



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-9545-TDI/826

**BALANÇO HÍDRICO DA REGIÃO SUL/SUDESTE DA AMÉRICA
DO SUL SIMULADO PELO MODELO ATMOSFÉRICO
CPTEC/COLA**

Daniel Andrés Rodriguez

Dissertação de Mestrado em Meteorologia, orientada pelas Dras. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti e Sin Chan Chou, aprovada em 01 de abril de 2002.

556.1 : 551.5

RODRIGUEZ, D. A.

Balanço hídrico da região sul/sudeste da América do Sul simulado pelo modelo atmosférico CPTEC/COLA/

D. A. Rodriguez / São José dos Campos: INPE, 2002.

201p. – (INPE-9545-TDI/826).

1.Climatologia. 2.Hidrologia. 3.Modelos atmosféricos de circulação geral. 4.Ciclo hidrológico. 5.Balanço de água. 6.Umidade atmosférica. 7. El nino. I.Título.

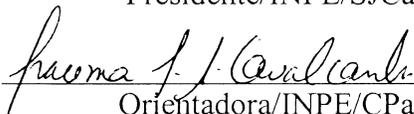
Aprovado pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de **Mestre** em **Meteorologia**.

Dr. Cláudio Solano Pereira



Presidente/INPE/SJCampos-SP

Dr^a Iracema Fonseca de A Cavalcanti



Orientadora/INPE/CPaulista-SP

Dr^a Chou Sin Chan



Orientadora/INPE/CPaulista-SP

Dr. Antonio Ocimar Manzi



Membro da Banca/INPE/CPaulista-SP

Dr. Orivaldo Brunini



Membro da Banca
Convidado IAC/Campinas-SP

Candidato: Daniel Andrés Rodriguez

São José dos Campos, 1º de abril de 2002.

A Eleonora

Amor de tarde,

*Es una lástima que no estés conmigo
cuando miro el reloj y son las cuatro
y acabo la planilla y pienso diez minutos
y estiro las piernas como todas las tardes
y hago así con los hombros para aflojar la espalda
y me doblo los dedos y les saco mentiras.*

*Es una lástima que no estés conmigo
cuando miro el reloj y son las cinco
y soy una manija que calcula intereses
o dos manos que saltan sobre cuarenta teclas
o un oído que escucha como ladra un teléfono
o un tipo que hace números y les saca verdades.*

*Es una lástima que no estés conmigo
cuando miro el reloj y son las seis.
Podrías acercarte de sorpresa
y decirme “¿Que tal?” y quedaríamos
yo con la mancha roja de tus labios
tú con el tizne azul de mi carbónico.*

Mario Benedetti

AGRADECIMENTOS

Agradeço

As Dras. Iracema Cavalcanti e Sin Chan Chou que com grande dedicação orientaram este trabalho. Agradeço-as por terem discutido comigo cada idéia e cada novo passo, ensinando-me a arte da pesquisa.

Aos membros da banca examinadora pelas valiosas sugestões apontadas ao trabalho.

Ao Dr. Norberto Garcia por ampliar minhas fronteiras, por fazer possível esta empresa e por alentar-me nela.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico por outorgar-me a possibilidade de realizar meus estudos de mestrado e desenvolver este trabalho no Brasil.

A minha família e aos amigos, daqui e de lá, sem cujo apoio não teria conseguido.

RESUMO

A bacia do Rio da Prata ocupa o segundo lugar na América do Sul depois da bacia do Amazonas e é a quinta em nível mundial. Trata-se de uma área internacional que ocupa territórios da Argentina, Uruguai, Brasil, Paraguai e Bolívia, e sobre a qual existe uma grande atividade econômica. No presente trabalho foi estudado o balanço hídrico da região, nas suas componentes atmosférica e terrestre, de acordo com o estabelecido por Peixoto e Oort (1992), assim como os campos das variáveis associadas, para investigar o comportamento do MCGA CPTEC/COLA. Foram estudadas as variáveis precipitação, evapotranspiração, convergência do fluxo de umidade, *runoff*, armazenamentos de água na atmosfera e no solo, campos do fluxo de umidade e de ventos e estruturas verticais de ambos. O estudo das variáveis envolvidas mostrou a necessidade de dividir a área toda em dois setores, Norte e Sul, devido aos comportamentos diferenciados dos mesmos. O setor Norte apresenta um ciclo anual melhor definido que o setor Sul, com uma condição úmida bem marcada no verão, quando há o estabelecimento da ZCAS. No setor Sul o ciclo hidrológico possui menos energia envolvida, e as variáveis apresentam um ciclo anual menos distinto. Identificasse, neste setor Sul, um período de máximas precipitações no final da primavera, associado com o ingresso de umidade. Nota-se o aporte de umidade desde as regiões tropicais, num fluxo para o sul, que alimenta ambos setores. Climatologicamente, este fluxo converge sobre o Sudeste brasileiro durante o verão, e para o Norte da Argentina na primavera, originando com isto variações no equilíbrio do balanço hídrico. Da comparação entre os casos ENSO, El Niño 82/83 e La Niña 88/89, nota-se a existência de um maior aporte de umidade desde a região Amazônica para o setor Sul na fase El Niño. Sobre a região Amazônica, nesta fase, existe uma maior quantidade de umidade na atmosfera que durante a fase La Niña, no entanto as anomalias de precipitação são negativas. Este excesso de umidade seria transportado pelo escoamento para a região Sul/Sudeste, onde as anomalias de precipitação durante El Niño são positivas. Os resultados mostram que o modelo simula bem as características sazonais das variáveis associadas ao balanço hídrico, assim como aquelas que ocorrem nos anos extremos de ENSO, porém com intensidades diferentes dos valores observados de precipitação e de dados da reanálise.

HYDROLOGIC BUDGET OVER SOUTHERN/SOUTHEASTERN SOUTH AMERICA SIMULATED BY THE CPTEC/COLA ATMOSPHERIC MODEL

ABSTRACT

The La Plata River basin is the second basin of South America after the Amazon basin and is the fifth in a world-wide level. It is located at an international area that occupies territories of Argentina, Uruguay, Brazil, Paraguay and Bolivia, areas of great economic activity. In the present work, the hydrologic budget was studied, analysing the atmospheric and terrestrial components, following Peixoto and Oort (1992), to investigate the behaviour of CPTEC/COLA AGCM. The study of the hydrologic budget variables showed the necessity to divide the area in two sectors, Northern and Southern, because of their different behaviour. The Northern sector presents an annual cycle better defined than the Southern sector, with a well established humid condition in the summer, when there is development of the ZCAS. In the Southern sector, the hydrologic cycle has less energy, and the variables present a weak annual cycle. In this Southern sector, a period of maximum precipitation is identified at the end of spring, associated with the humidity intrusion. There is an intrusion of humidity from the tropical region, southward, that feeds both sectors. Flux confluence is simulated on Southeast Brazil during the summer, and over northern Argentina in the spring. The hydrologic balance also shows monthly variations in the climatological analysis. It is noted the existence of more moisture flow from the Amazon region to the Southern sector during the El Niño phase than during La Niña phase. Over the Amazon region, larger amount of humidity in the atmosphere exists in the El Niño phase than during the La Niña phase, however there is negative anomalies of precipitation in this region. This excess of humidity would be carried out by the draining to the Southern sector region, where the precipitation anomalies during El Niño are positive.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE SIMBOLOS	
LISTA DE SIGLAS	
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	25
1.1 – Área de estudo	25
1.2 – Sistemas que atuam na região.....	26
1.2 – O ciclo hidrológico	29
1.3 – Objetivos.....	31
1.3.1 – Objetivo geral	31
1.3.2 – Objetivos específicos.....	31
CAPÍTULO 2 – ELEMENTOS TEÓRICOS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	33
2.1 – As equações de balanço hídrico na atmosfera e na superfície continental	33
2.2 –Modelo MCGA CPTEC/COLA	38
2.3 – Revisão bibliográfica	39
2.3.1 – Escala Global	39
2.3.2 – Escala Regional	42
2.3.3 – Bacia do Rio da Prata	46
CAPÍTULO 3 – Material e Métodos	55
3.1 - Material	55
3.1.1 – Resultados da simulação climática de 10 anos (1982 – 1991) com o MCGA CPTEC/COLA	55
3.1.2 - Dados de Reanálises do NCEP/NCAR	55
3.1.3 – Dados de Reanálises da Climatic Research Unit (CRU) 1961-1990).....	56
3.1.4 – Dados da University of New Hampshire – Global Runoff Data Center (UNH/GRDC) Composite Runoff Fields V1.0	56

3.2 - Metodos	56
3.2.1 – Análise da simulação climática	56
3.2.2 – Definição da área de estudo.....	57
3.2.3 – O balanço hídrico	58
3.2.4 – Fluxo de umidade	59
3.2.5 – Análises das variáveis relacionadas com o conteúdo de umidade na atmosfera	59
3.2.5.1 – Valores médios anuais espaciais	60
3.2.5.2 – Variação sazonal da climatologia e ciclo anual climatológico das variáveis.....	61
3.2.5.3 – Evolução temporal dos campos das variáveis e dos valores médios espaciais durante a primavera e o verão dos anos El Niño 82/83 e La Niña 88/89	61
3.2.6 – Fontes de umidade na região	62
3.2.7 – Validações	63
CAPÍTULO 4 – ANÁLISES CLIMATOLÓGICAS DO BALANÇO HÍDRICO SOBRE A REGIÃO SUL SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL A PARTIR DOS PRODUTOS DE UMA SIMULAÇÃO DE DEZ ANOS (1982 – 1991) COM O MODELO CPTEC/COLA.....	65
4.1 – Ciclos anuais de variáveis associadas ao balanço hídrico	65
4.1.1 – Ciclos anuais.....	65
4.1.1.1 – Setor Norte.....	65
4.1.1.2 – Setor Sul	66
4.1.2 – Validações	67
4.1.2.1 – Setor Norte.....	67
4.1.2.2 – Setor Sul	68
4.2 – Análises dos campos médios mensais climatológicos das variáveis associadas com o balanço hídrico.....	69
4.2.1 – Precipitação	69
4.2.2 – Convergência do fluxo de umidade.....	69

4.2.3 – Evapotranspiração	70
4.2.4 - Diferença entre Precipitação e Evapotranspiração (P-E)	70
4.2.5 – Runoff.....	71
4.2.6 – Armazenamentos	72
4.3 – Análises dos campos de fluxo de vapor de água e de ventos	72
4.3.1 – Campos do Fluxo de vapor de água em 950 hPa.....	72
4.3.2 – Campos do Fluxo de vapor de água verticalmente integrado em todos os níveis.....	73
4.3.3 – Campos de Ventos em 850 hPa e de Umidade em 700 hPa.....	74
4.3.4 – Estrutura vertical do Fluxo de vapor de água meridional nas fronteiras de 15°S e 25°S da região de estudo	75
4.3.4.1 – Fronteira em 15°S	75
4.3.4.2 – Fronteira em 25°S	76
4.3.5 – Fluxo meridional e zonal total de vapor de água através das fronteiras da região de estudo em níveis baixos	76
4.3.6 – Discussões	77
 CAPITULO 5 – ANÁLISES INTERANUAIS E DE ANOS EXTREMOS DO BALANÇO HÍDRICO SOBRE A REGIÃO SUL SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL A PARTIR DOS PRODUTOS DE UMA SIMULAÇÃO DE DEZ ANOS (1982 – 1991) COM O MODELO CPTEC/COLA	 113
5.1 – Balanço Interanual.....	113
5.2 – Eventos El Niño 82/83 e La Niña 88/89.....	115
5.2.1 – Variação mensal na primavera e no verão das variáveis médias espaciais associadas ao balanço hídrico.....	116
5.2.1.1 – Evolução temporal.....	116
5.2.1.1.1 – Setor Norte.....	116
5.2.1.1.2 – Setor Sul	117
5.2.1.2 – Validações	119
5.2.1.2.1 – Setor Norte.....	119
5.2.1.2.2 – Setor Sul	120

5.2.2 - Análises dos campos mensais das variáveis associadas ao balanço hídrico na primavera e verão de 82/83 e 88/89	120
5.2.2.1 – Precipitação	120
5.2.2.2 – Convergência do fluxo de umidade	121
5.2.2.3 – Evapotranspiração	121
5.2.2.4 – Diferença entre Precipitação e Evapotranspiração (P-E)	122
5.2.2.5 – Runoff	123
5.2.2.6 – Conteúdo de umidade no solo	123
5.2.3 – Análises dos campos de fluxo de vapor de água e de ventos mensais, na primavera e verão, nos anos extremos	123
5.2.3.1 – Campos do Fluxo de vapor de água em 950 hPa	123
5.2.3.2 – Campos do Fluxo de vapor de água verticalmente integrado	124
5.2.3.3 – Campos de Ventos em 700 hPa e de umidade específica em 850 hPa	125
5.2.3.4 - Estrutura vertical do Fluxo de vapor de água meridional nas fronteiras de 15°S e 25°S da região de estudo	126
5.2.3.5 – Fluxo meridional e zonal total de vapor de água através das fronteiras da região de estudo em níveis baixos	127
5.2.4 – Discussões	128
CAPITULO 6 – CONCLUSÃO	173
6.1 – Discussões finais	173
6.2 – Conclusões	177
6.3 – Estudos futuros	178
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	179
APÊNDICE A - Modelo CPTEC/COLA – Processos físicos no modelo que são relevantes para o estudo	189
GLOSSÁRIO	201

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
1.1 Bacia Del Plata (fonte: http://grid.cr.usgs.gov/gewex).....	25
2.1 Diagrama esquemático das componentes terrestre e atmosférica do ciclo hidrológico (fonte: Chow, 1964).....	33
2.2 Diagrama quantitativo da quantidade de água armazenada em oceanos, continentes e atmosfera, e as quantidades intercambiadas anualmente entre os diferentes reservatórios através da evaporação, precipitação e runoff (fonte: Peixoto e Oort, 1992).....	34
4.1 Ciclos anuais das variáveis do balanço hídrico, (a, d), do armazenamento de umidade nas diferentes camadas do solo, (b, e), e do coeficiente de escoamento, (c, f) (CPTEC/COLA).....	80
4.2 Validação da precipitação, (a, c), e da convergência do fluxo de umidade calculada internamente pelo modelo, (b, d) (CPTEC/COLA).....	81
4.3 Campos de precipitação ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Climatologia (CPTEC/COLA).....	82
4.4 Campos de convergência do fluxo de vapor de água ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Climatologia (CPTEC/COLA).....	83
4.5 Campos de Evapotranspiração ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Climatologia (CPTEC/COLA).....	85
4.6 Campos da diferença entre precipitação e evapotranspiração (P-E) ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Climatologia (CPTEC/COLA).....	87
4.7 Campos de runoff ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Climatologia (CPTEC/COLA).....	88

4.8	Campos de runoff sobre América do Sul (mm m-1) – Climatologia (CPTEC/COLA).....	89
4.9	Campos de água precipitável (kg m^{-2})– Climatologia (CPTEC/COLA).....	93
4.10	Campos de umidade do solo nas diferentes camadas (kg kg^{-1}) – Climatologia (CPTEC/COLA).....	94
4.11	Fluxo de vapor de água em 950 hPa ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Climatología (CPTEC/COLA).....	95
4.12	Fluxo de vapor de água verticalmente integrado ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Climatologia (CPTEC/COLA).....	99
4.13	Umidade específica (x1000) em 700 hPa e ventos (m s^{-1}) em 850 hPa – Climatologia (CPTEC/COLA).....	103
4.14	Estrutura vertical do fluxo de vapor de água ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e distribuição vertical da umidade específica (x1000) em 15°S – Climatologia (CPTEC/COLA).....	107
4.15	Estrutura vertical do fluxo de vapor de água ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e distribuição vertical da umidade específica (x1000) em 25°S – Climatologia (CPTEC/COLA).....	109
4.16	Fluxo de umidade através das fronteiras nos níveis baixos (1000 a 800 hPa), no setor Norte, (a), e no setor Sul, (b) (kg dia^{-1}) (CPTEC/COLA).....	111
5.1	Valores médios espaciais anuais das componentes do balanço hídrico no setor Norte, (a), e no setor Sul, (b) (CPTEC/COLA).....	132
5.2	Erros no balanço hídrico em cada componente (em porcentagens), no setor Norte, (a), e no setor Sul, (b) (CPTEC/COLA).....	132

5.3	Comparação entre os valores médios espaciais anuais da convergência de umidade($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e a evapotranspiração ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), no setor Norte, (a), e no setor Sul, (b) (CPTEC/COLA).....	133
5.4	Comparação entre a evapotranspiração e o saldo de radiação, escalados pela precipitação; no setor Norte, (a), e no setor Sul, (b) (CPTEC/COLA).....	133
5.5	Valores médios espaciais anuais do coeficiente de escoamento em ambos setores (CPTEC/COLA).....	134
5.6	Evolução temporal das variáveis do balanço hídrico, (a, d), do armazenamento de umidade nas diferentes camadas de solo, (b, e), e do coeficiente de escoamento, (c, f) para o setor Norte - (CPTEC/COLA).....	135
5.7	Evolução temporal das variáveis do balanço hídrico, (a, d), do armazenamento de umidade nas diferentes camadas de solo, (b, e), e do coeficiente de escoamento, (c, f) para o setor Sul - (CPTEC/COLA).....	136
5.8	Validação da precipitação ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), (a, b, e, f), e da Convergência do fluxo de umidade calculada internamente pelo modelo ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), (c, d, g, h) para os setores Norte e Sul nos anos El Niño 82/83 e La Niña 88/89 - (CPTEC/COLA).....	137
5.9	Campos de precipitação ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83 (CPTEC/COLA).....	138
5.10	Campos de precipitação ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89 (CPTEC/COLA).....	140
5.11	Campos de convergência do fluxo de umidade ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83 (CPTEC/COLA).....	142
5.12	Campos de convergência do fluxo de umidade ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La	144

	Niña 88/89 (CPTEC/COLA).....	
5.13	Campos de evapotranspiração ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83 (CPTEC/COLA).....	146
5.14	Campos de evapotranspiração ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89 (CPTEC/COLA).....	147
5.15	Campos da diferença entre precipitação e Evapotranspiração (P-E) ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83 (CPTEC/COLA).....	148
5.16	Campos da diferença entre precipitação e Evapotranspiração (P-E) ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89 (CPTEC/COLA).....	149
5.17	Campos de runoff ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83 – (CPTEC/COLA).....	150
5.18	Campos de runoff ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89 – (CPTEC/COLA).....	151
5.19	Campos de umidade nas diferentes camadas do solo (kg kg^{-1}) – Ano El Niño 82/83 (CPTEC/COLA).....	152
5.20	Campos de umidade nas diferentes camadas do solo – Ano La Niña 88/89 (CPTEC/COLA).....	153
5.21	Campos do fluxo de vapor de água em 950 hPa ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83 (CPTEC/COLA).....	154
5.22	Campos do fluxo de vapor de água em 950 hPa ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89 (CPTEC/COLA).....	156
5.23	Campos do fluxo de vapor de água verticalmente integrado ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83 (CPTEC/COLA).....	158

5.24	Campos do fluxo de vapor de água verticalmente integrado ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89 (CPTEC/COLA).....	160
5.25	Campos de umidade específica ($\times 1000$) em 700 hPa e ventos (m s^{-1}) em 850 hPa – Ano El Niño 82/83 (CPTEC COLA).....	162
5.26	Campos de umidade específica ($\times 1000$) em 700 hPa e ventos (m s^{-1}) em 850 hPa – Ano La Niña 88/89 (CPTEC COLA).....	163
5.27	Estrutura vertical do fluxo de vapor de água ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e distribuição vertical da umidade específica ($\times 1000$) na fronteira 15°S – Ano El Niño 82/83 (CPTEC/COLA).....	164
5.28	Estrutura vertical do fluxo de vapor de água ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e distribuição vertical da umidade específica ($\times 1000$) na fronteira 15°S – Ano La Niña 88/89 (CPTEC/COLA).....	165
5.29	. Estrutura vertical do fluxo de vapor de água ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e distribuição vertical da umidade específica ($\times 1000$) na fronteira 25°S – Ano El Niño 82/83 (CPTEC/COLA).....	166
5.30	Estrutura vertical do fluxo de vapor de água ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e distribuição vertical da umidade específica ($\times 1000$) na fronteira 25°S – Ano La Niña 88/89 (CPTEC/COLA).....	167
5.31	Fluxo de umidade (kg dia^{-1}) através das fronteiras nos baixos níveis (1000-800 hPa), no setor Norte, (a, b, c, d), e no setor Sul, (e, f, g, h) (CPTEC/COLA).....	168
5.32	Diferenças entre os valores das variáveis no ano El Niño e no ano La Niña, no setor Norte, (a), e no setor Sul, (b) ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) (CPTEC/COLA).....	169
5.33	Diferenças entre os campos de umidade específica (kg kg^{-1}) ($\times 1000$) em 700 hPa e ventos em 850 hPa (m s^{-1}) do ano El Niño 82/83 e do ano La	170

Niña 88/89 (CPTEC/COLA).....

5.34	Diferenças entre os campos de precipitação do ano El Niño 82/83 e do ano La Niña 88/89 ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) (CPTEC/COLA).....	171
------	---	-----

LISTA DE SÍMBOLOS

	Descrição	Unidades
A	Área	m^2
c	Taxa de condensação	$Kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$
D	Difusão molecular e turbulenta através das fronteiras	$Kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$
E	Evaporação	$Kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$
e	Taxa de evaporação	$Kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$
g	Aceleração da gravidade	$m\ s^{-2}$
P	Precipitação	$Kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$
P₀	Pressão na superfície	hPa
Q	Fluxo de umidade	$Kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$
Q_(c)	Transporte horizontal de água condensada	$Kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$
q	Umidade específica	Sem unidade
q_(c)	Água condensada (líquida e sólida)	Sem unidade
R₀	“Runoff” superficial	$Kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$
R_u	“Runoff” subterrâneo	$Kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$
S	Taxa de armazenamento de água no solo	$Kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$
s_(q)	Fonte de umidade associada às mudanças de fases	$Kg\ m^{-2}\ dia^{-1}$
u	Velocidade zonal do vento	$m\ s^{-1}$
V	Velocidade do vento	$m\ s^{-1}$
v	Velocidade meridional do vento	$m\ s^{-1}$
W	Quantidade de água contida numa coluna de ar de área unitária estendendo-se desde a superfície da terra até o topo da atmosfera	$Kg\ m^{-2}$
W_(c)	Quantidade de água condensada contida numa coluna de ar de área unitária estendendo-se desde a superfície da terra até o topo da atmosfera	$Kg\ m^{-2}$
ω	Velocidade vertical do vento	$m\ s^{-1}$
ω_(c)	Velocidade vertical das partículas condensadas	$m\ s^{-1}$

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AMIP: Atmospheric Model Intercomparison Project

CCM: Complexo Convectivo de Mesoescala

CLIVAR: Climate Variability & Predictability – World Climate Research Programme

CMAP: CPC Merged Analysis of precipitation

COLA: Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies – Institute of Global Environment and Society, Inc.

CPTEC: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

CRU: Climatic Research Unit

ECMWF: European Center for Medium Range Weather Forecasts

ENSO: El Niño – Southern Oscillation

GCM: Global Circulation Model

GSWP: Global Soil Wetnes Project

ISLSCP: International Satellite Land-Surface Climatology Project

LLJ: Low Level Jet

LMD GCM: Laboratoire de Meteorologie Dynamique - Global Circulation Model

LSM: Land Surface Model

LSS: Land Superficial Scheme

MCGA: Modelo de Circulação Global Atmosférico

MRF: Medium Range Forecast

NCAR CCM2: National Center for Atmospheric Research Community Climate Model
2

NCAR CCM3: National Center for Atmospheric Research Community Climate Model
3

NCEP/NCAR: National Centers for Environmental Prediction – National Center for
Atmospheric Research

NMC: U. S. National Meteorological Center

OLR: Radiação de Onda Longa

SSiB: Simplified Simple Biosphere Model

SST: Sea Surface Temperature

TSM: Temperatura da Superfície do Mar

UNH/GRDC: University of New Hampshire – Global Runoff Data Center

ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT: Zona de Convergência Inter Tropical

CAPITULO I

INTRODUÇÃO

1.1 Área de Estudo

A bacia do Rio da Prata apresenta uma extensão aproximada de 3.200.000 km² ocupando o segundo lugar na América do Sul depois da bacia do Amazonas e sendo a quinta a nível mundial. Isto, junto à sua posição geográfica, faz-lhe uma das mais importantes do planeta. Trata-se de uma área internacional que ocupa territórios da Argentina, Uruguai, Brasil, Paraguai e Bolívia, (Fig. 1.1) sendo que as principais contribuições de água provêm de territórios Bolivianos e Brasileiros (Garcia e Vargas 1994, 1996).

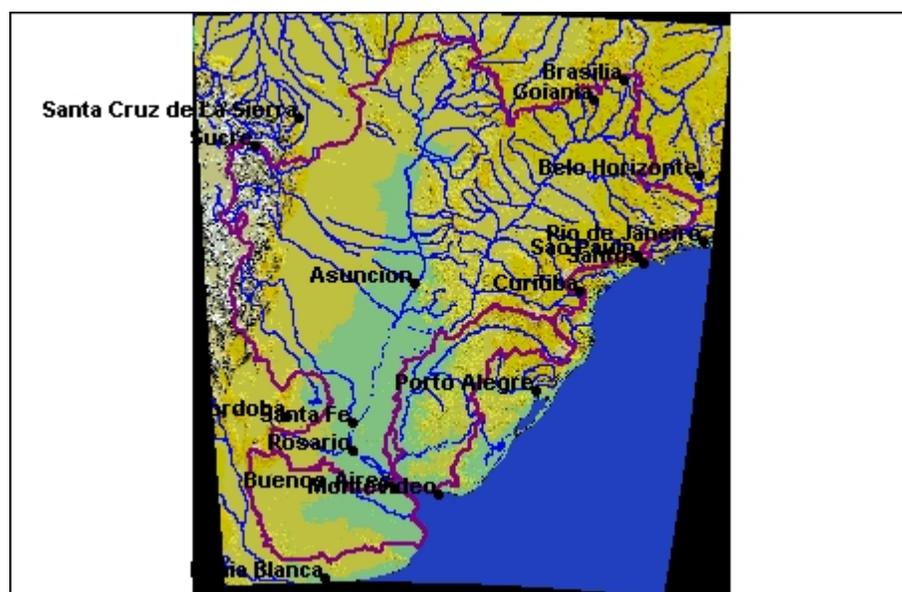


Figura 1.1 Bacia do Rio da Prata
FONTE: <http://grid.cr.usgs.gov/gewex>

Existe uma grande atividade econômica sobre a mesma, onde cerca de 70% do produto interno total dos países envolvidos é produzido. Sobre seus leitos encontram-se importantes represas com centrais hidroelétricas, como as de Itaipu, Yaciretá e Salto Grande. Existem projetos em andamento para converter as principais artérias fluviais da

bacia numa via de comunicação entre os diferentes países. Além disso, nas beiras dos rios localizam-se importantes centros urbanos e industriais afetados pelas variações existentes na quantidade e qualidade das águas. Desta forma, nesta bacia centra-se grande parte do sistema econômico dos países envolvidos, atividades sociais, industriais, de produção agro-rural e vias de comunicações fluviais, para as quais o conhecimento das variáveis hidrológicas é de fundamental importância.

A hidrologia superficial apresenta uma direção de drenagem geral Norte-Sul e seu comportamento é basicamente um produto da topografia da bacia, determinada por uma interação entre a geologia e o clima. A topografia a leste apresenta uma altura média de 1000 m, considerando uma variação desde os 1500 m no Planalto Brasileiro até os 200 m na Pampa Úmida Argentina. A oeste encontra-se limitada pela Cordilheira dos Andes com alturas entre 1000 e 4000 m.

A chuva média anual decresce de Norte ao Sul e do Leste ao Oeste, sendo maior nas áreas das bacias do Paraguai e do Paraná. Na costa brasileira atinge 1800 mm, enquanto que na costa Oeste da bacia. As descargas médias anuais, como exemplo, são de $2700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para o Rio Paraguai e de $17700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para o Rio Paraná (Tucci e Clarke, 1999).

1.2 Sistemas que Atuam na Região

Quanto ao clima e tempo, esta região é afetada por diversos tipos de sistemas de escala sinótica, mesoescala e também de grande escala através de teleconexões. Satyamurti et al (1998) na sua descrição da circulação sobre América do Sul refere-se à região entre os 15°S e os 40°S como uma região frontogenética entre dois anticiclones, o Anticlone do Pacífico e o do Atlântico. A passagem das frentes frias, que se deslocam do Pacífico passando pelos Andes e Argentina, afetam também o regime de chuvas da região.

No verão o ingresso das frentes é favorecido pela intensificação da Baixa do Chaco, sendo a convecção alimentada pelo fluxo de umidade que provem das regiões tropicais.

No inverno as frentes são mais rápidas e associadas com um escoamento ondulatório mais amplificado que traz ar frio e condições apropriadas para ocorrências de geadas nas regiões Sul e Sudeste de América do Sul (Algarve e Cavalcanti, 1994).

O ingresso frontal ocorre durante o ano todo com uma maior frequência nas altas latitudes e uma menor nas baixas. Ele é responsável por grande parte das chuvas sobre o Norte da Argentina, Uruguai, Paraguai, Sul, Sudoeste e Centro Oeste do Brasil, Bolívia e Sul do Peru (Satyamurty et al. 1998).

Em altos níveis da atmosfera é identificada sobre o Sul do continente a existência de uma corrente de jato, onde a componente zonal do vento aumenta com a altura devido à existência de um gradiente de temperatura meridional. Esta corrente influencia na atividade convectiva da região como é mostrado por Kousky e Cavalcanti (1984) para o evento ENOS de 1983. Durante o mesmo período ocorreram intensas precipitações na Região Sul do Brasil, dando origem a grandes enchentes na bacia Del Plata, com grandes anomalias nas vazões dos rios, como por exemplo no Rio Paraná (Cavalcanti et al., 2001a).

O Jato Subtropical apresenta uma variação interanual como mostrado por James e Anderson (1984). A variação sazonal encontrada por Pezzi et al. (1996), num estudo climatológico para a América do Sul no período 1985 a 1994, mostra que durante os meses de verão o Jato Subtropical praticamente desaparece sobre a América do Sul. Em média o jato é localizado entre os 40°S e os 50°S com valores de velocidade de ventos acima de 32 m s^{-1} em seu núcleo. Durante o inverno o jato atinge sua máxima intensidade, com valores médios de até 45 m s^{-1} e localizado entre os 25°S e os 30°S, sendo grande sua atuação sobre a América do Sul. O maior número de casos durante o inverno foi encontrado nas latitudes de 30°S a 20°S por Pezzi e Cavalcanti (1994). Durante a Primavera o jato começa a se debilitar e seu núcleo se posiciona na faixa dos 30°S.

Outra característica importante da região é a presença do jato em baixos níveis que foi identificada a leste dos Andes e com direção para o Pólo em trabalhos de análises de padrões de circulação (Virji, 1981; Paegle 1987; Rasmusson e Mo, 1996). Este jato é de vital importância na estrutura do balanço hídrico da região (Berri e Inzunza, 1993) já que transporta umidade desde a região da Amazônia até o interior da Argentina (Saulo et al. 2000; Berbery e Collini, 2000).

Nesta área também observa-se a presença de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (Maddox, 1980), normalmente associados com eventos de precipitações intensas. Eles possuem uma maior frequência nos meses de Novembro a Abril, tendo sua máxima intensidade nas horas da madrugada, (Velasco e Fritsch, 1987). Sua formação acontece sobre a região norte da Argentina e Paraguai, deslocando-se para o Leste e Sudeste até afetar o Sul do Brasil, ou, em menor medida, para o Nordeste e Norte afetando o Sudeste do Brasil (Figueiredo e Scolar, 1996). As circulações transversas do jato em altos níveis junto com as do jato em baixos níveis dariam início à formação dos Complexos Convectivos (Uccellini e Jhonson, 1979; Severo et al., 1994).

A região também é afetada pelos vórtices ciclônicos em altos níveis que penetram no continente oriundos do Oceano Pacífico e produzem chuvas nas regiões Sul e Sudeste da América do Sul. Eles deslocam-se de oeste para leste, acontecendo, algumas vezes, ciclogênese associada com a sua passagem. Este tipo de vórtice pode ocorrer durante todo o ano e principalmente no inverno (Kousky e Gan, 1980; Lourenço, 1996). Formam-se devido à preexistência de bolsões de ar frio associados com extensos cavados no ar superior, e ocorrem quando a massa de ar ligada a estes cavados torna-se despreendida (Gan, 1983). Um estudo de caso de um vórtice ciclônico em altos níveis foi desenvolvido por Cavalcanti (1985), mostrando que a sua ocorrência causou intensas precipitações no Sul do Brasil, provocando também alterações no tempo nas regiões do Uruguai e Norte de Argentina.

Com referência à existência de teleconexões, Mo e White (1985) encontraram diferentes fases entre latitudes baixas, médias e altas do Hemisfério Sul, identificando também uma estrutura de onda 3 zonal em ambas estações de verão e inverno. O mesmo tipo de onda é detalhado em trabalhos posteriores (Trenberth, 1980; van Loon e Jenne, 1972; Fraedrich e Lutz, 1986; Cavalcanti, 1992). O número de onda 1 também é dominante no Hemisfério Sul, e em médias e altas latitudes é associado a uma teleconexão entre uma região ao sul da Austrália e outra ao Sul da América do Sul, determinando-se o índice transpolar entre estas regiões (Pittock, 1980). Cavalcanti (1992) identificou um padrão de onda 3 no primeiro autovetor das baixas frequências para o inverno e um padrão de onda 4 para o verão. Anomalias associadas com esses padrões podem ser responsáveis por casos extremos de precipitação no Sul do Brasil, como comentado em Cavalcanti (2000). Uma estrutura de dipolo entre ambos lados da América do Sul foi discutida por Fraedrich e Lutz (1986) e por Mo e Ghil (1987), que também determinaram a conexão existente entre o Pacífico Sul e a América do Sul (Padrão Pacific South America - PSA).

Associadas com a ocorrência do ENSO ocorrem anomalias sobre a circulação na América do Sul, refletidas principalmente no deslocamento da célula de Walker, o fortalecimento do jato subtropical e do trem de ondas que se estende desde o Pacífico até o Sul da América do Sul (Cavalcanti, 1996). Nos anos El Niño foram encontradas chuvas acima da média no Uruguai desde Novembro até Janeiro (Pisciottano et al, 1994) além de um maior número de CCM na região norte de Argentina e Paraguai (Velasco e Fritsch, 1987). Precipitação acima da média também foi registrada no sul do Brasil durante o El Niño 82/83 (Kousky e Cavalcanti, 1984; Cavalcanti et al. 2001b).

1.3 O Ciclo Hidrológico

O ciclo hidrológico é um sistema complexo no qual há o transporte de água nas suas diferentes fases e através de diferentes meios. O transporte movimentava água entre diferentes reservatórios: oceanos, massas de gelo e neve, atmosfera e biosfera, Neste transporte são incorporados um grande número de processos de variada complexidade:

evaporação, transporte de umidade, precipitação, interceptação, transpiração, infiltração, percolação, armazenamento e “runoff”.

No que diz respeito ao estudo do clima, o ciclo hidrológico apresenta grande importância devido a interação existente entre a atmosfera e a superfície através do intercâmbio de energia, água, momentum e processos de fotossíntese (O’Kane, 1994, Harding e Jocheim, 1995). Os modelos utilizados para o estudo do ciclo hidrológico fornecem uma visão simplificada dos processos atuantes e podem ajudar na compreensão dos mecanismos envolvidos. A modelagem matemática implica na escolha prévia dos processos que serão representados e na complexidade com que a representação será feita. Estes fatores influenciam a determinação da escala em que os processos serão modelados, a qual, por sua vez, fica limitada pelos recursos computacionais disponíveis.

O principal problema com respeito à modelagem do ciclo hidrológico consiste na incorporação dos processos da interface continental e seus “feedbacks” (mecanismo de retroalimentação). Neste aspecto é necessário incluir o estado e a extensão espacial da cobertura de gelo e neve, o tipo, densidade e rugosidade da vegetação, e o estado de umidade do solo; pois estas variáveis possuem um importante papel no controle do albedo superficial e do intercâmbio de umidade com a atmosfera, e nos processos de infiltração e “runoff” no solo.

Esta incorporação de processos de uma escala menor à utilizada pelos modelos se traduz numa necessidade de parametrização dos mesmos. Isto é feito com a representação dos processos que atuam na escala de subgrade numa escala de grade, a fim de mostrar sua influência na mesma. Diferentes tipos de parametrizações são propostos na literatura e usados nos diferentes modelos.

Precisamente, a maior fonte de incerteza nos modelos utilizados nas simulações de tempo e clima está relacionada fortemente com o ciclo hidrológico, através das parametrizações de nuvens e da interação terra - atmosfera (O’Kane, 1994).

No Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) é utilizado o modelo de circulação geral atmosférico (MCGA) CPTEC/COLA na área de clima, em previsão sazonal, em simulações climáticas e em experimentos e estudos de grande escala sobre todo o globo (Cavalcanti et al., 2001b). Neste modelo são utilizadas parametrizações para a incorporação dos processos de subgrade sendo necessária uma avaliação e ajuste dos parâmetros envolvidos. Os erros introduzidos nas estimativas dos parâmetros, como aqueles derivados da modelagem computacional dos processos, são refletidos nos produtos dos modelos.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo Geral

Realizar análises do balanço hídrico nas componentes atmosférica e terrestre do ciclo hidrológico, de acordo com o exposto por Peixoto e Oort (1992), e das variáveis associadas sobre a região Sul-Sudeste da América do Sul simulado pelo modelo MCGA CPTEC/COLA, identificando as fontes de umidade para a região.

1.4.2 Objetivos Específicos

O trabalho foi dividido em duas etapas:

a) Realizar análises do balanço hídrico mensal climatológico e das variáveis associadas (precipitação, evapotranspiração, runoff, convergência do fluxo de umidade, umidade no solo, campos de fluxo de umidade e campos de ventos) nos resultados de uma simulação de 10 anos com o MCGA CPTEC/COLA para estudar seus ciclos anuais e interanuais simulados.

b) Realizar análises do balanço hídrico e das variáveis associadas nos anos El Niño 82/83 e La Niña 88/89 nas estações da primavera e verão utilizando os resultados da simulação anterior correspondentes a estes anos. Estas estações do ano foram escolhidas

por apresentarem, climatologicamente, intensa convecção sobre a Amazônia e Brasil Central (verão), e formação de CCM (primavera).

Algumas variáveis foram comparadas com dados das Reanálises do National Center for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) (Kalnay et al. 1996). A precipitação simulada foi comparada com a climatologia mensal para 1961 – 1990 do Climatic Research Unit (CRU) (New et al., 1999; 2000).

As análises dos resultados das simulações permitiram também conhecer os resíduos no balanço hídrico sobre a área em estudo. Foram discutidos os processos que afetam o balanço nessa área, como cada variável participa no balanço, e os processos de transporte de umidade envolvidos.

CAPITULO II

ELEMENTOS TEÓRICOS E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 As Equações do Balanço Hídrico na Atmosfera e na Superfície Continental

Os processos que ocorrem no ciclo hidrológico podem ser representados em diferentes tipos de diagramas, como os mostrados nas figuras 2.1 e 2.2. Eles permitem ver que o mesmo pode ser dividido em duas partes:

- a) uma componente atmosférica
- b) uma componente terrestre

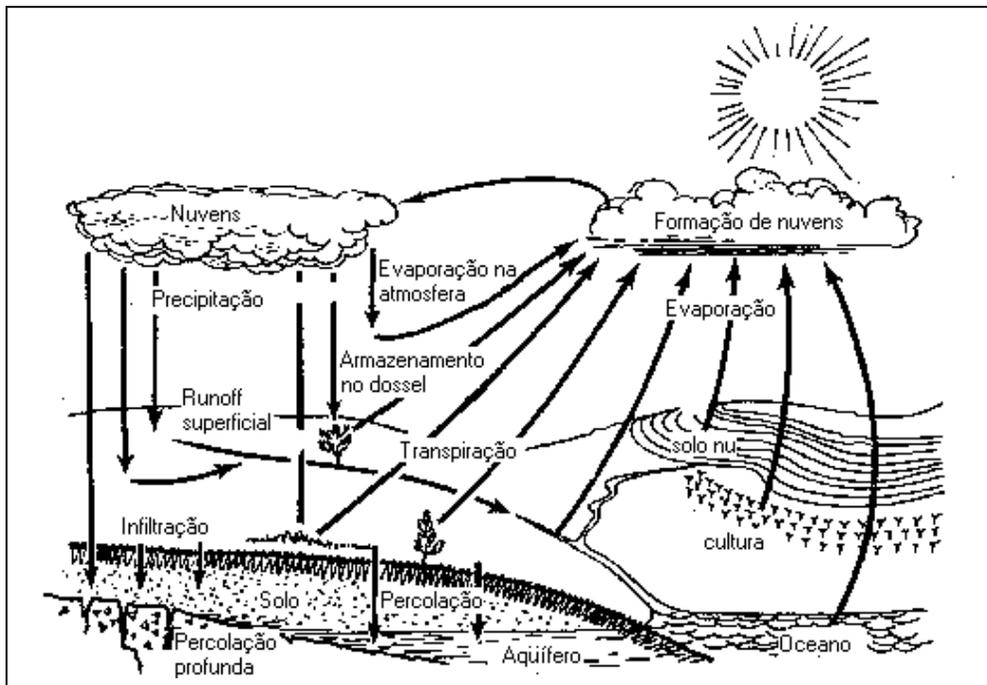


Figura 2.1: Diagrama esquemático das componentes terrestre e atmosférica do ciclo hidrológico
FONTE: Chow, 1964

A componente terrestre, alvo de estudo da hidrologia clássica, considera o movimento e armazenamento de água em suas diferentes formas em oceanos e continentes, sendo a evapotranspiração considerada uma saída enquanto que a precipitação constitui a principal entrada do sistema. A parte atmosférica considera o transporte de água na

forma de vapor através da mesma. Aqui a precipitação é considerada como a saída, e a entrada é dada pela evapotranspiração.

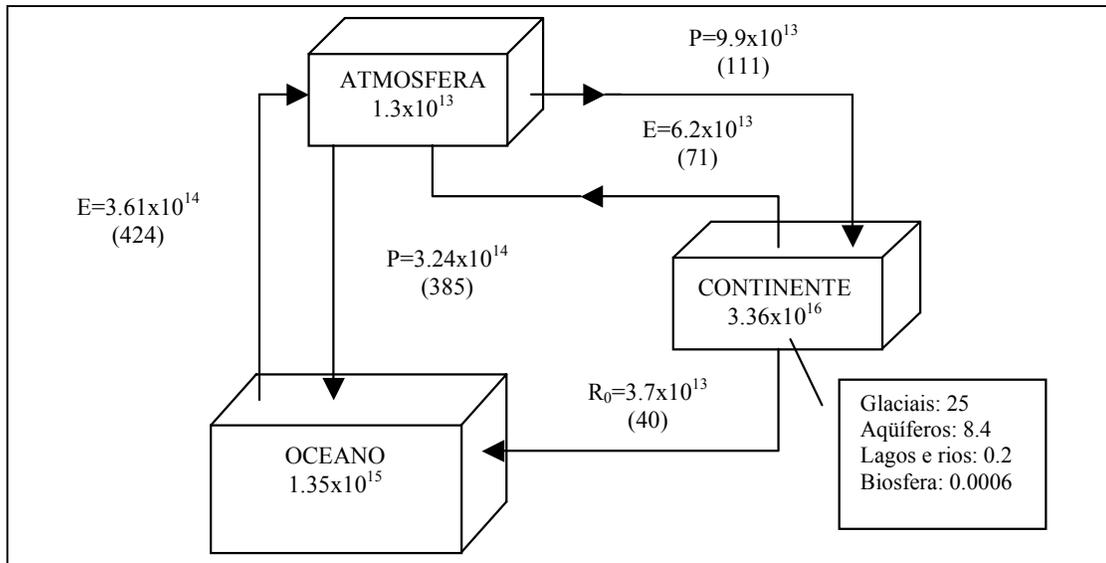


Figura 2.2: Diagrama quantitativo de água armazenada em oceanos, continentes e atmosfera, e as quantidades intercambiadas anualmente entre os diferentes reservatórios através da evaporação, precipitação e “runoff”. (Estimadas por Peixoto e Kettani, 1973 em m³ ano⁻¹, e , entre parêntesis, por Baumgartner e Reichel, 1975)
FONTE: Peixoto e Oort, 1992.

Em ambas partes podem-se estabelecer as equações matemáticas que regem o desenvolvimento do balanço hídrico, tendo em conta as componentes correspondentes. A seguir são mostradas as equações de acordo com a teoria de Peixoto e Oort (1992).

Na parte terrestre o modelo do balanço hídrico é obtido aplicando o princípio de continuidade para uma dada região:

$$S = P - E - R_o - R_u \quad (2.1)$$

S: taxa de armazenamento

P: taxa de precipitação

E: evaporação

R_o : “runoff” superficial

R_u : “runoff” subterrâneo

Se a região considerada é suficientemente grande o escoamento subterrâneo será geralmente muito pequeno e pode ser desprezado ao considerarmos as médias temporais ($\bar{\quad}$) e espaciais ($[\quad]$):

$$[\bar{S}] = [\bar{P} - \bar{E}] - [\bar{R}_o] \quad (2.2)$$

Além disso, para grandes períodos de tempo pode se considerar que a taxa de variação no armazenamento médio é desprezível, e a equação fica reduzida a:

$$[\bar{P} - \bar{E}] = [\bar{R}_o] \quad (2.3)$$

Na parte atmosférica o modelo apresenta um balanço de vapor de água, considerando o transporte do mesmo e a equação da continuidade. Considerando a água precipitável numa coluna atmosférica (W), obtém-se a vazão atmosférica de vapor de água (Q) a qual pode-se dividir em duas componentes, uma zonal e uma meridional:

$$\begin{aligned}
W_{(\lambda,\phi,t)} &= \int_0^{P_0} q \frac{dp}{g} \\
Q_{(\lambda,\phi,t)} &= \int_0^{P_0} qV \frac{dp}{g} = Q_\lambda \hat{i} + Q_\phi \hat{j} \\
Q_\lambda &= \int_0^{P_0} qu \frac{dp}{g} = \langle qu \rangle \frac{P_0}{g} \\
Q_\phi &= \int_0^{P_0} qv \frac{dp}{g} = \langle qv \rangle \frac{P_0}{g}
\end{aligned} \tag{2.4}$$

$W(\lambda, \phi, t)$: Quantidade de água contida numa coluna de ar de área unitária estendendo-se desde a superfície da terra até o topo da atmosfera.

$Q(\lambda, \phi, t)$: Transporte de umidade

q : umidade específica

P_0 : Pressão na superfície

g : aceleração da gravidade

$V = (u, v)$: velocidade do vento e suas componentes zonal (u) e meridional (v).

A equação de balanço do vapor de água pode expressar-se, tendo em conta a equação da continuidade, por:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot qV + \frac{\partial(q\omega)}{\partial p} = s(q) + D \tag{2.5}$$

$s_{(q)}$: termo fonte associado com mudanças de fases

D : difusão molecular e turbulenta através das fronteiras

ω : velocidade vertical

O termo fonte pode ser considerado como:

$$s(q) = e - c \tag{2.6}$$

e : taxa de evaporação

c : taxa de condensação

Considerando a equação de balanço para a fase condensada, onde:

$$S_{(q_c)} = -S_{(q)} \quad (2.7)$$

q_c : fase condensada (líquida e sólida)

e como o processo difusivo é desprezível, ter-se-á:

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} + \nabla \cdot q_c V + \frac{\partial(q_c \omega_c)}{\partial p} = -(e - c) \quad (2.8)$$

ω_c : velocidade vertical das partículas condensadas

Da soma das equações 2.5 e 2.8 obtêm-se a expressão para avaliar o conteúdo de água total em toda a atmosfera:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q V + \frac{\partial(q \omega)}{\partial p} + \frac{\partial q_c}{\partial t} + \nabla \cdot q_c V + \frac{\partial(q_c \omega_c)}{\partial p} = \quad (2.9)$$

Integrando verticalmente entre o topo da atmosfera e a superfície da terra o resultado é a equação do balanço para toda a água na atmosfera

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot Q + \frac{\partial W_c}{\partial t} + \nabla \cdot Q_c + P = E \quad (2.10)$$

W_c : quantidade de água condensada em uma coluna de atmosfera

Q_c : Transporte horizontal de água condensada

Onde geralmente pode-se considerar que:

$$\begin{aligned} \frac{\partial W_c}{\partial t} &< \frac{\partial W}{\partial t} \\ Q_c &< Q \end{aligned} \quad (2.11)$$

Desta forma a equação com média no tempo pode ser reduzida para:

$$\frac{\partial \bar{W}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{Q} = \bar{E} - \bar{P} \quad (2.12)$$

Mostrando que o excesso de evaporação na superfície terrestre é compensado pelo armazenamento e transporte na atmosfera.

Considerando agora os valores médios espaciais para uma área escolhida, chega-se a:

$$\left[\frac{\partial \bar{W}}{\partial t} \right] + [\nabla \cdot \bar{Q}] = [\bar{E} - \bar{P}] \quad (2.13)$$

Esta pode ser escrita, para análises regionais, fazendo uso do teorema de Gauss, na seguinte forma:

$$\left[\frac{\partial \bar{W}}{\partial t} \right] + \frac{1}{A} \oint (\bar{Q} \cdot n) d\gamma = [\bar{E} - \bar{P}] \quad (2.14)$$

A: área da região

n: vetor unitário normal

Através da equação 2.13 e a 2.3, obtida para a parte terrestre, pode se ver que existe uma conexão entre ambas partes no ciclo hidrológico:

$$\begin{aligned} [\bar{P} - \bar{E}] &= [\bar{R}_0] \\ [\bar{E} - \bar{P}] &= \left[\frac{\partial \bar{W}}{\partial t} \right] + [\nabla \cdot \bar{Q}] \end{aligned} \quad (2.15)$$

2.2 Modelo MCGA CPTEC/COLA

Nos modelos utilizados para simulações, cada uma das componentes do balanço hidrológico é calculada a partir de parametrizações a fim de representar os efeitos que os processos com uma escala de subgrade possuem sobre a escala maior. Diferentes tipos de parametrizações são utilizados nos modelos em geral. A seguir é apresentado o

modelo MCGA CPTEC/COLA, e no apêndice A são mostradas as parametrizações deste modelo relevantes para o estudo.

O Modelo de Circulação Global Atmosférico (MCGA) utilizado no Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) é uma versão modificada do modelo espectral utilizado no Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA). Os dados utilizados no presente trabalho correspondem a resultados de uma simulação com este modelo, utilizando-o com uma resolução T62L28, ou seja truncamento triangular de 62 ondas na coordenada horizontal e 28 níveis na vertical.

As parametrizações dos processos físicos na superfície são aquelas do modelo Simplified SiB (Simplified Biosphere Model, Sellers et al., 1986), desenvolvido por Xue et al. (1991) e denominado SSiB. A física dos processos de convecção profunda é representada no modelo através do esquema de Kuo (1974). O esquema de difusão vertical na camada limite planetária utilizado é o de Mellor e Yamada (1982). A radiação de onda curta é resolvida através do esquema de Lacis e Hansen (1974) modificado por Davies (1982), e a da onda longa através da formulação desenvolvida por Hashvardhan et al. (1987). A influência das nuvens na radiação é considerada utilizando um esquema híbrido, baseado no esquema de previsão de nuvens de Slingo (1987), e aquele utilizado no National Center for Atmospheric Research Community Climate Model 2 (NCAR CCM2) (Kihel et al., 1994).

O modelo utiliza como condições iniciais na superfície a temperatura superficial sobre continentes e oceanos, cobertura de gelo no mar, umidade do solo, albedo superficial e profundidade de neve. Estas condições de contorno são ingressadas como valores climatológicos nas condições iniciais, com exceção da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) que são dados mensais observados. Os dados de temperatura superficial e umidade de solo são tomados de Willmott et al. (1985), os de profundidade de neve são baseados no albedo superficial interpolado sobre dados iniciais na rodada do modelo (Kinter et al. 1997). A concentração de Ozônio é interpolada de uma tabela climatológica com valores para cada estação, e o Dióxido de Carbono é considerado constante em 345 ppm. Na fronteira superior a condição de contorno considerada é do

tipo cinemática, exigindo que a velocidade vertical no topo da atmosfera seja nula a fim de conservar a massa (Kinter et al. 1997).

2.3 Revisão Bibliográfica

2.3.1 Escala Global

Os modelos climáticos tem sido utilizados em simulações e previsões, e há uma enorme necessidade de conhecer a adequação das suas respostas à realidade, e a sensibilidade dos mesmos com respeito às parametrizações. Vários autores têm analisado os produtos de diferentes modelos, realizando comparações com dados observados disponíveis (eg. Cess et al. 1990; Boer et al. 1992; Lau et al. 1996).

Lau et al. (1996) apresentaram os resultados do AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) sobre as variáveis hidrológicas de vários modelos globais. O fechamento do balanço hídrico foi analisado a partir da diferença P-E sobre o globo todo e parcialmente sobre oceanos e continentes, sendo encontrados grandes desbalanços em alguns dos modelos. Os produtos dos modelos analisados indicaram qualitativamente o desempenho dos oceanos como fonte de umidade e dos continentes como sumidouro. No estudo da distribuição de frequências de chuvas foram detectados erros sistemáticos na simulação provavelmente associados com as chuvas estratiformes e a convecção rasa que os modelos não reproduzem adequadamente.

Hack et al. (1998) estudaram aspectos hidrológicos e termodinâmicos a partir de mudanças nas parametrizações do modelo do National Center for Atmospheric Research Community Climate Model (NCAR CCM3), obtendo um ciclo anual mais fraco nos processos hidrológicos continentais o que melhorou a fidelidade da simulação climática global. Os resultados foram analisados em termos de ciclos anuais de água precipitável e da diferença E-P, sendo comparados com climatologias obtidas a partir de dados observados. A água na atmosfera em forma de nuvem também foi avaliada a partir dos ciclos anuais de nebulosidade total, água líquida e da ação de nuvens na radiação de onda curta, e comparada com observações de satélites. Foram estudadas as variações, devido às mudanças nas parametrizações, na evolução dos ciclos anuais climatológicos

da precipitação e evaporação simuladas. Além dos ciclos anuais climatológicos das variáveis estudadas foram apresentadas distribuições médias zonais das mesmas para as estações de verão e inverno e perfis verticais de umidade específica e temperatura na atmosfera que foram comparados com radiosondagens em estações escolhidas.

Ducharne e Laval (2000) estudaram a influência de modificar a capacidade de armazenamento de água (WHC) no solo sobre o ciclo hidrológico simulado pelo GCM do Laboratoire de Meteorologie Dynamique (LMD GCM). Os autores buscaram diminuir as grandes precipitações que o modelo mostrava sobre os desertos e para isso, considerando que elas são um reflexo das altas evapotranspirações, utilizaram diferentes valores da WHC de água no solo. Eles encontraram que um incremento na WHC provoca um incremento na evaporação anual média. Através dos experimentos de sensibilidade foi mostrado que as mudanças na evapotranspiração, e então as mudanças na WHC, condicionam as mudanças no ciclo hidrológico. As mudanças na WHC para uma forma mais realista aumentaram a adequação da simulação do ciclo hidrológico, mas permaneceram ainda alguns erros sistemáticos no modelo.

Dirmeyer (2000) utilizou o modelo do Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA) com o simplified Simple Biosphere Model (SSiB) acoplado para avaliar as melhoras que produz na simulação a utilização de um conjunto de dados de umidade de solo interativo como o fornecido pelo Global Soil Wetness Project (GSWP). Estes dados foram obtidos da simulação com diferentes esquemas de superfície continental (Land Surface Scheme, LSS) desenvolvida no ISLSCP (International Satellite Land-Surface Climatology Project) Initiative I. Estas simulações envolveram a utilização de forçantes meteorológicas observadas e analisadas e utilizaram o mesmo mapa básico de vegetação. Além disso utilizaram diferentes parâmetros do solo e da vegetação que representam os mesmos processos. O autor realizou três experimentos para os anos 1987 e 1988. O primeiro caso, utilizado como controle, foi inicializado com os dados de umidade de solo do GSWP. O segundo também inicializado com estes dados, mas reatualizados a cada cinco dias. O terceiro caso foi igual ao segundo mas utilizando os dados de umidade do solo do ano 1987 na integração do ano 1988 e vice-versa, a fim de avaliar a variabilidade interanual. Os resultados mostraram uma melhora na simulação

globalmente e regionalmente, a qual foi medida através de correlações com observações. A re-atualização das condições de umidade a cada cinco dias atuou corrigindo tendências irrealistas na modelagem.

2.3.2 Escala Regional

O balanço hídrico tem sido avaliado em diferentes bacias a partir dos produtos de modelos globais e regionais, e em alguns estudos há sua comparação com dados observados.

Lau et al (1996) no seu estudo de intercomparação de processos hidrológicos em GCMs, analisou o balanço de água regional e de “runoff” (escoamento de água no continente) em algumas regiões do globo associadas a importantes bacias. O balanço regional foi implementado através da diferença P-E, estudando-se as séries temporais da mesma. Durante a estação chuvosa P-E é grande e positivo, implicando em um saldo de umidade dentro da bacia e fornecendo um grande “runoff”. Na estação seca a superfície continental atua como fonte de umidade e a evapotranspiração excede à precipitação. Em regiões onde P-E se mantém negativo por grande parte dos dez anos simulados, como no norte da Austrália, o autor conclui existir uma simulação irreal dos processos. Em outras regiões, como a da Amazônia, P-E foi positiva durante quase todo o ano, indicando o controle exercido por forçantes remotas através do transporte de umidade desde os oceanos adjacentes.

O “runoff” foi comparado com dados observados de vazão no trabalho de Lau et al. (1996) a fim de avaliar o balanço de água na escala continental. A saída de “runoff” em cada ponto de grade, calculada como a diferença P-E, é propagada até o ponto de descarga (onde ocorre a vazão) utilizando o modelo de Liston et al. (1994), o qual fornece a direção e a velocidade do fluxo em cada célula de grade baseado na topografia. As bacias analisadas nesse trabalho foram a do Mississippi e a do Amazonas. Os autores encontraram que em geral os modelos avaliados conseguem reproduzir a fase da descarga observada, mas existiu, em média, uma grande diferença entre os valores máximos e do tempo de pico nos hidrogramas.

Berbery et al. (1996) estudaram os processos hidrológicos na escala continental sobre os Estados Unidos da América do Norte utilizando o modelo regional Eta. Foram avaliados os campos de precipitação mensais no verão e no inverno. As comparações com valores observados foram realizadas a partir de uma interpolação dos resultados do modelo nos pontos das localizações das estações, encontrando que os produtos do modelo produzem padrões mensais de precipitação semelhantes aos observados. Utilizando os produtos do modelo foi analisado o ciclo diurno do fluxo de vapor de água, a estrutura vertical do campo de fluxo meridional e as componentes transientes e estacionárias do mesmo.

Delimitando uma bacia idealizada para o Rio Mississippi, Berbery et al. (1996) realizaram estimativas da convergência de vapor de água sobre a mesma, e a partir desta informação e da precipitação média espacial estimaram os valores de evapotranspiração, obtendo as componentes do balanço hídrico na área. As equações utilizadas foram aquelas de Peixoto e Oort (1992) especificadas na seção 2.1. Os autores encontraram que os campos de precipitação simulados foram similares aos observados. O modelo gerou um jato em baixos níveis a Leste das Montanhas Rochosas no verão, com o máximo transporte de umidade durante a noite. Os cálculos da divergência de vapor de água na bacia mostraram um ciclo sazonal esperado, com o máximo em Fevereiro e um mínimo em Agosto.

No trabalho de Bonan (1998) foram analisados os produtos obtidos do acoplamento do modelo NCAR Land Surface Model e o NCAR Community Climate Model. O ciclo hidrológico anual foi analisado em termos da precipitação e “runoff” em algumas bacias escolhidas. O autor encontrou que em algumas bacias foi possível obter uma boa simulação, em termos de precipitação anual e “runoff”, em geral melhor na precipitação do que no “runoff”. A existência de um “bias” frio na temperatura do ar à superfície pareceria estar mais relacionada com uma baixa evapotranspiração anual do que com a excessiva infiltração, apesar de que a temperatura do ar simulada é muito sensível à parametrização da infiltração. Seguindo essa discussão, a precipitação pode infiltrar no solo, e então o “runoff” pode ser subestimado, e assim o solo úmido fornecer um alto fluxo de calor latente que resfria a superfície. Ou se a precipitação escoar, o solo seco estabelece uma superfície quente. As análises sazonais das variáveis do ciclo

hidrológico para as diferentes bacias, mostraram que o modelo teve um comportamento como o esperado, mostrando coerência no desenvolvimento temporal da umidade no solo, precipitação e evaporação.

Betts et al. (1998) fizeram uso dos dados de reanálises do ECMWF para obter o balanço hídrico e de energia na bacia do Red River no Arkansas – USA. Foi notado que além do ciclo hidrológico estar bem representado devido às quatro camadas de solo do modelo, existia um baixo “bias” na evaporação em Junho e um alto “bias” em Outubro talvez associados com a impossibilidade de reproduzir o ciclo sazonal na vegetação. Foram achados erros no ciclo diário termodinâmico na superfície, no valor da temperatura mínima e na radiação de onda longa que chega à noite assim como no ciclo diário da razão de mistura. O ciclo diário da precipitação também mostrou erros, talvez relacionados com os achados na razão de mistura ou com a parametrização convectiva utilizada.

O “runoff” modelado e a vazão observada na escala mensal foram comparados utilizando valores médios entre 1985 e 1990, no trabalho de Betts et al. (1998). Foi encontrado que em geral o hidrograma do “runoff” modelado é muito mais suave do que aquele observado, estando o “runoff” caracterizado pelo fluxo das camadas profundas. Estas diferenças entre a observação e os resultados do modelo seriam causadas pela parametrização utilizada pelo modelo na contribuição do “runoff” à umidade do solo. Ela é tal que na simulação realizada só se obtém fluxo de base (associado ao fluxo das camadas profundas) sem que exista “runoff” superficial.

Berbery e Rasmusson (1999) utilizaram as formulações de Peixoto e Oort (1992) para avaliar o balanço de umidade na bacia do Mississippi. Eles utilizaram os dados obtidos da simulação com o modelo Eta para esta avaliação, realizando uma comparação entre os produtos da precipitação prognosticada para 12-36 horas e uma rede de estações na bacia. Foi encontrada uma boa correspondência entre os dados observados e os resultados do modelo, mas este apresentou um “bias” seco no centro da América do Norte durante o verão e o inverno. As correlações entre ambas precipitações foram de 0,56 no verão e de 0,87 no inverno. As diferenças entre observações e simulações foram

reduzidas ao utilizar a precipitação média sobre a área, mostrando que em geral o modelo captura a variação sazonal nesta variável. O ciclo diário simulado foi consistente com outros estudos sobre a região central dos Estados Unidos da América do Norte. A evaporação média sobre a bacia foi estimada a partir das equações de Peixoto e Oort (1992) como um resíduo entre a precipitação observada, a convergência do fluxo de umidade, médios, e a mudança local do armazenamento de água na atmosfera, calculado como água precipitável. O balanço de umidade foi realizado através do cálculo da convergência do fluxo de umidade verticalmente integrado, sendo feito um estudo dos campos mensais sazonais e do ciclo anual do mesmo. A variabilidade diurna da convergência do fluxo de umidade, no verão, foi mostrada através de seções verticais em 30°N da componente meridional do fluxo e de mapas de convergência do fluxo de umidade verticalmente integrado, calculados para o dia (06 UTC) e para a noite (18 UTC).

Os resultados encontrados por Berbery e Rasmusson (1999) mostraram que o modelo Eta é uma ferramenta útil nos estudos climáticos regionais, sendo que o balanço de umidade analisado com esse modelo para bacias da ordem de $5 \times 10^5 \text{ km}^2$ apresenta uma consistência interna semelhante à obtida para bacias da ordem de $2 \times 10^6 \text{ km}^2$, comparando com observações de radiosondagens (Rasmusson, 1968).

No seu trabalho Oki et al. (1999) indicaram que a adequação da simulação da umidade do solo pode ser avaliada a partir do “runoff” gerado pelo modelo de superfície propagando-o até os pontos de observação. Foi analisada a influência da propagação na estimativa do “runoff” através de testes estatísticos, como a rms (“root mean square”), o coeficiente de regressão e o “bias”. Em geral as estimativas mensais são melhoradas pela propagação. Na escala anual encontrou-se uma pequena melhora no “bias”, o que indicaria que a propagação do “runoff” afeta muito pouco o balanço de água na escala anual sendo então factível de comparação os valores de “runoff” fornecidos pelo modelo com os de vazão observados. A comparação de “runoff” mensais não forneceria uma boa forma de avaliar o comportamento do modelo de superfície (LSM) já que incorporaria incertezas inerentes da propagação junto com aqueles da própria parametrização. Estes modelos de superfície (LSM) são modelos que descrevem o fluxo

entre a superfície continental e a atmosfera e a mudança de variáveis de estado na superfície continental. Em geral foi detectado que os produtos dos modelos de superfície (LSM) tendem a subestimar os “runoff” anuais. Uma das causas da diferença é a desagregação (tipo de interpolação no tempo) da precipitação mensal em precipitação de 6 horas que afetaria a divisão da chuva em convectiva e estratiforme.

Betts e Viterbo (2000) estudaram o balanço hídrico da bacia do Rio Mackenzie - USA a partir dos dados do modelo de pronóstico do ECMWF, utilizando valores médios para os pontos de grade com intervalo de tempo horário. Nesse trabalho também foi encontrado um desbalanço devido ao “spinup” no ciclo hidrológico modelado. A comparação da precipitação com dados observados mostrou que existe uma superestimativa da mesma no modelo, consistente com o excesso de evapotranspiração que foi simulado na primavera e verão quando a evaporação proveniente da neve foi superestimada. O “runoff” simulado pelo modelo consistiu exclusivamente daquele proveniente das camadas profundas do solo, já que devido a uma inadequada representação da precipitação à escala de subgrade a parametrização do “runoff” superficial não foi ativada. Além do pico do hidrograma encontrar-se adiantado um mês na primavera, o “runoff” simulado foi comparável com a vazão climatológica observada. Para avaliar a evapotranspiração simulada na escala anual, realizaram sua comparação com valores obtidos da diferença entre a precipitação e a vazão observadas, ignorando as mudanças no armazenamento de água na bacia. A variação temporal da umidade integrada na coluna de solo, no trabalho de Betts e Viterbo (2000), mostrou um decréscimo irreal no inverno quando a drenagem do solo profundo continuou, mesmo ainda estando gelado.

Roads e Betts (2000) encontraram a existência de um “bias” na simulação do ciclo hidrológico nos dados de reanálises do ECMWF, estudando o mesmo sobre a bacia do Mississipi, comparando-o com dados observados. Os autores realizaram uma comparação dos balanços de água e energia obtidos a partir dos dados de reanálises do NCEP/NCAR e do ECMWF. Eles mostraram, além das variações temporais das componentes do balanço, as variações temporais das anomalias nas mesmas. Encontraram que a precipitação, o “runoff” e a evaporação nos dados do NCEP/NCAR

eram muito grandes ao compará-las com observações; enquanto que o “runoff” do ECMWF foi muito pequeno. Todas as diferenças encontradas seriam causadas por limitações nas parametrizações utilizadas pelos modelos. As anomalias na forçante hidrológica residual nos modelos (componente artificial do balanço), resultaram ter a mesma magnitude da variabilidade anual o que impediu determinar a colaboração da hidrologia e do balanço de energia nas variações de temperatura e de precipitação.

2.3.3 Bacia do Rio da Prata

Berbery e Mechoso (2000) destaca a importância do estudo do ciclo hidrológico na Bacia do Rio da Prata, comparando-a com a Bacia do Mississipi, amplamente estudada, afim de aproveitar a experiência obtida nesta última para atingir um melhor conhecimento do ciclo na Bacia do Rio da Prata. Ambas bacias apresentam uma importante entrada de umidade desde a região Tropical, favorecida por corredores de altos ventos meridionais formados a leste de um obstáculo orográfico. Apesar das similitudes nestes padrões o autor consegue mostrar algumas diferenças no comportamento de ambas bacias. O Rio da Prata apresenta uma descarga maior que a do Rio Mississipi, podendo apresentar enchentes em qualquer momento do ano, o que estaria relacionado com o diferente comportamento que apresentam dois de seus tributários, o Rio Paraná e o Uruguai.

Poucos estudos tem sido realizados analisando o ciclo hidrológico sobre a área de interesse. Em 1981 Virji em seu trabalho de análises de padrões de circulação sobre a América do Sul identificou um mecanismo de transporte de umidade desde os trópicos até altas latitudes. Rasmusson e Mo (1996) ao estudarem o fluxo de vapor de água no Hemisfério Sul determinaram a existência de um jato em baixos níveis a leste dos Andes, que atua como um corredor de umidade entre a Amazônia e a Argentina. Além disso, os estudos de precipitações nesta área tem mostrado que os máximos eventos ocorrem com maior frequência durante a noite, o que, de acordo com Velasco e Fritsch (1987), são devidos em grande parte à atuação dos Complexos Convectivos de Mesoescala.

Seguindo propostas do CLIVAR (Climate Variability & Predictability – World Climate Research Programme), de variabilidade climática sobre América do Sul, Nogués-Paegle e Berbery (2000), sugerem que existe um alto potencial de previsibilidade no jato de baixos níveis em Janeiro, assim como dos padrões de precipitação associados a ele. A hipótese é de que o comportamento do jato encontra-se afetado pela posição e intensidade dos ventos alísios e do Anticiclone do Atlântico, influenciando o incremento de precipitação na parte austral da Bacia Del Plata. Na escala interanual o jato em baixos níveis mostraria-se influenciado pelas temperaturas no mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico, respondendo ao deslocamento da célula de Walker durante a fase quente do ENSO, e ao enfraquecimento da ZCAS durante o acontecimento de altas temperaturas no Atlântico.

Berri e Inzunza (1993) estabeleceram uma relação entre os padrões no balanço hídrico regional e o jato em baixos níveis, através de um estudo de modelagem., fazendo uso do University of Utah Mesoscale Model (Paegle e McLawhorn, 1983). Os autores acharam que o modelo reproduz os ocorrências do Jato em baixos níveis com mais frequência que a observada, talvez devido a limitações na especificação das condições iniciais e à baixa resolução horizontal empregada. O cálculo do transporte de vapor de água através de uma seção vertical em 26°S mostrou que, durante os casos em que houve ocorrência do Jato em baixos níveis, toda a região estava dominada por um transporte de umidade desde o norte com máximos valores a 300 metros de altura e ao Oeste de Resistência (Argentina). Nos casos em que o jato não aparecia, o transporte resultou ser desde o sul. Eles mostraram que o jato possui um alto potencial de previsão e um grande impacto no transporte de umidade para o sul.

Nogués-Paegle e Mo (1997) estudaram a variação intra-sazonal das precipitações devida à ZCAS, determinando a existência de um “seesaw” associado com as mudanças existentes no jato em baixos níveis. Estes autores mostraram que uma forte atividade convectiva na região da ZCAS está associada com déficits na precipitação nas planícies subtropicais da América do Sul, e que quando a ZCAS é fraca a precipitação naquela região aumenta. Foi mostrada também a função do jato em baixos níveis no transporte de umidade desde a região Tropical da América do Sul para o Centro da Argentina e Sul

do Brasil. O jato em baixos níveis afetaria o ciclo hidrológico na região Sul/Sudeste, sendo então necessário atingir uma adequada resolução dele nos modelos numéricos.

Rao et al. (1996) desenvolveram um estudo das características do fluxo de vapor de água sobre a América do Sul onde é mostrado um alto conteúdo de vapor de água no verão na região da ZCAS no Sudeste do Brasil e altos valores de água precipitável sobre a região da Amazônia. No inverno as áreas com maior água precipitável encontraram-se no Noroeste da América do Sul. A variação sazonal de água precipitável sobre o continente foi encontrada ser maior que aquela sobre os oceanos, a qual é consistente com as variações de temperatura em 850 hPa discutidas pelos autores. O transporte de vapor de água ocorre principalmente para o Oeste nas baixas latitudes e para o Leste nas altas, sendo durante o verão dirigido do Oceano Atlântico para o continente. Os autores mostraram a importância do Oceano Atlântico em fornecer vapor de água à bacia da Amazônia. Salati e Vose (1984) e Salati (1987), observaram a reciclagem de metade da precipitação, que volta para a atmosfera como evapotranspiração. Outro importante padrão identificado em Rao et al (1996) foi o transporte de vapor de água para o Sudeste sobre o centro da América do Sul, o qual foi mais importante durante Janeiro que em Julho. O transporte de vapor de água pelos transientes foi encontrado principalmente em latitudes médias e com maior intensidade em Julho. A divergência do fluxo de vapor de água verticalmente integrado mostrou uma área de convergência no centro do Brasil em Janeiro, no Nordeste do Brasil em Abril e no Noroeste da América do Sul em Julho; coincidindo com as regiões de alta convecção nesses meses. A partir da divergência de vapor de água verticalmente integrada e da precipitação, os autores estimaram a evaporação como proposto por Rasmusson (1967), o qual define a divergência do fluxo de umidade, para áreas maiores de $20 \times 10^5 \text{ km}^2$ e com escalas temporais mensais ou maiores, como:

$$-\nabla \cdot \bar{Q} = \bar{P} - \bar{E} \quad (2.20)$$

$-\nabla \cdot \bar{Q}$: média sobre a área da divergência do fluxo de umidade

\bar{P} : Precipitação média na área

\bar{E} : Evapotranspiração média sobre a área

Labraga et al (2000) buscaram vincular o ciclo de vapor de água na América do Sul à circulação troposférica. Fazendo uso dos dados de reanálise do NCEP aplicaram as equações de Peixoto e Oort (1992) com o fim de avaliar o balanço, tendo em conta tanto a convergência horizontal como vertical do fluxo de umidade. Foi determinado que, na escala anual, nas áreas oceânicas o balanço é quase satisfatório, enquanto que nas regiões de topografia elevada existia um desbalanço considerável. Os autores sugerem que este desbalanço poderia ser devido a erros no esquema de diferenças finitas utilizado e ao procedimento de interpolação nos níveis de pressão aplicados. Os campos de precipitação mostraram estar bem simulados, reproduzindo adequadamente as principais características sobre a América do Sul. O mesmo acontece com os campos de conteúdo de vapor de água na atmosfera. Ao considerar os valores médios espaciais anuais sobre a região da precipitação e a evaporação, as mesmas mantiveram-se quase semelhantes e fazendo com que o continente se comportasse como um sumidouro de umidade durante todo o ano. No estudo da taxa de evaporação, encontraram que sobre a região de ZCAS não existe um máximo relativo durante o verão, significando que a evaporação local não é a principal causa dos máximos na precipitação nesta época, o que foi confirmado ao analisar os campos do fluxo de umidade. Segundo os autores o fluxo de umidade estacionário teria uma grande influência nas máximas precipitações sobre a ZCIT e nas encostas da região norte dos Andes durante todo o ano; na Bacia do Amazonas, na região Sudeste da América do Sul e na região de ZCAS durante o verão; e na encosta Oeste dos Andes no inverno. Por sua vez o fluxo transiente de umidade apresentou uma importância comparável com o estacionário sobre algumas regiões oceânicas e continentais, tais como a região de ZCAS.

O estudo do balanço hídrico na região Sul/Sudeste da América do Sul encontra sua principal dificuldade na carência de dados, demonstrado por Wang e Peagle (1996) que chegaram a diferentes conclusões sobre a convergência ou divergência de umidade na área, dependendo do conjunto de dados de análises utilizado. Foi mostrado existir diferenças na estimativa da divergência de umidade calculada através dos dados do ECMWF e do NMC, equivalentes a uma incerteza na diferença E-P da ordem de 7 cm/mês sobre a América do Sul e de 3 cm /mês sobre os Estados Unidos. Os autores

acharam que estes erros estão vinculados com incertezas na análise dos campos de ventos, principalmente com o jato em baixos níveis e seu ciclo diurno, o qual possui uma significativa variação na escala sinótica e mensal explicando grande parte da variabilidade no balanço de água nas regiões estudadas.

Gonzalez e Barros (1998) buscaram determinar a relação existente entre a convecção tropical e o período final das condições úmidas na região subtropical aplicando Análises de Componentes Principais a dados de Radiação de Onda Longa (OLR), obtidos de satélites, e de precipitação observados. Os autores mostraram a existência de uma correlação negativa entre a convecção no Brasil Central e a precipitação no Nordeste da Argentina, indicando a possível existência de subsidência compensadora nesta região. As chuvas no oeste da Argentina estariam também correlacionadas com a convecção tropical; indicando que a advecção direta desde o norte, ou outros mecanismos induzidos pela convecção tropical, superam a subsidência causada pela mesma.

Cavalcanti et al (2001a) estudaram a variabilidade interanual da precipitação sobre o Sul Sudeste da América do Sul, fazendo uso do modelo CPTEC/COLA. Os autores mostram no seu trabalho os padrões de anomalias na precipitação apresentados sobre a América do Sul, tanto dos resultados do modelo como dos dados de precipitação do CMAP (Xie e Arkin, 1997). Pode-se ver que durante a fase negativa do ENSO a região da Bacia do Rio da Prata que se encontra em latitudes mais baixas apresenta anomalias negativas na precipitação enquanto que na parte mais austral as anomalias são positivas. O contrário acontece durante a fase positiva do ENSO. Os padrões de anomalias foram bem representados pelo modelo nos anos com forçantes marcadas, anos El Niño e La Niña, e mais fracamente representados nos outros anos.

Chou e Justi da Silva (1999) realizaram a verificação de resultados do modelo Eta para a América do Sul. Eles avaliaram a precipitação prognosticada para o período de Fevereiro de 1987 a Janeiro de 1988. Utilizando dados observados sobre a América do Sul mostraram um comportamento do modelo similar àquele obtido sobre a América do Norte. O modelo apresentou uma maior discrepância entre as precipitações simuladas e

as observadas na medida em que aumentou a taxa de precipitação, subestimando as chuvas mais fortes.

Um estudo de simulação, com o modelo Eta, de um mês de verão e um de inverno foi apresentado por Chou et al. (1999). Nele foram comparados os resultados de precipitação com aqueles simulados pelo MCGA CPTEC/COLA e a precipitação observada. O modelo Eta foi integrado utilizando como condições iniciais os produtos do modelo CPTEC/COLA com o qual existiria alguma dependência na qualidade dos resultados obtidos com aquela dos produtos do modelo global. Os autores encontraram que o modelo regional simulou os campos de precipitações com mais detalhes e mais próximo do observado do que o modelo global. Os melhores resultados foram achados durante a condição seca, existindo subestimativa de precipitação na úmida. Isto estaria sugerindo uma deficiência no esquema convectivo utilizado pelo modelo e/ou no esquema de superfície.

Saulo et al. (2000) procuraram identificar o jato em baixos níveis (LLJ) nos produtos do modelo Eta. As análises foram desenvolvidas no período 1997 - 1998, identificado como El Niño. Eles mostraram uma avaliação da precipitação prognosticada para o período Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF) e o período Setembro-Outubro-Novembro (SON) sobre América do Sul com o modelo Eta, encontrando que existe um melhor prognóstico durante DJF. Ao avaliar a região ao sul de 15S encontraram que nessa região o modelo produz um prognóstico melhor que para o resto da América do Sul. Na circulação em baixos níveis foi identificado um padrão de convergência no campo de fluxo de vapor de água sobre a América do Sul ao sul de 20S. A leste dos Andes foi verificado que as componentes transiente e estacionária de tal fluxo possuem a mesma direção fortalecendo o campo e portanto o transporte de vapor de água. No balanço de umidade realizado a principal componente do fluxo de umidade foi Norte-Sul em baixos níveis, mostrando ser a principal fonte de umidade na área. Seguindo as equações de Rasmusson (1967), o campo de evapotranspiração é obtido em forma residual a partir dos dados de precipitações e os cálculos da divergência do fluxo de umidade. Os autores concluem que a evapotranspiração foi uma fonte muito pobre de umidade para a atmosfera neste período.

Berbery e Collini (2000) realizaram um estudo da variabilidade diurna no balanço hídrico e no jato em baixos níveis em 1997 (ano El Niño), em Novembro, mês de máxima atividade dos Complexos Convectivos de Mesoescala (Velasco e Fritsch, 1987). Nesse estudo foram utilizados os dados de simulação do modelo Eta para obter um conhecimento dos processos na região, já que não existe disponibilidade de dados para as análises do ciclo diário. Entretanto, com o fim de testar o desempenho do modelo na área utilizaram dados de precipitação observados em 400 pluviômetros esparsos na América do Sul e estimativas de satélite obtidas de Xie e Arkin (1997). A precipitação prognosticada para 12-36 horas do modelo apresentou grandes valores sobre o Nordeste do Brasil, que não condizem com dados observados ou estimativas por satélites, e um déficit no setor atlântico da ZCIT e no Noroeste do Brasil. Os valores máximos na região da Colômbia, América Central, setor pacífico da ZCIT foram reproduzidos pelo modelo. Também foi simulada a precipitação estendida sobre o Sudeste da América do Sul e a ZCAS. A comparação da precipitação simulada pelo modelo Eta com os valores observados mostra que existe uma subestimativa da precipitação sobre a área da bacia Del Plata, mas o grau de correlação obtido entre a observação e resultados do modelo é similar àquele encontrado na bacia do Mississipi para o mesmo modelo (Berbery e Rasmusson, 1999).

Berbery e Collini (2000) mostraram o fluxo de umidade em 950 hPa onde pode-se perceber os principais aspectos da circulação em baixos níveis. Sobre a bacia da Amazônia e o Oceano Atlântico tropical foi notado um fluxo forte de umidade associado com os ventos alísios. Também foram identificados fluxos importantes de umidade em direção ao Sul dentro da Amazônia, entre o Altiplano da Guiana e o Norte da Cordilheira dos Andes, a Leste desta Cordilheira, associada ao jato em baixos níveis (LLJ), e no Sudeste do Brasil. No oeste da Cordilheira dos Andes foi encontrado um fluxo para o Sul que não corresponderia à realidade, estando associado a problemas na representação da orografia. Os autores acharam que o jato em baixos níveis (LLJ) na América do Sul é potencialmente mais forte que aquele da América do Norte, apresentando algumas diferenças estruturais. A secção transversal do fluxo de umidade meridional em 20°S mostrou que o mesmo encontra-se concentrado abaixo do nível dos

700 hPa, com um máximo de $180 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ na camada 850 – 900 hPa. O fluxo de umidade associado com este jato ingressa na bacia Del Plata transportando umidade para o Sudeste e o Sul.

Os padrões de convergência de umidade e de precipitação simulados em Berbery e Collini (2000) mostraram um ciclo diurno coerente com máximos noturnos esperados na precipitação mas com erros na magnitude destes. Estes máximos encontraram-se relacionados com o incremento noturno da forçante dinâmica exercida pelo jato em baixos níveis. O estudo mostrou um máximo noturno na precipitação centrado na bacia do Rio da Prata e um máximo diurno no sul desta bacia ao longo do LLJ. O ciclo diurno da precipitação sobre o Brasil não foi bem representado. Os autores acham que a representação incorreta do ciclo diurno da precipitação nos trópicos poderia produzir uma subsidência fora de tempo nos subtropicais. Com o fim de entender os processos forçantes da precipitação os autores utilizaram a energia convectiva potencial disponível (CAPE), como um indicador da convecção, e a velocidade vertical em 500 hPa, como representativa dos processos dinâmicos de grande escala. Estes indicadores foram mostrados em um diagrama de Hovmoeller com o objetivo de analisar os ciclos diurnos médios na banda de 25°S até 30°S. Os resultados mostraram um máximo na atividade convectiva perto das 19:00 horas locais. Para mostrar o ciclo diurno na convergência de umidade foi calculada a convergência média do fluxo de umidade sobre a área da bacia como uma função da altura e do tempo. Foi observado que existem dois máximos, um deles entre 06:00 e 09:00 UTC, associado com o máximo noturno da precipitação, e outro entre 15:00 e 18:00 UTC consistente com o máximo diurno na precipitação a leste da bacia .

CAPÍTULO III

MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Material

3.1.1 Resultados da Simulação Climática de 10 anos (1982 – 1991) com o Modelo de Circulação Geral CPTEC/COLA

Estes resultados foram obtidos a partir de uma integração de dez anos do MCGA CPTEC/COLA com resolução T62L28, utilizando nove diferentes condições iniciais fornecidas por nove dias consecutivos, desde 11 a 19 de Novembro de 1981, obtidas das análises do ECMWF. As condições de contorno forçantes aplicadas correspondem à temperatura da superfície do mar observada (TSM) dos produtos de “Optimum Interpolation SST” mensais do Climate Prediction Center/NCEP (Reynolds e Smith, 1994). O primeiro mês e meio da rodada não foi utilizado, considerando-se para análise o período de janeiro de 1982 a dezembro de 1991 (Cavalcanti et al. 2001b).

A verificação desses dados foi realizada em Cavalcanti et al. (2001b) que mostraram resultados climatológicos no período 1982 a 1991 considerando as médias sazonais de diversas variáveis. Dentre as variáveis relevantes para o trabalho proposto, foi concluído que o modelo superestima a precipitação em algumas regiões e que há um excesso de evaporação nos oceanos.

3.1.2 Dados de Reanálises do NCEP/NCAR

Os dados de reanálises do NCEP/NCAR apresentam produtos derivados de dados observados globais aplicando o modelo operacional de análises e prognóstico Medium-Range Forecast (MRF) com truncamento triangular espectral T62 e com 28 níveis na vertical, para o período 1957 – 1996 (Kalnay et al. 1996). Os dados se encontram em pontos de grade 2.5° lat. x 2.5° long. Estes dados foram utilizados neste trabalho na comparação de algumas variáveis do balanço hídrico simuladas pelo modelo MCGA CPTEC/COLA.

3.1.3 Dados da Climatic Research Unit (CRU) 1982 – 1991

Este conjunto de dados foi construído a partir de interpolações entre diferentes fontes de informação, a World Meteorological Organization (WMO), Agências Meteorológicas Nacionais (NMA), dados do mesmo CRU, do Centro Internacional de Agricultura Tropical (CIAT) e de algumas fontes públicas. Os mesmos foram utilizados por New et al. (1999; 2000) para obter uma climatologia continental média mensal. O conjunto de dados utilizado neste trabalho consiste em valores mensais da precipitação sobre a região entre 15°S e 39.75°S e entre 62°W e 42.75°W, desde o ano 1982 até 1991 e com uma resolução espacial de 0,5° x 0,5°.

3.1.4 Dados da University of New Hampshire – Global Runoff Data Center (UNH/GRDC) Composite “Runoff” Fields V1.0

Correspondem a dados de “runoff” globais, obtidos a partir da combinação de observações de vazões em rios e de produtos de um Modelo de Balanço de Água climático, apresentando uma estimativa do “runoff” sobre grandes domínios. O sentido de escoamento dos rios é representado através de uma rede com resolução espacial de 30 minutos (STN-30p) desenvolvida na Universidade de New Hampshire. Os valores de “runoff” foram calculados estabelecendo coeficientes de correção para o “runoff” simulado. Estes coeficientes são obtidos da comparação do “runoff” calculada a partir de vazões observadas, com aqueles simulados pelo modelo. Foram utilizados neste trabalho os campos mensais disponíveis na página web deste organismo, www.grdc.sr.unh.edu, afim de compará-los com os resultados do MCGA CPTEC/COLA.

3.2 Metodos

3.2.1 Análise da Simulação Climática

Foram analisados os resultados das nove integrações do modelo CPTEC/COLA correspondente aos anos 1982 – 1991. As análises dos produtos da média do “ensemble” (conjunto das nove integrações) foram focalizadas para o balanço hídrico

climatológico simulado pelo modelo. As variáveis fornecidas pelo modelo que foram utilizadas são:

- a) Precipitação (P) em $[\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}]$
- b) Umidade do solo (w) em $[\text{kg kg}^{-1}]$
- c) Runoff (R_0) em $[\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}]$
- d) Componente zonal e meridional do vento em todos os níveis em $[\text{m s}^{-1}]$
- e) Umidade específica em todos os níveis, em $[\text{kg kg}^{-1}]$
- f) Água precipitável (W) em $[\text{kg m}^{-2}]$
- g) Convergência do fluxo de umidade verticalmente integrado (convq) em $[\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}]$
- h) Fluxo de calor latente à superfície, em $[\text{w m}^{-2}]$

Outras variáveis foram calculadas a partir destes produtos:

- i) Fluxo de vapor de água (Q) $[\text{kg m}^{-1} \text{ dia}^{-1}]$
- EMBEDEvapotranspiração (E) em $[\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}]$

3.2.2 Definição da Área de Estudo

A região de estudo é definida pela área entre 15°S e 40°S, e entre 40°W e 62°W, como utilizado por Wang e Paegle (1996) e por Saulo et al. (2000), (Fig. 3.1). O balanço hídrico foi feito nesta área, embora as áreas vizinhas também tenham sido analisadas em termos de circulação atmosférica e fontes de umidade. Nas validações da precipitação foi utilizada uma área menor, entre 15°S e 39.75°S e entre 62°W e 42.75°W.

As análises dos campos das variáveis mostraram a necessidade de dividir esta área em dois setores, dadas as diferenças observadas nos comportamentos destas variáveis sobre cada um deles. Foram assim definidos um setor Norte, entre 15°S e 25°S, e um setor Sul, entre 25°S e 40°S (Fig. 3.1). Sobre cada um destes setores foram desenvolvidos os estudos do balanço hídrico nas componentes atmosférica e terrestre. Todos os valores médios espaciais utilizados para este estudo foram calculados tendo em conta exclusivamente a parte continental dos campos das variáveis, utilizando para isto as correspondentes máscaras Oceano – Continente dos conjuntos de dados.

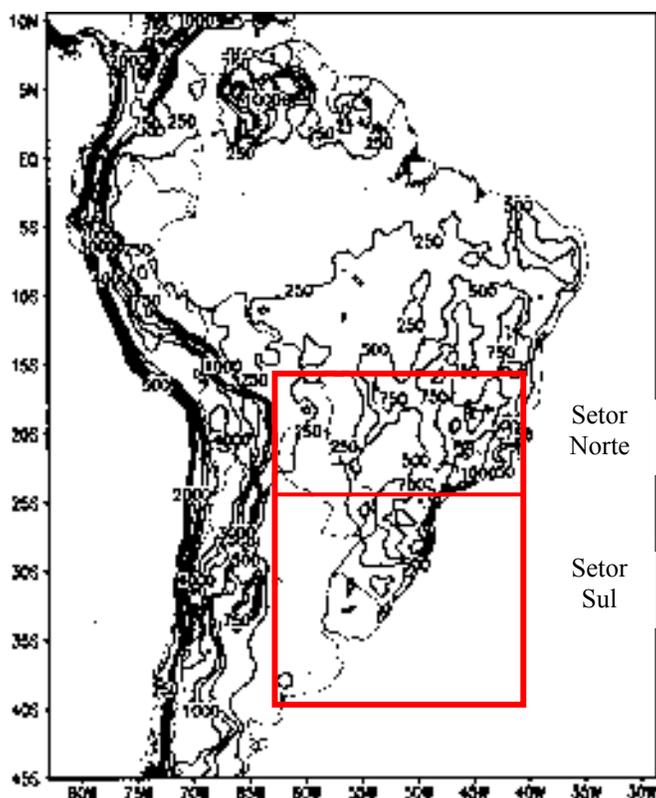


Figura 3. 1 Definição da área de estudo e topografia sobre a América do Sul. Elevações em metros (Adaptado de Saulo et al., 2000)

3.2.3 O Balanço Hídrico

O balanço hídrico sobre a região foi calculado a partir das equações de Peixoto e Oort (1992) mostradas na secção 2.1. Para a componente atmosférica, a partir da equação 2.13 ou seu equivalente 2.14, considerando que oEMBEDEMBED valor da variação temporal local no conteúdo de vapor de água é pequeno e pode ser desprezado para áreas maiores de $20 \times 10^5 \text{ km}^2$ (Rasmusson, 1967) e também no caso de médias temporais mensais ou maiores (Roads et al. 1994), obtem-se:

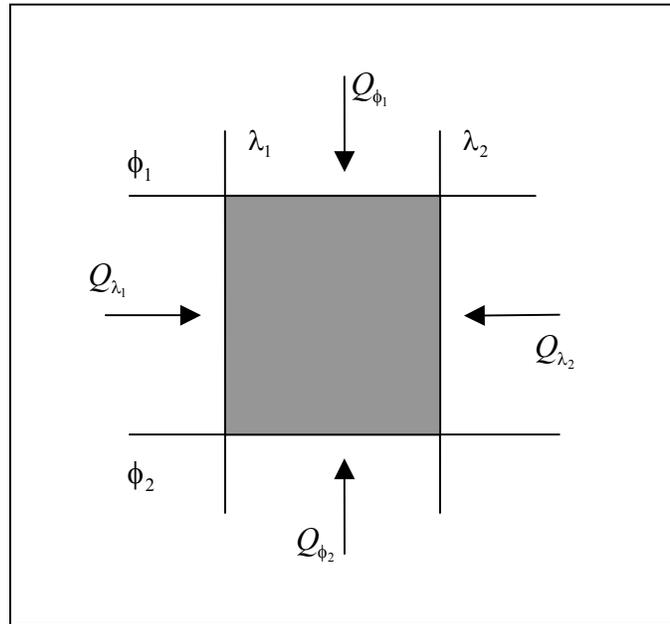
$$[\nabla \cdot \bar{Q}] = [\bar{E} - \bar{P}] \quad (3.1)$$

Na superfície continental é utilizada a equação 2.3, obtida como uma simplificação da equação 2.1 quando são considerados uma região suficientemente e períodos de tempo suficientemente longos:

$$[\bar{P} - \bar{E}] = [\bar{R}_0] \quad (3.2)$$

3.2.4 Fluxo de Umidade

Foram avaliados os transportes totais de umidade a través das fronteiras de cada um dos setores em que fora dividida a região de estudo:



a partir das seguintes integrais:

$$\begin{aligned}
 Q_{\phi_1} &= \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{p_0}^p \frac{qv}{g} dp d\lambda \Big|_{\phi_1} \\
 Q_{\phi_2} &= \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{p_0}^p \frac{qv}{g} dp d\lambda \Big|_{\phi_2} \\
 Q_{\lambda_1} &= \int_{\phi_1}^{\phi_2} \int_{p_0}^p \frac{qu}{g} dp d\phi \Big|_{\lambda_1} \\
 Q_{\lambda_2} &= \int_{\phi_1}^{\phi_2} \int_{p_0}^p \frac{qu}{g} dp d\phi \Big|_{\lambda_2}
 \end{aligned} \quad (3.6)$$

calculando também a convergência de umidade na região, a partir do fluxo de vapor de água verticalmente integrado.

Foram analisados os campos sazonais e mensais climatológicos obtidos do modelo global e os campos mensais nas estações da primavera e verão dos anos El Niño 82/83 e La Niña 88/89 obtidos do modelo. Os campos analisados incluíram o escoamento atmosférico e seu conteúdo de umidade, com cálculo do fluxo de umidade. A integração do fluxo foi feita para todas as camadas desde 1000 até 50 hPa. Além disso foi utilizada a convergência integrada de umidade específica calculada pelo modelo, que considera todos os níveis na atmosfera.

3.2.5 Análises das variáveis relacionadas com o conteúdo de umidade na atmosfera

Foram analisadas as variáveis da umidade do solo, “runoff”, precipitação, convergência de umidade e evapotranspiração, de forma conjunta a fim de detectar relações entre as mesmas nos diferentes períodos. Estas relações foram analisadas através de gráficos mostrando a evolução temporal mensal dos campos e dos valores médios espaciais sobre a parte continental. Foi também analisado o balanço para cada um dos anos de 1982 a 1991 utilizando os valores médios espaciais na área de estudo. Análises climatológicas do ciclo anual das variáveis médias espaciais e da variação sazonal dos campos das variáveis foram realizadas. Para complementar o estudo, foi analisada a evolução dos campos e dos valores médios espaciais durante as condições extremas ENSO, El Niño e La Niña.

A diferença P-E analisada como valores médios espaciais, forneceu uma idéia do comportamento da região em termos de sumidouro ou fonte de umidade, nas duas situações e com relação à climatologia (Lau et al., 1996). A evolução de P-E foi estudada junto com a evolução do “runoff” e da umidade do solo a fim de analisar as etapas de recarga e de drenagem do solo (Bonan et al., 1998, Betts et al., 1998). A evapotranspiração também foi relacionada isoladamente com as etapas descritas, a fim de mostrar como a água no solo afeta a manutenção da evaporação na bacia (Bonan et al., 1998; Betts e Viterbo, 2000; Roads e Betts, 2000). A comparação dos valores da diferença entre a precipitação e a evaporação, com a convergência do fluxo de umidade

sobre a bacia, e com o “runoff” simulado foi utilizada para conhecer o equilíbrio do balanço na área em cada uma das escalas temporais analisadas. Também foi calculado o coeficiente de escoamento como a relação entre o “runoff” e a precipitação, mostrando a evolução temporal do seu valor médio espacial.

3.2.5.1 Valores Médios Anuais Espaciais

A partir do “ensemble” dos nove membros do modelo foram obtidos os valores médios espaciais das variáveis contidas nas equações do balanço hídrico de Peixoto e Oort (evapotranspiração, precipitação, “runoff” e convergência de umidade) em cada uma das regiões e para cada um dos anos da rodada longa, de acordo com Lau et al (1996). Foi estudado o equilíbrio em ambas componentes do balanço hídrico ano a ano, mostrando a variação interanual no mesmo.

Seguindo Dirmeyer e Zeng (1999) foram estudadas as limitações na evapotranspiração devidas à precipitação e à disponibilidade de energia em cada ponto de grade das regiões analisadas. Budyko (1974) estabeleceu que para escalas de tempo suficientemente longas, como é a escala anual, a evaporação vê-se limitada pelo fornecimento de água da precipitação ou pela quantidade de energia disponível para levar a cabo o processo, dependendo qual delas é menor. Com este critério foi estudada a relação existente entre a evapotranspiração, a precipitação e o saldo de radiação nestes pontos de grade. Foram realizados gráficos da relação E/P em função da relação $R/\lambda P$, onde E é a evapotranspiração, P a precipitação, R o saldo de radiação e λ o calor latente à vaporização da água.

Os valores da convergência de umidade sobre a região e a evapotranspiração na mesma, foram comparados ano a ano, afim de analisar a importância relativa que existe entre as fontes externas e internas de umidade para a região.

3.2.5.2 Variação Sazonal da Climatologia e Ciclo Anual Climatológico das Variáveis Médias Espaciais.

Os campos climatológicos das variáveis do balanço hídrico assim como os campos do fluxo de vapor de água sobre América do Sul foram avaliados em forma mensal e sazonal. Os valores para cada variável vinculada ao balanço hídrico foram obtidos a partir do ensemble dos nove membros da rodada longa.

Os valores mensais das variáveis, em cada uma das regiões em que foi dividida a área de estudo, foram integrados espacialmente obtendo-se os ciclos anuais climatológicos das variáveis médias espaciais. Estes ciclos foram utilizados para analisar a evolução temporal anual climatológica de cada uma das regiões, mostrando a importância dos armazenamentos e das fontes de umidade internas e externas.

3.2.5.3 Evolução Temporal dos Campos das Variáveis e dos Valores Médios Espaciais Durante a Primavera e o Verão dos Anos El Niño 82/83 e La Niña 88/89.

Em primeiro lugar foi analisado o balanço hídrico na primavera e no verão dos anos El Niño 82/83 e La Niña 88/89, correspondente aos produtos da rodada longa com o modelo CPTEC/COLA. Os campos médios mensais na primavera e no verão desses anos também foram obtidos do ensemble dos nove membros da rodada. A partir destes campos se obtiveram os valores médios espaciais das variáveis em cada uma das duas regiões, mostrando sua evolução temporal. Para ajudar na análise das fontes de umidade e dos processos de transporte da mesma, foram estudados os campos relacionados com o fluxo de umidade, ventos e distribuição de umidade relativa sobre a América do Sul.

3.2.6 Fontes de Umidade para a Região

Os valores dos fluxos de umidade integrados em cada fronteira da região definida foram analisados a fim de obter uma idéia da importância relativa de cada um deles, sendo também estes fluxos relacionados segundo seu sentido com diferentes processos e sistemas da região tropical ou extratropical, exteriores à bacia (Berbery et al., 2000; Saulo et al., 2000). Análises complementares compreendem a verificação da estrutura

vertical do fluxo de umidade, vento meridional e distribuição de umidade nas fronteiras da região.

A comparação entre os valores da convergência do fluxo de umidade sobre a região e da evapotranspiração na mesma foram analisados a fim de obter uma idéia da importância das fontes externas e internas de umidade na bacia em cada uma das escalas analisadas.

3.2.7 Validações

Para realizar a validação dos resultados do modelo CPTEC/COLA foram utilizados os dados de umidade específica e ventos correspondentes às reanálises do NCEP e os dados de precipitação da CRU. Deles foram escolhidos os correspondentes ao mesmo período da rodada longa do modelo, desde 1982 até 1991.

Com os dados da reanálises do NCEP foram calculados os fluxos de umidade, a convergência do fluxo e as estruturas de ventos e distribuições de umidade, sendo comparadas com as obtidas do modelo.

Como os dados disponíveis da CRU correspondem a uma região menor à estudada, entre 15°S e 39.75°S e entre 62°W e 42.75°W, foram comparados os campos nesta área e calculados sobre ela os valores médios espaciais para o modelo.

CAPÍTULO IV

ANÁLISES CLIMATOLÓGICAS DO BALANÇO HÍDRICO SOBRE A REGIÃO SUL SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL A PARTIR DOS PRODUTOS DE UMA SIMULAÇÃO DE DEZ ANOS (1982 – 1991) COM O MODELO CPTEC/COLA

4.1 Ciclos Anuais de Variáveis Associadas ao Balanço Hídrico

O comportamento das variáveis analisadas sugere a necessidade de dividir a região de interesse em duas áreas que apresentam diferentes características. Um setor Norte, afetado em uma parte pela presença da ZCAS durante parte do ano e um setor Sul onde esta estrutura não existe. O setor Norte compreende a área entre 62°W e 42°W e entre 25°S e 15°S; e o setor Sul entre as mesmas longitudes e entre 40°S e 25°S.

Os ciclos anuais médios espaciais das variáveis consideradas nas equações do balanço hídrico são mostrados na figura 4.1. Os gráficos mostram em primeiro lugar os ciclos anuais da evapotranspiração, precipitação, convergência do fluxo de umidade calculada internamente pelo modelo, “runoff” e a diferença entre precipitação e evapotranspiração (P-E) (Fig. 4.1a e Fig. 4.1d) . Em segundo lugar são adicionados os ciclos anuais dos armazenamentos de água nas diferentes camadas do solo (Fig. 4.1b e Fig. 4.1e) e por último é mostrado o índice de escoamento para cada região (Fig. 4.1c e Fig. 4.1f).

4.1.1 Ciclos Anuais

4.1.1.1 Setor Norte

O ciclo da precipitação apresenta valores máximos no verão, associados com a presença da ZCAS, e valores mínimos no inverno. A evapotranspiração apresenta um ciclo similar. O “runoff” também apresenta esta variação no ciclo, mas apesar do incremento na precipitação desde Setembro, existe um atraso no “runoff” que começa a aumentar apenas em Novembro, coincidindo com o incremento no armazenamento de água no solo. A diferença entre precipitação e evaporação, apresenta valores semelhantes à convergência de umidade; indicando que o balanço hídrico na componente atmosférica nesta região mostra ser bem fechado. Esses valores são levemente negativos desde Maio

até Agosto, quando a convergência calculada pelo modelo mostra divergência de fluxo de vapor de água; porém há intensa convergência de umidade durante o verão. Não acontece o mesmo com a componente terrestre, onde o “runoff” supera os valores de P-E desde março até agosto, sendo menor que esta diferença no final da primavera e no verão. No final da primavera e durante o verão o aporte de umidade das fontes externas chega a ser similar àquele fornecido localmente, sendo que a contribuição deste último é mais importante durante o resto do ano.(Fig. 4.1a).

Durante o período de poucas chuvas, desde Maio até Agosto, a evaporação é sustentada pelo armazenamento de água na camada superficial fazendo com que ela diminua (Fig.4.1b). Desta forma as precipitações em Setembro e Outubro são utilizadas para aumentar o armazenamento no solo, fazendo com que o “runoff” comece a aumentar em Novembro. Quando o armazenamento atinge valores próximos a 70% da sua capacidade máxima, mostra-se um forte aumento no incremento de “runoff”.

O coeficiente de escoamento (Fig.4.1.c) mostra que desde Fevereiro até Junho mais de 50% da precipitação caída aparece como “runoff”, mostrando um máximo em Maio quando o solo ainda encontra-se com altos valores de armazenamento devido às chuvas durante o período de verão. Os valores mínimos são alcançados na primavera, quando a umidade do solo começa a se recuperar do período de estiagem.

4.1.1.2 Setor Sul

Neste setor o modelo apresenta valores máximos de precipitação durante a primavera (Fig.4.1.d). Esse máximo pode estar associado ao máximo desenvolvimento de CCM na região. Também há valores altos no verão e outono associados possivelmente à ação de sistemas frontais. Os valores da precipitação são menores que os do setor Norte durante quase todo o ano, exceto no inverno quando são semelhantes. A evaporação segue o mesmo ciclo da precipitação, com valores menores a esta, e muito próximos, fazendo com que a diferença P-E se mantenha positiva todo o ano, com exceção de Janeiro. Os máximos valores nesta diferença são mostrados também na primavera. Nesta região o balanço hídrico da componente atmosférica se encontra equilibrado desde Março até Junho. A partir deste mês, os valores da convergência de umidade começam a superar

os da diferença P-E. Os valores do “runoff” apresentam valores próximos a 0.5 mm/dia, praticamente constantes durante o ano todo, com um ligeiro aumento na primavera e verão. O balanço hídrico na componente terrestre apresenta um maior equilíbrio. Os valores do armazenamento de água no solo, como o “runoff”, apresentam pequena variação durante o ano, porém com valores máximos no outono e na primavera (Fig. 4.1e).

Neste setor Sul o armazenamento de água no solo se mantém próximo à metade da sua capacidade máxima. Isto, junto com as baixas precipitações, faz com que o “runoff” não apresente grandes variações. Também a magnitude do coeficiente de escoamento é pequena, mostrando máximos valores em Junho e Julho quando a precipitação é mínima (Fig.4.1f).

4.1.2 Validações

4.1.2.1 Setor Norte

No setor Norte os valores da precipitação simulada mostram uma variação sazonal semelhante àquela dos dados observados (Figura 4.2a). Os valores da precipitação observada são similares àqueles observados, porém há uma pequena superestimativa do modelo durante o verão e melhor ajuste no inverno. Esta superestimativa também pode ser vista nos campos de precipitação na região das ZCAS durante o verão (Figura 4.3).

Os valores da convergência do fluxo de vapor de água calculados pelo modelo, considerando todos os níveis, são subestimados desde Março até Outubro, e superestimados de Novembro a Fevereiro, com respeito aos valores calculados com os dados do NCEP (Figura 4.2b). Nos meses em que existe superestimativa da convergência por parte do modelo, também existe superestimativa na precipitação; e o mesmo acontece com os períodos de subestimativa. O ciclo anual da convergência simulada pelo modelo possui um comportamento similar àquele do NCEP, porém é mais acentuado.

4.1.2.2 Setor Sul

Neste setor a variação sazonal da precipitação simulada segue uma variação próxima àquela observada, porém com valores mais baixos. (Fig.4.2c). O máximo na precipitação observada ocorre em Abril com um máximo secundário em Outubro-Novembro, que coincide com o máximo na precipitação simulada. Enquanto que o mínimo observado acontece em Agosto, o mínimo simulado tem lugar em Junho – Julho. Durante todo o ano os valores da precipitação observada superam àqueles simulados, comportamento diferente do que acontece no setor Norte.

Os valores da convergência do fluxo de vapor de água calculados pelo modelo, neste setor Sul, apresentam um comportamento diferente daquele observado, havendo uma superestimativa da mesma por parte do modelo desde Setembro até Novembro, e uma subestimativa no resto do ano (Fig. 4.2d). Nenhum dos dois conjuntos de dados apresenta um ciclo anual bem definido como acontece no setor Norte. Existem grandes diferenças entre as evoluções temporais de ambas convergências, os dados do NCEP apresentam seu valor máximo em Janeiro quando as simulações do modelo possuem o mínimo valor. Em Julho e Agosto existe um máximo relativo nos valores do NCEP, entanto que esse máximo relativo é encontrado mais tarde nos dados do modelo, em Setembro e Outubro. A evolução temporal de convergência de umidade calculada pelo modelo se mostra coerente com a evolução temporal da precipitação simulada. A evolução temporal da convergência do fluxo de umidade do NCEP, por sua vez, não apresenta coerência com a correspondente evolução dos valores de precipitação; mostrando máximos em Julho e Agosto, quando a precipitação atinge os mínimos valores (Figura 4.2d).

4.2 Análises dos Campos Médios Mensais Climatológicos das Variáveis Associadas com o Balanço Hídrico

4.2.1 Precipitação

O máximo valor da precipitação é alcançado no verão (Fig. 4.3), especificamente em Janeiro (não mostrado), sobre a região Sudeste do Brasil, afetada pela ZCAS.

Comparados com os campos da CRU, os campos de precipitação do modelo apresentam nesta região uma superestimativa da mesma principalmente no verão. No resto da área de estudo a precipitação é subestimada pelo modelo.

No Sul do Brasil pode se ver que o modelo reproduz um núcleo regional de altas precipitações na primavera. Nos campos da CRU, na primavera, este núcleo apresenta uma extensão espacial maior, com intensidades semelhantes. Os campos de precipitação da CRU mostram altos valores de precipitação sobre o Paraguai, Nordeste da Argentina e Sul do Brasil durante o Outono, os quais não aparecem nos campos do modelo. Altos valores também ocorrem no sul do Brasil no inverno, que não são simulados pelo modelo.

As estruturas dos campos de isoietas são similares entre o modelo e as observações apenas na primavera e no verão. No Inverno o modelo apresenta uma estrutura paralela à costa e no outono as isoietas são dipostas meridionalmente, enquanto que a CRU nesta época do ano mostra a existência de núcleos de precipitação sobre o Paraguai, nordeste da Argentina e Sul do Brasil.

4.2.2 Convergência do Fluxo de Umidade

Os campos de convergência calculada pelo modelo CPTEC/COLA (Figura 4.4) apresentam uma variação sazonal consistente com a mostrada pelos campos de precipitação simulada (Figura 4.3). O máximo valor de convergência é encontrado sobre a região da ZCAS no verão. Na primavera também há máximos valores de convergência sobre o Paraguai e no Sul e parte do Sudeste do Brasil.

O modelo apresenta superestimativa da convergência de umidade sobre a região de ZCAS, com valores muito maiores que os apresentados pelo NCEP, durante o verão. Esta mesma superestimativa é refletida na precipitação, que também mostra grandes diferenças com as observações nesta região durante o verão. Como os valores da convergência de umidade são utilizados no esquema de convecção de Kuo para o cálculo da precipitação convectiva, os erros na estimativa da precipitação em algumas regiões podem estar associados aos erros no cálculo da convergência.

Comparando os campos calculados do modelo com os da reanálise, nota-se que existe uma maior similitude nas estruturas dos campos na região Norte durante todo o ano. Na região Sul há convergência de umidade sobre o Rio Grande do Sul, e divergência a oeste e leste, em todas as estações do ano. O modelo reproduz essa configuração, porém com diferente intensidade.

As magnitudes dos campos da convergência do fluxo de vapor de água nos níveis baixos, entre 1000 e 800 hPa (não mostrados), indicam que esta representa uma grande parte da convergência do fluxo integrado em todos os níveis, mantendo um padrão similar.

4.2.3 Evapotranspiração

Os campos da evapotranspiração do modelo apresentam altos valores sobre o Oceano Atlântico Oeste durante todo o ano, com máximos no inverno (Fig. 4.5). Sobre o continente os máximos valores são atingidos durante o verão e os mínimos no inverno, sobre toda a área de estudo. As variações sazonais e regionais da evapotranspiração no modelo são menores às apresentadas pela precipitação do mesmo. No setor Norte os máximos são atingidos juntamente com os máximos da precipitação enquanto que no setor Sul isto não acontece. Neste setor os máximos na precipitação são atingidos na primavera enquanto que na evapotranspiração são atingidos no verão.

4.2.4 Diferença entre Precipitação e Evapotranspiração (P-E)

A partir da diferença P-E (Figura 4.6) pode se observar a existência de déficit de precipitação em parte do setor Norte durante o outono e no inverno. Este déficit coincide com uma grande diminuição da precipitação na região (Fig. 4.3) enquanto que a variação na evapotranspiração é menor (Fig. 4.5). O verão apresenta excessos de precipitação sobre a evaporação em quase toda a área, com exceção da região Norte da Argentina, Paraguai e Sul do Brasil. Durante a primavera também são apresentados excessos com exceção de parte do setor Sul região Sul. A estrutura dos campos de convergência do fluxo de vapor de água calculada pelo modelo mostra um comportamento similar com os campos da diferença P-E. O excesso de evaporação

sobre precipitação sobre o oceano e os campos de precipitação e convergência de umidade sugerem um transporte de umidade do oceano para o continente.

4.2.5 “Runoff”

Os valores de “runoff” fornecidos no posprocessamento da rodada climatológica 1982-1991 do MCGA CPTEC/COLA, utilizados neste estudo, correspondem à soma do aporte superficial e do aporte subterrâneo, como é mostrado no apêndice A.

Nos campos de “runoff”, na figura 4.7, pode se observar que no setor Sul os máximos valores de “runoff” são atingidos na primavera, quando há também um núcleo com altos valores de precipitação e excesso de P-E, neste setor. No setor Norte os máximos valores de “runoff” ocorrem no verão, coincidindo também com os máximos excessos de precipitação sobre evaporação.

No verão, na região da ZCAS, e na primavera, no Sul do Brasil, o “runoff” possui magnitudes semelhantes com as dos excessos (P-E), mostrando uma forte associação deste com o aporte superficial. No Outono são mostrados pelo modelo valores de “runoff” em regiões onde existe déficit de precipitação sobre evaporação, implicando que esse “runoff” é constituído pelo aporte subterrâneo e deve ser sustentado pelo armazenamento de água no solo.

Com o fim de ter uma comparação dos campos de “runoff” obtidos pelo modelo com informações disponíveis, são mostrados na figura 4.8 os campos do “runoff” sobre a América do Sul correspondentes ao modelo CPTEC/COLA e a versão 1.0 dos campos de “runoff” do Global “runoff” Data Center (GRDC). [HYPERLINK](#) Pode se ver que existem grandes diferenças entre ambas estimativas, principalmente na região central da América do Sul, onde o modelo mostra valores menores de “runoff”. Além disto, no Nordeste do Brasil o modelo apresenta altos valores de “runoff” durante todo o ano enquanto que os campos do GRDC mostram um “runoff” baixo, e consistente com a realidade. Na região Sudeste do Brasil os valores do “runoff” do GRDC são maiores que os simulados pelo modelo, ocorrendo o oposto na região Sul.

4.2.6 Armazenamentos

Com relação ao armazenamento na atmosfera, os campos de água precipitável do modelo (Fig. 4.9) mostram máximos valores no verão e mínimos no inverno sobre toda a área de estudo. No verão os máximos localizam-se no extremo Noroeste da área. Os campos mostram uma variação sazonal maior no armazenamento sobre o setor Norte que sobre o setor Sul, acompanhando as variações na convergência de umidade calculada pelo modelo.

O armazenamento no solo em 3 camadas é mostrado na Fig.4.10. Os máximos valores na umidade do solo na camada superficial sobre o setor Norte são encontrados no verão, enquanto que no setor Sul a variação sazonal é muito menor, com máximos na primavera. Os armazenamentos nas áreas de raízes e de drenagem mostram uma variação temporal e regional similar àquela do armazenamento superficial, porém a camada de drenagem mostra valores mais altos que as outras camadas na parte oeste da área de estudo, em todas as estações do ano. Nota-se que esta área é a que apresenta os menores valores de precipitação.

Os valores de “runoff” similares ao excesso de precipitação sobre a evapotranspiração, atingidos no verão no setor Norte e na primavera no setor Sul, ocorrem no momento em que nestes lugares o armazenamento de água na camada superficial atinge valores superiores a 70% de seu valor total.

4.3 Análises dos Campos de Fluxo de Vapor de Água e de Ventos

4.3.1 Campos do Fluxo de Vapor de Água em 950 hPa

Os campos do fluxo em 950 hPa do modelo CPTEC/COLA (Fig. 4.11) mostram que durante todo o ano há um fluxo dominante desde o Oceano Atlântico para o continente. Durante o verão há um ingresso de vapor de água na região Norte do continente desde o Oceano Atlântico Norte, e que se dirige para o Sul, e outro ingresso na região Leste desde o Oceano Atlântico Sul. Nesta estação do ano esses dois fluxos convergem na latitude de 20S dirigindo-se para a região Sul Sudeste da América do Sul. No inverno o

fluxo é principalmente para Noroeste. Na medida que se aproxima a estação fria, o fluxo que ingressa desde o Atlântico Norte se desintensifica e o fluxo desde o Atlântico Sul adquire uma direção para o noroeste. Durante o inverno o fluxo de umidade na região Sul Sudeste é bem fraco e com apenas uma componente de leste. A partir de Outubro pode se ver que o fluxo sobre o Brasil central adquire outra vez uma componente para o Sul. Na primavera e no começo do verão nota-se o aporte de umidade proveniente do Oceano Atlântico para o setor Sul, comportamento que não é mostrado nos campos do fluxo verticalmente integrado (Fig. 4.12).

Os fluxos calculados com os dados do NCEP são semelhantes aos simulados pelo modelo sobre o oceano, porém, sobre o continente, os fluxos nos dados do NCEP são mais fracos. No verão também são mostrados os fluxos que ingressam no continente desde o Atlântico Norte e o Atlântico Sul, e o fluxo para noroeste no inverno. O fluxo desde a Amazônia para o Sul chega a latitudes mais altas que nos campos do CPTEC/COLA durante o verão.

4.3.2 Campos do Fluxo de Vapor de Água Verticalmente Integrado em Todos os Níveis

Os campos integrados na vertical entre, 1000 e 10 hPa, do modelo CPTEC/COLA (Fig. 4.12) possuem uma estrutura similar aos campos do fluxo em 850 hPa (não mostrados). Durante o verão ingressa vapor de água desde o Oceano Atlântico no continente e existe um forte transporte de umidade desde a região Amazônica para o Sul ingressando na região Sul Sudeste. Durante o inverno o fluxo sobre o continente nas baixas latitudes provém do Atlântico e possui uma direção para o Oeste – Noroeste. Nota-se que existe uma diferença entre os padrões, no inverno, do fluxo integrado verticalmente e o fluxo em 950 hPa. Enquanto em 950 hPa o fluxo é predominantemente para o Noroeste, nos campos do fluxo integrado verticalmente existe uma componente para o Sul, seguindo um escoamento anticiclônico situado no centro da América do Sul, levando umidade para o Paraguai, Uruguai e sul do Brasil.

Os campos do fluxo verticalmente integrado obtidos a partir dos dados do NCEP mostram uma estrutura similar durante o verão com o fluxo ingressando desde o Oceano

Atlântico e um transporte de umidade desde a Amazônia para o Sul Sudeste. No inverno as estruturas nas altas e baixas latitudes são similares também, com exceção da localização do centro anticlônico, que nos campos do NCEP encontra-se mais a leste, sobre o oceano.

4.3.3 Campos de Ventos em 850 hPa e de Umidade em 700 hPa

Os campos de ventos em 850 hPa (Fig. 4.13) sobre a América do Sul são afetados pelas mudanças de intensidade e localização da Alta do Atlântico Sul e pela presença da Cordilheira dos Andes. Nos resultados do modelo, durante o verão, os ventos ingressam no continente, nas baixas latitudes, vindos do Oceano Atlântico Tropical. Sobre o continente os ventos possuem uma componente para o Sul, dirigindo-se desde a Região Amazônica para o Sul Sudeste, nesta época do ano, quando existe uma grande quantidade de umidade sobre a Amazônia e o Centro do Brasil.

Durante o inverno o modelo mostra um padrão de fluxo quase zonal, de leste para oeste nas baixas latitudes e do oeste para leste nas altas. Porém na latitude de 15°S, os ventos de leste adquirem uma componente para sul, sobre o sul do Brasil, Paraguai e norte da Argentina. Estes padrões são os mesmos achados nas estruturas do fluxo de vapor de água integrado em todos os níveis, mostrando que o mesmo é principalmente determinado pelos baixos níveis. O modelo CPTEC/COLA mostra em seus campos uma confluência do escoamento proveniente do Oceano Atlântico com o da região Amazônica para a região da ZCAS, a partir de Dezembro até Março. Nos dados da reanálise a confluência se dá mais ao sul. Os campos obtidos com os dados da reanálise são similares aos do modelo durante o verão, mas com magnitudes menores no centro do Brasil. A distribuição da umidade apresenta valores maiores nos campos do modelo, durante a primavera, o verão e o outono, daqueles encontrados nos campos do NCEP. Durante o inverno os valores do modelo são menores do que os da reanálise.

4.3.4 Estrutura vertical do Fluxo de vapor de água Meridional nas Fronteiras de 15°S e 25°S da Região de Estudo

4.3.4.1 Fronteira em 15°S

As estruturas verticais obtidas do modelo (Fig. 4.14) mostram uma inversão no sentido do fluxo entre os altos e os baixos níveis durante a primavera e o verão. Em baixos níveis o fluxo é para o sul e em altos níveis é para o norte. Durante o outono e o inverno há um núcleo de fluxo para o Sul centrado aproximadamente em 850 hPa. Nota-se um deslocamento para oeste, do núcleo máximo, do verão para o inverno, que na primavera se desloca outra vez para leste. As estruturas obtidas a partir da reanálise mostram nos baixos níveis uma alternância longitudinal no sentido do fluxo durante quase todo ano. Só no final da primavera é que toda a extensão longitudinal mostra fluxo negativo nos baixos níveis. Esta diferença entre ambas estruturas foi também observada no campo do fluxo em 850 hPa (Não mostrado). Entretanto, os máximos do fluxo para o Sul nos dois conjuntos de dados apresentam-se próximos ao nível de 850 hPa.

O modelo CPTEC/COLA mostra desde o outono até a primavera um núcleo de fluxo meridional negativo centrado em 850 hPa e entre 52°W e 54°W, cujo comportamento, de acordo com a estrutura de ventos nesse nível (Fig. 4.13), estaria associado com a corrente que ingressa na região Sul Sudeste proveniente do Centro do Brasil. Nos dados do NCEP o máximo fluxo negativo se encontra deslocado para leste, associado à corrente que ingressa desde o Centro do Brasil. Além deste, há outro fluxo no extremo oeste, associado à corrente que aparece a leste da Cordilheira dos Andes.

Nas estruturas do NCEP o núcleo do fluxo meridional associado com a corrente a leste dos Andes ocorre durante o ano todo, centrado em 850 hPa no inverno e em níveis mais baixos nas outras estações. Os valores do fluxo meridional negativo mostrados pelo modelo são mínimos no outono e no inverno. As magnitudes simuladas pelo modelo são semelhantes às da reanálise, no verão e outono, e mais altas no inverno e primavera.

A distribuição vertical de umidade do modelo CPTEC/COLA apresenta valores de umidade mais baixos que a reanálise em baixos níveis, com exceção do verão, enquanto que em níveis mais altos os valores são maiores. Além disso a distribuição longitudinal nos baixos níveis é mais uniforme nas estruturas do NCEP que nas do modelo.

4.3.4.2 Fronteira em 25°S

Em 25°S a diferença mais marcante da estrutura mostrada em 15°S é a redução longitudinal do fluxo para o sul, em todas as estações do ano (Fig. 4.15). Nas latitudes mais ao sul, o modelo mostra também um fluxo meridional negativo a leste da Cordilheira dos Andes centrado em 850 hPa e com valores máximos no inverno. Outro núcleo é mostrado perto de 52°W associado à corrente que desce desde o Centro-Oeste do Brasil e apresenta máximos valores na primavera. Na primavera e no verão é notado um terceiro núcleo no extremo leste relacionado com a corrente que se dirige desde o Sudeste Brasileiro para o sudoeste.

Nas estruturas do NCEP também é observado um núcleo de máximo fluxo para o sul, entre 54°W e 56°W. Fluxo para o sul também é observado no extremo leste. O núcleo de máximos valores no oeste corresponde a uma corrente que desce desde o Centro-Oeste Brasileiro, e que não apresenta uma variação sazonal em seu máximo, com exceção da primavera, quando é mais fraco. O núcleo no extremo leste, referido à corrente que desce desde o Sudeste Brasileiro, ocorre nas estruturas do NCEP durante todo o ano, enquanto no modelo este ocorre apenas no verão e primavera.

4.3.5 Fluxo Integrado Meridional e Zonal de Vapor de Água Através das Fronteiras da Região de Estudo em Níveis Baixos.

O fluxo de vapor de água meridional integrado verticalmente e longitudinalmente é mostrado na figura 4.16 para cada uma das duas regiões. O fluxo nos baixos níveis corresponde à integração do fluxo de umidade entre 1000 e 800 hPa. Também foram efetuadas integrações para os níveis médios, entre 800 e 500 hPa, e para os níveis altos entre 500 e 10 hPa, porém são mostrados unicamente os baixos níveis, onde são encontrados os maiores valores.

O fluxo meridional no setor Norte apresenta em baixos níveis um ciclo anual bem marcado em 15°S com os máximos valores em Dezembro e Janeiro e os mínimos em Maio (Figura 4.16a). Durante todo o ano nesta latitude o fluxo é negativo, o que indica que o fluxo está ingressando no setor Norte. Este ciclo coincide com o ciclo da precipitação nesta região, com a diferença de que as mínimas precipitações são encontradas em Julho. O fluxo em 25°S mostra um ciclo anual mais atenuado com

valores máximos no final do inverno e começo da primavera e valores mínimos em Março. Este fluxo também se mantém negativo durante todo o ano, o que indica umidade deixando o setor Norte e ingressando no setor Sul. Pode se ver, comparando com a figura 4.1a, que o ciclo da convergência coincide aproximadamente com as diferenças entre as entradas e saídas do fluxo meridional na região, com máximos valores de convergência no verão quando o fluxo que ingressa em 15°S supera ao fluxo que sai em 25°S; e mínimos em Maio.

Comparando os fluxos meridionais e zonais nos baixos níveis no setor Norte, nota-se que o fluxo meridional é maior no final da primavera e no verão; e que o fluxo zonal é maior no inverno, influenciando mais que o primeiro na convergência de umidade nesta época do ano. O fluxo zonal é negativo durante todo o ano, indicando que o fluxo vem de leste, em ambas fronteiras, sendo maior em 40°W e mostrando uma convergência no sentido zonal.

No setor Sul o fluxo meridional se apresenta negativo também em ambas fronteiras durante todo o período (Fig. 4.16b). O máximo ingresso de vapor de água acontece de Agosto até Outubro e o mínimo em Março. As máximas saídas de umidade na fronteira 40°S acontecem no final do verão e o mínimo na primavera. Durante todo o ano o fluxo que ingressa na região é maior que aquele que sai, sendo que as diferenças máximas são encontradas entre o final do inverno e começo da primavera. Este acúmulo no sentido meridional se vê diminuído pela existência de transporte de umidade para fora da área no sentido zonal, o que explicaria a ocorrência de máximos valores de convergência em Setembro e Outubro, quando o acúmulo no sentido meridional é alto e a perda zonal é baixa; e de valores mínimos no inverno quando, apesar do acúmulo meridional ser alto, a perda zonal é grande.

4.4 Discussões

O modelo apresenta superestimativa nos valores da precipitação sobre a região da ZCAS na primavera e verão, e subestimativa no resto da área em estudo. Os valores médios espaciais da precipitação mostram um ciclo anual bem definido com máximos no verão e mínimos no inverno sobre o setor Norte. No setor Sul o ciclo anual

apresentado pelo modelo é bem suavizado, embora apresente um mínimo no inverno e um máximo na primavera. No setor Norte as diferenças entre a precipitação observada e a simulada sobre a área são compensadas ao efetuar a média espacial, resultando num melhor ajuste entre as precipitações médias espaciais. Como na Região Sul existe subestimativa da precipitação sobre toda a área, os valores médios espaciais refletem esta subestimativa; a qual é maior durante a estação seca.

Os valores da convergência do fluxo de umidade calculados internamente no código do modelo mostram valores superiores aos obtidos da reanálises do NCEP sobre a região da ZCAS, principalmente no verão. No setor Sul o campo de convergência apresenta uma estrutura de alternâncias entre divergência e convergência, com uma escala espacial menor nos resultados do modelo que a apresentada pelo NCEP. Isto poderia estar associado com o efeito que a topografia tem sobre o escoamento, na simulação.

O ciclo anual da convergência média espacial em ambos setores mostra comportamento similar ao do ciclo de precipitação. No setor Norte o ciclo anual da convergência simulada possui o mesmo comportamento daquele obtido da reanálise. Os valores de convergência são superestimados no final da primavera e no verão, quando as precipitações são também superestimadas, e subestimados no outono e no inverno, quando as precipitações são subestimadas. Isto mostra que o comportamento da convergência calculada pelo modelo e o comportamento da precipitação possuem uma boa correlação, o que era de se esperar pois a precipitação convectiva é calculada segundo o esquema de convecção de Kuo, que utiliza a divergência de umidade. No setor Sul os ciclos anuais da convergência observada e da simulada apresentam diferenças grandes no comportamento. Neste setor a evolução anual da convergência simulada pelo modelo é consistente com a evolução anual da precipitação observada, o que não acontece com a evolução anual da convergência calculada com os dados do NCEP.

A diferença entre a precipitação e a evapotranspiração simuladas pelo modelo mostra um bom ajuste com os valores da convergência, sobre o setor Norte, significando que a variação no armazenamento de água na atmosfera é quase nula. No setor Sul os valores

da convergência de umidade superam a diferença entre a precipitação e a evapotranspiração na primavera e verão, mostrando a existência de um aumento do armazenamento atmosférico, como mostrado pelos campos desta variável.

No setor Norte o comportamento da convergência de umidade é basicamente ditado pelo acúmulo do fluxo meridional de umidade nos baixos níveis, no final da primavera e no verão. Os máximos valores da convergência de umidade e da precipitação são associados com um intenso fluxo meridional desde a Região Central do Brasil e com o fluxo a leste dos Andes que transporta umidade desde a Região Amazônica, para o sul. No inverno o acúmulo no fluxo zonal proveniente do Atlântico possui a maior influência na convergência.

No setor Sul a convergência de umidade também encontra-se basicamente definida pelo acúmulo do fluxo meridional nos baixos níveis, mas existe uma influência do fluxo zonal principalmente no final do inverno e na primavera que contribui para que os máximos valores de convergência aconteçam em Setembro e Outubro, quando o acúmulo do fluxo meridional é grande e a perda do fluxo zonal diminui. Estes são os meses em que a precipitação é máxima neste setor. Os máximos acúmulos do fluxo meridional acontecem desde Agosto até Outubro, quando existe uma intensificação do fluxo proveniente da Região Central do Brasil

O modelo mostra que no setor Norte, durante o final da primavera e no verão, as fontes de umidade locais e as externas à região colaboram em igual grau para a precipitação, enquanto que do outono até o começo da primavera a evapotranspiração local sustenta a precipitação às expensas do armazenamento de água no solo. No setor Sul o modelo mostra que a precipitação é principalmente mantida pela evapotranspiração local, aumentada pela colaboração do transporte de umidade pelas fronteiras durante o final do inverno e princípio da primavera.

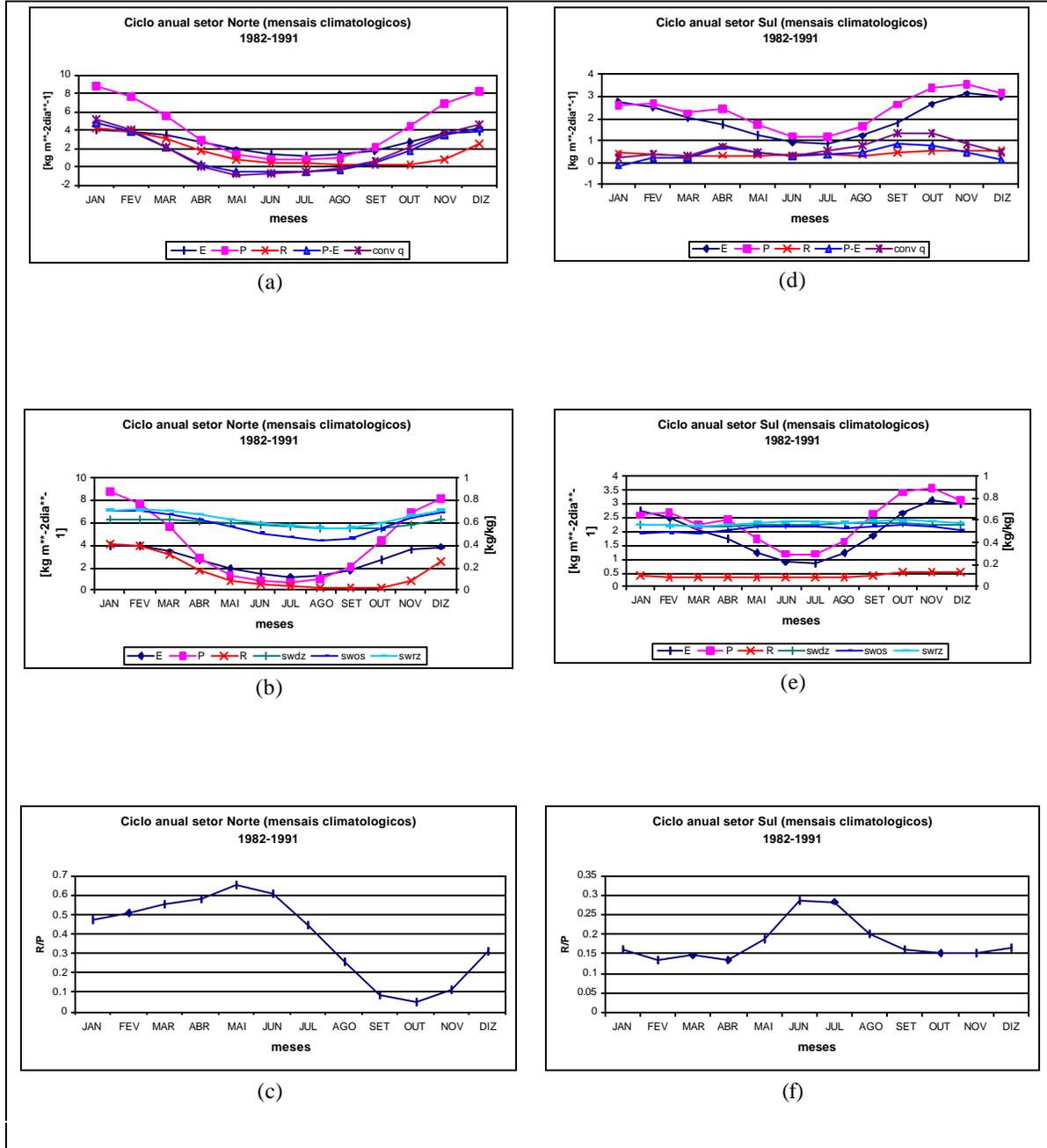


Fig. 4.1 Ciclos Anuais das variáveis do balanço hídrico (a, d), do armazenamento de umidade nas diferentes camadas de solo (b, e), e do coeficiente de escoamento (c, f). (**E**: Evapotranspiração, **P**: Precipitação, **R**: Runoff, **convq**: Convergência do fluxo de umidade verticalmente integrado, **swos**: Umidade na camada superficial, **swrz**: Umidade na camada de raízes, **swdz**: Umidade na camada de drenagem, **R/P**: coeficiente de escoamento)

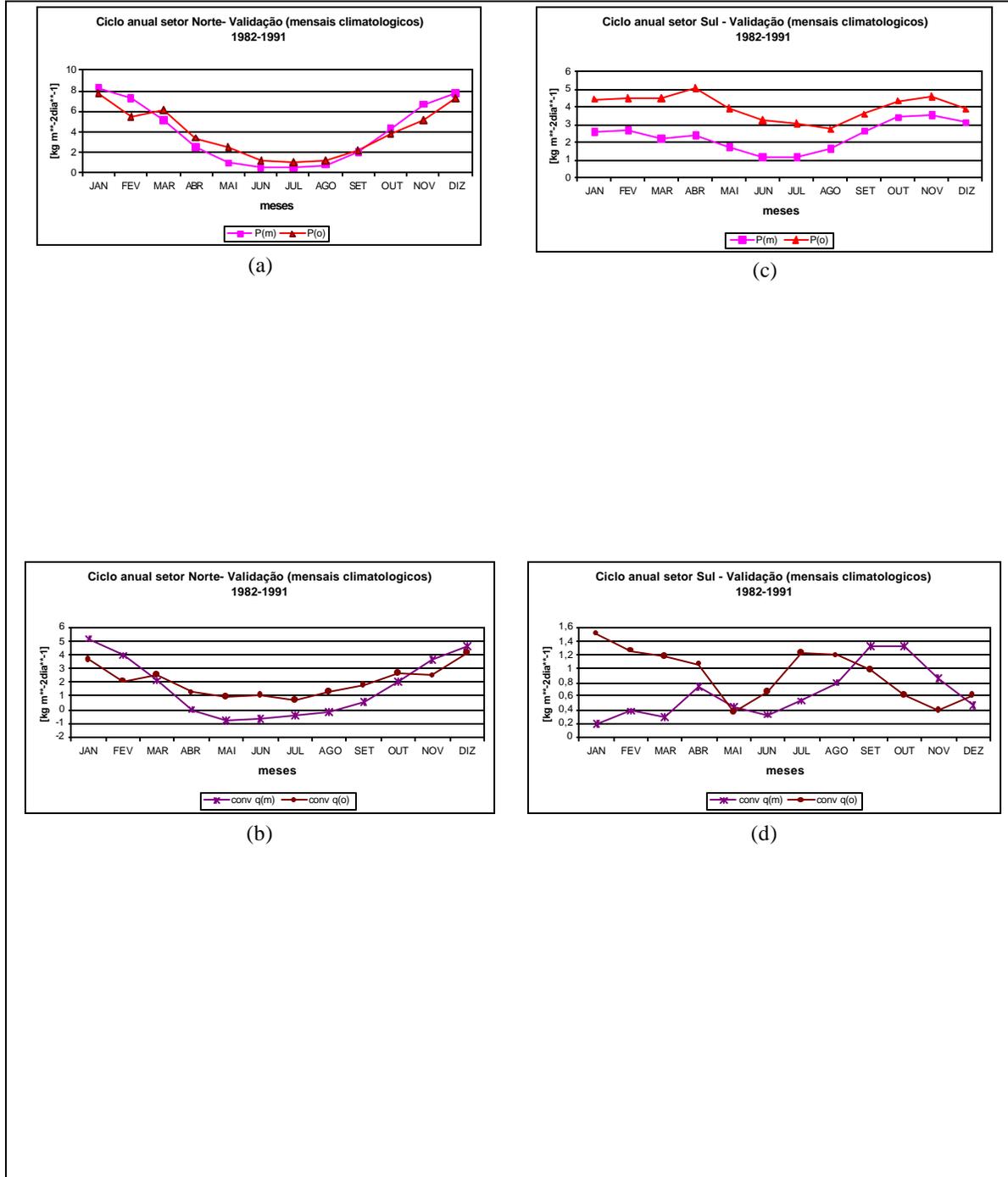


Fig. 4.2 Validação da precipitação, (a, c), e da Convergência do fluxo de umidade calculada internamente pelo modelo, (b, d). (**P(m)**: Precipitação CPTEC/COLA, **P(o)**: Precipitação CRU, **q(m)**: Convergência calculada pelo modelo CPTEC/COLA, **q(o)**: Convergência NCEP).

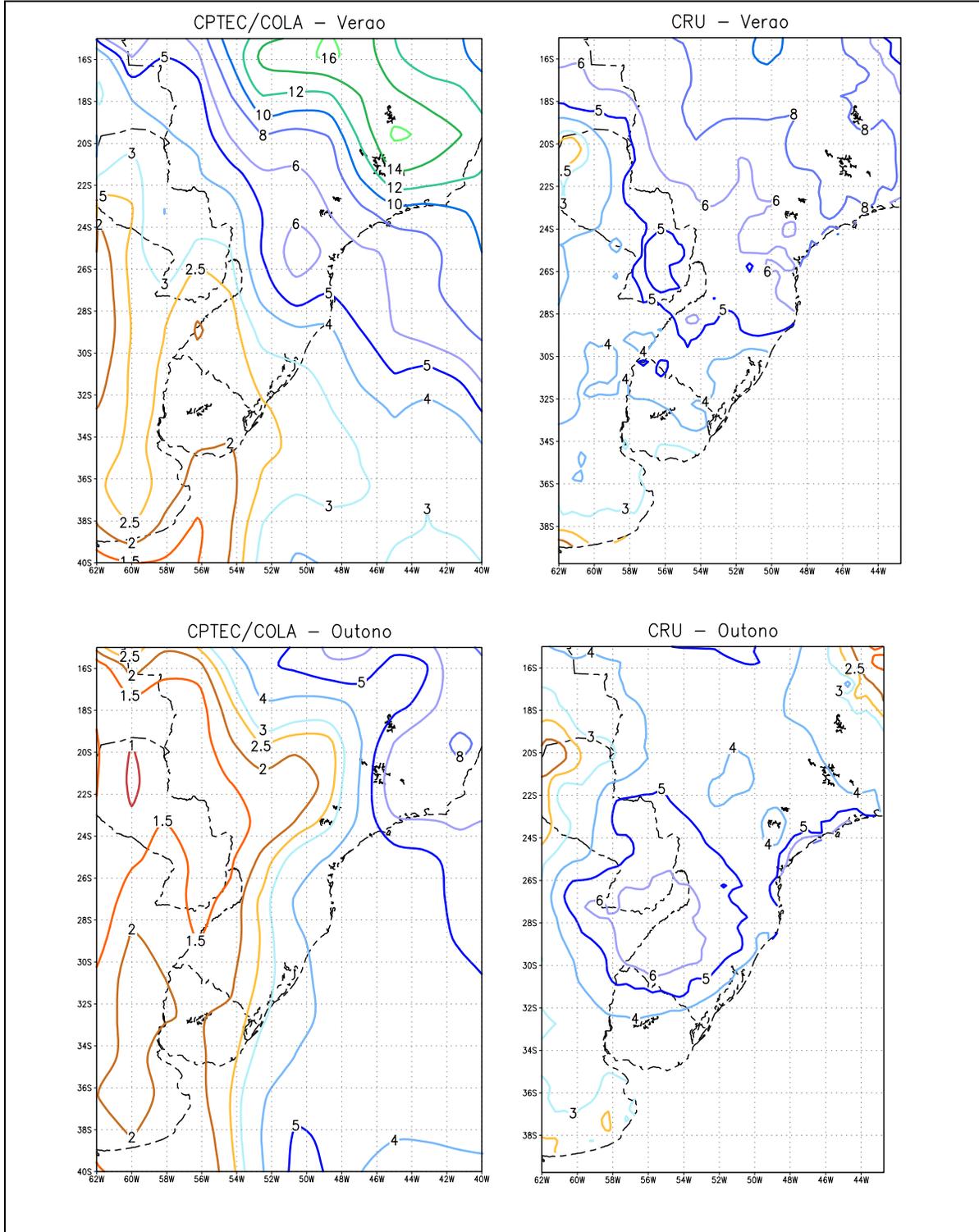


Fig. 4.3 Campos de precipitação ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)– Climatologia

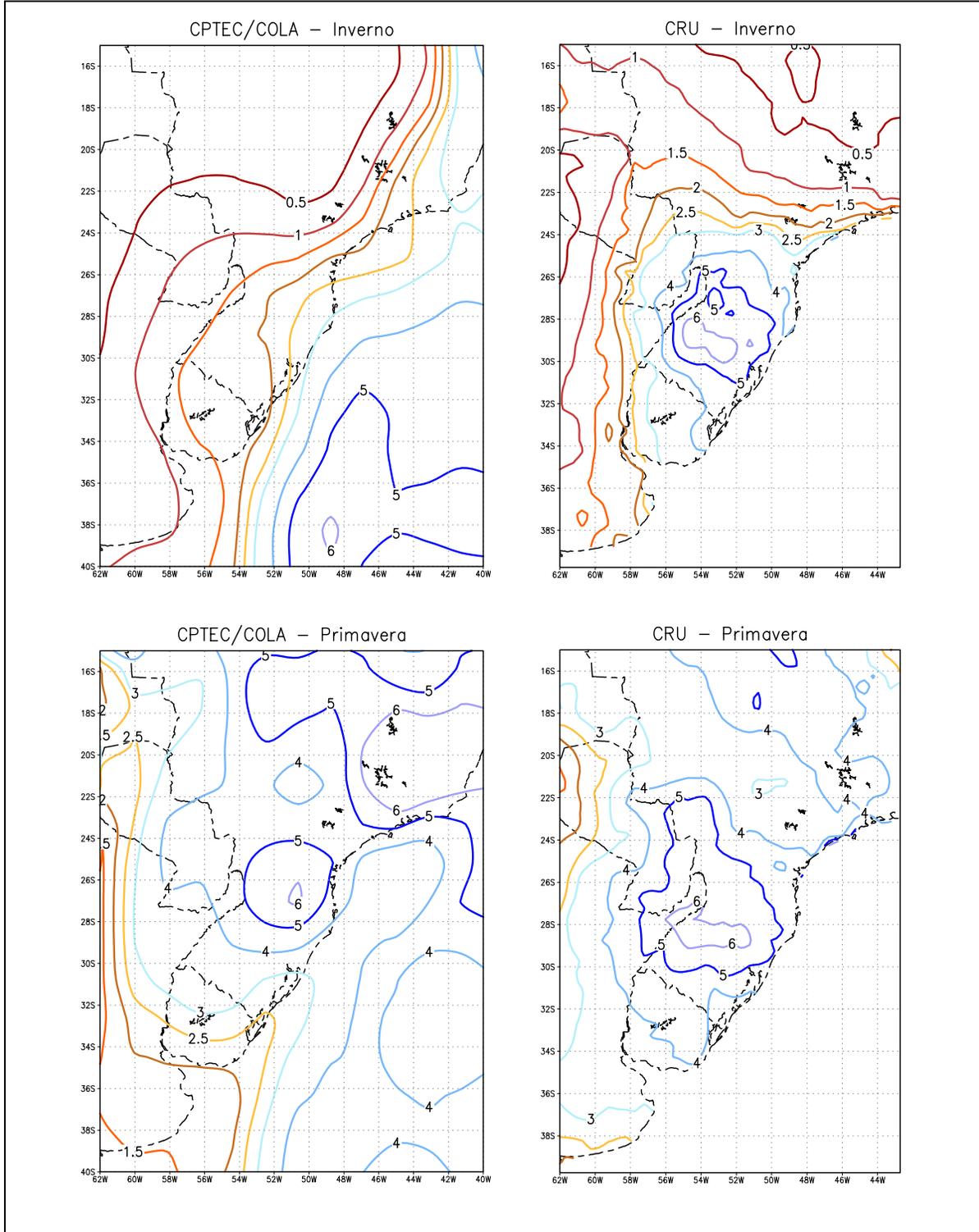


Fig. 4.3 cont. Campos de precipitação ($\text{kg m}^{-2} \text{dia}^{-1}$) – Climatologia

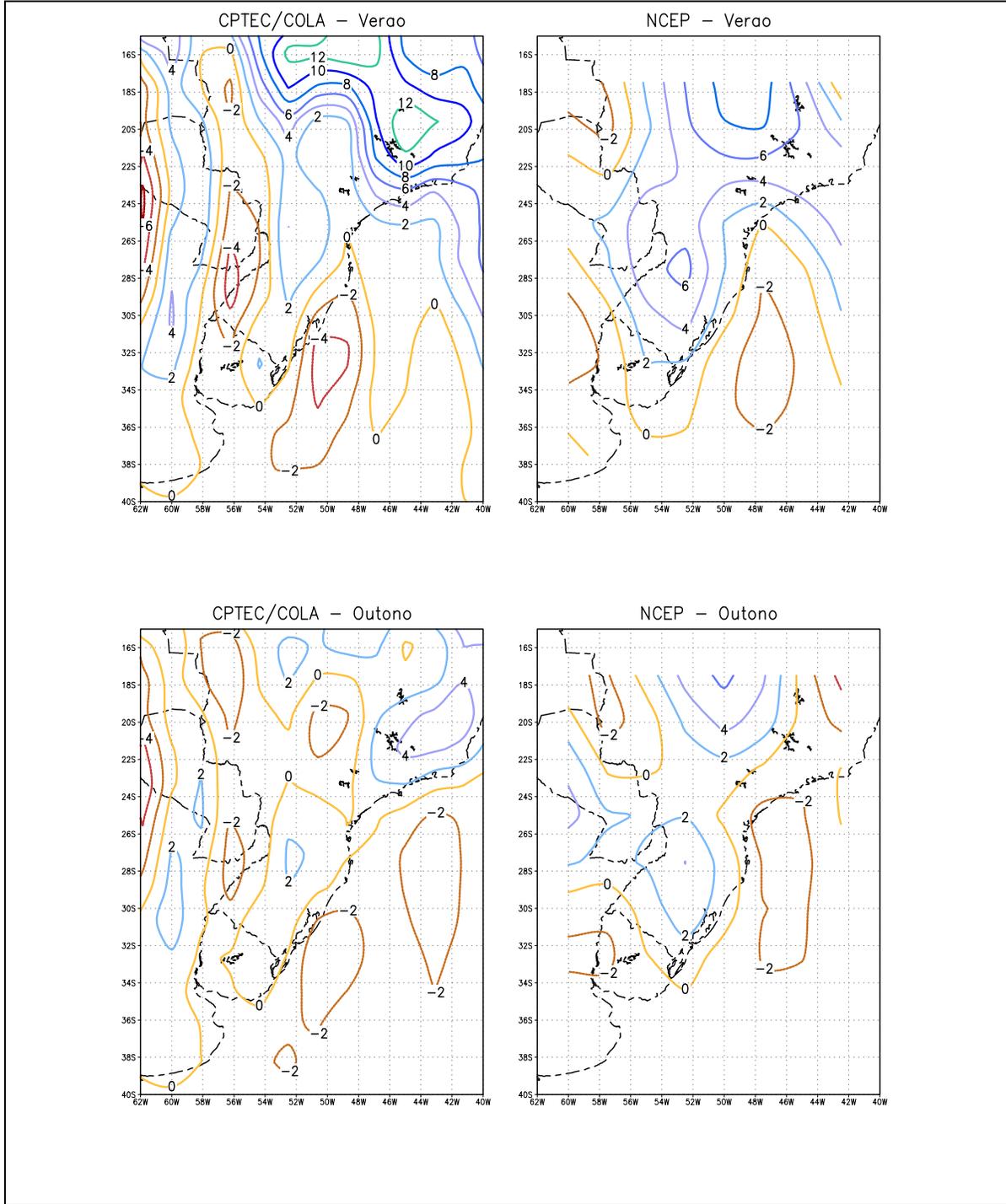


Fig. 4.4 Campos de Convergência do Fluxo de vapor de água ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$)– Climatologia – (CPTEC/COLA : Calculada internamente pelo modelo; NCEP: Calculada a partir do fluxo integrado entre 1000 e 300 hPa)

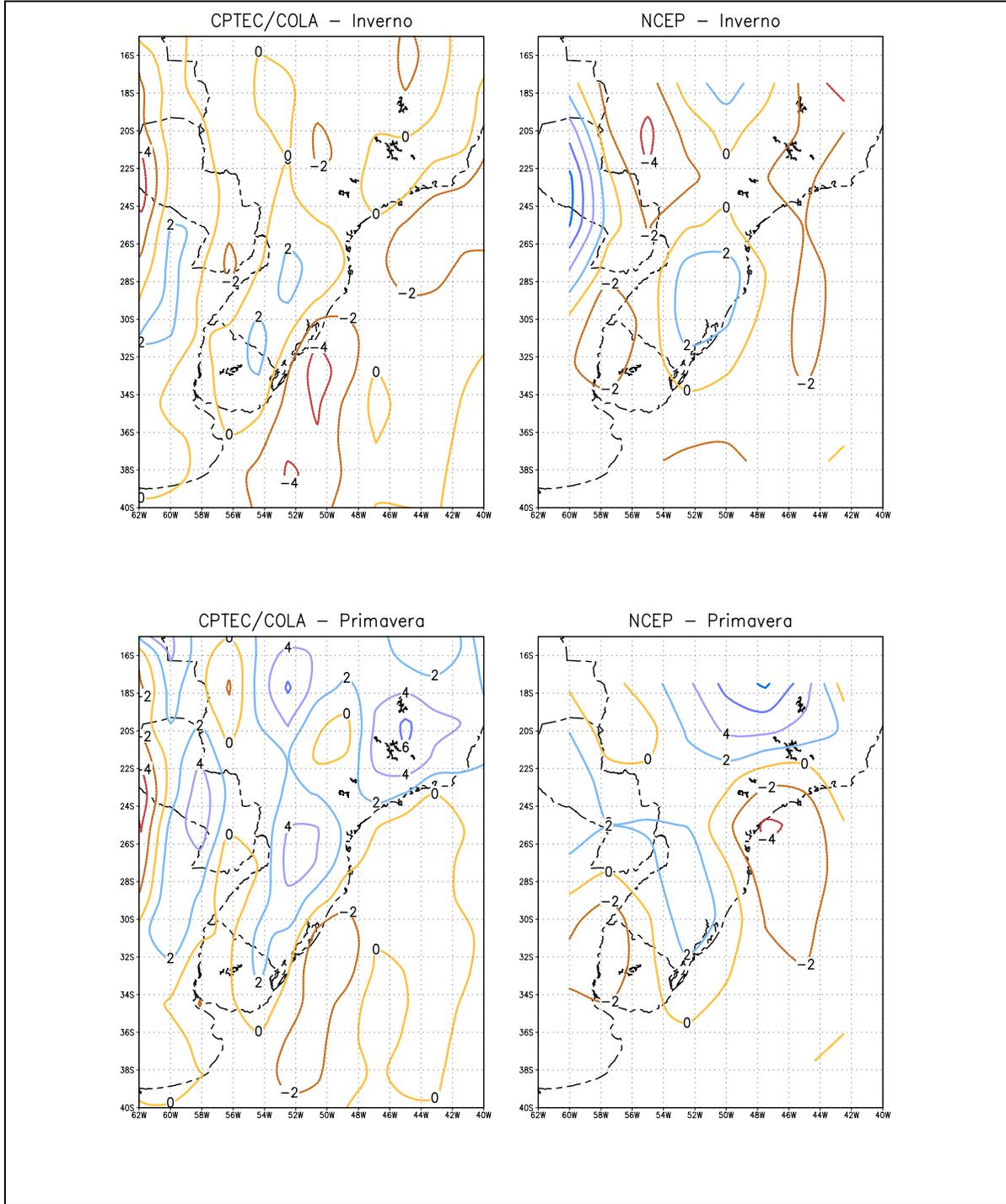


Fig. 4.4 cont. Campos de Convergência do Fluxo de vapor de água ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Climatologia – (**CPTEC/COLA** : Calculada pelo modelo; **NCEP**: Calculada a partir do fluxo integrado entre 1000 e 300 hPa)

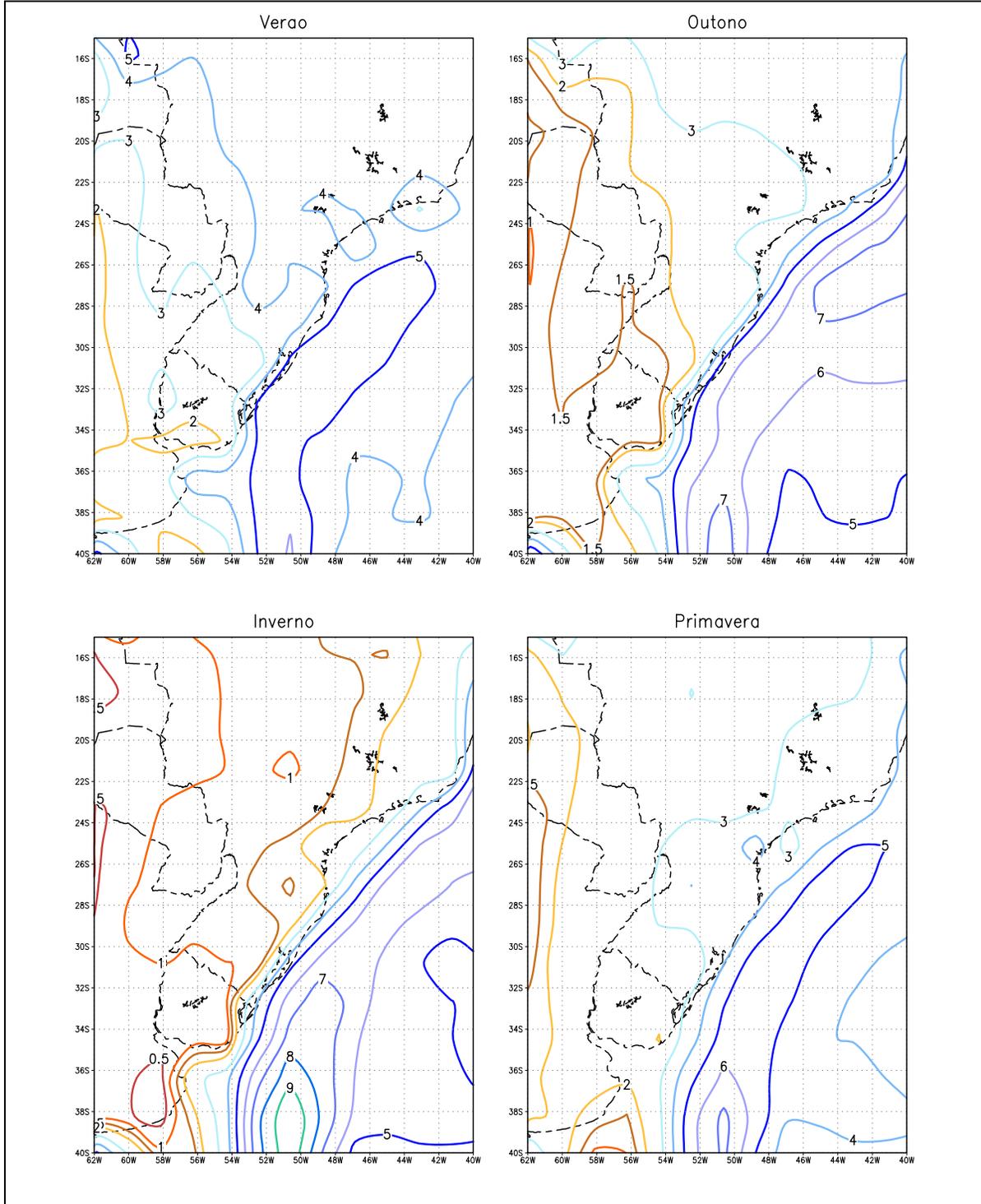


Fig. 4.5 Campos da Evapotranspiração ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Climatologia – Modelo CPTEC/COLA

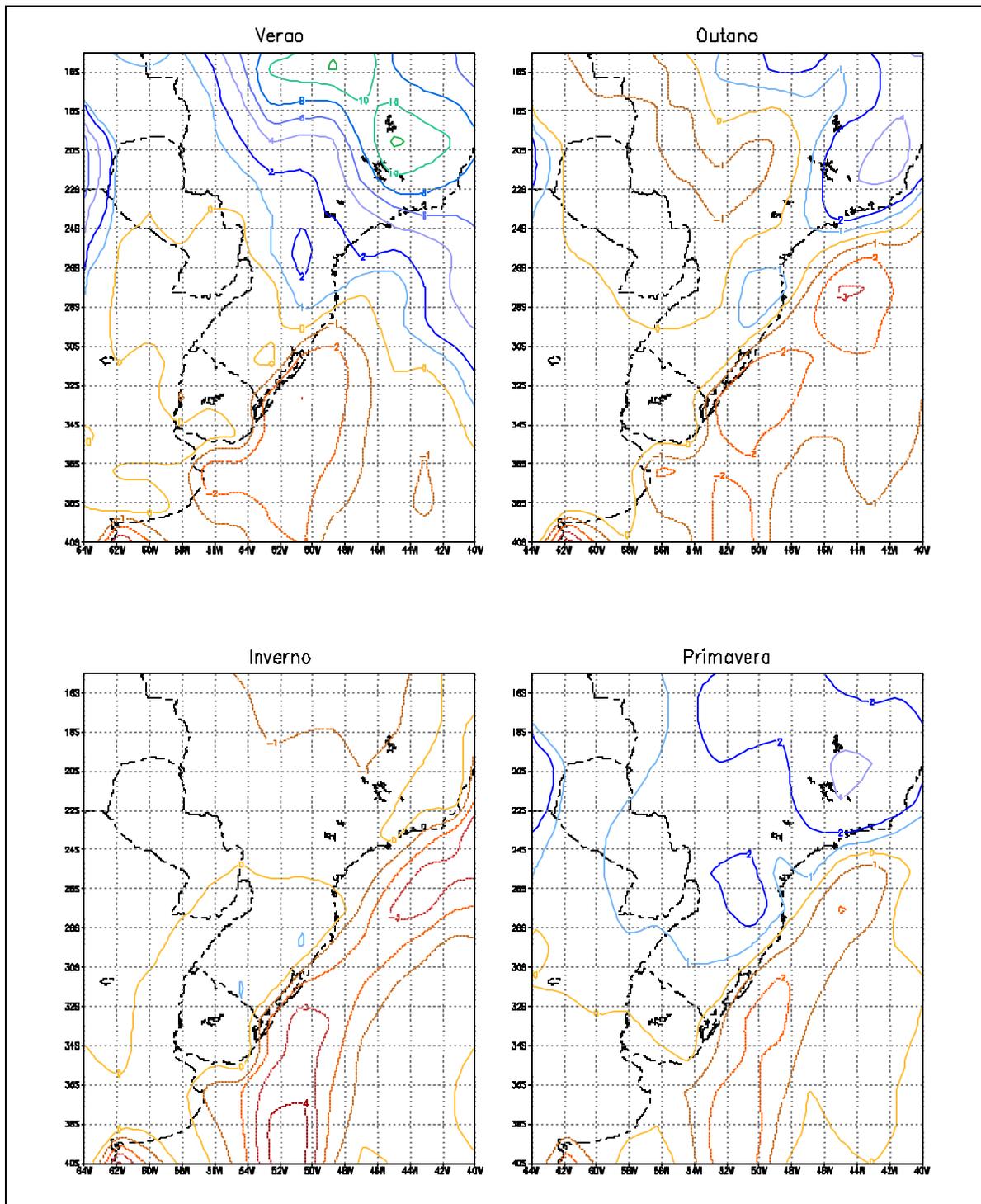


Fig. 4.6 Campos da Diferença entre Precipitação e Evapotranspiração (P-E) ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Climatologia – Modelo CPTEC/COLA

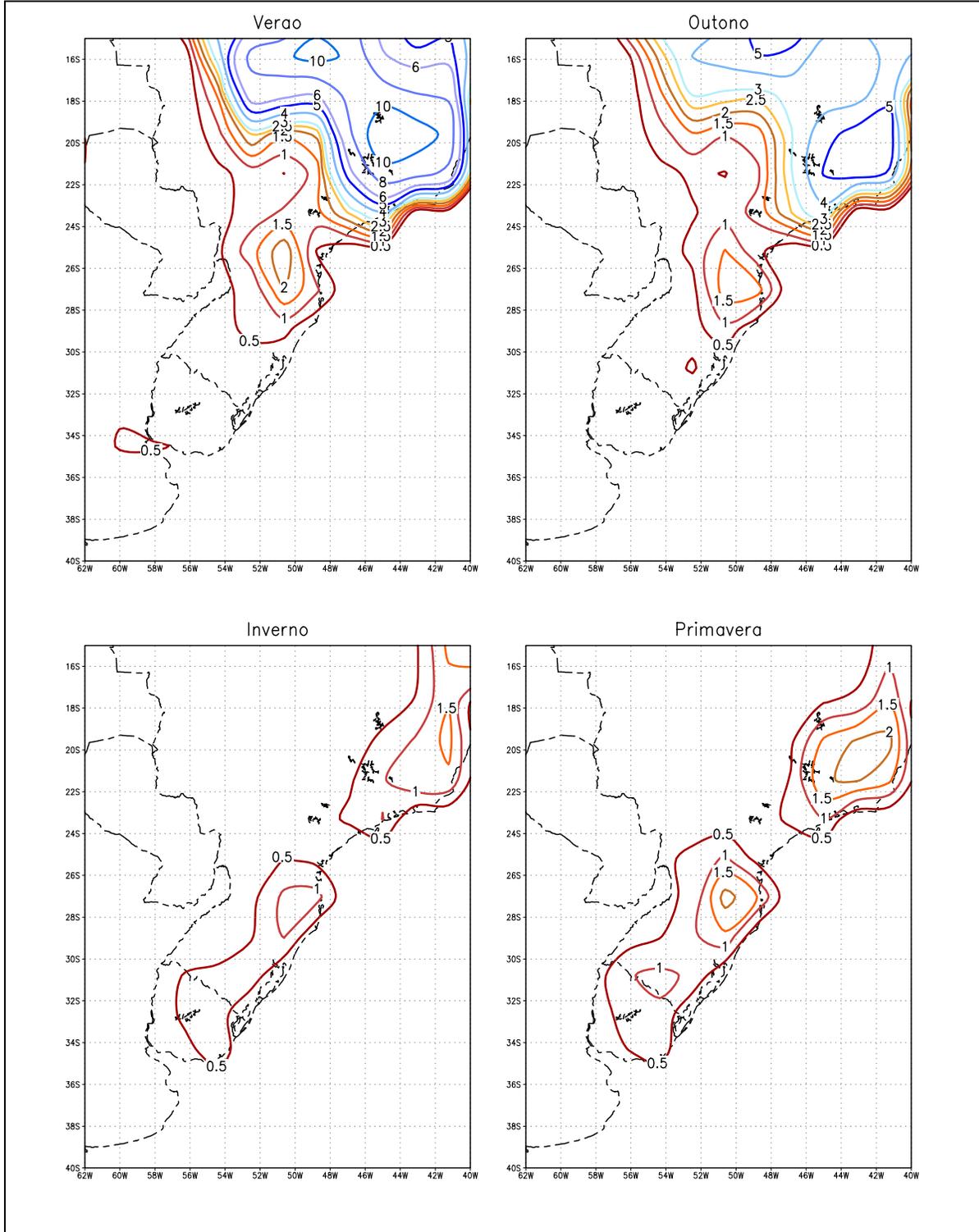


Fig. 4.7 Campos de Runoff ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Climatologia – Modelo CPTEC/COLA

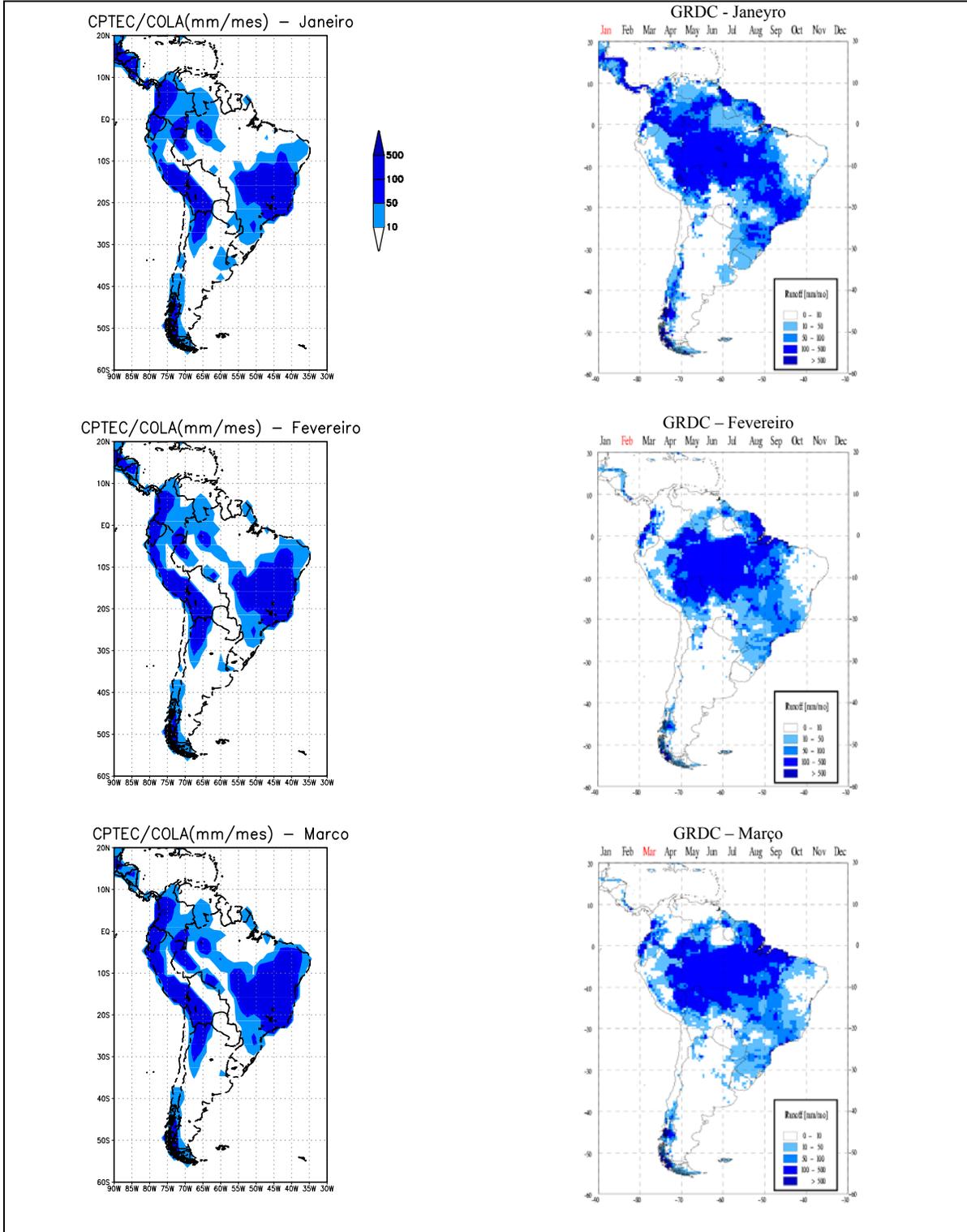


Fig. 4.8 Campos de Runoff sobre América do Sul – Climatologia

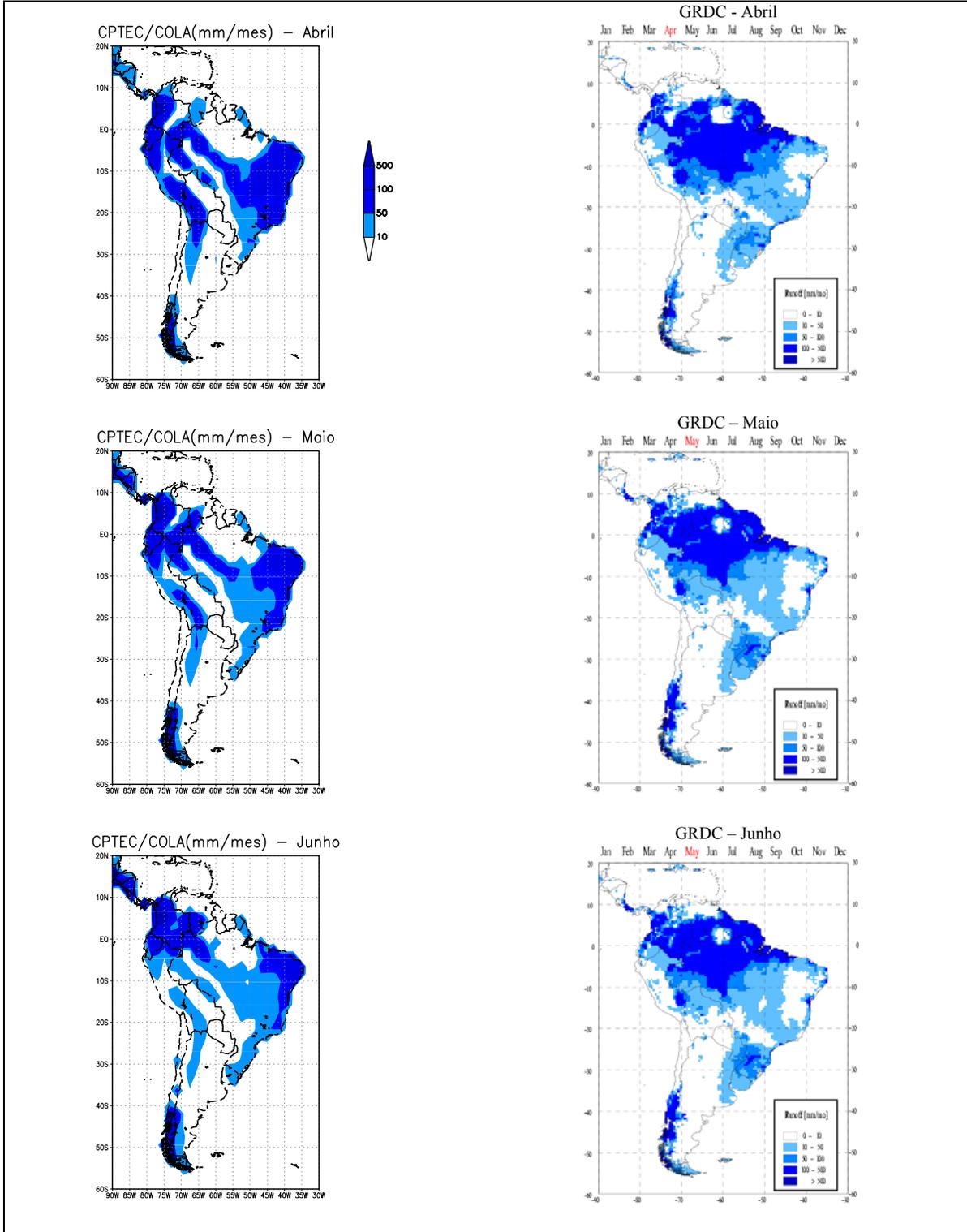


Fig. 4.8 cont. Campos de Runoff sobre América do Sul – Climatologia

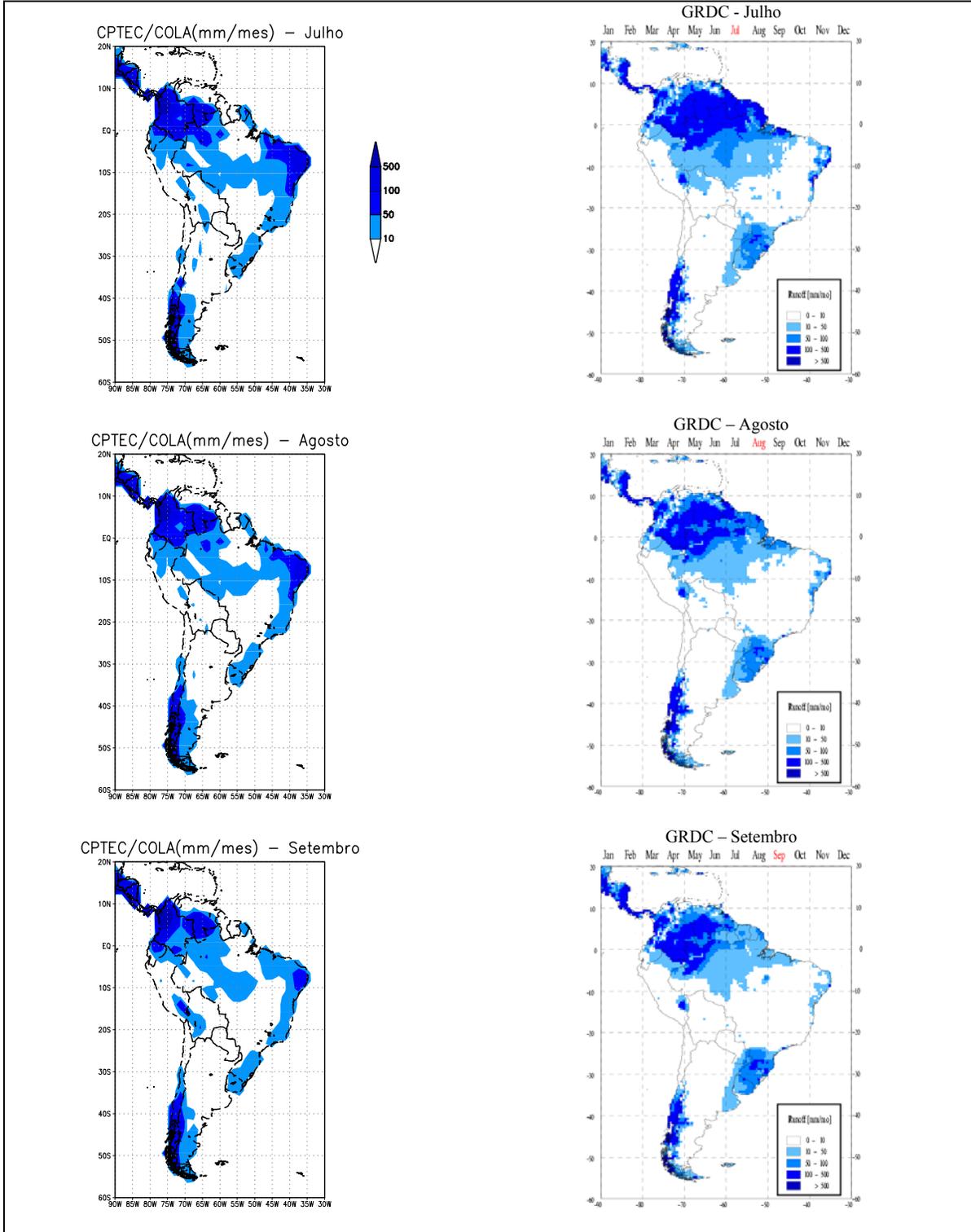


Fig. 4.8 cont. Campos de Runoff sobre América do Sul – Climatologia

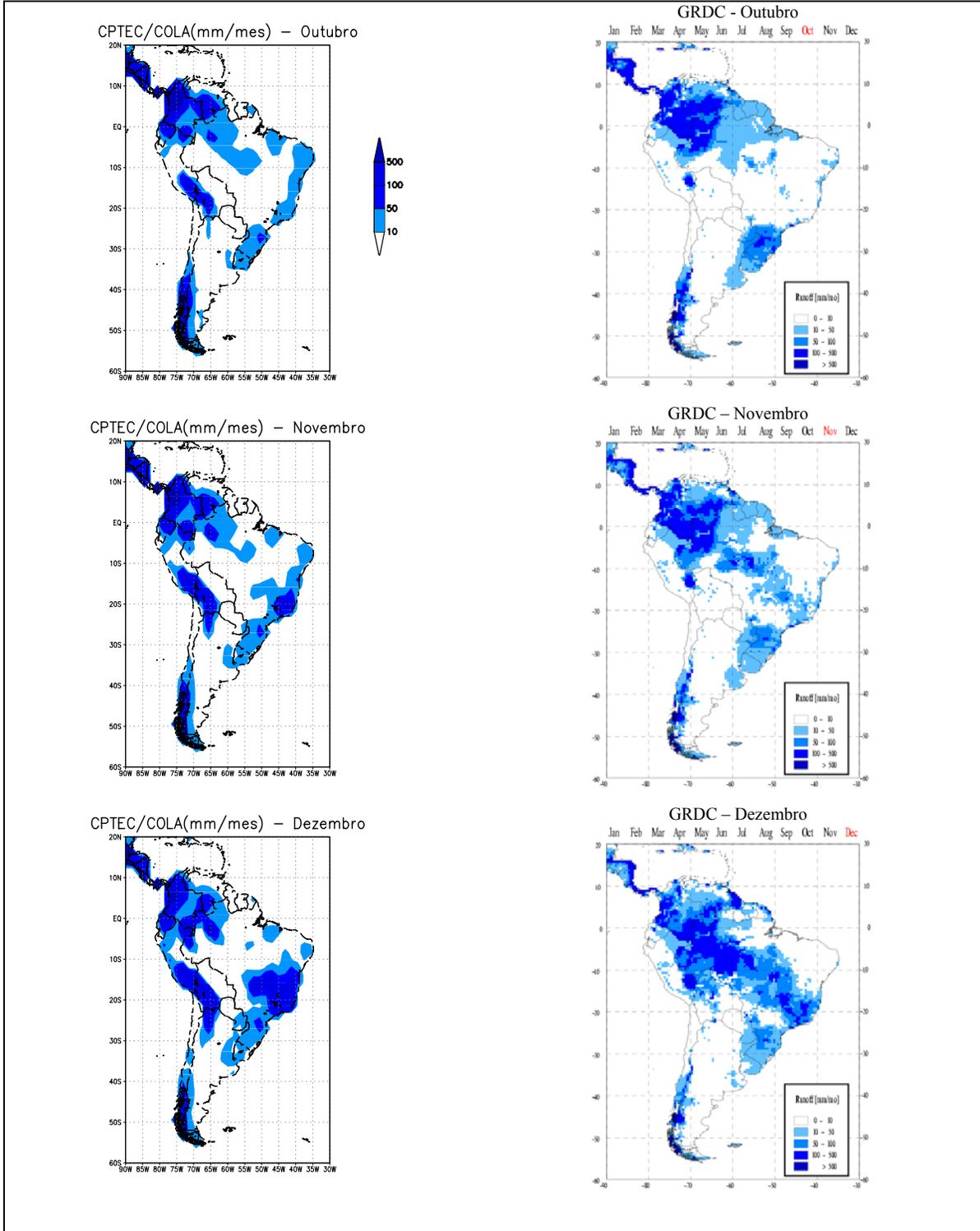


Fig. 4.8 cont. Campos de Runoff sobre América do Sul – Climatologia

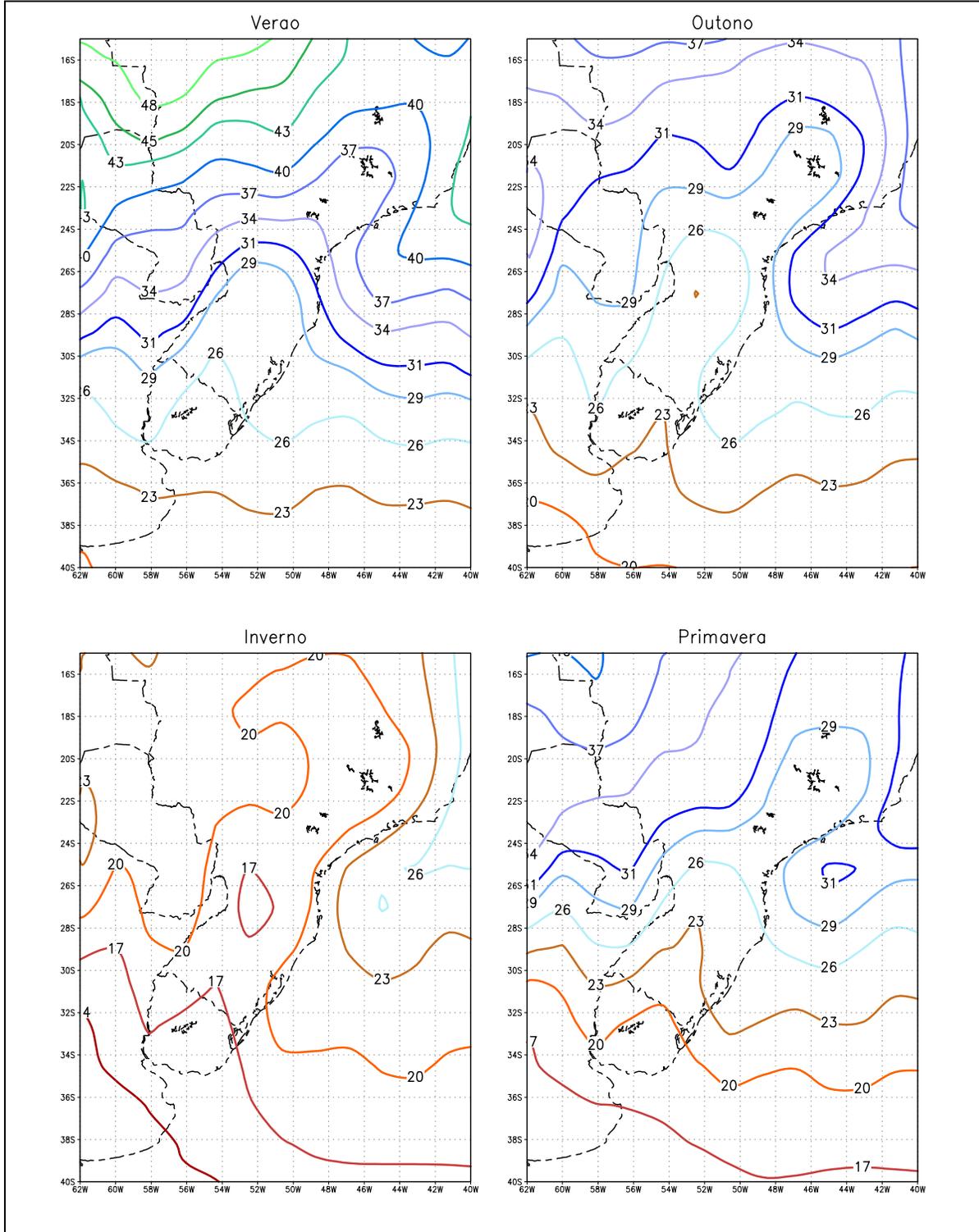


Fig. 4.9 Campos de Água Precipitável (kg m^{-2}) – Climatologia – Modelo CPTEC/COLA

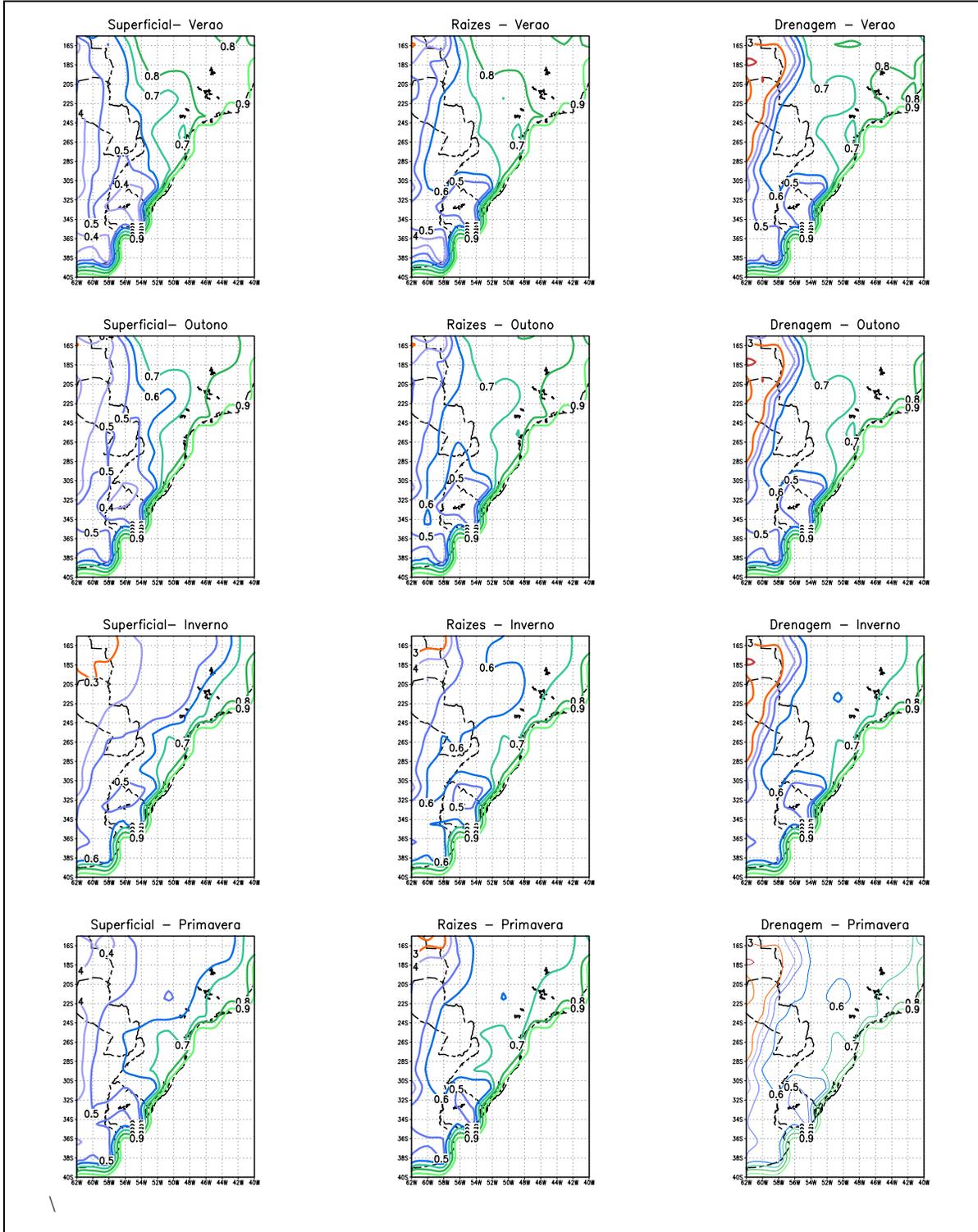


Fig. 4.10 Campos de Umidade do solo nas diferentes camadas – Climatologia

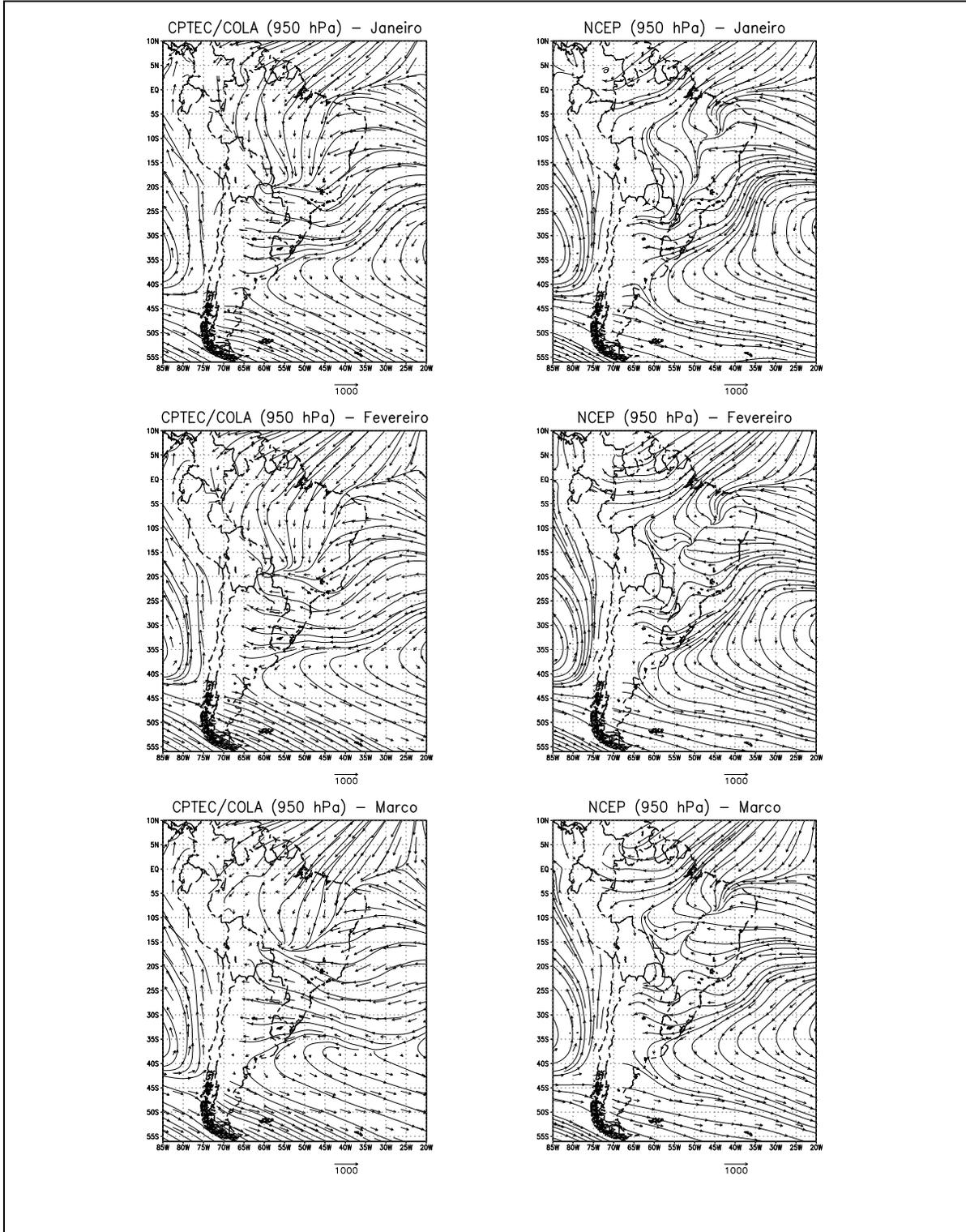


Fig. 4.11 Fluxo de vapor de água em 950 hPa ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) – Climatologia

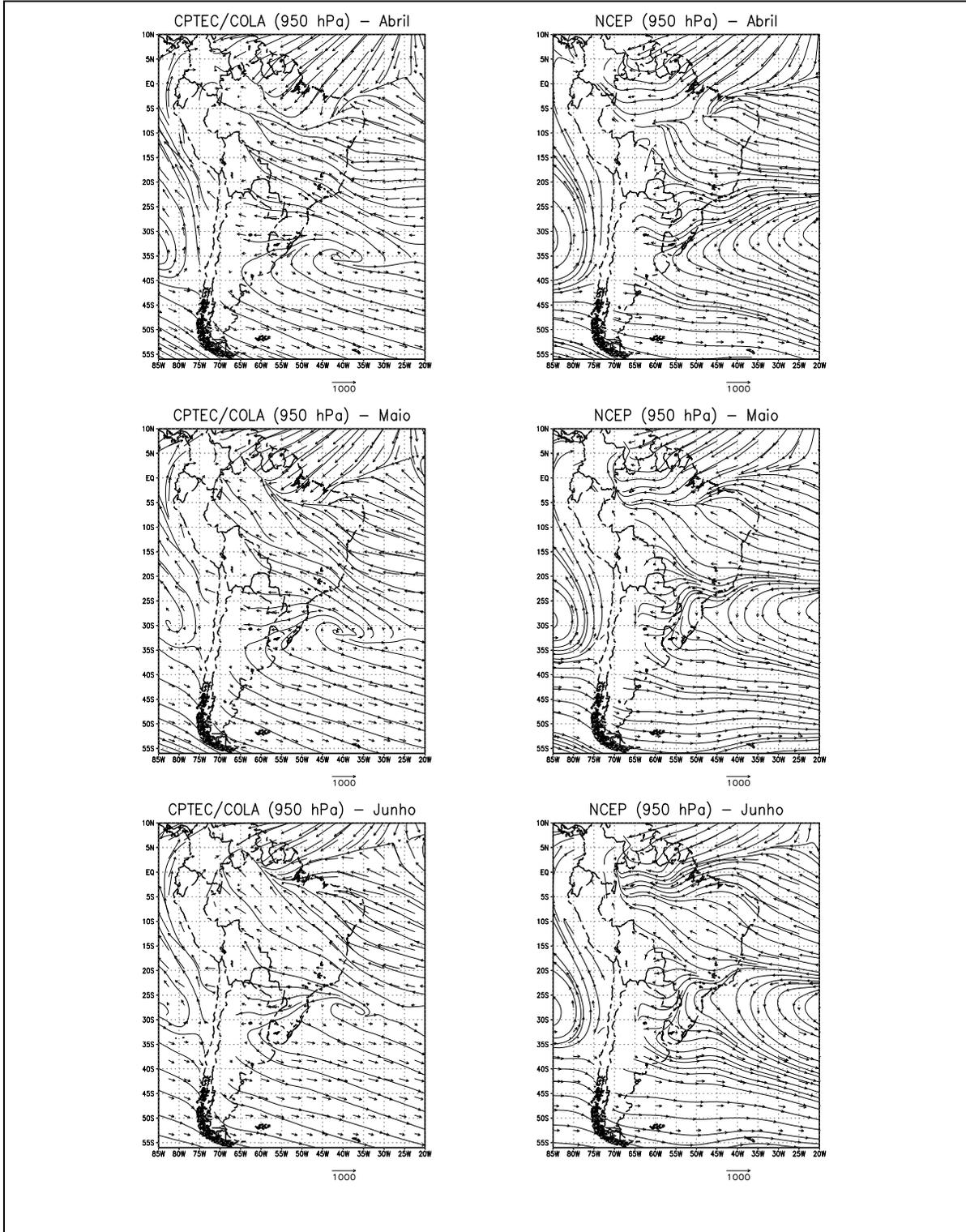


Fig. 4.11 cont. Fluxo de vapor de água em 950 hPa ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) – Climatologia

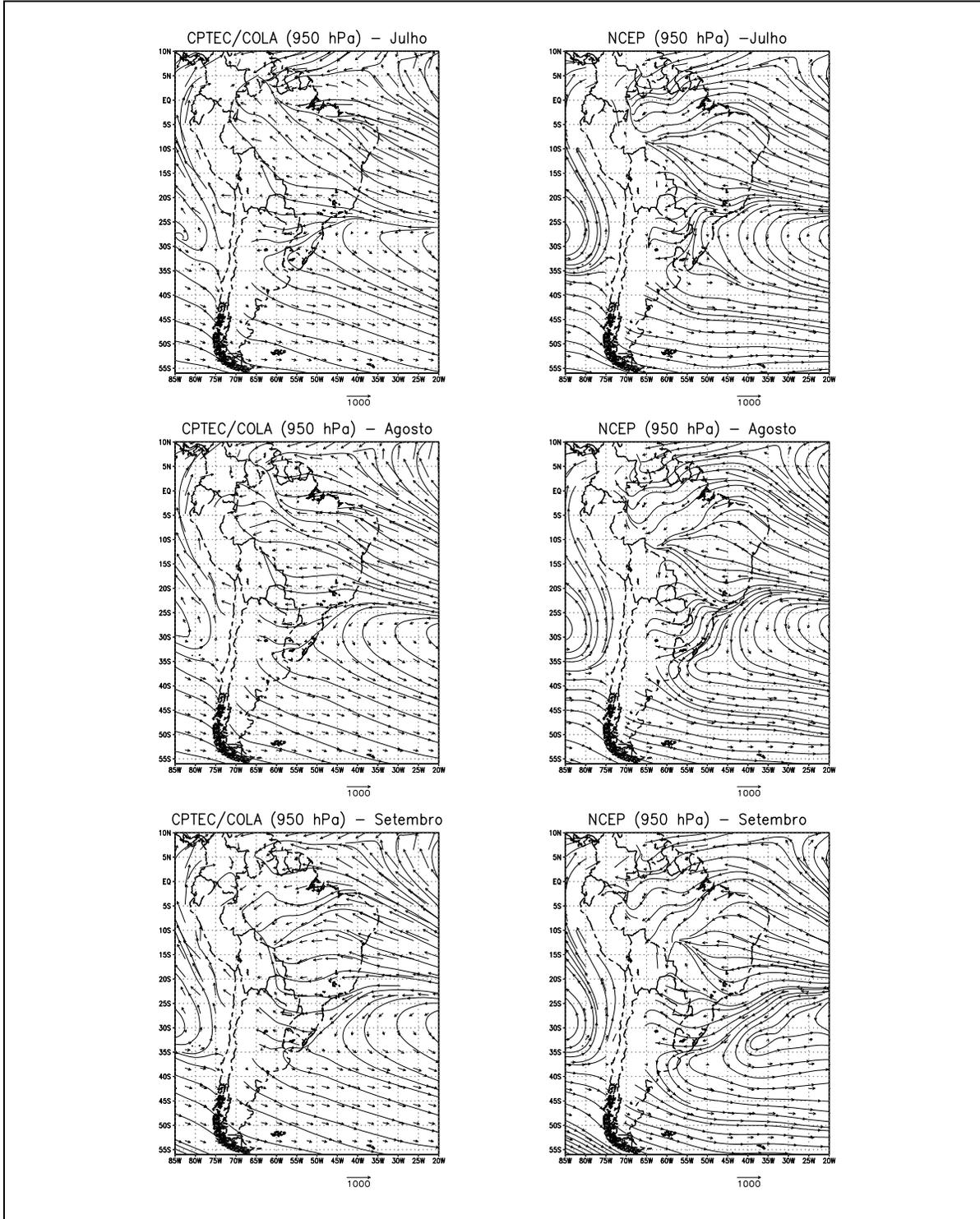


Fig. 4.11 cont. Fluxo de vapor de água em 950 hPa ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) – Climatologia

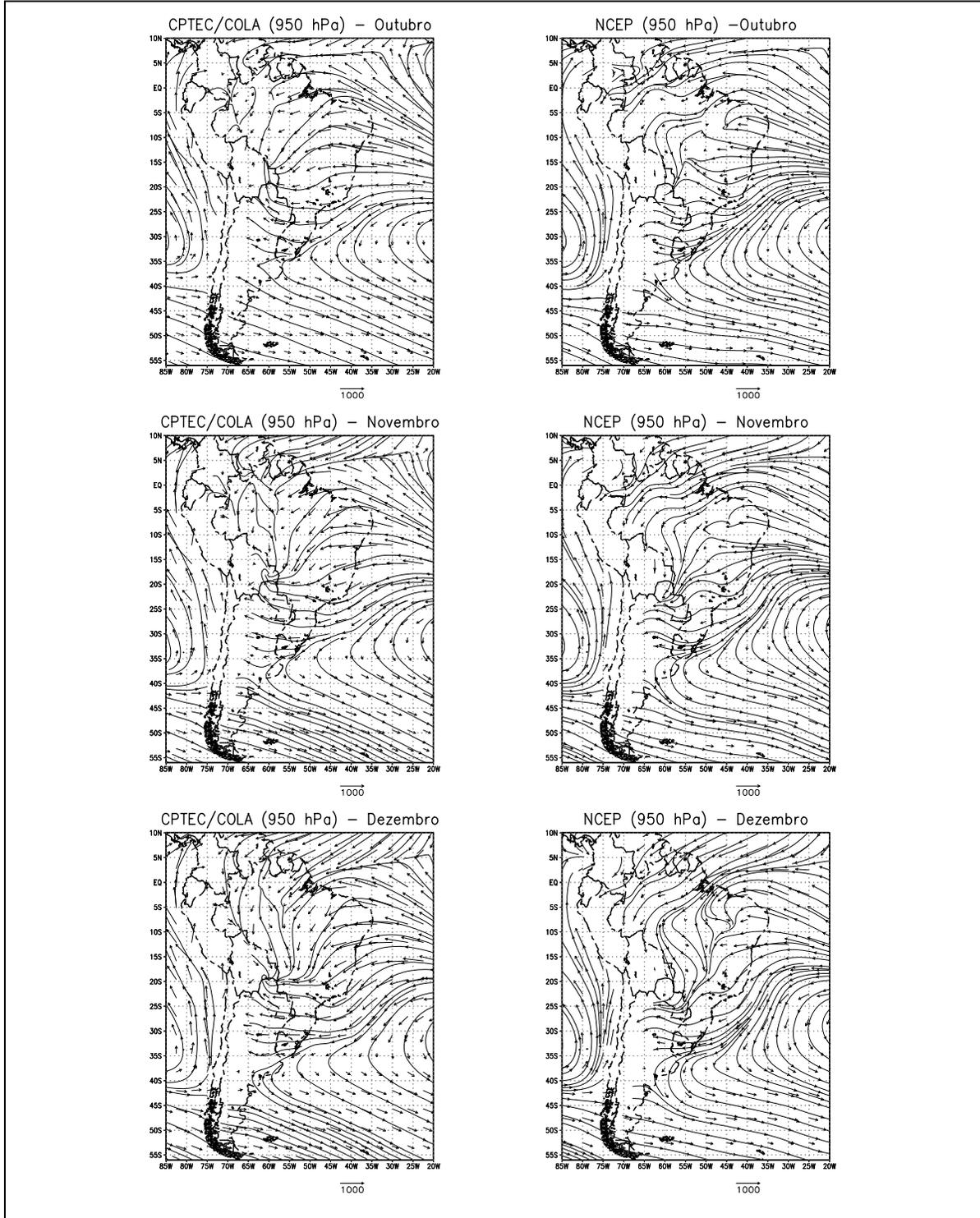


Fig. 4.11 cont. Fluxo de vapor de água em 950 hPa ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) – Climatologia

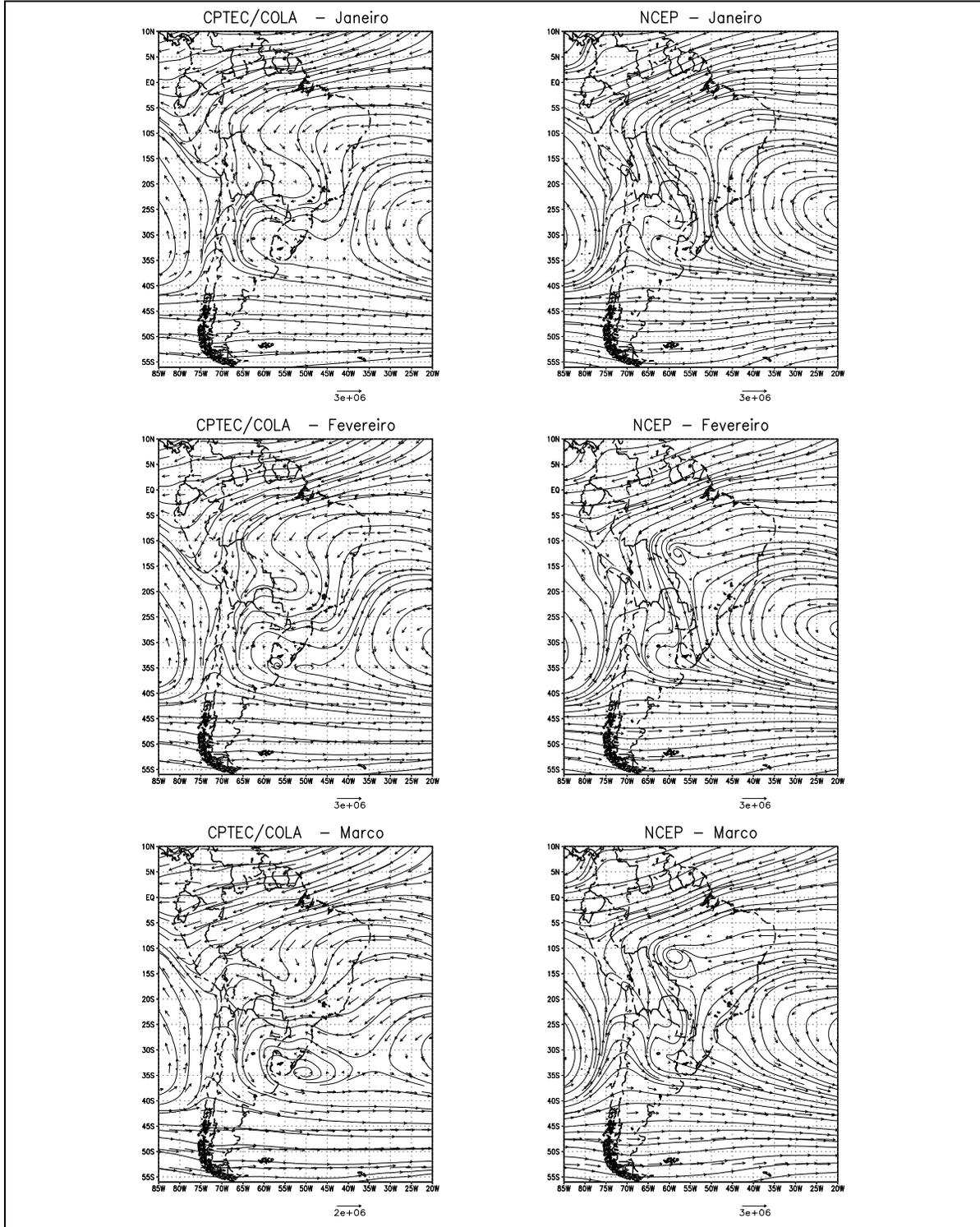


Fig. 4.12 Fluxo de vapor de água verticalmente integrado ($\text{kg m}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) – Climatologia

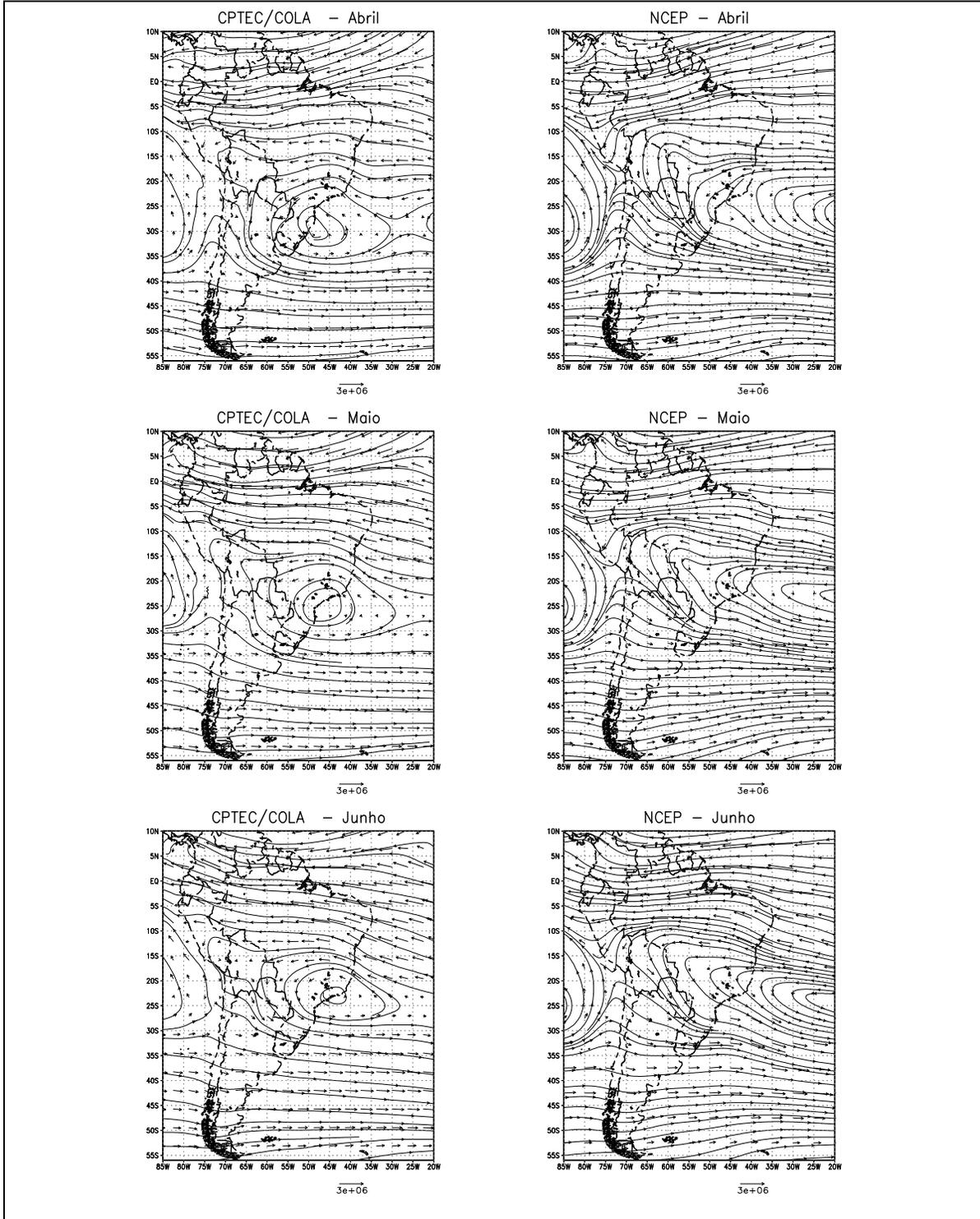


Fig. 4.12 cont. Fluxo de vapor de água verticalmente integrado ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) – Climatologia

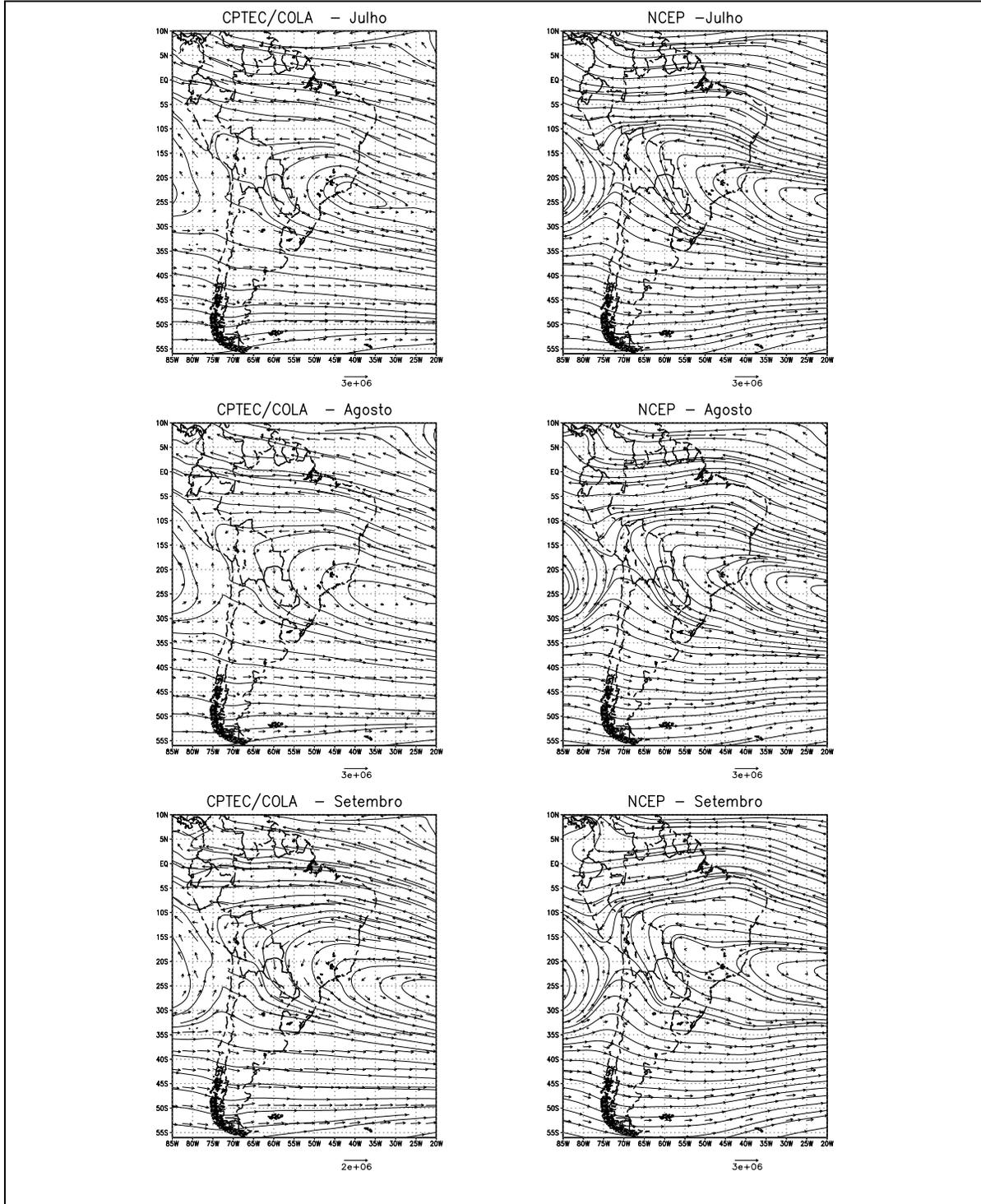


Fig. 4.12 cont. Fluxo de vapor de água verticalmente integrado – ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$)
Climatologia

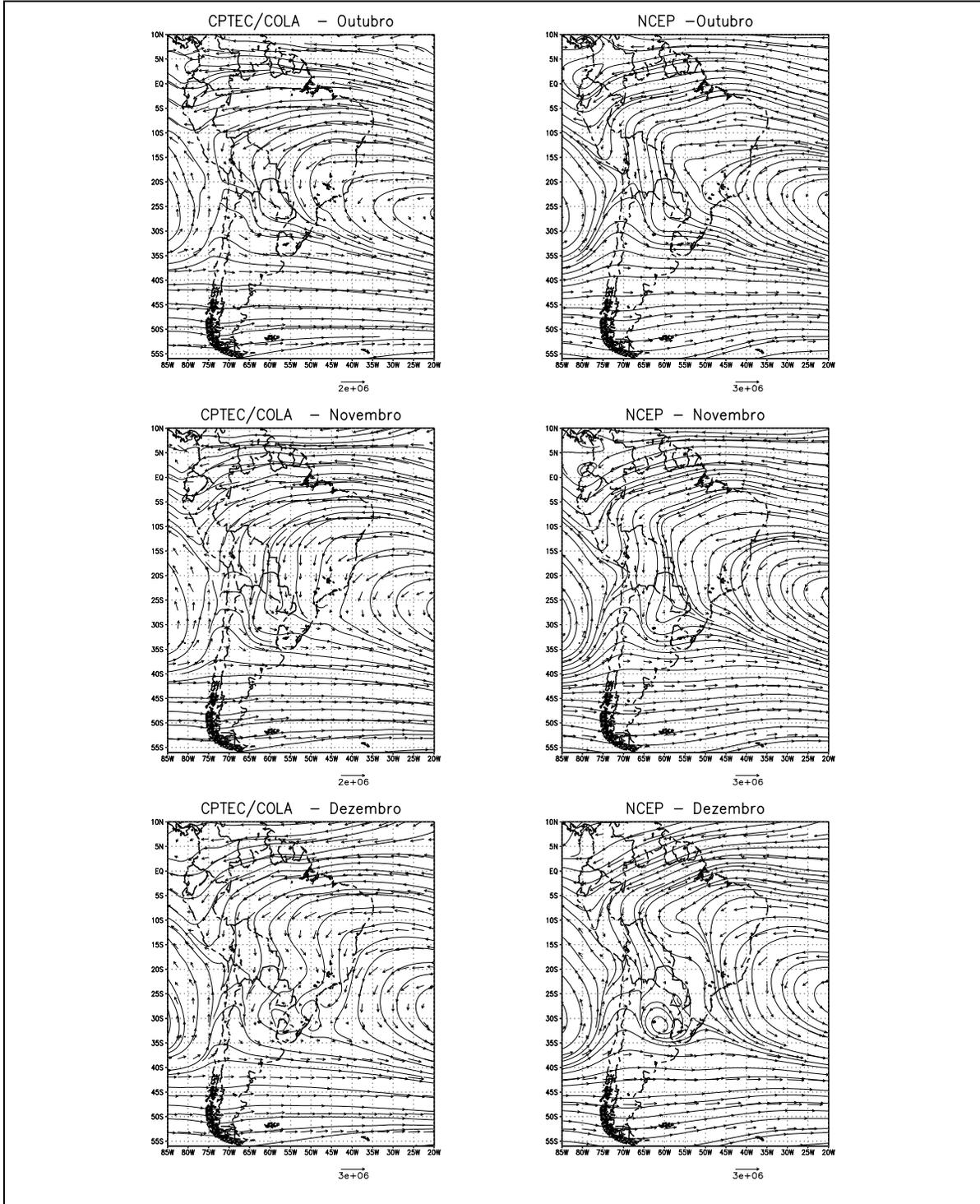


Fig. 4.12 cont. Fluxo de vapor de água verticalmente integrado – ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$)
Climatologia

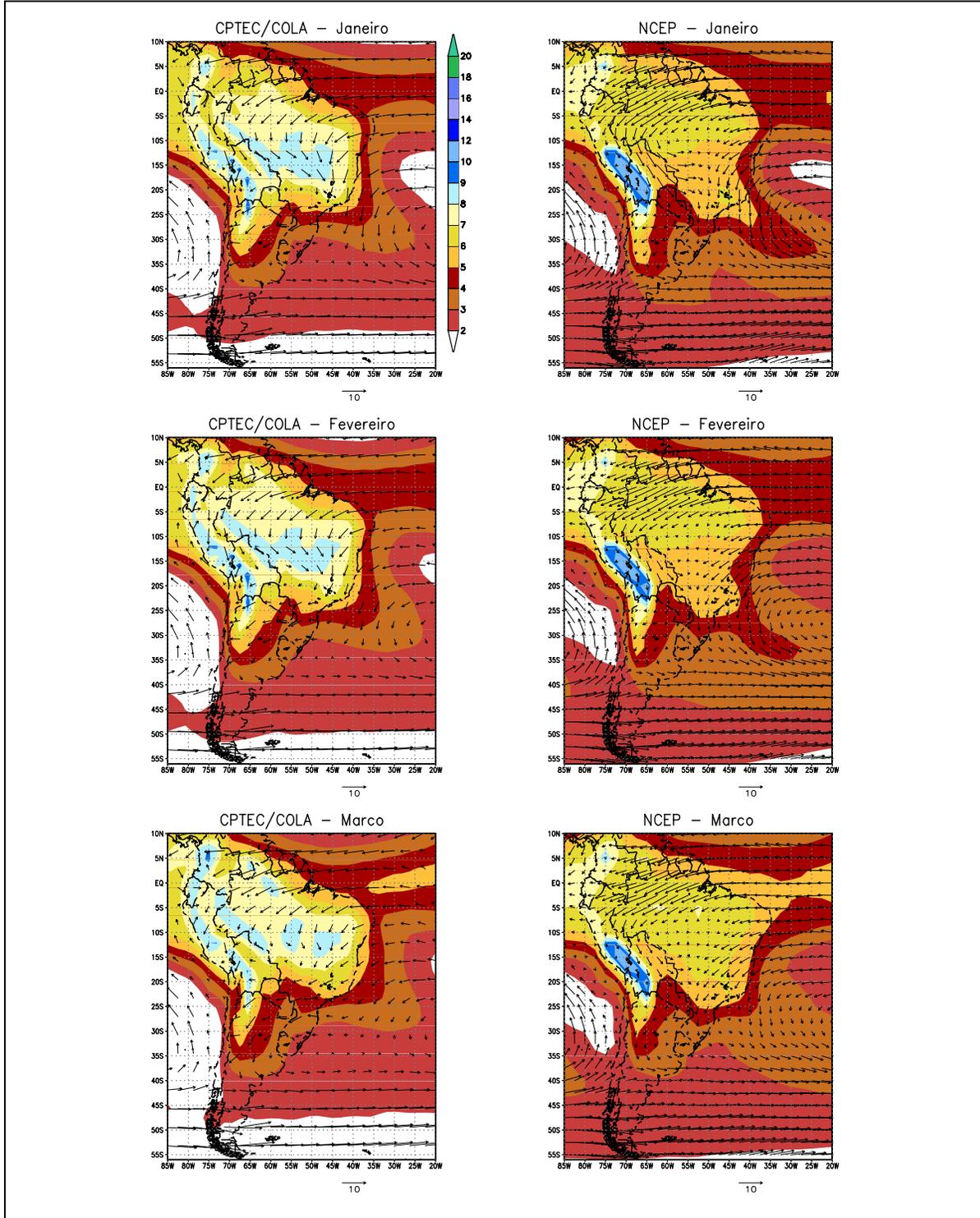


Fig. 4.13 Umidade específica ($\times 1000$) em 700 hPa e ventos em 850 hPa (m s^{-1}) – Climatologia

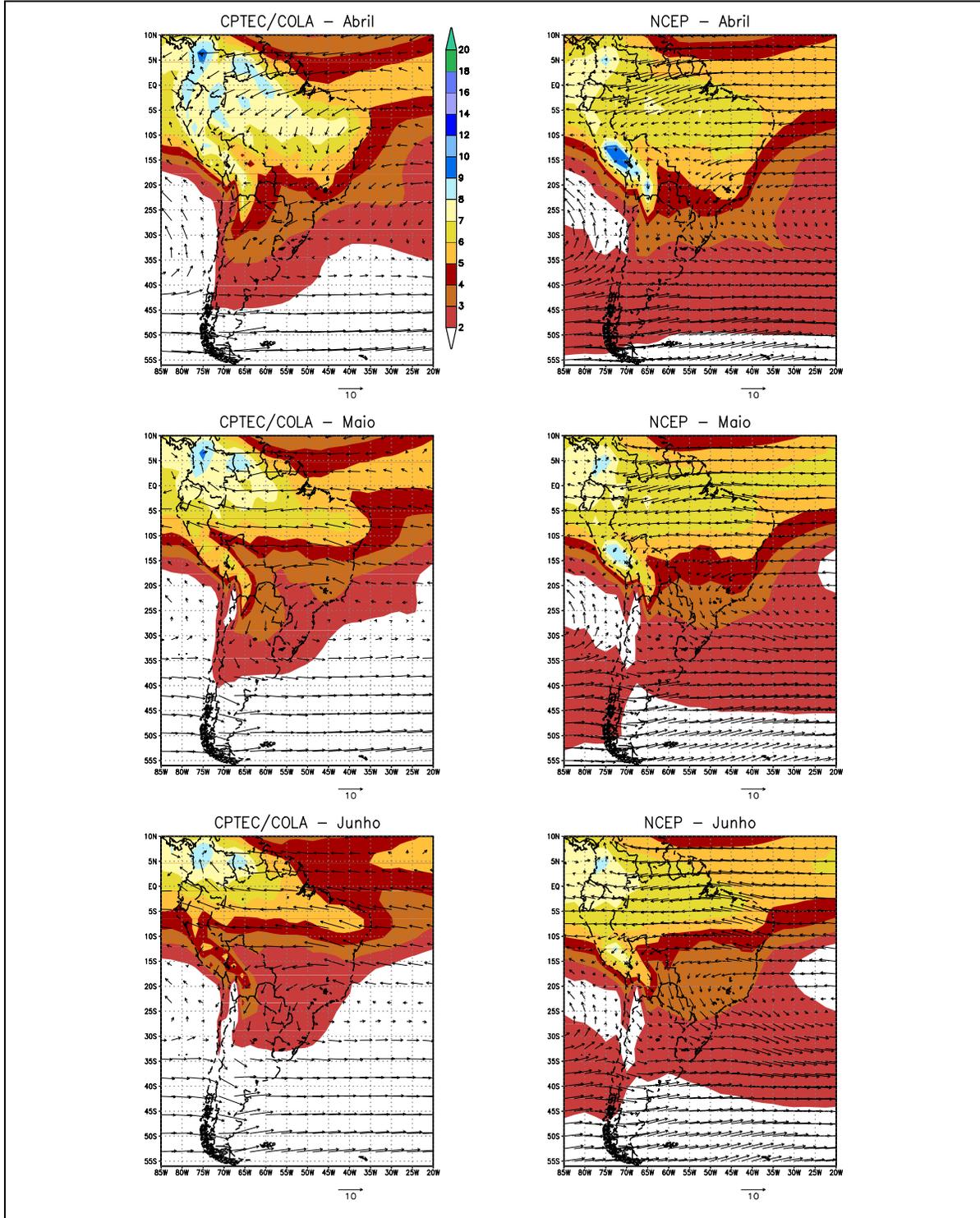


Fig. 4.13 cont. Umidade específica em ($\times 1000$) 700 hPa e ventos em 850 hPa (m s^{-1}) – Climatologia

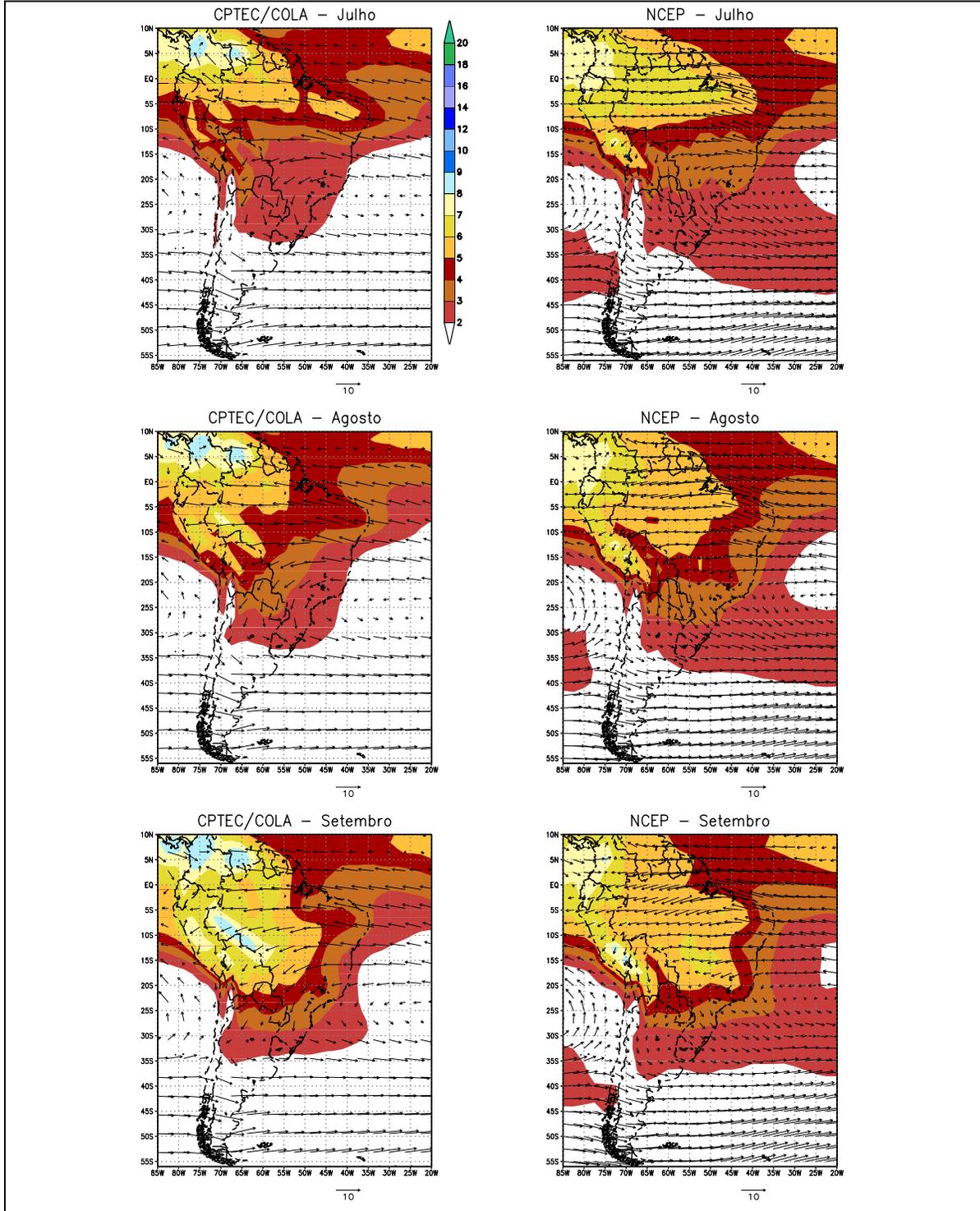


Fig. 4.13 cont. Umidade específica em 700 (x1000) hPa e ventos em 850 hPa (m s^{-1}) – Climatologia

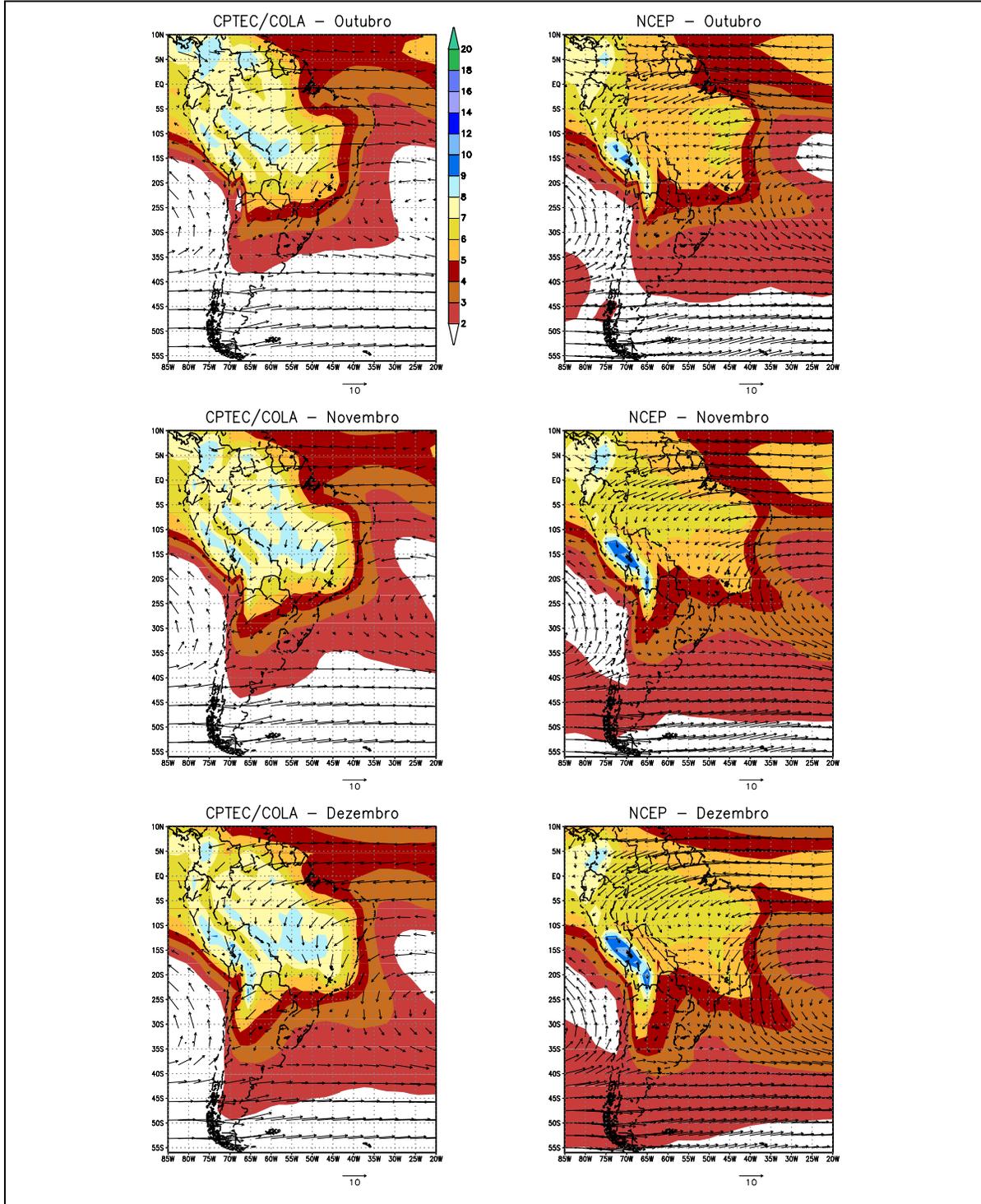


Fig. 4.13 cont. Umidade específica em 700 (x1000) hPa e ventos em 850 hPa (m s^{-1}) – Climatologia

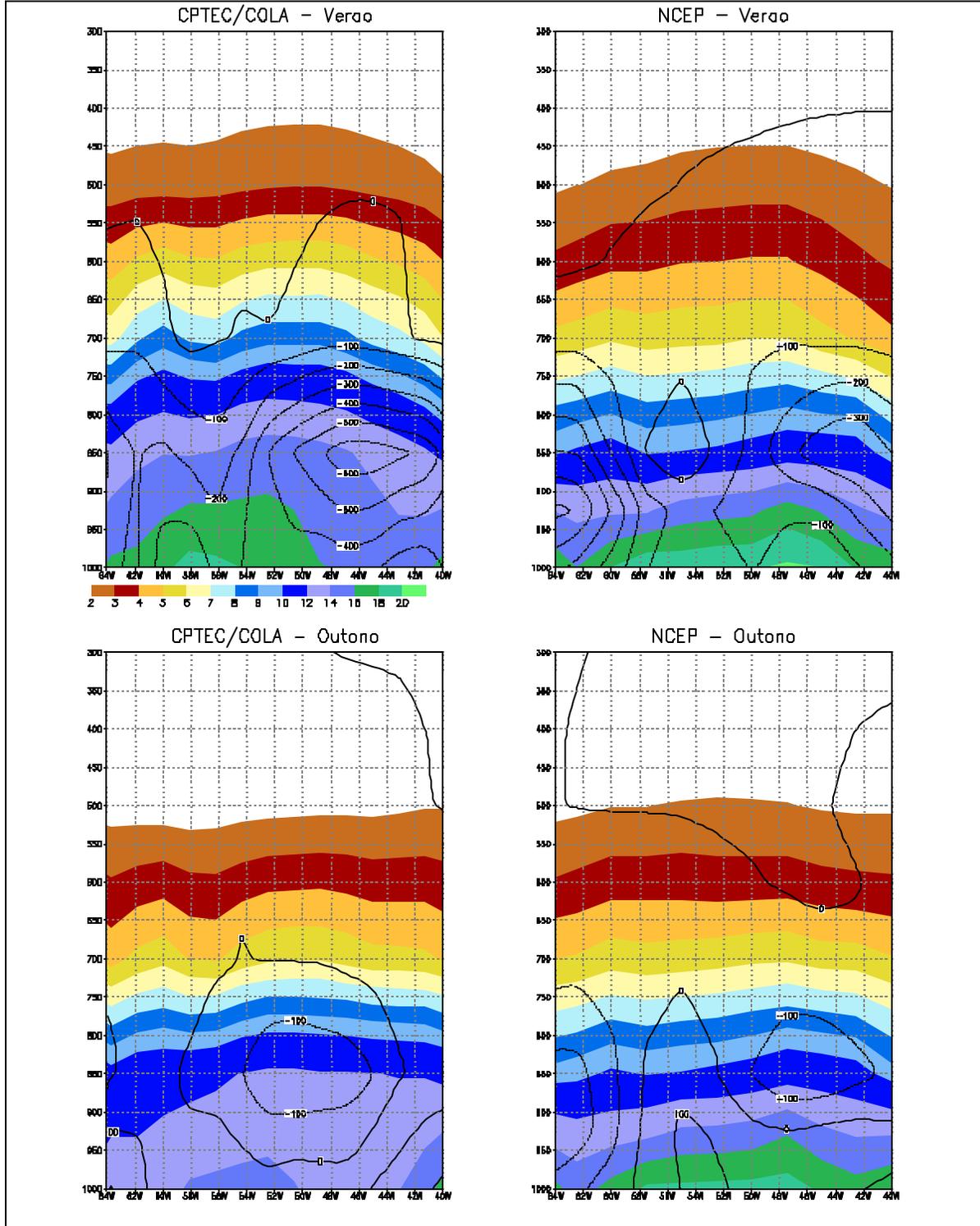


Fig. 4.14 Estrutura vertical do fluxo de vapor de água ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) e distribuição vertical da umidade específica ($\times 1000$) em 15°S – Climatologia

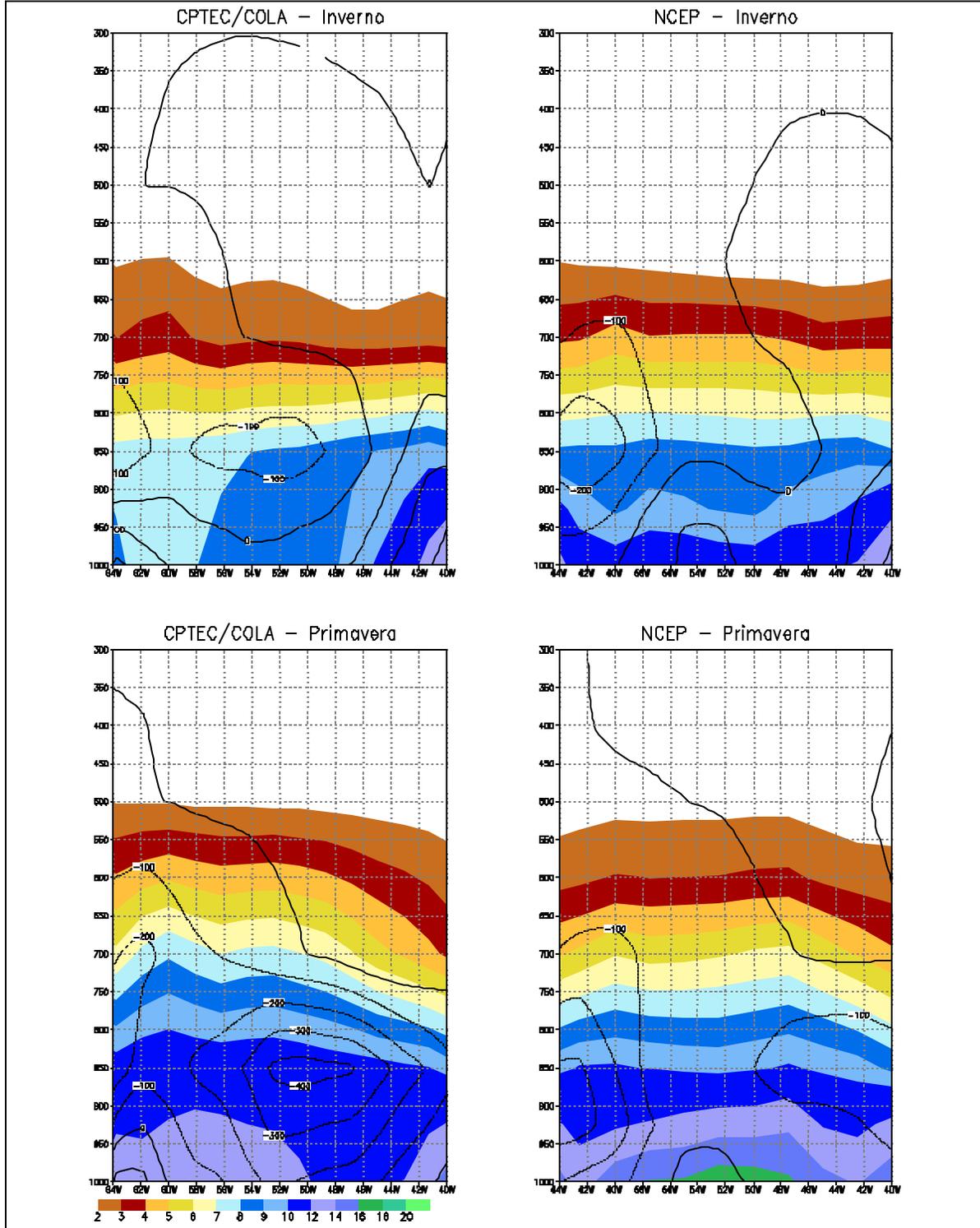


Fig. 4.14 cont. Estrutura vertical do fluxo de vapor de água ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) e distribuição vertical da umidade específica ($\times 1000$) em 15°S –Climatologia

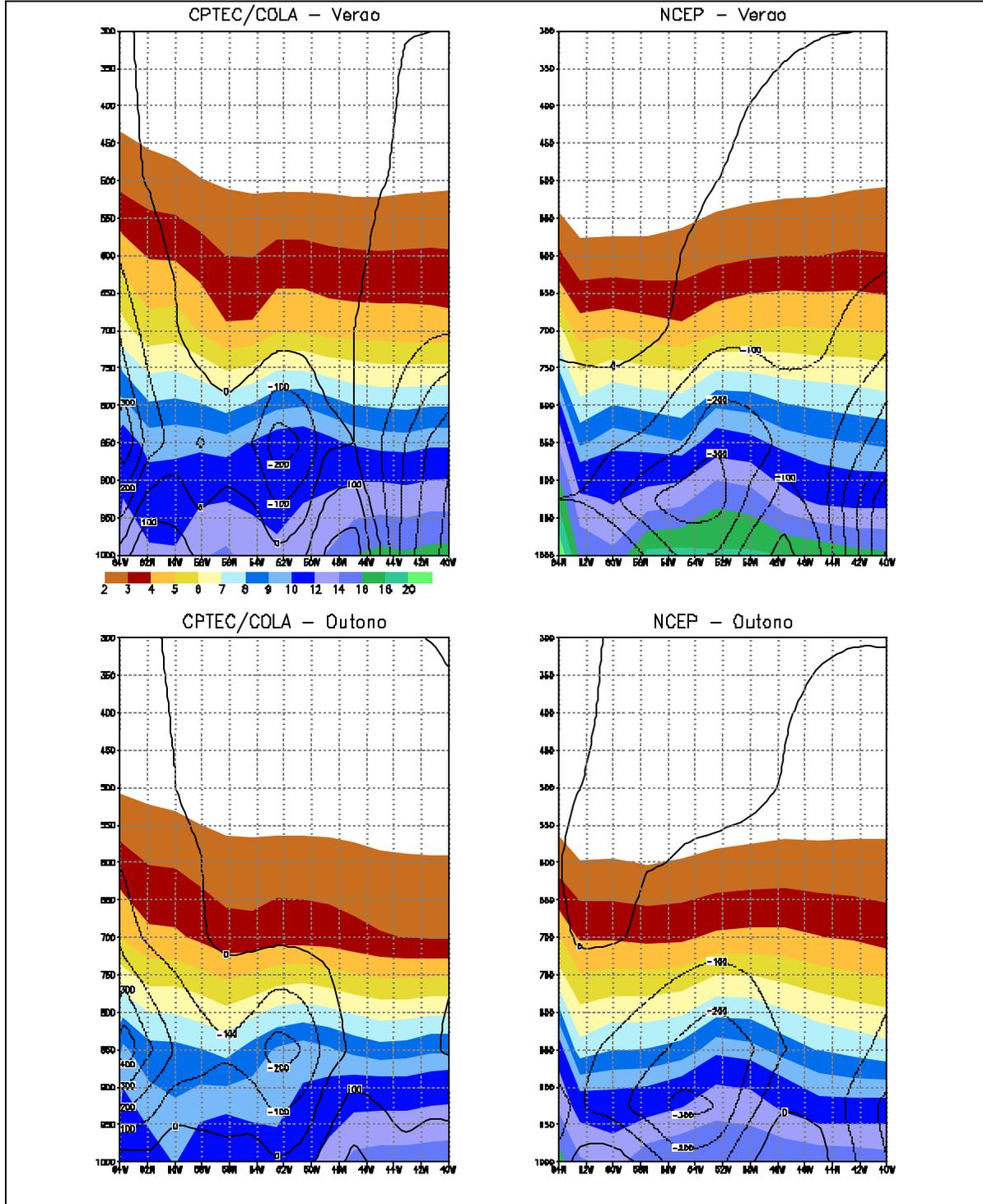


Fig. 4.15 Estrutura vertical do fluxo de vapor de água ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) e distribuição vertical da umidade específica ($\times 1000$) em 25°S – Climatologia

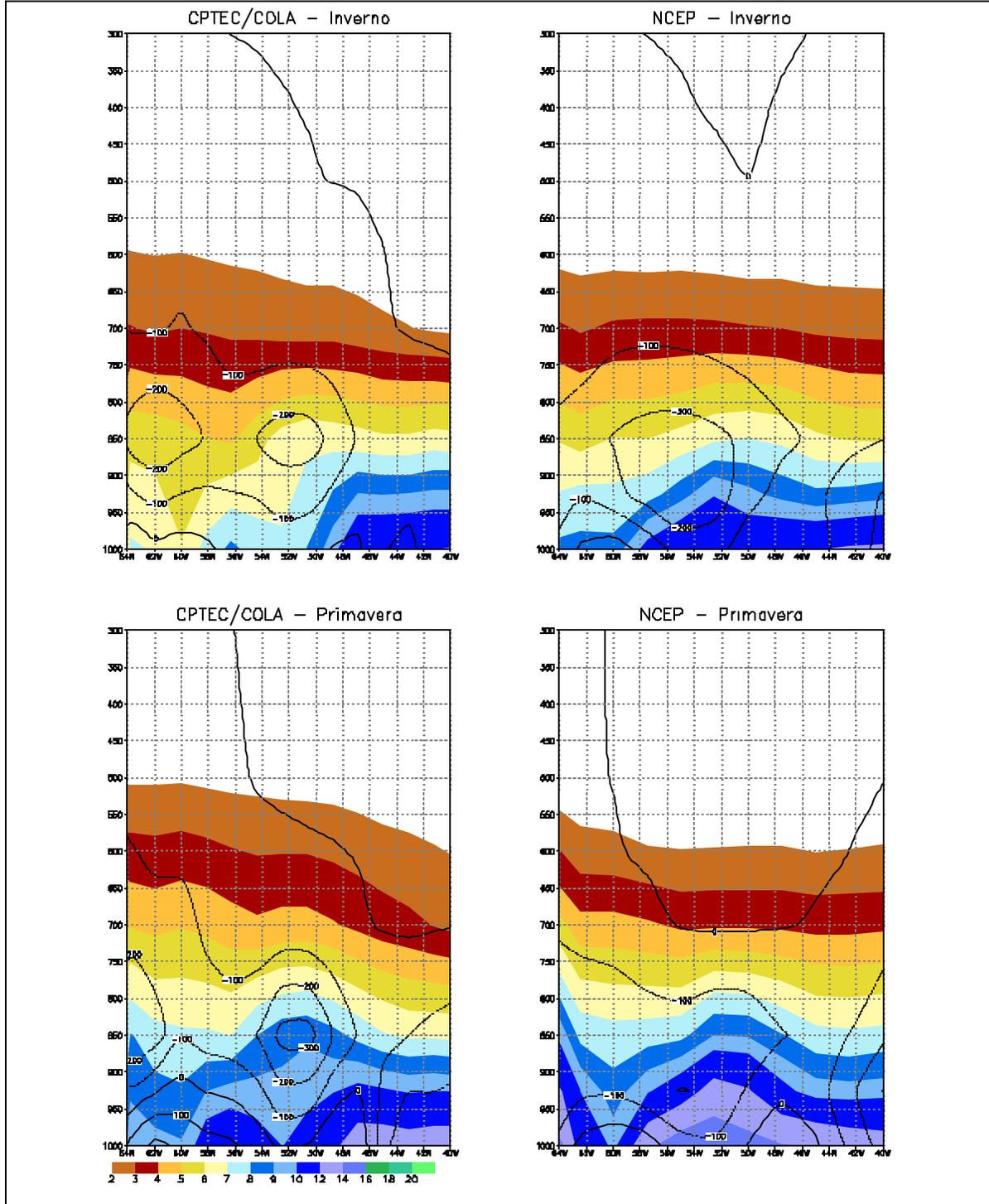


Fig. 4.15 cont. Estrutura vertical do fluxo de vapor de água ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) e distribuição vertical da umidade específica ($\times 1000$) em 25°S – Climatologia

CAPÍTULO V

ANÁLISES INTERANUAIS E DE ANOS EXTREMOS DO BALANÇO HÍDRICO SOBRE A REGIÃO SUL SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL A PARTIR DOS PRODUTOS DE UMA SIMULAÇÃO DE DEZ ANOS (1982 – 1991) COM O MODELO CPTEC/COLA

5.1 Balanço interanual

Na figura 5.1 é mostrada a variabilidade interanual nas componentes médias anuais espaciais do balanço hídrico nos setores Norte e Sul. Na figura 5.2 são mostrados os erros em ambas componentes, calculados como porcentagem, dividida pelo valor da diferença entre a precipitação e a evapotranspiração. De acordo com a bibliografia, é de se esperar que exista um bom equilíbrio nas equações do balanço apresentadas por Peixoto e Oort (1992), já que estão sendo analisados os valores médios anuais e além disso mediados sobre uma grande área.

O setor Norte (Fig. 5.1a) mostra a existência de um melhor equilíbrio no balanço hídrico que o setor Sul (Fig. 5.1b), principalmente na componente atmosférica, como também foi notado na análise climatológica. Os valores da convergência de umidade calculados no código do modelo superam, em uma pequena quantidade, os valores da diferença entre P-E durante quase todo o período simulado, com exceção dos anos 1984, 1988 e 1989; porém mostrando um comportamento similar. A componente terrestre do balanço hídrico mostra um bom equilíbrio durante todo o período com exceção do ano 1982, no início da simulação.

O setor Sul mostra maiores diferenças entre a diferença P-E e a convergência de umidade fornecida pelo modelo, sendo que esta última supera durante todo o período a diferença P-E. Os valores do runoff se mostram em melhor equilíbrio com a diferença P-E, com valores superiores a esta em 1983 e 1984, e valores inferiores em 1982 e 1991.

Na componente atmosférica (Fig. 5.2b), o setor Norte apresenta desequilíbrios que não ultrapassam a 10% da diferença P-E, enquanto que no setor Sul os desequilíbrios nesta componente superam 45%, chegando a ser superior a 100% em 1989. As máximas porcentagens no desequilíbrio no Setor Sul acontecem em 1984, 1988 e 1989, superando 90%, enquanto no setor Norte o equilíbrio é quase perfeito.

Na componente terrestre (Fig. 5.2a) o equilíbrio no setor Norte também é quase perfeito, com exceção do ano 1982 onde alcança 20%. Por sua vez, no setor Sul, os desequilíbrios são superiores a 10% em quase todo o período, atingindo valores de 40% em 1984.

Na figura 5.2 pode se ver que enquanto os erros no balanço hídrico em ambas componentes (terrestre e atmosférica) tendem a se manter constantes e pequenos no setor Norte, no setor Sul eles apresentam grandes variações interanuais, mostrando uma amplitude maior.

De acordo com o exposto por Labraga et al (2000) os erros no balanço hídrico podem ser introduzidos pelo procedimento de interpolação aplicado quando se transforma a coordenada sigma em níveis de pressão. Os erros produzidos neste procedimento podem se propagar para os cálculos do fluxo de umidade e da sua convergência.

A figura 5.3 mostra a comparação dos valores de umidade fornecida por fontes locais (evaporação) e remotas (convergência de umidade) nos setores Norte e Sul, considerando os valores da convergência de umidade calculados no código do modelo. Os gráficos mostram que ambas as regiões possuem uma maior contribuição de umidade de fontes locais que do transporte remoto no balanço anual. O aporte local de umidade mostra ser mais importante no setor Sul que no setor Norte. No primeiro setor os aportes locais representam mais de 80% da quantidade de precipitação, enquanto que no segundo alcança 60%.

Budyko (1974) estudou a relação existente entre a precipitação, saldo de radiação e evaporação, estabelecendo que para grandes escalas temporais a evaporação é limitada pela quantidade de água fornecida pela precipitação ou pela energia radiativa disponível, dependendo qual delas é menor. Na figura 5.4 é mostrada a relação entre a

evapotranspiração e o saldo de radiação, divididos pela precipitação, na escala anual para cada ponto de grade dentro dos setores Norte e Sul. É mostrado que em ambas regiões o modelo respeita o limite imposto na evapotranspiração pelo saldo de radiação, representado pela linha vermelha diagonal, enquanto que alguns pontos isolados mostram a existência de quantidades evaporadas que superam o limite estabelecido pela disponibilidade de água fornecida pela precipitação, representado pela linha vermelha horizontal. Os valores médios da relação E/P para intervalos de $R_n/\lambda P$ tendem ao limite assintótico unitário enquanto a disponibilidade de energia aumenta, existindo uma maior variação na região Sul onde os valores são mais dispersos.

O coeficiente de escoamento médio espacial na escala anual é mostrado na figura 5.5. Este apresenta uma variação interanual muito pequena no setor Norte, com valores maiores aos do setor Sul. Este último setor apresenta um valor mais alto no coeficiente de escoamento no ano 1983 o qual também mostrou altos valores de runoff.

5.2 Eventos El Niño 82/83 e La Niña 88/89

Nesta seção serão apresentadas análises de dois anos extremos na precipitação da região em estudo. A diferença no comportamento entre ambos setores, Norte e Sul, pode ser mostrada nas respostas que eles possuem às fases positivas e negativas do fenômeno ENSO. Como foi mostrado por Cavalcanti et al (2001a), o setor Norte apresentou anomalias positivas na precipitação durante La Niña 88/89, enquanto que, durante o El Niño 82/83, ocorreram anomalias negativas na precipitação. No setor Sul acontece o contrário, com anomalias positivas durante El Niño 82/83 e negativas durante La Niña 88/89. Além disso a existência de um efeito de gangora entre ambas regiões foi discutida por Nogués Paegle e Mo (1997), mostrando que quando a ZCAS é fraca a precipitação aumenta no Norte da Argentina e Sul do Brasil.

5.2.1 Variação Mensal na Primavera e no Verão das Variáveis Médias Espaciais Associadas ao Balanço Hídrico.

5.2.1.1 Evolução Temporal

5.2.1.1.1 Setor Norte

Durante o ano El Niño 82/83 os valores de precipitação na região se incrementam desde a primavera até atingir um valor máximo quase constante no verão (figura 5.6a). Este máximo é menor que os alcançados na climatologia e no ano La Niña 88/89. No ano La Niña 88/89 (figura 5.6d), também ocorrem valores máximos de precipitação em Janeiro, associados com a atividade na ZCAS, com valores maiores que em Janeiro do ano El Niño 82/83. A evaporação aumenta mais lentamente que a precipitação, na primavera do El Niño 82/83, mantendo um valor quase constante no verão. O mesmo acontece com os valores desta variável durante o ano La Niña 88/89, quando alcança seu máximo em Dezembro, mantendo-se quase estável durante o resto do verão.

Durante o ano El Niño 82/83, a diferença P-E se mantém positiva durante todo o período, alcançando valores máximos no verão, quando também é máxima a convergência de umidade. A diferença P-E, no ano La Niña 88/89, aumenta desde Setembro até Janeiro, momento em que é máxima e evidenciando a existência de excessos de precipitação sobre evapotranspiração desde Setembro até Fevereiro, na área. A convergência de umidade apresenta uma evolução temporal com valores similares aos da diferença P-E, durante o ano La Niña 88/89, mostrando também neste caso, que as diferenças no armazenamento da componente atmosférica são desprezíveis.

Durante o ano El Niño 82/83, o runoff aumenta desde a primavera, quando apresenta valores muito baixos, até Janeiro, quando alcança seu valor máximo. Os maiores incrementos na evolução do runoff, neste ano, acontecem a partir de Novembro quando o armazenamento da camada superficial do solo atinge valores próximos a 70% da sua capacidade máxima (Figura 5.6b), sendo que o máximo no runoff coincide com a época de máximo valor no armazenamento de umidade no solo. No ano La Niña 88/89, a evolução temporal do runoff (Fig. 5.6e) é similar àquela do ano El Niño 82/83, porém alcançando um valor máximo superior. O runoff é praticamente nulo desde Setembro

até Novembro do ano La Niña 88/89, quando os valores de precipitação e o armazenamento no solo são baixos. A diferença existente entre o runoff e a diferença P-E desde Outubro até Dezembro deste ano, mostra a importância da variação do armazenamento de água no solo para o balanço na componente terrestre.

Os valores do armazenamento no solo aumentam, durante o ano El Niño 82/83, desde Setembro, atingindo valores máximos no verão, e coincidem com a evolução temporal da precipitação (Fig. 5.6b). No momento de máximo runoff e máximo armazenamento no solo o coeficiente de escoamento atinge também seu valor máximo. Os valores da convergência de umidade coincidem com aqueles da diferença entre Precipitação e Evapotranspiração mostrando que o balanço hídrico da componente atmosférica está em equilíbrio todo o período, de acordo com as equações de Peixoto et al. Os valores do runoff assemelham-se com os da diferença P-E em Setembro e no final do verão, Janeiro e Fevereiro. Nos outros meses o runoff mantém valores menores aos da diferença (P-E). Esta diferença é utilizada no incremento da umidade, que ocorre desde Setembro até Janeiro.

No ano La Niña 88/89, o armazenamento no solo alcança valores maiores a partir de Dezembro, mantendo-se assim no resto do verão (Fig. 5.6e). Na primavera os excessos de precipitação são utilizados para aumentar o conteúdo de água no solo, o qual alcança valores próximos a 70% a partir de Novembro, provocando um maior incremento no runoff. O coeficiente de escoamento alcança um máximo valor em Janeiro, sendo maior que no ano El Niño 82/83 (Fig. 5.6c e 5.6f).

5.2.1.1.2 Setor Sul

No ano El Niño 82/83 os valores de precipitação são maiores neste setor que durante o ano La Niña 88/89 (Fig. 5.7a e 5.7d). Em 82/83 os valores máximos apresentam-se em Novembro e Dezembro, enquanto que em 88/89, apresentam-se em Outubro e Novembro. A evapotranspiração, durante o ano El Niño 82/83, apresenta valores máximos em Dezembro, enquanto que no ano La Niña 88/89a evapotranspiração máxima é atingida em Novembro, diminuindo no verão. Em ambos casos a evapotranspiração segue o comportamento da precipitação.

Durante o ano El Niño 82/83, a diferença P-E apresenta valores positivos pequenos durante todo o período, com um máximo em Novembro e mínimos valores em Janeiro e Fevereiro. No ano La Niña 88/89, esta variável é positiva só na primavera, mostrando um excesso de precipitação, e negativa durante Dezembro e Janeiro, dada a forte diminuição na precipitação. Durante o ano El Niño 82/83, a convergência de umidade mostra uma evolução temporal similar à de P-E, atingindo um máximo em Novembro e reduzindo-se durante o verão. O runoff tem valores pequenos, atingindo o máximo em Dezembro e mantendo-se menor que P-E desde Setembro até Dezembro. A evolução temporal do runoff possui um retardo no tempo com respeito à da diferença P-E. Até Dezembro, quando P-E é maior que o runoff, pode-se ver que o armazenamento de umidade no solo na camada superficial experimenta um leve incremento, enquanto que durante Janeiro e Fevereiro a diferença entre o runoff e P-E se encontra refletida na diminuição neste armazenamento (Fig. 5.7b). Os valores do armazenamento de água no solo apresentam um máximo em Dezembro, junto com o runoff, alcançando valores da ordem de 60% da sua capacidade máxima. O coeficiente de escoamento atinge seu máximo valor no setor em Janeiro devido à grande diminuição na precipitação e pequena diminuição no runoff (Fig. 5.7c).

No ano La Niña 88/89, a convergência de umidade acompanha a evolução de P-E mantendo-se acima dela, e atingindo valores negativos apenas em Janeiro. A diferença entre o valor da convergência e P-E indica a existência de um incremento no armazenamento de água na atmosfera. Os valores de runoff são pequenos durante todo o tempo e apresentam uma pequena variação sazonal com um máximo em Outubro. O armazenamento de água no solo apresenta uma diminuição a partir de Outubro até Janeiro, sendo esta diminuição máxima em Dezembro e Janeiro, meses nos quais existe déficit de umidade na atmosfera (Fig. 5.7e). O coeficiente de escoamento apresenta seu máximo valor em Janeiro, quando há uma grande diminuição na precipitação. Durante a primavera há um máximo relativo do coeficiente de escoamento em Outubro, quando o runoff é máximo (Fig. 5.7f).

Nota-se que apesar dos diferentes ciclos que apresentam as variáveis hidrológicas durante cada um dos anos estudados, a evolução temporal do coeficiente de escoamento

em cada região apresenta formas similares para ambas condições, mostrando que existe uma relação característica para cada setor entre a precipitação e o runoff.

5.2.1.2 Validações

5.2.1.2.1 Setor Norte

Os valores da precipitação simulada durante o ano El Niño 82/83 (figura 5.8a) apresentam um bom ajuste com os observados, existindo superestimativa em Novembro e Fevereiro e subestimativa em Janeiro. Os valores observados crescem desde Setembro até Janeiro e diminuem em Fevereiro, sendo que os simulados crescem desde Setembro até Dezembro continuando com a mesma intensidade no resto do verão. No ano La Niña 88/89(Figura 5.8b) a precipitação é superstimada pelo modelo, mostrando uma evolução temporal similar àquela da reanálise, com exceção do máximo relativo em Outubro que é mostrado por esta última e que não aparece nos dados do modelo. Nota-se que o máximo observado atingido durante o ano El Niño 82/83 é maior ao do ano La Niña 88/89, enquanto o modelo simula um máximo maior no ano La Niña 88/89.

Os valores da convergência do fluxo de umidade verticalmente integrado calculados internamente pelo modelo, no ano El Niño 82/83, apresentam um comportamento mais linear que os do NCEP (Figura 5.8e), similar ao que acontece com a precipitação. Em Janeiro a convergência do NCEP apresenta seu valor máximo, superando o valor da simulação e coincidindo com o máximo na precipitação observada. Em Outubro apresenta-se um máximo relativo nos valores do NCEP, não refletido nas precipitações.

Novamente a evolução temporal da convergência do fluxo de umidade simulada é mais suavizada que a dos valores do NCEP, no ano La Niña 88/89(Fig. 5.8f). A convergência calculada pelo modelo apresenta valores superiores aos da reanálise desde Novembro até Fevereiro (Figura 4.27b), concordando com a superestimativa na precipitação. A evolução temporal da convergência simulada pelo modelo mostra-se mais consistente com a da precipitação observada que aquela do NCEP.

5.2.1.2.2 Setor Sul

No ano El Niño 82/83 (Figura 5.8c) a precipitação simulada é inferior à observada com exceção do mês de Dezembro, quando existe uma brusca queda da precipitação observada. A partir do final da primavera as evoluções temporais de ambas são diferentes. A evolução temporal da precipitação no ano La Niña 88/89(Figura 5.8d) apresenta-se totalmente diferente da CRU, embora em alguns meses sejam semelhantes, como em Outubro e Fevereiro. No final da primavera, quando o modelo apresenta um máximo, as observações apresentam um mínimo; e no verão quando o modelo apresenta um mínimo em Janeiro, as observações apresentam um máximo. Desta forma existe subestimativa da precipitação por parte do modelo no início da primavera e no verão, e existe superestimativa em Novembro.

A convergência do fluxo de umidade calculada pelo modelo mostra-se superior àquela do NCEP desde Outubro até Dezembro do ano El Niño 82/83 (Figura 5.8g). Em Janeiro e Fevereiro os valores da convergência são subestimados pelo modelo, como acontece com a precipitação. A evolução temporal da convergência simulada se apresenta novamente mais suave que a evolução da correspondente ao NCEP. Esta última apresenta máximos em Setembro e Janeiro, sendo que a precipitação observada tem seu máximo em Novembro.

A convergência de umidade calculada pelo modelo possui valores superiores às da reanálise em Outubro e Novembro, do ano La Niña 88/89, sendo menores nos meses restantes (Figura 5.8h). Neste caso a evolução temporal da convergência correspondente ao NCEP é consistente com a da precipitação observada com um máximo valor em Janeiro, quando a precipitação é máxima. Também a evolução temporal da convergência de umidade e da precipitação simuladas são consistentes entre si.

5.2.2 Análises dos Campos Mensais das Variáveis Associadas ao Balanço Hídrico na Primavera e Verão de 82/83 e 88/89.

5.2.2.1 Precipitação

O modelo mostra que as precipitações máximas do período estudado ocorrem em Janeiro e Fevereiro, no setor Norte, tanto no ano El Niño 82/83 quanto no ano La Niña 88/89, porém os valores são maiores no ano La Niña 88/89, na região da ZCAS (Fig. 5.9 e 5.10). Os valores da precipitação simulada mostram uma subestimativa com respeito às observações da CRU, em 83, neste setor Norte, enquanto no ano 89 há superestimativa. No setor Sul, sobre o Paraguai, Norte da Argentina e Sul do Brasil as observações mostram um núcleo com valores máximos de precipitação em Novembro 82, bem maiores que os simulados. A precipitação máxima no ano La Niña 88/89, é observada em Setembro 88, no setor Sul, enquanto o modelo não simula esse máximo. Em Outubro, não há diferença na precipitação simulada, entre os dois anos, porém os valores são bem simulados em 88.

5.2.2.2 Convergência do Fluxo de Umidade

Os máximos valores da convergência de umidade são apresentados pelo modelo no mês de Janeiro, no ano El Niño 82/83, e nos meses de Janeiro e Fevereiro de La Niña 88/89, sobre a região de ZCAS (Fig. 5.11 e 5.12). Consistente com o apresentado na precipitação, os valores da convergência são maiores no ano La Niña 88/89, sendo superestimados com respeito aos mostrados pela reanálise. Nota-se, além disto, que nos campos da reanálise os valores da convergência durante o ano El Niño 82/83 superam aos do ano La Niña 88/89.

Sobre o setor Sul, nos dois casos analisados, o campo da convergência simulada possui um padrão de alternâncias entre convergência e divergência. Um padrão similar é encontrado nos campos do NCEP, mas os mesmos apresentam uma menor frequência de alternâncias. Desta forma, enquanto que os campos do modelo mostram valores de convergência na região central da Argentina, os do NCEP mostram divergência. No Sul do Brasil os campos do modelo assinalam convergência durante quase todo o período em ambos anos, sendo que no ano El Niño 82/83 eles são maiores, com máximos valores no mês de Dezembro. Isto também é mostrado pelos campos do NCEP.

5.2.2.3 Evapotranspiração

No ano El Niño 82/83 é observado um aumento da evapotranspiração sobre o continente desde Setembro até Dezembro. Os máximos valores são encontrados sobre o Oceano Atlântico durante a primavera, e no continente sobre o Paraguai e o Sul do Brasil durante o verão (Fig. 5.13). Também são mostrados valores máximos no extremo Noroeste da área, sobre a região vizinha à bacia Amazônica. O verão apresenta os maiores valores desta variável sobre o continente em toda a região de estudo. Existe um importante incremento na evaporação de Outubro a Novembro no setor Norte, enquanto que não há muitas variações mensais no setor Sul.

Não há grandes diferenças entre os valores sobre o continente, na primavera dos dois anos. Entretanto, no verão o setor Sul apresenta valores maiores em 82/83 do que em 88/89 (Fig. 5.14). Neste caso, a evapotranspiração sobre o Oceano Atlântico é maior no verão do que na primavera. Comparando os dois anos pode se ver que existe pouca diferença nos campos de evapotranspiração no setor Norte durante o período de estudo; e que as maiores diferenças são encontradas durante o verão na região Sul. Isto mostra que existe uma pequena variabilidade nos campos da evapotranspiração apesar das diferentes condições consideradas.

5.2.2.4 Diferença entre Precipitação e Evapotranspiração (P-E)

Grandes excessos de umidade no setor Norte, no verão, ocorrem na simulação do ano El Niño 82/83 (Fig. 5.15). No setor Sul os valores de excesso são máximos em Dezembro, localizando-se no Sul do Brasil. Este comportamento coincide com o comportamento dos campos de convergência mostrados pelo modelo. É notável que a amplitude da variação dos excessos é maior no setor Norte, onde a amplitude de variação da precipitação é maior, que no setor Sul.

Durante o ano La Niña 88/89 (Fig. 5.16) os máximos excessos de precipitação sobre evapotranspiração são atingidos em Janeiro no setor Norte, sendo maiores que no ano El Niño 82/83. No setor Sul mostram-se características de déficit durante finais da primavera e no verão, em contraste com o mostrado durante o ano El Niño 82/83. Em Setembro e Outubro há uma área com excessos no Sul do Brasil, Sul do Paraguai e

Norte da Argentina. Este comportamento está também de acordo com o dos campos de convergência do modelo.

Em ambos anos nota-se maior evaporação que precipitação sobre o Oceano, em todos os meses, sendo maiores no ano La Niña 88/89.

5.2.2.5 Runoff

O runoff apresenta valores mais altos no setor Norte durante o verão em ambos anos, sendo que em Janeiro de 89 mostram-se os máximos valores (Fig. 5.17 e 5.18). Estes altos valores coincidem com altos valores de precipitação na região (Fig. 5.9 e 5.10).

No setor Sul o runoff é máximo no ano El Niño 82/83, sendo que no ano La Niña 88/89 somente ocorre um centro de alto runoff sobre o Sul do Brasil, onde apresentam-se altas precipitações. Este centro atinge seus máximos valores durante Dezembro de 88. No ano El Niño 82/83 os máximos valores nessa área também ocorrem em Dezembro.

No ano El Niño 82/83, nota-se que os valores nos centros de máximos runoff igualam aos dos excessos (P-E) em Janeiro e Fevereiro (Fig. 5.15), o que implica que todo o excesso é convertido em runoff. O mesmo acontece durante Janeiro e Fevereiro do ano La Niña 88/89 (Fig. 5.16 e 5.18).

5.2.2.6 Conteúdo de Umidade no Solo

As figuras 5.19 e 5.20 mostram os campos do conteúdo de água nas diferentes camadas de solo nos anos El Niño 82/83 e La Niña 88/89. A umidade no solo apresenta valores máximos no verão no setor Norte, sendo que, dos dois eventos, os máximos valores se apresentam durante o ano La Niña 88/89. A variação no setor Sul é menor que no setor Norte mostrando pouca diferença entre a primavera e o verão. Nesta última região os máximos valores dos dois eventos são atingidos no verão do ano El Niño 82/83. Das três camadas consideradas pelo modelo a que apresenta a maior variação é a camada superficial. Na zona de drenagem nota-se valores mais altos de umidade durante o ano El Niño 82/83, comparado com o ano La Niña 88/89, na região oeste da área estudada.

5.2.3 Análises dos Campos de Fluxo de Vapor de Água e de Ventos Mensais, na Primavera e Verão, nos Anos Extremos

5.2.3.1 Campos do Fluxo de Vapor de Água em 950 hPa

O campo do fluxo de umidade em 950 hPa do modelo apresenta características similares em ambos anos, na primavera, porém, no verão, as características são diferentes sobre o Brasil, nos dois anos (Fig. 5.21 e 5.22). Há uma mudança na direção do fluxo, da primavera para o verão, quando o fluxo de leste, do Oceano Atlântico conflui com o fluxo de norte, que vem do Atlântico Norte e passa pela Amazônia. A diferença entre os dois anos começa a ser notada em Novembro, quando a confluência ocorre sobre o Paraguai, no ano El Niño 82/83, intensificando-se durante o verão, o que não ocorre no ano La Niña 88/89. Em 88/89 o modelo apresenta uma forte confluência sobre o centro-sul do Brasil, e o fluxo sobre o Paraguai é apenas de sudeste. Esta configuração nos dois anos está coerente com as mais altas precipitações no setor Sul, no ano El Niño 82/83, comparado ao ano La Niña 88/89. Nos campos do NCEP também há uma similaridade maior entre ambos casos, na primavera, com maiores diferenças no verão. No verão os fluxos calculados com os dados da reanálise são semelhantes aos do modelo apenas sobre o oceano e sobre as costas da América do Sul, com grandes diferenças na região de confluência do fluxo.

5.2.3.2 Campos do Fluxo de Vapor de Água Verticalmente Integrado

Neste campo pode-se notar grandes diferenças entre os dois anos, também no verão. Os campos do fluxo integrado verticalmente apresentam similaridade na primavera do ano El Niño 82/83 e na primavera do ano La Niña 88/89 (Fig. 5.23 e 5.24). Porém, no verão do ano La Niña 88/89 o fluxo forma uma configuração ciclônica sobre o Brasil, provocando a convergência de umidade sobre o Sudeste brasileiro. Esta estrutura não está presente no verão do ano El Niño 82/83, possibilitando com que a umidade seja transportada até latitudes mais austrais.

Os campos do fluxo integrado do modelo possuem estruturas semelhantes às aquelas mostradas pelo NCEP, durante a primavera, e durante o verão há similaridades sobre o oceano e também no norte da América do Sul. Algumas características na configuração

apresentada pelo modelo, no verão, são observadas na reanálise, porém a confluência do fluxo ocorre em áreas diferentes, principalmente em Janeiro e Fevereiro. Durante Janeiro os campos do NCEP mostram uma convergência do fluxo na região de ZCAS que não é mostrada pelo modelo.

5.2.3.3 Campos de Ventos em 700 hPa e de Umidade Especifica em 850 hPa

A principal diferença nos campos simulados de ventos em 850 hPa, entre o ano El Niño 82/83 e o ano La Niña 88/89, acontece durante o verão. No ano La Niña 88/89, nesta estação, o escoamento converge sobre o Sudeste brasileiro, o que não acontece no ano El Niño 82/83, quando o escoamento ingressa até o Centro Oeste da Argentina (Fig. 5.25 e 5.26).

Em ambos anos pode se reconhecer nas baixas latitudes a influência do Anticiclone do Atlântico Sul e da Cordilheira dos Andes na formação dos padrões do campo de ventos. Os ventos provêm do Oceano Atlântico nas baixas latitudes, ingressando no continente e adquirindo sobre ele uma componente para o sul. Nas latitudes médias o escoamento é representado principalmente por ventos de oeste que se deslocam de 35°S na primavera para 40°S no verão. Este padrão de escoamento é mostrado também nos campos do NCEP, porém menos intenso que os campos do modelo.

Durante o verão do ano El Niño 82/83 (Fig.5.25) os campos do modelo mostram o escoamento desde a região Amazônica e desde o Brasil Central que ingressa na região de interesse passando sobre o Paraguai para o Centro da Argentina. No extremo leste os ventos escoam diretamente do oceano sobre o Sudeste brasileiro. O campo do NCEP é semelhante ao do modelo, porém com uma confluência dos ventos na região sudeste, que não é simulada pelo modelo. Durante o ano La Niña 88/89(Figura 5.26) os campos do NCEP mostram a convergência de ventos numa região mais a sudoeste daquela apresentada pelo modelo.

Pode se ver que o modelo simula mais umidade que a mostrada pelos campos do NCEP na região Amazônica, porém o comportamento com relação ao ENSO é o mesmo. Os valores de umidade sobre a parte Norte do continente simulados pelo modelo e os do

NCEP são maiores no ano El Niño 82/83 do que os apresentados durante o ano La Niña 88/89.

5.2.3.4 Estrutura vertical do Fluxo de Vapor de Água Meridional nas Fronteira de 15°S e 25°S da Região de Estudo

As estruturas verticais do fluxo meridional em 15°S e 25°S mostram que o modelo produz um maior transporte de umidade para o Sul durante o ano El Niño 82/83 que durante o ano La Niña 88/89 através destas fronteiras (Fig. 5.27, 5.28, 5.29 e 5.30). Na primavera não há diferença entre os anos, com relação à posição do núcleo de máximo fluxo para o sul, 52°W e centrado em 850 hPa, nas duas latitudes. Em 25°S essa posição se mantém no verão dos dois anos, porém o fluxo é maior no ano El Niño 82/83 que no ano La Niña 88/89.

Durante o verão, em 15°S, os valores máximos no núcleo de fluxo para o sul são iguais e ligeiramente deslocados para leste no ano La Niña 88/89, e a diferença maior está nas longitudes mais a oeste, onde o fluxo para sul é maior no ano El Niño 82/83. Nota-se também que o núcleo de máximos valores possui um desenvolvimento longitudinal maior na fronteira 15°S do que em 25°S, apresentando também maiores valores. Nota-se que no verão na fronteira 25°S acontecem as maiores diferenças entre o ano El Niño 82/83 e o ano La Niña 88/89, sendo maiores os valores no primeiro, o que indica que uma maior quantidade de umidade ingressa no setor Sul durante este ano que durante o ano La Niña 88/89.

Existem maiores diferenças entre as estruturas e magnitudes obtidas do modelo e as da reanálise durante o ano El Niño 82/83 na fronteira 15°S, quando o NCEP mostra um máximo fluxo para o sul nos baixos níveis, no extremo oeste da região em estudo, que não aparece na estrutura do modelo e um máximo, também em baixos níveis durante o verão El Niño 82/83, em 52°W, que também não é mostrado pelo modelo. Nesta mesma fronteira durante o ano La Niña 88/89 existe uma maior similitude entre o modelo e a reanálise na parte leste da fronteira. Nota-se que o modelo produz uma superestimativa na magnitude do fluxo em ambos anos, possivelmente associado com uma superestimativa na magnitude dos ventos.

Em 25°S as estruturas da reanálise e do modelo são semelhantes no extremo leste, sobre o oceano, em ambos anos. Também aparece nas estruturas do NCEP um centro com altos valores próximo a 52°W, mas centrado em níveis mais baixos. Também aqui tem-se superestimativa das magnitudes do fluxo por parte do modelo, com exceção do verão do ano La Niña 88/89 quando os valores deste são menores que os da reanálise. Durante este ano, o fluxo obtido da reanálise continua a favorecer o transporte de umidade para o setor Sul. Nota-se que no verão, os máximos fluxos obtidos na reanálise, em 25°S são similares àqueles em 15°S, enquanto que o modelo produz a convergência de umidade sobre o setor Norte, diminuindo o transporte para o Sul.

Em geral as distribuições de umidade do modelo e da reanálise são similares, apresentando o modelo subestimativa da mesma nos baixos níveis e superestimativa nos altos. Esta similaridade, junto com o estudo das estruturas verticais dos ventos nestas fronteiras, conduzem à suposição que as diferenças nas magnitudes e nas estruturas do transporte de umidade, entre o modelo e a reanálise, estariam principalmente relacionadas às diferenças nos campos de ventos.

5.2.3.5 Fluxo Integrado Meridional e Zonal de Vapor de Água Através das Fronteiras da Região de Estudo em Níveis Baixos.

A figura 5.31 mostram os valores do fluxo meridional e zonal integrado nos baixos níveis através das fronteiras norte-sul e leste-oeste das regiões Norte e Sul, para os anos El Niño 82/83 e La Niña 88/89, respectivamente.

Durante o ano El Niño 82/83 pode se ver que no setor Norte existe uma predominância do fluxo meridional sobre a região, dirigido para o sul. Pela entrada e saída do fluxo de umidade nota-se que há um acúmulo do fluxo meridional e zonal neste setor, em todos os meses da primavera e verão, sendo que a contribuição maior meridional ocorre em Novembro e Dezembro, e a do fluxo zonal em Janeiro. No ano La Niña 88/89, embora também haja predominância de fluxo meridional para sul, este é menor do que no ano El Niño 82/83, nas duas fronteiras do setor Norte, porém o acúmulo é semelhante. Neste setor Norte o fluxo zonal de leste é maior na primavera do ano La Niña 88/89 do que no

ano El Niño 82/83, e o acúmulo do fluxo zonal também é maior, contribuindo para a convergência de umidade neste setor.

No setor Sul há grande diferença entre os dois anos com relação ao fluxo meridional e zonal. Durante o ano El Niño 82/83, a convergência de umidade está influenciada principalmente pelo acúmulo do fluxo meridional nos baixos níveis, mostrando valores máximos em Novembro quando o acúmulo deste é máximo. Em Dezembro e Janeiro a perda pelo fluxo zonal diminui a convergência total. Durante o ano de La Niña 88/89 o fluxo zonal é maior que o meridional, e a maior influência na convergência ocorre na primavera pela contribuição do fluxo meridional, enquanto que no verão a convergência é determinada pelo acúmulo no fluxo zonal.

5.2.4 Discussões

O balanço interanual mostra um bom equilíbrio no setor Norte tanto na componente atmosférica quanto na terrestre. O setor Sul mostra um maior desbalanço em ambas componentes, sendo maior na componente atmosférica em que os valores da convergência de umidade superam aos da diferença P-E. A amplitude dos erros nos balanços mostra que no setor Sul os erros são maiores e com grandes variações, enquanto que no setor Norte os erros são menores e variam muito pouco. Uma exceção é o erro na componente terrestre, no ano 1982, primeiro da rodada, onde o erro em ambas regiões tem valores similares, talvez ligados à memória das condições iniciais climatológicas de umidade no solo.

O fluxo de calor latente na escala anual se ajusta perfeitamente ao limite estabelecido pela demanda atmosférica em ambas regiões. Na medida que a disponibilidade de energia aumenta nestas regiões, a evaporação tende a igualar o valor da precipitação, mas em alguns pontos isolados o valor da evaporação supera aos da precipitação sugerindo a utilização do reservatório de umidade no solo.

A comparação dos valores médios espaciais anuais da convergência de umidade e da evaporação mostra uma maior contribuição das fontes locais de umidade para a precipitação em ambas regiões. Porém quando se analisa o ciclo anual climatológico em ambas regiões, (Capítulo IV) nota-se uma contribuição maior das fontes locais, nos

meses de abril a outubro, e maior contribuição das fontes externas (convergência de umidade) nos meses de verão.

Durante o ano La Niña 88/89, o modelo apresenta superestimativa da precipitação na região da ZCAS, quando acontece a convergência do escoamento sobre esta região, e subestimativa no resto da área tal qual fora visto na análise climatológica. Durante o ano El Niño 82/83, existe subestimativa na região de ZCAS por parte do modelo. Os valores médios espaciais da precipitação mostram superestimativa durante o ano La Niña 88/89 no setor Norte. As observações mostram um alto valor de precipitação em Janeiro do ano El Niño 82/83, associado também com um máximo valor na convergência. Em geral o modelo apresenta uma evolução nos valores médios espaciais da convergência mais linear que a reanálise, com algumas diferenças nas tendências das curvas. O setor Sul apresenta diferenças no comportamento entre o modelo e as observações, durante o ano La Niña 88/89 com relação aos máximos e mínimos de precipitação.

As variações sazonais em cada setor são diferentes, mostrando que no setor Norte o verão é mais úmido que a primavera, enquanto que no setor Sul a primavera é mais úmida. Ambas regiões respondem de forma diferente a cada um das duas condições ENSO analisadas nas simulações do modelo. O setor Norte mostra um aumento nos valores da precipitação, da convergência de umidade e do runoff durante o ano La Niña 88/89 e valores menores durante o ano El Niño 82/83. O setor Sul por sua vez mostra os máximos valores nestas variáveis durante o ano El Niño 82/83. Os campos de evapotranspiração mostram uma variação menor que as outras variáveis com respeito às condições ENSO, entre os anos de 82/83 e 88/89. Este comportamento é visível nas variáveis médias espaciais, como mostrado na figura 5.32. Esta figura apresenta a diferença mês a mês entre os valores médios espaciais mensais do ano El Niño 82/83 e o ano La Niña 88/89. A resposta do balanço hídrico no setor Norte durante a primavera não apresenta muitas diferenças entre ambas condições ENSO, mas durante o verão pode-se ver que a condição do ano La Niña 88/89 é mais úmida que a do ano El Niño 82/83, notando-se também que não há diferenças com relação à evapotranspiração. No setor Sul o ano El Niño 82/83 apresenta a condição úmida, com diferenças já a partir do final da primavera.

Através da diferença dos campos de escoamento e de umidade entre as duas fases ENSO, (Fig. 5.33), nota-se que existe um escoamento do Oceano Atlântico para o continente e da região Amazônica para o Sul/Sudeste maior no ano El Niño 82/83 que durante o ano La Niña 88/89. Durante a primavera tem-se maior quantidade de umidade sobre a Amazônia no ano El Niño 82/83, porém a precipitação nesta região é menor nesta fase ENSO (Fig. 5.34). Desta forma a umidade contida na atmosfera sobre a Amazônia é transportada para o Sul/Sudeste, onde ocorrem anomalias positivas na precipitação no ano El Niño 82/83. No verão pode se ver que o conteúdo de umidade na região do Chaco é maior durante o ano El Niño 82/83 que durante La Niña 88/89.

No setor Norte os máximos valores de precipitação ocorrem durante a formação da ZCAS durante o verão, quando também há altos valores de convergência de umidade. O incremento na precipitação durante a fase Niña 88/89 do ENSO é associado ao fluxo que conflui nesta região, vindo da região Amazônica e do Oceano Atlântico. No setor Sul o núcleo de máxima precipitação é mostrado pelo modelo no final da primavera e princípios do verão que podem estar associados ao desenvolvimento de CCMs sobre o Sul do Brasil, Paraguai e Norte de Argentina, apresentando incrementos nos valores durante o ano El Niño 82/83. Nesta fase, o escoamento também é do Oceano e da Região Amazônica, porém o fluxo atinge o setor Sul. A umidade na atmosfera identificada sobre a Região Amazônica, durante o ano El Niño 82/83, é transportada desde esta área, que possui anomalias de precipitação negativas nesta fase ENSO, para a Região Sul, que mostra anomalias positivas na precipitação, através da corrente nos baixos níveis a leste dos Andes.

O acúmulo do fluxo meridional nos baixos níveis é o principal determinante do comportamento da convergência de umidade no setor Norte, nas duas condições estudadas. No setor Sul a evolução da convergência está também ditada pelo acúmulo do fluxo meridional nos baixos níveis, no ano El Niño 82/83. No ano La Niña 88/89 o fluxo zonal tem uma contribuição maior que o fluxo meridional, mas o acúmulo de umidade é menor que no caso El Niño 82/83. Sobre este setor se apresenta durante o ano La Niña 88/89 uma importante aporte de umidade proveniente do Oceano Atlântico, principalmente no verão.

No setor Norte o balanço hídrico atmosférico se mostra bem equilibrado nas duas condições de ENSO, enquanto que o balanço na superfície mostra que até o início do verão a umidade fornecida pelo excesso de precipitação é utilizada para aumentar o conteúdo de umidade do solo, mantendo o runoff mínimo. Quando a umidade do solo alcança um valor da ordem do 70% os incrementos no runoff começam a aumentar, até produzir o equilíbrio no balanço no final do verão.

No setor Sul o runoff mantém valores baixos, associados possivelmente ao fluxo de base, já que mostra uma tendência similar àquela do armazenamento de água no solo. O desequilíbrio no balanço de superfície mostra que durante a condição úmida, ano El Niño 82/83, o runoff é mantido pelo fluxo subterrâneo mínimo acima dos valores de excesso apenas no final do verão, sendo que isto, no ano La Niña 88/89, acontece durante todo o verão.

Além disso o coeficiente de escoamento no setor Norte mostra seu máximo valor quando a precipitação é alta, podendo ser associado com o fluxo superficial, enquanto que no setor Sul seu valor máximo ocorre com baixos valores de precipitação, mostrando uma manutenção do fluxo de base mínimo.

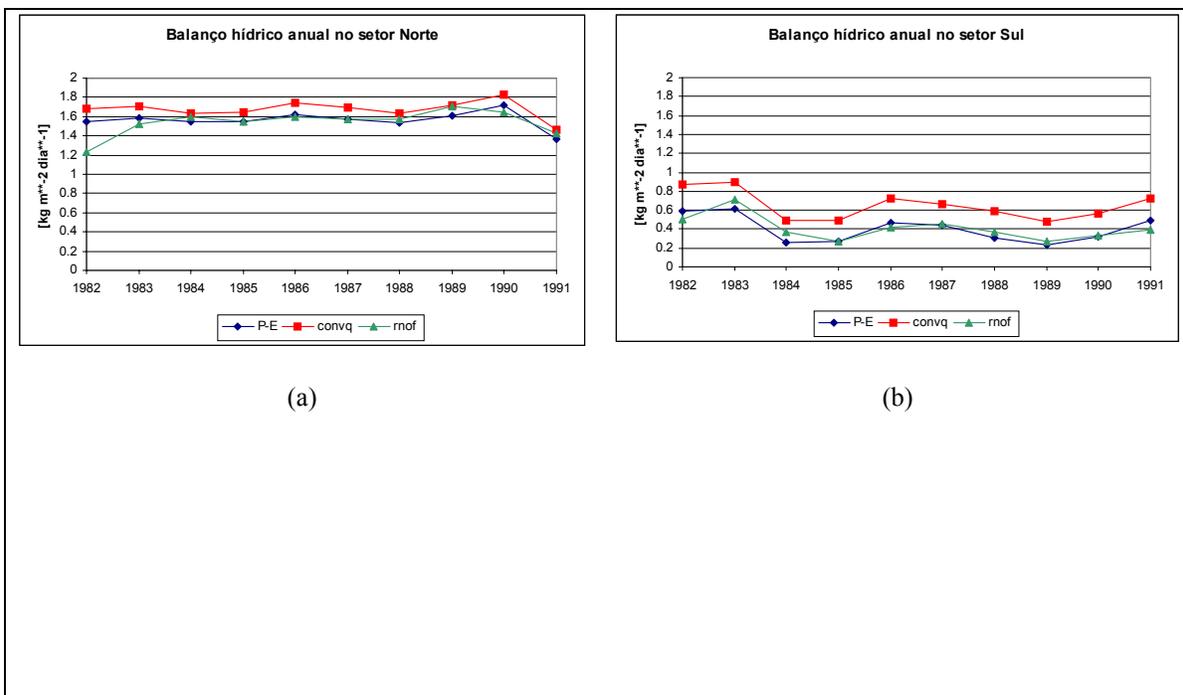


Fig. 5.1 Valores médios espaciais anuais das componentes do balanço hídrico no setor Norte, (a), e no setor Sul, (b). (**P-E**: Diferença entre precipitação e evapotranspiração, **convq**: Convergencia do fluxo de umidade calculada no modelo, **runoff**: runoff)

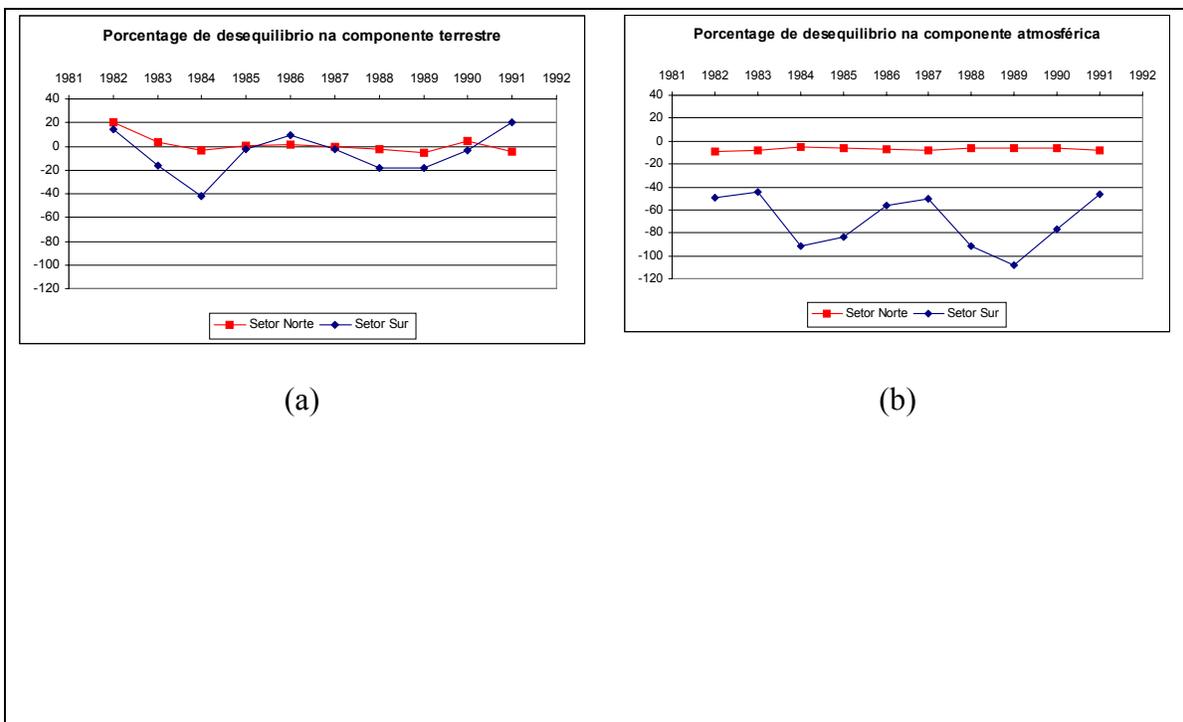


Fig. 5.2 Erros no balanço hídrico de cada setor, na componente terrestre, (a), e na componente atmosférica, (b).

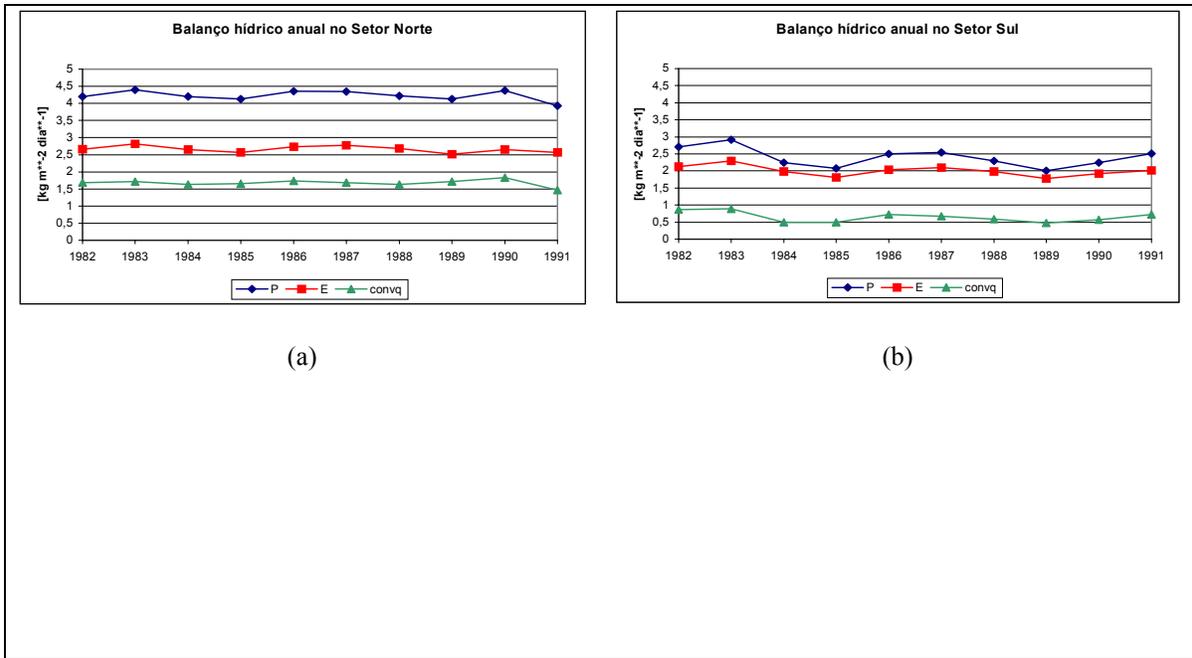


Fig. 5.3 Comparação entre os valores médios espaciais anuais da convergência de umidade e a evapotranspiração, no setor Norte (a), e no setor Sul (b). (P: Precipitação, E: Evapotranspiração, conv q: Convergencia do fluxo de umidade calculada no modelo)

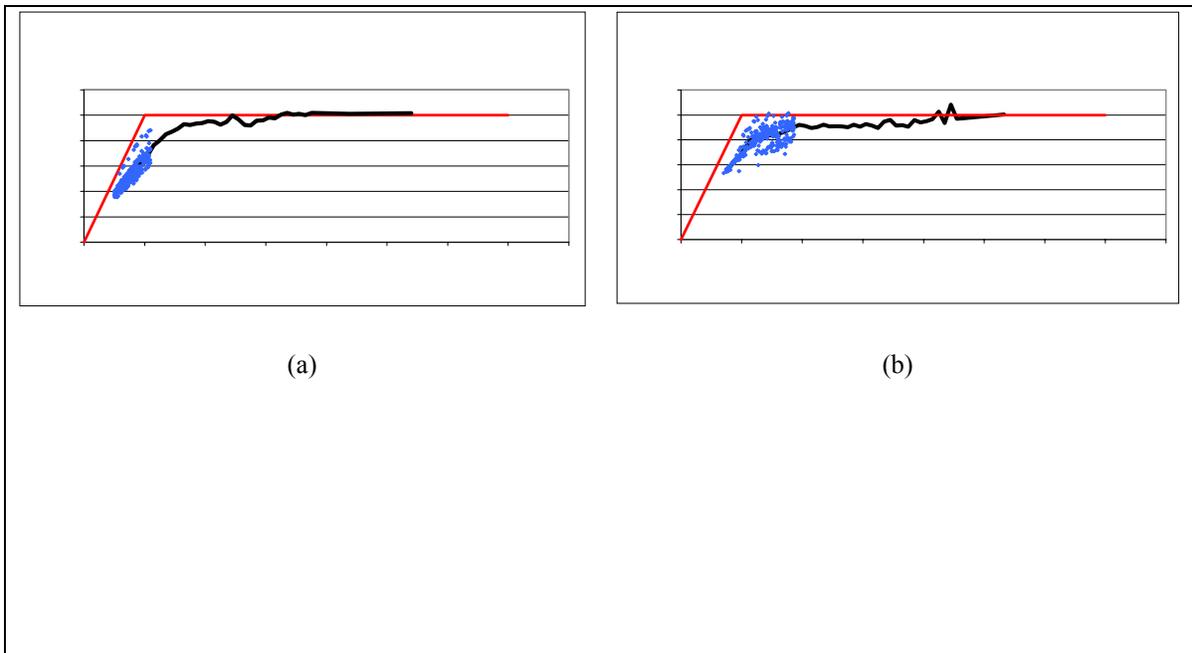


Fig. 5.4 Comparação entre a Evaporação e o Saldo de Radiação, escaladas pela Precipitação no setor Norte, (a), e no setor Sul (b). (A linha contínua vermelha diagonal indica a limitação teórica da evaporação devido à radiação, a linha vermelha horizontal indica a limitação teórica da evaporação devido à precipitação, e a linha preta mostra os valores médios do modelo).

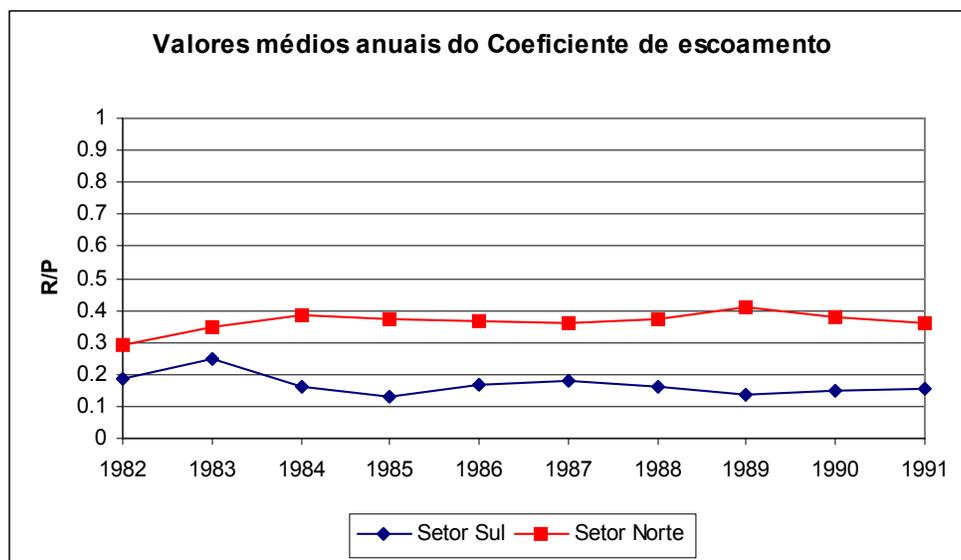


Fig. 5.5 Valores médios espaciais anuais do Coeficiente de escoamento em ambos setores

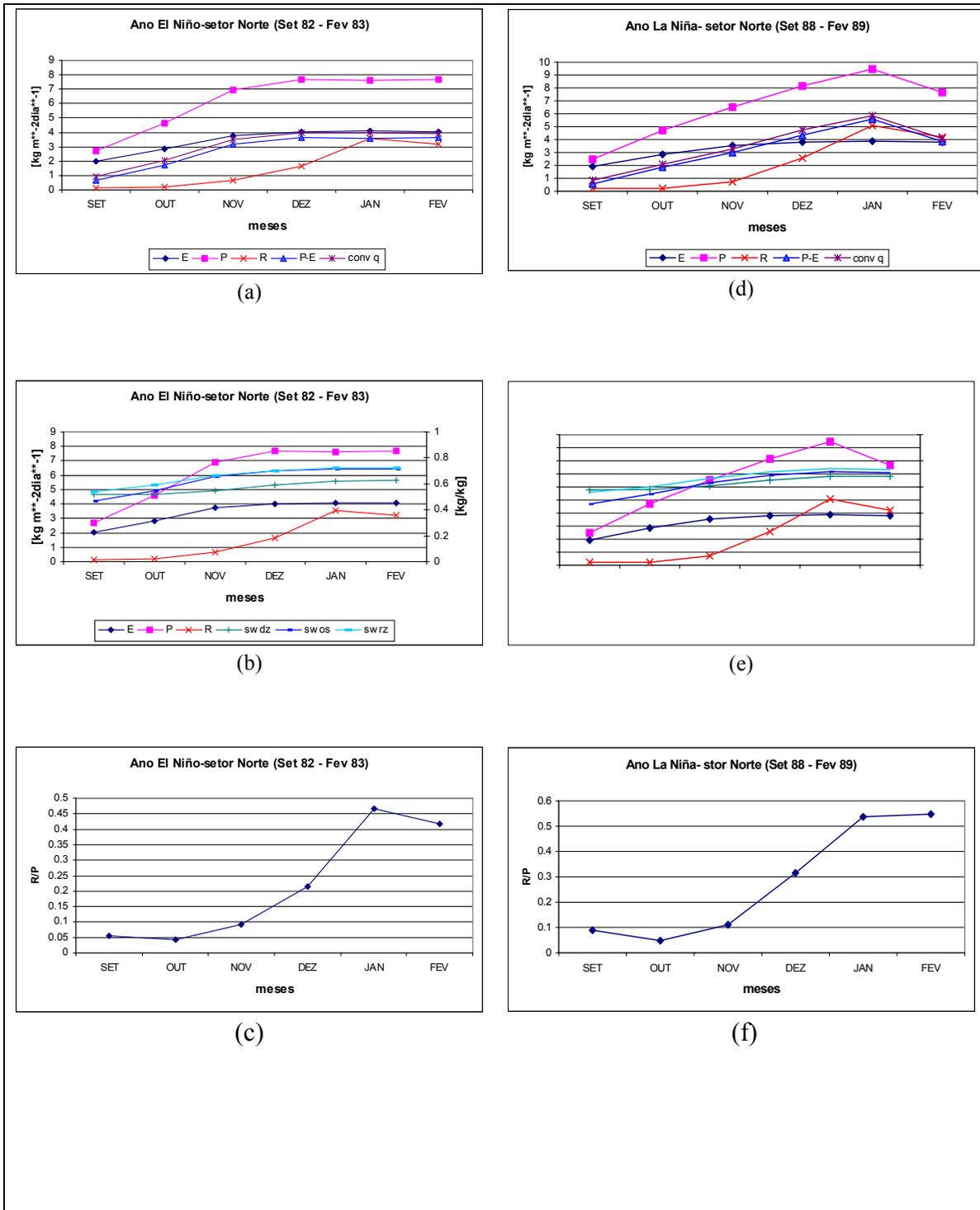


Fig. 5.6 Evolução temporal das variáveis do balanço hídrico, (a, d), do armazenamento de umidade nas diferentes camadas de solo, (b, e), e do coeficiente de escoamento, (c, f) para o setor Norte - (**E**: Evapotranspiração, **P**: Precipitação, **R**: Runoff, **conv q** : Convergência do fluxo de umidade verticalmente integrado, **swos**: Umidade na camada superficial, **swrz**: Umidade na camada de raízes, **swdz**: Umidade na camada de drenagem, **R/P**: coeficiente de escoamento)

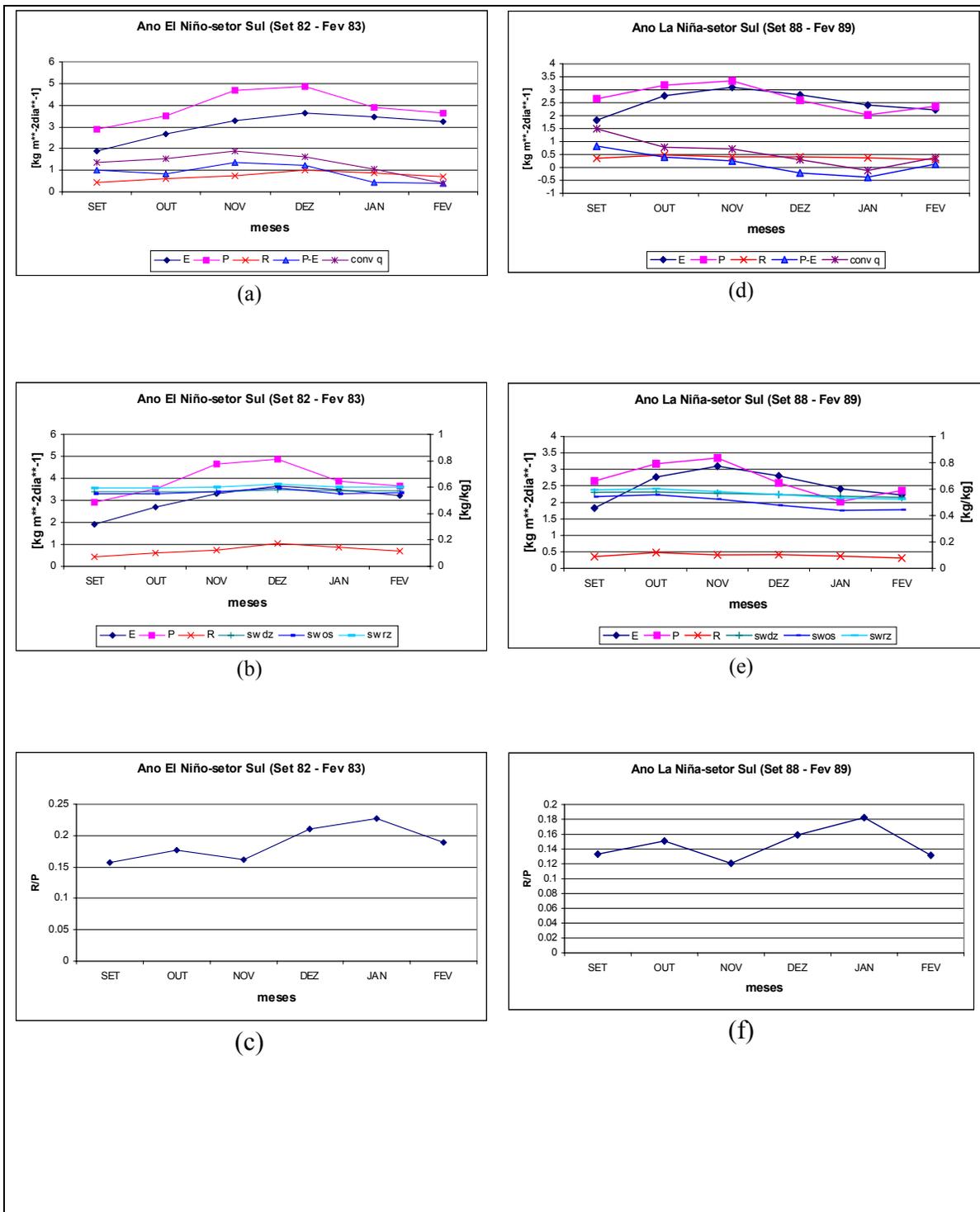


Fig. 5.7 Evolução temporal das variáveis do balanço hídrico, (a, d), do armazenamento de umidade nas diferentes camadas de solo, (b, e), e do coeficiente de escoamento, (c, f) para o setor Sul - (**E**: Evapotranspiração, **P**: Precipitação, **R**: Runoff, **conv q** : Convergência do fluxo de umidade verticalmente integrado, **swos**: Umidade na camada superficial, **swrz**: Umidade na camada de raízes, **swdz**: Umidade na camada de drenagem, **R/P**: coeficiente de escoamento)

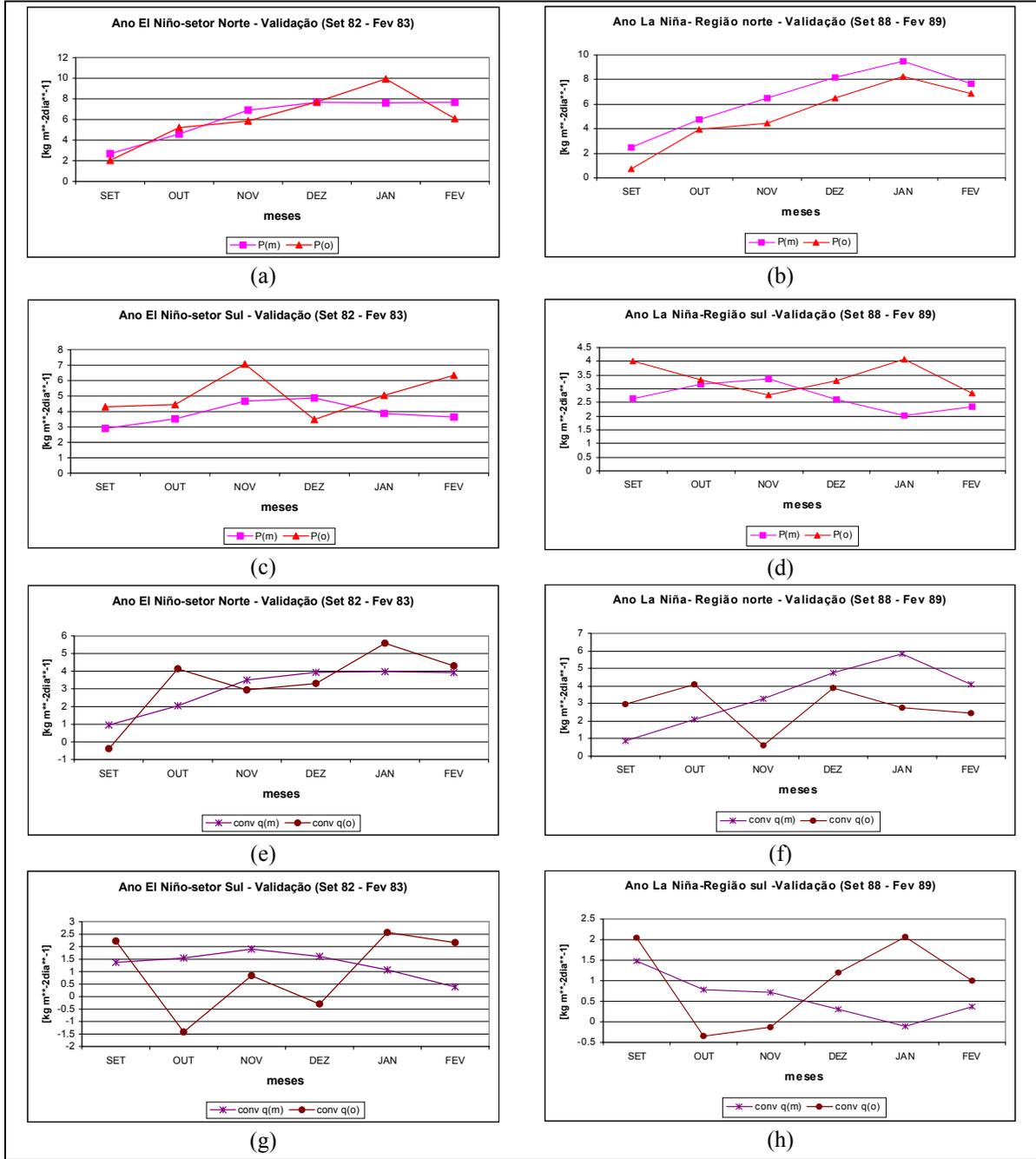


Fig. 5.8 Validação da precipitação, (a, b, e, f), da Convergência do fluxo de umidade calculada internamente pelo modelo, (c, d, g, h) para os setores Norte e Sul nos anos El Niño 82/83 e La Niña 88/89 - **P(m)**: Precipitação CPTEC/COLA, **P(o)**: Precipitação CRU, **q(m)**: Convergência CPTEC/COLA calculada pelo modelo, **q(o)**: Convergência NCEP).

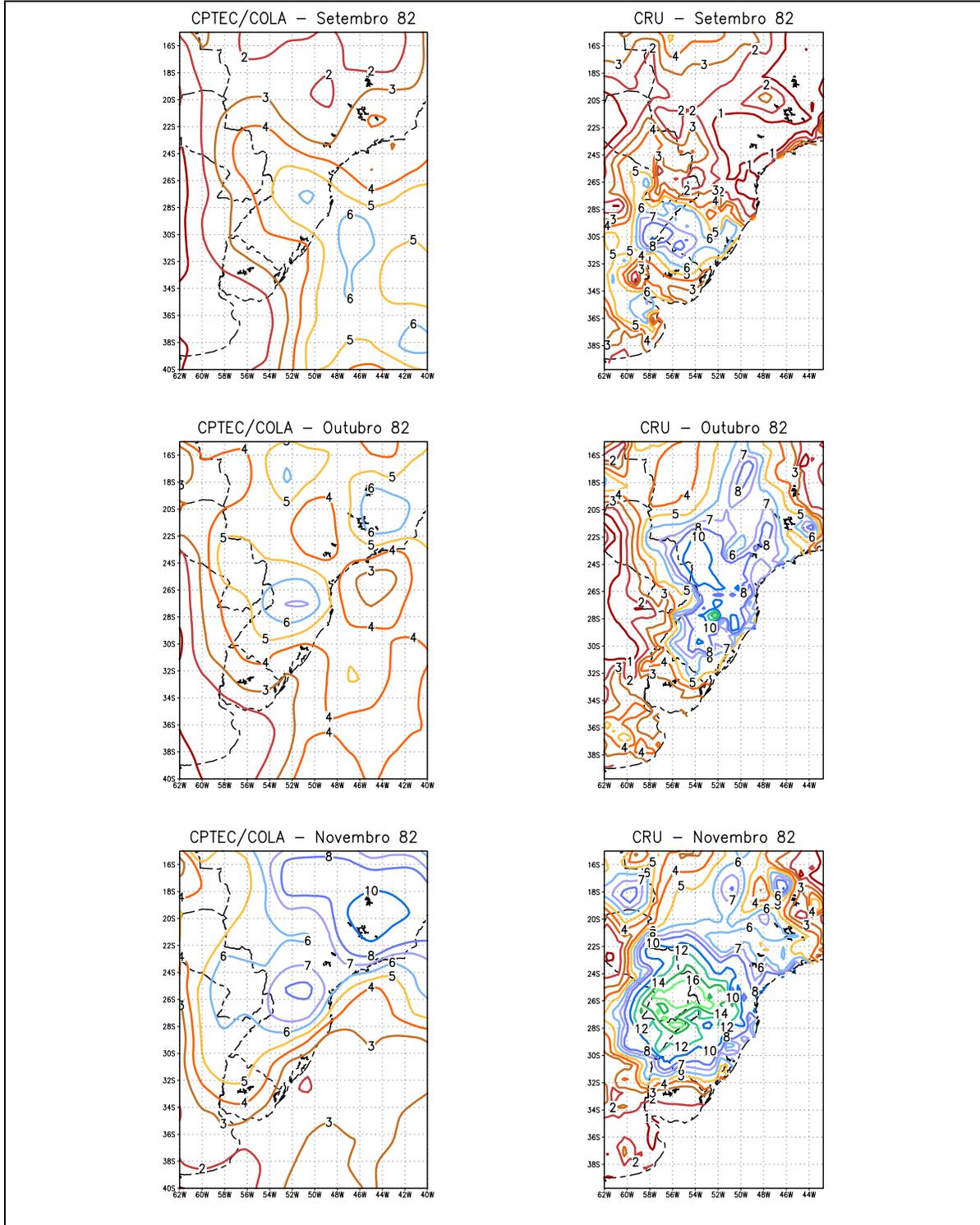


Fig. 5.9 Campos de Precipitação ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83

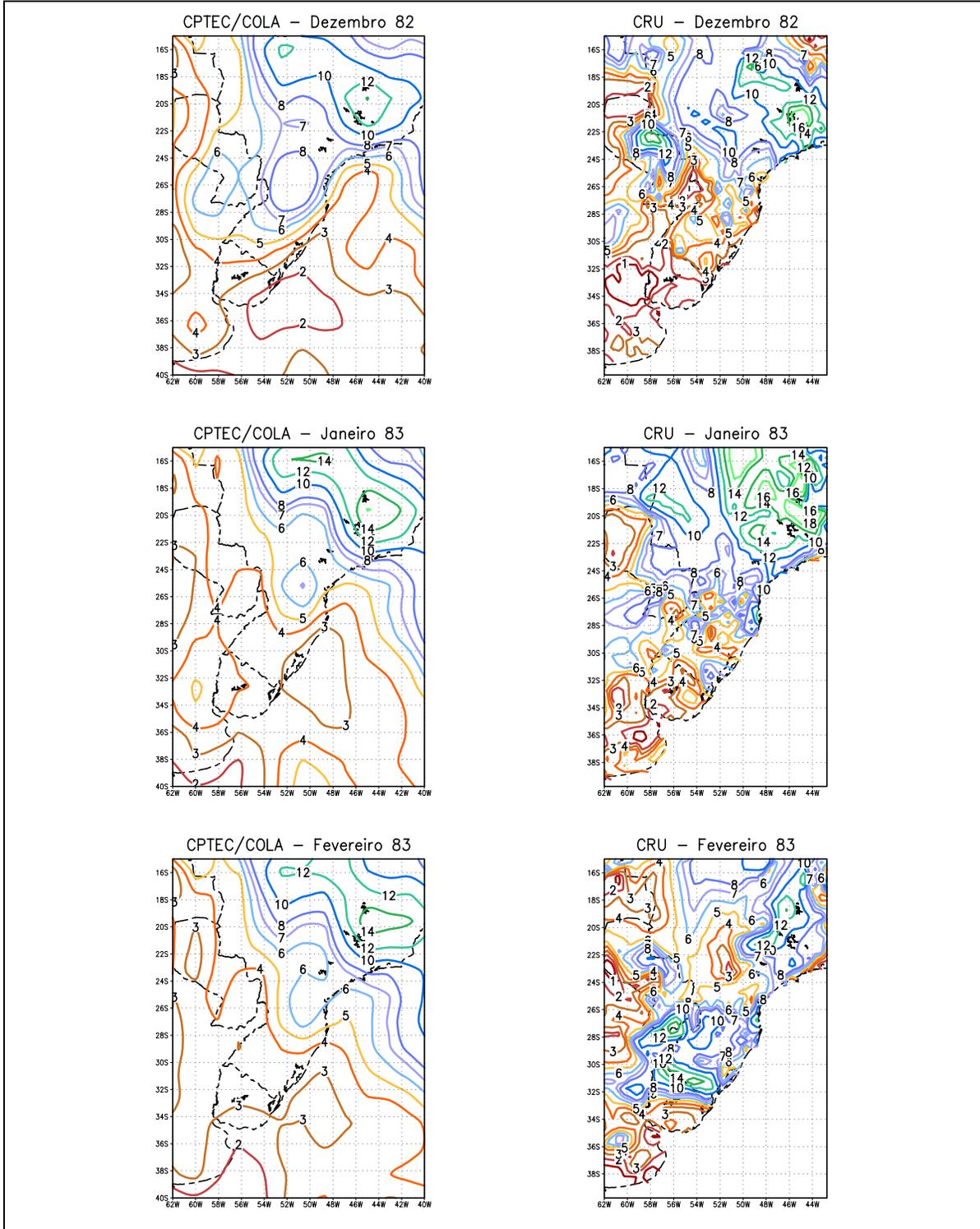


Fig. 5.9 cont. Campos de Precipitação ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83

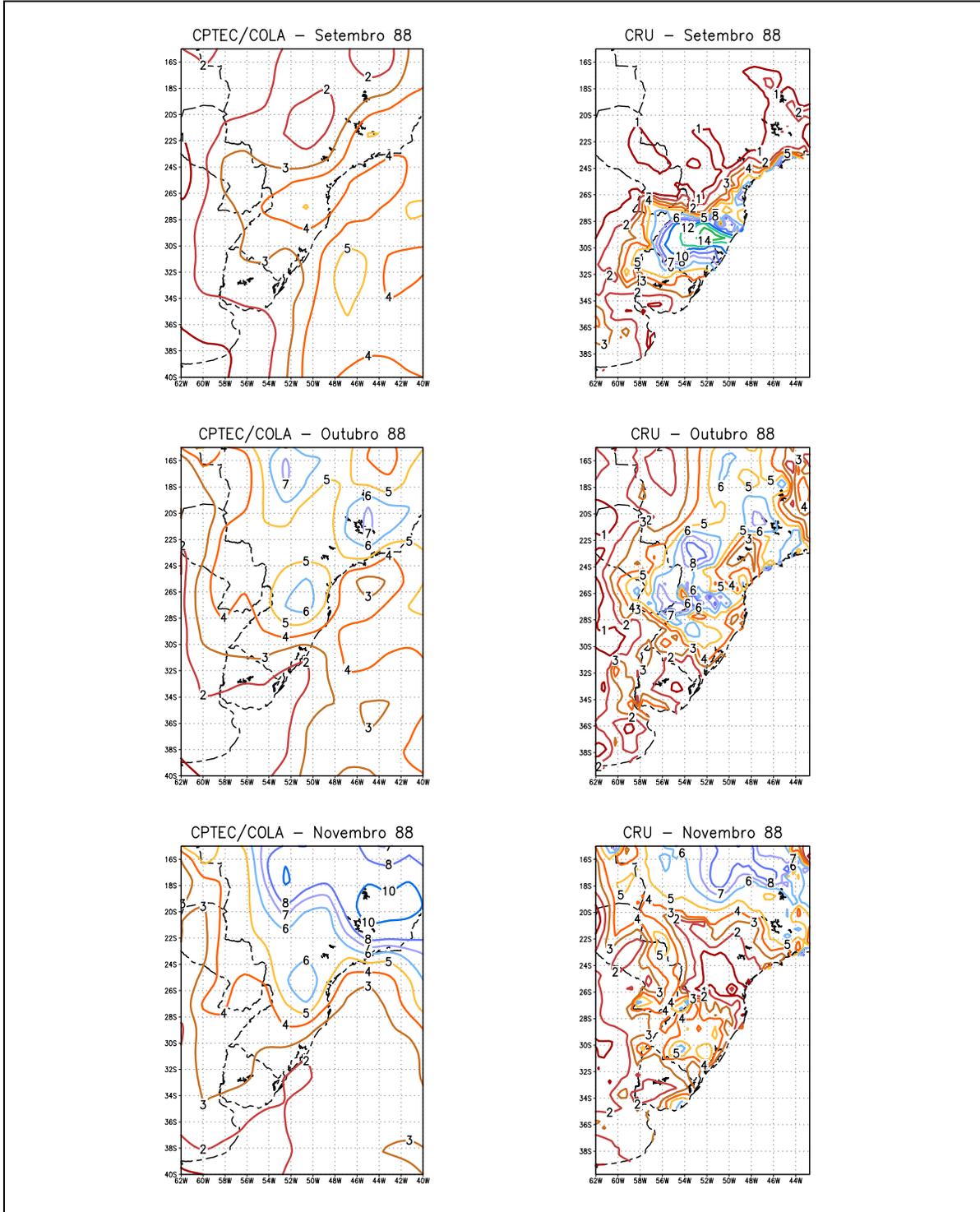


Fig. 5.10 Campos de Precipitação ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89

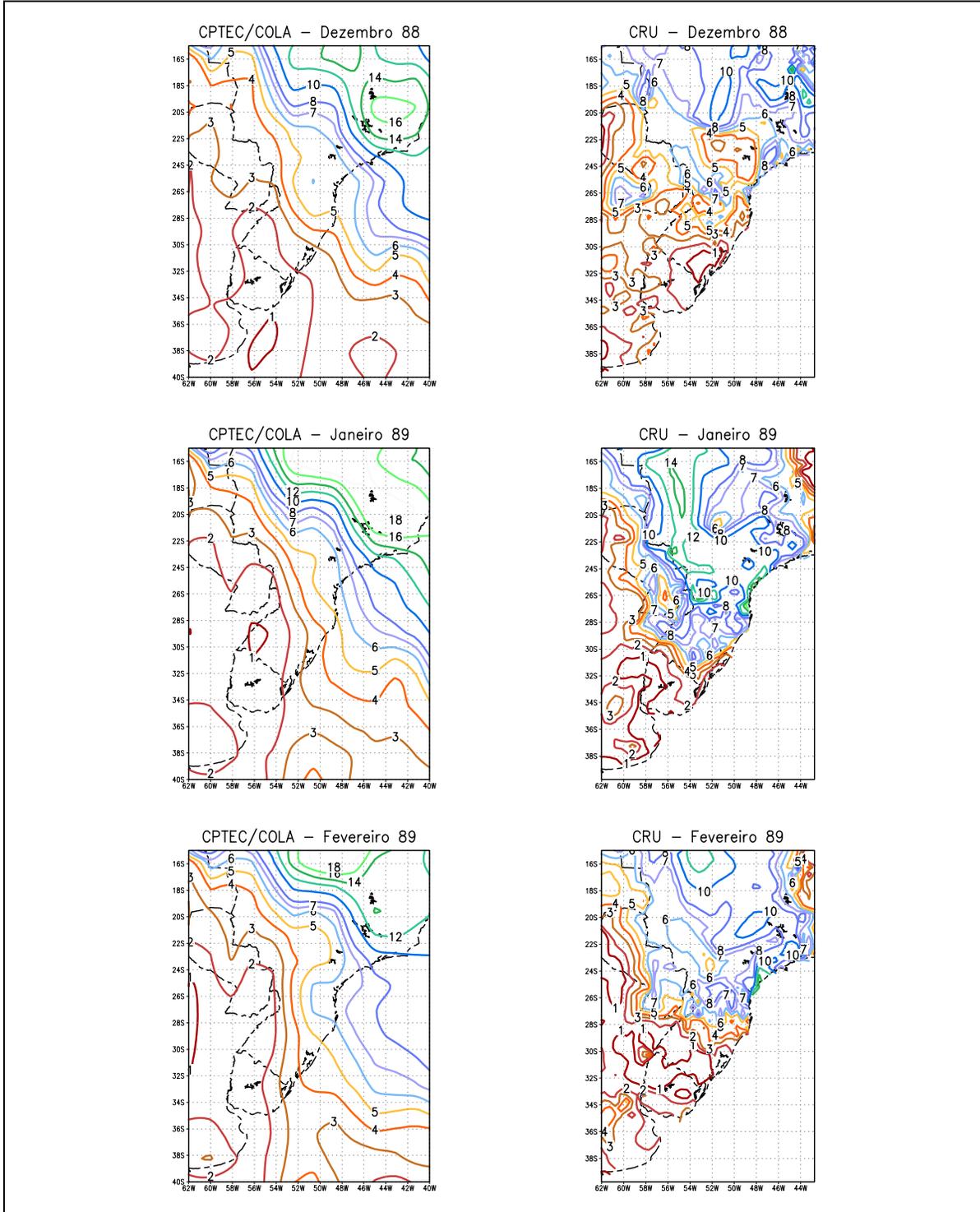


Fig. 5.10 cont. Campos de Precipitação ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89

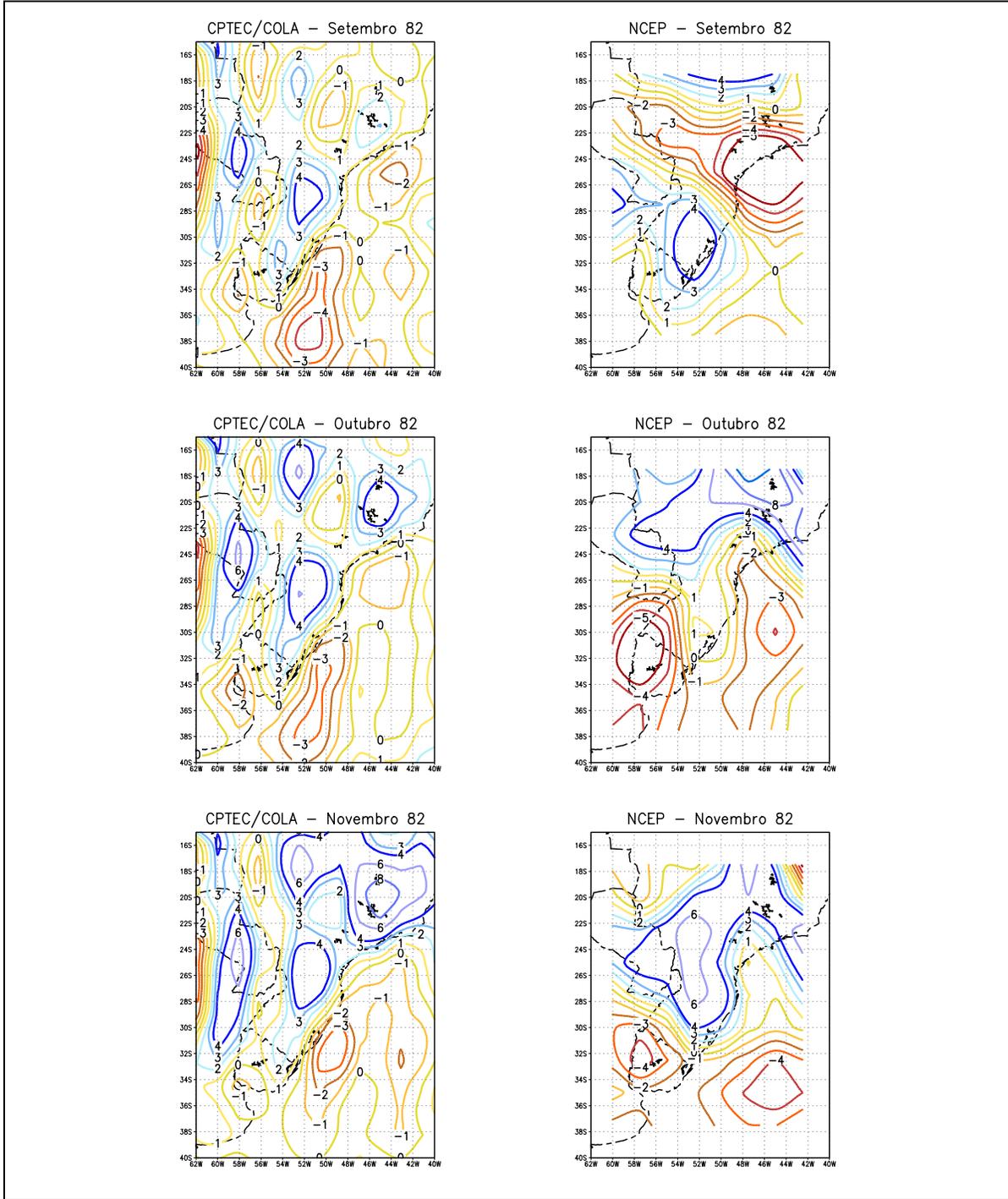


Fig. 5.11 Campos de Convergência do fluxo de umidade ($\text{kg m}^{-2} \text{dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83 (CPTEC/COLA: Calculada pelo modelo; NCEP: Calculada a partir do fluxo integrado entre 1000 e 300 hPa)

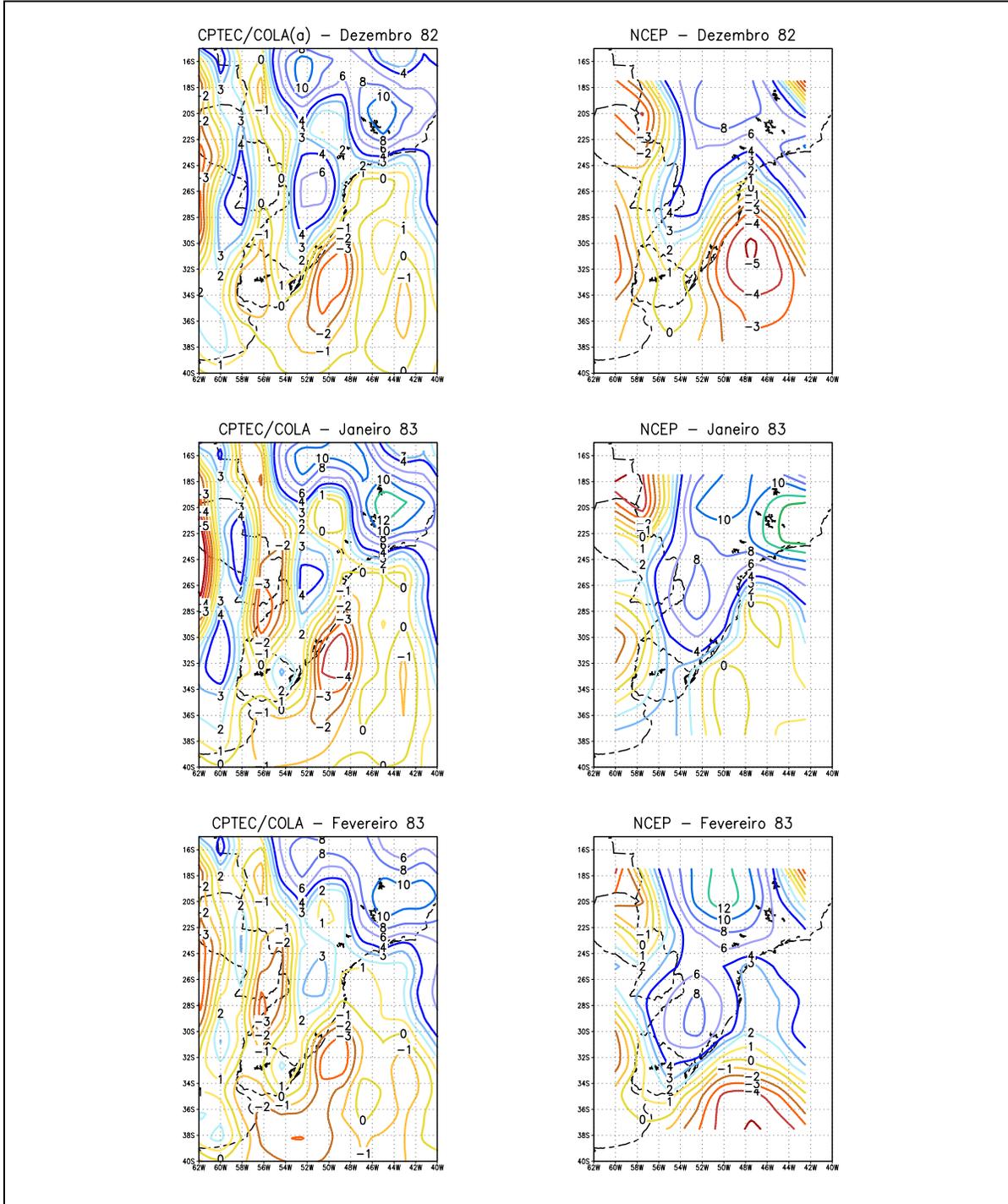


Fig. 5.11 cont. Campos de Convergência do fluxo de umidade ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano El Nino 82/83 (CPTEC/COLA: Calculada pelo modelo; NCEP: Calculada a partir do fluxo integrado entre 1000 e 300 hPa).

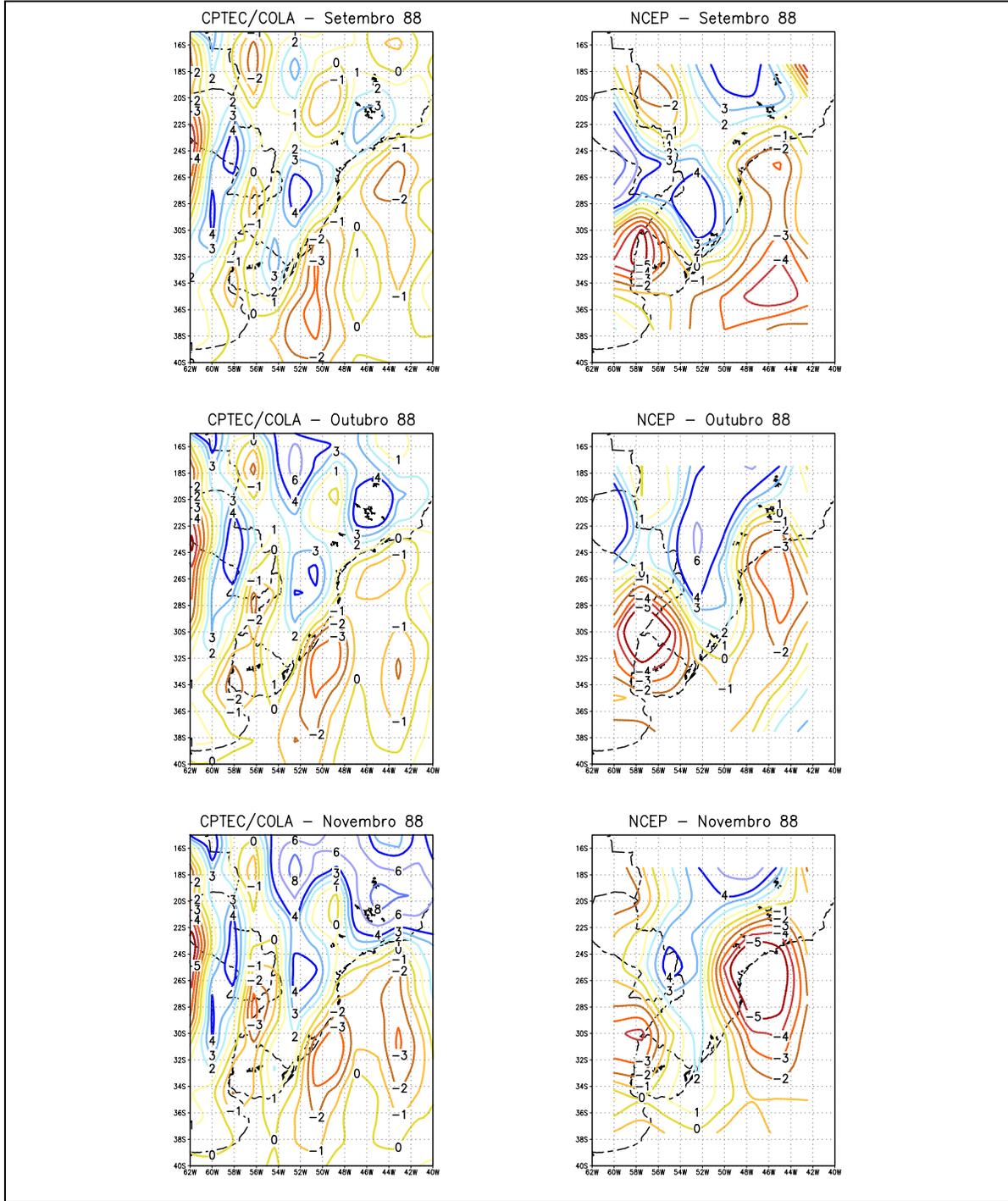


Fig. 5.12 Campos da Convergência do fluxo de umidade ($\text{kg m}^{-2} \text{dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89 (CPTEC/COLA: Calculada pelo modelo; NCEP: Calculada a partir do fluxo integrado entre 1000 e 300 hPa)

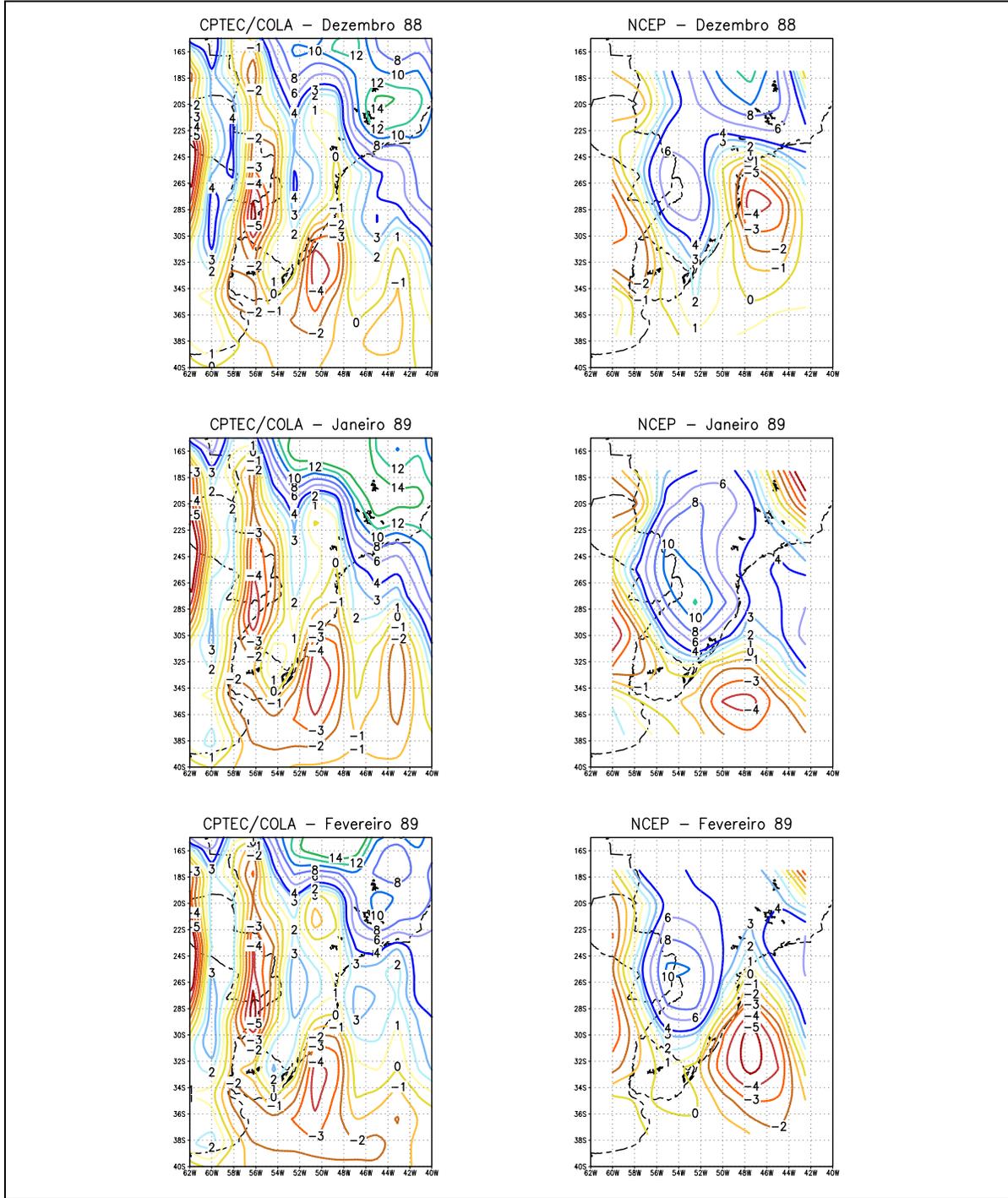
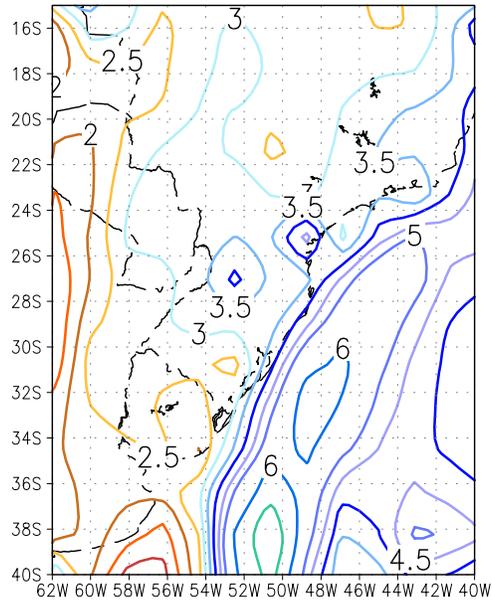


Fig. 5.12 cont. Campos da Convergência do fluxo de umidade ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89 (CPTEC/COLA: Calculada pelo modelo; NCEP: Calculada a partir do fluxo integrado entre 1000 e 300 hPa)

CPTEC/COLA Primavera 82



CPTEC/COLA Verão 82/83

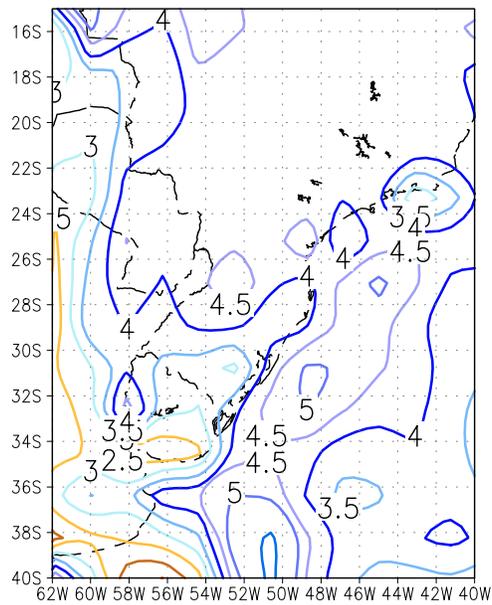


Fig. 5.13 Campos de Evapotranspiração ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83

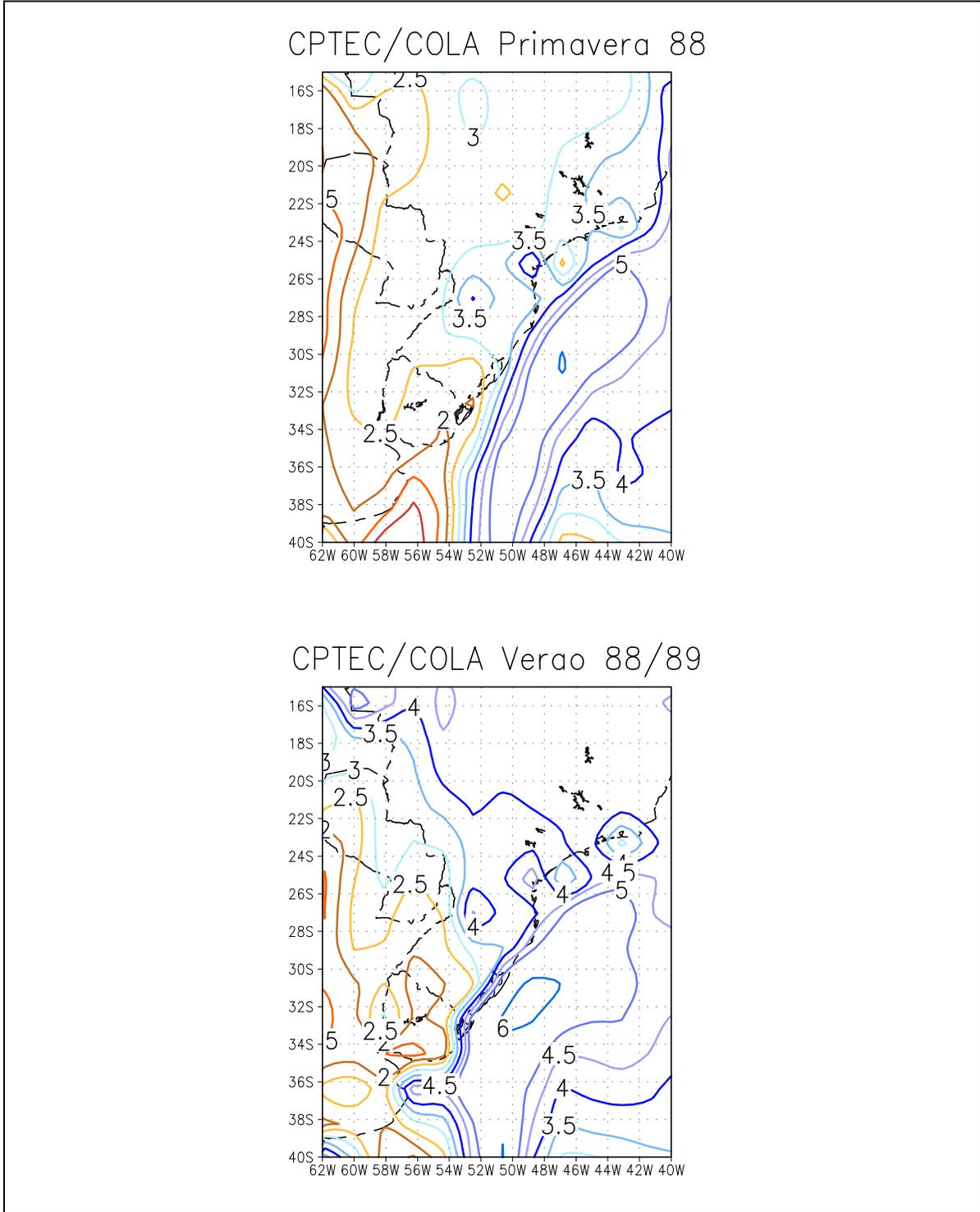


Fig. 5.14 Campos de Evapotranspiração ($\text{kg m}^{-2} \text{dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89

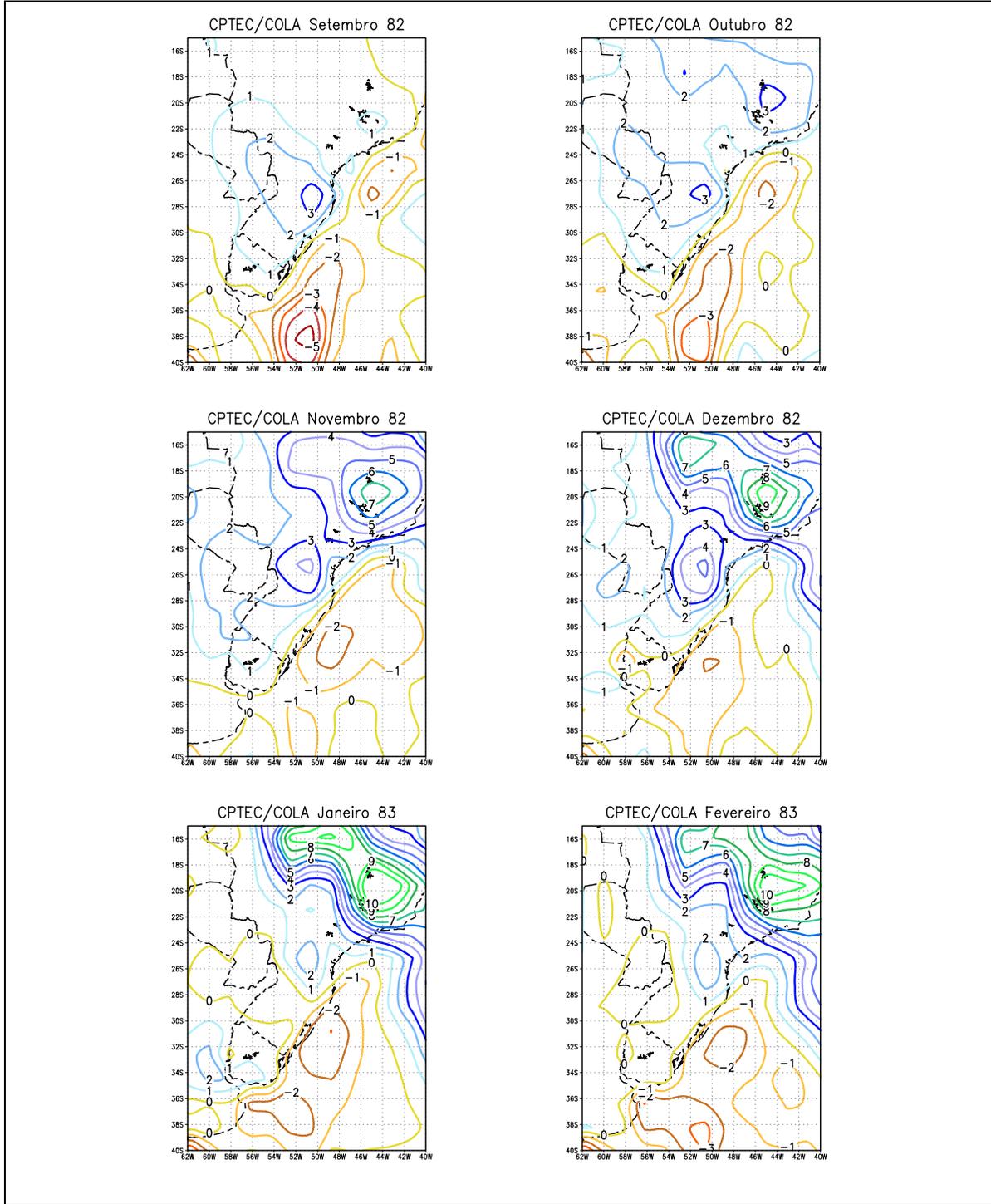


Fig. 5.15 Campos da diferença entre Precipitação e Evapotranspiração (P-E) ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83

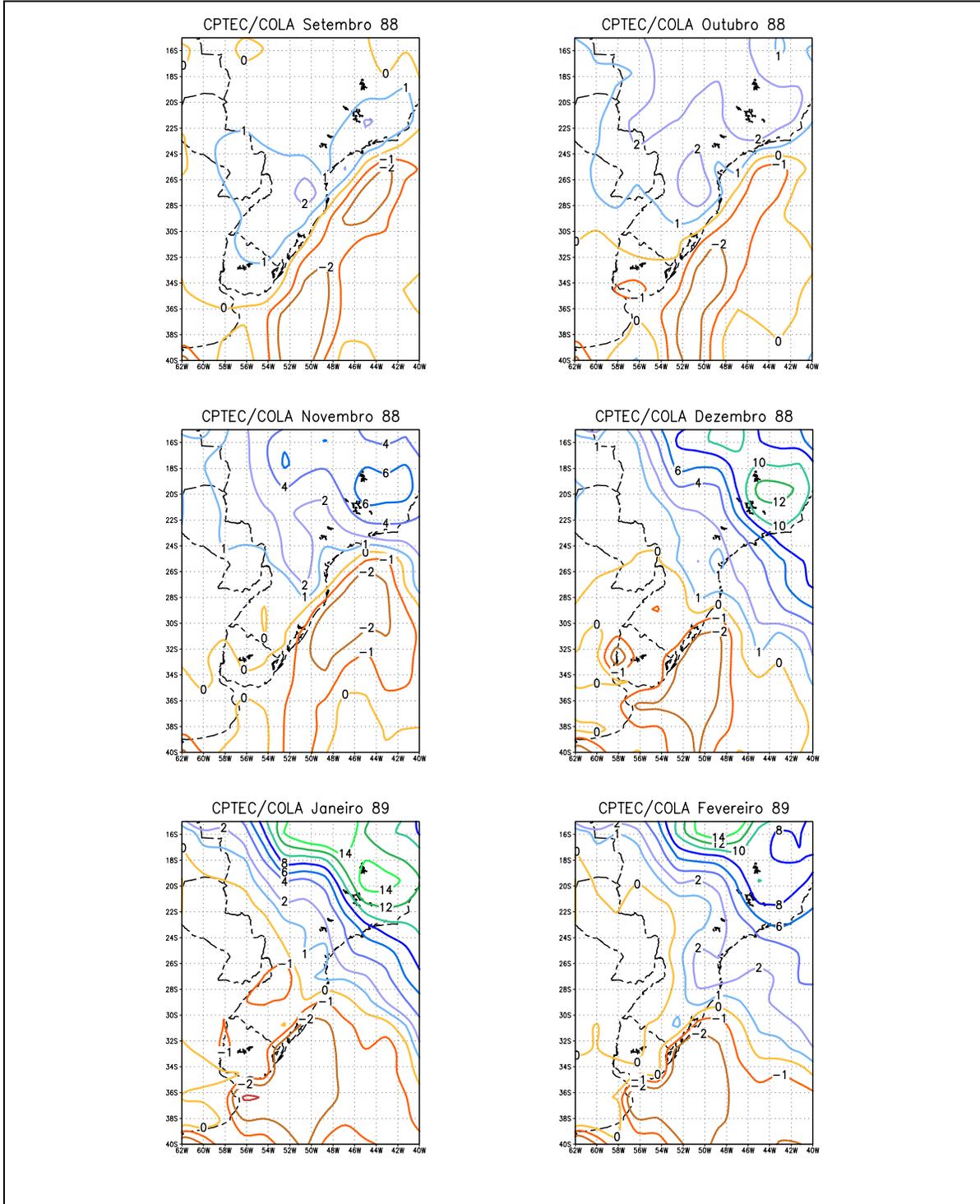


Fig. 5.16 Campos da diferença entre Precipitação e Evapotranspiração (P-E) ($\text{kg m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89

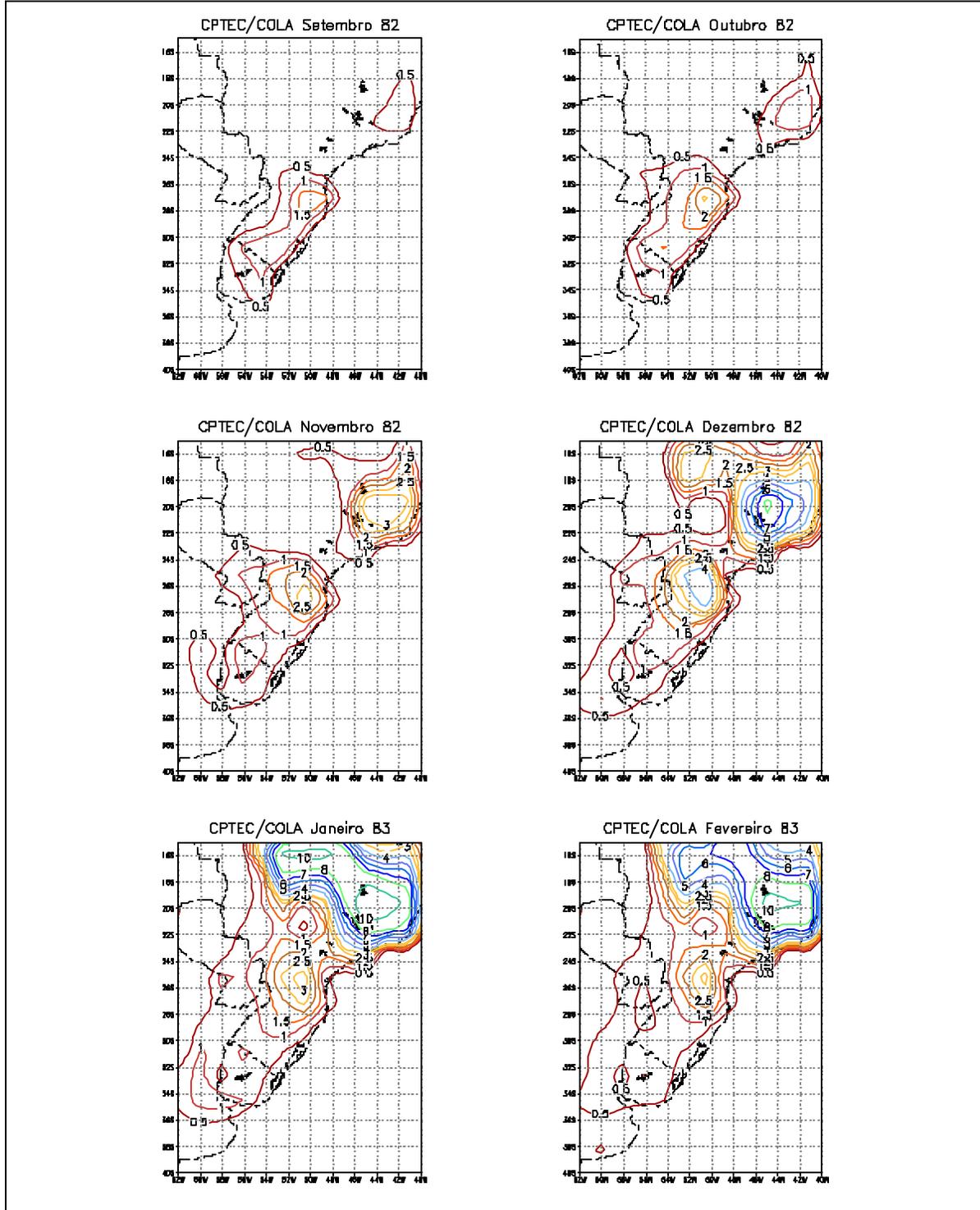


Fig. 5.17 Campos de runoff ($\text{kg m}^{-2} \text{dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83

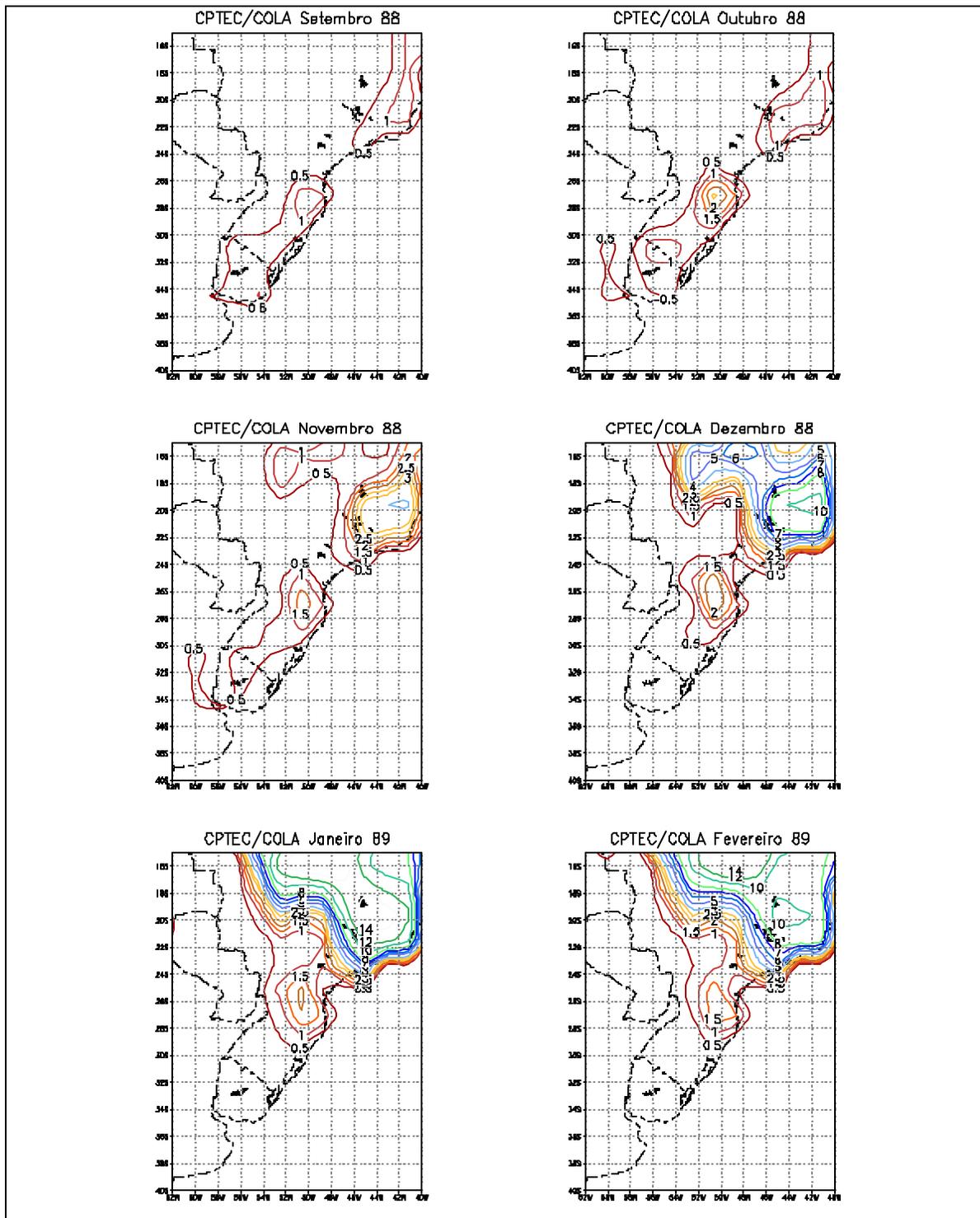


Fig. 5.18 Campos de runoff ($\text{kg m}^{-2} \text{dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89

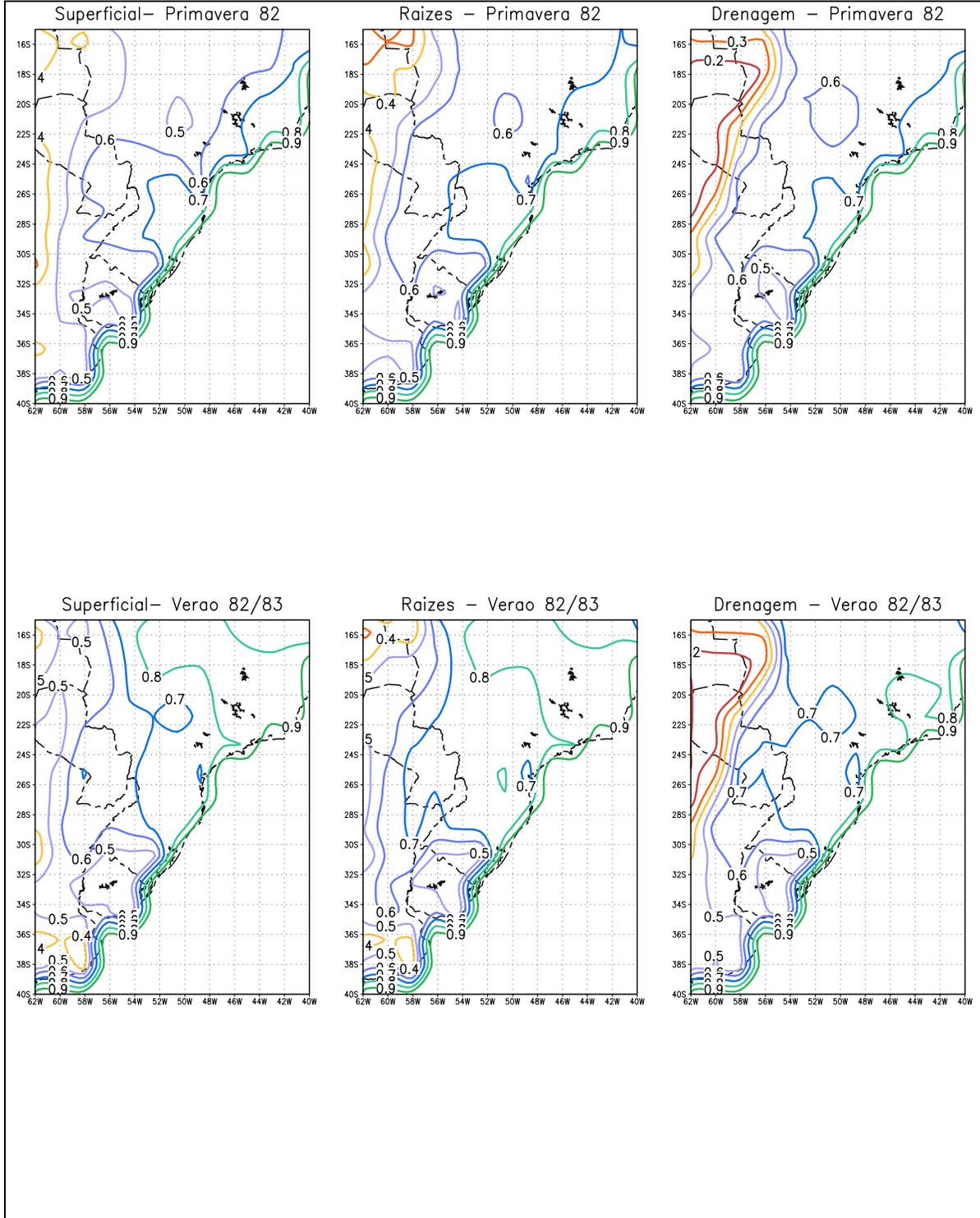


Fig. 5.19 Campos de umidade nas diferentes camadas de solo – Ano El Niño 82/83

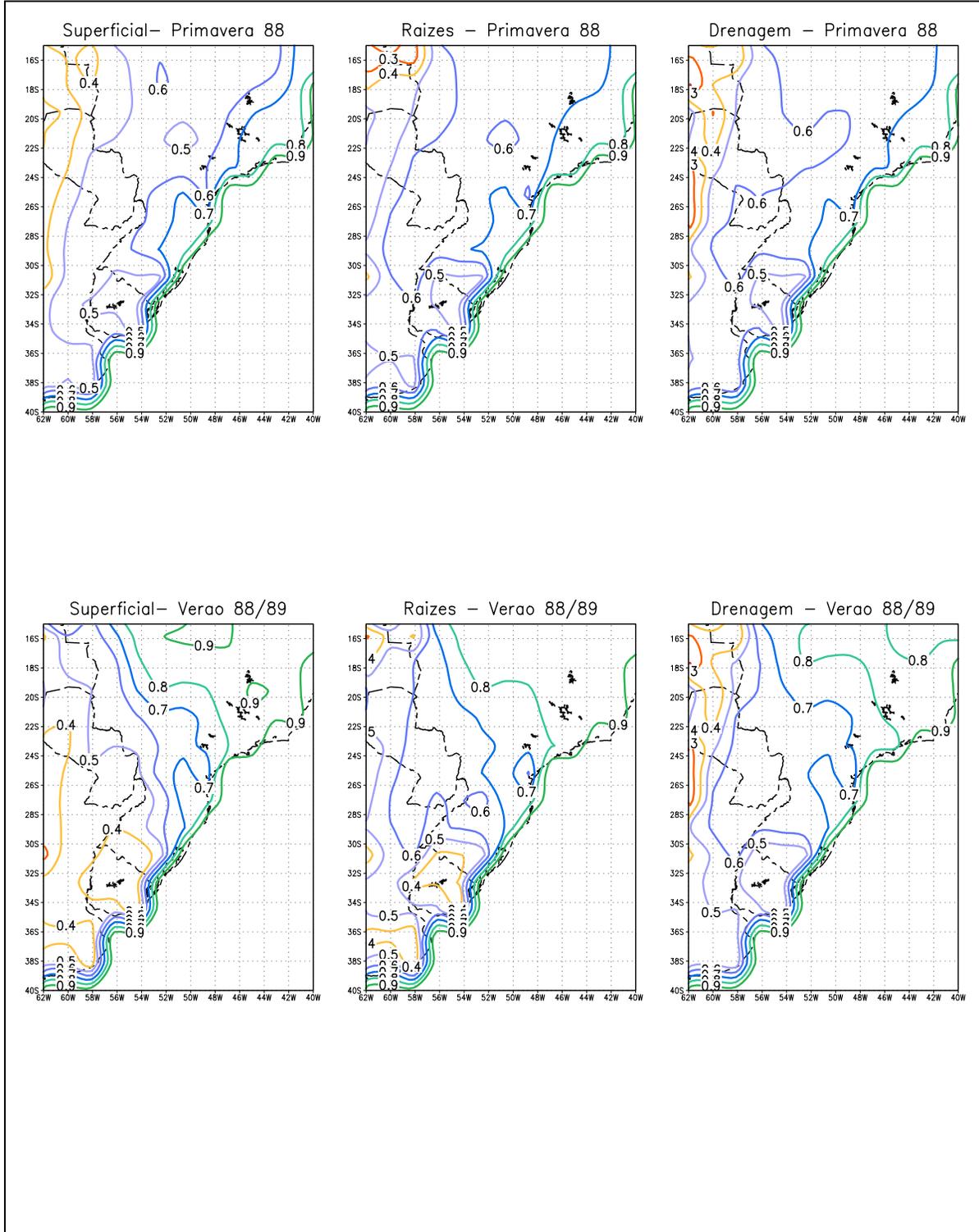


Fig. 5.20 Campos de umidade nas diferentes camadas de solo – Ano La Niña 88/89

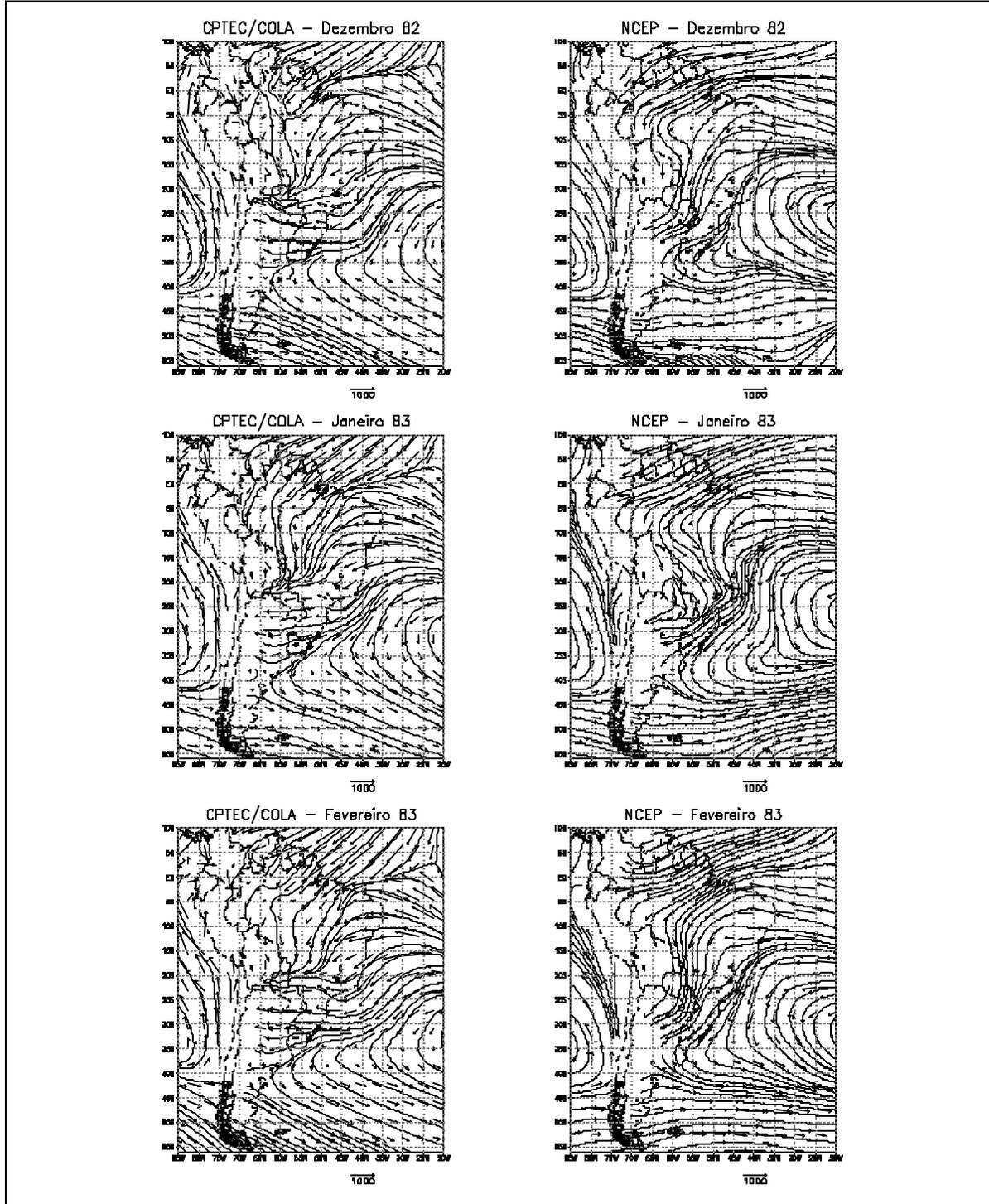


Fig. 5.21 cont. Campos do Fluxo de vapor de água em 950 hPa ($\text{kg m}^2 \text{ dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83

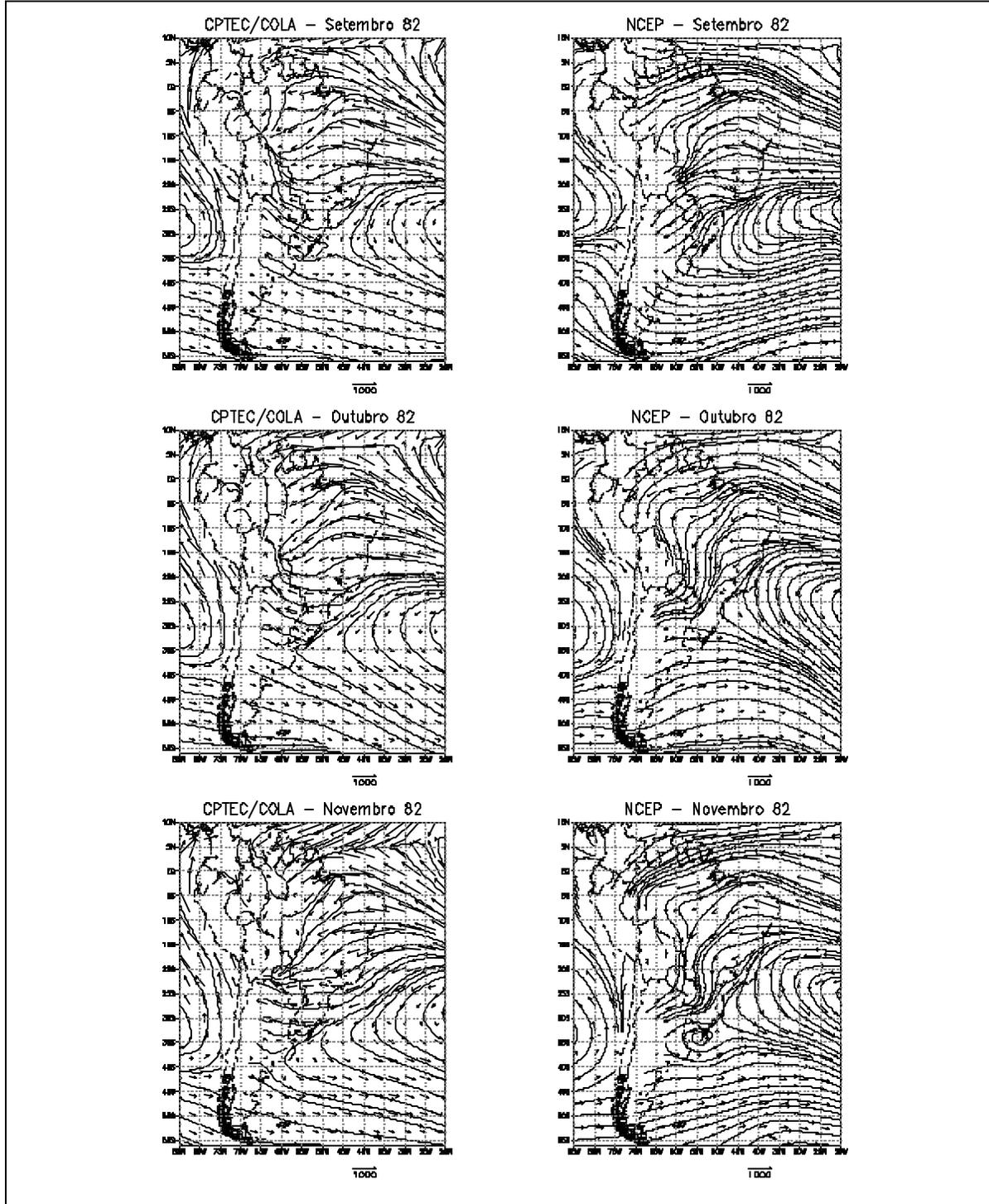


Fig. 5.21 Campos do Fluxo de vapor de água em 950 hPa ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83

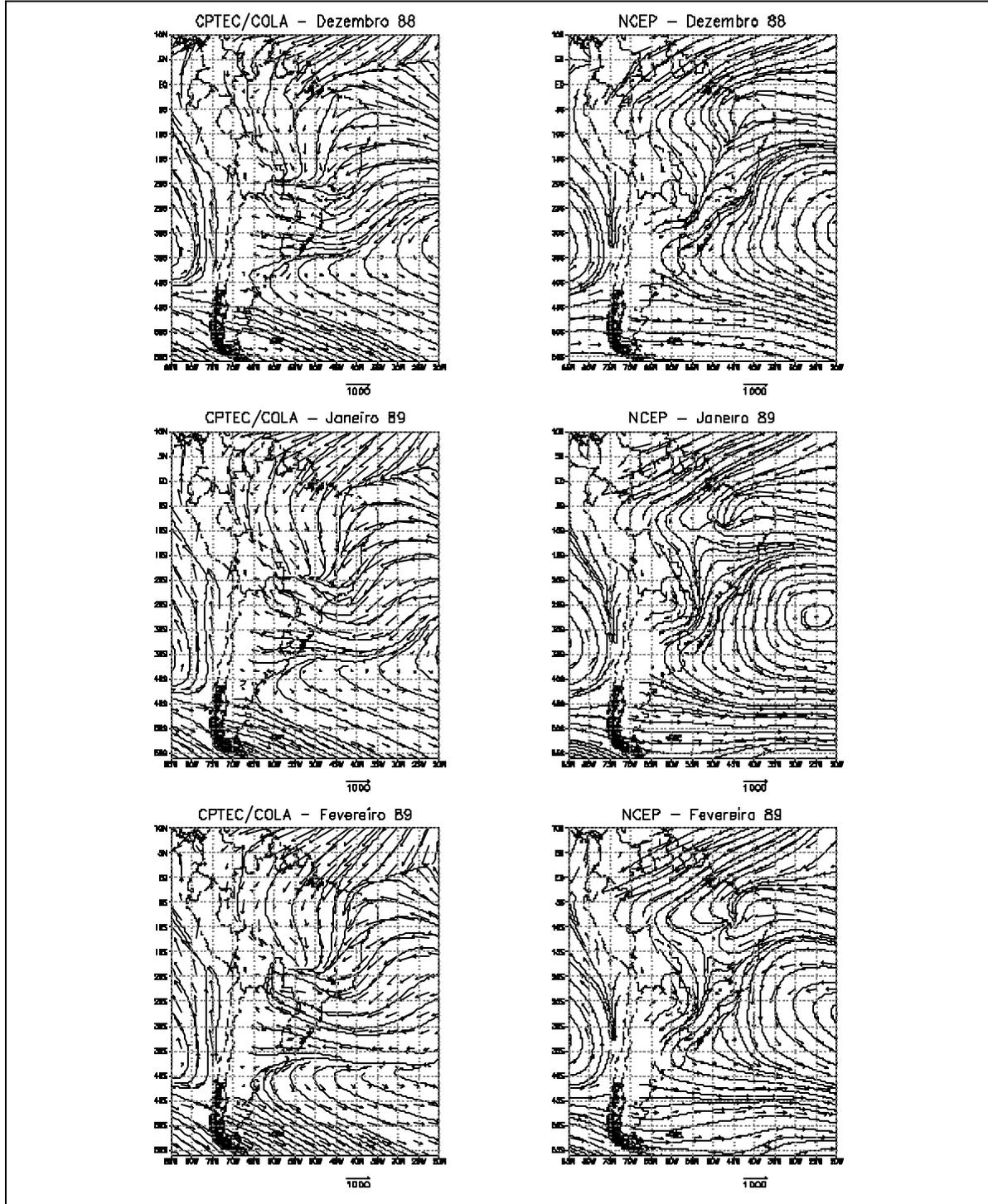


Fig. 5.22 cont. Campos do Fluxo de vapor de água em 950 hPa ($\text{kg m}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89

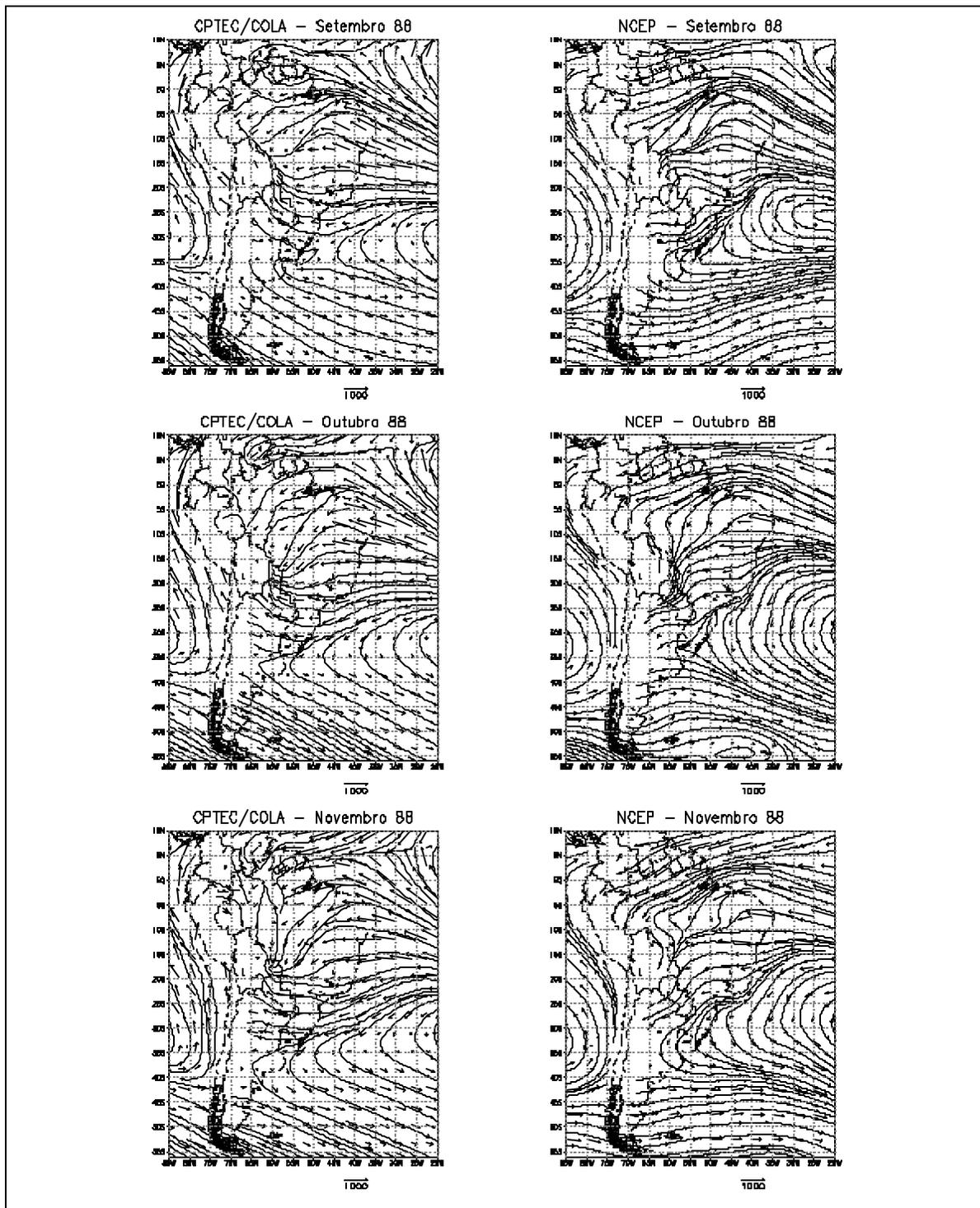


Fig. 5.22 Campos do Fluxo de vapor de água em 950 hPa ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89

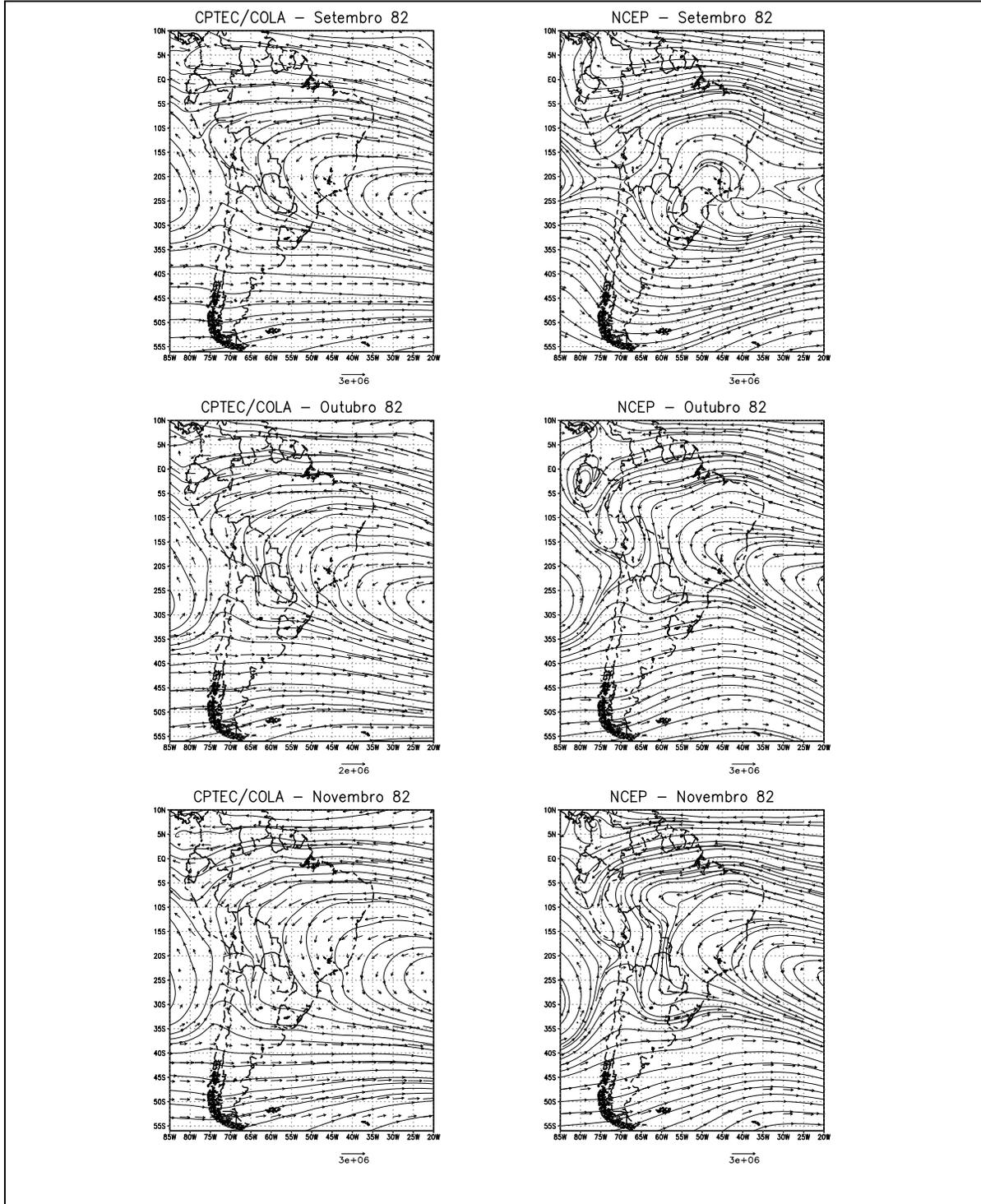


Fig. 5.23 Campos do Fluxo de vapor de água verticalmente integrado ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83

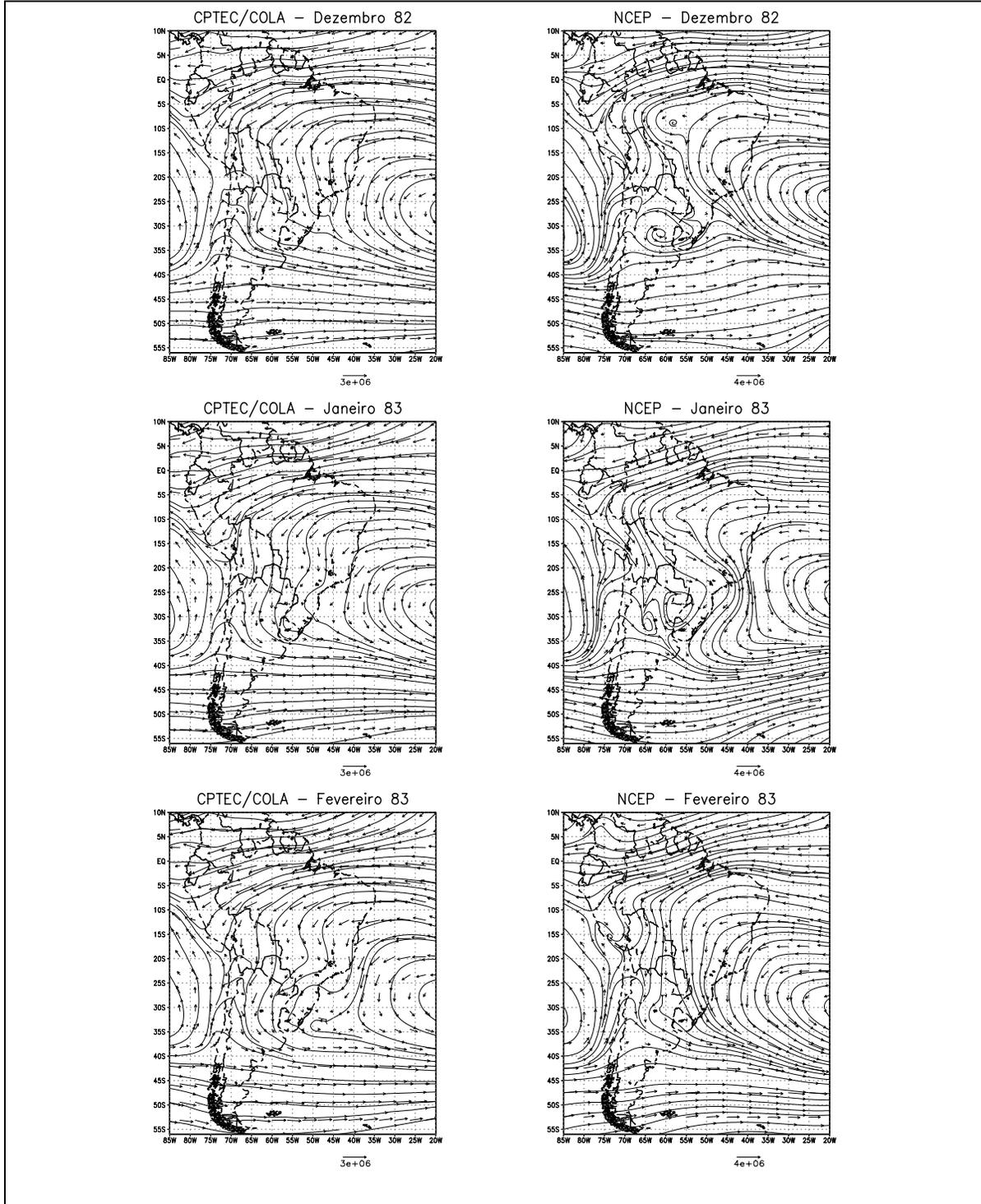


Fig. 5.23 cont. Campos do Fluxo de vapor de água verticalmente integrado ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) – Ano El Niño 82/83

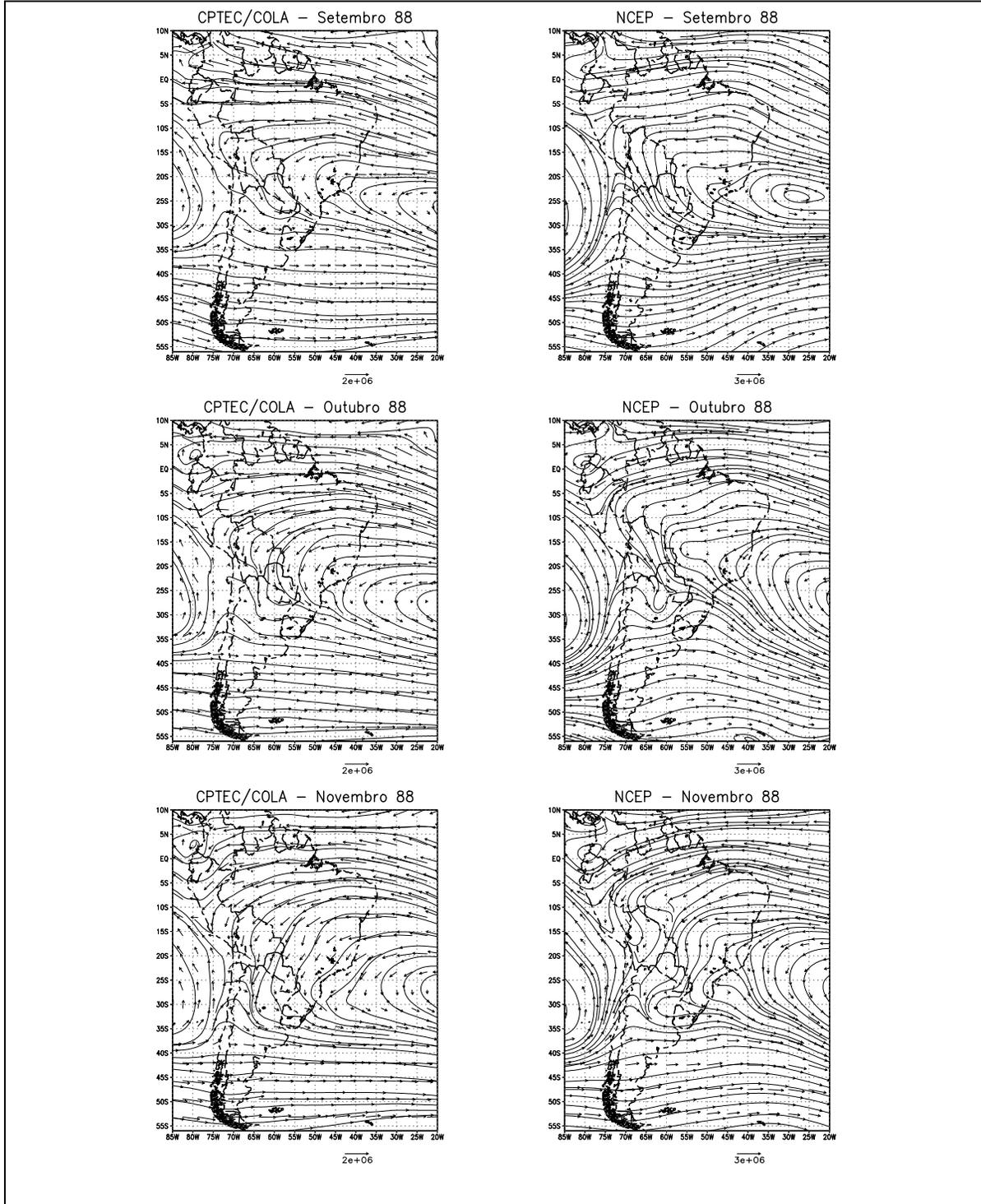


Fig. 5.24 Campos do fluxo de vapor de água verticalmente integrado ($\text{kg m}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89

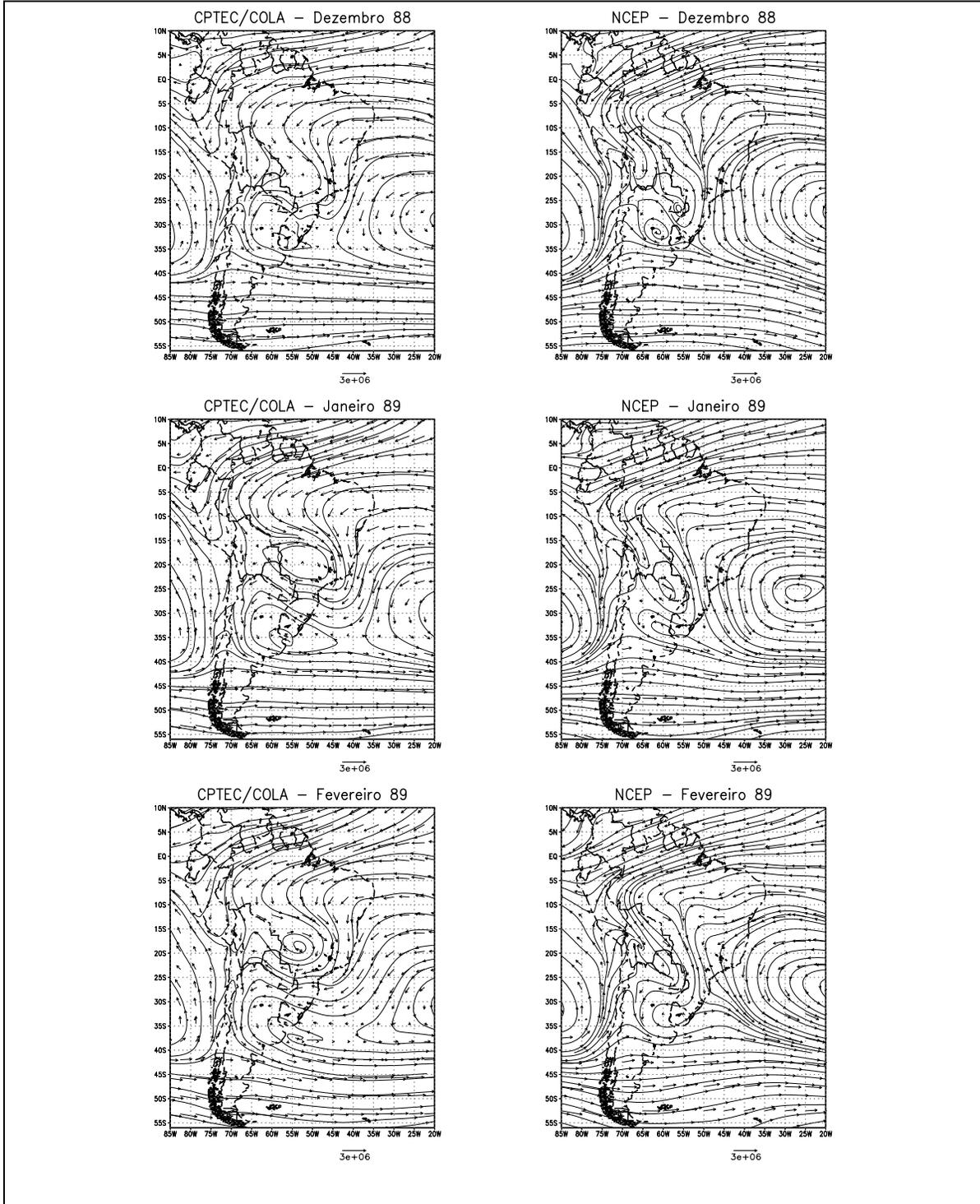


Fig. 5.24 cont. Campos do fluxo de vapor de água verticalmente integrado ($\text{kg m}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) – Ano La Niña 88/89

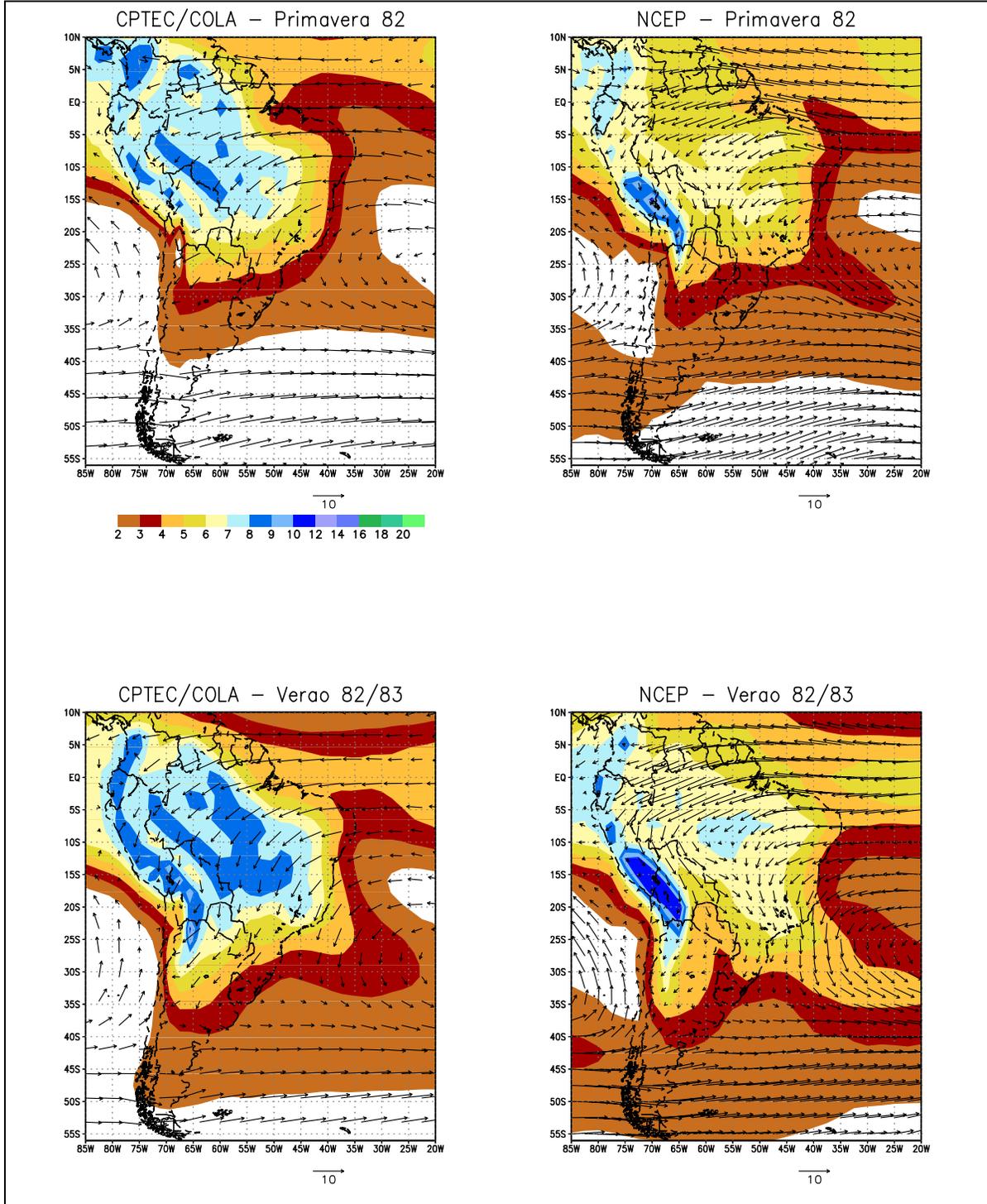


Fig. 5.25 Campos de umidade específica (x1000) em 700 hPa e ventos em 850 hPa (m s^{-1}) – Ano El Niño 82/83

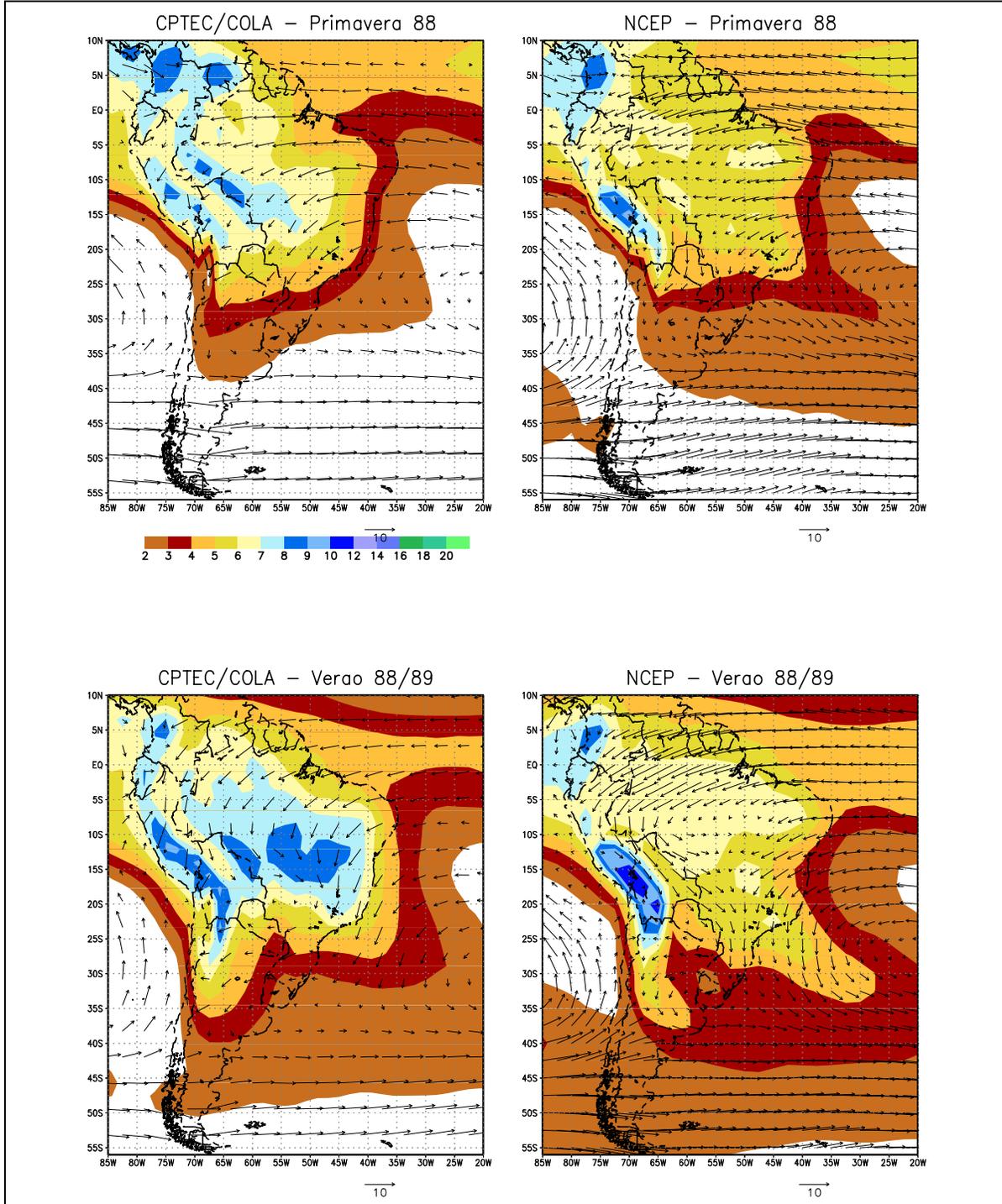


Fig. 5.26 Campos de umidade específica (x1000) em 700 hPa e ventos em 850 hPa (m s^{-1}) – Ano La Niña 88/89

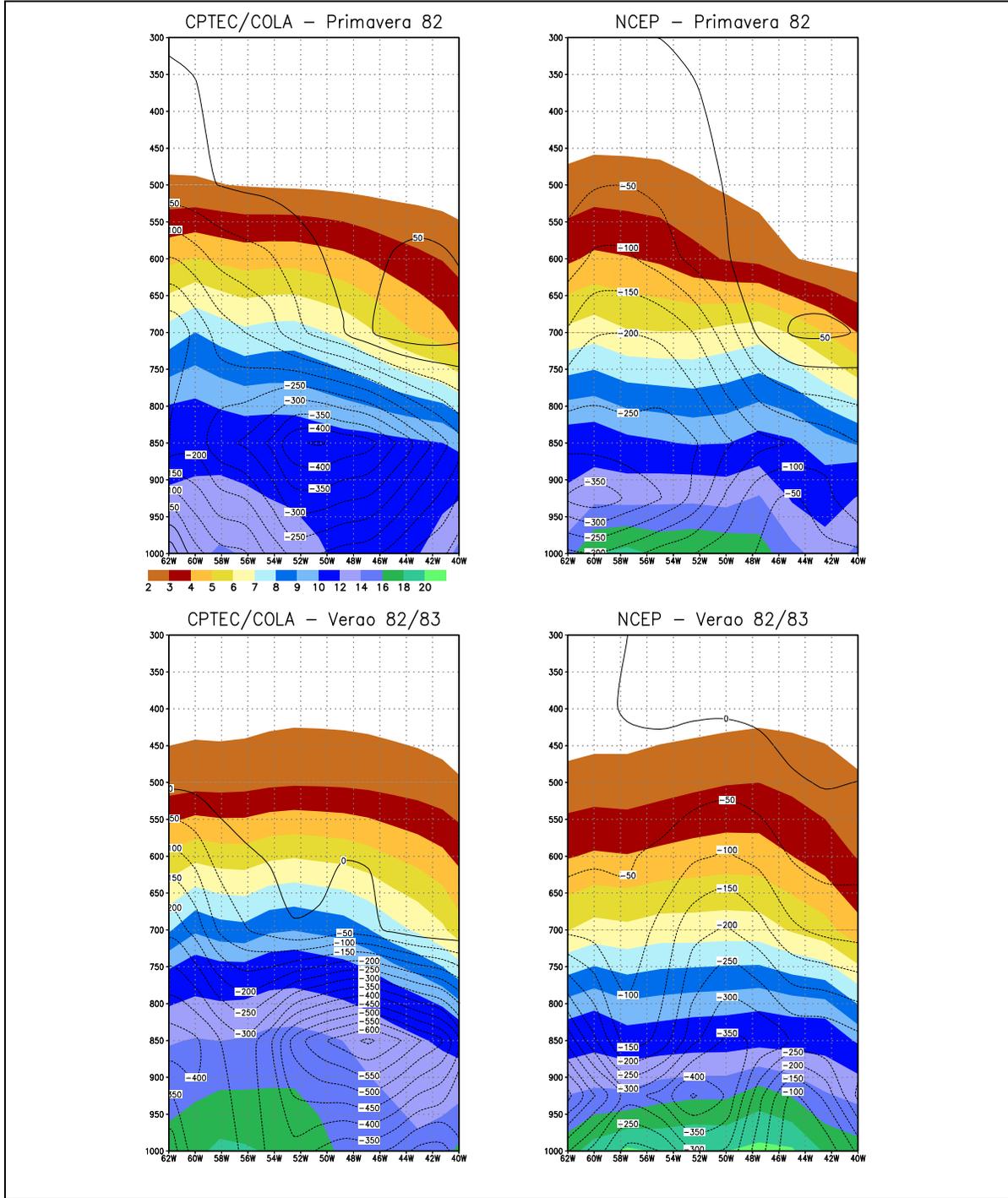


Fig. 5.27 Estrutura vertical do fluxo meridional de vapor de água ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) e distribuição vertical de umidade específica ($\times 1000$) na fronteira 15°S – Ano El Niño 82/83

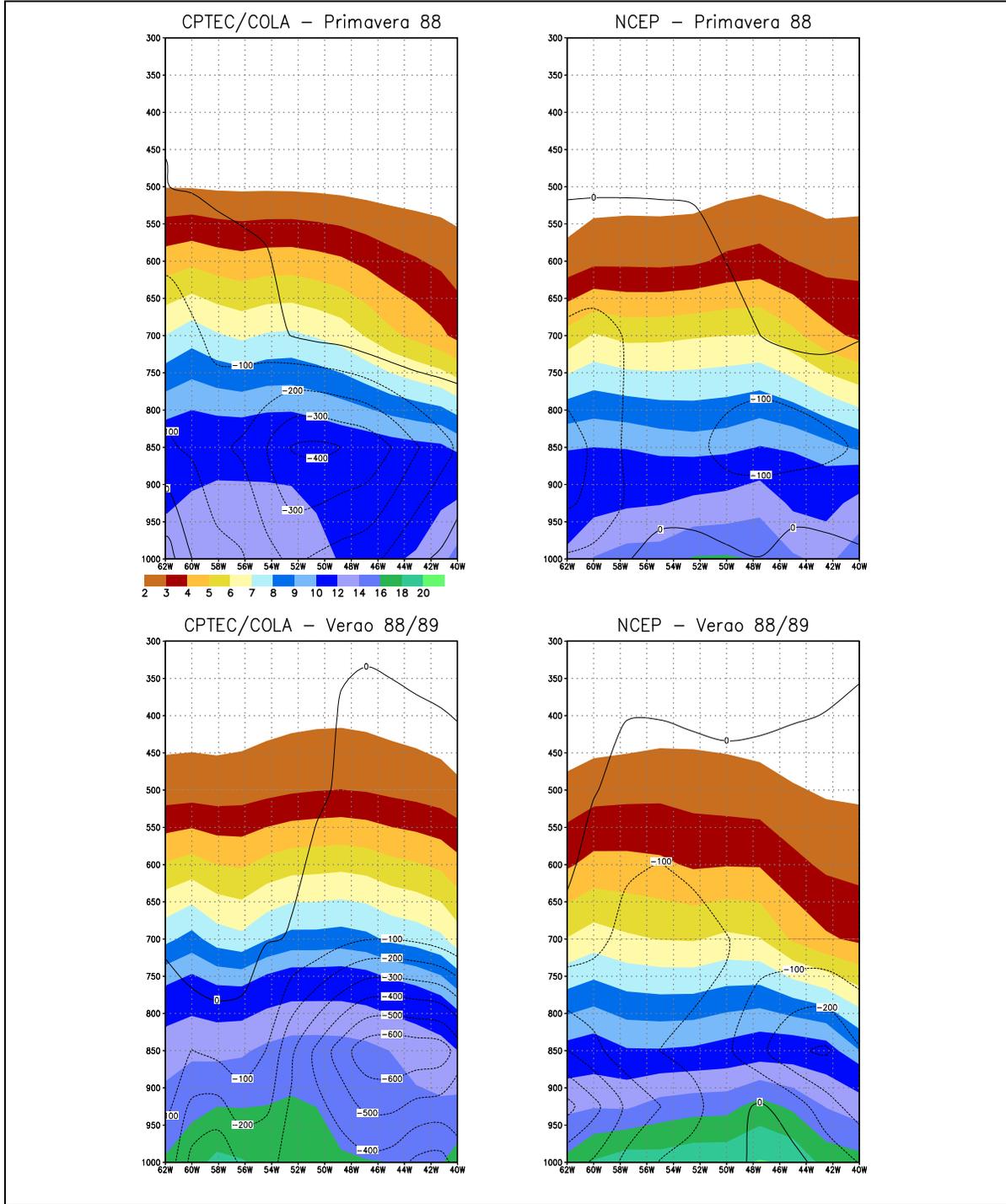


Fig. 5.28 Estrutura vertical do fluxo meridional de vapor de água ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) e distribuição vertical de umidade específica ($\times 1000$) na fronteira 15°S – Ano La Niña 88/89

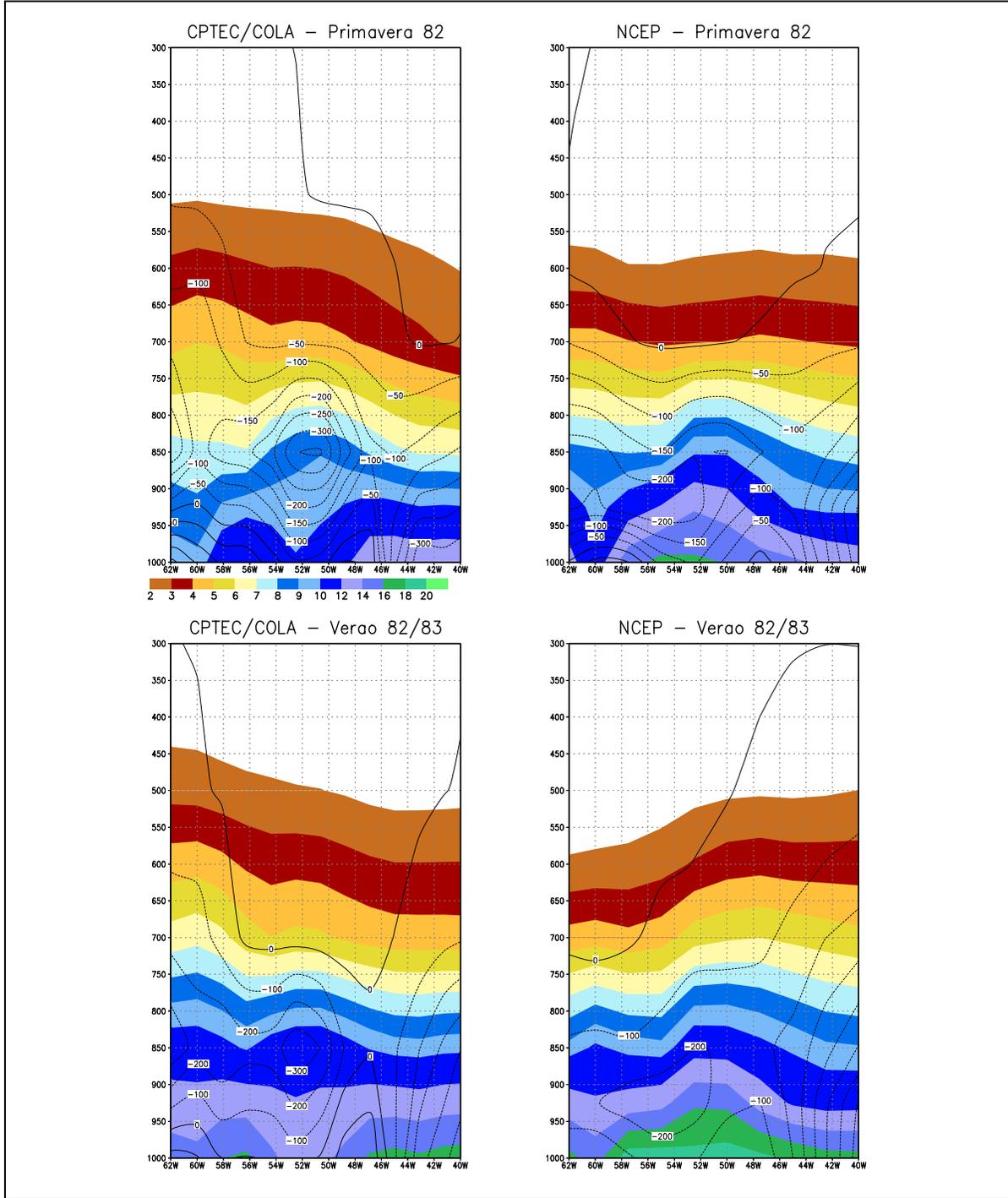


Fig. 5.29 Estrutura vertical do fluxo meridional de vapor de água ($\text{kg m}^{-1} \text{ dia}^{-1}$) e distribuição vertical de umidade específica ($\times 1000$) na fronteira 25°S – Ano El Niño 82/83

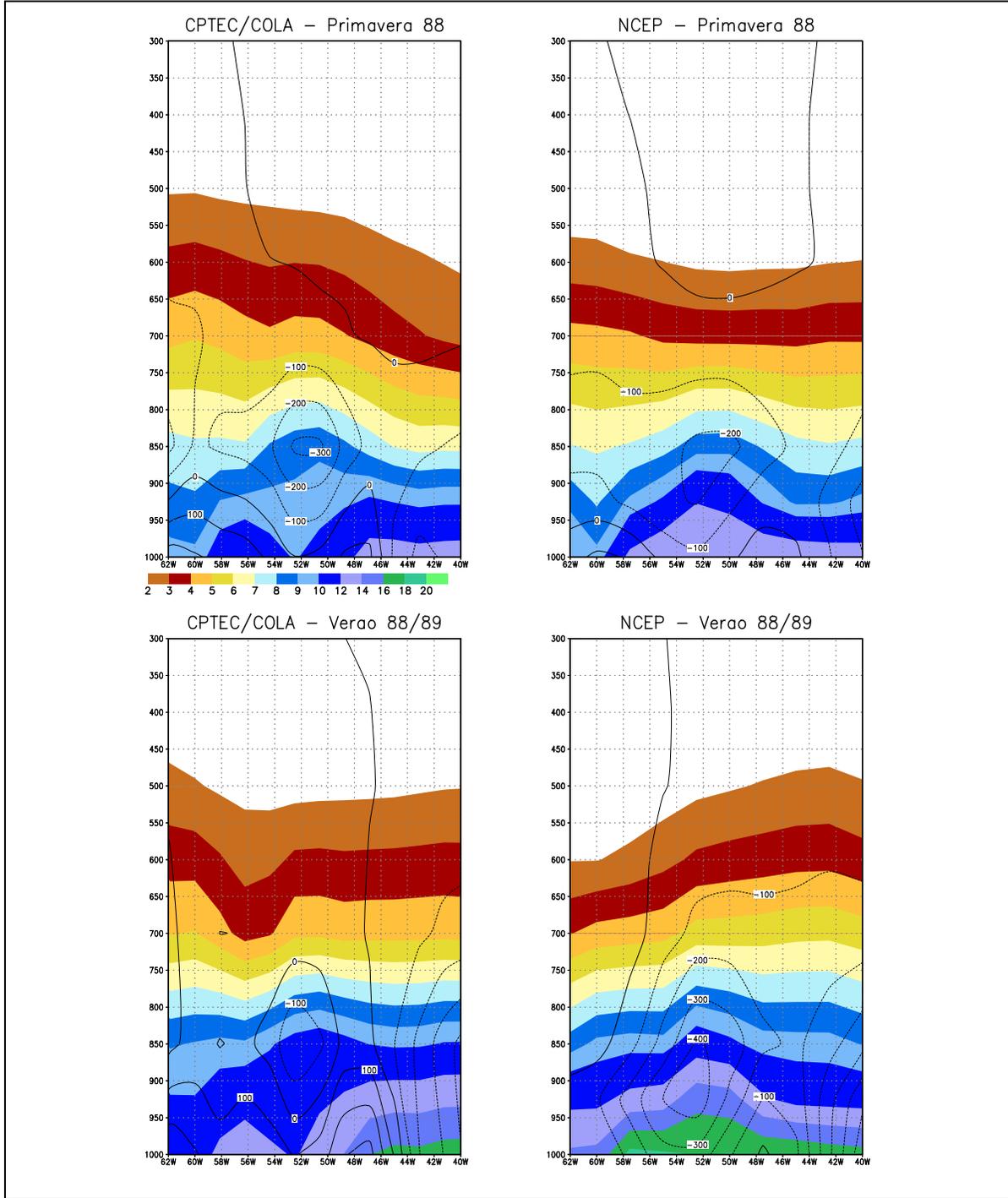


Fig. 5.30 Estrutura vertical do fluxo meridional de vapor de água ($\text{kg m}^{-1} \text{dia}^{-1}$) e distribuição vertical de umidade específica ($\times 1000$) na fronteira 25°S – Ano La Niña 88/89

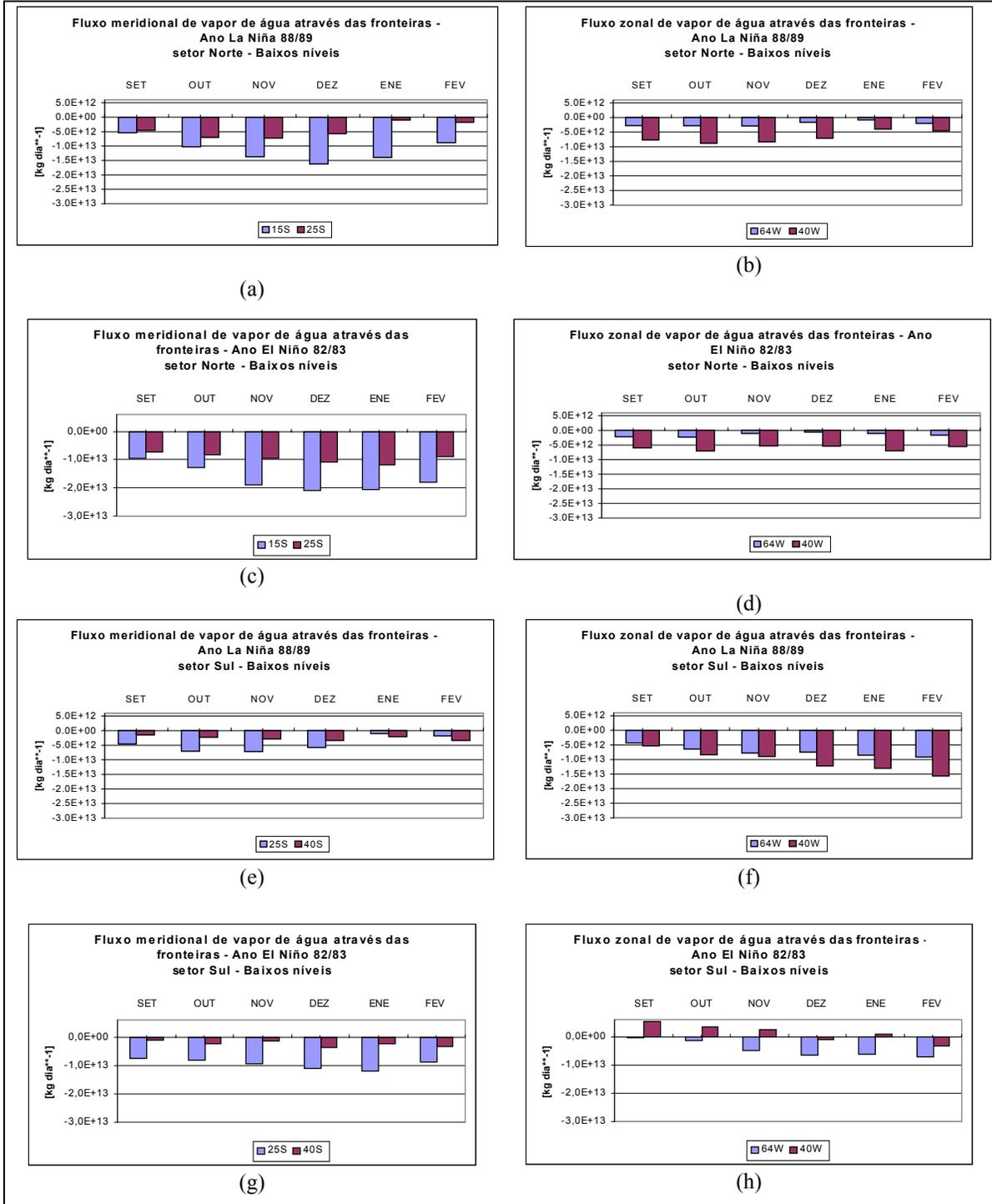
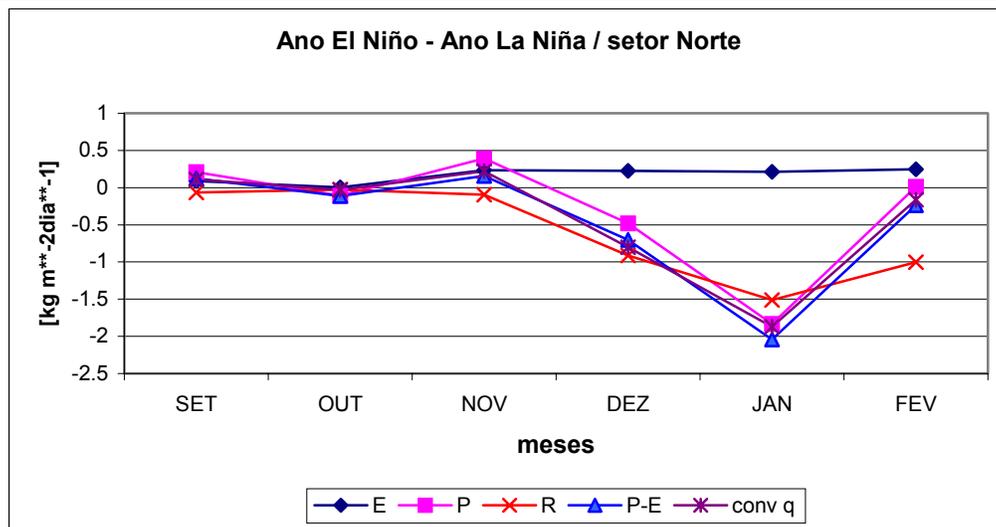
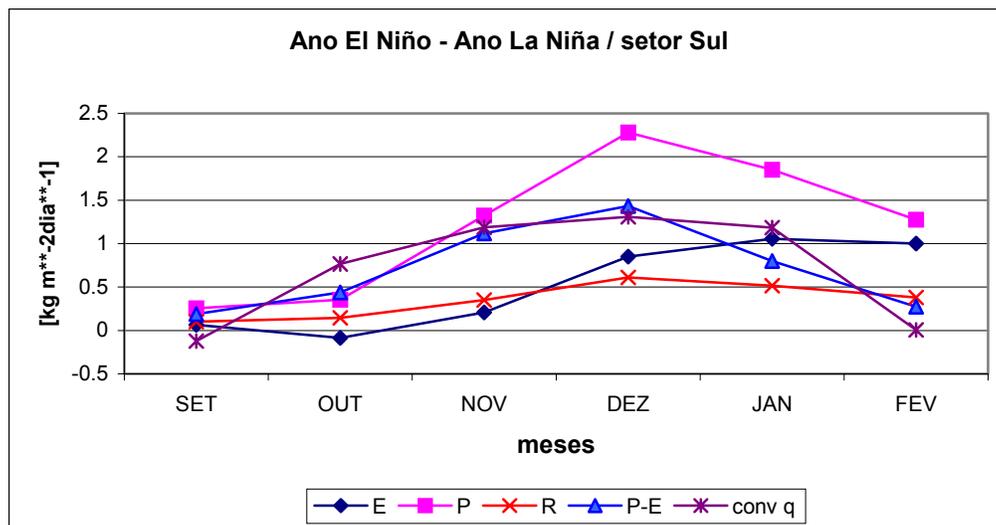


Fig. 5.31 Fluxo de umidade (kg dia^{-1}) através das fronteiras nos baixos níveis (1000-800 hPa), no setor Norte, (a, b, c, d), e no setor Sul, (e, f, g, h)



(a)



(b)

Fig. 5.32 Diferenças entre os valores das variáveis no Ano El Niño e no Ano La Niña, no setor Norte, (a), e no setor Sul, (b). (E: Evapotranspiração, P: Precipitação, R: Runoff, convq: Convergência do fluxo de umidade verticalmente integrado)

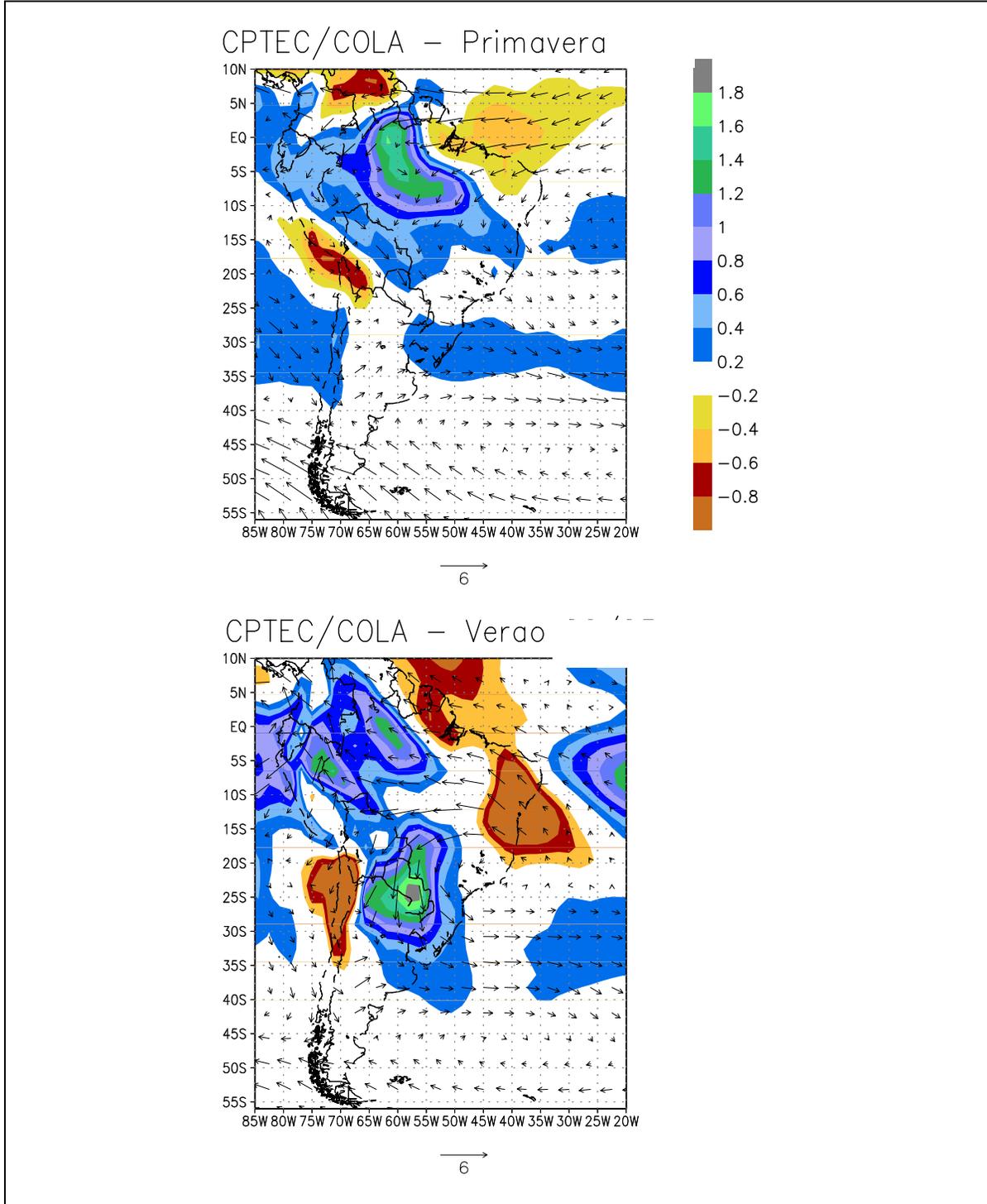


Fig. 5.34 Diferenças entre os campos de umidade específica (x1000) em 700 hPa e ventos em 850 hPa (m s^{-1}) do ano El Niño 82/83 e do ano La Niña 88/89

CAPÍTULO VI

CONCLUSÃO

6.1 Discussões Finais

As validações da climatologia do modelo com os dados de precipitação da CRU e de convergência do fluxo de umidade do NCEP, mostram que este produz uma superestimativa da convergência de umidade e da precipitação na região da ZCAS, mostrando grandes diferenças no verão. No resto da área de estudo pode se ver que o modelo subestima os valores tanto de precipitação quanto de convergência de umidade. Os valores de convergência de umidade calculados pelo modelo são utilizados no esquema de Kuo para calcular os valores da precipitação. Desta forma os erros introduzidos na convergência de umidade se trasladariam para a precipitação convectiva. Segundo a comparação das estruturas verticais dos campos de ventos e do fluxo de umidade e da distribuição de umidade, o modelo apresenta valores de umidade superiores aos da reanálise nos altos níveis e inferiores nos baixos, mas as principais diferenças com os resultados da reanálise se encontram nas estruturas verticais dos ventos, que são transferidas para o fluxo.

O ciclo anual climatológico é bem mais definido nas variáveis estudadas no setor Norte do que no setor Sul, nos resultados do modelo CPTEC/COLA. No setor Norte o verão apresenta-se como a estação mais úmida, quando há formação da ZCAS, com máximos valores de precipitação em Janeiro. Durante o inverno os valores da precipitação diminuem. A convergência de umidade é máxima também durante o verão e valores de divergência ocorrem durante o inverno. O ingresso de umidade vindo do exterior da área é superior ao produzido na mesma durante o verão, quando os fluxos de umidade provenientes do Centro do Brasil e da Amazônia convergem sobre o setor. Durante o inverno o principal aporte de umidade provém do Oceano Atlântico pelo fluxo em baixos níveis. Nesta época há valores negativos de P-E e uma diminuição do “runoff” e no armazenamento de umidade no solo. A partir do final da primavera, a precipitação

começa a aumentar, com o estabelecimento da ZCAS. Isto faz com que a umidade no solo comece a se recuperar. A evapotranspiração possui uma resposta imediata a este incremento de precipitação, dado que a disponibilidade de água no solo aumenta. O “runoff” possui um atraso na resposta ao incremento na precipitação. Os máximos incrementos do “runoff” acontecem quando a umidade do solo atinge altos valores. As variações no armazenamento de água no solo fazem com que apareçam desequilíbrios no balanço na componente terrestre sobre este setor. Na componente atmosférica, os desequilíbrios no balanço, são desprezíveis.

No setor Sul há, climatologicamente, valores máximos de precipitação em Novembro, associados possivelmente com o máximo desenvolvimento de CCMs, e altos valores no verão e outono associados com a passagem de sistemas frontais. Os valores da precipitação são menores àqueles apresentados no setor Norte, e o ciclo hidrológico é mais fraco. O incremento na convergência de umidade durante o final do inverno e na primavera, como resultado do ingresso, no setor, do fluxo proveniente do Brasil Central, produz o incremento nas precipitações. No verão é apreciada a existência de um fluxo ingressando na região desde o Oceano Atlântico, mas o balanço de entrada-saída através das fronteiras meridionais mostra que existe perda de vapor de água nesta ocasião sobre a região. A evapotranspiração possui um ciclo anual mais definido que o resto das variáveis, similar ao apresentado no setor Norte, porém com valores inferiores. Apesar da importância que o fluxo de vapor de água que ingressa no setor possui no aporte de uma contribuição ao ciclo hidrológico, durante todo o ano os valores da produção local de umidade superam aos das fontes externas. O “runoff” no setor apresenta valores baixos durante todo o período, com uma variação muito pequena durante o ano.

O balanço hídrico no setor Sul, segundo as equações de Peixoto e Oort, se mostra em equilíbrio na componente atmosférica durante Janeiro até Junho. De Julho até Dezembro a convergência de umidade supera os valores da diferença entre a precipitação e a evapotranspiração, aumentando o armazenamento de água na atmosfera em forma de água precipitável, o que colabora com o posterior incremento na precipitação. Na componente terrestre o equilíbrio é maior que na atmosfera,

apresentando desequilíbrios em Setembro e Abril, quando o “runoff” é menor que P-E, e em Dezembro e Janeiro, quando o “runoff” é maior que P-E.

No estudo dos anos específicos, a comparação dos campos de precipitação simulada pelo modelo com os campos da CRU evidenciam que na região de ZCAS a mesma é superestimada durante o ano La Niña 88/89, e subestimada no ano El Niño 82/83. Estas superestimativas e subestimativas na precipitação também são mostradas nos campos da convergência do fluxo de umidade. Os campos da convergência simulada pelo modelo possuem, na região de ZCAS, uma estrutura similar à do NCEP; enquanto que na parte sul da região o modelo apresenta um padrão de alternâncias convergência – divergência com escala espacial maior que a reanálise.

Os valores médios espaciais da precipitação e convergência simuladas, novamente mostram um melhor desempenho do modelo no setor Norte que no setor Sul. No setor Norte as tendências nas evoluções temporais da precipitação e da convergência (médias espaciais) são similares às correspondentes observadas, o que não acontece no setor Sul. Além disso durante o Ano El Niño 82/83, no setor Norte o ajuste das precipitações e da convergência de umidade é melhor que durante La Niña 88/89, quando o modelo superestima as mesmas.

As comparações das estruturas verticais dos campos de fluxo de umidade nas fronteiras da região de estudo com as correspondentes reanálises do NCEP, mostram diferenças principalmente na localização de máximos. Em geral o modelo produz uma superestimativa do fluxo de umidade, que pode ser associada com uma superestimativa nos valores dos ventos. A distribuição de umidade novamente mostra que existe subestimativa nos baixos níveis e superestimativa nos altos.

Os resultados do modelo mostram, no setor Norte, máximas precipitações no verão em ambos anos, sendo que as do ano El Niño 82/83 são menores que as do ano La Niña 88/89. O mesmo acontece com a convergência de umidade. Os maiores valores da convergência de umidade sobre o setor durante o ano La Niña 88/89 são resultado da formação de uma circulação ciclônica em baixos níveis que faz o fluxo de umidade proveniente da região Amazônica e Central do Brasil convergir na região de ZCAS

durante o verão deste ano. A quantidade de umidade que ingressa na fronteira de 15°S é maior durante o ano El Niño 82/83 que durante La Niña 88/89, mas o acúmulo deste fluxo meridional é maior durante o ano La Niña 88/89. A evapotranspiração no setor Norte apresenta maior contribuição que o transporte de umidade do exterior, durante a primavera em ambos anos. Durante o verão a contribuição de ambas fontes de umidade se igualam durante o ano El Niño 82/83. Durante o ano La Niña 88/89 o aporte externo de umidade é maior que a evapotranspiração local.

A componente atmosférica do balanço hídrico possui, no setor Norte em ambos anos, um bom equilíbrio durante todo o período, enquanto que a componente terrestre mostra equilíbrio apenas no final do verão quando o armazenamento de água no solo atinge valores máximos. O coeficiente de escoamento da região tem uma evolução similar em ambos anos, acompanhando o “runoff”. Os máximos valores neste coeficiente pertencem ao ano La Niña 88/89, sendo que é esta a condição mais úmida no setor.

No setor Sul as máximas precipitações simuladas pelo modelo no ano El Niño 82/83, em Novembro e Dezembro, são maiores que as apresentadas no ano de La Niña 88/89, em Outubro e Novembro. O acontecimento dos máximos na precipitação durante a primavera coincide com o máximo desenvolvimento de CCM na região, sugerindo que o modelo pode estar simulando bem estes sistemas. Durante o ano El Niño 82/83 não é identificada a estrutura ciclônica presente no campo do fluxo durante La Niña 88/89, o que permite que a umidade transportada desde a Amazônia e o Centro do Brasil atinja o setor Sul. O fluxo meridional que ingressa na região é maior durante o ano de El Niño 82/83. Neste setor Sul o escoamento zonal apresenta-se diferente entre os dois anos, principalmente na primavera. Durante a primavera do ano El Niño 82/83 existe transporte de umidade deste setor sul do continente para o oceano, enquanto que no ano La Niña 88/89 o transporte é realizado do oceano para o interior do setor. Os valores de evapotranspiração superam os valores da convergência de umidade neste setor durante todo o período, mostrando uma maior contribuição das fontes internas no fornecimento de umidade.

A convergência de umidade supera, nos dois anos, os valores de P-E, tendência observada sobre o setor Sul na escala anual e climatológica. A componente terrestre do balanço possui um melhor equilíbrio, sendo que as variações nos armazenamentos do solo são menores que as existentes no setor Norte. O “runoff” é pequeno e apresenta pouca variação sazonal. O coeficiente de escoamento é baixo em ambos anos, com uma evolução similar e com máximos em Janeiro. Os valores deste coeficiente no ano El Niño 82/83, quando há condição úmida neste setor, são maiores que no ano La Niña 88/89.

6.2 Conclusões

A área de interesse possui dois setores diferenciados pelo seu comportamento. Cada um deles mostrou um ciclo anual característico, melhor definido no setor Norte que no setor Sul. Os aportes são feitos principalmente desde a região Amazônica e Central do Brasil, através de um fluxo que ingressa na área. Este fluxo varia seu direcionamento, mostrando na climatologia que durante o estabelecimento da ZCAS ele converge principalmente sobre esta região, e durante a primavera atinge latitudes mais altas, alimentando o ciclo hidrológico no setor Sul. Neste último setor nota-se também nos baixos níveis o papel do oceano como fonte de umidade. As máximas precipitações são atingidas no setor Norte durante o ano La Niña 88/89, enquanto que no setor Sul elas são alcançadas durante o ano El Niño 82/83. O direcionamento da corrente que transporta umidade desde os Trópicos é diferente nesses anos. Durante La Niña 88/89 esta corrente se mostra convergente sobre a região de ZCAS, fornecendo maior energia ao ciclo hidrológico e associada com as maiores precipitações no setor Norte. Durante o ano El Niño 82/83 a mesma corrente possui uma direção mais para sul, penetrando até o Centro Oeste da Argentina e associada também com um incremento nas precipitações. Nota-se que durante o ano El Niño 82/83 o fluxo de umidade desde a região tropical para o sul é maior que durante o ano La Niña 88/89, e o conteúdo de umidade sobre o centro do continente também. Neste ano El Niño 82/83 as regiões Amazônica e Centro do Brasil possuem anomalias negativas na precipitação, inferindo-se que os excessos de umidade presente na atmosfera nesta ocasião são transportados para o setor Sul, onde as anomalias na precipitação são positivas.

6.3 Estudos Futuros

O estudo do balanço hídrico é de grande importância devido à estreita relação que existe entre a disponibilidade de água e o setor social e econômico, o desenvolvimento tecnológico e produtivo, assim como o lazer. Os principais problemas na utilização de modelos nesta área correspondem à simulação dos processos de superfície na interface continental e dos feedbacks inerentes a eles. A região Sul/Sudeste da América do Sul apresenta uma grande necessidade quanto à previsão de condições extremas, de precipitações e enchentes, de secas, assim como de condições propícias para a agricultura. Além disso uma previsão das condições com uma margem de antecedência é importante para o planejamento das operações a realizar em uma exploração hidroelétrica. Após os resultados obtidos neste trabalho, sugere-se o estudo em maior detalhe das interações trópicos – subtropicais, principalmente através do escoamento nos baixos níveis a leste da cordilheira dos Andes. Foi notada a variação na direção deste escoamento e seria de interesse aprofundar a relação desta com padrões de variáveis sobre a região, buscando melhorar a previsão das mesmas. Além disto o estudo do ciclo diurno das variáveis e do transporte de umidade permitiria o estudo da ocorrência de CCMs na região. Sugere-se também uma análise dos dados diários do modelo CPTEC/COLA e uso do modelo regional Eta, para comparação com os resultados do Modelo Global.

Devido à importância da umidade do solo no desenvolvimento nos processos atmosféricos. Sugere-se a realização de estudos de sensibilidade com aplicação de conjuntos de dados de umidade no solo mais realistas e utilização de uma distribuição atualizada de tipos de solo e de vegetação.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- Algarve, V.; Cavalcanti, I.F.A. Características da circulação atmosférica associada à ocorrência de geadas no sul do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, VIII, e Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorología, II. Belo Horizonte, 1994. **Anais**. Cachoeira Paulista: INPE, 1994. v. 3, p. 545–547.
- Berbery, E.H.; Rasmusson, E.M.; Mitchell, K.E. Studies of North American continental-scale hydrology using Eta model forecast products. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D3 p. 7305-7319, 1996.
- Berbery, E.H.; Rasmusson E.M. Mississippi moisture budgets on regional scales. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 11, p. 2654-2673, 1999.
- Berbery, E.H.; Collini, E.A. Springtime precipitation and water vapor flux over Southeastern South America. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 5, p. 1328-1346, 2000.
- Berbery, E.H.; Mechoso, C. R. The Hydrological Cycle of the Rio de la Plata basin. **Exchanges – Clivar**, v. 5, n. 2, p. 9-11, 2000.
- Berri, G.J.; Inzunza, B.J. The effect of the low-level jet on the poleward water vapor transport in the central region of South America. **Atmospheric Environment**, v. 27A, n. 3, p. 335-341, 1993.
- Betts, A.K.; Viterbo, P.; Wood, E. Surface energy and water balance for the Arkansas-Red River Basin from the ECMWF reanalysis. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2881-2897, 1998.
- Betts, A.K.; Viterbo, P. Hydrological Budgets and surface energy balance of seven sub-basins of the Mackenzie River from the ECMWF Model. **Journal of Hydrometeorology**, v. 1, n. 1, p. 47-60, 2000.

- Blackman, P.G.; Davies, W.J. Root to shoot communication in maize plants of the effects of the soil drying. **Journal of Experimental Botany**, v. 36, n. 162, p. 39-48, 1985.
- Bonan, G.B. The Land Surface Climatology of the NCAR Land Surface Model coupled to the NCAR Community Climate Model. **Journal of Climate**, v. 11, n. 6, p. 1307-1326, 1998.
- Boer, G.J. et al. Some results from intercomparison of the climates simulated by 14 Atmospheric General Circulation Models. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. D12, p. 12771-12786, 1992.
- Budyko, M.I. **Climate and life**. New York: Academic Press, 1974. 508 p.
- Cavalcanti, I. F. A. **Casos de intensa precipitação nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil no período de inverno de 1979 a 1983**. São José dos Campos, INPE, 1985, 47p. (INPE - 3743-RDP/498)
- Cavalcanti, I.F.A. Teleconexões no Hemisfério Sul e suas influências na circulação da América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, VII. São Paulo, 1992. **Anais**. Cachoeira Paulista: INPE, 1992. v. 1, p. 3-7.
- Cavalcanti, I.F.A. Episódios El Niño / Oscilação Sul durante a década de 1986 a 1996 e suas influências sobre o Brasil. **Climanálise Especial**, [online] v.1, n.1, Out. 1996
<<http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/nino.html>>Mar. 2000.
- Cavalcanti, I.F.A. Teleconnection patterns orographically induced in model results and from observational data in the austral winter of the Southern Hemisphere. **International Journal of Climate**, v. 20, n. 10, p. 1191-1206, 2000.
- Cavalcanti, I.F.A.; Grimm, A. e Barros, V. Variabilidade interanual da precipitação sobre a região Sul/Sudeste da América do Sul simulada pelo modelo de circulação global atmosférica CPTEC/COLA. [CD-ROM] In: Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología, IX, e Congreso Argentino de Meteorología. Buenos Aires, VII, Buenos Aires, 2001a. **Anais**. . Cachoeira Paulista: INPE, 2001.

- Cavalcanti, I.F.A. et al. **Climate characteristics in an ensemble simulation using the CPTEC/COLA Atmospheric Global Circulation Model**. São José dos Campos: INPE, 2001b. 71p. (INPE-8150-RPQ/717)
- Cess, R.D. et al Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. D10, p. 16.601-16615, 1990.
- Chou, S.C. e Justi da Silva, M.G.A. Objective evaluation of Eta model precipitation forecasts over South America. **Climanalise**. v. 14, n. 1, p. 31-37, 1999.
- Chow, V.T. Hydrology and its development. In: Chow, V.T. , ed., **Handbook of applied hydrology**. New York: McGraw Hill, 1964. cap. 1, p. 1-22.
- Davies, R. **Documentation of the solar radiation parameterizations in the GLAS climate model**. Washington: NASA, 1982. 57 p. (NASA Technical Memory 83961).
- Dirmeyer, P.A.; Zeng, F.J. Precipitation Infiltration in the Simplified SiB Land Surface Scheme. **Journal of the Meteorological Society of Japan**. v. 77, n 1B, p. 291-303, 1999.
- Dirmeyer, P. Using a global soil wetness dataset to improve seasonal climate simulation. **Journal of Climate**, v. 13, n. 16, p. 2900-2921, 2000.
- Ducharne, A.; Laval, K. Influence of the realistic description of soil water-holding capacity on the global water cycle in a GCM. **Journal of Climate**, v. 13, n. 24, p. 4393-4413, 2000.
- Figuereido, J.; Scola, J. O tempo de vida média dos sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul- In Congresso brasileiro de Meteorologia, IX. Campos do Jordão, 1996. **Anais**. Cachoeira Paulista: INPE, 1996. v.2, p. 984 – 986.
- Fraedrich K.; Lutz, M. Zonal teleconnections and longitude-time lag correlation of the 500 mb geopotential along 50°S. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 19, p. 2116-2126, 1986.
- Gan, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da Alta Troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil**. São José dos

- Campos. 65 p. (INPE,2685 - TDL/126). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1983.
- Garcia, N.O.; Vargas, W.M. Análisis de la variabilidad climática en la cuenca del Plata a través de sus caudales. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, VIII, e Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorología, II. Belo Horizonte, 1994. **Anais**. Cachoeira Paulista: INPE, 1994. v. 1, p. 213-217.
- Garcia, N.O.; e Vargas, W.M. The spatial variability of runoff and precipitation in the Rio de la Plata basin. **Hidrological Sciences – Journal des Sciences Hydrologiques**, v. 41, n. 3, p. 279-299, 1996.
- Gonzalez, M.; Barros, V. The relationship between tropical convection in South America and the end of the dry period in subtropical Argentina. **International Journal of Climatology**, v. 18, n. 15, p. 1669-1685, 1998.
- Hack, J.J.; Kiehl, J.T.; Hurrell, J.W. The hydrologic and thermodynamic characteristics of the NCAR CCM3. **Journal of Climate**, v. 11, n. 6, p. 1179-1206, 1998
- Harding, R.J. e Jochum, A.M. Atmospheric and hydrological processes and models at the soil-vegetation-atmosphere interface - Preface. **Journal of Hydrology**, v. 166, n. 3-4, p. R7-R8, 1995.
- James, I. N.; Anderson, D.L.T. The seasonal mean flow and distribution of large-scale Weather systems in the southern hemisphere: the effects of moisture transports. **Quarterly Journal of Royal Meteorology Society**, v. 110,n. 466, p. 943-966, 1984.
- Jarvis, P.G. The interpretation of the variation in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, Serie. B., v. 273,n. 927, p. 593-610, 1976.
- Kalnay, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.
- Kiehl, J.T.; Hack, J.J.; Briegleb, B.P. The simulated Earth radiation budget of the National Center for Atmospheric Research community climate model CCM2 and comparisons with the Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). **Journal of Geophysical Research** v. 99, n. D10, p. 20815-20827, 1994.

- Kinter III, J.L. et al The COLA Atmosphere-Biosphere General Circulation Model. Volume 1: Formulation. **COLA technical report N° 51**, 1997.
- Kousky, V. E.; Gan, M. A., Upper tropospheric cyclonic vortices in the Tropical South Atlantic. São José dos campos: INPE, 1980. (INPE, 1946 - RPE/263)
- Kousky, V.E. e Cavalcanti, I.F.A. Eventos Oscilação Sul-El Niño: Características. evolução e anomalias de precipitação. **Ciencia e Cultura**, v. 36, n. 11, p. 1888-1899, 1984.
- Kuo, H.L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus on large scale flow. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 5, p. 1232-1240, 1974.
- Labraga, J.C.; Frumento, O.; López, M. The Atmospheric Water Vapor Cycle in South America and the Tropospheric Circulation. **Journal of Climate**. v. 13, n. 11, p. 1899-1915, 2000.
- Lacis, A.A.; Hansen, J.E A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 1, p. 118-133, 1974.
- Lau, K.M.; Kim, J.H.; Sud, Y. Intercomparison of hydrologic processes in AMIP GCMs. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 10, p. 2209-227, 1996.
- Liston, G.E.; Sud, Y.C.; Wood, E.F. Evaluating GCM land surface hydrology parameterization by computing river discharge using a run-off routing model: Application to the Mississippi Basin. **Journal of Applied Meteorology** v. 33, n. 3, p. 374-405, 1994.
- Lourenço, M.C.M. **Vórtices ciclônicos em altos níveis que atuam no sul da América**. São José dos Campos. Dissertação (Mestrado em meteorologia), INPE, 1996
- Maddox, R.A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, n. 11, p. 1374-1387, 1980.
- Mellor, G.L. e Yamada, T. Development of a turbulence closure model geophysical fluid problems. **Review of Geophysics**, v. 20, n. 4, p. 851-875, 1982.

- Mo, K.C.; White, G.H. Teleconnections in the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v.113, n. 4, p. 22-38, 1985.
- Mo, K.C.; Ghil, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 44, n.1, p. 877-901, 1987.
- New, M.; Hulme, M.; Phil J. Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part I: Development of 1961-96 Mean Monthly Climatology. **Journal of Climate**, v. 13, n. 3, p. 2217-2238, 1999.
- New, M.; Hulme, M. e Phil J. Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part II: Development of 1901-96 Monthly Grids of Terrestrial Surface Climate. **Journal of Climate**, v. 13, n. 13, p. 2217-2238, 2000.
- Nogués-Paegle, J.; Mo, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279-291, 1997.
- Nogués-Paegle, J.; Berbery, H.E. Low Level Jets over the Americas. **Exchanges - Clivar**, v. 5, n 2, p. 6-8, 2000.
- O’Kane, J. Mesoscale Hydrology and general circulation models - Preface. (Ed.) **Journal of Hydrology**, v. 155, n. 3-4, p. R7 – R7, 1994.(Special Issue)
- Oki, T.; Nishimura, T. e Dirmeyer, P. Assessment of annual Runoff from Land Surface Models using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP). **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 77, n. 1B, p. 235-255, 1999.
- Paegle, J. Interactions between convective and large-scale motions over Amazonia. In: Dickinson, ed. **Geophysiology of Amazonia: vegetation and climate interactions**, New York: R. Wiley, 1987. p. 347-390.
- Peixoto, J.P. e Oort A. H.. **Physics of Climate**, New York, 1992, 520 p. Cap. 12: Water Cycle, p. 271-307.
- Pezzi, L.P.; Cavalcanti, I. F. A. O Jato Subtropical Sobre a América do Sul no Período de 1980 a 1989.In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, VIII, e Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorología, II. Belo Horizonte, 1994. **Anais**. Cachoeira Paulista: INPE, 1994. v. 2, p. 148-151.

- Pezzi, L.P.; Rosa, M.B.; Batista, N.N.M. A corrente de jato sobre a América do Sul. **Climanálise Especial**, [online] v.1, n.1, Out. 1996
<<http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/jatclim.html>> Mar. 2000.
- Pittock, A.B. Patterns of climatic variations in Argentine and Chile-I: Precipitation, 1931-1960. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 9, p.1347-1361, 1980.
- Pisciottano, G.; Díaz, A.; Gazes, G.; Mechoso, C.R. Rainfall anomalies in Uruguay associated with the extreme phases of the El Niño / Southern Oscillation phenomenon. **Journal of Climate**, v. 7, n. 8, p. 1286-1302, 1994.
- Rao, V.B., Cavalcanti, I.F.A. e Hada, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 101,n. D21, p. 26539-26551, 1996.
- Rasmusson, E. M. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America, I, Characteristics of the water vapor flux field. **Monthly Weather Review**, v. 95, n. 7, p. 403-426, 1967.
- Rasmusson, E.M. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America: Part II. Large-scale water balance investigations. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 10, p. 720-734, 1968.
- Rasmusson, E.M.; Mo, K.C. Large-scale atmospheric moisture cycling as evaluated from NMC global analysis and forecast products. **Journal of Climate**, v. 9, n. 12, p. 3276-3297, 1996.
- Reynolds, R.W.; Smith, T.M. Improved global sea-surface temperature analyses using optimum interpolation. **Journal of Climate**, v. 7, n. 7, p. 929-948, 1994.
- Roads, J.; Chen, S.; Guetter, A.; Georgakakos, K. Large scale aspects of the United States hydrologic cycle. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 75, n. 9, p. 1589-1610, 1994.
- Roads, J.; Betts, A. NCEP-NCAR and ECMWF reanalysis surface water and energy budgets for the Mississippi River Basin. **Journal of Hydrometeorology**, v. 1, n. 1, p. 89-94, 2000.

- Salati, E. The forest and the hydrological cycle. In: Dickinson, ed. **Geophysiology of Amazonia: vegetation and climate interactions**, New York: R. Wiley, 1987. p. 273-296.
- Salati, E. e Vose, P.B. Amazon Basin: A system in equilibrium, **Science**, 225, n. 4658, p. 129-138, 1984.
- Satyamurty, P.; Nobre, C.A.; Silva Diaz, P.L.; South America. In: Karoly, D.J.F.; Vincent, D.J.F. ed. **Meteorology of the Southern Hemisphere**. Massachusetts: AMS, 1998, Cap. 3C, p. 119-139.
- Saulo, A.C.; Nicollini, M.; Chou, S.C. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-1998 spring summer season. **Climate Dynamic**, v. 16, n. 10-11, p. 867-881, 2000.
- Sellers, P.J.; Mintz, Y.; Sud, Y.C. e Dalcher, A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 6, p. 505-531, 1986.
- Severo, D. L.; Gan, M.A.; Ferreira, N. J. Estudo de um caso de chuvas intensas associado a enchentes ba região do Vale do Itajaí, em Santa Catarina. . In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, VIII, e Congresso Latino-Americano e Ibérico de Meteorología, II. Belo Horizonte, 1994. **Anais**. Cachoeira Paulista: INPE, 1994 v. 2, p. 561-564.
- Slingo, J.M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 46, p. 2757-2782, 1989.
- Sud, Y.; Smith, W.E, The influence of surface roughness on deserts in the July circulation. **Boundary Layer Meteorology**, v. 33, n.1, p. 15-40, 1985.
- Trenberth, K.E. Planetary waves at 500 mb in the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 9, p. 1378-1389, 1980.
- Tucci, C.E.M.; Clarke, R.T. Environmental Issues in the la Plata Basin. In: The Third Inter-American Dialogue on Water Management, Panama, <<http://www2.usma.ac.pa/~cathalac/dialoguepapers/pdf-tucci.pdf>>, Março, 1999.

- Uccellini, K. W.; Johnson, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective systems. **Monthly Weather Review**, v.107, n. 6, p. 682-703. 1979.
- Van Loon, H.; Jenne, R.L. Zonal harmonic standing waves in Southern-Hemisphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 77, n. 21, p. 3846-3858, 1972.
- Van Loon, H.; Rogers, J. C The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I. General description. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 8, p. 296-310, 1978.
- Velasco, I.; Fritsch, J.M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.
- Virji, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 3, p. 599-610, 1981.
- Wang, M.; Paegle, J. Impact of analysis uncertainty upon regional atmospheric moisture flux. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D3, p. 7291-7303, 1996.
- Wetzel, P. e Chang, J.T. Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture. **Journal of Climate Appl. Meteor.**, v. 26, n. 1, p. 18-27, 1987.
- Willmot, C.J.; Rowe, C.M. e Mintz, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **Journal of Climate**, v. 5, n. 1, p. 589-606, 1985.
- Xie, P. e Arkin, P.A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 11, p. 2539-2558, 1997.
- Xue, Y.; Sellers, P.J.; Kinter III, J.L. e Sukla, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, n. 3, p. 345-364, 1991.

APÊNDICE A

Modelo CPTEC/COLA – Processos físicos no modelo que são relevantes para o estudo

A seguinte descrição é fornecida por Kinter et al. (1997) no Report N° 51 do COLA (Center of Ocean – Land – Atmosphere Studies)

A.1 Processos úmidos

A.1.1 Condensação de grande escala

No modelo o conteúdo de umidade prognosticado num dado volume, jamais excede o valor de saturação, considera-se que o vapor de água excedente condensa e precipita. Este cálculo é desenvolvido desde a camada superior do modelo até a mais baixa, e inclui a possibilidade de existir evaporação em níveis intermediários do modelo.

A.1.2 Esquema de convecção profunda implementado no modelo (Esquema de Kuo)

O aquecimento e a umidade na atmosfera podem ser representados no modelo através do esquema de Kuo (1965) de acordo com a modificação realizada por Anthes (1977). A convecção profunda é ativada na presença de uma coluna condicionalmente instável e uma fonte de umidade positiva como resultado da convergência de umidade dentro da coluna e da evaporação na mesma.

Quando é diagnosticada a adição de umidade na coluna, a umidade é particionada em uma parte que produz chuva, liberando calor latente, e outra que permanece como umidade na coluna. A distribuições verticais do aquecimento e da umidade são baseadas

nas distribuições verticais das diferenças na temperatura e na umidade específica entre o meio e a nuvem.

A temperatura e a umidade específica da nuvem são determinadas produzindo a ascensão adiabática de uma parcela de ar desde a mais baixa camada seca até o nível de condensação por levantamento onde se posiciona a base da nuvem, e depois continua com uma ascensão adiabática úmida até que a temperatura da nuvem seja igual à do meio, estabelecendo-se o topo da nuvem.

A presença de convecção profunda está restrita pelos seguintes critérios:

- Convecção profunda somente ocorre em colunas cuja espessura de nuvem é igual a 30% da pressão superficial. Então para uma pressão superficial de 1000 hPa a convecção profunda estará restrita a colunas que possuam nuvens convectivas de pelo menos 300 hPa de espesura.
- A entrada de umidade nas camadas abaixo de $\sigma = 0.46$ deve exceder 2 mm/dia em qualquer um dos passos de tempo.

A.1.3 Convecção rasa

A convecção rasa é parametrizada de acordo com Tiedtke (1983), onde os efeitos da convecção rasa sobre a temperatura e a umidade específica são modelados utilizando um esquema de difusão turbulenta com coeficientes fixos. A ocorrência deste tipo de convecção não depende da presença de entrada de umidade na coluna. Os seguintes critérios são considerados para sua ocorrência quando é utilizado o esquema de Kuo:

- A base da nuvem é determinada utilizando o nível de condensação por levantamento.
- Não é considerada convecção rasa nas colunas onde ocorre convecção profunda ao mesmo tempo
- O topo e a base da convecção rasa é limitado aos níveis entre $0.7 < \sigma < 1.0$

A.1.4 Processos na camada superficial

A.1.4.1 Oceanos

O fluxo de momentum entre os oceanos e a atmosfera é parametrizado de acordo com esquemas aerodinâmicos globais nos quais se assume que ele é proporcional à velocidade do vento superficial e a um potencial de umidade ou temperatura, calculado como a diferença entre a variável na superfície do oceano e no ar perto da superfície (Sato et al., 1989).

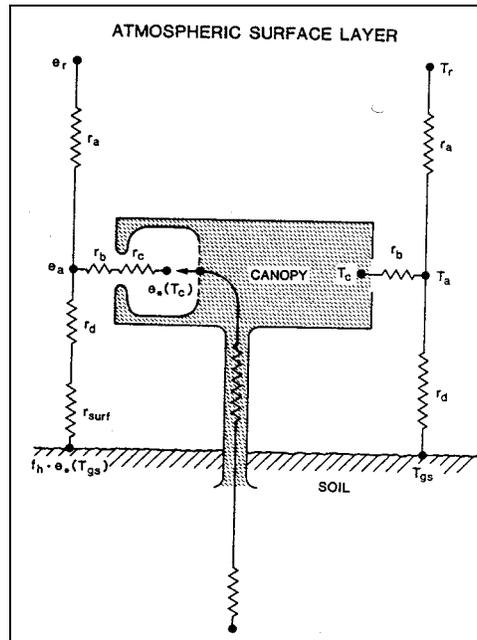
A.1.4.2 Continente

O modelo inclui uma formulação explícita da vegetação e de seu intercâmbio com a atmosfera baseada no modelo SiB (Simple Biosphere model) de Sellers et al (1986) na versão modificada por Xue et al (1991) que deu origem ao SSiB (Simplified Simple Biosphere model).

O mesmo tem em conta:

- Absorção seletiva de radiação fotossinteticamente ativa (PAR)
- Resistência das raízes e dos estômatos aos fluxos de vapor de água desde o solo para a atmosfera
- Armazenamento, drenagem e evaporação de precipitação e orvalho na superfície do dossel
- Escoamento do excesso de precipitação e drenagem de água subterrânea
- Efeitos radiativos e térmicos da cobertura de neve sobre a superfície do solo e do dossel
- Influência dos diferentes tipos de vegetação sobre a altura de rugosidade superficial e a transferência de calor, momentum e umidade entre a terra e a atmosfera.

O SSiB simula os processos de intercâmbio biofísico representando explicitamente os efeitos da vegetação através de 12 tipos de vegetação cujas características físicas e morfológicas são específicas dependendo da época do ano (Dorman e Sellers, 1989).



**Figura A.1 Diagrama esquemático do SSiB
(fonte: Xue et al. 1991)**

O modelo apresenta três camadas de solo e uma camada de dossel de vegetação. No total são definidas oito variáveis de prognóstico nestas camadas: a umidade do solo em cada camada, a temperatura no dossel, na superfície do solo e nas camadas de solo profundas, o armazenamento de água no dossel e o armazenamento de água no solo (figura A.1).

O movimento de água nas camadas de solo é descrito através de uma aproximação em diferenças finitas da equação de difusão.

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \theta_1}{\partial t} &= \frac{1}{D_1} [I - Q_{12} - (E_{gs} + b_1 E_{dc})] \\
\frac{\partial \theta_2}{\partial t} &= \frac{1}{D_2} [Q_{12} - Q_{23} - b_2 E_{dc}] \\
\frac{\partial \theta_3}{\partial t} &= \frac{1}{D_3} [Q_{23} - Q_3 - b_3 E_{dc}]
\end{aligned}
\tag{A.1}$$

θ_1 : Conteúdo de água volumétrico na camada superior do solo

θ_2 : Conteúdo de água volumétrico na camada média do solo

θ_3 : Conteúdo de água volumétrico na camada profunda do solo

D_1 : Profundidade da camada superior do solo.

D_2 : Profundidade da camada média do solo.

D_3 : Profundidade da camada profunda do solo.

$I = P_0 - Q_r$: Infiltração

P_0 : Precipitação efetiva

Q_r : “Runoff”

E_{dc} : Taxa de transpiração

E_{gs} : Taxa de evaporação do solo nú

b_i : coeficientes fracionais que dependem da distribuição das raízes

Q_{ij} : Transferência de água entre a i-ésima e a j-ésima camadas

$$Q_{ij} = k \left[\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right]
\tag{A.2}$$

k : condutividade hidráulica

ψ : Potencial de água no solo

$$\psi = \psi_s \left(\frac{\theta}{\theta_s} \right)^B
\tag{A.3}$$

θ_s : Conteúdo de água volumétrico na saturação

ψ_s :Potencial de água no solo saturado

B : Parâmetro empírico que depende do tipo de solo

A drenagem da camada mais profunda do solo é calculada pelo modelo como a soma de dois termos, uma primeira componente gravitacional sem transporte difusivo, que mantém um mínimo valor de “runoff” ainda na época seca, (Sellers et al. 1986) e um escoamento base proporcional à umidade da camada mais profunda do solo.

$$Q_3 = k_3 \sin \kappa + Q_b \quad (\text{A.4})$$

k_3 : condutividade hidráulica da camada profunda

κ : ângulo de inclinação médio (parâmetro associado à perda de água para o aquífero)

Q_b : Escoamento base

$$Q_b = K_c \frac{\theta_3}{\theta_s} \quad (\text{A.5})$$

K_c : constante empírica derivada de observações em bacias

θ_3 : conteúdo volumétrico de água na camada profunda do solo

A condutividade hidráulica em cada camada é calculada a partir de:

$$k_i = k_s \left(\frac{\theta_i}{\theta_s} \right)^{2B+3} \quad (\text{A.6})$$

A taxa de “runoff” é calculada como a soma do excesso de precipitação e o escoamento base:

$$Q_r = P_0 - I + Q_3$$

A resistência estomática é parametrizada de acordo com o exposto por Jarvis (1976). O esquema inclui três termos de estresse os quais descrevem a dependência da resistência estomática com a temperatura atmosférica, o potencial de água no solo e o déficit de vapor de água. O modelo utiliza a umidade de solo como controladora da resistência estomática, de acordo com Blackman e Davies (1985) e Wetzell e Chang (1987). Desta forma os estômatos são fechados, aumentando a resistência, como uma resposta à diminuição da umidade no solo. Esta relação é estabelecida através de uma fórmula empírica:

$$f_{(\psi)} = 1 - e^{-c_2[c_1 - \ln(-\psi)]} \quad (\text{A.7})$$

c_2 : depende do tipo de vegetação

c_1 : depende do ponto de murcha permanente

Os valores de ambas podem ser encontrados na tabela N° 1 do trabalho de Xue (1991).

A transpiração desde o dossel é parametrizada com uma fórmula difusiva em função do déficit de umidade e das resistências estomática e global da camada limite:

$$E_t = \frac{q_{(T_c)} - q_a}{r_c + r_b} (1 - w_c) \quad (\text{A.8})$$

$q_{(T_c)}$: umidade específica saturada à temperatura do dossel

q_a : umidade específica numa altura de referência no espaço do dossel

r_c : resistência estomática

r_b : resistência global da camada limite

w_c : fração úmida do dossel

A evaporação do solo nu é calculada como:

$$E_s = \frac{f_h q_{(T_{gs})} - q_a}{r_{surf} + r_d} (1 - V_g) \quad (\text{A.9})$$

$q_{(T_{gs})}$: umidade específica saturada na temperatura superficial

V_g : cobertura vegetal

r_d ; resistência aerodinâmica

r_{surf} : resistência do solo superficial

A resistência da superfície do solo é obtida através de um ajuste realizado entre esta resistência e a umidade do solo na primeira camada (Camillo e Gurney, 1986):

$$r_{surf} = 101840 \left[1 - \left(\frac{\theta_1}{\theta_s} \right)^{0.0027} \right] \quad (\text{A.10})$$

A umidade relativa do ar na superfície de solo é obtida como:

$$f_h = \begin{cases} e^{\left(\frac{\theta_1 g R_v}{T_{gs}} \right)} & q_a < q_{(T_{gs})} \\ 1 & \text{num outro caso} \end{cases} \quad (\text{A.11})$$

R_v ; Constante dos gases para o vapor de água

A resistência aerodinâmica é obtida a partir de uma relação desenvolvida entre esta e o número de Richardson, seguindo os trabalhos de Paulson (1970) e de Businger et al. (1971).

A equação que governa a transferência de momentum acima do dossel é, de acordo com o método desenvolvido por Paulson (1970):

$$\frac{u_r}{u} = \frac{1}{k_0} \left[\ln \left(\frac{Z_r - d}{Z_0} \right) - \psi_1 \right] \quad (\text{A.12})$$

ψ_1 é aqui um coeficiente de correção para casos não neutros (dependentes da estabilidade) o qual depende da relação $(Z - d)/L$, onde L é a altura de Monin-Obukhov. Para resolver as equações envolvidas é preciso um processo iterativo. Xue et al. (1991) desenvolveu uma nova parametrização a qual exclui a parte neutra e estima a não neutra somente em função do número de Richardson.

A equação 13 pode ser escrita como:

$$U_* = U_r (C_u^{-1} + C_{un}^{-1})^{-1} \quad (\text{A.13})$$

U_* : velocidade de fricção

U_r : velocidade do vento na altura de referência

C_u^{-1} : coeficiente não neutro de transferência de momentum

C_{un}^{-1} : coeficiente neutro de transferência de momentum

O modelo SSiB somente parametriza a parte neutra do coeficiente de transferência, dependendo da vegetação e das propriedades do solo:

$$C_{un}^{-1} = \frac{1}{k_0} \ln \left(\frac{z_m - d}{z_0} \right) \quad (\text{A.14})$$

k_0 : constante de Von Karman

z_m : altura de referência

d : altura de deslocamento

z_0 : altura de rugosidade

A parte não neutra do coeficiente é obtida por:

$$C_u^{-1} = \begin{cases} 0.315R_i & -10 \leq R_i < 0 \\ 66.85R_i & 0 \leq R_i \leq 0.16 \end{cases} \quad (\text{A.15})$$

$$R_i = \frac{g\Delta z\Delta\theta}{\theta(\Delta u)^2} \quad (\text{A.16})$$

u : velocidade do vento

θ : temperatura potencial

Xue et al. (1991) ajustaram uma equação exponencial para relacionar o número de Richardson global com a resistência superficial, obtendo resultados iguais à teoria da similaridade. No modelo GCM assume-se que os fluxos transientes em cada ponto de grade são valores médios da influência de um grande número de eddies de subescala. Sud e Smith (1985) acharam que a relação entre a resistência aerodinâmica e o número de Richardson possui uma tendência a mudar de exponencial a linear. A transferência de fluxo de calor latente é obtida no modelo através de:

$$E = \frac{U_*}{C_{TN}^{-1} - C_{TT}^{-1}} (q_m - q_a) \equiv \frac{q_m - q_a}{r_a} \quad (\text{A.17})$$

E para o calor sensível é utilizada:

$$F = \frac{U_*}{C_{TN}^{-1} - C_{TT}^{-1}} (T_m - T_a) \equiv \frac{T_m - T_a}{r_a} \quad (\text{A.18})$$

T_a : Temperatura à altura de referência dentro do dossel

q_a : umidade específica à altura de referência dentro do dossel

T_m : Temperatura do dossel

q_m : umidade do dossel

C_{TN} : Coeficiente neutro de transferência de calor

C_{TT} : Coeficiente no neutro de transferência de calor

r_a : resistência aerodinâmica

$$C_{TN}^{-1} = \frac{1}{k_0} \left[\ln \left(\frac{z_m - d}{z_r - d} \right) + g_3 \ln \left(\frac{z_r - d}{z_2 - d} \right) \right] \quad (\text{A.19})$$

z_2 : altura do dossel

g_3 : razão entre a r_a atual e a r_a calculada utilizando o suposto perfil de vento log-linear.

Aqui z_r é a profundidade da camada de transição sobre o dossel, sobre a qual é válido o perfil log-linear e de acordo com Sellers et al. (1989):

$$z_r = z_2 + 11.785z_0 \quad (\text{A.20})$$

A parte não neutra do coeficiente de transferência é calculada dependendo do número de Richardson global:

$$C_{TT}^{-1} = \begin{cases} f_{[Ri(z_m)]} + (g_3 - 1)f_{[Ri(z_m)]} - g_3 f_{[Ri(z_2)]} & 0 > Ri > -10 \\ 66.85 Ri_{(z_m)} \left[1 + \left(\frac{z_r - d}{z_m - d} \right) (g_3 - 1) - g_3 \left(\frac{z_2 - d}{z_m - d} \right) \right] & 0.16 > Ri > 0 \end{cases} \quad (A.21)$$

$$f_{[Ri(z_m)]} = 0,94 Ri$$

GLOSSÁRIO

Bias: “ou bias incondicional, ou bias sistemático, mede a correspondência entre a média do prognóstico e a média observada do preditor. Exemplo: Os prognósticos de temperatura que são consistentemente muito altos ou prognósticos de precipitação que são consistentemente muito úmidos exibem bias” (Daniel S. Wilks – Statistical methods in the atmospheric sciences – Academic Press 467 pp – 1995 – p 236)

Feedback: Processo de retroalimentação. “A potência de um feedback pode ser também quantificada, e será denominado feedback positivo se o processo aumenta a magnitude da resposta, e negativo se o feedback reduz a magnitude da resposta” (Global Physical Climatology – Dennis L. Hartmann – International Geophysics Series - 411 pp – 1994 – p 229)

Runoff: Parte da precipitação que cai sobre o continente e escoar para os oceanos (Frank R. Spellman – The Science of Water – Concepts and Applications – Technomic – 235 pp – 1998- p 17) (Chow, V.T. – Handbook of applied Hydrology – McGraw Hill – USA – 1964 – p. 14-2)

Spinup: Refere-se ao tempo inicial que o modelo precisa rodar até atingir um estado de equilíbrio entre as variáveis simuladas..