz de interagir com os padrões dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera, uma vez que os fluxos de superfície (umidade, calor, etc) e o balanço de energia são alterados em comparação com o experimento controle (Ctrl_VE-1x). Na análise da precipitação do experimento (Exp_VD-1x), verificou-se que a média global de precipitação aumentou em relação ao experimento controle. Isto explica o aumento de temperatura no perfil da média zonal. Nas áreas onde houve aumento de temperatura, uma explicação possível é devido uma maior liberação de calor latente em razão da

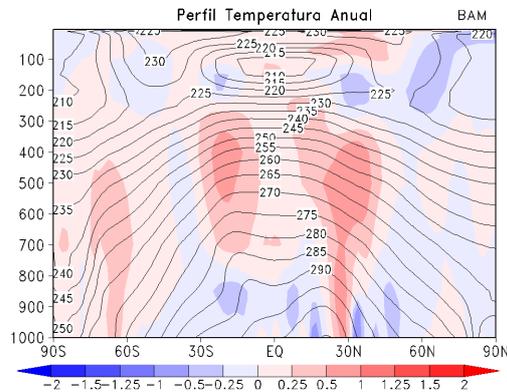
condensação do vapor de água, que precipitou. Esta energia é transferida para a circulação através dos gradientes térmicos criados por este aquecimento.

O experimento que considera somente o aumento homogêneo de 4 vezes da concentração de CO₂ (Exp_VE-4x) em relação à rodada controle (Ctrl_VE-1x), mostra valores expressivos de aumento de temperatura quase em toda a atmosfera, e, principalmente, no hemisfério Norte (Figura 4.18c), onde há maior quantidade de continentes. No topo da atmosfera, acima de 200 hPa, ocorre um resfriamento. Isto é resultado do maior aprisionamento de radiação de onda longa pelo aumento do efeito estufa, devido ao aumento homogêneo de CO₂ na atmosfera. O comportamento do perfil do vento zonal apresentado na Figura 4.18d mostra que há uma redução na velocidade dos jatos de altos níveis em ambos os hemisférios (Norte e Sul) e também há uma redução da velocidade dos ventos em médias latitudes.

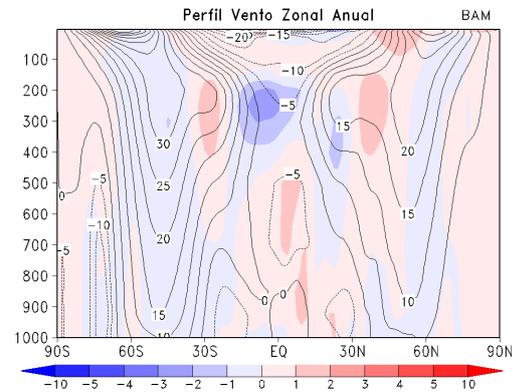
As Figuras 4.18e e 4.18f mostram o experimento configurado para a utilização de vegetação dinâmica e aumento de 4 vezes da concentração de CO₂ (Exp_VD-4x). Este experimento apresenta apenas uma intensificação dos padrões de perfil de temperatura (Figura 4.18e) e vento zonal (Figura 4.18f), demonstrados no experimento anterior (Exp_VE-4x). Este resultado é atribuído à combinação do aumento do CO₂ com o aumento na taxa de evapotranspiração, pois o CO₂ alimenta o modo de vegetação dinâmica das plantas, que evoluem e tendem a evapotranspirar mais, mesmo com o aumento de CO₂, o qual reduz a condutância estomática.

Figura 4.18 - Diferença do perfil anual do vento zonal e temperatura do ar: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em K para temperatura e m/s para o vento.

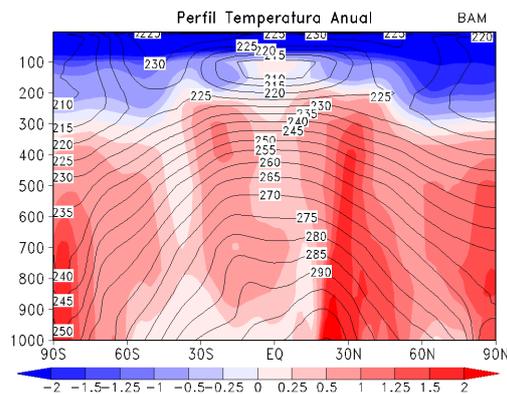
(a) Exp_VD-1x - Ctrl_VE-1x



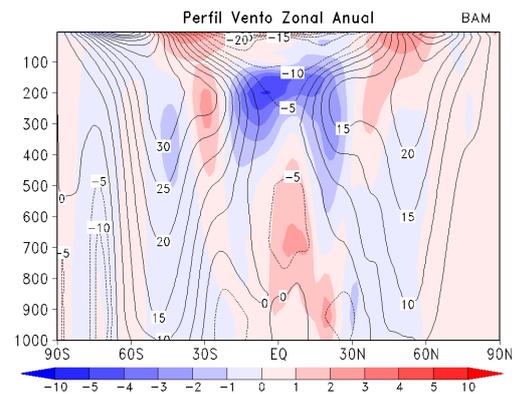
(b) Exp_VD-1x - Ctrl_VE-1x



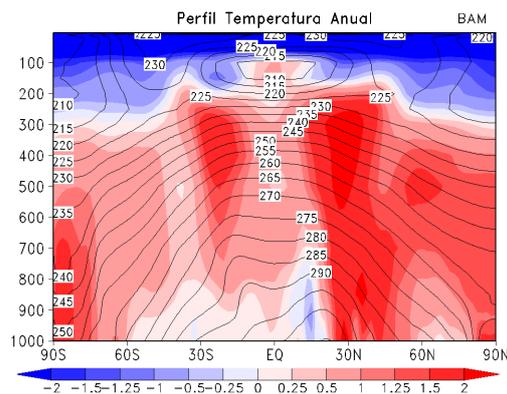
(c) Exp_VE-4x - Ctrl_VE-1x



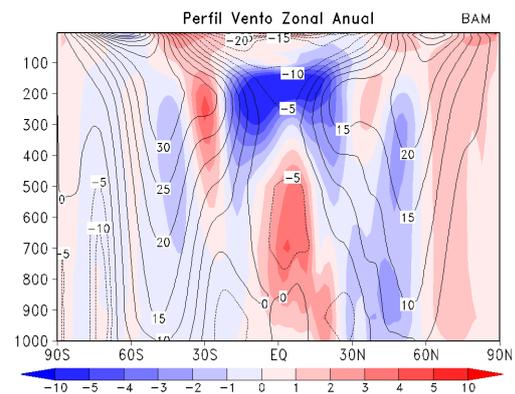
(d) Exp_VE-4x - Ctrl_VE-1x



(e) Exp_VD-4x - Ctrl_VE-1x



(f) Exp_VD-4x - Ctrl_VE-1x



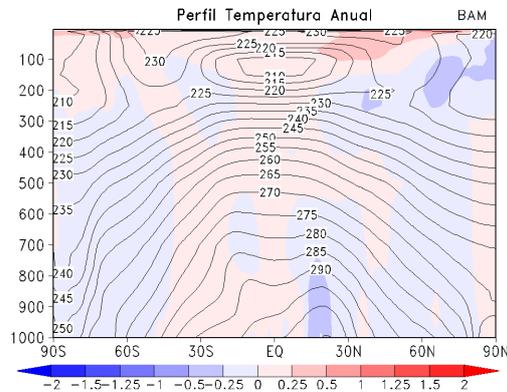
Fonte: Produção do autor.

O experimento que considera a emissão natural de CO₂ e a utilização do modelo de superfície de vegetação estática (Exp_VE-EN) apresentado nas Figuras 4.19a e 4.19b, mostra que o perfil zonal anual de temperatura apresenta um pequeno aumento na média troposfera na região tropical e um aumento em toda a alta troposfera. Isto possivelmente ocorre devido aos gradientes verticais e horizontais de CO₂ encontrados neste experimento, devido à emissão natural e à distribuição heterogênea deste elemento. Para o perfil do vento zonal, a característica mais importante é o aumento na intensidade dos jatos de altos níveis em ambos os hemisférios. Este resultado, também está relacionado com a concentração inicial de CO₂ utilizada no experimento, que é a mesma do experimento controle. Esta concentração é advectada, porém não há um aumento global significativo de CO₂, portanto, mesmo advectada, não ocorre um aumento de temperatura. O aumento observado neste caso é somente em função dos gradientes horizontal e vertical de CO₂, formado pela advecção.

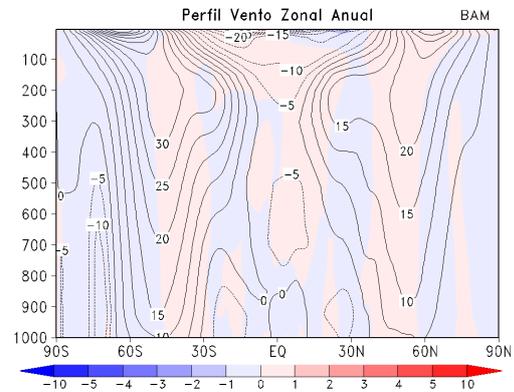
A emissão natural somada à utilização do modelo de vegetação dinâmica (Exp_VD-EN) apresentado nas Figuras 4.19c e 4.19d, indicam que em relação ao experimento controle, ocorre um aumento de temperatura na média troposfera, principalmente na região do polo Sul e na região tropical, além de uma redução de temperatura na atmosfera superior. O comportamento do perfil do vento zonal indica uma redução da intensidade dos jatos de altos níveis no hemisfério Sul e o seu deslocamento para latitudes mais altas no hemisfério Norte.

Figura 4.19 - Diferença do perfil anual do vento zonal e temperatura do ar: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em K para temperatura e m/s para o vento.

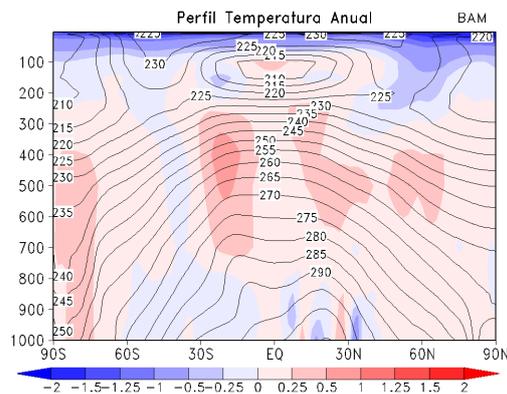
(a) Exp_VE-EN - Ctrl_VE-1x



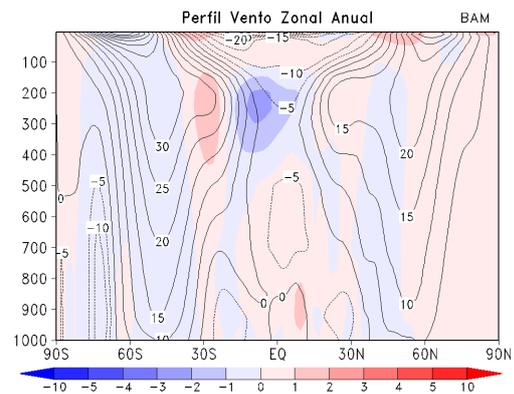
(b) Exp_VE-EN - Ctrl_VE-1x



(c) Exp_VD-EN - Ctrl_VE-1x



(d) Exp_VD-EN - Ctrl_VE-1x



Fonte: Produção do autor.

O experimento que considera a emissão natural + antrópica de CO₂ e utilização de vegetação estática (Figuras 4.20a e 4.20b), mostra pouca diferença em relação ao experimento controle para o perfil zonal de temperatura (Figura 4.20a), apenas aumento nas regiões dos polos Norte e Sul e alta troposfera.

No perfil do vento zonal a Figura 4.20b mostra redução dos jatos de altos níveis no hemisfério Sul e o aumento no hemisfério Norte, possivelmente devido à maior gradiente de temperatura zonal e a maior quantidade de continentes contida neste hemisfério.

O experimento que considera a utilização de vegetação dinâmica juntamente com a emissão natural + antrópica de CO₂ (Exp_VD-ENA) é apresentado nas Figuras de 4.20a a 4.20d. Para o perfil zonal de temperatura os maiores aumentos em relação ao experimento controle são encontrados na média troposfera e nas direções de 30° Norte-Sul. Na alta troposfera observa-se uma redução de temperatura, indicando que o mesmo é mais frio em relação ao experimento controle.

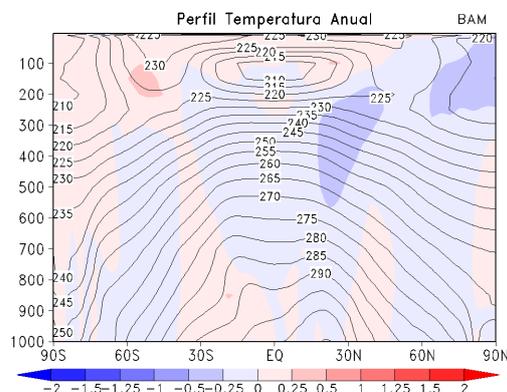
O perfil zonal do vento para este experimento (Exp_VD-ENA) mostra também uma redução na intensidade dos jatos de altos níveis no hemisfério Sul e um aumento no hemisfério Norte. Observa-se um núcleo mais negativo de velocidade do vento no nível de 200 hPa na região equatorial.

Possivelmente, os diferentes níveis de CO₂ na atmosfera devido à emissão natural e antrópica desse gás, modificam ainda mais a dinâmica da vegetação em relação ao experimento controle. Lembrando que os níveis de CO₂ causam variações no comportamento dos vegetais, levando à alterações nos fluxos entre superfície atmosfera.

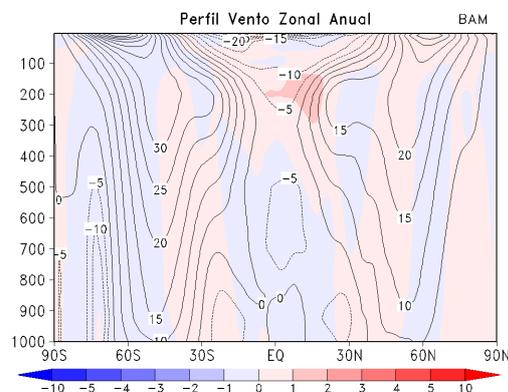
De forma geral, estes experimentos com o CO₂ distribuído de forma heterogênea, não apresentam expressivas diferenças em termos de intensidade quando comparados ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). Os valores de diferença de temperatura variam em torno de -1 a 1 K e de velocidade do vento, de -1 a 1 m/s. Porém, os padrões sofrem alterações, indicando que as emissões naturais e antrópicas, além da utilização da vegetação dinâmica, tem um papel importante na simulação climática, pois esta é a configuração mais próxima da representação da atmosfera real.

Figura 4.20 - Diferença do perfil anual do vento zonal e temperatura do ar: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em K para temperatura e m/s para o vento.

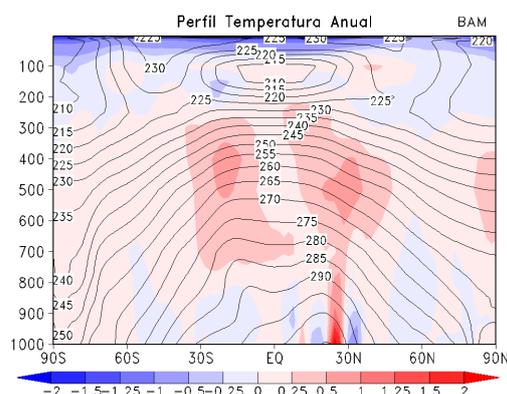
(a) Exp_VE-ENA - Ctrl_VE-1x



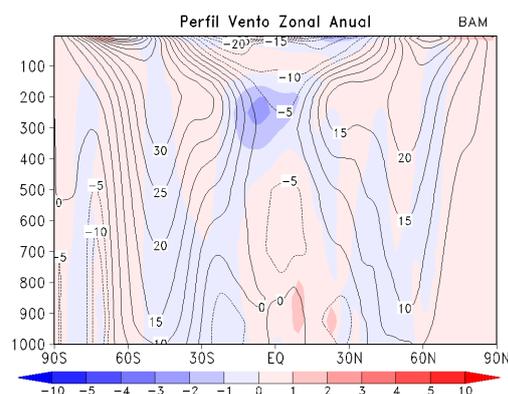
(b) Exp_VE-ENA - Ctrl_VE-1x



(c) Exp_VD-ENA - Ctrl_VE-1x



(d) Exp_VD-ENA - Ctrl_VE-1x



Fonte: Produção do autor.

4.2.4. Temperatura do ar (2 metros)

A Figura 4.21 mostra os mapas sazonais (verão e inverno austral) globais da temperatura do ar a 2 metros da superfície, a partir da base de dados do ERA-Interim, do experimento controle e da diferença entre eles (ctrl_VE-1x - ERA-Interim). Devido à distribuição latitudinal diferenciada de radiação solar, o mapa global de temperatura apresenta um comportamento simétrico na direção zonal e gradiente meridional mais acentuado que o zonal. A região tropical/equatorial, que recebe mais radiação solar, apresenta valores maiores de temperatura (aproximadamente 300 K), enquanto que as latitudes médias e altas latitudes

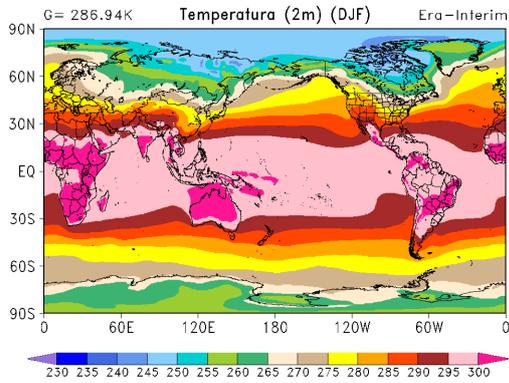
apresentam valores menores, pois estas regiões recebem menores quantidades de radiação solar.

Qualitativamente, o experimento controle representou de forma satisfatória os mapas sazonais de temperatura, identificando padrões como temperaturas mais baixas nos continentes do hemisfério norte durante os meses de DJF (estação de inverno deste hemisfério) e mudanças sazonais de temperaturas observadas no sul da América do Sul e na Austrália, como um todo. As médias globais simuladas de temperatura apresentam uma diferença de aproximadamente 1 K a menos no período de verão (DJF) e 0,6 K nos meses de inverno (JJA), respectivamente, em relação à climatologia do Era-Interim. Isso indica que, no modelo há uma menor retenção de radiação de onda longa, questão essa que pode impactar nos termos de energética que serão discutidos posteriormente.

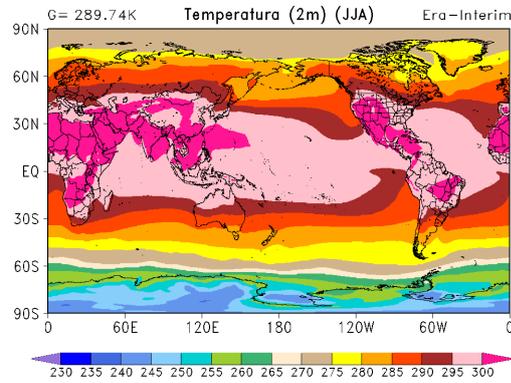
Nos hemisférios de verão, as diferenças de temperatura entre o simulado e o observado, são, sobre os continentes, da ordem de 4 K e são menores sobre os oceanos (da ordem de 1 K, positivo ou negativo). As diferenças sobre os oceanos são menores possivelmente por causa da utilização de dados observados para a temperatura da superfície do mar no modelo BAM. Em sua maioria, a temperatura do ar a 2 m do experimento Ctrl_VE-1x sobre os continentes, são mais frias em relação ao ERA-Interim (atingindo diferenças da ordem de 5 K), exceto em regiões como o norte da Ásia, o leste da América do Norte, a Austrália no verão austral e porções da Amazônia. Estas diferenças estão relacionadas ao tipo de superfície utilizada entre os conjuntos de dados.

Figura 4.21 - Climatologia da temperatura do ar (2 metros): Dados do Era-Interim (a) e (b), experimento controle do BAM (c) e (d) e diferença entre as climatologias (e) e (f). Unidade em K.

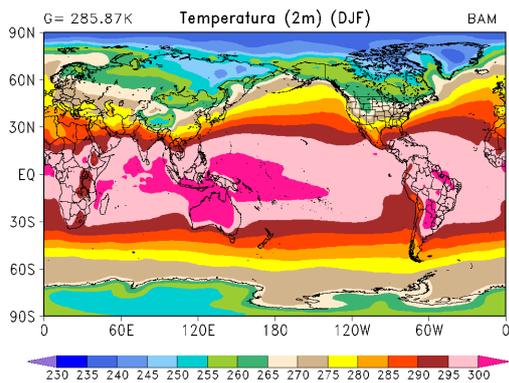
(a) ERA-Interim



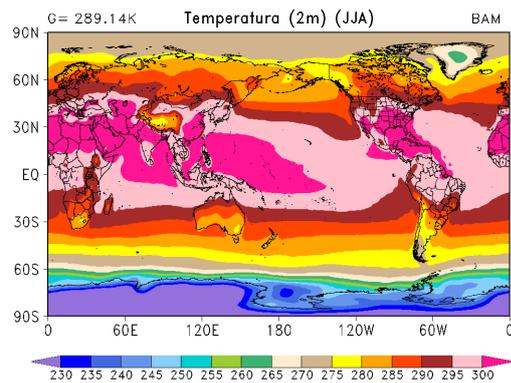
(b) ERA-Interim



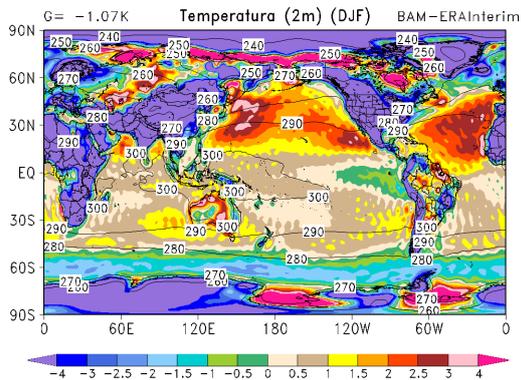
(c) Ctrl_VE-1x



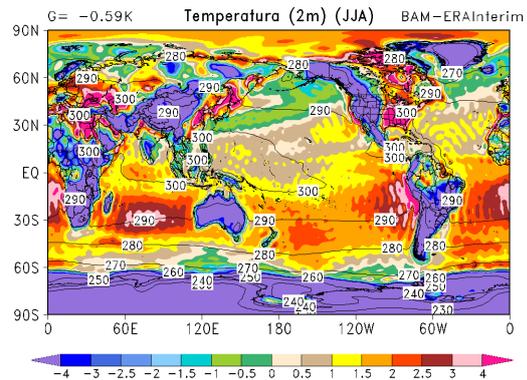
(d) Ctrl_VE-1x



(e) Ctrl - (ERA-Interim)



(f) Ctrl - (ERA-Interim)



Fonte: Produção do autor.

O experimento Exp_VD-1x apresentado nas Figuras de 4.22a e 4.22b que difere apenas na utilização da vegetação dinâmica em relação a rodada controle (Ctrl_VE-1x), apresentou uma pequena diferença de temperatura média global com valores de 0,09 K e -0,05 K para os períodos de verão (DJF) e inverno (JJA), respectivamente. Porém, valores positivos mais expressivos (da ordem de 2,5 K) são observados na região Sul do continente Africano e nas regiões Norte e Nordeste da América do Sul. Enquanto isso, valores negativos são encontrados em sua grande maioria nos continentes do Hemisfério Norte, principalmente na sua estação de verão astral (JJA). Isto mostra que a utilização de vegetação dinâmica tem uma forte influência na temperatura. Neste experimento, verificou-se um aumento de precipitação global, o que proporcionou o desenvolvimento da vegetação em algumas regiões, principalmente nos trópicos. Portanto, há uma maior quantidade de biomassa que retém mais calor e umidade, gerando um maior aquecimento e, conseqüentemente, em função da presença de umidade, a temperatura se mantém mais alta. Em latitudes médias e altas na Ásia e América do Norte a temperatura reduz em relação ao experimento controle, neste caso verificou-se que a precipitação não apresentou uma mudança significativa, portanto, a redução de temperatura pode ser explicada pelas características do albedo de superfície.

Nas Figuras 4.22c e 4.22d estão os resultados do experimento Exp_VE-4x que considera somente o aumento de 4 vezes da concentração de CO₂ em relação a rodada controle (Ctrl_VE-1x). Esta apresentou um aumento médio global de 0,5 K (DJF) e 0,66 K (JJA). Os aumentos de temperatura mais expressivos (da ordem de 2 a 4 K) são observados sobre a Europa, Ásia, parte da América do Norte (principalmente no inverno austral, JJA) e norte da América do Sul, ou seja, sobre os continentes. Este aumento de temperatura está relacionado com a maior retenção de radiação de onda longa, devido à intensificação do efeito estufa induzido pelo aumento de 4 vezes da concentração de CO₂ na atmosfera, em relação ao experimento controle. Comparando os campos de

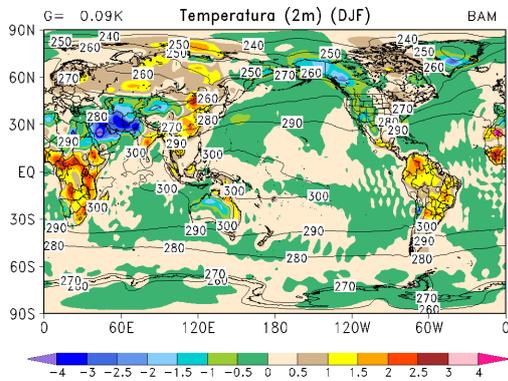
temperatura com os de precipitação, verifica-se para este experimento, que na região tropical sobre os continentes, onde houve redução de precipitação, ocorre o aumento de temperatura. Nas regiões de latitudes médias e altas, o comportamento também depende da estação do ano. Durante o período DJF no Hemisfério Norte não se verifica mudança significativa na precipitação, mas há um aumento considerável na temperatura. Neste caso, o impacto maior é referente ao forçamento radiativo devido ao aumento de CO₂. No período JJA ocorre uma redução na precipitação sobre o continente e o aumento da temperatura é maior em relação ao período DJF. Logo, há uma influência considerável do esquema de vegetação, pois o aumento de CO₂ reduz a condutância estomática e uma menor quantidade de umidade é transferida para a atmosfera, impactando na nebulosidade e na radiação solar que chega na superfície. Este ciclo induz um aumento de temperatura nestas regiões para este período JJA. Nota-se também, um aumento expressivo de temperatura sobre a região do Ártico e Antártico durante o verão austral, devido ao forçamento radiativo gerado pelo aumento de CO₂. Sobre os oceanos são encontradas diferenças da ordem de 0,5 K.

O efeito combinado da utilização do modelo de superfície de vegetação dinâmica juntamente com o aumento em 4 vezes da concentração de CO₂ em relação ao experimento controle é apresentado nas Figuras 4.22e e 4.22f. Este experimento (Exp_VD-4x) mostra que, globalmente, há um aumento de aproximadamente 0,7 K para ambas as estações (verão e inverno). Sobre os continentes são observados valores expressivos de aumento de temperatura em relação ao Ctrl_VE-1x. Durante o período DJF, em altas e médias latitudes do hemisfério norte, verifica-se um aumento de temperatura, porém a precipitação simulada não teve uma mudança significativa em relação ao experimento controle. Portanto, o aumento de temperatura está mais relacionado ao aumento de CO₂ e às mudanças das propriedades de superfície devido à dinâmica da vegetação. Nas regiões tropical, África e América do Sul, verifica-se um acréscimo de temperatura em relação ao controle. O aumento

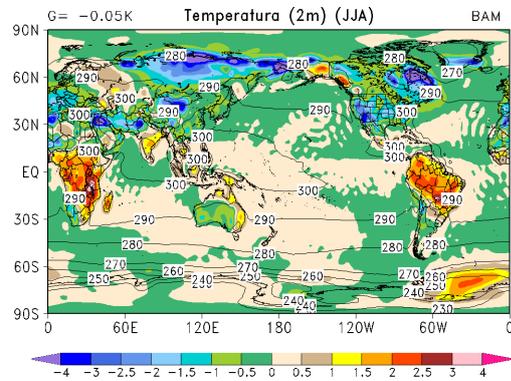
de temperatura está relacionado ao aumento da biomassa devido ao desenvolvimento da vegetação propiciada pela precipitação e ao aumento de CO₂. Na estação de inverno (JJA, Figura 6,5f), sobre o sul do continente africano e Brasil, ocorreu um aumento de temperatura relacionado à redução de precipitação e ao aumento da concentração de CO₂. Neste mesmo período (JJA), a Ásia e a América do Norte tiveram um aumento de temperatura, influenciada pelos mesmos fatores: o aumento de CO₂, que aumenta o efeito estufa, e, conseqüentemente, a redução do fluxo de umidade devido à redução da condutância estomática. Sobre os oceanos, encontram-se diferenças entre -0,5 e 0,5 K. Sobre as regiões Ártica e Antártica, também são notadas diferenças no Exp_VE-4x, porém as mesmas não são encontradas no Exp_VD-1x, sendo esta diferença relacionada com o aumento de 4x o CO₂.

Figura 4.22 - Diferenças da temperatura do ar (2 metros) dos experimentos em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em K.

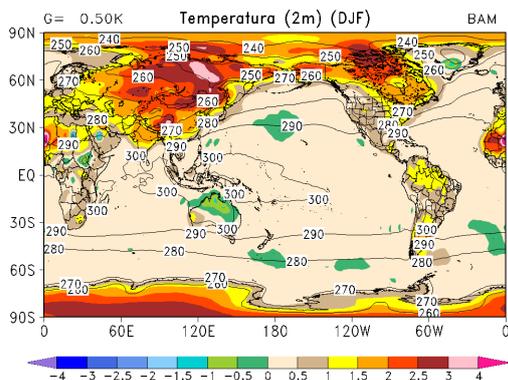
(a) (Exp_VD-1x) - Ctrl



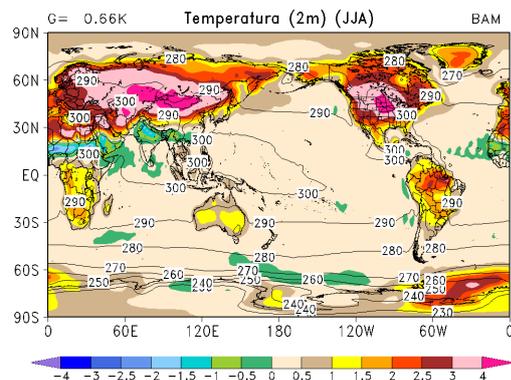
(b) (Exp_VD-1x) - Ctrl



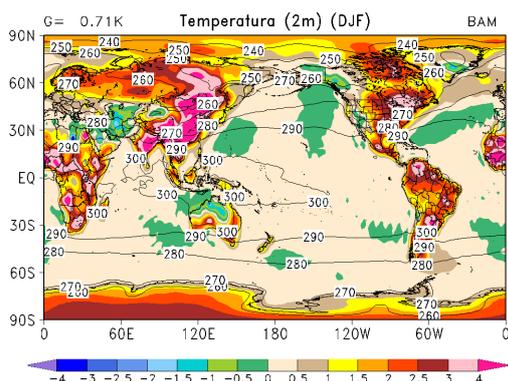
(c) (Exp_VE-4x) - Ctrl



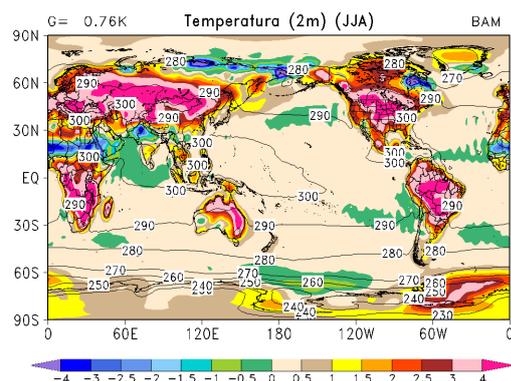
(d) (Exp_VE-4x) - Ctrl



(e) (Exp_VD-4x) - Ctrl



(f) (Exp_VD-4x) - Ctrl



Fonte: Produção do autor.

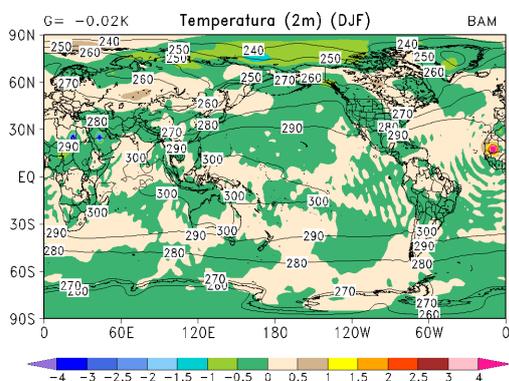
Os experimentos com o CO₂ distribuído de forma heterogênea na atmosfera devido à implementação de sua emissão natural são apresentados nas Figuras 4.23a e 4.23b para a utilização de vegetação estática e, nas Figuras 4.23c e 4.23d, para utilização de vegetação dinâmica.

O experimento que considera vegetação estática (Exp_VE-EN) não apresenta diferenças expressivas em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). A diferença média global indica uma redução de temperatura de aproximadamente 0,01 K para ambos os períodos (DJF e JJA). Sobre os oceanos e continentes, as diferenças variam de -0,5 a 0,5 K. É importante mencionar que o experimento mostra uma variação na temperatura em 2 metros por causa da emissão natural de CO₂ e dos gradientes de CO₂ formados pela sua distribuição heterogênea.

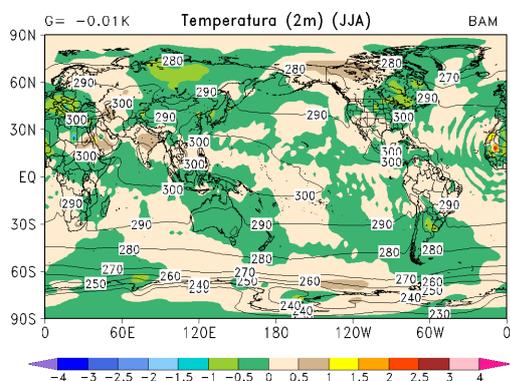
O experimento (Exp_VD-EN), o qual considera a emissão natural de CO₂ e a vegetação dinâmica, mostra muito mais variação de temperatura em relação ao experimento (Exp_VE-EN), quando comparado com o experimento controle (Ctrl_VE-1x). Verifica-se no (Exp_VD-EN), que as regiões centro/sul do continente africano, grande parte da América do Sul e parte da Ásia no verão austral têm um aumento de temperatura. No inverno austral, também são verificadas maiores temperaturas sobre o continente africano e parte da América do Sul (principalmente sobre o Brasil). São observados valores menores de temperatura em relação ao experimento Ctrl_VE-1x sobre parte do Hemisfério Norte, com destaque para a América do Norte (Estados Unidos e Canadá). Esta variação na temperatura indica que a utilização de vegetação dinâmica é importante, pois representa de forma mais realista, as características de algumas regiões.

Figura 4.23 - Diferenças da temperatura do ar (2 metros) dos experimentos em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em K.

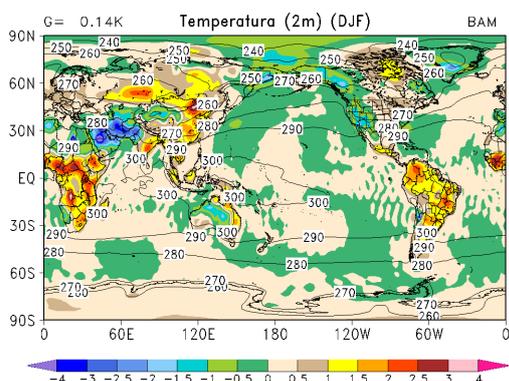
(a) (Exp_VE-EN) - Ctrl



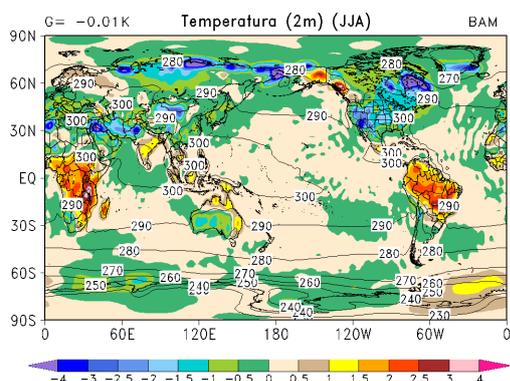
(b) (Exp_VE-EN) - Ctrl



(c) (Exp_VD-EN) - Ctrl



(d) (Exp_VD-EN) - Ctrl



Fonte: Produção do autor.

Os efeitos da emissão antrópica de CO₂ são somados com a emissão natural e são apresentados nas Figuras de 4.24a a 4.24d, para a utilização de vegetação estática e vegetação dinâmica.

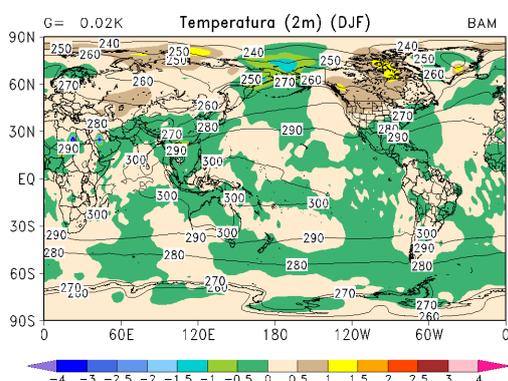
As Figuras 4.24a e 4.24b mostram o efeito combinado da emissão natural e antrópica de CO₂ mais a utilização de vegetação estática. Referente à média global de temperatura, o experimento não mostra diferença expressiva em relação ao experimento controle (Exp_VE-1x), com valores de aproximadamente 0,02 K para mais ou menos. Sobre os continentes, os valores de diferença em relação ao Exp_VE-1x variam de -0,5 a 0,5, assim

como no experimento que considera somente a emissão natural com vegetação estática (Exp_VE-EN). Exceto em alguns pontos no hemisfério Norte durante o período de verão (DJF), como por exemplo, no norte do Canadá e sobre o oceano glacial Ártico isso não é observado.

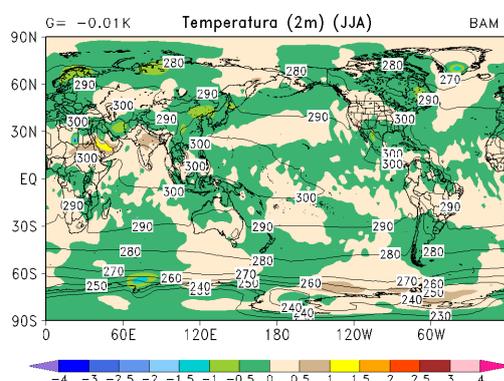
Para a utilização de vegetação dinâmica, juntamente com a emissão natural mais antrópico de CO₂, as Figuras 4.24c e 4.24d mostram que há um aumento de temperatura expressivo sobre os continentes (em torno de 3 K), com destaque para o sul do continente africano e parte da América do Sul na estação de verão austral (DJF). No período de inverno austral (JJA), os aumentos sobre partes da África e América do Sul são mantidos, e, também é observado uma redução de temperatura sobre parte da América do Norte (Oeste dos Estados Unidos), Norte e Sul da Ásia, Norte da África e Oceania. Esta variação na temperatura está mais associada à interação de CO₂ com a vegetação devido à utilização do modelo dinâmico de vegetação.

Figura 4.24 - Diferenças da temperatura do ar (2 metros) dos experimentos em relação ao controle: preenchido (Exp - Ctrl) e linhas (Ctrl_VE-1x). Unidade em K.

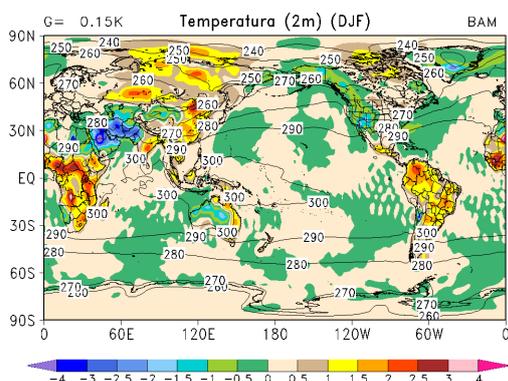
(a) (Exp_VE-ENA) - Ctrl



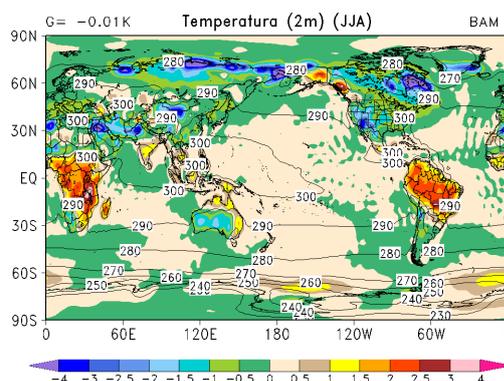
(b) (Exp_VE-ENA) - Ctrl



(c) (Exp_VD-ENA) - Ctrl



(d) (Exp_VD-ENA) - Ctrl



Fonte: Produção do autor.

Abaixo é apresentada a Tabela 4.4 com os valores médios globais de temperatura (2 metros) do experimento controle do modelo BAM (Ctrl_VE1x), das reanálises do ERA-Interim, diferença entre o Ctrl_VE-1x e ERA-Interim e as diferenças dos demais experimentos em relação ao experimentos controle (Exp - Ctrl). A diferença média global de temperatura (2 metro) entre o Ctrl_VE-1x e ERA-Interim é pequena, o modelo BAM subestima em aproximadamente 1 K (DJF) e 0.6 K (JJA), porém no padrão espacial as diferenças são mais expressivas como foi mostrado anteriormente (Figuras 4.21e e 4.21f).

O experimento que utiliza vegetação dinâmica mantendo a concentração controle de CO₂ não apresentou diferença expressiva na média global de temperatura, diferente do experimento que mantém a vegetação estática e considera um aumento em 4 vezes a concentração controle de CO₂ que apresentou aumento médio global de temperatura de aproximadamente 0,55 K para ambas estações do ano apresentados na tabela (verão e inverno). O experimento que combina vegetação dinâmica e aumento de CO₂ mostrou aumento de temperatura em relação ao experimento controle.

Os experimento com o CO₂ heterogêneo no geral não mostraram diferenças expressivas de temperatura média global em relação ao experimento controle, exceto para os experimentos que contam com a utilização de vegetação dinâmica que apresentaram aumento de 0,14 K e 0,15 K para Exp_VD-EN e Exp_VD-ENA, respectivamente.

Tabela 4.4 - Impacto da emissão natural e antrópico de CO₂ e o uso de vegetação dinâmica e estática na média global de temperatura. Unidade em K.

Temperatura (K)	Verão (DJF)	Inverno (JJA)	Média global de CO ₂ (ppmv)
ERA-Interim	286,94	289,74	-
Ctrl_VE-1x	285,87	289,14	370 (Fixo)
Ctrl - (ERA-Interim)	-1,07	-0,59	-
Exp_VD-1x - Ctrl	0,09	-0,05	370 (Fixo)
Exp_VE-4x - Ctrl	0,50	0,66	370 (Fixo)
Exp_VD-4x - Ctrl	0,71	0,78	370 (Fixo)
Exp_VE-EN - Ctrl	-0,02	-0,01	360,57
Exp_VD-EN - Ctrl	0,14	-0,01	429,06
Exp_VE-ENA - Ctrl	0,02	-0,01	360,51
Exp_VD-ENA - Ctrl	0,15	-0,01	426,69

Fonte: Produção do autor.

4.3. Energética da atmosfera

Neste tópico é abordado o comportamento da atmosfera em função da energética. Portanto, uma avaliação do Ciclo de Energia de Lorenz (CEL) foi realizada, considerando os vários cenários de CO₂ e tipos de modelo de vegetação propostos neste trabalho. Adicionalmente, foi verificado o comportamento dos reservatórios de energia, bem como a variabilidade dos termos de conversão.

4.3.1. Perfil vertical dos termos do Ciclo de Energia de Lorenz

Baseando-se nas descrições da energética da atmosfera encontradas em Peixoto e Oort (1992) e Deckers e Storch (2010), foram avaliados os termos do CEL calculados a partir das saídas do modelo BAM e da reanálise do ERA-Interim. A Figura 4.25 mostra a distribuição vertical da média zonal dos componentes de energia do CEL, calculados para a rodada controle do modelo BAM (Ctrl_VE-1x).

A Figura 4.25a mostra o reservatório da média zonal de energia potencial disponível do estado básico (P_m , sendo $P_m = \frac{1}{2} \langle \frac{\rho_0}{N^2} \left(\frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial z} \right) \rangle$). Neste perfil, observa-se uma maior disponibilidade de P_m nas regiões tropicais e em latitudes altas, pois na área tropical existem maiores variações intranual bem como gradientes zonais de radiação e de temperatura, os quais estão relacionados à atividade convectiva e ao ciclo sazonal da radiação solar. Nas regiões polares a variação intranual de radiação solar e os distúrbios transientes são fortes, além de gradientes zonais de temperatura e pressão. Estas características das regiões tropicais e latitudes altas contribuem para o levantamento da célula de Hadley na região equatorial, e, do gradiente de temperatura/pressão na região polar. Em ambas as regiões, polar e tropical, a P_m é mais intensa na média troposfera. Nos polos, pode-se atribuir este padrão à variação vertical do gradiente de temperatura e, na região tropical, ao aquecimento diabático, através da liberação do calor latente.

A Figura 4.25c apresenta o reservatório da média zonal da energia cinética disponível do estado básico (K_m , sendo $K_m = \langle \rho_0 \frac{\overline{u^2}}{2} \rangle$). Em ambos os hemisférios, notam-se os maiores valores na alta troposfera, na região dos jatos polares, pois é uma das formas em que a atmosfera conserva a energia total. A energia potencial gerada pelo aquecimento diabático e adiabático deve ser dissipada através do escoamento médio, por atrito ou perda radiativa. Nesta análise, verifica-se que a média zonal de K_m está concentrada nas regiões que possuem maior velocidade de escoamento.

Quanto à média zonal da energia potencial disponível da perturbação (P_e , sendo $P_e = \frac{1}{2} \langle \frac{\rho_0}{N^2} \overline{\left(\frac{\partial \Phi'}{\partial z} \right)^2} \rangle$), apresentado na Figura 4.25f, verifica-se que os maiores valores estão em latitudes média e altas, pois são regiões onde se concentram a maior parte dos distúrbios transientes que realizam o transporte meridional de calor, influenciando diretamente na variabilidade da temperatura das regiões de atuação de P_e . Sendo assim, estas contribuem para a formação dos gradientes zonais de temperatura, os quais estão diretamente correlacionada à P_e .

Próximo às altas latitudes e em altos níveis são apresentados os maiores valores do reservatório da média zonal de energia cinética disponíveis da perturbação (K_e , onde $K_e = \langle \rho_0 \frac{\overline{u'^2 + v'^2}}{2} \rangle$), na Figura 4.25h. Esta é uma região onde se concentra a maior frequência dos distúrbios transientes e ocorre forte instabilidade baroclínica.

A Figura 4.25b mostra o termo da taxa de conversão da média zonal de energia potencial disponível do estado básico (P_m) em média zonal de energia cinética do estado básico (K_m), denominada aqui de $C_{P_m to K_m}$ (sendo, $C_{P_m to K_m} = \langle \rho_0 \bar{w} \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial z} \rangle$). Esta conversão está correlacionada positivamente com o levantamento de Hadley na região equatorial (levantamento de ar quente), e, negativamente, com subsidência em médias latitudes (subsidência de ar frio).

Assim, quando ocorre correlação positiva, o termo Pm contribui para gerar Km. Em geral, na alta troposfera quando a correlação é negativa, ocorre o contrário. Portanto, não há aumento do termo Km. Na região polar do hemisfério sul, a taxa de conversão é positiva, esta taxa está relacionado com a disponibilidade de Pm e com os movimentos verticais dos transientes presentes nesta região de topografia acidentada.

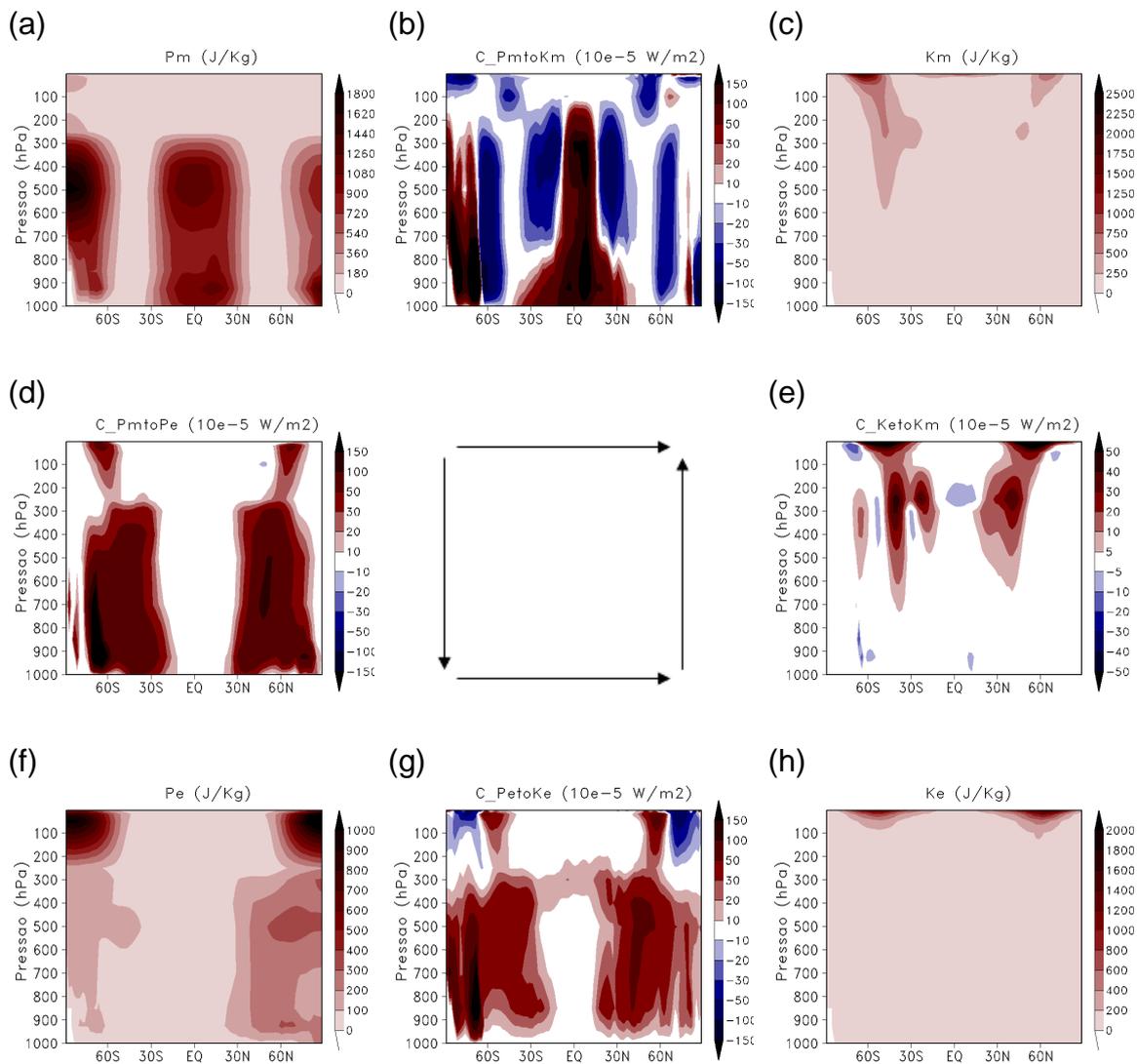
A taxa de conversão da média zonal de energia potencial disponível do estado básico (Pm) para a média zonal de energia potencial disponível da perturbação (Pe) está representada na Figura 4.25d, denominada aqui de C_{PmtoPe} (sendo, $C_{PmtoPe} = \langle \frac{\rho_0}{N^2} v' \frac{\partial \Phi'}{\partial z} \frac{\partial^2 \bar{\Phi}}{\partial y \partial z} \rangle$). Verifica-se que a região em que ocorre a maior taxa de conversão é quando os distúrbios transientes atuam. Os gradientes de temperatura e pressão formados pelo ciclo sazonal solar, intensificam os transientes presentes nestas áreas, o que induz o aumento do termo Pe. Assim sendo, o termo C_{PmtoPe} está relacionado ao transporte meridional de calor sensível.

A Figura 4.25g mostra a taxa conversão da média zonal de energia potencial disponível da perturbação (Pe) em média zonal da energia cinética da perturbação (Ke), denominada por C_{PetoKe} (sendo $C_{PetoKe} = \langle \rho_0 w' \frac{\partial \Phi'}{\partial z} \rangle$). Nesta figura verifica-se que a máxima intensidade do termo C_{PetoKe} se localiza nas regiões de altas e médias latitudes, em que a frequência dos distúrbios transientes é maior. Isto indica que a variação do gradiente de temperatura sazonal e meridional induzem um aumento na intensidade dos distúrbios transientes. A conversão acontece através dos movimentos verticais de ar quente e frio (ascendente e subsidente, respectivamente) em uma mesma faixa de latitude.

A Figura 4.25e mostra o processo barotrópico da taxa de conversão da média zonal de energia disponível da perturbação (Ke) para a média zonal da energia cinética do estado básico (Km). Este termo, denominado por C_{KetoKm} (sendo

$C_{KetoKm} = \langle \rho_0 \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \rangle$, está associado à transferência de energia dos distúrbios transientes para o escoamento médio, indicando um processo de dissipação dos distúrbios e, conseqüentemente, um aumento da intensidade do escoamento médio. A correlação entre o fluxo de *momentum* e o gradiente vertical da média do escoamento zonal indica que esta conversão de energia ocorre quando há um forte cisalhamento vertical do escoamento zonal médio e na presença de fluxo de *momentum*, devido aos distúrbios transientes (região de Jatos Subtropical e Polar). Quando a conversão acontece no sentido contrário, ou seja, quando é convertida da energia cinética do estado básico (Km) para energia cinética da perturbação (Ke), é chamado de processo baroclínico.

Figura 4.25 - Perfil vertical dos termos do CEL para a simulação controle do modelo BAM (ctrl_VE-1x). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5} \text{ W/m}^2$ para os termos de conversão.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.26 mostra a diferença do CEL calculado a partir do experimento controle do modelo BAM em relação às reanálises do ERA-Interim.

A P_m simulado pelo modelo é menor, em relação aos dados do ERA-Interim, em partes da região tropical em médios e altos níveis e em altas latitudes nos hemisférios Norte e Sul. Nas Figuras 4.21e e 4.21f (seção de climatologia), observa-se a existência de menores valores de temperatura do ar sobre grandes partes dos continentes no experimento controle do BAM, em relação às reanálises do ERA-Interim. Esses menores valores de temperatura fazem com que P_m seja menor no experimento controle do BAM, nas regiões citadas. Nas latitudes médias e em baixos níveis na região tropical, observa-se que P_m é maior em relação ao ERA-Interim, que possivelmente é devido aos maiores valores de temperatura encontrados sobre pequenas porções dos continentes e sobre os oceanos.

O reservatório de K_m apresentado na Figura 4.26c mostra que a energia cinética do estado básico é maior nas regiões dos jatos subtropicais no experimento controle do BAM (Ctrl_VE-1x) em relação aos dados de reanálises do ERA-Interim. Essa maior quantidade de K_m indica que no experimento controle do modelo BAM, o escoamento médio zonal tem maior intensidade em relação à atmosfera do ERA-Interim.

Na Figura 4.26f, verifica-se a diferença de P_e do experimento controle em relação ao ERA-Interim. Observa-se no BAM, que P_e é menor em latitudes altas em ambos os hemisférios, possivelmente isto indica que, o gradiente zonal de temperatura encontrado no modelo BAM, é menor em relação às reanálises do ERA-Interim.

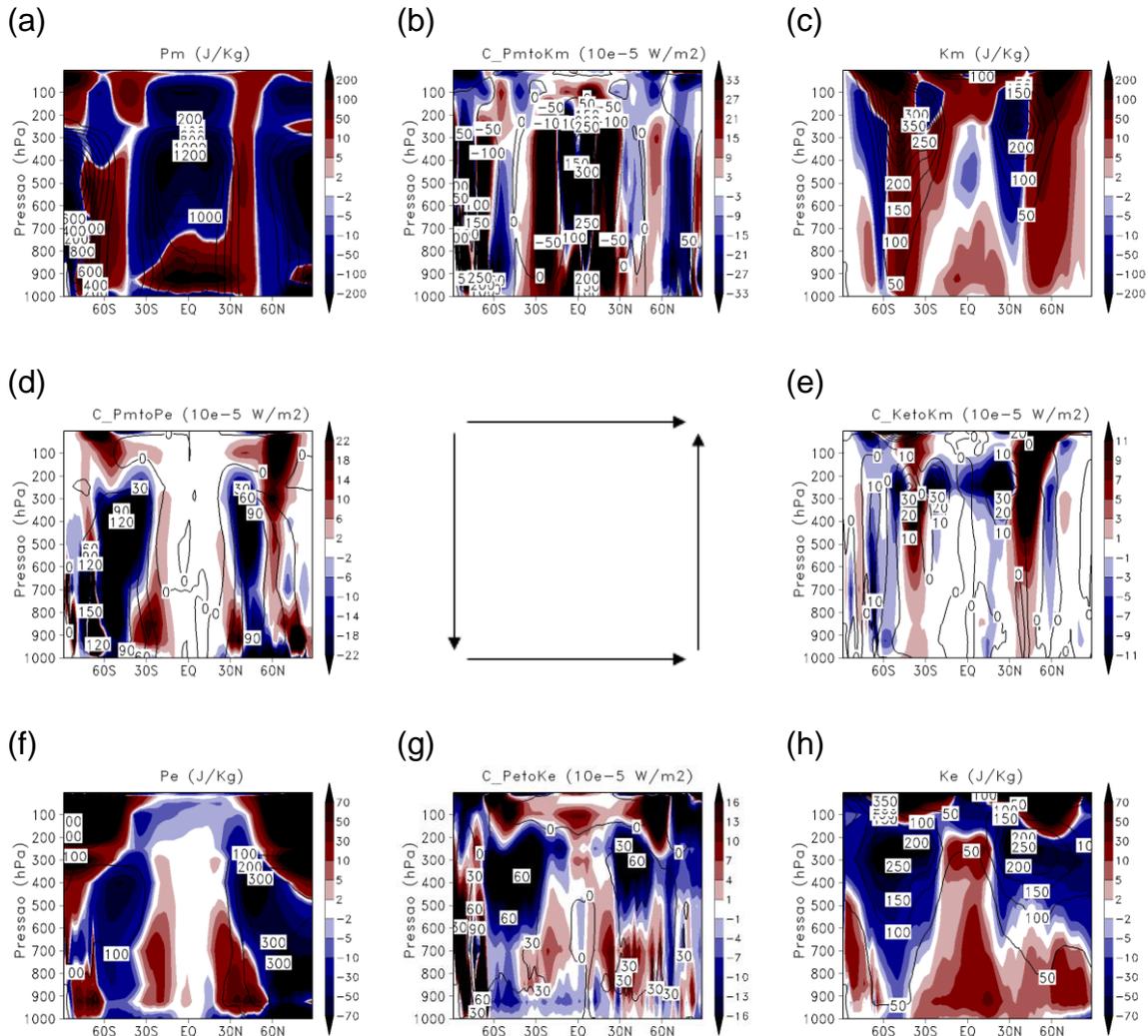
A diferença de K_e do modelo BAM em relação ao ERA-Interim, apresentado na Figura 4.26h, mostra que K_e é menor nas regiões dos jatos subtropicais e polares no BAM.

O termo de conversão C_{PmtoKm} (Figura 4.26b) aponta que, o modelo BAM possui menor quantidade de energia potencial disponível do estado básico

(Pm), que é convertida em energia cinética do estado básico (Km), na região Equatorial. Também é verificada uma maior quantidade de energia potencial disponível do estado básico que é convertida próxima a latitudes médias. Já o termo C_KetoKm (Figura 4.26e), que indica o quanto de energia cinética dos transientes é perdida para o escoamento do estado básico, mostra que, no modelo BAM, essa quantidade de energia convertida é maior em relação às reanálises do ERA-Interim.

O termo C_PmtoPe (Figura 4.26d) mostra que uma menor quantidade de energia potencial disponível do estado básico está sendo convertida para energia potencial disponível da perturbação no modelo BAM, em relação ao ERA-Interim. Assim, uma menor quantidade de energia potencial disponível da perturbação está sendo convertida em energia cinética dos transientes C_PetoKe (Figura 4.26g). Indicando que no BAM há menor disponibilidade de Ke para o desenvolvimento de distúrbios transientes.

Figura 4.26 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento ERA-Interim (contorno), diferença do Ctrl_VE-1x em relação ao ERA-Interim (preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5} \text{ W/m}^2$ para os termos de conversão.



Fonte: Produção do autor.

As análises das variações do comportamento da energética da atmosfera dos experimentos em relação ao experimento controle do modelo BAM são mostradas nas figuras a seguir. Os campos mostram as diferenças dos experimentos em relação ao controle (Exp - Ctrl).

A Figura 4.27a apresenta o experimento (Exp_VE-4x), que considera o aumento em 4 vezes da concentração de CO_2 em relação à concentração

controle (Ctrl_VE-1x). Neste experimento, verifica-se que o impacto do aumento do CO₂ em Pm na região tropical é positiva em médios e altos níveis. O aumento verificado em Pm está relacionado a um aumento da variação zonal e sazonal da temperatura em altos níveis e do gradiente vertical positivo de temperatura, induzida pelo aumento de CO₂. Em baixos níveis, na região tropical, verifica-se uma redução de Pm, a qual está relacionada com uma menor variabilidade de temperatura, devido às atividades convectivas serem menores em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). Isso ocorre, pois, com o aumento de CO₂, os estômatos das árvores tropicais tendem a ter uma menor abertura, reduzindo a condutância estomática. Consequentemente, uma menor quantidade de umidade e de energia são liberadas para os processos convectivos, impactando na liberação de calor latente em camadas mais altas da atmosfera, reduzindo assim, o aquecimento. Outro fator que pode ter ido de encontro a este resultado é a temperatura da superfície do mar prescrita, que poderia ser diferente, se, fosse utilizada uma temperatura da superfície do mar prognosticada nos experimentos. Neste caso, o padrão de convecção seria diferente e a variabilidade de temperatura poderia ser maior, assim como Pm. Na região Polar, verificam-se padrões diferentes, no hemisfério Norte a Pm é menor em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x) e, no hemisfério Sul, a Pm é maior em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). A atividade convectiva no caso dos polos é nula, portanto, a única forçante que pode explicar esta diferença estão relacionadas com as características de superfície. No hemisfério sul, tem-se o continente da Antártida, com temperatura de superfície prognosticada e, no hemisfério norte, o oceano Ártico, com temperatura prescrita. Portanto, com o aumento de CO₂, somente o hemisfério Sul terá um impacto na temperatura de superfície, induzindo o aumento da temperatura em altos níveis nesta região. Assim, o hemisfério Sul tem a probabilidade de ter uma maior variabilidade zonal e sazonal de temperatura, contribuindo para que a Pm seja maior em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). Entre a faixa de latitudes de 30° a 60° N, verifica-se um aumento de Pm em baixos níveis. Isto está relacionado à variação de temperatura a 2

metros, observado na climatologia do experimento (Exp_VE-4x). Na área adjacente à faixa de latitude de 60°S, verifica-se um aumento de Pm. Nesta região, existe uma grande variabilidade da cobertura de gelo marinho e a temperatura de superfície é prognosticada, porém é em função da temperatura da superfície do mar prescrita. O aumento de Pm está relacionado ao gradiente de temperatura formado entre o oceano e a região do continente Antártico.

A Figura 4.27c mostra a diferença do reservatório de Km entre o experimento controle (Ctrl_VE-1x) e o experimento com o aumento de 4 vezes da concentração de CO₂ (Exp_VE-4x). Verifica-se um aumento de Km em médios e altos níveis na região dos jatos no hemisfério Sul e Norte, por volta de 60° e 80° (S e N) e, adicionalmente, um decaimento na região dos jatos no hemisfério Sul e Norte próximo aos 25° e 40° (S e N). Este padrão de Km está relacionado a um posicionamento dos jatos voltados mais para as regiões polares, o que está de acordo com o verificado no campo de circulação do (Exp_VE-4x) na seção da climatologia, em que ocorre um aumento e uma diminuição na intensidade dos jatos de alto níveis nos hemisférios Sul e Norte, respectivamente.

Com o aumento da concentração de CO₂ (Exp_VE-4x) apresentado na Figura 4.27f, a componente Pe é maior no hemisfério Norte e nos médios e altos níveis em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). Na análise da climatologia do experimento Exp_VE-4x, verifica-se que o aumento em 4 vezes da concentração de CO₂, a temperatura a 2 metros tem um aumento de até 4 K em sua magnitude em relação ao experimento Ctrl_VE-1x durante o verão do Hemisfério Norte. O perfil vertical da média zonal de temperatura indica um aquecimento da superfície até 300 hPa e um resfriamento de 300 hPa, até o topo da atmosfera. Este aumento de temperatura gera fortes gradientes, os quais induzem uma maior frequência de distúrbios transientes com intensidades mais fortes, em relação a um ambiente mais frio. Na região tropical, o impacto do CO₂ não produz diferenças significativas em Pe entre os experimentos. Este resultado pode estar relacionado à utilização da

temperatura de superfície do mar prescrita nos dois experimentos e ao fato da região tropical possuir pouca massa continental. No hemisfério Sul ocorre pouca mudança do termo Pe em relação ao hemisfério Norte, em razão da massa continental ser diferente, o que induz uma menor ou maior variabilidade do gradiente de temperatura zonal.

O reservatório de Ke mostrado na Figura 4.27h indica que o experimento com o aumento da concentração de CO_2 (Exp_VE-4x) possui valores maiores em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x), principalmente na região polar do hemisfério Norte. No hemisfério Sul há uma pequena diminuição de Ke próximo a latitude de $60^\circ S$, seguido de um aumento na atmosfera superior na latitude de $30^\circ S$. O aumento de temperatura, mostrado na climatologia do experimento (Exp_VE-4x), em relação ao controle, gera fortes gradientes de temperatura, além de um aumento da intensidade do escoamento. Isto ocasiona um aumento da média zonal da energia cinética disponível dos distúrbios transientes

O termo C_PmtoKm é muito sensível em regiões onde ocorrem intensos movimentos verticais e possuem forte gradiente vertical da média zonal de temperatura. Portanto, com o aumento de temperatura produzida com o aumento da concentração de CO_2 , esta é mais pronunciada nas regiões de ascendência e descendência das células de circulação. Na região de ascendência da célula de Hadley, ocorre uma diminuição do termo C_PmtoKm e nas áreas adjacentes aos ramos de ascendência da célula de Hadley, ocorre um aumento do termo de conversão C_PmtoKm , quando esta se torna menos negativa. Na região polar também se observa este comportamento, porém com uma intensidade menor. Logo, o aumento de temperatura induzido pelo aumento em 4 vezes da concentração de CO_2 na atmosfera, gera uma intensificação da conversão de energia Pm para Km em algumas regiões.

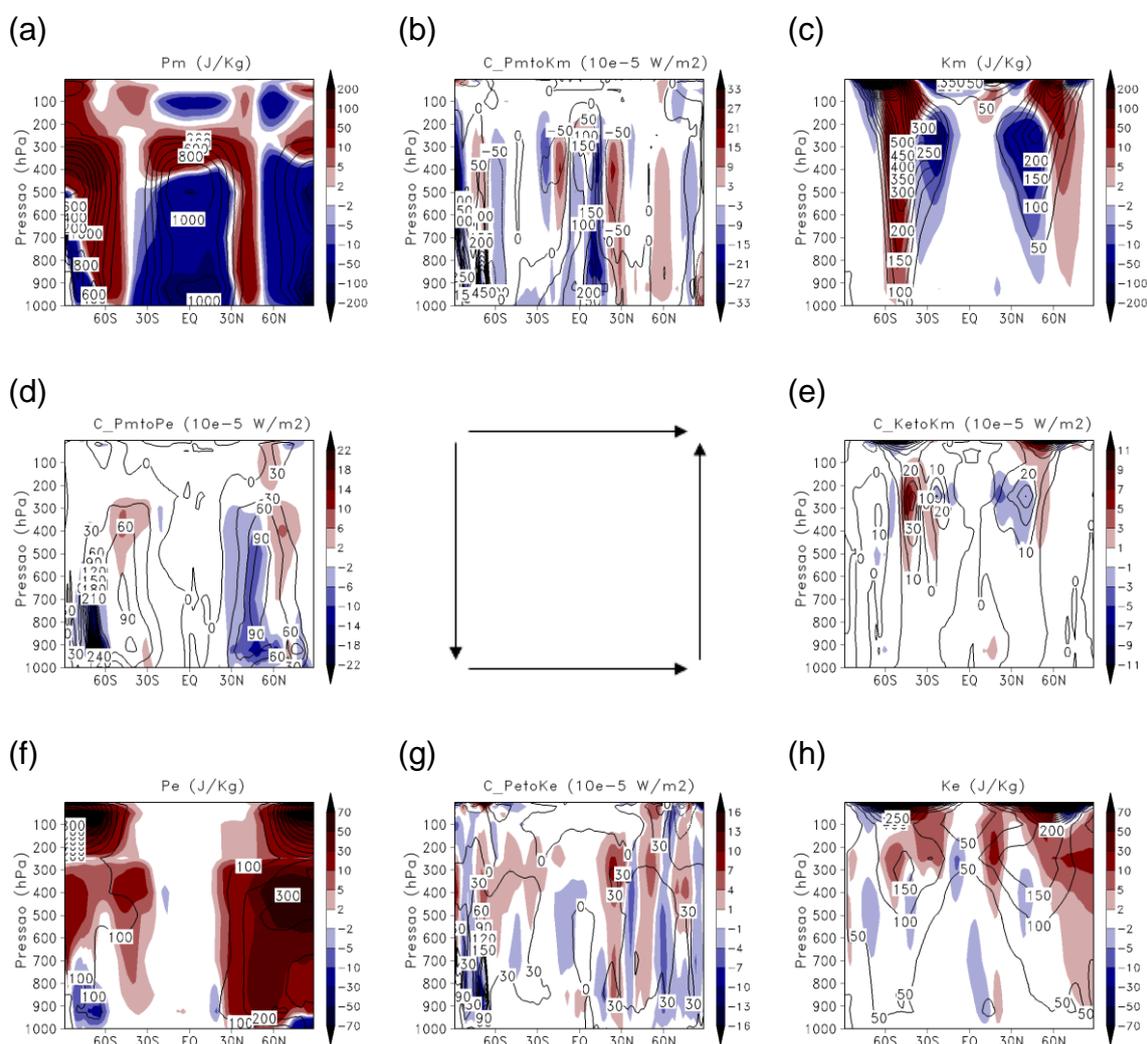
A Figura 4.27d mostra o termo de conversão C_PmtoPe do ciclo de energia de Lorenz. Este termo indica a existência de uma menor conversão de Pm em Pe

na faixa de latitude entre 30° a 60°N. Pela climatologia do experimento (Exp_VE-4x), verifica-se um aumento de temperatura a 2 metros sobre o continente nesta faixa, porém a climatologia do perfil vertical da média zonal do vento indica que a intensidade diminui nesta faixa de latitude. Portanto, a diminuição da intensidade de C_{PmtoPe} está relacionada à variabilidade meridional da temperatura média zonal ser menor em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). Entre as latitude de 90° a 60°S, no Exp_VE-4x, observa-se uma menor conversão de Pm em Pe. Este resultado ocorre em função do aumento da temperatura na região da Antártida, que reduz o gradiente meridional de temperatura em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x).

O termo de conversão de energia C_{PetoKe} indica que maior quantidade de Pe que está sendo convertida em Ke no experimento Exp_VE-4x. Esta maior conversão ocorre em regiões onde há uma maior intensificação da circulação do vento e gradientes verticais de temperatura, geralmente nas regiões de baixas latitudes e em altos níveis. Nestas regiões, os distúrbios transientes se intensificam através do gradiente vertical da variabilidade de temperatura.

O termo C_{KetoKm} converte a energia dos distúrbios transientes em energia cinética do estado básico, somente quando o sentido da conversão é de Ke para Km. O fluxo horizontal de *momentum* acelera o escoamento zonal. A Figura 4.27e mostra que, próximo a latitude de 45°S, da média para a alta atmosfera está ocorrendo uma maior conversão de Ke em Km e que, na alta atmosfera, na latitude de 30°N, uma menor quantidade de Ke está sendo convertida em Km.

Figura 4.27 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VE-4x em relação a Ctrl_VE-1x (preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5} \text{ W/m}^2$ para os termos de conversão.



Fonte: Produção do autor.

Outra configuração importante de se analisar é o impacto da interação de CO_2 com as diferentes classes de vegetação através da utilização de vegetação dinâmica. Pela climatologia de temperatura do experimento com a vegetação dinâmica (Exp_VD-1x), que leva em consideração a interação do CO_2 com a vegetação, verifica-se que a precipitação e a temperatura global a 2 metros da superfície tem uma leve redução, principalmente no verão do hemisfério Norte (JJA) em comparação ao experimento controle (ctrl_VE-1x), devido à mudança

na fisiologia da cobertura de superfície. Um ambiente mais seco permite uma maior perda de energia para o espaço e um resfriamento do perfil vertical da atmosfera. Portanto, o impacto no ciclo global de energia é também influenciado.

Na Figura 4.28a, pode-se verificar que a diferença em relação ao controle (Ctrl_VE-1x) do termo P_m é bem diferente em relação ao experimento com o aumento da concentração de CO_2 em 4 vezes (Exp_VE-4x). No caso do uso somente da vegetação dinâmica, sem aumentar o CO_2 , verifica-se que o termo P_m tem um aumento na região tropical em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). Isto está relacionado ao aumento da atividade convectiva no experimento Exp_VD-1x e uma maior liberação de calor latente, que induziu uma maior variabilidade positiva do gradiente vertical da média zonal da temperatura nesta região. Na região entre as faixas de latitude 60° a 90° Norte, também nota-se um aumento de P_m , mesmo com uma temperatura de superfície menor em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x), porém em médios e altos níveis a temperatura é maior em relação à superfície e aos altos níveis, gerando um aumento da média zonal do gradiente vertical de temperatura. No hemisfério sul, na faixa entre 60° a 90° Sul em baixos níveis, o termo P_m reduz e, em altos níveis, o termo aumenta em relação ao experimento controle.

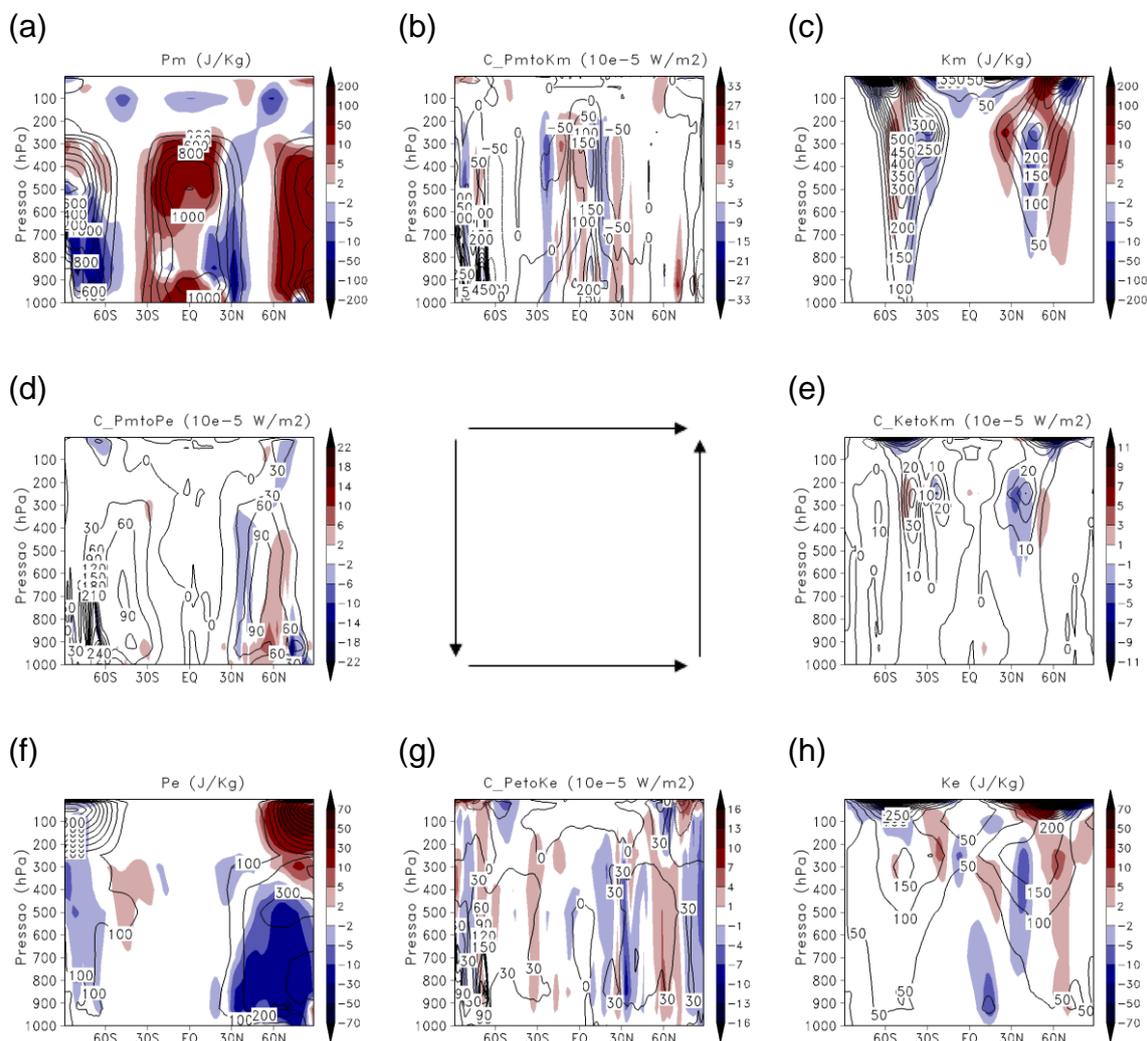
O componente K_m do experimento Exp_VD-1x tem uma intensidade maior em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x), porém com um padrão diferente em relação ao experimento Exp_VE-4x. Verifica-se na Figura 4.28c, que a intensidade é positiva na maior parte do perfil. No hemisfério Norte a diferença é maior em relação ao experimento que possui o aumento da concentração de CO_2 . Este resultado indica que a média zonal da intensidade da circulação aumenta com o uso da vegetação dinâmica, no entanto o posicionamento dos jatos não sofre grandes deslocamentos.

Com o experimento utilizando a vegetação dinâmica (Exp_VD-1x), verifica-se na Figura 4.28f, que nas regiões de médias e baixas latitudes, o termo Pe é menor em relação ao experimento Ctrl_VE-1x. Este resultado é atribuído à temperatura de superfície. No experimento Exp_VD-1x, a interação do CO_2 com a vegetação dinâmica induzem um resfriamento devido à mudança das características de superfície, assim como pode ser verificada na climatologia de temperatura do experimento Exp_VD-1x. Assim, uma menor quantidade de energia está disponível para aumentar a energia potencial dos distúrbios transientes.

Com relação ao termo do reservatório de Ke , na diferença do experimento Exp_VD-1x em relação ao experimento controle Ctrl_VE-1x, mostrado na Figura 4.28h, não são verificadas mudanças significativas. Há um aumento de Ke na região dos jatos de altos níveis no hemisfério Norte, porém um pouco deslocada em direção ao polo.

Com relação aos termos de conversão de energia, o termo C_{PetoKe} é o que mostra uma diferença mais expressiva. Observa-se que no experimento Exp_VD-1x, localizado na latitude 60° N, verifica-se uma maior quantidade de Pe sendo convertida em Ke e, nas regiões adjacentes a essa latitude, observa-se uma menor quantidade que é convertida. Isto indica que as regiões dos jatos subtropicais no hemisfério Norte tem maior quantidade de Ke para o desenvolvimento de sistemas transientes.

Figura 4.28 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VD-1x em relação a Ctrl_VE-1x (preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5} \text{ W/m}^2$ para os termos de conversão.



Fonte: Produção do autor.

O experimento Exp_VD-4x é configurado de forma que combina o aumento em 4 vezes a concentração de CO_2 e a utilização de vegetação dinâmica.

Em comparação com o experimento controle (Ctrl_VE-1x), o termo Pm apresentado na Figura 4.29a mostra um padrão muito semelhante ao encontrado na mesma componente, para somente o aumento em 4 vezes a concentração de CO_2 . O aumento da variação zonal e sazonal de temperatura em altos níveis e do gradiente vertical positivo de temperatura devido ao

aumento de CO₂, induz um aumento de Pm em altos níveis. Observa-se redução do Pm em baixos níveis na região tropical, podendo ocorrer em razão de uma menor atividade convectiva na região, que pode ser verificada na climatologia de precipitação. Mesmo o experimento que considera somente a vegetação dinâmica, apresentado na Figura 4.28a, o qual mostra um aumento de Pm por causa de maior atividade convectiva, a diminuição de Pm mostra que a interação do aumento de CO₂ com a vegetação dinâmica induz uma redução da atividade convectiva na região tropical e, portanto, uma menor liberação de calor latente. Nas latitudes médias e altas no hemisfério Sul, o comportamento de Pm em relação ao experimento Ctrl_VE-1x é igual ao comportamento do experimento Exp_VE-4x. No hemisfério Norte, região onde se encontra maior quantidade de continentes em relação ao hemisfério Sul, o termo Pm é menor, porém apresenta maior variação em função da utilização da vegetação dinâmica ser predominante sobre os continentes. Na latitude de 30°N há um aumento mais significativo de Pm devido ao aumento de temperatura nesta região, mostrado no perfil vertical de temperatura (seção de climatologia). Também observa-se uma diminuição menos significativa de Pm em baixos níveis na latitude de 60°N.

A diferença entre os experimentos Exp_VD-4x e Ctrl_VE-1x referente ao reservatório de Km, apresentado na Figura 4.29c, mostra um deslocamento dos jatos em direção à região polar, o qual é indicado por um aumento de Km em ambos os hemisférios (Norte e Sul), além de um decaimento de Km, próximos às latitudes de 30°N e 30°S. O padrão de Km apresentado principalmente no hemisfério Norte é um efeito combinado de dois fatores: do aumento da concentração de CO₂ em 4 vezes e da simulação das classes de vegetação, devido à utilização do modelo de vegetação dinâmica.

A diferença da componente Pe do experimento Exp_VD-4x em relação ao experimento Ctrl_VE-1x apresentado na Figura 4.29f mostra um aumento de Pe, principalmente na faixa de 30°N a 90°N. Com o aumento de CO₂ na atmosfera (4 vezes), há uma intensificação do efeito estufa. Isso aumenta a

temperatura a 2 metros, principalmente sobre os continentes (como mostrado na seção de climatologia), levando a maiores gradientes zonais de temperatura e aumentando a disponibilidade de Pe no experimento Exp_VD-4x em relação ao experimento Ctrl_VE-1x. Observa-se que o efeito devido ao aumento de CO_2 é mais intenso em relação à utilização de vegetação dinâmica.

A componente Ke é maior no experimento Exp_VD-4x quando comparado com o experimento Ctrl_VE-1x, no hemisfério Norte na região dos jatos. O aumento do gradiente zonal de temperatura e da velocidade zonal do vento no hemisfério Norte, ocasionado pelo aumento de CO_2 , pode intensificar os distúrbios transientes, induzindo ao aumento de Ke neste experimento (Exp_VD-4x).

A diferença do termo de conversão C_{PmtoKm} do experimento Exp_VD-4x em relação ao experimento Ctrl_VE-1x apresentado na Figura 4.29b, mostra valores positivos de C_{PmtoKm} na região do ramo ascendente da célula de Hadley. Isso indica que uma maior quantidade de Pm está sendo convertida em Km nesta região, devido ao maior gradiente vertical da média zonal de temperatura, causado pelo aumento de CO_2 . Nas regiões adjacentes ao ramo ascendente da célula de Hadley, a conversão é menos intensa. Na latitude de $30^\circ N$, observa-se um aumento de C_{PmtoKm} mais significativo. Isso pode estar relacionado a um maior gradiente vertical de temperatura encontrada nesta faixa de latitude, devido ao uso de vegetação dinâmica (seção de climatologia).

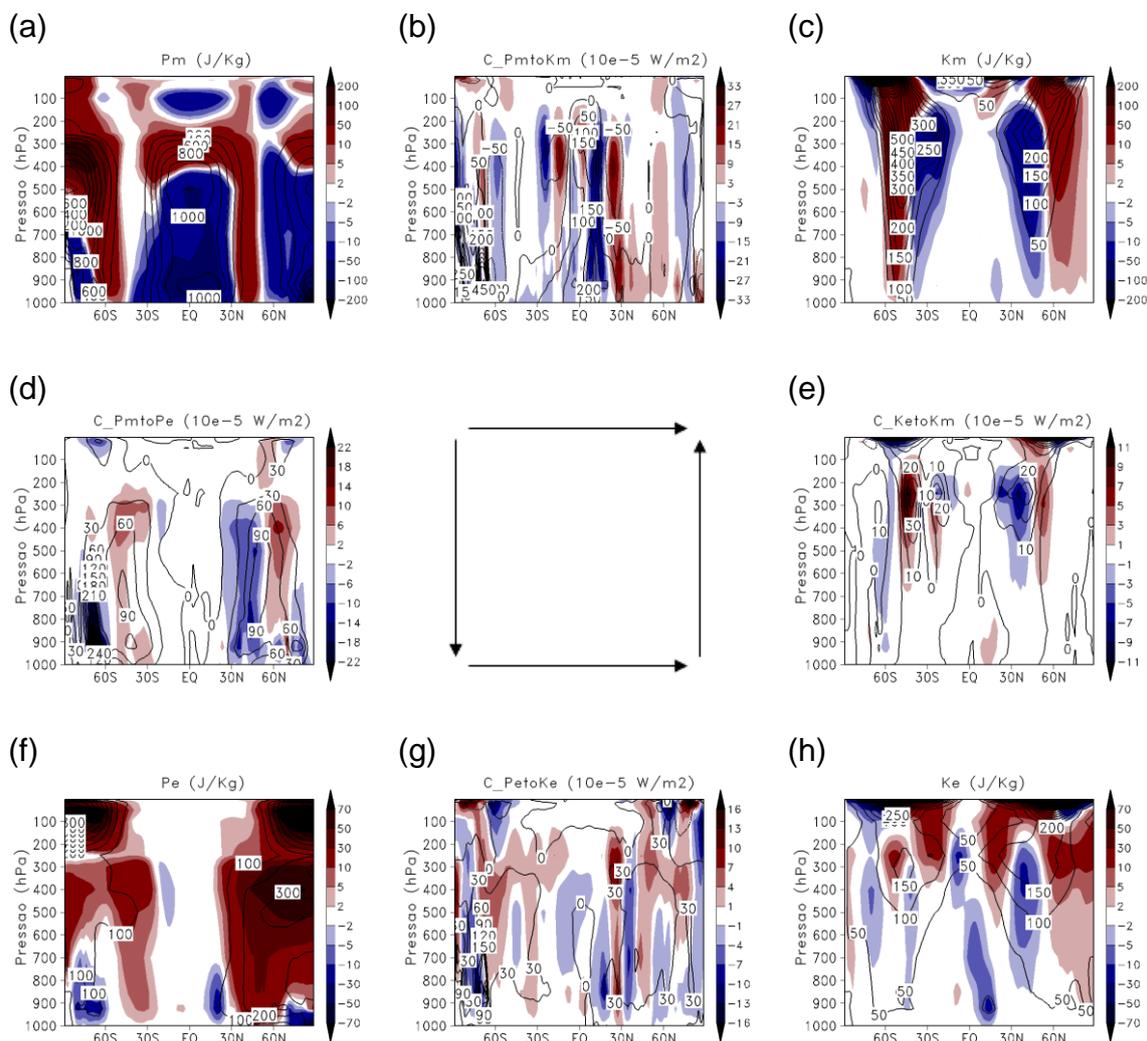
O termo de conversão C_{PmtoPe} , o qual está relacionado com a conversão de energia potencial do estado básico para energia potencial dos transientes, apresentado na Figura 4.29d, mostra que no hemisfério Sul não há um forte gradiente zonal de temperatura com aumento de CO_2 e com o uso de vegetação dinâmica em comparação com o hemisfério Norte. Conseqüentemente, uma menor quantidade de Pm é convertida em Pe , principalmente na região polar em relação ao experimento Ctrl_VE-1x. No

hemisfério Norte há um aumento da taxa de conversão de P_m em P_e , na latitude de $60^\circ N$, e um decaimento desta taxa nas latitudes adjacentes a $60^\circ N$. Isto está relacionado ao maior gradiente zonal de temperatura no hemisfério Norte devido ao aumento de CO_2 e à utilização de vegetação dinâmica, além deste gradiente de temperatura ser proporcional ao desenvolvimento de sistemas transientes.

A conversão de P_e para K_e , indicada pelo termo C_{PetoKe} , é apresentado na Figura 4.29g, a qual mostra que mais P_e está sendo convertido em K_e no experimento Exp_VD-4x em relação ao experimento $Ctrl_VE-1x$. Com um maior gradiente de temperatura e de velocidade zonal do vento, tanto a parte zonal quanto a vertical, fazem com que a circulação tenha uma tendência a se intensificar e induzir uma maior quantidade de P_e . Esta, é convertida em K_e , principalmente nas regiões de médias e altas latitudes, em que predominam os sistemas transientes.

O termo C_{KetoKm} é apresentado na Figura 4.29e e mostra que uma maior quantidade de K_e é convertida em K_m . Isto indica que mais energia cinética dos distúrbios transientes está sendo convertida para energia cinética do estado básico na região dos jatos.

Figura 4.29 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VD-4x em relação a Ctrl_VE-1x (preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5} \text{ W/m}^2$ para os termos de conversão.



Fonte: Produção do autor.

Nesta etapa são avaliados os experimentos que consideram a distribuição de CO_2 na atmosfera de forma heterogênea. Os próximos experimentos estão configurados de forma que o modelo BAM é capaz de simular o fluxo de CO_2 , tanto na forma natural, quanto na forma antrópica a partir de uma base de dados inserida no modelo BAM (descrição dos dados de fluxo natural e antrópico de CO_2 na seção de metodologia).

O experimento Exp_VE-EN, apresentado na Figura 4.30a, considera a emissão natural de CO₂ e a utilização do modelo de vegetação estática. A diferença da componente Pm deste experimento (Exp_VE-EN) em relação ao experimento Ctrl_VE-1x, mostra um aumento de Pm na região de ascendência da célula de Hadley em médios níveis, apontando que a distribuição de CO₂ de forma heterogênea devido à emissão natural induz uma maior disponibilidade de Pm na região equatorial em relação ao experimento que mantém a concentração de CO₂ distribuído de forma homogênea. Nas regiões polares, em ambos os hemisférios, ocorre a diminuição da componente Pm. Essa variação da componente Pm mostra que a distribuição heterogênea de CO₂ ocorre em função da emissão natural gerar fracos gradientes horizontais e verticais de temperatura, o que causa mudanças na energética da atmosfera.

A Figura 4.30c mostra a diferença da componente Km do experimento Exp_VE-EN em relação ao experimento Ctrl_VE-1x. O resultado mostra que, com a concentração de CO₂ heterogênea, o reservatório de Km sofre variações principalmente no hemisfério Sul, onde o jato de altos níveis sofre um deslocamento devido ao aumento da intensidade verificada na climatologia. Em altas e médias latitudes isso indica uma diminuição de Km próximo a latitude de 60°S e um aumento de Km entre 45°S e 30°S. No hemisfério Norte a variação é menor, mas também indica um deslocamento do jato em direção às latitudes baixas. Esta variação de energia cinética do estado básico está relacionada diretamente à variação da velocidade do vento, que por sua vez está ligado à variação do gradiente de pressão atmosférica. Estes fatores são alterados neste experimento devido aos gradientes de temperatura criados a partir da distribuição heterogênea de CO₂.

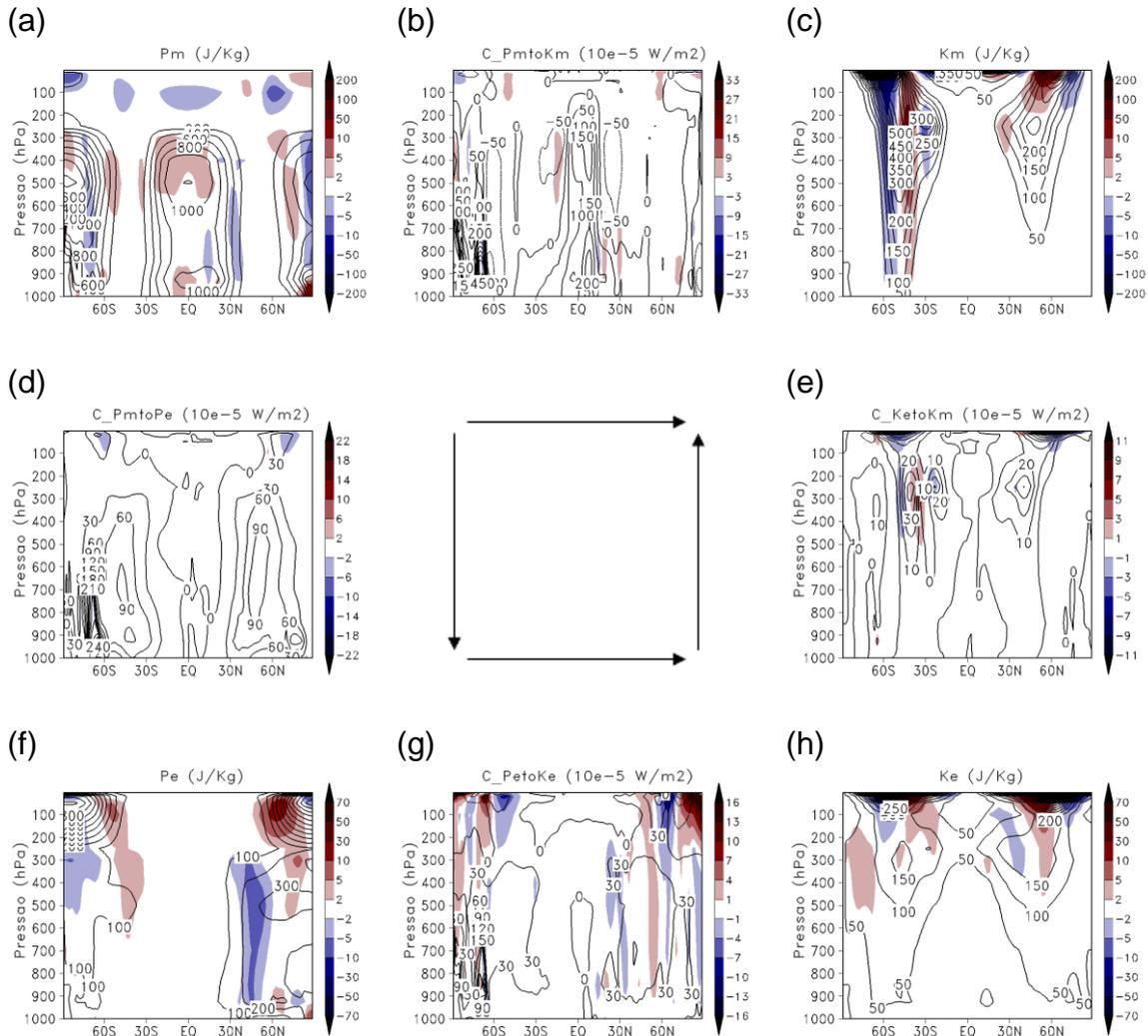
A diferença entre o experimento Exp_VE-EN e o experimento Ctrl_VE-1x referente à componente Pe do CEL é apresentada na Figura 4.30f, a qual mostra que as maiores variações de Pe são encontradas nas faixas entre as latitudes médias e altas, que são regiões onde ocorrem os distúrbios transientes relacionados à disponibilidade de Pe. No hemisfério Norte ocorre

um decaimento de Pe na faixa de latitude de $45^{\circ}N$ e um aumento na latitude de $60^{\circ}N$ em direção às latitudes mais altas, em altos níveis. No hemisfério Sul é observado também uma maior disponibilidade de Pe em altos níveis, próximo a região polar.

Em relação à componente Ke , a diferença entre o experimento Exp_VE-EN (que considera a distribuição de CO_2 de forma heterogênea) e o experimento Ctrl_VE-1x, (que tem o CO_2 distribuído de forma homogênea na atmosfera), é mostrado na Figura 4.30h. É verificado que a maior variação de Ke encontra-se na região dos jatos de altos níveis. De forma geral, a componente Ke mostra maior disponibilidade no experimento Exp_VE-EN em relação ao experimento Ctrl_VE-1x, podendo estar relacionado à criação de gradientes de temperatura e pressão devido à heterogeneidade de CO_2 na atmosfera.

Na avaliação dos termos de conversão do CEL, somente o termo C_{PetoKe} apresentou diferença significativa no experimento Exp_VE-EN em relação ao experimento Ctrl_VE-1x. Observa-se na Figura 4.30g, que as maiores diferenças ocorrem nas latitudes altas, regiões onde a energia potencial disponível da perturbação (Pe) é convertida em energia cinética da perturbação (Km).

Figura 4.30 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VE-EN em relação a Ctrl_VE-1x (preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5} \text{ W/m}^2$ para os termos de conversão.



Fonte: Produção do autor.

O experimento que considera a emissão natural de CO_2 e a utilização de vegetação dinâmica (Exp_VD-EN) mostra que, em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x), o reservatório de Pm tem maior disponibilidade na região tropical, exceto na faixa de latitude de 30°N , em que observa-se uma diminuição do termo Pm. A Figura 4.31a mostra que Pm é menor na região do pólo Sul e maior na região do pólo Norte.

O reservatório da energia cinética do estado básico K_m apresentado na Figura 4.31c, mostra que a maior variação desse reservatório em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x) ocorre no hemisfério Norte, onde observa-se uma redução de K_m na região do jato subtropical e um aumento nas regiões adjacentes a este jato, indicando que a existência de variação da velocidade do vento nesta região. No hemisfério Sul observa-se a variação de K_m em relação ao experimento controle, porém não tão expressivo como encontrado no hemisfério Norte.

A diferença do termo P_e deste experimento (Exp_VD-EN) em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x) mostra que, em latitudes altas no hemisfério Norte, P_e é menor em baixos níveis e maior em altos níveis. O comportamento de P_e difere do experimento anterior, o qual utiliza vegetação estática (Exp_VE-EN) devido uma maior interação da vegetação dinâmica com a atmosfera neste experimento. Outro fator que influencia é a maior quantidade de continentes encontrados no hemisfério Norte e dos gradientes de CO_2 gerados por sua distribuição heterogênea na atmosfera.

O reservatório de K_e que está ligado diretamente com as componentes u e v do vento, indica maior variação também no hemisfério Norte. Possivelmente, devido ao maior gradiente zonal de temperatura causado a partir da utilização de vegetação dinâmica.

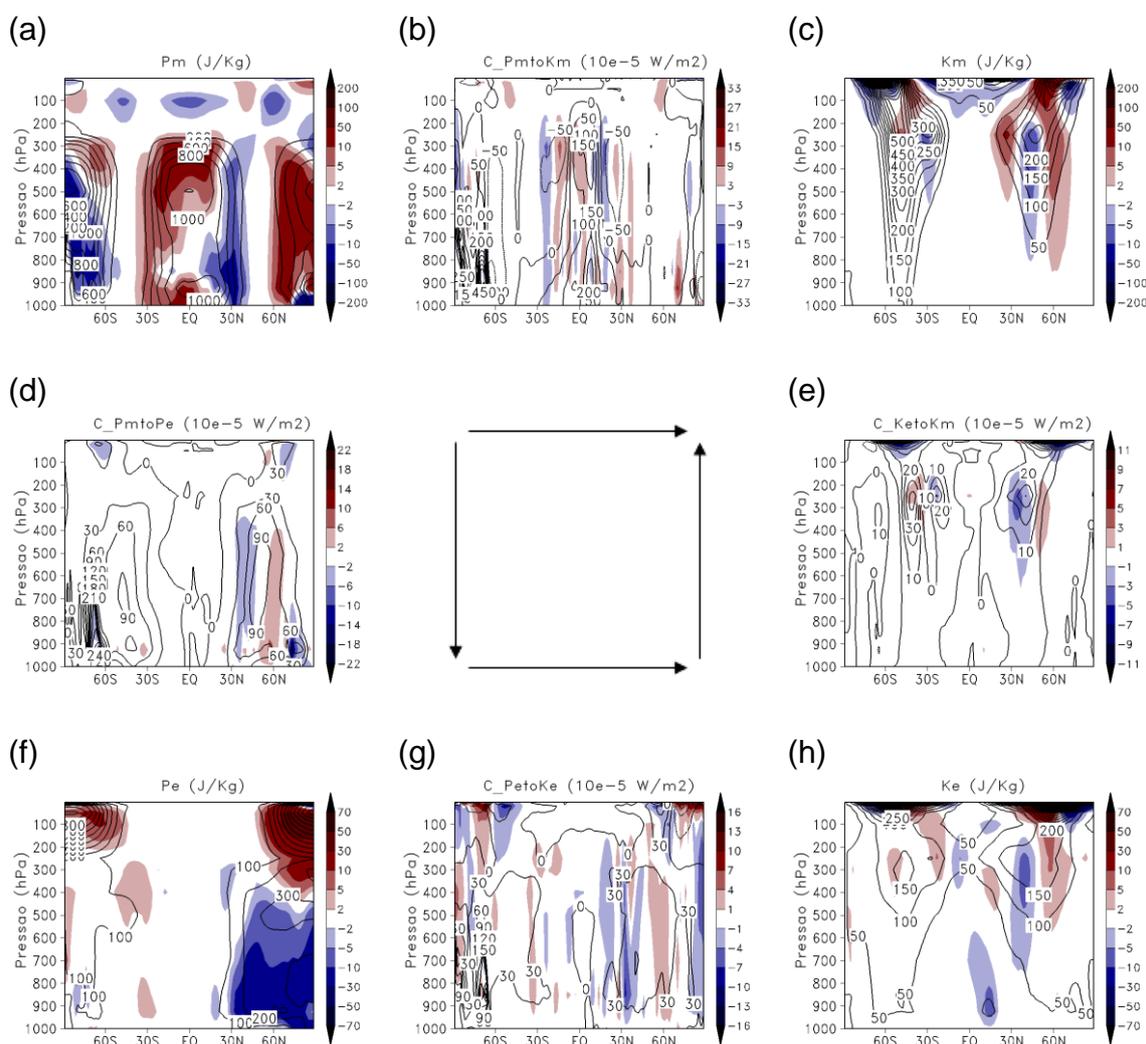
Dentre os termos de conversão de energia, dois mostraram um comportamento mais expressivo em relação ao experimento controle. O termo C_{PmtoKm} , que quantifica a conversão de energia potencial do estado básico (P_m) para energia cinética do estado básico (K_m), mostrou que na região tropical há mais P_m sendo convertido em K_m devido a maior quantidade de P_m nesta região (ver Figura 4.31a).

O termo C_{PetoKe} mostra uma menor quantidade de energia potencial disponível da perturbação (P_e) sendo convertida em energia cinética da

perturbação (Ke), devido uma menor disponibilidade de Pe em relação ao experimento controle.

De forma geral, este experimento (Exp_VD-EN) apresentou-se muito similar aos experimentos que utilizam vegetação dinâmica, indicando o importante papel desse tipo de vegetação na modulação dinâmica e termodinâmica do clima.

Figura 4.31 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VD-EN em relação a Ctrl_VE-1x (preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5} \text{ W/m}^2$ para os termos de conversão.



Fonte: Produção do autor.

O experimento Exp_VE-ENA está configurado de modo que considera a emissão natural e antrópica de CO₂ com a utilização do modelo de superfície de vegetação estática.

A Figura 4.32a mostra que Pm é menor em grande parte da atmosfera quando comparado ao experimento controle (Ctrl_VE-1x), possivelmente devido as reduções de temperatura a 2 metros e para o perfil vertical. É importante mencionar também que, quando comparado ao experimento Exp_VE-EN, o qual utiliza o mesmo tipo de vegetação (estática), somente com a emissão natural o comportamento do termo Pm é diferente, indicando que a emissão antrópica de CO₂ modifica a energética da atmosfera.

O reservatório de Km mostra na Figura 4.32c que há uma redução quando comparado ao experimento controle (Exp_VE-1x). Como esse reservatório está diretamente ligado à variação da componente u do vento, um comportamento similar é encontrado na seção de climatologia (Figuras 4.16a e 4.16b), em que é observada a redução na intensidade do vento nas regiões dos jatos subtropicais, principalmente no hemisfério Sul. A menor disponibilidade de Pm também influencia na redução de Km.

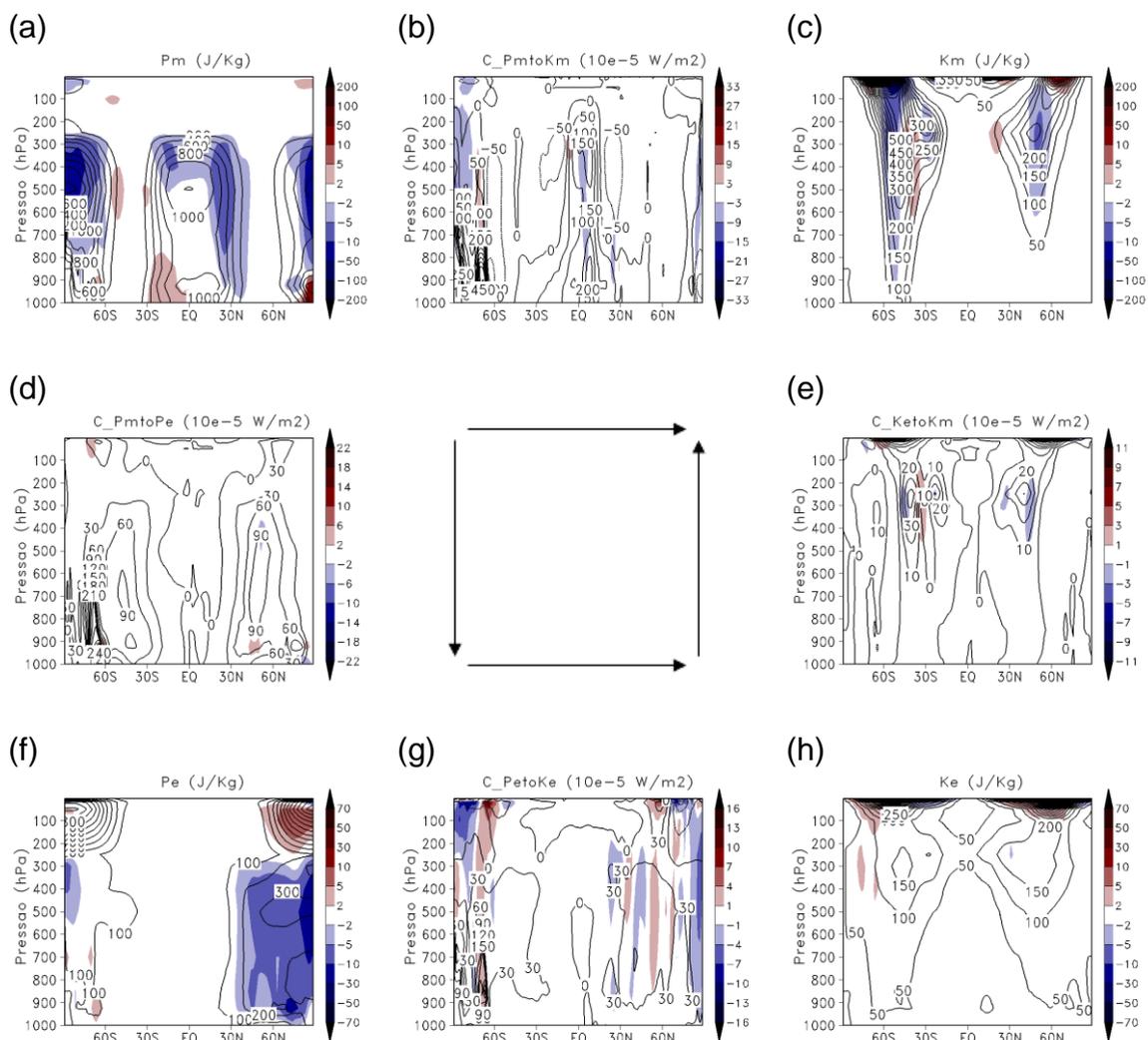
O reservatório de Pe, que está associado ao gradiente zonal de temperatura, é menor neste experimento (Exp_VE-ENA em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-ENA), principalmente na região polar do hemisfério Norte, em médios e baixos níveis. Nesta mesma região, em altos níveis, observa-se maior disponibilidade de Pe.

O reservatório de Ke apresentado na Figura 4.32h apresenta pouca diferença em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). Apenas em altos níveis aparecem sinais de diferença.

De modo geral, observa-se pelo CEL que esta configuração do modelo BAM, (que considera a emissão antrópica somada com a emissão natural) tende a

enfraquecer a energética da atmosfera. Na maioria dos reservatórios é observada uma redução em relação ao experimento controle.

Figura 4.32 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VE-ENA em relação a Ctrl_VE-1x (preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5} \text{ W/m}^2$ para os termos de conversão.



Fonte: Produção do autor.

Este experimento (Figura 4.33), além de conter a emissão natural + antrópica de CO_2 , considera o modelo de vegetação dinâmica sobre as superfícies continentais. Em razão dessa configuração, este experimento (Exp_VD-ENA) pode ser considerado como sendo o que mais representa a atmosfera real.

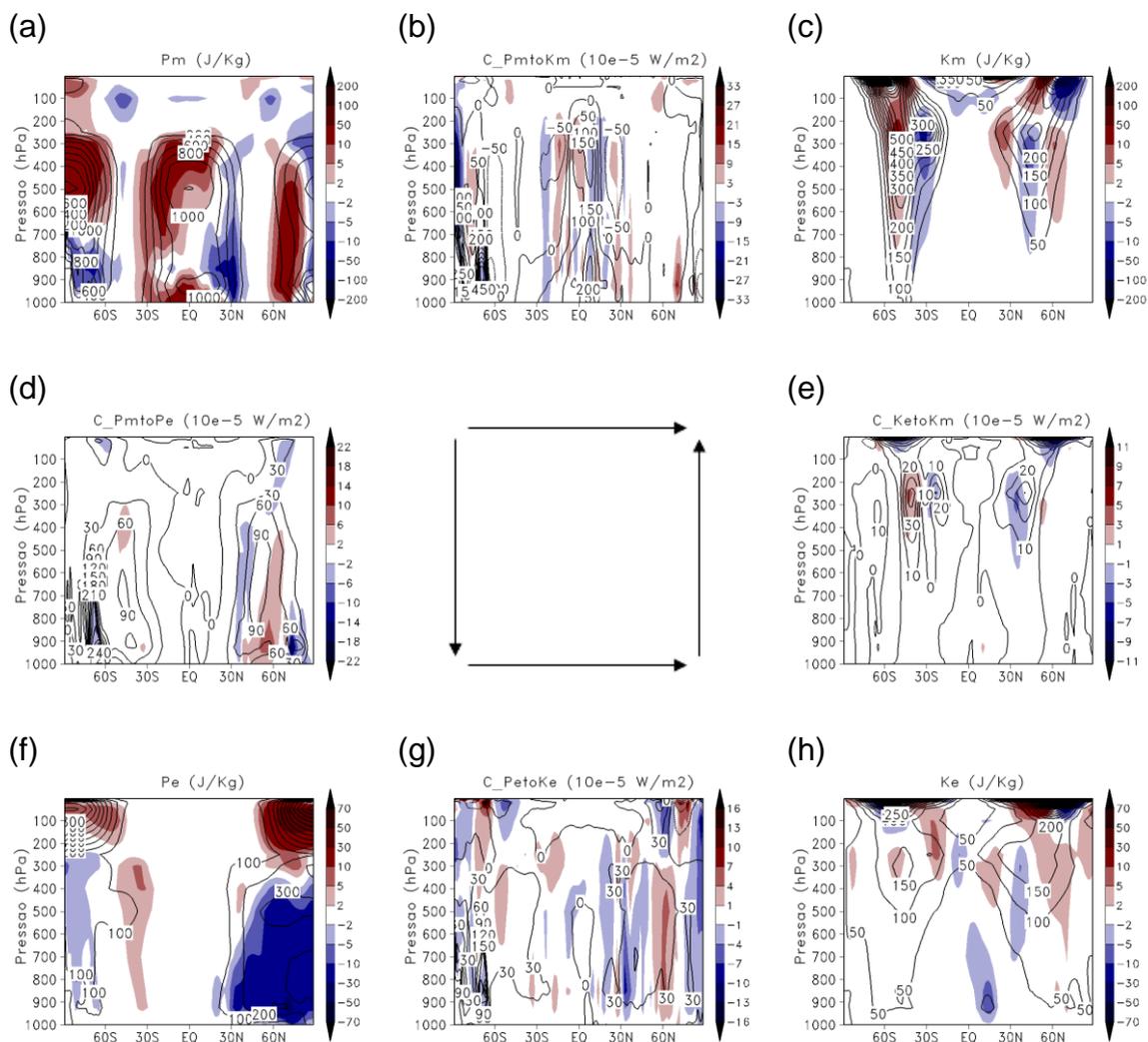
O reservatório de Pm (que é proporcional ao gradiente latitudinal de temperatura) é maior neste experimento (Exp_VD-ENA) em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1). Com a heterogeneidade de CO₂ na atmosfera e principalmente pela utilização do modelo de vegetação dinâmica, maiores valores de temperatura do ar são observados, principalmente sobre as regiões continentais (ver Figuras 4.24c e 4.24d na seção de climatologia). Essas temperaturas mais elevadas em relação ao experimento controle intensificam o gradiente latitudinal proporcionando a maior geração de Pm.

A Figura 4.33c mostra a diferença do termo Km deste experimento (Exp_VD-ENA) em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). É possível observar que Km é maior na região do jato subtropical no hemisfério Sul e um deslocamento em direção a latitudes altas. Para o hemisfério Norte, observa-se uma redução de Km na direção da latitude de 45°N e um aumento nas regiões adjacentes a essa latitude.

O reservatório de energia potencial disponível da perturbação (Pe), apresentado na Figura 4.33f, é menor em médios e baixos níveis, na faixa de latitude de 30°N a 90°N. Em altos níveis, na região de latitudes altas em ambos os hemisférios (Norte e Sul), observa-se que Pe é maior em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x).

A energia cinética da perturbação (Ke) mostra uma maior variação em relação ao experimento controle em altos níveis e nas regiões dos jatos subtropicais. Os gradientes zonais de temperatura, os quais são criados a partir da utilização de vegetação dinâmica e distribuição heterogênea de CO₂, ocasionam a variação de Ke, a qual está diretamente relacionada aos distúrbios transientes.

Figura 4.33 - Perfil vertical dos termos do CEL para o experimento Ctrl_VE-1x (contorno), diferença do Exp_VD-ENA em relação a Ctrl_VE-1x (preenchido). As unidades são J/Kg para os reservatórios e $\times 10^{-5} \text{ W/m}^2$ para os termos de conversão.



Fonte: Produção do autor.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho visou estudar os impactos da variabilidade de CO₂ e da utilização de vegetação dinâmica na variabilidade da energética atmosférica e no balanço radiativo utilizando modelagem numérica, a partir do Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM).

Para todas as variáveis primeiramente foi realizada uma comparação entre o experimento controle (Ctrl_VE-1x, com vegetação estática e CO₂ constante) e dados de reanálises (ERA-Interim) e observações a partir de satélites (GPCP e CERES), afim de validar a simulação climática do modelo BAM. Depois foram avaliadas as diferenças nas variáveis entre os demais experimento em relação ao Ctrl_VE-1x. Foram realizados 7 experimentos combinando tipo de vegetação (vegetação estática e dinâmica) e variações na emissão de CO₂ (aumento em quatro vezes do CO₂, somente emissão natural e emissão natural mais antrópico).

Em relação à avaliação da média global anual das componentes do balanço de radiação de onda curta e onda longa obtidas com o experimento controle (Ctrl_VE-1x) do modelo BAM utilizando o código de transferência radiativa RRTMG, observou-se valores similares quando comparadas com dados de reanálises, saídas de modelo e dados observacionais de satélite.

O albedo do topo da atmosfera (TOA) do BAM é menor em relação aos valores encontrados na literatura, possivelmente devido à baixa refletividade das nuvens e da superfície terrestre neste modelo. Assim, a radiação solar absorvida (ISWF-ROCE) no TOA apresentou-se maior no BAM em relação a literatura. Na superfície do planeta do modelo BAM a radiação solar absorvida (OCIS-OCES) é maior, devido à maior quantidade de OCIS, em função da atmosfera ser mais transparente a radiação solar e a ausência de atenuação pelos aerossóis.

No modelo BAM, a radiação de onda longa emitida pela superfície (OLES) é superestimada em 3 Wm^{-2} em relação aos dados da literatura. Por outro lado, a radiação emitida pela atmosfera na direção descendente (OLIS) é subestimada em aproximadamente 30 Wm^{-2} . A radiação de onda longa que é perdida para o espaço (ROLE) é maior no BAM indicando que a atmosfera é mais transparente a radiação de onda longa, como citado anteriormente. Em termos de balanço global de radiação, o modelo BAM apresenta um saldo positivo de radiação no topo da atmosfera ($+17 \text{ Wm}^{-2}$) e na superfície terrestre ($+28 \text{ Wm}^{-2}$), indicando maior quantidade de energia disponível para o sistema terra-atmosfera.

Em relação a distribuição espacial das componente de radiação do modelo BAM, as mesmas foram comparadas com os dados do CERES. Para condições de céu claro os fluxos de onda curta e principalmente de onda longa mostraram um padrão similar ao do CERES, porém com alguns erros de viés. Para as componentes de onda curta, as diferenças estão relacionadas à menor quantidade de água precipitável no BAM, a descrição do ozônio ser climatológica e a ausência da descrição dos aerossóis. Sugere-se que os viés nas componentes de onda longa são devido a falhas na absorção do *continuum* do vapor d'água, sendo necessários mais estudos acerca dessa variável.

As componentes de radiação para condições de céu com nuvens também apresentaram erros de viés quando comparadas aos dados do CERES. Os mesmos estão ligados ao padrão da distribuição de nuvens no BAM, que apesar de ser maior em relação ao padrão de nuvens do CERES, elas se mostraram mais transparentes à radiação.

Os diferentes cenários de emissão de CO_2 simulados e o tipo de vegetação apresentaram impactos significativos nos fluxos de onda longa em relação ao experimento controle (Ctrl_VE-1x). Por outro lado, houve impacto negligenciável nas componentes de radiação de onda curta. O impacto

observado é maior nas componentes de radiação de onda longa, em função da maior interação desse comprimento de onda com as alterações do CO₂ e vapor d'água (devido ao IBIS 2.6) realizados nos experimentos.

A OLIC apresenta viés positivo significativo apenas para os experimento que consideram o aumento em 4 vezes a concentração de CO₂. A componente OLES apresentou diferenças em relação ao Ctrl_VE-1x principalmente sobre os continentes nos experimento que consideram aumento de CO₂ e utilização de vegetação dinâmica. A radiação de onda longa emitida para o espaço (ROLE) apresentou subestimativa no experimento com aumento (4 vezes) homogêneo de CO₂. A maior quantidade de radiação de onda longa retida pelo aumento de CO₂ implica na diminuição de ROLE. De forma geral, os experimentos com emissão natural e antrópico de CO₂ não mostraram diferenças expressivas em relação ao Ctrl_VE-1x, exceto para a componente OLES nos experimento com vegetação dinâmica.

Quanto a análise climatológica do modelo BAM, as variáveis (precipitação, vento e temperatura a 2 metros) obtidas com a simulação controle (Ctrl_VE-1x) apresentaram um comportamento similar aos dados utilizados como referência, indicando que o modelo simula de forma adequada os padrões climáticos destas variáveis. Porém, com intensidades um pouco maiores no BAM.

Avaliando os experimentos. Com a utilização apenas da vegetação dinâmica observou-se um pequeno aumento da precipitação média global de aproximadamente 0,2 mm/dia. Para os cenários com aumento homogêneo de CO₂ a precipitação média global tende a ser reduzida devido ao aumento da capacidade da atmosfera em reter vapor d'água. Para os experimentos com emissão natural e antrópica de CO₂ as diferenças não são expressivas em relação ao Ctrl_VE-1x. Os vieses encontrados são devido principalmente a distribuição heterogênea de CO₂ nesses experimentos.

O padrão de circulação em altos níveis é simulado de forma satisfatória pelo experimento controle (Ctrl_VE-1x) do modelo BAM, de tal forma que os

principais padrões de circulação podem ser identificados. As principais diferenças dos experimentos em relação ao Ctrl_VE-1x são encontrados nos experimentos que utilizam o aumento de 4 vezes a concentração de CO₂ de forma homogênea. Alguns vieses são encontrados nos experimentos com a distribuição heterogênea de CO₂, porém nada muito expressivo.

A temperatura do ar a 2 metros apresentou uma subestimativa de 1 K na média global e principalmente sobre os continentes. Sobre os oceanos, a diferença é menor devido a utilização de TSM observada na simulação do Ctrl_VE-1x. A utilização de vegetação dinâmica mostrou um pequeno impacto positivo sobre a temperatura do ar a 2 metros, principalmente sobre os continentes, pois há alterações nas trocas de fluxos de massa e energia entre a superfície e a atmosfera alterando sua dinâmica e termodinâmica. Os experimentos com aumento de 4 vezes na concentração de CO₂ apresentaram de forma geral um aumento de 0,5 K da temperatura do ar, isto está ligado ao aumento do efeito estufa devido a contribuição deste gás. Os experimentos com emissão natural e antrópico de CO₂, mostraram poucas diferenças em relação ao Ctrl_VE-1x, sendo o viés mais expressivos observado devido a vegetação dinâmica, como explicado anteriormente.

Quanto a avaliação da energética da atmosfera do modelo BAM, em relação aos dados de reanálises do ERA-Interim, o modelo apresenta menor quantidade de energia potencial disponível do estado básico (Pm), energia potencial disponível da perturbação (Pe) e energia cinética da perturbação (Ke). Observa-se também que menor quantidade de Pm está sendo convertida em Pe e de Pe em Ke. A maior conversão de Pm em energia cinética do estado básico (Km) e de Ke em Km levam a uma maior quantidade de Km observada. Isto indica que a atmosfera do BAM é mais estável, em relação à atmosfera do ERA-Interim, devido a diminuição do processo baroclínico (C_PmtoPe) e aumento da conversão barotrópica (C_KetoKm).

Quanto as diferenças dos experimentos em relação ao controle (Ctrl_VE-1x). A utilização de vegetação dinâmica na simulação climática aumentou a disponibilidade da componente Pm e conseqüentemente a intensidade de Km. Neste experimento, o aumento da precipitação induz a um crescimento da biomassa (vegetação) e por conseqüência maior retenção de calor e umidade, assim a atmosfera passa a aquecer mais principalmente na região tropical e conseqüentemente há um aumento de Pm. Assim, observar-se um maior gradiente zonal de temperatura, o que intensifica o escoamento do estado básico e conseqüentemente aumentando o termo Km.

O termo Pe do BAM é menor em relação ao do ERA-Interim principalmente no hemisfério Norte quando se utiliza vegetação dinâmica, possivelmente devido a menores valores de temperatura encontrados em latitudes altas, com isso espera-se que há uma diminuição da intensidade dos sistemas transientes.

Por outro lado, o aumento em 4 vezes da concentração de CO₂ tanto para a utilização de vegetação estática quanto para a vegetação dinâmica, mostrou redução de Pm em médios e baixos níveis e aumento de Pe em ambos os hemisférios. Mesmo observando-se um aumento de temperatura nestes experimentos, o que levaria a um aumento de Pm, a atividade convectiva é menor e induz a menor quantidade de calor latente na atmosfera, que possivelmente diminui a quantidade de Pm. Em latitudes médias/altas observa-se um aumento de temperatura e aumento do gradiente zonal de temperatura, que é proporcional a maior geração de Pe.

No experimento em que se utiliza apenas a emissão natural de CO₂, o que implica em uma distribuição heterogênea desse gás na atmosfera, é apresentado um pequeno aumento de Pm na região tropical, em médios níveis, quando combinado com a utilização de vegetação estática. Para a emissão natural juntamente com a vegetação dinâmica, o sinal predominante é devido a vegetação.

Ao analisar a emissão antrópica somada a emissão natural, encontra-se sinal contrário em relação apenas ao experimento de emissão natural. O reservatório de Pm tem redução na região tropical, assim como Pe é menor no hemisfério Norte. Com a vegetação dinâmica o padrão não difere expressivamente dos outros experimentos que utilizam este tipo de vegetação.

De forma geral o modelo BAM mostrou-se satisfatório para o uso em simulação climática. As componentes de radiação, padrões de precipitação, temperatura do ar e circulação em altos níveis, apresentaram comportamentos similares quando comparados com outros modelos e dados observacionais e estimativas a partir de satélites.

A presente pesquisa encontrou as seguintes respostas às perguntas iniciais apresentadas na seção 2.1.

Os experimentos com aumento homogêneo ($4\times\text{CO}_2$), indicaram a redução da energia potencial do estado básico principalmente nos níveis médios e baixos da atmosfera na região tropical e no hemisfério Norte. Isto deve-se principalmente a redução da atividade convectiva nestas regiões. Globalmente a precipitação de 2.63 mm (GPCP) reduziu em 0.1 mm/dia. Adicionalmente, verificou que devido ao efeito estufa, a temperatura do ar em 2 metros aumentou globalmente em torno de 0.5 K, sendo que nos continentes o aumento atingiu valores de +4.0K.

Considerando vegetação estática, os experimentos com emissão natural e antrópico teve impacto pequeno comparado com os resultados do experimento controle. Porém, observa-se que a emissão antrópico tende a reduzir a precipitação em algumas regiões próximas ao Equador, e diminuir a energia potencial disponível do estado básico.

O emprego da vegetação dinâmica tem maior impacto nas simulações do modelo do que o uso apenas da emissão natural e antrópico. O impacto da vegetação dinâmica na variação dos fluxos de umidade e calor é possivelmente maior do que somente a resposta devido a distribuição heterogênea de CO_2 .

Os experimentos com vegetação dinâmica mostraram aumento da energia potencial disponível do estado básico. A temperatura do ar a 2 metros aumentou em torno de 1.5 a 3.0 K na região de florestas tropicais, bem como aumento da precipitação.

Para estudos futuros, sugere-se:

Compreender melhor o papel da vegetação dinâmica e do estado atmosférico nos processos de emissão e absorção de CO₂ no modelo, através de simulações climáticas longas;

Com relação a parametrização de radiação é necessário verificar questões associadas ao ozônio, aerossóis e nuvens. No modelo o ozônio é climatológico, e o aerossol é negligenciado. Sendo necessário avaliar as propriedades ópticas das nuvens e o albedo da superfície. Atualmente, existem sensores a bordo de satélites que inferem ozônio global, propriedades de nuvens e aerossóis e podem ser usados como informações de referência e de entrada ao modelo.

Ajustar os processos radiativos do BAM, para que o mesmo simule adequadamente as componentes de onda curta e onda longa e consequentemente melhorar o balanço de radiação.

Neste estudo ainda sugere que as simulações envolvendo a emissão de CO₂ considere a TSM prognostica (ou modelo oceânico acoplado) para melhor entendimento dos processos de interação superfície e atmosfera.

Melhorar a representação do padrão de nuvens no BAM.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER, R. F. et al. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-Present). **Journal of hydrometeorology**, v. 4, p. 1147-1167, 2003.

ALPERT, J. C.; KANAMITSU, M.; CAPLAN, P. M.; SELA, J. G.; WHITE, G. H.; KALNAY, E. Mountain induced gravity wave drag parameterization in the NMC medium range forecast model. In: CONF. ON NUMERICAL WEA. PREDICATION, 8., 1988, Baltimore, MD. **Proceedings...** Baltimore: AMS, 1988. P. 726-733.

BALL, J. T.; WOODROW, I. E.; BERRY, J. A. A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. **Progress in Photosynthesis Research**, v. 4, p. 221-224, 1987.

BARBOSA, H. M. J.; CHAGA, J. C. S. The cloud radiative forcing simulated by the CPTEC GCM with the UK Met Office's radiation scheme. In: INTERNATIONAL RADIATION SYMPOSIUM (IRS2008), 2008, Foz do Iguaçu. **Proceedings...** 2008. On-line. (INPE-15440-PRE/10174).

BARBOSA, H. M. J.; TARASOVA, T. A.; CAVALCANTI, I. F. A. Impacts of a new solar radiation parameterization on the CPTEC AGCM climatological features. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, p. 1377-1392, 2008.

BARBOSA, R. R. N. et al. Produção e sequestro de carbono na atmosfera. **Enciclopédia Biosfera**, v. 9, n. 16, p. 1783-1798, 2013.

BERRISFORD, P. et al. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. **Q. J. R. Meteorological Society**, v. 137, p. 1381-1399, 2011.

BODEN, T. A.; MARLAND, G.; ANDRES, R. J. **Global, regional e de combustíveis fósseis nacional CO₂ emissões**. Dióxido de Carbono Análise e Informação Center, Oak Ridge National Laboratory, Departamento de Energia, Oak Ridge, Tenn. EUA, 2015. EUA doi 10,3334 / CDIAC / 00001_V2015

BOER, G. J. Diagnostic equations in isobaric coordinates. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 1801-1820, 1982.

BOER, G. J. Some dynamical consequences of greenhouse gas warming. **Atmosphere-Ocean**, v. 33, p. 731-751, 1995.

BRETHERTON, C. S.; PARK, S. A new moist turbulence parameterization in the community atmosphere model. **Journal of Climate**, v. 22, p. 3422-3448, 2009.

CAMPOS, D. A. **Simulações do modelo Eta utilizando dois esquemas de radiação em condições de céu claro**. 2015. 111 p. IBI: <8JMKD3MGP3W34P/3JNMBR2>. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/06.25.16.03-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3JNMBR2>>.

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

CHOU, M. D.; SUAREZ, M. J. **Technical report series on global modeling and data assimilation vol. 15: a solar radiation parameterization for atmospheric studies**. NASA, 1999. 40 p. (NASA/TM-2001-104606).

CUNHA, A. P. M. A.; ALVALÁ, R. C. S.; OLIVEIRA, G. S. Impactos das mudanças de cobertura vegetal nos processos de superfície na região semiárida do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 2, p. 139-152, 2013.

DECKERS, D. H.; STORCH, J. S. Energetics responses to increases in greenhouse gas concentrations. **Journal of Climate**, v. 23, p. 3874-3887, 2010.

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, p. 553-597, 2011.

D'IPPOLITI, D. et al. The impact of heat waves on mortality in 9 European cities: results from the EuroHEAT Project. **Environmental Health**, v. 9, n. 37, 2010.

EDWARDS, J. M.; SLINGO, A. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 122, p. 689-719, 1996.

FERREIRA, D. B. S. **Eventos extremos da Zona de Convergência Intertropical Sobre o Atlântico durante o período chuvoso da Amazônia Oriental**. 2008. 65 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) - Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém, 2008.

FERRIER, B.S.; LIN, Y.; BLACK, T.; ROGERS, E.; DIMEGO, G. Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model. In: CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 15, 2002, San Antonio, TX. **Proceedings...** San Antonio, 2002. p 280–283.

FIGUEROA, S. N. et al. The Modelo Atmosférico Global Brasileiro (BAM): Performance for tropical rainfall forecasting and sensitivity to convective scheme and horizontal resolution. **Weather and Forecasting**, v. 31, p. 1547-1572.

FOURIER, J. General comments on the temperatures of the Earth and planets. **Annales de Chimie et de Physique**, v. 27, p. 136-167. 1824.

GARÍA-HERRERA, R.; DÍAZ, J.; TRIGO, R. M.; LUTERBACHER, J.; FISCHER, E. M. A Review of the European summer heat wave of 2003. **Critical Reviews in Environmental Science and Technology**, v. 40, p. 267-306, 2010.

GRELL, G. A.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n 14, p. 38/1-38/4, 2002.

HAN, J.; PAN, H. Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP Global Forecast System. **Weather and Forecasting**, v. 26, p. 520-533, 2011.

HARSHVARDHAN.; DAVIES, R.; RANDALL, D. A.; CORSETTI, T. G. A fast radiation parameterization for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 1009-1016, 1987.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. 4. ed. San Diego: Elsevier Academic Press, 2004. p. 535.

HUANG, J.; MCELROY, M. B. Contributions of the Hadley and Ferrel circulations to the energetics of the atmosphere over the past 32 years. **Journal of Climate**, v. 27, p. 2656-2666, 2014.

HUFFMAN, G. J. et al. Improving the global precipitation record: GPCP Version 2.1. **Geophysical Research Letters**, v. 36, p. 1-5, 2009.

IACONO, M. J. **Application of improved radiation modeling to general circulation models**. Lexington, Massachusetts: Atmospheric and Environmental Research, 2011. 39p.

IACONO, M. J.; DELAMERE, J. S.; MLAWER, E. J.; CLOUGH, S. A. Evaluation of upper tropospheric water vapor in the NCAR Community Climate Model (CCM3) using modeled and observed HIRS radiances. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D2, Pages ACL 1-1–ACL 1-19, 2003.

IACONO, M. J.; DELAMERE, J. S.; MLAWER, E. J.; SHEPHARD, M. W.; CLOUGH, S. A.; COLLINS, W. D. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, 2008.

IPCC, 2007. **Climate Change 2007** - The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon et al., Eds., Cambridge University Press, Cambridge, U. K., 996pp.

IPCC, 2013. **Climate Change 2013** - The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

JUNGCLAUS, J. H.; et al. Climate and carbon-cycle variability over the last millennium. **Climate of the Past**, v. 6, p. 723-737, 2010.

KIEHL, J. T., TRENBERTH, K. E. Earth's annual global mean energy budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 197-208, 1997.

KIM, Y.; DOYLE, J. D. Extension of an orographic-drag parametrization scheme to incorporate orographic anisotropy and flow blocking. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, p. 1893-1921, 2005.

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. IBI: <8JMKD3MGP7W/3CCP5R2>. (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, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CCP5R2>>.

KUCHARIK, C. J. et al. Testing the performance of a Dynamic Global Ecosystem Model: Water balance, carbon balance, and vegetation structure. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 14, n. 3, p. 795-825, 2000.

KUO, H. L. On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 22, p. 40-63, 1965.

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

LORENZ, E. N. Available Potential energy and the maintenance of the general circulation. **Tellus**, v. 7, p. 157-167, 1955.

MARTINS, C. R.; PEREIRA, P. A. P.; LOPES, W. A.; ANDRADE, J. B. Ciclos globais de carbono, nitrogênio e enxofre: A importância na química da atmosfera. **Química Nova na Escola**, n. 5, p. 28-41, 2003.

MCFARLANE, N. A. The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.44, n. 14, p. 1775-1800, 1987.

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

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. 16, p. 16,663- 16,682, 1997.

MOORTHI, S.; SUAREZ, M. J. Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 978-1002, 1992.

MORCLETTE, J.-J.; BARKER, H. W.; COLE, J. N. S.; IACONO, M. J.; PINCUS, R. Impact of a new radiation package, McRad, in the ECMWF integrated forecasting system. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 4773-4798, 2008.

MORRISON, H.; CURRY, J. A.; KHVOROSTYANOV, V. I. A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part I: Description. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, p. 1665-1677, 2005.

NOBRE, C. A.; REID, J.; VEIGA, A. P. S. **Fundamentos científicos das mudanças climáticas**. São José dos Campos: INPE, 2012. 44 p.

NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Mudanças climáticas e Amazônia. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3, 2007.

OLIVEIRA, R. F.; ALVES, J. W. S. Mudanças climáticas globais no Estado de São Paulo. **Cadernos de educação ambiental**. São Paulo: SMA, 2012. 88 p.

PAN, H. -L.; WU, W. -S. **Implementing a mass flux convective parameterization package for the NMC medium-range forecast model**. NMC Office Note 409, NOAA, 1995, 40 p.

PARK, S.; BRETHERTON, C. S. The University of Washington shallow convection and moist turbulence schemes and their impact on climate simulations with the Community Atmosphere Model. **Journal of Climate**, v. 22, p. 3449-3469, 2009.

PEARSON, P. N.; PALMER, M. R. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. **Nature**, v. 406, p. 695-699, 2000.

PEIXOTO, J. P., OORT, A. H. **Physics of climate**. Nova York, Estados Unidos: Springer, 1992. 520 p.

PINTO, J. R. D. **Estudo da estrutura e energética dos distúrbios de escala sinótica na costa leste da América do Sul**. 2010. 90 p. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas IAGUSP, São Paulo, 2010.

POUMADÈRE, M.; MAYS, C.; MER, S. L.; BLONG, R. The 2003 heat wave in France: Dangerous climate change here and now. **Risk Analysis**, v. 25, n. 6, p. 1483-1494, 2005.

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

SANTOS, E. P.; CORREIA, M. F.; ARAGÃO, M. R. S.; SILVA, F. D. S. Eventos extremos de chuva e alterações no regime hidrológico da bacia hidrográfica do rio São Francisco: Uma aplicação do índice RAI (Rainfall Anomaly Index). **Engenharia Ambiental**, v. 8, n. 2, p. 315-330, 2011.

SANTOS, R. S.; COSTA, L. C.; SEDIYAMA, G. C.; LEAL, B. G.; OLIVEIRA, R. A.; JUSTINO, F. B. Avaliação da relação seca/produktividade agrícola em cenário de mudanças climáticas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 2, p. 313-321, 2011

SANTOS, Z. C. S. **Um estudo do impacto de eventos ENOS na energética global**. 2014. 85 p. Dissertação (Mestrado em Clima e Ambiente) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Manaus, 2014.

SELLERS, P. J.; LOS, S. O.; TUCKER, C. J.; JUSTICE, C. O.; DAZLICH, D. A.; COLLATZ, G. J.; RANDALL, D. A. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part 2: the generation of global fields of

terrestrial biophysical parameters from satellite data. **Journal of Climate**, v. 9, p. 706-737, 1996.

SELLERS, P. J.; MINTZ, Y. SUD, Y. C.; DALCHER, A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 6, p. 505-531, 1986.

SELLERS, P. J.; RANDALL, D. A.; COLLATZ, G. J.; BERRY, J. A.; FIELD, C. B.; DAZLICH, D. A.; ZHANG, C.; COLLELO, G. D.; BOUNOUA, L. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part 1: Model formulation. **Journal of Climate**, v. 9, p. 676-705, 1996.

SILVA JUNIOR, J. L. R.; PADILHA, T. F.; REZENDE, J. E.; RABELO, E. C. A.; FERREIRA, A. C. G.; RABAHI, M. F. Efeito da sazonalidade climática na ocorrência de sintomas respiratórios em uma cidade e clima tropical. **Jornal Brasileiro de Pneumologia**, v. 37, n. 6, p. 759-767, 2011.

SILVA, L. A. **Energética atmosférica na América do Sul e oceanos adjacentes e impactos climáticos de agentes naturais**. 2010. 264 p. IBI: <8JMKD3MGP7W/37LDEMS>. (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/06.10.17.46-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37LDEMS>>.

STEPHENS, G. L., LI, J., WILD, M., CLAYSON, C. A., LOEB, N., KATO, S., L'ECUYER, T., STACKHOUSE JR, P. W., LEBSOCK, M., ANDREWS, A. Na update on Earth's energy balance in light of the latest global observations. **Nature Geoscience**, v. 5, p. 691-696, 2012.

TAKAHASHI, T. et al. Climatological mean and decadal changes in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. **Deep Sea Research Part II: Tropical Studies in Oceanography**, v. 56, p. 554-577, 2009.

TARASOVA, T. A.; FOMIN, B. A. The use of new parameterization for gaseous absorption in the CLIRAD-SW solar radiation code for models. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 24, p. 1157-1162, 2007.

TIEDTKE, M. A. comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. **American Meteorological Society**, v. 117, p. 1779-1800, 1989.

WEBSTER, S.; BROWN, A. R.; CAMERON, D. R.; JONES, C. P. Improvements to the representation of orography in the Met Office Unified Model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 129, p. 1989-2010, 2003.

WILD, M. FOLINI, D., SCHÄR, C., LOEB, N., DUTTON, E. G., KÖNIG-LANGLO, G. The global energy balance from a surface perspective. **Climate dynamics**, v. 40, p. 3107-3134, 2013.

WILD, M., ROECKNER, E. Radiative fluxes in the ECHAM5 General Circulation Model. **Journal of Climate**, v. 19, p. 3792-3809, 2005.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. International Geophysics Series. 2^a Ed. Estados Unidos da América: Academic Press, 2006. p. 627.

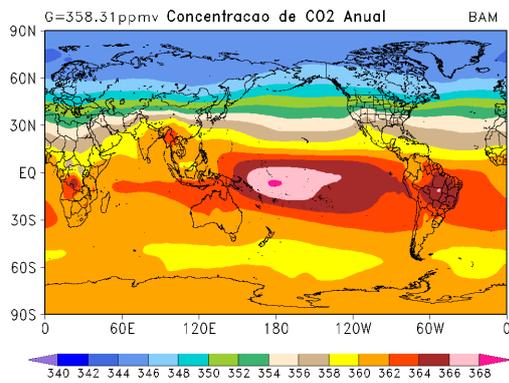
WILSON, D. R.; BALLARD S. P. A microphysically based precipitation scheme for the UK Meteorological Office Unified Model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 125, p. 1607-1636, 1999.

XUE, Y.; SELLERS, P. J.; KINTER, J. L.; SHUKLA, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, p. 345-364, 1991.

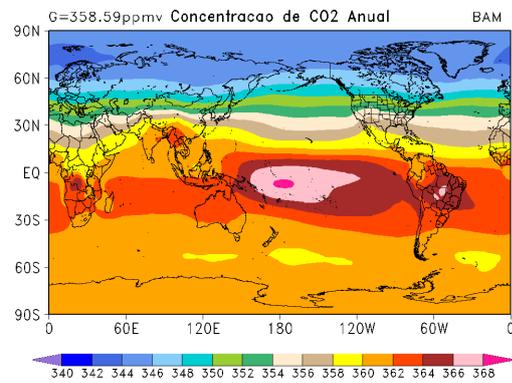
APÊNDICE A - FIGURAS COMPLEMENTARES

Figura A.1 – Distribuição heterogênea de CO₂.

(a) Exp_VE-EN



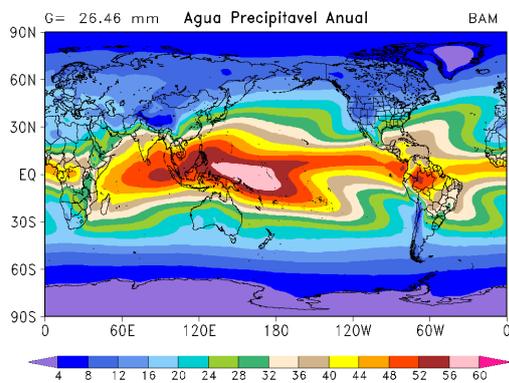
(b) Exp_VE-ENA



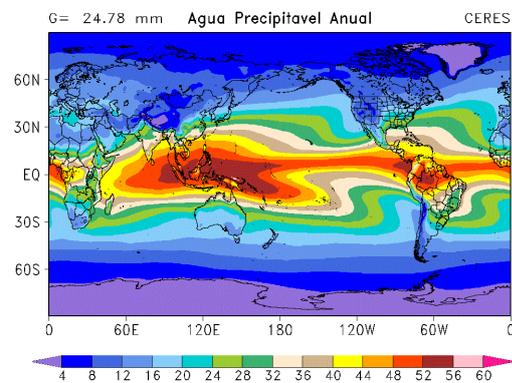
Fonte: Produção do autor.

Figura A.2 – Distribuição espacial da água precipitável.

(a) Ctrl_VE-1x



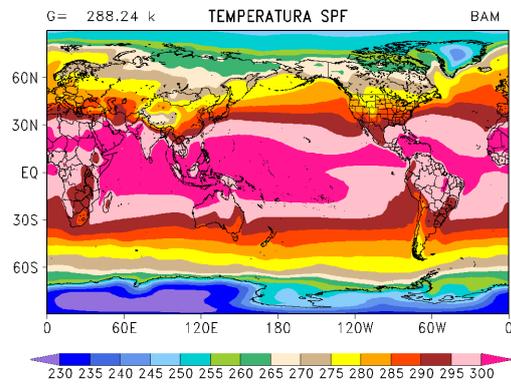
(b) CERES



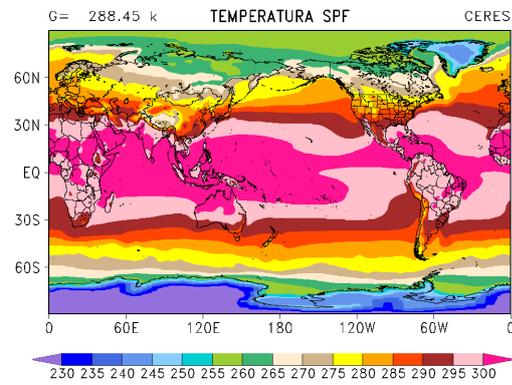
Fonte: Produção do autor.

Figura A.3 – Distribuição espacial da temperatura à superfície.

(a) Ctrl_VE-1x



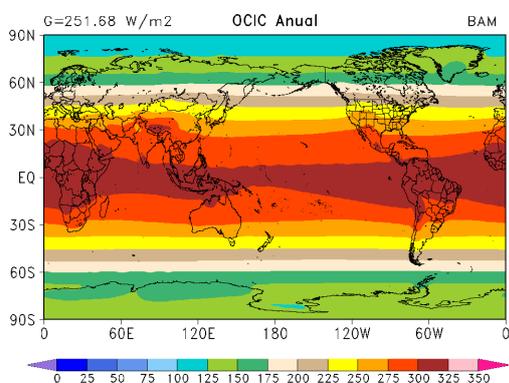
(b) CERES



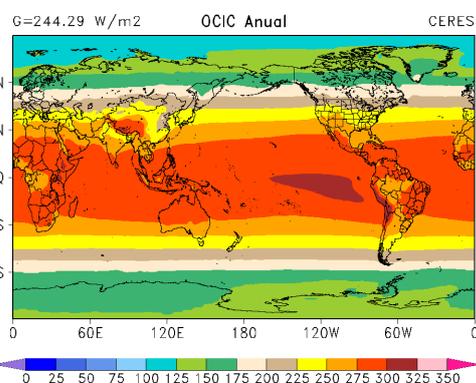
Fonte: Produção do autor.

Figura A.4 – Componentes do balanço de radiação para céu claro.

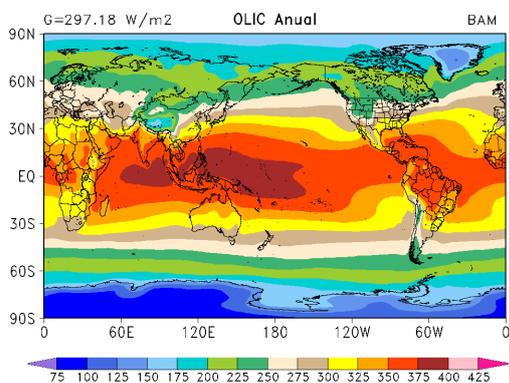
(a) Ctrl_VE-1x



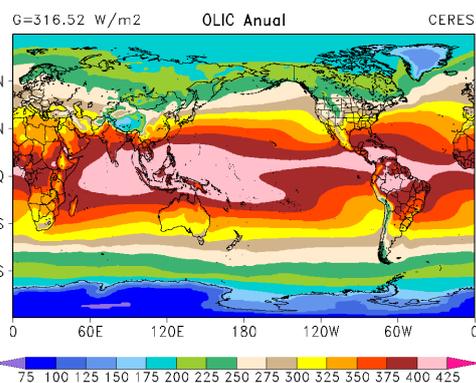
(b) CERES



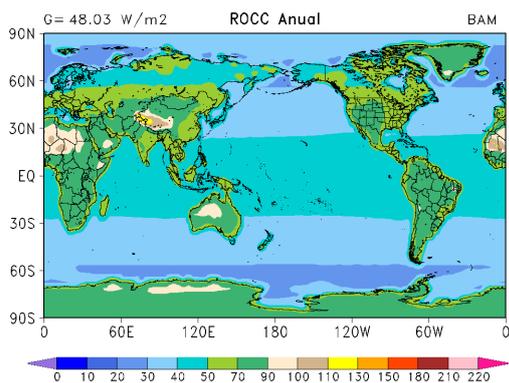
(c) Ctrl_VE-1x



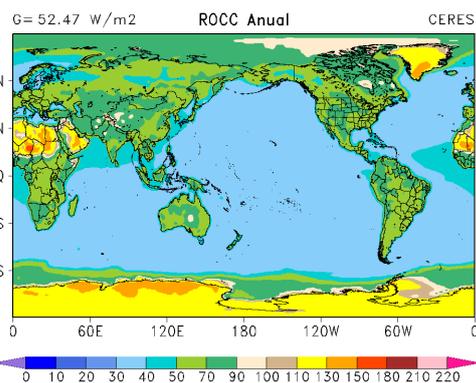
(d) CERES



(e) Ctrl_VE-1x



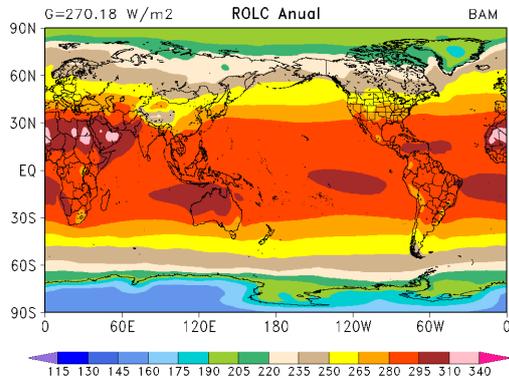
(f) CERES



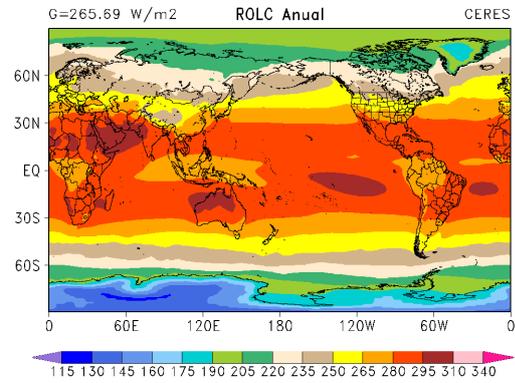
Continua

Figura A.4 – Conclusão.

(g) Ctrl_VE-1x



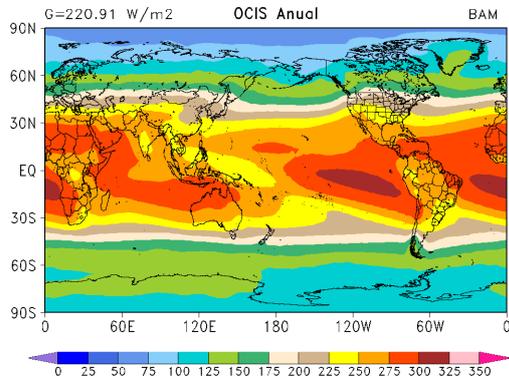
(h) CERES



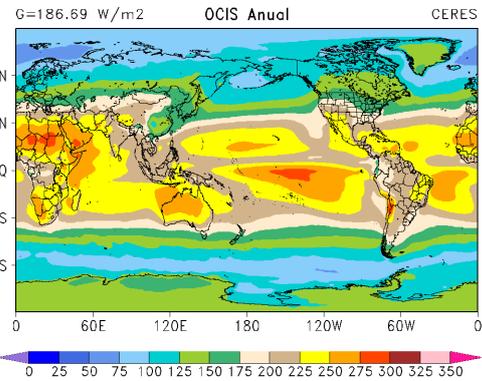
Fonte: Produção do autor.

Figura A.5 – Componentes do balanço de radiação para céu com nuvens.

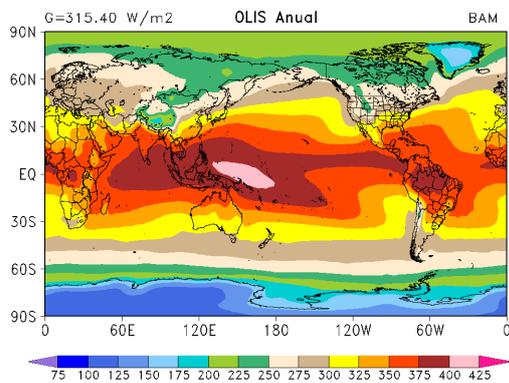
(a) Ctrl_VE-1x



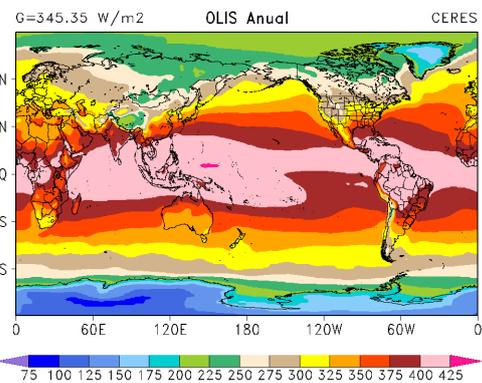
(b) CERES



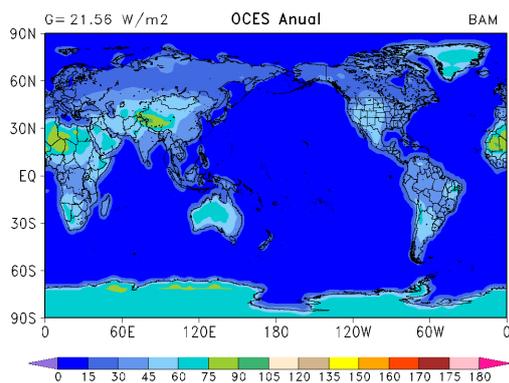
(c) Ctrl_VE-1x



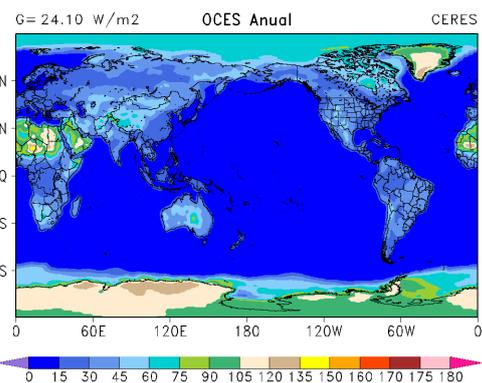
(d) CERES



(e) Ctrl_VE-1x



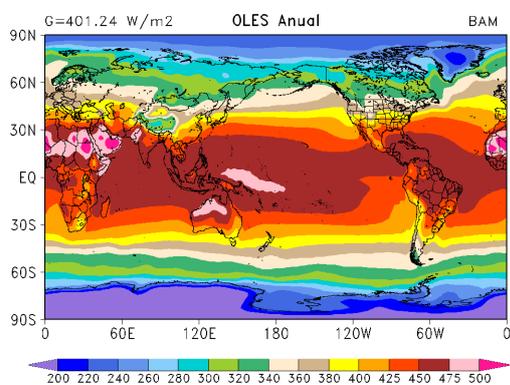
(f) CERES



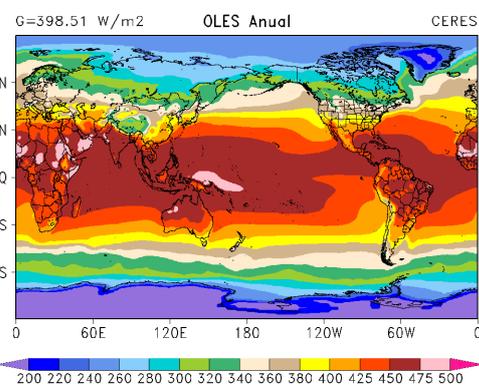
Continua

Figura A.5 - Conclusão.

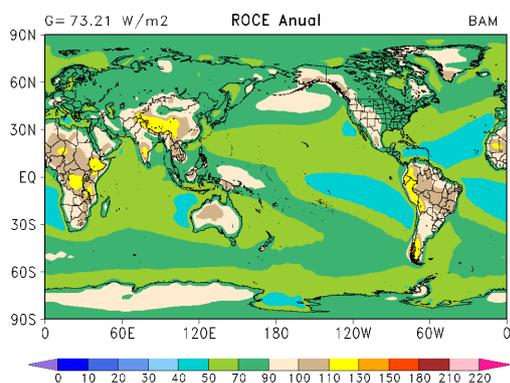
(g) Ctrl_VE-1x



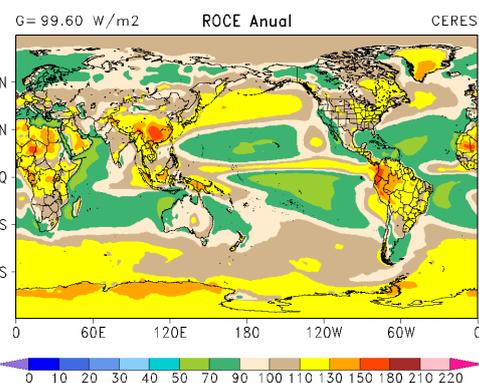
(h) CERES



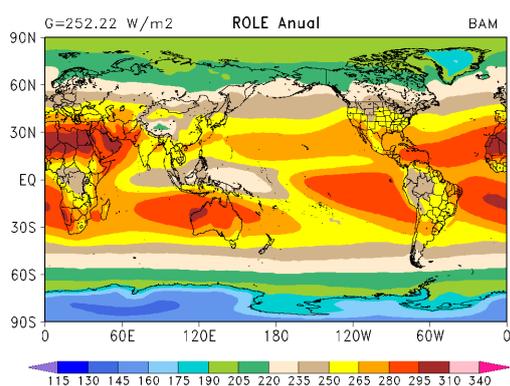
(i) Ctrl_VE-1x



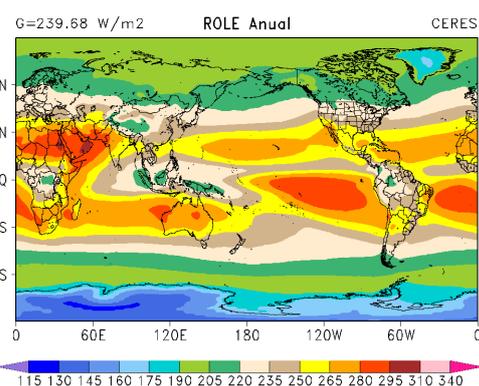
(j) CERES



(k) Ctrl_VE-1x



(l) CERES



Fonte: Produção do autor.

ANEXO A - EQUAÇÕES UTILIZADAS PARA O CALCULO DO CICLO DE ENERGIA DE LORENZ.

Os termos do CEL são dados como integrais sobre a atmosfera. Os valores para os pontos abaixo da superfície, obtidos quando se utiliza os níveis de pressão como coordenadas verticais devem ser excluídos. Portanto, usamos a função β e definimos como:

$$\beta = 0 \text{ se } p > p_s$$

$$\beta = 1 \text{ se } p \leq p_s$$
(01)

Onde p é a pressão e p_s é a pressão na superfície. A função β não é somente um fator de ponderação na expressão final, mas é utilizado para ponderar cada média zonal e temporal (ou conjunto) como descrito em detalhes por Boer (1982). Os reservatórios do CEL, energia potencial (P) e energia cinética (K), são dados por:

$$P_m = \frac{c_p}{2} \int \gamma [\langle \beta \rangle] [\langle T \rangle]''^2 \rho dV$$
(02)

$$P_e = \frac{c_p}{2} \int \gamma [\langle \beta \rangle \langle T \rangle^{*2}] \rho dV + \frac{c_p}{2} \int \gamma [\langle \beta \rangle \langle T'^2 \rangle] \rho dV$$
(03)

$$K_m = \frac{1}{2} \int [\langle \beta \rangle] ([\langle u \rangle]^2 + [\langle v \rangle]^2) \rho dV$$
(04)

$$K_e = \frac{1}{2} \int [\langle \beta \rangle (\langle u \rangle^{*2} + \langle v \rangle^{*2})] \rho dV + \frac{1}{2} \int [\langle \beta \rangle (\langle u'^2 \rangle + \langle v'^2 \rangle)] \rho dV$$
(05)

Em que, $[X]$ define a média zonal de X , $\langle X \rangle$ é a média de um conjunto de experimentos (ou tempo) de X , \bar{X} é a média global sobre nível pressão constante, X^* , X' e X'' são os desvios correspondentes a estas médias. $\gamma = - \left(\frac{\theta}{T} \right) \left(\frac{R}{c_p P} \right) \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right)^{-1}$, é a média inversa da estabilidade estática. Os termos de conversão, geração e dissipação são dados por:

$$\begin{aligned}
C(P_m, P_e) = & -c_p \int \gamma [\langle \beta \rangle (\langle v' T' \rangle + \langle v \rangle^* \langle T \rangle^*)] \frac{\partial [\langle T \rangle]}{a \partial \varphi} \rho dV \\
& - c_p \int p^{-k} [\langle \beta \rangle (\langle \omega' T' \rangle + \langle \omega \rangle^* \langle T \rangle^*)] \frac{\partial (\gamma p^k [\langle T \rangle]''')}{\partial p} \rho dV
\end{aligned} \tag{06}$$

$$C(P_e, K_e) = - \int [\langle \beta \rangle (\langle \omega' \alpha' \rangle + \langle \omega \rangle^* \langle \alpha \rangle^*)] \rho dV \tag{07}$$

$$\begin{aligned}
C(K_e, K_m) = & \int [\langle \beta \rangle (\langle v' u' \rangle + \langle v \rangle^* \langle u \rangle^*)] \cos \varphi \frac{\partial ([\langle u \rangle] / \cos \varphi)}{a \partial \varphi} \rho dV \\
& + \int [\langle \beta \rangle (\langle v'^2 \rangle + \langle v \rangle^{*2})] \frac{\partial [\langle v \rangle]}{a \partial \varphi} \rho dV \\
& + \int [\langle \beta \rangle (\langle \omega' u' \rangle + \langle \omega \rangle^* \langle u \rangle^*)] \frac{\partial [\langle u \rangle]}{\partial p} \rho dV \\
& + \int [\langle \beta \rangle (\langle \omega' v' \rangle + \langle \omega \rangle^* \langle v \rangle^*)] \frac{\partial [\langle v \rangle]}{\partial p} \rho dV \\
& - \int [\langle v \rangle] ([\langle \beta \rangle (\langle u'^2 \rangle + \langle u \rangle^{*2})]) \frac{\tan \varphi}{a} \rho dV
\end{aligned} \tag{08}$$

$$C(P_m, K_m) = - \int [\langle \beta \rangle] [\langle \omega \rangle]'' [\langle \alpha \rangle]'' \rho dV \tag{09}$$

$$G_m = \int \gamma [\langle \beta \rangle] [\langle \omega \rangle]'' [\langle Q \rangle]'' \rho dV \tag{10}$$

$$G_e = \int \gamma [\langle \beta \rangle (\langle T' Q' \rangle + \langle T \rangle^* \langle Q \rangle^*)] \rho dV \tag{11}$$

$$D_e = \int [\langle \beta \rangle (\langle u' F'_x \rangle + \langle v' F'_y \rangle + \langle u \rangle^* \langle F_x \rangle^* + \langle v \rangle^* \langle F_y \rangle^*)] \rho dV \tag{12}$$

$$D_m = \int [\langle \beta \rangle] ([\langle u \rangle] [\langle F_x \rangle] + [\langle v \rangle] [\langle F_y \rangle]) \rho dV \tag{13}$$

Os termos de geração e dissipação não são calculados diretamente, mas são obtidos através do cálculo dos resíduos.

Ao dividir a atmosfera em superfície isobárica, fluxos de fronteiras para cada reservatório devem ser calculados, incluindo as condições de trabalho

realizado pela pressão que contribuem para o reservatório de energia cinética. As integrais de superfície calculadas para as fronteiras são:

$$B(P_m) = c_p \int \gamma [\langle \omega' T' \rangle + \langle \omega \rangle^* \langle T \rangle^*] [\langle T \rangle]'' \frac{dA}{g} + \frac{c_p}{2} \int \gamma [\langle \omega \rangle] [\langle T \rangle]''^2 \frac{dA}{g} \quad (14)$$

$$B(P_e) = \frac{c_p}{2} \int \gamma [\langle \omega (T'^2 + \langle T \rangle^{*2}) \rangle] \frac{dA}{g} + c_p \int \gamma [\langle \omega' T' \rangle^* \langle T \rangle^*] \frac{dA}{g} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} B(K_e) = & \frac{1}{2} \int [\langle \omega (u'^2 + v'^2 + \langle u \rangle^{*2} + \langle v \rangle^{*2}) \rangle] \frac{dA}{g} \\ & + \int [\langle \omega' u' \rangle^* \langle u \rangle^* + \langle \omega' v' \rangle^* \langle v \rangle^*] \frac{dA}{g} \\ & + \int g [\langle \omega' z' \rangle + \langle \omega \rangle^* \langle z \rangle^*] \frac{dA}{g} \end{aligned} \quad (16)$$

$$\begin{aligned} B(K_m) + & \frac{1}{2} \int [\langle \omega \rangle] ([\langle u \rangle]^2 + [\langle v \rangle]^2) \frac{dA}{g} + \int [\langle \omega' u' \rangle + \langle \omega \rangle^* \langle u \rangle^*] [\langle u \rangle] \frac{dA}{g} \\ & + \int [\langle \omega' v' \rangle + \langle \omega \rangle^* \langle v \rangle^*] [\langle v \rangle] \frac{dA}{g} + \int g [\langle \omega \rangle] [\langle z \rangle]'' \frac{dA}{g} \end{aligned} \quad (17)$$

Em que, $C(x, y)$ representam as conversões de energia, $G(X)$ e $D(X)$ indicam a geração e dissipação de energia, respectivamente, $B(X)$ são os fluxos de fronteiras.

Os demais termos utilizados para calcular o Ciclo de Energia de Lorenz são apresentados abaixo:

Símbolos	Descrição	Símbolos	Descrição
a	Raio médio da Terra	K_m	Energia cinética zonal
c_p	Calor específico a pressão constante	P_e	Energia potencial disponível turbulenta
dA	Elemento de superfície	P_m	Energia potencial disponível zonal
dV	Elemento de volume	Q	Taxa de aquecimento diabático
g	Aceleração devido à gravidade	R	Constante do gás para ar seco
k	R/c_p	T	Temperatura
p	Pressão	α	Volume específico
p_s	Pressão a superfície	β	Igual a 0 se $p > p_s$ e 1 caso contrário
t	Tempo	γ	Fator de estabilidade
u	Componente zonal do vento	φ	Latitude
v	Componente meridional do vento	ρ	Densidade
F_x, F_y	Força de fricção em x e y	ω	Velocidade vertical
K_e	Energia cinética turbulenta		