



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG  
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA – CCT  
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS – DCA  
CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA



**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DE COMPONENTES DOS  
BALANÇOS DE ÁGUA E DE ENERGIA SOBRE A BACIA DO RIO SÃO  
FRANCISCO COM ÊNFASE PARA A REGIÃO DA ZCAS**

**DJANE FONSECA DA SILVA**

**ORIENTADOR: PROF. DR. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO**

CAMPINA GRANDE - PB

fevereiro de 2005.

**DJANE FONSECA DA SILVA**

**VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DE COMPONENTES DOS  
BALANÇOS DE ÁGUA E DE ENERGIA SOBRE A BACIA DO RIO SÃO  
FRANCISCO COM ÊNFASE PARA A REGIÃO DA ZCAS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-  
Graduação em Meteorologia da Universidade  
Federal de Campina Grande em cumprimento às  
exigências para a obtenção do grau de mestre.

Área de Concentração: **Meteorologia de Meso e Grande Escala**

Sub-área: **Climatologia**

Orientador: Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito

Campina Grande - PB

Fevereiro de 2005



S586v Silva, Djane Fonseca da.  
Variabilidade espacial e temporal de componentes dos balanços de água e de energia sobre a bacia do rio São Francisco com ênfase para a região das ZCAS / Djane Fonseca da Silva. - Campina Grande, 2005.  
125 f.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia, 2005.  
"Orientação : Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito".  
Referências.

1. Variabilidades Climáticas. 2. Bacia do Rio São Francisco - Variáveis Meteorológicas. 3. Variabilidade Espacial e Temporal. 4. Dissertação - Meteorologia. I. Brito, José Ivaldo Barbosa de. II. Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande (PB). III. Título


CDU 551.582.2(043)

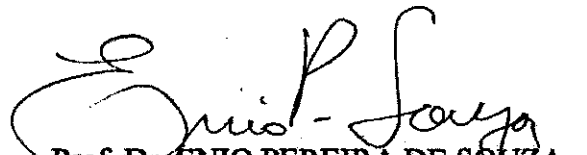
DJANE FONSECA DA SILVA

VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DE COMPONENTES DOS BALANÇOS DE  
ÁGUA E DE ENERGIA SOBRE A BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO COM ÊNFASE  
PARA A REGIÃO DA ZCAS.

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 25/02/2005

BANCA EXAMINADORA

  
Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO  
Departamento de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA  
Departamento de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande

  
Prof. Dr. LUIZ CARLOS BALDICERO MOLION  
Departamento de Meteorologia  
Universidade Federal de Alagoas

## DEDICATÓRIA

Dedico, primeiramente a Deus que me deu oportunidade e força para realizar esse sonho e aprender novas coisas, mostrando-me uma pessoa forte como nunca pensei que fosse.

À minha família, minha mãe, Eunice da Silva Fonseca, meu pai, Djair Fonseca da Silva e minha irmã, Djnane Fonseca da Silva, pelo incentivo e apoio em todos os momentos da minha vida e desse trabalho, quando depositaram em mim confiança e orgulho, mesmo nas situações de distância e saudade.

Aos meus eternos Di e Loli,

Dedico

## AGRADECIMENTOS

A Deus, que sempre me acompanhou e me conduziu ao longo do meu caminho, além de se fazer presente e transmitir sua paz e amor também nos meus momentos difíceis e de saudade de casa.

À minha família, sempre, pelo grande apoio e incentivo, incluindo Ravi, claro.

Aos meus parentes, entre tios, tias, primos e primas.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, do Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA) e ao Centro de Ciências e Tecnologia (CCT) da Universidade Federal de Campina Grande, pela grande oportunidade.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudo.

Ao Professor JoséIVALDO BARBOSA DE BRITO, pela orientação, ajuda, ensinamentos, atenção e paciência.

A todos os professores do Programa de Pós-graduação em Meteorologia, principalmente aqueles que foram meus professores em matérias (Célia Campos Braga, Enio Pereira de Souza, T. V. Ramana Rao, Bernardo Barbosa da Silva, Francisco de Assis Salviano de Souza e JoséIVALDO BARBOSA DE BRITO), pelos valiosos ensinamentos adquiridos os quais propiciaram o enriquecimento de meus conhecimentos.

Aos meus amigos que conquistei em Campina Grande, aos meus amigos de Meteorologia de várias partes do Brasil e aos meus eternos amigos de Maceió.

Aos professores da minha graduação em Meteorologia na UFAL - Maceió, pois sem essa primeira etapa não teria chegado até aqui.

Aos professores da minha banca examinadora, Enio Pereira de Souza e Luiz Carlos Baldicero Molion, pelas sugestões que engrandeceram meu trabalho.

Aos funcionários do Departamento de Ciências Atmosféricas, principalmente Divanete Rocha e Eyres Diana Ventura, por sempre terem sido prestativas e terem me ajudado quando precisei.

Aos meus amigos Wendell Rondinelli, que me ajudou muito na adaptação em Campina Grande e Sérgio de Oliveira Bernardo por sempre me ajudar, não tendo sido diferente na realização desse trabalho.

E a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a conclusão desse trabalho,

Agradeço

## SUMÁRIO

	Página
LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	viii
LISTA DE SÍMBOLOS	x
LISTA DE EQUAÇÕES	xiv
LISTA DE TABELAS	xv
RESUMO	xvi
ABSTRACT	xvii
1.0 INTRODUÇÃO	01
2.0 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	03
2.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO	03
2.1.1 Hidrografia / Água de Superfície	07
2.1.2 Água Subterrânea e Geologia	07
2.1.3 Vegetação	09
2.1.4 Geomorfologia	09
2.1.5 Clima do Vale	10
2.2 CONTRASTES CLIMÁTICOS ENTRE O ALTO SÃO FRANCISCO, MÉDIO SÃO FRANCISCO E O BAIXO SÃO FRANCISCO	11
2.3 MECANISMOS PRODUTORES DE CHUVA NO VALE DO RIO SÃO FRANCISCO	12
2.3.1 Mecanismos de Escala Sinótica	14
2.3.1.1 Sistemas frontais ou frentes frias, ZCAS, bloqueios atmosféricos e VCAN	14

2.3.1.2 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)	19
2.3.2 Mecanismos de Meso Escala	20
2.3.2.1 Perturbações Ondulatórias no Campo dos Ventos Alísios (POAS)	20
2.3.2.2 Brisas Marinha e Terrestre	21
2.4 PRINCIPAL MECANISMO PRODUTOR DE CHUVA SOBRE A BACIA: A ZCAS	22
2.5. BALANÇO DE ÁGUA	35
2.5.1 Variação Anual do Balanço de Água Terrestre	35
2.6 COMPONENTES DO BALANÇO DE ÁGUA	36
2.6.1 Precipitação	36
2.6.2 Vento	38
2.6.3 Umidade específica	39
2.6.4 Evapotranspiração	40
2.7 BALANÇO DE ENERGIA	41
2.7.1 O Balanço de Energia na Superfície	42
2.8 COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA	42
2.8.1 Balanço de radiação	42
2.8.2 Fluxo de calor latente	44
2.8.3 Fluxo de calor sensível	45
3.0 MATERIAL E MÉTODOS	46
3.1 DADOS E PROCEDIMENTOS	46
3.2 BALANÇO DE ÁGUA	47
3.3 BALANÇO DE ENERGIA	48



4.0 RESULTADOS E DISCUSSÕES	51
4.1 COMPONENTES DO BALANÇO DE ÁGUA	51
4.1.1 Precipitação	51
4.1.2 Umidade específica	70
4.2 VENTO COMPONENTES ZONAL E MERIDIONAL	82
4.3 COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA	99
4.3.1 Balanço de radiação	99
4.3.2 Fluxo de calor latente	108
4.3.3 Fluxo de calor sensível	120
4.4 ANÁLISE DE VARIÁVEIS EM EVENTOS DE ENOS DURANTE OS MESES DE ATUAÇÃO DA ZCAS	132
4.4.1 El Niño de 1982-1983	132
4.4.2 La Niña de 1988-1989	134
4.4.3 El Niño de 1991-1992	136
4.4.4 Diferença entre os valores observados durante o evento EL Niño de 1982-83 e evento La Niña de 1988-89	139
5.0 CONCLUSÕES	142
6.0 SUGESTÕES	144
7.0 REFERÊNCIAS	145
ANEXO	

## LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
01	Mapa da distribuição do Vale do São Francisco em relação ao Território Nacional e em relação à Região Nordeste e ao Polígono das secas. Fonte CODEVASF, 2001.	05
02	Mapa da Bacia hidrográfica do rio São Francisco e suas sub-bacias. Fonte CODEVASF, 2001.	06
03	Imagens de satélite mostrando um evento de ZCAS em fevereiro de 2000.	25
04	Diagrama com os termos essenciais para descrever uma bacia de drenagem e seu balanço de água. Fonte Soares, 2004.	47
05	Médias Climáticas da precipitação em mm para a longitude de 45° W	52
06	Médias Climáticas da precipitação em mm para a longitude de 42,5° W	52
07	Médias Climáticas da precipitação em mm para a longitude de 40° W	53
08	Anomalias de precipitação (mm) para a longitude de 45°W em novembro	54
09	Anomalias de precipitação (mm) para a longitude de 42,5°W em novembro	54
10	Anomalias de precipitação (mm) para a longitude de 45°W em dezembro	55
11	Anomalias de precipitação (mm) para a longitude de 42,5° W em dezembro	55
12	Anomalias de precipitação (mm) para a longitude de 45° W em janeiro	56
13	Anomalias de precipitação (mm) para a longitude de 42,5° W em janeiro	57
14	Anomalias de precipitação (mm) para a longitude de 45° W em fevereiro	58
15	Anomalias de precipitação (mm) para a longitude de 42,5° W em fevereiro	58
16	Anomalias de precipitação (mm) para a longitude de 45° W em março	59
17	Anomalias de precipitação (mm) para a longitude de 42,5° W em março	59
18	Médias Climáticas da umidade específica para a longitude de 45° W	61
19	Médias Climáticas da umidade específica para a longitude de 42,5° W	61

20	Médias Climáticas da umidade específica para a longitude de 40° W	62
21	Anomalias de q para a longitude de 45° W em novembro	63
22	Anomalias de q para a longitude de 42,5° W em novembro	63
23	Anomalias de q para a longitude de 45° W em dezembro	65
24	Anomalias de q para a longitude de 42,5° W em dezembro	65
25	Anomalias de q para a longitude de 45° W em janeiro	66
26	Anomalias de q para a longitude de 42,5° W em janeiro	66
27	Anomalias de q para a longitude de 45° W em fevereiro	67
28	Anomalias de q para a longitude de 42,5° W em fevereiro	68
29	Média Climática de u a 10 m para a longitude de 45° W	69
30	Média Climática de v a 10 m para a longitude de 45° W	69
31	Magnitude do vento a 10 m para a longitude de 45° W	70
32	Média Climática de u para a longitude de 42,5° W	70
33	Média Climática de v para a longitude de 42,5° W	71
34	Magnitude do vento a 10 m para a longitude de 42,5° W	71
35	Média Climática de u para a longitude de 40° W	72
36	Média Climática de v para a longitude de 40° W	72
37	Magnitude do vento a 10 m para a longitude de 40° W	73
38	Médias Climáticas do balanço de radiação para a longitude de 45° W	74
39	Médias Climáticas do balanço de radiação para a longitude de 42,5° W	74
40	Médias Climáticas do balanço de radiação para a longitude de 40° W	76
41	Anomalias de balanço de radiação para a longitude de 45° W durante novembro	76
42	Anomalias de balanço de radiação para a longitude de 42,5° W durante novembro	77
43	Anomalias de balanço de radiação para a longitude de 45° W durante dezembro	75

44	Anomalias de balanço de radiação para a longitude de 42,5° W durante dezembro	78
45	Anomalias de balanço de radiação para a longitude de 45° W durante janeiro	78
46	Anomalias de balanço de radiação para a longitude de 42,5° W durante janeiro	79
47	Anomalias de balanço de radiação para a longitude de 45° W durante fevereiro	80
48	Anomalias de balanço de radiação para a longitude de 42,5° W durante fevereiro	80
49	Médias Climáticas do fluxo de calor latente para a longitude de 45° W	82
50	Médias Climáticas do fluxo de calor latente para a longitude de 42,5° W	82
51	Médias Climáticas do fluxo de calor latente para a longitude de 40° W	83
52	Anomalias de calor latente para a longitude de 45° W em novembro	83
53	Anomalias de calor latente para a longitude de 42,5° W em novembro	84
54	Anomalias de calor latente para a longitude de 45° W em dezembro	85
55	Anomalias de calor latente para a longitude de 42,5° W em dezembro	85
56	Anomalias de calor latente para a longitude de 45° W em janeiro	86
57	Anomalias de calor latente para a longitude de 42,5° W em janeiro	86
58	Anomalias de calor latente para a longitude de 45° W em fevereiro	87
59	Anomalias de calor latente para a longitude de 42,5° W em fevereiro	87
60	Anomalias de calor latente para a longitude de 45° W em março	88
61	Anomalias de calor latente para a longitude de 42,5° W em março	88
62	Médias Climáticas do fluxo de calor sensível para a longitude de 45° W	90
63	Médias Climáticas do fluxo de calor sensível para a longitude de 42,5°W	90
64	Médias Climáticas do fluxo de calor sensível para a longitude de 40° W	91
65	Anomalias de calor sensível para a longitude de 45° W em novembro	92
66	Anomalias de calor sensível para a longitude de 42,5° W em novembro	92

67	Anomalias de calor sensível para a longitude de 45° W em dezembro	93
68	Anomalias de calor sensível para a longitude de 42,5° W em dezembro	93
69	Anomalias de calor sensível para a longitude de 45° W em janeiro	94
70	Anomalias de calor sensível para a longitude de 42,5° W em janeiro	94
71	Anomalias de calor sensível para a longitude de 45° W em fevereiro	95
72	Anomalias de calor sensível para a longitude de 42,5° W em fevereiro	96
73	Anomalias de calor sensível para a longitude de 45° W em março	96
74	Anomalias de calor sensível para a longitude de 42,5° W em março	97
75	Precipitação total em mm durante o El Niño de 1982/83	100
76	Média do fluxo de calor latente durante o El Niño de 1982/83	100
77	Média do fluxo de calor sensível durante o El Niño de 1982/83	100
78	Média da umidade específica durante o El Niño de 1982/83	100
79	Média do fluxo de convergência de umidade durante o El Niño de 1982/83	101
80	Precipitação total em mm durante o La Niña de 1988/89	102
81	Média do fluxo de calor latente durante o La Niña de 1988/89	102
82	Média do fluxo de calor sensível durante o La Niña de 1988/89	102
83	Média da umidade específica durante o La Niña de 1988/89	102
84	Média do fluxo de convergência de umidade durante o La Niña de 1988/89	103
85	Precipitação total em mm durante o El Niño de 1991/92	105
86	Média do fluxo de calor latente durante o El Niño de 1991/92	105
87	Média do fluxo de calor sensível durante o El Niño de 1991/92	105
88	Média da umidade específica durante o EN de 1991/92	105
89	Média do fluxo de convergência de umidade durante o El Niño de 1991/92	106

90	Diferença entre a precipitação (mm) observada no El Niño de 1982/83 e no La Niña de 1988/89	107
91	Diferença entre o calor latente ( $W/m^2$ ) observado no El Niño de 1982/83 e no La Niña de 1988/89	107
92	Diferença entre o calor sensível ( $W/m^2$ ) observado no El Niño de 1982/83 e no La Niña de 1988/89	108
93	Comparação entre dados de precipitação ( $15^{\circ}S$ e $42,5^{\circ}W$ ) de 4 estações da ANA e dados do NCEP/NCAR para 1982-1991 (Anexos)	
94	Comparação entre dados de precipitação ( $17,5^{\circ}S$ e $45^{\circ}W$ ) de 4 estações da ANA e dados do NCEP/NCAR para 1982-1994 (Anexos)	
95	Comparação entre dados de precipitação ( $15^{\circ}S$ e $45^{\circ}W$ ) de 4 estações da ANA e dados do NCEP/NCAR para 1982-1991 (Anexos)	

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	Alta da Bolívia
AL	Alagoas
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
ASF	Alto São Francisco
BA	Bahia
BSF	Baixo São Francisco
CCM	Complexos Convectivos de Meso-escala
CCM3	Modelo da Comunidade Climática do NCAR, terceira versão
CCS	Complexo Convectivo de escala sub-sinótica
CE	Ceará
CEMIG	Companhia Energética de Minas Gerais
CHESF	Companhia Hidroelétrica do São Francisco
CODEVASF	Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco
E	Leste
EN	El Niño
ENE	Leste do Nordeste
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FxNC	Faixa de Nebulosidade Convectiva
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
LN	La Niña
MG	Minas Gerais
MSF	Médio São Francisco
N	Norte

NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NE	Nordeste
NEB	Nordeste brasileiro
NNE	Norte de Nordeste
NW	Noroeste
OMJ	Oscilação de Madden-Julian
PE	Pernambuco
POAS	Perturbações Ondulatórias dos Alísios
ROL	Radiação de onda longa emitida
SE	Sergipe
SMSF	Sub-médio São Francisco
SNE	Sul do Nordeste
SW	Sudoeste
TSM	Temperatura da superfície do mar
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
W	Oeste
ZCA	Zona de Convergência dos Alísios
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCEN	Zona de Convergência do Leste do Nordeste
ZCIS	Zona de Convergência do Índico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Inter-tropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul
ZCST	Zona de Convergência Sub-tropical



## LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
C <sub>p</sub>	Calor específico do ar à pressão constante	J.Kg <sup>-1</sup> .K <sup>-1</sup>
D	Condensação na superfície	mm
E	Evaporação	mm
f	Parâmetro de Coriolis	s <sup>-1</sup>
F	Força de fricção	N
g	Gravidade	m.s <sup>-2</sup>
G	Transferência de calor para o solo	W.m <sup>-2</sup>
G <sub>E</sub>	Armazenamento de energia na superfície da terra e ou da água	J.s <sup>-1</sup>
g <sub>w</sub>	Armazenamento de água no solo	mm
g <sub>wa</sub>	Armazenamento de água na atmosfera	mm
H	Troca de calor sensível	W.m <sup>-2</sup>
hPa	hecto-Pascal	hPa
H <sub>LE</sub>	Fluxo de calor latente	W.m <sup>-2</sup>
H <sub>R</sub>	Fluxo de energia líquida por radiação	W.m <sup>-2</sup>
H <sub>S</sub>	Fluxo de calor sensível	W.m <sup>-2</sup>
I↓	Radiação terrestre	W.m <sup>-2</sup>
I↑	Contra-radiação da atmosfera	W.m <sup>-2</sup>
J	Joule	J
K	Energia cinética	J
kg	Quilograma	kg
L	Calor latente de vaporização	W.m <sup>-2</sup>
LE	Fluxo de calor latente da superfície para a atmosfera	W.m <sup>-2</sup>
LP	Aquecimento da coluna atmosférica pela liberação de calor latente durante a precipitação	W.m <sup>-2</sup>
m <sub>a</sub>	Massa de ar úmido	kg/kg
m <sub>v</sub>	Massa de vapor d'água	kg/kg
P	Conversões químicas de energia em fotossíntese e respiração	mm
P	Pressão	hPa
P	Precipitação	mm
Q	Umidade específica	kg/kg ou g/kg
Q	Calor	J

$Q_c$	Radiação solar difusa ou do céu	$W.m^{-2}$
$Q_d$	Radiação solar direta	$W.m^{-2}$
$Q_g$	Radiação solar global	$W.m^{-2}$
$q_s$	Umidade específica do ar saturado	kg/kg
$r$	Razão de mistura	kg/kg
$R_a$	Saldo de aquecimento radiativo da coluna atmosférica	$W.m^{-2}$
$r_s$	Razão de mistura do ar saturado	kg/kg
$R_s$	Saldo de radiação à superfície	$W.m^{-2}$
$R_n$	Radiação líquida	$W.m^{-2}$
$SH$	Fluxo de calor sensível da superfície para a atmosfera	$W.m^{-2}$
$t$	Tempo	h ou min ou s
$T$	Temperatura	$^{\circ}C$ ou K
$W$	Watt	W
$W.m^{-2}$	Watts por metro quadrado	$W.m^{-2}$
$Z$	Altura	m
$\alpha$	Albedo superficial	%
$\alpha$	Volume específico	$m^3.kg^{-1}$
$\Delta f$	Escoamento superficial	mm
$\Delta f_a$	Transporte horizontal de água pelos movimentos atmosféricos na forma de vapor d'água	mm
$\Delta F_a$	Divergência horizontal de energia para fora da coluna transportado pela atmosfera	$W.m^{-2}$
$\Delta F_{e0}$	Fluxo horizontal para fora do oceano ou do solo abaixo da superfície	$J.m^{-2}$
$dQ / dt$	Taxa de aquecimento ou resfriamento	$J.s^{-1}$
$\partial E_a / \partial t$	Taxa temporal de mudança da energia contida em uma coluna atmosférica de área horizontal unitária estendendo da superfície ao topo da atmosfera	$J.s^{-1}$
$\lambda$	Calor latente de vaporização	$J.Kg^{-1}$
$\theta_e$	Temperatura potencial equivalente	K
$\Phi$	geopotencial	mgp

$\Gamma(q)$	Taxa de geração ou destruição de vapor d'água	$\text{mm.s}^{-1}$
$\bar{\epsilon}$	Dissipação de energia pela fricção	$\text{J.s}^{-1}$
$\vec{V}_z$	Componente horizontal do vento	$\text{m.s}^{-1}$
$\bar{v}_y$	Componente do vento em y	$\text{m.s}^{-1}$
$\bar{u}_x$	Componente do vento em x	$\text{m.s}^{-1}$
$\bar{w}_z$	Componente do vento em z	$\text{m.s}^{-1}$
%	Por cento	%
$\omega$	Velocidade vertical em coordenadas de pressão (omega)	$\text{hPa.s}^{-1}$

## LISTA DE EQUAÇÕES

Equação		Página
01	Equação do balanço de água na superfície, segundo Hartmann	47
02	Equação do balanço hidrológico resultante para uma média de longo período	48
03	Equação do balanço de água atmosférico	48
04	Equação do balanço de água para o sistema Terra-Atmosfera	48
05	Balanço de energia local	49
06	Equação do saldo do aquecimento radiativo da atmosfera	49
07	Equação do balanço de energia na atmosfera balanceada pela exportação de energia pelos movimentos atmosféricos	49
08	Equação do balanço de energia conforme Ayoade (1986)	49
09	Equação do balanço de energia para os oceanos	50
10	Equação do balanço de energia para os continentes	50

## LISTA DE TABELAS

Tabela		Página
01	Lista de Estações da ANA utilizadas (anexo)	05
02	Ocorrência de El Niño e La Niña de 1950 a 2003	06
03	Número de casos de ZCAS ao longo do período de 1980 a 2000 associados a El Niño e La Niña	07

## RESUMO

O objetivo desse estudo é analisar a variabilidade espaço-temporal de variáveis meteorológicas que compõem os balanços de água e de energia sobre a Bacia do rio São Francisco durante o período de atuação da ZCAS. A área da Bacia corresponde a 7,5% do território nacional ocupando parte dos estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás, Distrito Federal, Pernambuco, Alagoas e Sergipe. O principal mecanismo produtor de chuvas sobre a Bacia do rio São Francisco é a ZCAS (Zonas de Convergência do Atlântico Sul), que atua de novembro a março. Foram utilizados dados de precipitação, umidade específica, radiação líquida, calor latente, calor sensível e componentes zonal e meridional do vento, da reanálise do NCEP/NCAR para o período de 1982 a 1994. Analisou-se as médias, valores mensais e anomalias para cada variável nos cinco meses (novembro a março) de 1982 a 1994. Abrangendo assim, períodos de condições normais, de El Niño e de La Niña. Sobre a latitude de 20°S, foi observado uma faixa com precipitação mais elevada nos meses de novembro a março, sendo essa mesma faixa a posição média da ZCAS. Ao norte de 20°S, ou seja, ao norte da ZCAS, foi observado uma faixa de ventos mais fortes. Na parte norte da Bacia, em geral, nos anos de El Niño observou-se precipitação, fluxo de calor latente e umidade específica inferior à média climática e radiação líquida e fluxo de calor sensível superior à média e o inverso nos anos de La Niña. Por outro lado, na parte sul da Bacia não foram observados padrões sistemáticos para os anos de El Niño e de La Niña. Os campos de fluxo de calor latente e sensível não mostraram uma configuração tipo ZCAS, tanto nos anos de El Niño como nos de La Niña, possivelmente devido as grandes diferenças destes fluxos sobre o oceano e continente. A configuração tipo ZCAS, no campo de precipitação foi melhor definida nos anos de El Niño (1982/83 e 1992/93) do que no de La Niña (1988/89). Em alguns eventos de El Niño ou La Niña o padrão esperado como resposta à configuração da atmosfera não foi observado tendo como exemplo a precipitação que foi tanto acima ou abaixo da média em anos de El Niño ou de La Niña dependendo da posição da ZCAS.

## ABSTRACT

The objective of this study is to analyze the space-temporary variability of meteorological variables that compose the water and energy balances on the Basin of the San Francisco River during the period of actuation of SACZ (South Atlantic Convergence Zones). The area of the Basin corresponds to 7,5% of the national territory occupying parts of the states of Minas Gerais, Bahia, Goiás, Distrito Federal, Pernambuco, Alagoas and Sergipe. The principal mechanism producing of precipitation on the Basin of the San Francisco River is the SACZ that acts from November to March. The data from the NCEP/NCAR of precipitation, specific humidity, net radiation, latent heat, sensitive heat and components zonal and meridional of the wind for the period from 1982 to 1994 were used. It was analyzed the averages, the monthly values and the anomalies for each variable for the five months (November to March) from 1982 to 1994. Comprehending like this, periods of normal conditions, of El Niño and of La Niña. On the latitude of 20°S, in the months from November to March, a strip with higher precipitation was observed; this latitude is the same of the medium position of the SACZ. To the north of 20°S, in other words, to the north of the SACZ, it was observed a strip of stronger winds. In the north part of the Basin, in general, in the years of El Niño was observed precipitation, flow of latent heat and specific humidity inferior to climatic average and net radiation and flow of sensitive heat superior to climatic average and the inverse in the years of La Niña. On the other hand, in the south part of the Basin systematic patterns were not observed for the years of El Niño and of La Niña. The configurations of flow of latent and sensitive heat didn't show a pattern type SACZ, so much in the years of El Niño as in the years of La Niña, possibly due the great differences of these flows on the ocean and continent. The pattern type SACZ, in the precipitation field was defined better in the years of El Niño (1982/83 and 1992/93) than in the years of La Niña (1988/89). In some events of El Niño or La Niña the expected pattern as answer to the configuration of the atmosphere was not observed, for example, the precipitation that was so much above or below the average in the years of El Niño or in the years of La Niña. The pattern of precipitation depended on the position of SACZ.

## 1. INTRODUÇÃO

O rio São Francisco é um dos rios brasileiros mais extensos e sua Bacia está situada em áreas dos Estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás, Distrito Federal, Pernambuco, Sergipe e Alagoas e do Distrito Federal. A importância desse rio está no volume de água transportado por ele através da região semi-árida, na sua contribuição histórica e econômica para fixação das populações ribeirinhas e criação das cidades hoje plantadas ao longo do vale. Seu potencial hídrico é fundamental na geração de energia elétrica, com 10.000 MW de potência instalados à jusante de Barra (BA), além do seu possível aproveitamento em futuros projetos de irrigação.

A Bacia do São Francisco abrange 7,5% da área do país, e possui cenários naturais bastante diferenciados, com grande diversidade ambiental. Apresenta desde regiões com potencial hídrico elevado até regiões em que se observam ocorrências frequentes de secas.

O principal mecanismo produtor de chuvas sobre a bacia do rio São Francisco é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que será abordada de forma mais profunda posteriormente. A ZCAS atua de novembro a março nas sub-bacias do Alto São Francisco (ASF) e Médio São Francisco (MSF), e de abril a agosto na sub-bacia do Baixo São Francisco (BSF). Ressalta-se que as precipitações observadas na sub-bacia do BSF, em geral, são decorrentes da atuação de perturbações ondulatórias de leste e da Zona de Convergência Secundária do Leste do Nordeste do Brasil (Da Silva et al, 1993).

Da Silva et al. (2001), ao estudarem a distribuição espaço-temporal das chuvas na Bacia do rio São Francisco, concluíram que o principal mecanismo produtor de precipitação é a ZCAS, causada principalmente pelas frentes frias. Em muitos casos, no período de novembro a março, as frentes frias ficam estacionadas sobre o Estado de Minas Gerais e sul da Bahia por um período superior a uma semana e essa zona de estacionamento preferencial de sistemas frontais é denominada ZCAS.



Da Silva et al. (2001), ainda, citaram que, entre agosto e novembro o deslocamento da ZCAS é notável formando, desse modo, um dipolo de chuvas sobre a Bacia.

Da Silva (2003) destacou os principais mecanismos que influenciam a produção de precipitação sobre a Bacia do rio São Francisco. A saber; os sistemas frontais, a ZCAS, os bloqueios atmosféricos, os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCANs), e indiretamente, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), como os mecanismos de grande escala e escala sinótica. São classificados como mecanismos de meso escala atuantes sobre a Bacia, as Perturbações Ondulatórias no Campo dos Alísios (POAS), os Complexos Convectivos de Meso Escala (CCM) e as brisas marítima e terrestre, enquanto circulações orográficas e pequenas células convectivas são os principais fenômenos de microescala atuantes.

O objetivo principal deste trabalho é analisar o comportamento de componentes do balanço de água e energia sobre o Vale do São Francisco, com ênfase para a ZCAS. Para isso, são analisados os seguintes campos de variáveis meteorológicas: balanço de radiação na superfície, fluxo de calor latente e sensível, umidade específica e precipitação, além das componentes zonal ( $u$ ) e meridional ( $v$ ) do vento.

As componentes do vento, por si só, não estão diretamente envolvidas no balanço de água. Contudo, a intensidade e direção do vento são variáveis de grande interesse nos estudos de balanço de água, pois, a convergência do fluxo de umidade, que é função das componentes do vento, é uma das variáveis chave no cálculo do balanço de água.

É dada ênfase para a região da ZCAS, sub-bacias do ASF e MSF, pois estudos prévios mostraram que a ZCAS é o principal sistema produtor de chuvas na Bacia do São Francisco.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO

De acordo com a Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco CODEVASF (2001), e já mencionado no primeiro capítulo, a área da Bacia em estudo, a Bacia do rio São Francisco, abrange partes do território dos Estados de Minas Gerais, Bahia, Goiás, Distrito Federal, Pernambuco, Alagoas e Sergipe. A mesma está compreendida entre as latitudes de 7° 00' a 21° 00' S e longitudes de 35° 00' a 47° 40' W e desse modo está inserida nas regiões Sudeste, Centro-Oeste e Nordeste (figura 01). A maior parte da Bacia se posiciona no sentido norte-sul até a confluência com o rio Urucuia, onde inicia um grande arco com direção norte-nordeste até a cidade de Cabrobó (PE), girando, então, para leste e, logo depois, para sudeste, até a foz.

O rio São Francisco possui um comprimento estimado em 2.700 km, uma vazão média anual de 2.980 m<sup>3</sup>/s, totalizando um volume médio anual da ordem de 94 bilhões de m<sup>3</sup> lançados no Oceano Atlântico. A área de drenagem é de 640.000 km<sup>2</sup>, que representa 7,5% do território nacional; 83% da área da Bacia distribuem-se nos Estados de Minas Gerais e Bahia, 16% nos Estados de Pernambuco, Alagoas e Sergipe e, o restante 1%, no Estado de Goiás e Distrito Federal.

Aproximadamente 53,8% de sua área (343.784,1 km<sup>2</sup>) está incluída no Polígono das secas. O curso principal do rio São Francisco tem sua nascente na Serra da Canastra, em terras do município de São Roque de Minas, no Estado de Minas Gerais, e a foz, no Oceano Atlântico, entre os Estados de Sergipe e Alagoas (CODEVASF, 2001).

Geograficamente, o vale tem sido subdividido tradicionalmente em 4 regiões principais (figura 02), mas em algumas citações é subdividido em somente 3:

- **Alto São Francisco (ASF):** estende-se desde sua nascente na Serra da Canastra, município de São Roque de Minas, no Estado de Minas Gerais (MG), até a cidade de Pirapora (MG). Abrange as sub-bacias dos rios das Velhas, Pará e Indaiá, além das sub-bacias dos rios Abaeté, a oeste, e Jequitaiá, a leste. Situa-se em área de MG, abrangendo a usina hidrelétrica de Três Marias e apresenta topografia ligeiramente acidentada, com serras e terrenos ondulados e altitudes de 600 a 1.600 m. As chuvas correspondem a 3/4 do escoamento total do rio.
- **Médio São Francisco (MSF):** estende-se de Pirapora (MG) até Remanso (BA). Abrange as sub-bacias dos afluentes Pilão Arcado, a oeste, e do Jacaré, a leste e, além dessas, as sub-bacias dos rios Paracatu, Urucuia, Carinhanha, Corrente, Grande, Verde Grande e Paramirim, situando-se nos Estados de Minas Gerais e Bahia. Sua altitude varia de 500 m a 2000 m. A região admite a subdivisão em Médio Superior e Inferior, sendo que o primeiro abrange o trecho entre Pirapora (MG) e a fronteira com a Bahia, limitado pelos rios Carinhanha, a oeste, e Verde Grande, a leste. O Médio Superior tem características que mais se assemelham às do ASF que às do Médio Inferior.
- **Submédio São Francisco (SMSF):** estende-se de Remanso (BA) até Paulo Afonso (BA), abrange áreas dos Estados da Bahia e Pernambuco e inclui as sub-bacias dos rios Pajeú, Tourão e Vargem, além da sub-bacia do rio Moxotó, último afluente da margem esquerda. A altitude varia de 200 a 800 m e se caracteriza por uma topografia ondulada com vales muito abertos.
- **Baixo São Francisco (BSF):** estende-se de Paulo Afonso (BA) até sua foz no Oceano Atlântico, entre os Estados de Sergipe e Alagoas. Compreende as sub-bacias dos rios Ipanema e Capivara, entre outras. Situa-se em áreas dos Estados da Bahia, Pernambuco, Sergipe e Alagoas. A altitude varia de 200 m até o nível do mar, embora, na periferia, algumas serras atinjam 500 m.

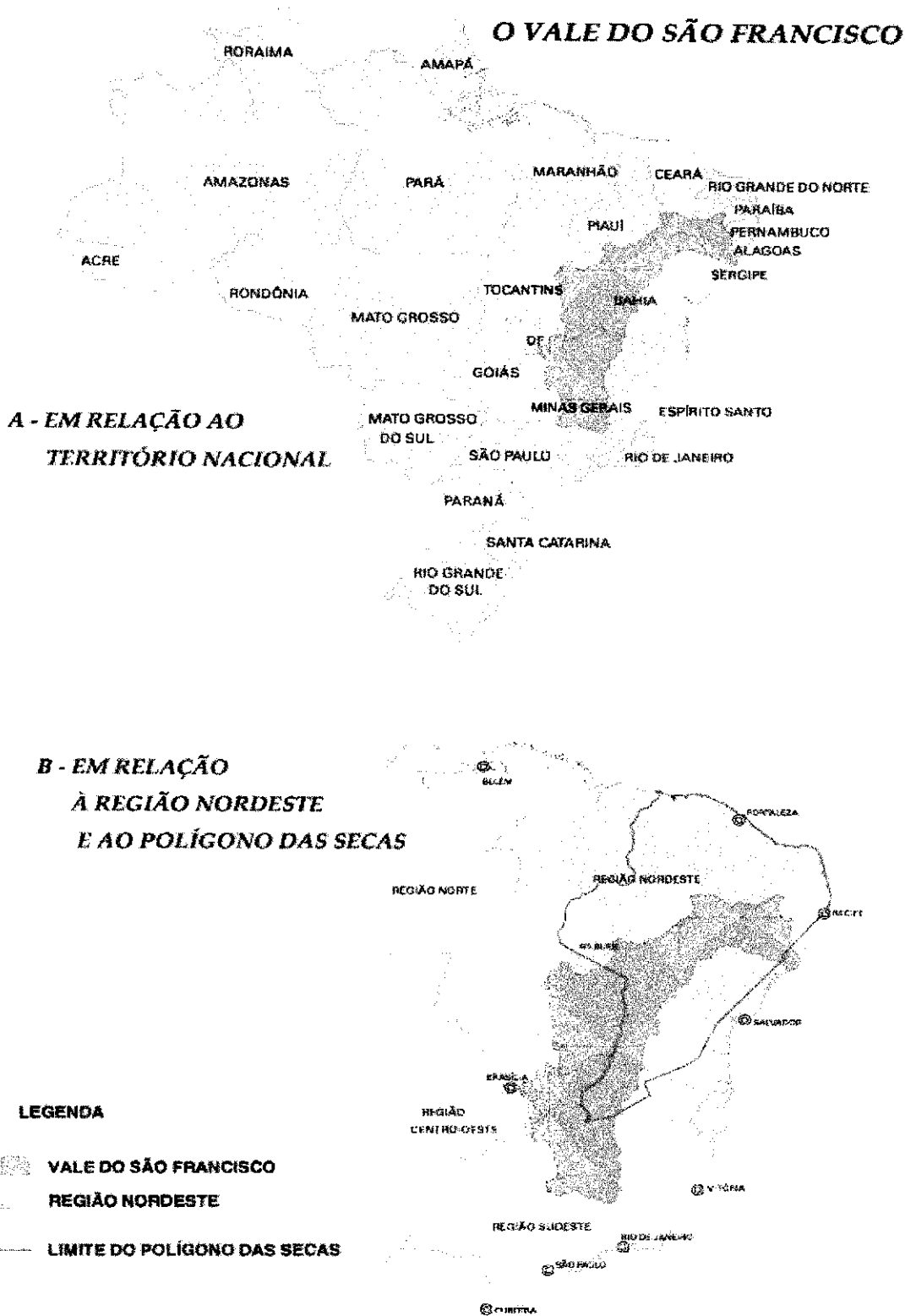


Figura 01: Mapa da distribuição do Vale do São Francisco em relação ao Território Nacional (A) e em relação à região Nordeste e ao Polígono das Secas (B). Fonte CODEVASF (2001).

**RIO SÃO FRANCISCO**  
**REGIÕES DO VALE E AFLUENTES MAIS IMPORTANTES**

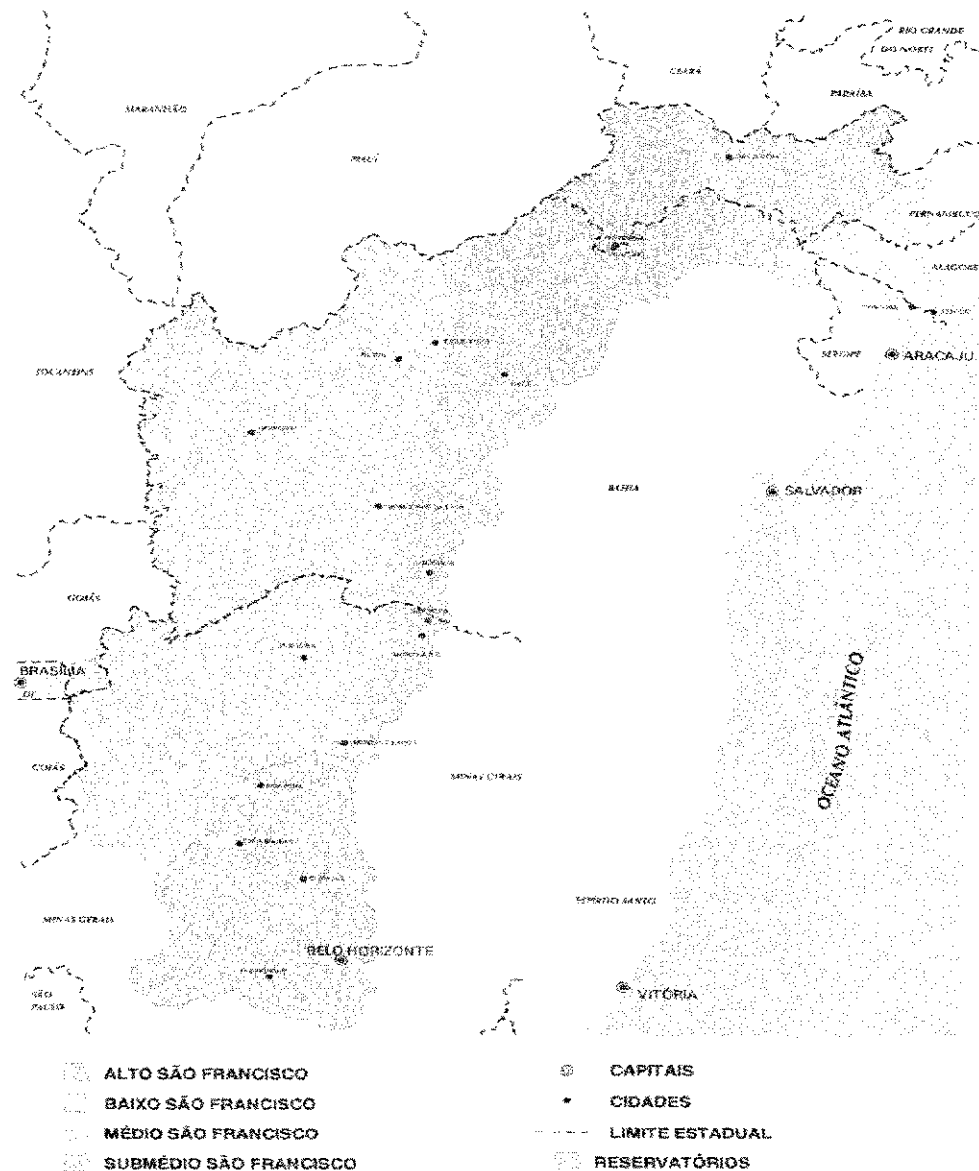


Figura 02: Mapa da Bacia hidrográfica do rio São Francisco e suas sub-bacias. Fonte CODEVASF (2001).

De acordo com Cavalcante Segundo (2001), o rio São Francisco apresenta um fluxo de água superior a de outros rios importantes do mundo, como o Orange (África), o Murray (Austrália) e o Yellow-Huangho (China), e uma carga de densidade de sedimento muito inferior às daqueles rios. Tal fato pode ser explicado pela grande área de drenagem do rio e pela existência de barragens para sua regularização e geração de energia elétrica que acumulam os sedimentos. Afirma ainda que as barragens construídas no São Francisco modificaram a vazão líquida e a vazão sólida do rio.

Há uma diferença de aproximadamente 1.600 m entre as cabeceiras e a foz. As maiores declividades são encontradas nas cabeceiras e nas proximidades da foz. Nos primeiros 120 km, há um desnível de 250 m; nos seguintes 360 km, até Três Marias (MG), outros 180 m de desnível. Daí até Sobradinho (BA), em 1.416 km, desce 176 m. No trecho entre Paulo Afonso (BA) a 284 km da foz e Pão de Açúcar (AL) a 171 km da foz, o rio desce mais de 200 m (trecho das grandes quedas). Daí em diante, segue tranqüilo em direção ao Oceano Atlântico (CODEVASF, 2001).

Em termos de aproveitamento hidrelétrico, a primeira barragem construída foi Três Marias e depois houve a construção da barragem de Sobradinho. Tais investimentos deram partida para a realização de diversos empreendimentos da Companhia Hidroelétrica do São Francisco (CHESF) e Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG), bem como projetos de irrigação da CODEVASF e de empresas privadas, sistemas de abastecimento de água e outros baseados na oferta garantida de água.

### 2.1.1 HIDROGRAFIA / ÁGUA DE SUPERFÍCIE

O rio São Francisco tem, entre veredas, córregos, ribeirões, riachos e rios, 168 afluentes, sendo 90 pela margem esquerda e 78 pela margem direita. Quanto ao regime, 99 são perenes e 69 são intermitentes. São 36 os tributários de porte significativo, dos quais somente 19 são perenes. Os mais importantes formadores de regime perene são os rios: Paracatu, Urucuia, Carinhanha, Corrente e Grande, pela margem esquerda, e das Velhas, Paraopeba, Jequitai e Verde Grande, pela margem direita. Embora representem apenas cerca de 50% da área total da Bacia, são responsáveis por 85% dos deflúvios de estiagem e 74% dos deflúvios máximos da Bacia, que ocorrem na seção de Traipú (AL). Um balanço preliminar indica que dos volumes precipitados na Bacia, em média, 84% são consumidos pela evaporação e evapotranspiração, 11% escoam através dos cursos d'água e 5% vão realimentar os aquíferos (CODEVASF, 2001).

### 2.1.2 ÁGUA SUBTERRÂNEA E GEOLOGIA

Os recursos hídricos superficiais e subterrâneos em uma determinada região dependem (CODEVASF, 2001):

- Da recarga do aquífero, que é função do balanço hídrico;
- Da capacidade do aquífero em armazenar a água e regularizar os períodos de estiagens dos rios.

De acordo com Tucci et. al. (2000), a baixa capacidade de produção de água subterrânea no Nordeste brasileiro (NEB), principalmente no semi-árido, é decorrente da reduzida precipitação, alta evapotranspiração potencial e baixa capacidade de armazenamento. A ocorrência de água subterrânea está intimamente ligada às formações geológicas da Bacia. Nos terrenos cristalinos, o potencial hídrico é bastante reduzido, geralmente apresentando altos índices de resíduos e, em certos casos, com elevada dureza, o que as tornam imprestáveis ao consumo humano.

Estão localizadas, nos terrenos sedimentares as maiores reservas de água subterrânea da Bacia. Sua exploração é limitada a apenas algumas regiões dos sistemas aquíferos, devido à qualidade inadequada em função dos usos previstos, à inacessibilidade dos mananciais e aos fatores econômicos de exploração (CODEVASF, 2001).

A Bacia do São Francisco possui terrenos cristalinos e sedimentares. Os sedimentares ocupam 65% do total da área e os cristalinos 35%. Sob o ponto de vista de Bacias geológicas sedimentares, se destacam:

- A Bacia Costeira, no BSF;
- A Tucano-Jatobá e a Araripe, no SMSF;
- A Jacaré, no MSF;
- A Bacia São Francisco, que ocupa a maior parte da Bacia hidrográfica, ao sul do paralelo 10° 15' S, sendo responsável pela perenização das águas do curso principal.

Paralelamente, a bacia do rio São Francisco dá origem a duas formações importantes sob o ponto de vista hidrogeológico:

- A formação Urucuia, composta de arenitos;
- A Bambuí, composta de calcários, com reservas exploráveis de água da ordem de  $6,5 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{ano}$ .

As rochas pré-cambrianas, no sul e oeste da Bacia do São Francisco, contêm importantes reservas de ferro e outros minérios, ocorrendo principalmente nas cercanias de Belo Horizonte (CODEVASF, 2001).

### 2.1.3 VEGETAÇÃO

Predominam na área da Bacia o cerrado e a caatinga, ocorrendo também floresta tropical e mata de cipó, com menor expressão, além da Mata Atlântica.

O cerrado cobre, praticamente, metade da área da Bacia compreendendo quase todo o Estado de Minas Gerais e sudeste da Bahia, enquanto a caatinga predomina no nordeste da Bahia e em áreas dos demais Estados do Nordeste, justamente sob as condições de semi-aridez.

A floresta tropical, hoje quase totalmente devastada pelo uso agrícola e pastagens, ocorre na região do ASF, principalmente nas cabeceiras. Margeando os rios, onde a umidade do ar é mais elevada, tem-se a mata seca; na porção oeste do MSF a mata seca existe com a caatinga.

Na foz e na região litorânea predominam a Mata Atlântica e cultivos de cana-de-açúcar, nos Estados de Sergipe e Alagoas (CODEVASF, 2001).

### 2.1.4 GEOMORFOLOGIA

A Bacia do São Francisco é limitada ao sul pelas Serras da Canastra e das Vertentes; a leste, a Serra do Espinhaço serve de divisor com as Bacias dos rios Doce e Jequitinhonha; no Estado da Bahia a Chapada Diamantina a separa das Bacias dos rios de Contas e Paraguaçu e a Serra do Tombador serve de divisa com as águas das Bacias do Jacuípe, Itapicuru e Vaza Barris; ao norte, as Serras das Marrecas e Dois Irmãos na fronteira de Pernambuco e Piauí a separa da Bacia do Parnaíba, a Chapada do Araripe na divisa de Pernambuco e Ceará serve como fronteira da Bacia do rio Jaguaribe, e diversas chapadas menores em Alagoas, Pernambuco e Paraíba dividem suas águas com as dos rios que descem para o litoral daqueles Estados e do Rio Grande do Norte; ao oeste, a Serra dos Pilões em Minas Gerais serve de divisor com a Bacia do Paranaíba (afluente do Prata), as Serras dos Gerais, na divisa Minas Gerais/Goiás, e do Espigão Mestre, nas divisas de Bahia/Goiás e Bahia/Tocantins são divisores da Bacia do Tocantins, e as Serras da Tabatinga e do Piauí a separa da Bacia do Parnaíba (CODEVASF, 2001).

O Alto São Francisco apresenta topografia levemente ondulada, entalhada em arenito, ardósias e calcários. Os solos que ocorrem na sub-bacia são bastante variados



devido suas múltiplas origens geológicas, com textura entre arenoso e argiloso, relativamente pobres, com baixa e média fertilidade natural (CODEVASF, 2001).

Com relação à sua capacidade de uso, os solos da Bacia são na grande maioria, aptos para as pastagens e reflorestamentos, com restrições para uso agrícola, sendo estas mais severas no SMSF e parte setentrional do MSF devido à escassez de água. As terras com plenas condições para a agricultura estão limitadas a pequenas áreas, espalhadas pela Bacia, onde o grau de umidade dos solos é maior (CODEVASF, 2001).

À medida que se avança para o médio curso e se ganha a depressão, a topografia torna-se suave e subhorizontal, resultante da intensa erosão de uma área de calcários, ardósias e folhetos. A oeste, os Chapadões, que limitam a Bacia, apresentam formações calcárias onde ocorre relevo de colinas, vales secos e grutas. No MSF, próximo aos limites de Goiás até a divisa de Maranhão e Piauí, os chapadões constituem-se como as paisagens predominantes. As altitudes situam-se entre 800 e 900 m (CODEVASF, 2001).

Na Bahia, a Depressão ou Planície Sertaneja torna-se mais larga e, nesse trecho, o rio São Francisco passa a apresentar meandros ao percorrer extensas planícies aluviais. À altura de Remanso (BA), o curso apresenta cachoeiras, resultado das formações acentuados de altitudes (CODEVASF, 2001).

#### 2.1.5 CLIMA DO VALE

A grande extensão latitudinal da Bacia do São Francisco propicia a ocorrência de três tipos predominantes de clima (CODEVASF, 2001):

- Tropical úmido, nos planaltos interiores;
- Tropical semi-árido, nas planícies sertanejas do MSF e SMSF;
- Tropical semi-úmido, na região costeira e próximo à foz.

Das cabeceiras, em direção ao norte, as precipitações e a umidade do ar diminuem, enquanto a temperatura do ar e a evaporação potencial aumentam. Na altura do SMSF para o BSF, há uma inversão desse comportamento em direção à costa, quando o clima volta a se tornar mais úmido.

Quanto ao regime pluviométrico ocorrem precipitações médias anuais que variam de 1.550 mm nas cabeceiras do rio Paracatu, e de 1.400 mm na extremidade noroeste junto às cabeceiras do rio Preto. Os valores decrescem com as latitudes e em direção leste, até atingir valores próximos de 1.000 mm na margem direita do ASF.

Nas cabeceiras do rio Jequitai, são registradas as maiores médias anuais observadas na margem direita da sub-bacia do ASF, em torno de 1.100 mm decrescendo para o norte. Portanto, as médias anuais variam entre 1.400 mm nas proximidades da divisa do Estado de Minas Gerais com o Estado de Goiás, na margem esquerda, atingem valores inferiores a 1.000 mm na margem direita do ASF (CODEVASF, 2001).

A sub-bacia do MSF apresenta áreas diferenciadas entre si, com a ocorrência de médias pluviométricas anuais consideráveis de até 1.250 mm na margem esquerda, em oposição às médias características de regime semi-árido registrados na extremidade setentrional da sub-bacia que atingem 650 mm. Nas demais parcelas dessa sub-bacia, as médias pluviométricas anuais variam entre 1.100 mm nas cabeceiras do rio Verde Grande, passando a valores próximos a 1.000 mm ao longo do curso do rio São Francisco, e que vão decrescendo com as latitudes chegando a 650 mm próximo a Remanso (BA) (CODEVASF, 2001).

A sub-bacia do SMSF é a que apresenta os menores valores médios anuais de precipitação, uma vez que as chuvas variam de 800 mm/ano na divisa dos Estados de Pernambuco/Ceará e Pernambuco/Paraíba, na parte norte da sub-bacia, a aproximadamente 400 mm/ano na parte ocidental do Raso da Catarina, na parte sudeste da sub-bacia.

No BSF os totais pluviométricos são maiores na região litorânea da foz do São Francisco. Ao adentrar no continente diminui de 1300 mm para 900 mm e chega a 400 mm nos sertões de Alagoas e Sergipe e na divisa dos Estados com a Bahia. A evaporação nessa sub-bacia varia de 1200 a 1500 mm e pode aumentar bastante em novembro, mês que apresenta valores máximos (CODEVASF, 2001).

O trimestre mais chuvoso ocorre, em média, nos meses de novembro a janeiro na maior parte da Bacia, contribuindo com 55 a 60% da precipitação ocorrida no ano. O trimestre mais seco ocorre, em média, nos meses de junho a agosto.

## **2.2 CONTRASTES CLIMÁTICOS ENTRE O ASF, MSF E O BSF**

O ASF tem temperatura média anual de 23°C e as chuvas são registradas entre 1.500 e 1.000 mm anuais. O MSF tem como característica marcante, a temperatura média anual de 24°C, precipitação média anual de 1.400 a 600 mm. A margem esquerda é bem mais úmida, com rios permanentes. Na margem direita, a precipitação é menor, os rios são intermitentes e a vegetação é típica de caatinga. No BSF, a temperatura

média anual é de 25°C, a precipitação média anual varia de 1.300 a 800 mm, em algumas áreas chega aproximadamente 400 mm, nos sertões de Alagoas e Sergipe e no extremo nordeste da Bahia (CODEVASF, 2001).

Segundo Galvínio (2000) e Galvínio e Souza (2001), existe uma relação direta entre a precipitação e os índices de anomalias de temperatura de superfície do mar (TSM) nas diferentes áreas dos Niños, mostrando os contrastes entre o ASF/MSF e BSF. Em anos de EN, ocorrem altas precipitações na sub-bacia do ASF e baixas precipitações na sub-bacia do BSF. Em anos de LN, ocorre exatamente o contrário, ou seja, altas precipitações na sub-bacia do BSF e baixas sobre a sub-bacia do ASF.

### **2.3 MECANISMOS PRODUTORES DE CHUVA NO VALE DO SÃO FRANCISCO**

De acordo com Aragão (1975) os efeitos dinâmicos são os principais responsáveis para estimular ou inibir a precipitação na região do Nordeste do Brasil (NEB) de forma que:

- a) Em dezembro e janeiro admite-se que o principal efeito dinâmico favorável à precipitação, principalmente ao sul da região, são as penetrações de frentes frias oriundas do Sul do continente, afirmação reforçada por Kousky (1979).
- b) Em fevereiro ocorre convergência de massa nos níveis baixos, associados a movimento vertical ascendente favorecendo a precipitação;
- c) Em março ocorre divergência de massa nos baixos níveis, convergência nos níveis médios associado a movimento vertical descendente inibindo a precipitação.

Em Aragão (1975), ainda, é afirmado que, durante os períodos de seca na região Nordeste do Brasil, há suficiente umidade nos baixos níveis da atmosfera, mas inexistente um mecanismo dinâmico capaz de provocar movimentos ascendentes que tenham como resultado formação de nuvens suficientemente desenvolvidas para produzir precipitação

As razões físicas da variabilidade da precipitação do NEB são complexas e estão relacionadas com a circulação atmosférica global. As ocorrências de anomalias de TSM tipo dipolo sobre o Atlântico Tropical, assim referida por apresentar configurações que mostram anomalias de sinais opostos ao norte e ao sul do equador, e o aparecimento de anomalias de TSM sobre o Pacífico Equatorial central leste durante as ocorrências de

episódios de El Niño-Oscilação Sul (ENOS) (Hastenrath e Heller, 1977; Moura e Shukla, 1981; Aragão et. al., 1994) estão entre os principais fatores de grande escala que contribuem para as mudanças na circulação atmosférica responsáveis pela variabilidade interanual da precipitação sobre o NEB.

As características climatológicas da precipitação no leste do NEB foram investigadas por Lima (1991). Os principais processos responsáveis pela variação interanual da precipitação sobre a região são a posição e intensidade dos sistemas de alta pressão no Atlântico Sul (segundo a autora, parece ser o mecanismo que melhor determina a quantidade da estação chuvosa nessa região), as ocorrências ou não de El Niño e a TSM no Atlântico.

Segundo Hastenrath e Heller (1977) e Moura e Shukla (1981) as configurações tipo dipolo de TSM sobre o Atlântico Tropical verificada para o norte do Nordeste também foi observada na estação chuvosa do litoral leste do Nordeste.

A diferença, segundo Lima (1991), é com relação aos centros de máxima correlação e com a magnitude das mesmas que foram menores as obtidas por estes autores. As correlações defasadas entre as anomalias de TSM e a precipitação mostraram que esse padrão tipo dipolo se estabelece em um período antes da estação chuvosa, em que o aumento (redução) das TSMs aumenta (reduz) a precipitação no litoral leste do Nordeste. Lima (1991) sugere que o monitoramento das TSMs na pré-estação do litoral leste do NEB daria uma boa indicação da qualidade da estação chuvosa nessa região.

Calbete e Lemos (1996) ao estudar precipitações intensas sobre o Brasil apontaram os sistemas que atuam sobre a região Nordeste: linhas de instabilidade associadas à brisa marítima, distúrbios de leste, vórtices ciclônicos e sistemas de grande escala como a ZCIT, como sendo os grandes responsáveis por chuvas intensas. Por exemplo, os distúrbios de leste, em julho e agosto de 1989, provocaram desvios positivos de precipitação superiores a 300 mm no litoral de Pernambuco e em Guarimiranga-CE. Em junho de 1994, ocorreram chuvas em Fortaleza-CE, onde a precipitação mensal, foi aproximadamente três vezes superior a média climatológica. Em algumas localidades do Piauí, os totais mensais foram sete vezes superiores à média climatológica. Esse excesso de precipitação foi causado pela atuação de distúrbios de leste e pelos ventos Alísios que formaram uma zona de confluência sobre a parte norte do Nordeste.

Molion e Bernardo (2002) sugerem que a variabilidade interanual da distribuição de chuvas sobre o NEB, tanto nas escalas espacial quanto temporal, esteja intimamente relacionada com as mudanças nas configurações de circulação atmosférica de grande escala e com a interação oceano-atmosfera no Pacífico e no Atlântico.

Eles apontaram, para o norte do Nordeste (NNE), que os principais mecanismos de produção de chuva são a ZCIT, a convergência de umidade (brisas e POAS), a convecção local e, muito raramente, a influência direta das frentes frias.

O sul do Nordeste (SNE) tem, como principal mecanismo de precipitação, a estacionaridade dos sistemas frontais alimentados pela umidade proveniente do Atlântico Sul, que definem a ZCAS, sistemas pré-frontais, convecção local e brisas de mar e terra no litoral. O regime do SNE é semelhante ao da parte norte da região Sudeste do Brasil (Molion e Bernardo, 2002).

O máximo de chuvas na faixa costeira do leste do Nordeste (ENE) estaria ligado à maior atividade de circulação de brisa que adveceta bandas de nebulosidade para o continente e à ação das frentes frias, ou seus remanescentes, que se propagam ao longo da costa. Foi sugerido ainda que esse máximo de chuvas estaria possivelmente associado à máxima convergência dos Alísios com a brisa terrestre, à Zona de Convergência do ENE (ZCEN) e às POAS que, por sua vez, associam-se à topografia e à convergência de umidade (Molion e Bernardo, 2002).

Os mecanismos dinâmicos que produzem chuvas no NEB podem ser classificados em mecanismos de grande escala, em geral responsáveis pela maior parte da precipitação observada, e mecanismos de meso e microescalas, que completam os totais observados. Esses sistemas, de acordo com suas classificações, foram citados em Da Silva (2003).

### 2.3.1 MECANISMOS DE ESCALA SINÓTICA

#### 2.3.1.1 Sistemas frontais ou frentes frias, ZCAS, bloqueios atmosféricos e VCAN

Como mencionado anteriormente, os principais mecanismos de grande escala produtores de chuva na Bacia do rio São Francisco são as frentes frias. Podem causar precipitações frequentes na primavera, verão e outono do Hemisfério Sul (HS).

As frentes frias são superfícies de separação entre a massa de origem polar (frio e seco) e a de origem tropical (quente e úmido). Kousky (1979) mencionou que a

penetração de sistemas frontais do HS ou seus restos, entre as latitudes de 5°S e 18°S, é um dos principais mecanismos de produção de chuva para o SNE e para o ENE.

Oliveira (1986) através de uma climatologia usando imagens de satélites geoestacionários entre 1979-1984, verificou que os sistemas frontais frequentemente se associam e interagem com convecção tropical sobre a América do Sul, embora nem todos os sistemas frontais o façam com a mesma intensidade. Para haver forte interação entre os sistemas frontais e a convecção, parece ser necessário que os sistemas frontais apresentem ampla penetração continental, sendo a região entre 15°S e 25°S uma das regiões preferenciais para essas ocorrências. Foram registrados nove casos de ocorrência da Alta da Bolívia (AB) nos quais a passagem de uma frente sob a parte central do continente levaram a AB a deslocar-se para oeste.

Satyamurty et al. (1998) afirmaram que a América do Sul experimenta vários tipos de distúrbios transientes de origem tanto extratropical quanto tropical, em todas as escalas, desde a escala sinótica e de mesoescala até a convecção organizada ou não, sendo a passagem de frentes frias o fenômeno mais comum sobre o continente.

Alguns episódios de chuvas intensas sobre o extremo oeste do interior da região NE podem ocorrer na interação entre a AB e as penetrações frontais. A AB pode intensificar a convecção na região frontal e a divergência em altitude pode ajudar nesse processo. No entanto, isso depende muito das características dos dois sistemas no instante da penetração da frente sobre o continente. É possível que a divergência em altitude, associada à AB, entre em fase com a convergência do fluxo de umidade em baixos níveis, associada à região frontal, e estabeleça, assim, um mecanismo de realimentação, ou feedback, que estimule a convecção na banda frontal e esta por sua vez aumente a divergência em altitude (Gusmão, 2002).

Fisch et al. (2001) observaram que, durante a primavera-verão do HS, os sistemas frontais posicionam-se preferencialmente sobre a parte central do continente sul-americano, com seus eixos no sentido noroeste-sudeste (NW-SE), de inclinação variável, associados a uma zona de convergência de umidade. Essa zona de estacionamento preferencial de sistemas frontais, que provoca precipitação continuada, é justamente a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) já definida por vários autores.

Existem muitos mecanismos que estão sendo sugeridos para explicar a ocorrência da ZCAS, como por exemplo, a interação oceano-atmosfera na zona de confluência entre a Corrente das Malvinas e a Corrente do Brasil (Nobre, 1988) e as interações não

lineares entre as diversas escalas de fenômenos atmosféricos. No entanto, esses mecanismos ainda não foram confirmados em estudos.

A ZCAS ocorre durante o verão na América do Sul e provoca episódios de estiagem prolongada e enchentes que atingem diversas regiões do país, tais como o Sul e o Sudeste. Esse sistema pode permanecer estacionário por dias, provocando chuvas contínuas, ora fortes, trazendo distúrbios nas diversas atividades humanas (Fisch et al., 2001).

Da Silva et al. (2001) e Galvinctio e Souza (2001) estudaram a distribuição espaço-temporal das precipitações sobre a Bacia do rio São Francisco e concluíram que as chuvas têm sua gênese na ZCAS, que atua em períodos distintos nas suas sub-bacias.

Molion e Bernardo (2002) argumentaram que os elementos principais que formam a ZCAS são continentais, como o posicionamento da AB sobre o continente sul-americano, resultante de seu aquecimento no verão, a Cordilheira dos Andes e a convergência de umidade dos Alísios, e não oceânicos (correntes do Atlântico), como é o caso da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), denominando-a de Zona de Convergência da América do Sul.

Molion e Bernardo (2002), ainda, afirmaram que o deslocamento da ZCAS para 12°-15° S, e sua permanência com atividade intermitente, causa a estação chuvosa (novembro a março) do SNE. Entre abril e julho, eles observaram que uma zona de convergência se instala sobre a costa leste do Nordeste, denominada pelos autores de ZCEN (Zona de Convergência do Leste do Nordeste) e constitui-se no mecanismo dinâmico mais importante para a produção de chuvas sobre a região. Essas observações concordam com o estudo de Da Silva et al. (1993).

Molion e Bernardo (2002) propuseram também, duas possíveis hipóteses para a ZCEN. A primeira hipótese é que a ZCEN nada mais seria que a ZCAS deslocada para latitudes baixas, já que a ZCIT começa a se dirigir para o Hemisfério Norte (HN) a partir de abril e atinge sua posição norte máxima entre 10° N-14° N em julho/agosto. A segunda hipótese é que a ZCEN seja resultante da interação da convecção tropical e a convergência do fluxo de umidade em baixos níveis que aconteceria preferencialmente nesse período (abril-julho), devido ao posicionamento médio dos sistemas frontais sobre a América do Sul ser mais para o norte com relação a sua posição no verão.

De acordo com Da Silva et al. (1993), a segunda hipótese é a mais provável, uma vez que a ZCEN é mais atuante nos períodos em que os sistemas frontais estão sobre o Rio Grande do Sul (30° S) e a ZCIT em torno de 12° N. Essa zona de convergência

seria mantida sobre a Costa leste, já que a componente sul do vento é mais intensa no inverno. A fonte que alimenta a ZCEN, por meio de grande parte de umidade que converge sobre o continente, está no Oceano Atlântico Sul e, se as TSM apresentarem anomalias positivas próximos à costa o transporte de umidade é maior e a ZCEN mais intensa.

De acordo com Sanders (1953) na situação de bloqueio atmosférico das frentes frias, um anticiclone se forma em latitudes mais altas do que aquelas onde se localiza a alta subtropical e é freqüentemente acompanhado por uma baixa fria em baixas latitudes. Nessa situação, os sistemas transientes de leste, como cavados e anticiclones são desviados de suas trajetórias. Assim, as baixas migratórias ao se aproximarem de uma alta de bloqueio, ficam estacionárias ou deslocam-se na periferia da alta, podendo causar condições de tempo duradouras sobre grandes áreas.

Sanders (1953) afirmou que o deslocamento das altas de bloqueio é relativamente lento de um dia para o outro e, uma vez que a alta de bloqueio tenha se estabelecido, ela persiste por vários dias. Com os bloqueios atmosféricos das frentes frias é interrompida a progressão normal dos sistemas frontais e a ZCAS pode permanecer estacionária por vários dias ou semanas sobre o ASF e produzir grandes totais pluviométricos. Como 75% da vazão do rio provém dessa região, o rio São Francisco apresenta anomalias positivas de vazão nos anos de bloqueio.

Van Loon (1956) observou o comportamento semelhante entre os casos dos Oceanos Atlântico e Pacífico Sul. Ele encontrou um máximo de freqüência de bloqueios no fim do inverno e início da primavera e um máximo secundário no outono. Também notou mínimos de ocorrência de bloqueio nos Oceanos Atlântico e Pacífico no fim da primavera, verão e meados de inverno. O mesmo autor, ao estudar a persistência de bloqueios para o HS, mostrou que a duração mais provável dos bloqueios parece estar entre 6 e 10 dias. Ele observou a duração média de 9,5 dias em casos de bloqueio no Pacífico, de 8,5 dias no Atlântico e de 8 dias no Índico.

Casarim (1983), no seu estudo para o HS no período entre 1975 a 1979, mostrou que o bloqueio mais longo ocorrido foi de 26 dias, no Oceano Pacífico. Os bloqueios sobre a América do Sul e sua costa leste persistiram, em média 7,9 e 8,1 dias, respectivamente.

Kayano e Kousky (1989) apresentaram uma notável variação nas situações de bloqueio entre as estações, no oeste do Oceano Pacífico e região da Austrália. Eles salientaram que a freqüência de bloqueio é menor durante a primavera no leste do



Pacífico Sul, e existe uma clara indicação de variação sazonal com um máximo de atividade de bloqueio ocorrendo nos meses de inverno. Esses autores analisaram o período de 1979 a 1985 e, focalizando a região do Pacífico em anos individuais observaram uma frequência máxima de bloqueio no ano de 1981. Eles notaram que a menor frequência de bloqueio foi no ano de 1982. Eles observaram, ainda, que no ano de 1983, ano de forte episódio de ENOS, houve uma baixa atividade de bloqueio sobre o leste equatorial do Pacífico. Devido a esse fato, eles sugeriram que a ocorrência de bloqueio teria uma forte ligação com fatores climatológicos da circulação atmosférica.

Muitos pesquisadores têm estudado os possíveis mecanismos responsáveis pela formação, manutenção e dissipação dos bloqueios. No entanto, devido à complexidade do fenômeno, não há, até o presente momento, uma teoria única que explique esta questão.

Encontram-se associados aos sistemas frontais, os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCANs). Existem situações em que o ramo oeste ascendente do vórtice permanece estacionário, na direção norte-sul, produzindo chuva sobre toda a Bacia do rio São Francisco.

Simpson (1952) verificou que o deslocamento dos vórtices ciclônicos geralmente é irregular, porém existe uma tendência nas baixas latitudes, entre 10°S – 15°S de deslocamento para oeste e os que formam-se na costa leste do Brasil deslocam-se também para oeste, em direção ao interior do continente.

Lacava (1995), ao estudar a formação e a estrutura dos VCANs, destacou que na sua maioria, os vórtices ciclônicos se originam nos meses de verão sobre o Oceano Atlântico.

Segundo Varejão-Silva (2001) os VCANs são sistemas caracterizados por uma baixa pressão originada na alta troposfera. Possuem uma circulação ciclônica fechada com centro mais frio que a sua periferia. Os VCANs atuam sobre a costa leste no Nordeste principalmente durante o verão do HS e formam-se anualmente. Podem ter um tempo de atividade curto ou persistirem por vários dias consecutivos, ou mesmo semanas, mantendo-se quase-estacionários ou movendo-se rápida e irregularmente.

Para sua formação, parece ser necessário que a AB esteja bem desenvolvida sobre o continente e seu deslocamento longitudinal, para leste ou oeste, está associado ao deslocamento do anticiclone acoplado, que se estabelece junto à costa da África.

De acordo com Silva et al. (2001), a atuação dos VCANs é a principal causa para o aumento ou decréscimo da taxa de precipitação durante o verão no NEB. Um VCAN

atuou sobre o NEB em fevereiro de 1992, trazendo chuvas e fazendo com que, por exemplo, o total mensal de precipitação atingisse 226 mm na cidade de Maceió (AL), quando a média histórica é de 80 mm. Em janeiro de 2002, um VCAN fez com que o total pluviométrico mensal atingisse a marca de 381 mm em Maceió, tendo sido o janeiro mais chuvoso dos últimos 100 anos.

Souza et al. (2001) destacaram que, nos meses de novembro e dezembro de 2000, os VCANs ficaram semi-estacionários, enquanto nos meses de janeiro e fevereiro, esses adentraram sobre o continente atuando sobre o Centro-norte do país. No verão de 2000/2001, notaram que houve uma maior atuação de VCANs sobre essa região do país e na maioria dos casos os VCANs ficaram semi-estacionários sobre o Estado da Bahia inibindo assim a precipitação no centro-leste desse Estado. Dependendo do posicionamento geográfico do seu centro de subsidência, eles podem intensificar a precipitação fazendo com que os totais mensais de precipitação sejam superiores a 300% das normais, ou contribuir para que o verão seja mais seco e mais quente nas localidades sob a região de movimento descendente.

### 2.3.1.2 Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

Trata-se da faixa latitudinal de convergência dos ventos Alísios de NE e de SE, localizando-se entre as duas altas subtropicais dos HN e HS. Eles se encontram próximo ao equador, numa região de fraco gradiente de pressão, que constitui a zona de baixa pressão equatorial. Sua posição média varia de acordo com a área de maior incidência de radiação solar e sofre um deslocamento sazonal, ou seja, varia com a estação do ano.

A posição da ZCIT varia aproximadamente de 10° N a 5° S. Normalmente, a posição ao norte ocorre em julho-agosto, caracterizando clima seco no NNE. A posição mais ao sul ocorre em março-abril causando, nesse período, precipitação no NEB e parte norte da Bacia do São Francisco.

Já Namias (1972) comentou que as variações dos Alísios de NE e SE parecem ser uma das causas das alterações de intensidade e posicionamento da convergência na ZCIT.

Nobre e Molion (1987), através de estudos observacionais, indicaram a existência de ligação entre a ZCIT e as anomalias de chuva sobre o NNE. Em anos de seca do NNE, a ZCIT fica bloqueada mais ao norte de sua posição normal. O NNE fica, então, debaixo de uma região de subsidência que inibe a precipitação.

Grimm e Ferraz (1998) afirmaram que a variabilidade da precipitação no NE está sujeita à posição da ZCIT e a forte influência das anomalias de TSM do Oceano Atlântico. Essas anomalias podem favorecer a ocorrência de uma estação chuvosa, com precipitações acima do normal, por meio de sua influência sobre os ventos Alísios no Atlântico Tropical. Isto significa que há uma grande variabilidade nos efeitos desses eventos sobre a precipitação no NE, devido aos diferentes regimes de precipitação e à interação com a topografia local.

A posição média da ZCIT situa-se em torno de 5°N, o que se justifica por haver no HN uma maior área continental e, portanto, maior transferência de calor para a atmosfera. A ZCIT está inserida numa região onde ocorre a interação de características marcantes atmosféricas e oceânicas: i) zona de confluência dos Alísios (ZCA); ii) zona do cavado equatorial; iii) zona de máxima temperatura da superfície do mar; iv) zona de máxima convergência de massa; e v) zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, todas interagindo próximas à faixa equatorial. Apesar dessa interação, as características não se apresentam, necessariamente, ao mesmo tempo sobre a mesma latitude. Outra característica marcante da ZCIT é uma acentuada instabilidade atmosférica, que favorece o desenvolvimento de intensas correntes ascendentes. Fortes aguaceiros, acompanhados de relâmpagos e trovões, são comuns na ZCIT (Varejão-Silva, 2001).

Observações de imagens de satélites indicaram que a intensidade da ZCIT parece aumentar nos anos em que os sistemas frontais, tanto do HS como do HN, penetram até latitudes equatoriais sobre o Atlântico, como é o caso dos anos de La Niña (Molion e Bernardo, 2002).

## 2.3.2 MECANISMOS DE MESO ESCALA

### 2.3.2.1 Perturbações Ondulatórias no Campo dos Ventos Alísios (POAS)

No Atlântico Sul, a convergência dos ventos de sul, associados aos sistemas frontais que passam pelo continente sul-americano, com os Alísios, provoca perturbações ondulatórias (POAS) que se propagam para oeste imersas no campo dos Alísios.

Esses sistemas são de extrema importância para a região do NEB, porque causam intensas precipitações sobre o continente, quando se deslocam sobre superfícies oceânicas superaquecidas com temperatura de 28°C.

As POAS se originam quando os sistemas frontais do HN penetram profundamente em latitudes equatoriais durante o inverno-primavera daquele Hemisfério, dezembro a abril, e a ZCIT está em sua posição mais ao sul, tanto sobre o Atlântico quanto sobre a África Equatorial produzindo, na região da ZCIT, grandes complexos convectivos de escala subsinótica (CCS) que, por sua vez, geram perturbações ondulatórias no campo dos ventos Alísios (POAS) (Molion e Bernardo, 2000).

Yamazaky e Rao (1977, apud Molion e Bernardo 2002) analisaram imagens de satélites de órbita polar para as faixas de 5°S-10°S e 10°-15°S e concluíram que as POAs poderiam ser a causa das chuvas na costa leste do Nordeste nos meses de junho a agosto.

As POAS se propagam para oeste com velocidades de 6° a 8° de longitude por dia, cruzam o equador, mas não têm condições de se desenvolverem sobre o oceano devido à forte inversão psicotérmica (de umidade e temperatura do ar) sempre presente sobre o campo dos Alísios. Porém, geralmente se intensificam quando chegam à costa, devido ao aumento da convergência do fluxo de umidade e ao contraste térmico entre continente e oceano. Quando em fase com a brisa marítima, essas perturbações chegam a penetrar até 300 km para o interior do continente. Se confluírem com a brisa terrestre, o que ocorre com frequência próximo à costa leste do Nordeste à noite, podem intensificar-se e causar tempestades com totais pluviométricos superiores a 50 mm/dia e rajadas de vento superiores a 50 km/h. Sua maior frequência é observada em anos de La Niña devido maior troca de energia entre as regiões tropicais, ao contrário do que ocorre em anos de El Niño, que causa um bloqueio das frentes frias que são uma das causas de POAS (Molion e Bernardo, 2002).

#### 2.3.2.2 Brisas Marítima e Terrestre

Nobre e Molion (1987) sugeriram que a confluência dos Alísios com a brisa de terra (noturna) possa ser um dos mecanismos importantes na produção de chuva na região costeira.

Durante o dia, o vento sopra do mar para a terra e em sentido contrário durante a noite. No início da manhã, a diferença de temperatura entre a terra e o mar é pequena, resultando num escoamento praticamente nulo. À medida que o Sol se eleva, a terra se aquece mais rapidamente que o mar, porque o calor armazenado no continente fica concentrado na superfície atingindo uma profundidade de aproximadamente 1 m, enquanto no oceano, que armazena uma quantidade maior de calor, é transmitido para camadas mais profundas e transportado pelas correntes marinhas, resultando na formação de uma baixa pressão sobre a terra. Nesse caso, a força, devida ao gradiente horizontal de pressão, determina um escoamento à superfície, do mar para a terra. Na região terrestre aquecida, a convecção dá origem a correntes ascendentes. Por continuidade da massa, fecha-se uma célula de circulação, caracterizando um escoamento de terra para o mar em níveis superiores (1.500 a 2.000 m) da camada, e correntes descendentes sobre o mar. À tarde, quando a terra se esfria e desaparece o contraste de temperatura, a brisa cessa.

À noite, em razão da maior taxa de resfriamento continental, em relação ao oceano, inicia-se a formação de um novo contraste térmico, permanecendo o mar mais aquecido que o continente. Nesse caso, as isóbaras irão afastar-se sobre o mar, estabelecendo aí uma baixa pressão, contrastando-se com a alta estabelecida sobre a terra mais fria. O mecanismo se inverte, ocorrendo a formação de uma célula de circulação em que o vento soprará da terra para o mar em baixos níveis e no sentido contrário nos níveis mais elevados (Vianello e Alves, 2000).

Como citado em Molion e Bernardo (2000) e Molion e Bernardo (2002), as brisas, por si só, são mecanismos que produzem chuvas leves e de curta duração. É um mecanismo sempre presente em todo o litoral nordestino.

#### **2.4 PRINCIPAL MECANISMO PRODUTOR DE CHUVA SOBRE A BACIA: A ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL (ZCAS)**

É de grande interesse para a meteorologia nacional, principalmente no que diz respeito à previsão de eventos chuvosos, o estudo dos diversos sistemas de tempo que influenciam a precipitação do NE. Um dos sistemas de tempo que influenciam, principalmente na precipitação das regiões sul e oeste do NE, é a ZCAS, que também influencia as chuvas em outras regiões do Brasil, principalmente o sudeste (Lacava, 1995 e Silva Dias 1995). A ZCAS foi constatada climatologicamente devido ao seu

caráter semi-estacionário. Entretanto, ela apresenta uma variabilidade interanual no seu posicionamento de acordo com a circulação de grande escala (Silva Dias, 1995).

Durante o verão do HS, devido ao forte aquecimento continental, intensa atividade convectiva é observada sobre a América do Sul Tropical. Diversos estudos climatológicos mostraram as regiões de maior atividade convectiva tropical. Yasunari (1977), trabalhando com brilho médio das nuvens, obteve para o verão, duas áreas de alto brilho, uma no Oceano Pacífico e outra no Oceano Atlântico, tendo esta última uma orientação NW-SE.

Configurações semelhantes às obtidas por Yasunari (1977), foram também observadas por outros pesquisadores que trabalharam com outras variáveis; podem ser citados os trabalhos de Taljaard (1972) e Kousky (1988) entre outros. Todos mostraram uma intensa faixa de nebulosidade de orientação NW-SE, que aparece climatologicamente nas imagens de satélite.

Diversos fatores foram citados por pesquisadores como importantes na formação da ZCAS. Segundo Oliveira (1986), a convecção tropical (CT) observada no verão é organizada como uma faixa de nebulosidade associada a um sistema frontal que se desloca em direção nordeste; acontece que, durante os meses de verão, os ciclones frontais quase estacionários são mais freqüentes, provavelmente como reflexo de uma circulação zonal mais fraca nessas latitudes (Carleton, 1979).

Com relação à variabilidade temporal da ZCAS, ela é atuante de novembro a abril e está diretamente associada à estação chuvosa de importantes regiões do Brasil, como o sul e oeste do Nordeste, sul da Amazônia, região Sudeste do Brasil (SE), e também o Estado de Goiás. A ZCAS comumente desaparece por períodos de vários dias a semanas, e praticamente inexistente no período de inverno (Nobre, 1988).

Um fato interessante de se notar é o caráter meridional da circulação em altos níveis sobre o continente durante a atuação da ZCAS. Sobre o Oceano Pacífico, pode-se notar um cavado orientado no sentido NW-SE, em torno de 140° W. Em baixos níveis, notam-se os Anticiclones Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS) e do Pacífico Sul (ASPS) centrados em aproximadamente 30° S de latitude, ventos de E e de NE no litoral do Nordeste e circulação anticiclônica sobre o continente. Sobre a região central da América do Sul observa-se fluxo para sul, acompanhando a Cordilheira dos Andes na parte oeste da América do Sul (Carvalho, 1989).

Diversas características foram apontadas no intuito de melhor definir a ZCAS. Silva Dias e Calheiros (1988) caracterizaram a ZCAS como uma faixa onde se

encontram massas de ar características e que tem as condições apropriadas para a formação de precipitação intensa.

O estudo observacional feito por Kodama (1992) mostrou diversas características comuns entre a ZCAS, a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a Zona Frontal de Baiu, chamadas, de uma forma geral, de Zonas de Convergência Subtropical (ZCST). Essas características comuns seriam: (i) estendem-se para leste, nos subtropicais, a partir de regiões tropicais específicas de intensa atividade convectiva; (ii) formam-se ao longo do Jato Subtropical em altos níveis e a leste de cavados semi-estacionários; (iii) são zonas de convergência em uma camada inferior úmida, espessa e baroclínica; (iv) estão localizadas na fronteira de massas de ar tropical úmida, em regiões de forte gradiente de umidade em baixos níveis, com geração de instabilidade convectiva por processo de advecção diferencial. Especificamente em relação à ZCAS, esses resultados foram também confirmados por Quadro (1994).

Na formação da ZCAS, diversos podem ser os fatores locais, porém, o único consenso parece ser quanto ao papel da convecção na região Amazônica. Em um estudo observacional das ZCST, Kodama (1993) mostrou que essas zonas aparecem somente quando duas condições de grande escala são satisfeitas: (i) o escoamento de ar quente e úmido, em baixos níveis é em direção às altas latitudes; (ii) um jato subtropical em altos níveis, fluindo em latitudes subtropicais. Em baixos níveis a convecção também contribui na intensificação da baixa na região do Chaco, que fortalece a convergência de ar úmido sobre a região (Hurrell e Vincent, 1991).

Segundo Quadro (1994), a ZCAS pode ser definida como um fenômeno climatológico, ocorrendo pelo menos uma vez por mês, durante os meses de verão do HS. Ele observou também que a ZCAS normalmente estaciona sobre a região SE, Brasil Central, norte do Paraná, sul da Bahia, casos em que a ZCAS se posicionou fora destas regiões foram considerados atípicos.

Quadro (1994) definiu a presença da ZCAS quando os seguintes parâmetros meteorológicos são observados simultaneamente durante um período mínimo de 4 dias:

- a) Banda de nebulosidade convectiva, orientada com direção NW-SE a partir da região de intensa convecção tropical estendendo-se até o Oceano Atlântico Subtropical;
- b) Convergência do fluxo de umidade na baixa e média troposfera;
- c) Faixa de movimento ascendente do ar com orientação NW-SE;
- d) Presença de um cavado semi-estacionário em 500 hPa sobre a América do Sul à leste da Cordilheira dos Andes;

- e) Campo de temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) apresentando intenso gradiente ao sul da faixa de nebulosidade convectiva na média troposfera;
- f) Faixa de circulação anticiclônica em altos níveis.

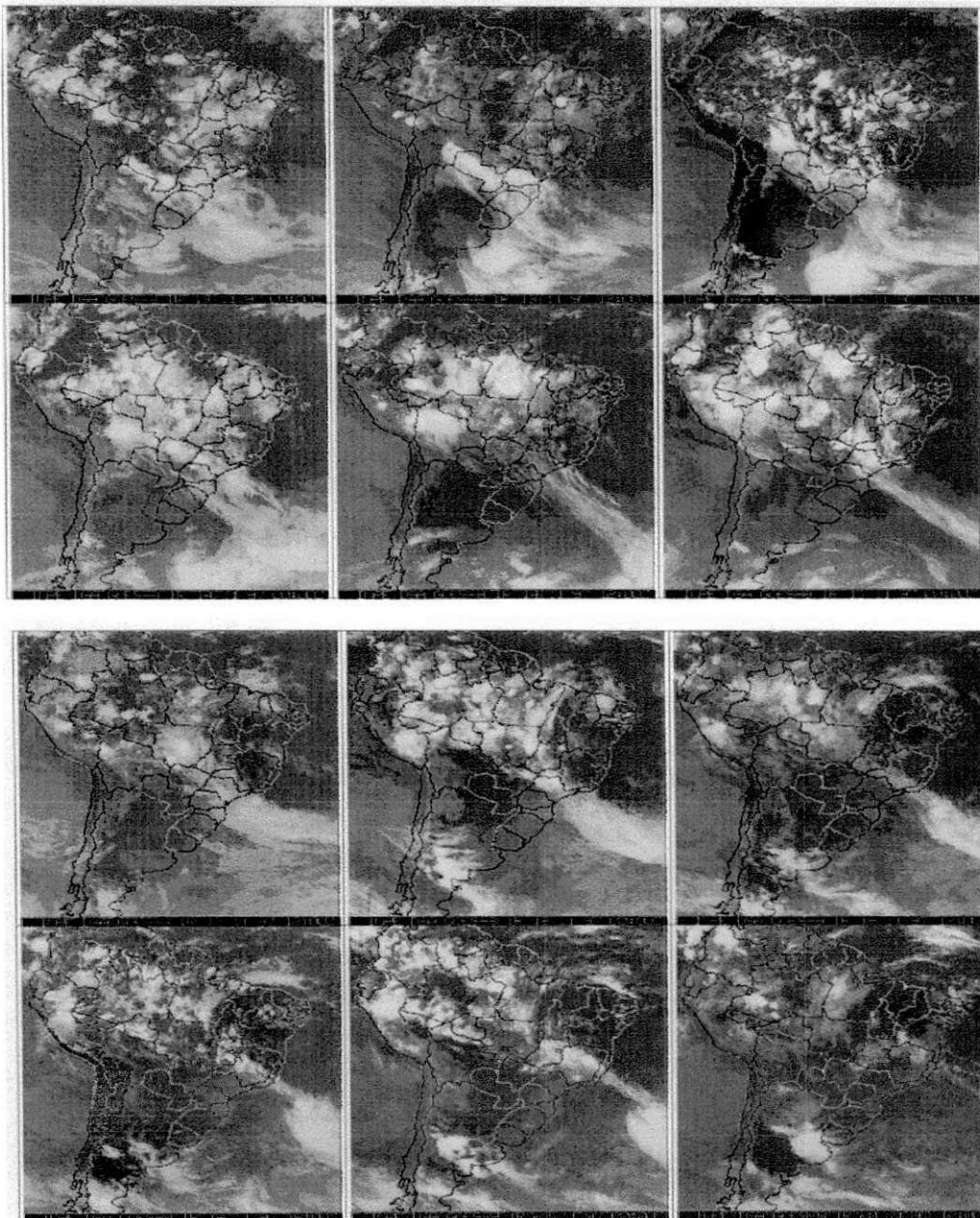


Figura 03: Imagens de satélite mostrando um evento de ZCAS em fevereiro de 2000.

Lacava (1995), entre outros, caracterizou a ZCAS como sendo uma larga faixa de nebulosidade e precipitação, de orientação NW-SE, que se estende desde a Amazônia até o Oceano Atlântico Sudoeste, e que sua observação frequentemente se dá através de imagens de satélite durante os meses de verão (figura 03) enquanto Silva Dias (1995) a



caracterizou como uma faixa onde se encontram massas de ar com características físicas de forte instabilidade e que tem as condições apropriadas para a formação de precipitação intensa (figura 03).

Lacava (1995) ainda observou que a variação temporal dos sistemas que interagem com a ZCAS causa nebulosidade e precipitação sobre diferentes regiões do NE. Além dessas variações observadas durante os meses de verão, há que se considerar também flutuações periódicas e não-periódicas, como por exemplo, a oscilação 30-60 dias e o fenômeno El Nino-Oscilação Sul (ENOS).

Silva Dias (1995) enumerou algumas características para a identificação da ZCAS:

- 1) Forte indicio de confluência entre o ar do ASAS e o ar oriundo de latitudes mais altas; essa confluência deve estar acompanhada de convergência do fluxo de umidade e nebulosidade;
- 2) Em níveis superiores, a configuração mais favorável corresponde a um cavado a leste dos Andes de maneira que a divergência em altitude seja incentivada;
- 3) Além disso, deve haver persistência de pelo menos quatro dias dessa configuração pois, caso contrário, a confluência pode ter sido gerada pela penetração de um sistema frontal;
- 4) A ZCAS nem sempre apresenta estrutura típica de um sistema frontal ao se analisarem os gradientes de temperatura; porém o contraste de umidade em geral pode ser identificado, principalmente se for utilizada a temperatura potencial equivalente;
- 5) As observações indicaram que a ZCAS tende a se posicionar mais ao norte no início do verão, deslocando-se posteriormente para sul, podendo variar até 10°-15° de latitude; isso resulta em situações distintas para determinados locais, conforme a região de estacionaridade da ZCAS (Silva Dias, 1995).

Com relação à sua dinâmica, sabe-se que a ZCAS está relacionada a mecanismos e sistemas presentes nas características climáticas dos meses de verão. Dessa forma, é importante relatar alguns dos aspectos mais importantes da circulação de verão da América do Sul:

- Ao analisar o vetor vento-médio para os níveis de 150 e 850 hPa para os meses de dezembro-janeiro-fevereiro, em altos níveis, observa-se sobre a América do Sul um anticiclone centrado em aproximadamente 17° S e 65° W. Esse anticiclone, a Alta da Bolívia (AB), aparece devido à liberação de calor latente na troposfera como

consequência da forte convecção tropical observada nesta época do ano (Hoskins e Karoly, 1981; Silva Dias et. al., 1983).

- À leste da AB, observa-se um cavado sobre o NE e região oceânicas adjacentes. Esse cavado em altos níveis é observado de novembro a fevereiro, com máxima intensidade em janeiro, enquanto a AB aparece de setembro a março, sendo mais intensa em dezembro (Carvalho, 1989; Silva Dias, 1995). Ao sul da AB, observa-se um intenso jato subtropical, com eixo situado em cerca de 30° S. Carvalho (1989) notou que o jato enfraquece o centro do cavado e intensifica a AB.

- A maior subsidência ao norte da ZCAS ocorre quando a atuação da ZCIT é mais efetiva sobre o continente. Isso intensifica a circulação de Walker que, agregada à circulação da ZCAS, propicia maior subsidência ao norte da faixa de nebulosidade. (Gandu e Silva Dias, 1998).

Calbete e Lemos (1996) tentaram explicar a formação da ZCAS. Segundo esses pesquisadores, durante o verão, as frentes frias ao ingressarem no Sul do país, associam-se a um sistema de baixa pressão em superfície sobre o Paraguai conhecida como Baixa do Chaco, e intensificam-se. Esses sistemas, nesse período, frequentemente ficam semi-estacionados no litoral da região Sudeste, devido à presença de vórtices ciclônicos em altos níveis na região Nordeste. A permanência dos sistemas frontais sobre esta região organiza a CT nas regiões Central e Norte do Brasil e caracteriza a formação da ZCAS.

Sanches e Silva Dias (1996) definiram as seguintes características para a identificação de casos de ZCAS:

- a) Permanência de nebulosidade por no mínimo quatro dias estendendo-se do sul da Amazônia até o Oceano Atlântico Sudoeste;
- b) Convergência do fluxo de umidade na baixa troposfera;
- c) Penetração de ar frio ao sul da banda de nebulosidade;
- d) Presença de um cavado a leste da Cordilheira dos Andes, associado a movimentos ascendentes orientado na direção NW-SE em 500 hPa;
- e) Presença da AB em altos níveis e um cavado sobre a região NE do Brasil ou em determinadas situações um vórtice ciclônico;
- f) Uma faixa de vorticidade anticiclônica em altos níveis.

Silva Dias (1995), ainda, relacionou a origem e manutenção da ZCAS com os seguintes fatores:

a) Liberação de calor latente na América do Sul

Oliveira e Nobre (1986) estudaram situações de estacionaridade das faixas de nebulosidade que caracterizam a ZCAS. Durante o inverno, a faixa de nebulosidade convectiva não se forma, devido, provavelmente, à subsidência em grande escala sobre a América do Sul Tropical nesta estação.

O deslocamento da convecção tropical, responsável pela liberação de calor latente, e do sistema frontal associado parece influenciar bastante a precipitação no NE, em especial as regiões mais ao sul. Algumas vezes, conforme o sistema frontal se desloca para nordeste, a atividade convectiva sobre a Amazônia se desloca para leste, ocasionando chuva sobre o NE (Kousky e Ferreira, 1981; Kousky e Virji, 1983; Oliveira, 1986).

A dinâmica da ZCAS indica que o aquecimento, localizado sobre o continente da América do Sul, exerce papel fundamental para as zonas de confluência. Em estudos numéricos prévios, a resposta estacionária de um modelo atmosférico à uma forçante simétrica e localizada de calor, com estado básico semelhante ao observado na América do Sul e sem topografia, indica a formação de um cavado na baixa troposfera orientado na direção da ZCAS e também a formação de um anticiclone em ar superior (nesse caso, a advecção de vorticidade planetária tem papel importante na resposta assimétrica à forçante simétrica) (Silva Dias, 1995).

Uma vez estabelecido o cavado orientado, inicia-se a convecção organizada em forma de banda e, a partir daí, é possível que a convecção adquira um caráter quase-estacionário. Trata-se, portanto, de um sistema em que há importante influência do acoplamento entre a escala convectiva (que fornece o aquecimento da atmosfera via liberação de calor latente) e a dinâmica que permite o abaixamento da pressão contribuindo para a manutenção e intensificação da convergência de massa e vapor d'água, que por sua vez, sustenta a própria convecção.

Em princípio, o estabelecimento de condições quase-estacionárias a partir de intensa liberação de calor latente é, aparentemente, contraditório no sentido que fenômenos altamente convectivos tendem a excitar modos atmosféricos de alta frequência como ondas de gravidade (Silva Dias, 1995).

O posicionamento do pico de aquecimento em episódios de ZCAS varia significativamente, mas, em geral, apresenta-se acima de 600 hPa, podendo atingir 400 hPa; isto indica que, na maioria dos casos, a subsidência associada à ZCAS ocorre no

lado polar, exceto em estágios de dissipação quando a fonte apresenta pico nos níveis mais baixos induzindo subsidência no lado equatorial (Silva Dias, 1995).

Machado et al. (1996), ao estudarem características estruturais de sistemas convectivos e forçantes da convecção na América do Sul, observaram uma propagação de sistemas da região Amazônica para a região Sul do Brasil, mostrando uma interação com a ZCAS.

Sanches (2002) realizou um estudo sobre composição de todos os casos de ZCAS utilizando dados de Reanálise do National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) para os meses de verão no período de 1980 a 2000. Os resultados encontrados mostraram que a atividade convectiva na parte continental da ZCAS, é mais profunda que na região oceânica. Foi observado, em baixos níveis, sobre o norte da Bolívia, um núcleo com velocidades de ventos relativamente alta. Além disso, foi sugerido que a parte oceânica da ZCAS tem um suporte dinâmico baroclínico e fatores favoráveis, tais como a AB, topografia e a alta umidade. No que se refere à presença de uma oscilação da convecção na região da ZCAS; à tarde e noite a convecção concentra-se sobre o continente e durante o final da madrugada e período da manhã apresenta-se acentuada sobre o oceano.

#### b) Influências remotas na manutenção do cavado associado

Um fator que parece influenciar na formação e deslocamento da ZCAS é a localização e intensificação da AB e do cavado em altitude sobre o NEB. Segundo Casarin (1983), o cavado em altos níveis, juntamente com a AB, caracterizam uma situação de bloqueio, podendo organizar e manter a ZCAS estacionária por vários dias.

Sakamoto (1992) notou uma desconfiguração da ZCAS quando o centro da AB desloca-se mais para oeste. Analisando casos, Oliveira e Nobre (1986) notaram que geralmente, o aumento da atividade convectiva da ZCAS esteve relacionada com a intensificação do cavado em altos níveis acompanhando o sistema frontal.

O estabelecimento do cavado a leste dos Andes não tem como principal mecanismo forçante a presença da barreira orográfica. Os sistemas que provocam a formação de chuvas de verão na região Sul-Sudeste estão frequentemente associados à AB e ao cavado em altitude; por outro lado, períodos persistentes de chuvas/secas estão intimamente acoplados à presença de cavados/cristas em altitude e do Jato Subtropical; Sendo assim, é pertinente indagar se esses sistemas se devem a causas exclusivamente

regionais ou se existe influência remota na definição do escoamento em altitude (Silva Dias, 1995).

### c) Efeito da Cordilheira dos Andes no escoamento de baixos níveis

A influência da Cordilheira dos Andes também é um fator citado para explicar a formação e localização da ZCAS. Satyamurti et al. (1980), por meio de um modelo barotrópico de equações primitivas com forçante topográfica, obtiveram em 500 hPa, um cavado com orientação NW-SE à leste da Cordilheira dos Andes. Esse cavado, segundo esses pesquisadores, permite a estacionaridade dos sistemas frontais por períodos longos.

A Baixa do Chaco deve seu confinamento à existência da barreira orográfica imposta pelos Andes; a boa definição dessa baixa e a barreira dos Andes implicam numa significativa deflexão do escoamento dos Alísios, o que estabelece a chamada esteira transportadora que alimenta a convecção ao longo da ZCAS (Gandu e Geisler, 1991).

Quanto ao efeito local dos Andes sobre a ZCAS, Figueroa et al. (1994) mostraram, por experimentos numéricos, que o posicionamento adequado desse sistema depende da inclusão da topografia nas simulações. Entretanto, um aspecto interessante (Kalnay et al., 1986; Gandu e Geisler, 1991; Figueroa et al., 1994) é que simulações, sem a inclusão da topografia, conseguem reproduzir um padrão de divergência (convergência) alongada em altos (baixos) níveis, com orientação semelhante à da ZCAS.

Um estudo numérico, com um modelo em coordenada eta, mostra que a influência dos Andes e a presença de uma fonte transiente de calor (com ciclo diurno) parecem ser decisivas no posicionamento do campo de pressão na baixa troposfera em resposta à liberação de calor latente na Amazônia e Brasil Central. (Silva Dias, 1995).

Embora os Andes não tenham um papel preponderante na gênese da ZCAS, aparentemente intensificam o escoamento em baixos níveis, auxiliando assim a alimentação da convergência com o ar úmido da região Amazônica (Gandu e Rocha, 1996).

#### d) Efeitos de temperatura da superfície do mar (TSM)

Nobre (1988) sugeriu que a dinâmica da ZCAS seja influenciada pelas configurações das TSMs e que essas podem ser importantes no posicionamento e na intensidade da ZCAS.

A influência da TSM está sendo sugerida para explicar a ocorrência da ZCAS, devido à interação oceano-atmosfera na zona de confluência entre a Corrente das Malvinas e a Corrente do Brasil (Nobre, 1988).

De acordo com Silva Dias (1995), existe um alinhamento da ZCAS com uma região de forte gradiente de TSM, o que torna possível a influência das configurações de TSM na ZCAS. Porém, é possível que as anomalias de TSM sejam uma resposta oceânica à anomalia de vento à superfície do oceano, decorrente da própria ZCAS. De qualquer forma, uma vez estabelecida a circulação típica de ZCAS, é razoável supor que haja uma realimentação positiva entre a circulação atmosférica e as anomalias de TSM, ancorando as configurações na atmosfera e no oceano.

Barreiro et al. (2002), tentando explicar a variabilidade interannual e a variabilidade decadal da ZCAS durante o verão (janeiro-fevereiro-março), separaram a variabilidade forçada da variabilidade interna, aplicando um procedimento de otimização de integrações da terceira versão do Modelo da Comunidade Climática do NCAR (CCM3) para dados observados de temperatura de superfície do mar. O resultado apresentou duas respostas atmosféricas: uma local, para anomalias de TSM do Atlântico com escalas de tempo de interannual a decadal, e uma resposta remota, para anomalias de temperatura do superfície do mar no Pacífico com uma escala de tempo interannual. A primeira resposta é a mais interessante por apresentar um padrão de dipolo, que resulta em precipitação perto da costa de América do Sul, acompanhada por uma circulação anômala de ventos de superfície.

#### e) Relação com a oscilação de 30-60 dias e ZCIT

Casarin e Kousky (1986) acharam uma boa relação entre a variabilidade da ZCAS, da AB e do VCAN sobre o NEB com a oscilação de 30-60 dias (Weickmann et. al., 1985). Enquanto Jones e Horel (1990) caracterizaram a ZCAS por possuir uma intensa variabilidade de baixa frequência, como a oscilação de 30-60 dias.

Segundo Aceituno (1989), durante um episódio de EN, o norte do Nordeste tem condições de seca devido ao enfraquecimento da Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN), que causa um deslocamento da ZCIT para norte, o sul do Nordeste tem condições mais úmidas que o normal, embora sua causa ainda não seja bem entendida. Mas incursões frontais e variações latitudinais da ZCAS parecem ser, segundo o autor, fatores relevantes.

Sobre a América do Sul, a Oscilação Madden-Julian (OMJ) tem sido relacionada às variações na posição e intensidade da ZCAS (Casarin e Kousky, 1986; Kayano e Kousky, 1993 e 1994), por sua vez associadas às flutuações na escala de tempo intrasazonal da circulação atmosférica global da alta troposfera e da convecção tropical (Weickmann et. al., 1985; Casarin e Kousky, 1986; Kayano e Kousky, 1992; Kayano e Kousky, 1993 e 1994).

Obregon (1991) sugeriu que anomalias na vorticidade relativa na ZCPS e ZCAS apresentam flutuações, com amplitudes relativamente fortes, com períodos de até 15 dias, sendo mais visíveis os períodos de até 5 dias, principalmente na ZCAS. Segundo ele, tais anomalias estão associadas com perturbações baroclínicas de latitudes médias. Nesse estudo, a AB e o cavado sobre o NE em altos níveis apresentaram modulação no período entre 30-60 dias, concordando com Casarin e Kousky (1986); assim como flutuações nos períodos entre 5 a 11 dias, relacionadas provavelmente à perturbações frontais que atingiram a região Tropical.

Embora o sinal da OMJ sobre a América do Sul não seja tão forte como no Índico e Pacífico Oeste, é evidente que uma extensa área é afetada pela passagem de uma OMJ, incluindo a região da ZCAS (Kayano, 1996).

#### f) Radiação de Onda Longa

Usando dados quinzenais de radiação de onda longa emergente para o espaço (ROL) e circulação em 200 hPa e a técnica de composições para períodos nos quais ocorreram anomalias negativas de ROL sobre o Sudeste do Brasil e positivas no Sul do Brasil, Casarin e Kousky (1986) mostraram que o aumento da anomalia negativa de ROL na região da ZCPS precede por 15 dias o aumento das anomalias de ROL na região da ZCAS. Além disso, eles encontraram similaridades nas composições de ROL e circulação nos trópicos com os apresentados por Weickmann et. al. (1985)

relacionados com a OMJ. Assim, Casarin e Kousky (1986) sugeriram que os padrões obtidos pelas composições estão relacionados com a OMJ e com a ZCAS.

Utilizando dados de ROL para nove anos, Kousky (1988) obteve valores médios climatológicos de ROL para cinco dias. Os resultados mostraram que:

- Mínimo de ROL é observado numa faixa de orientação NW-SE sobre a América do Sul relativo à ZCAS;
- Mínimo de ROL associado à ZCIT é observado. Com o deslocamento da ZCIT para sul, há uma interação dessa com a faixa de mínimos de ROL sobre a América do Sul na região da ZCAS. Essa interação é observada a partir do mês de janeiro;
- Valores baixos de ROL são observados sobre a região sul do NE em novembro e dezembro; em janeiro, mínimos de ROL atingem as regiões noroeste e central do NE. Mínimos sobre o norte do NE ocorrem principalmente nos meses de fevereiro e março.

Diaz e Aceituno (2003) associaram períodos de aumento e redução de nebulosidade convectiva sobre o Uruguai a uma estrutura bipolar presente no campo de anomalias de ROL ao longo da América do Sul oriental de 10° S a 40° S, com os centros do dipolo localizados sobre a ZCAS e em uma grande região que abrange o Uruguai, sul do Brasil e norte da Argentina. Esse dipolo, que corresponde a um dos fatores fundamentais da dinâmica do clima na América do Sul durante o verão, parece ser parte de uma extensa estrutura de onda quase-barotrópica, que inclui centros negativos e positivos alternados de altura geopotencial e anomalias positivas de temperatura na porção sul do continente e em parte do Oceano Pacífico Sul e parece influenciar diretamente a dinâmica da ZCAS.

Carvalho et al. (2004), ao estudarem a intensidade e características espaciais da ZCAS através de uma análise de dados de ROL, determinaram um índice baseado na magnitude de ROL para caracterizar se o episódio da ZCAS é intenso (fraco) e oceânico (continental). Concluíram que a categoria intensa de ZCAS está associada com anomalias negativas de ROL sobre uma grande área de América do Sul tropical, estendendo da Amazônia ocidental até o Oceano Atlântico. A categoria de ZCAS é fraca quando é observada com anomalias de ROL positivas sobre a América do Sul Tropical e anomalias negativas de ROL sobre a região Sudeste da América do Sul.



g) Influências da Variabilidade Interanual (ENOS)

As variações atmosféricas observadas em resposta ao fenômeno ENOS também parece interferir na presença e atuação da ZCAS.

As conseqüências de um episódio de EN sobre a ZCAS foram analisadas por Quadro (1994). O estudo indicou que o EN contribui negativamente com a manifestação da ZCAS. É possível que o fato da CT estar deslocada mais para oeste favoreça a não ocorrência ou a formação da ZCAS fora da sua região preferencial.

Ferreira et al. (2004) caracterizaram a circulação atmosférica e a atividade convectiva ao longo da ZCAS em anos de EN e LN. Concluíram que ocorre maior intensificação da convecção sobre o Oceano Atlântico Sudoeste para anos de EN e maior convecção sobre o continente em anos de LN.

Ainda em Ferreira et al. (2004), foram feitas análises de campos de ROL, vorticidade relativa, temperatura do ar, componente zonal e meridional do vento, umidade específica e geopotencial. Utilizando uma técnica de composição para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, contabilizaram 23 eventos de ZCAS em 8 períodos de EN, 16 em 5 períodos de LN e 28 eventos em 8 períodos de anos normais (AN). Além disso, foi observado que em AN e de LN apresentaram verões com mais de 3 ocorrências de ZCAS e que existe uma tendência de ocorrência de 3 eventos ZCAS em AN.

Verificaram, com relação ao composto em anos de EN, os seguintes comportamentos (Ferreira et al., 2004):

- 1- A interação entre a ZCAS e a ZCIT foi menos efetiva ao longo do verão;
- 2- A atividade convectiva sobre o continente foi menos intensa que a do composto de todos os anos e deslocada ligeiramente para oeste.
- 3- Sobre o oceano, na região da ZCAS, observou-se um setor cuja atividade convectiva é mais intensa, possivelmente associada à passagem de sistemas transientes que são modulados pela circulação de EN.
- 4- Em altos níveis, o campo de anomalia de geopotencial, mostrou um prolongamento para o oceano, na região da ZCAS, possivelmente associado tanto à resposta da atividade, que é mais intensa sobre o oceano em anos de EN, quanto aos distúrbios transientes em latitudes médias;
- 5- Em altos níveis, ao norte da ZCAS, ocorre uma extensa área de anomalias negativas de vorticidade relativa.

Para anos de LN, foram verificados (Ferreira et. al., 2004):

1- Ocorrência simultânea foi mais efetiva entre a ZCIT e ZCAS em relação ao composto de todos os anos;

2 - A atividade convectiva foi mais intensa sobre o continente;

3 - Em altos níveis a subsidência ao norte da ZCAS é inibida pela circulação de grande escala; ao sul da ZCAS verificou-se que a circulação ciclônica estende-se para o continente modulando a convecção tanto na parte oceânica quanto sobre o continente.

## **2.5 BALANÇO DE ÁGUA**

Os balanços de água dos oceanos e continentes estão relacionados com os seus climas e com os processos que mantêm o clima. Os Oceanos Atlântico e Índico são exportadores de vapor d'água, enquanto os Oceanos Pacífico e Ártico recebem mais água na forma de precipitação que eles fornecem para a atmosfera através da evaporação (Hartmann, 1994).

O balanço de umidade da camada do solo e o conteúdo de umidade médio do solo são críticos para o clima local de áreas continentais. A água nessas zonas está disponível para uso pelas plantas e pode ser transpirada ou evaporada. A camada de solo e a vegetação associada determinam o destino da água precipitada que deve ser rapidamente reevaporada, absorvida pelo solo, ou escoada. A fração da precipitação retida pelo solo é determinada pelas propriedades do solo e da vegetação e pela taxa e frequência da precipitação (Hartmann, 1994).

Se a superfície do solo está saturada e a precipitação ou neve derretida é mais rápida do que a balanceada pela infiltração e evaporação, então ocorrerá escoamento superficial. Uma vez que as lagoas da superfície da terra estejam cheias, as águas da superfície começarão a fluir lateralmente escoando pelo sistema de drenagem (Hartmann, 1994).

### **2.5.1 VARIAÇÃO ANUAL DO BALANÇO DE ÁGUA TERRESTRE**

A variação anual do balanço de água na superfície, em um local, está intimamente relacionada ao clima local e ao seu potencial para agricultura e habitação humana. A vegetação natural está adaptada ao ciclo normal de suprimento de água e armazenamento de água que uma região experimenta. A variação anual do balanço de

água pode ser usada com um meio de classificação climática. O balanço de água depende da variação anual da precipitação e evaporação que, juntas, determinam a umidade do solo (Hartmann, 1994).

Em latitudes altas, a baixa pressão de vapor de saturação, resultante da temperatura relativamente baixa, restringe as taxas de evaporação e precipitação. Em muitos locais a precipitação é maior do que a evaporação potencial durante quase todo ano. A água evaporada em latitudes tropicais é transportada para latitudes extratropicais pelos movimentos da atmosfera e é precipitada quando os movimentos de grande escala dirige o ar saturado para cima. A energia disponível na superfície é insuficiente para permitir a evaporação dessa água. A estação de crescimento é pequena de modo que a vegetação não é especialmente eficaz em levar água do solo para a atmosfera. Portanto, os solos nas latitudes altas geralmente têm um alto conteúdo de água. Em muitas localidades das latitudes altas, essa água é quase congelada (Hartmann, 1994).

## **2.6 COMPONENTES DO BALANÇO DE ÁGUA**

### **2.6.1 PRECIPITAÇÃO**

Hastenrath e Lamb (1977) ressaltaram que o máximo de precipitação no norte do Nordeste, que é uma região que tem período chuvoso de fevereiro a maio, deve-se ao deslocamento anual da ZCIT para latitudes mais ao sul no HN, o que afeta o NE do Brasil, principalmente nos meses de abril e maio, e o máximo no sul da região está associado à penetração de frentes frias vindas do Sul que alcançam latitudes mais baixas nos meses de novembro a fevereiro. Já na região costeira, o máximo de maio a julho está ligado à maior atividade de circulação de brisa que advecta bandas de nebulosidade para o continente e à ação das frentes frias remanescentes que se propagam ao longo da costa (Kousky, 1979).

Kousky (1980) notou, também, que o máximo de chuvas no leste do Nordeste, de maio a julho, está possivelmente associado à máxima convergência dos Alísios com a brisa terrestre, a qual deve ser mais forte durante as estações de outono e inverno quando o contraste de temperatura entre a terra e o mar é maior.

Sabe-se que as TSMs do Oceano Atlântico têm influência sobre a precipitação da região Nordeste, mas o NEB também é atingido por secas, às vezes severas.

A combinação das circulações atmosféricas anômalas induzidas pelas distribuições espaciais de temperatura de superfície do mar sobre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical afetam o posicionamento latitudinal da ZCIT sobre o Atlântico, influenciando desta forma a distribuição da pluviometria sobre a Bacia do Atlântico e norte da América do Sul. No entanto, embora a variabilidade interanual das TSM e ventos sobre o Atlântico Tropical seja significativamente menor do que aquela observada sobre o Pacífico Equatorial, essas variáveis têm profunda influência na variabilidade climática sobre a América do Sul, principalmente sobre a precipitação da região NEB (Hastenrath, 1984; Nobre e Shukla, 1996).

Segundo Voice e Hunt (1984), a iniciação das secas em regiões continentais é geralmente, relatada como anomalias retratadas na circulação geral da atmosfera. Anomalias de larga escala, associadas com mudanças sazonais no modelo de temperatura de superfície do mar, são frequentemente identificadas como o fator forçante que iniciam secas em regiões continentais.

Em alguns anos, notadamente aqueles nos quais o fenômeno ENOS coincide com a época da estação chuvosa sobre o norte do Nordeste (de fevereiro a maio), em geral, observa-se precipitação bem inferior a média climática no norte do Nordeste. Embora, as distribuições de TSM sobre o Pacífico Equatorial têm um efeito decisivo na pluviometria sobre o norte do Nordeste e leste da Amazônia, os fenômenos atmosféricos e oceânicos sobre a Bacia do Atlântico Tropical são estatisticamente mais significativos para a variabilidade interanual do clima sobre o NEB do que os fenômenos sobre o Pacífico (Chu, 1984; Hastenrath et al., 1987).

Hartmann (1994) afirmou que o máximo de precipitação próximo ao equador está associado com fortes precipitações na ZCIT. O ar carregado de umidade próximo à superfície segue em direção ao equador em ambos hemisférios e converge próximo ao equador, onde é liberado em sistemas produtores de precipitação.

Há evidências observacionais de que o padrão espacial das anomalias pluviométricas que causam seca ou inundações sobre o NEB têm escala espacial muito maior do que o próprio Nordeste, englobando também o Atlântico Equatorial até a parte central da Amazônia (Molion, 1993; Nobre e Shukla, 1996). Além disso, o excesso ou deficiência de precipitação ao sul do equador está associada não somente ao deslocamento latitudinal anômalo da ZCIT, mas principalmente à duração do período da incursão da ZCIT ao sul do equador (Nobre e Shukla, 1996).

De acordo com Molion e Bernardo (2002), a região Nordeste está submetida à influência de fenômenos meteorológicos que lhe conferem características climáticas peculiares, únicas em semi-áridos de todo o mundo.

## 2.6.2 VENTO

Na realidade o vento não é uma componente do balanço de água, porém, ele tem uma importância muito grande e fundamental no balanço de água de uma determinada área, pois é o responsável pelo transporte de umidade na atmosfera. O vento pode ser definido como movimento do ar em relação à superfície terrestre. É gerado pela ação de gradientes horizontais de pressão atmosférica, mas sobre influência do movimento de rotação da Terra, da força centrífuga ao seu movimento e do atrito com a superfície, também é influenciado pelo contraste oceano-continental e topográfico.

A direção predominante do vento é a que ocorre em maior frequência e é decorrente da posição do local em relação aos centros de pressão atmosférica, sofrendo influência de obstáculos naturais junto ao solo. O relevo tem um efeito pronunciado, podendo definir a direção predominante do vento. A região Nordeste é a de menor frequência de ocorrência de calmarias. Predominam os ventos de SE e E. Na região Sudeste, a ocorrência de calmaria é maior que na Nordeste, ocorrendo predominância de ventos de NE e SW no litoral, e de NE e E no interior (Tubelis e Nascimento, 1980).

No estudo de Mello (1983) ficou evidenciado que, durante os períodos secos, os ventos Alísios de SE possuem uma magnitude superior à dos períodos chuvosos na baixa troposfera sobre a região Nordeste do Brasil. Essas conclusões encontram-se em concordância com os resultados de Hastenrath e Heller (1977).

Segundo Varejão-Silva (2001), vento é a componente horizontal ( $\vec{V}_z = u\vec{i} + v\vec{j}$ ) do vetor velocidade ( $\vec{V}_z = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k}$ ) do ar. A caracterização do vento em qualquer ponto ( $\Phi, \lambda, Z$ ) da atmosfera requer dois parâmetros: a direção e a velocidade (módulo). Nas proximidades da interface superfície-atmosfera, o vento é altamente influenciado pelas características geométricas e pelo estado de aquecimento da própria superfície subjacente. Em consequência do atrito entre a massa de ar em deslocamento e a superfície do solo, a velocidade do vento diminui com a diminuição de altura, sendo nula junto da superfície.

A velocidade do vento é uma grandeza vetorial, da qual se mede normalmente parâmetros da sua componente horizontal. Os cursos de direção e velocidade do vento variam substancialmente em decorrência do domínio dos diversos centros de pressão existentes na América do Sul (Varejão-Silva, 2001).

Em se tratando de uma superfície vegetada, com vegetação natural ou agrícola, o padrão de perfil de vento só se estabelece a partir de uma certa altura acima do solo. Isto é, a velocidade se anula a uma altura  $D$  do solo, que coincide ou está um pouco abaixo do topo das plantas (Varejão-Silva, 2001).

De acordo com Varejão-Silva (2001), em virtude da posição semi-fixa do anticiclone do Atlântico Sul, o regime de ventos predominantes no Brasil fica condicionado às atividades desse centro de ação. Em janeiro, a região NE é varrida por Alísios de NE e de SE e pelos ventos de E da convergência inter-tropical, na região Sudeste predominam os ventos de NE do anticiclone do Atlântico, e a região Centro-Oeste é varrida por ventos de N e NE do anticiclone do Atlântico. Em julho, o regime dos ventos é bastante semelhante, havendo intensificação dos ventos de SE na região Nordeste, de E na região Sudeste e de NE na região Centro-Oeste.

Os ventos predominantes são devido às diferenças de pressão que ocorrem entre os centros de alta e baixa pressão. Essa circulação, entretanto, pode ser alterada em consequência de diferenças locais de pressão, causadas por diferenças de temperatura (Varejão-Silva, 2001).

### 2.6.3 UMIDADE ESPECÍFICA

As fontes naturais de umidade são as superfícies de água, gelo e neve, a superfície do solo, as superfícies vegetais e animais. A quantidade de vapor d'água introduzida na atmosfera aumenta com o aumento do saldo positivo de radiação, mas mesmo sob condição de balanço negativo de radiação pode ocorrer evaporação. O vapor d'água emitido pela superfície é transportado verticalmente na atmosfera por difusão e por convecção, livre ou forçada, e horizontalmente pela advecção.

Numa dada pressão e temperatura, o ar consegue reter o vapor d'água até uma certa concentração limite. O ar é dito saturado quando o vapor d'água ocorre na sua concentração máxima. Para o mesmo valor de pressão, essa concentração máxima ou de saturação cresce com o aumento de temperatura. Portanto, quanto maior a temperatura, maior é a capacidade do ar em reter vapor d'água (Tubelis e Nascimento, 1980).

Umidade específica é uma variável que define o teor de umidade do ar e é definida como o quociente entre a massa de vapor d'água ( $m_v$ ) e a massa total do ar úmido ( $m_v + m_a$ ) na qual esse vapor está contido (Varejão-Silva, 2001).

De acordo com a definição de umidade específica, têm-se  $q = m_v / (m_v + m_a)$ .

Dividindo o numerador e o denominador dessa expressão por  $m_a$  e tendo em conta a definição de razão de mistura ( $r = m_v / m_a$ ), pode-se escrever  $q = r / (1 + r)$  a qual fornece a umidade específica em gramas de vapor por grama de ar úmido.

Estando o ar saturado, verifica-se que  $q_s = r_s / (1 + r_s)$ . Quando se leva em conta que  $r$  é, no máximo, da ordem de 0,05 (50 gramas de vapor por quilograma de ar seco), verifica-se ser possível considerar  $1 + r$  ou  $1 + r_s$  como praticamente igual à umidade, sem incorrer em erro sério. Nas aplicações em que isso seja possível  $q \approx r$  e  $q_s \approx r_s$ .

#### 2.6.4 EVAPOTRANSPIRAÇÃO

Evapotranspiração é a perda de água, na forma de vapor para a atmosfera, que a superfície apresenta. É um processo conjugado da transpiração vegetal e da evaporação que a superfície apresenta. A taxa de evapotranspiração é diretamente proporcional ao balanço de energia da superfície evaporante e da remoção das moléculas de água de junto dessa superfície (Tubellis e Nascimento, 1980).

A evapotranspiração deve, também, incluir a sublimação que se refere a passagem direta de neve e/ou gelo para o vapor d'água sem passar por uma fase intermediária líquida.

De acordo com Rosemberg et al. (1983), a evapotranspiração é uma quantidade de difícil medição, porém pode ser estimada por uma variedade de métodos. O mais preciso é pesando a mudança de umidade no solo e sua cobertura vegetativa com um instrumento denominado lisímetro.

Hartmann (1994) reconhece a precisão do lisímetro, porém faz advertência ao seu uso, pois é um instrumento que requer cuidados especiais e de manutenção muito dispendiosa. Segundo Hartmann (1994), a evapotranspiração pode ser estimada com boa precisão por meio de medidas do fluxo de umidade da superfície tomadas pela medição simultânea de velocidade vertical, temperatura e umidade.

Atualmente, existe uma quantidade relativamente grande de métodos para estimativa da evapotranspiração real e potencial. Entretanto, dois deles tem sido mais

usados e aceitos. O primeiro foi desenvolvido por Penman em 1948 (Moran et al., 1996) e modificado por Monteith em 1964, que introduziu os termos de controle fisiológico. Por isso esse método é conhecido como Penman-Monteith (Moran et al., 1996). O segundo é o modelo do balanço de energia, baseado na razão de Bowen, conhecido como método da razão de Bowen (Rosenberg e Verna, 1978).

Vale salientar que Rosemberg et al. (1983) descreveram que a grande vantagem do modelo Penman-Monteith sobre o da razão de Bowen é que o primeiro necessita de medidas em um único nível, enquanto o segundo é necessário no mínimo medição em dois níveis. Além disso, pesquisadores têm utilizado o método Penman-Monteith para estimarem a evapotranspiração em escala regional (Tarpley, 1994).

## 2.7 BALANÇO DE ENERGIA

A atmosfera terrestre recebe energia cuja fonte primária é o Sol, mas essa energia chega à atmosfera sob diversas formas, ou seja: radiação de onda curta, radiação de onda longa, calor sensível e calor latente. Se forem somadas todas essas contribuições, ter-se-á a quantidade total de energia trocada entre a atmosfera e o meio com o qual está em contato (superfície do solo, águas oceânicas, espaço exterior...), num processo tipicamente diabático, ou seja, a atmosfera recebe, ou cede, calor do meio com o qual está em contato. Principalmente no verão, sobre os continentes, a atmosfera acha-se mais “fria” que a superfície, o que significa que a superfície irá fornecer calor para a atmosfera, aquecendo-a. Nesse caso, a superfície age como fonte de calor para a atmosfera (Hartmann, 1994).

Em outras regiões, entretanto, a atmosfera poderá estar mais aquecida que a superfície e, assim, a atmosfera irá perder calor para a superfície. Em tais circunstâncias, caracterizar-se-ão verdadeiros sumidouros de calor, as propriedades termodinâmicas da atmosfera irão se modificar, e tais modificações provocarão variações no tempo e no clima. Como exemplo de tais influências, pode-se citar o continente Sul-americano que, no verão, atua como importantíssima fonte de calor para a atmosfera. Essa fonte aquece o ar e forma uma enorme área de baixa pressão sobre a porção central da América do Sul. O ar quente, leve e úmido irá gerar fortes movimentos ascendentes e intensa formação de nuvens que resultarão, finalmente, em intensas precipitações; daí o verão ser climaticamente quente e chuvoso (Hartmann, 1994).



No inverno, essa fonte não é tão apreciável e, ao invés de formar uma baixa pressão sobre o continente, acaba ocorrendo o contrário; a alta pressão que se encontrava sobre o Atlântico no verão desloca-se para o continente, caracterizando o inverno como uma estação seca (Hartmann, 1994).

Os fluxos de energia através da superfície são tão importantes para o clima como os fluxos no topo da atmosfera, especialmente porque o clima na superfície é de grande significação prática. O balanço de energia da superfície determina a quantidade do fluxo de energia disponível para evaporar água da superfície e para elevar ou baixar a temperatura dessa superfície. Os processos de superfície desempenham também um papel importante na determinação do balanço de energia global do planeta. (Hartmann, 1994).

Da Silva e Brito (2004) compararam os impactos causados pelo aquecimento e resfriamento do Atlântico e do Pacífico Tropicais nas componentes do balanço de água e energia sobre o Nordeste brasileiro. Com o aquecimento do Atlântico ocorreu um considerável aumento de fluxo de calor latente aumentando a precipitação sobre a região. O inverso aconteceu com o aquecimento do Pacífico, El Niño, quando a precipitação é mínima e o fluxo de calor sensível torna-se maior, servindo apenas para aquecer o ar. Comparando os trimestres de resfriamento do Pacífico e de aquecimento do Atlântico, notou-se que foram maiores os totais pluviométricos trimestrais influenciados pela alta temperatura do Atlântico.

## **2.8 COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA**

### **2.8.1 BALANÇO DE RADIAÇÃO**

Segundo Riehl (1965), as diferenças de radiação a serem compensadas pela circulação geral não são independentes da latitude. A espessura das nuvens e a área de céu por elas coberta afetam os fluxos de radiação, tanto a que chega à Terra quanto a que esta emite, mas a circulação determina a nebulosidade.

A radiação solar, ao atravessar a atmosfera, sofre reflexão, difusão e absorção. Uma parte da radiação solar atinge a superfície terrestre diretamente, sendo chamada de radiação solar direta  $Q_d$ . Outra parte atinge a superfície terrestre após sofrer o processo de difusão, sendo por isso denominada de radiação solar difusa ou do céu  $Q_c$ . Esses dois fluxos de radiação chegam à superfície concomitantemente e representam o total de

radiação solar que atinge a superfície, que é denominado de radiação solar global  $Q_g$  (Tubelis e Nascimento, 1980).

Ainda em Tubelis e Nascimento (1980), é relatado sobre o curso dos máximos de radiação e sua ocorrência. O curso anual da radiação depende do cosseno da distância zenital do Sol. Para as latitudes maiores que  $10^\circ$ , seus valores são máximos no solstício de verão e mínimos no solstício de inverno. Para as latitudes inferiores a  $10^\circ$  ocorrem dois momentos de máximo, que se afastam com a diminuição da latitude e se localizam nos equinócios para a latitude do equador. Nessas latitudes ocorrem dois mínimos, relativos aos solstícios.

De acordo com Rosemberg et al. (1983), balanço de radiação em uma determinada superfície é resultante da contabilização entre a energia radiante recebida e perdida pela superfície. Para Ayoade (1986), balanço de radiação significa a diferença entre a quantidade de radiação que é absorvida e emitida por um dado corpo ou superfície. Em geral, o balanço de radiação na superfície terrestre é positivo de dia e negativo à noite. Para o sistema Terra-atmosfera como um todo, o balanço é positivo entre as latitudes de  $30^\circ$  S e  $40^\circ$  N, e negativo no restante.

A equação do balanço de radiação é da forma  $R = (Q + q) (1 - \alpha) + I\downarrow - I\uparrow$

sendo:

R o balanço de radiação ou radiação líquida;

$(Q + q)$  a soma da radiação solar direta ou difusa incidente sobre a superfície da Terra;

$\alpha$  albedo superficial;

$I\downarrow$  contra-radiação da atmosfera;

$I\uparrow$  radiação terrestre.

## 2.8.2 FLUXO DE CALOR LATENTE

Nos continentes, o fluxo de calor latente (LE) é maior no Equador e, geralmente, diminui em direção aos pólos. Porém, o fluxo de LE sobre os oceanos é mais elevado nos subtropicais entre as latitudes de  $10^\circ$ - $30^\circ$  e diminui tanto em direção ao Equador quanto em direção ao pólo. O fluxo de calor latente sobre os oceanos é geralmente duas vezes, ou mais, superior do que sobre os continentes, onde existe menor quantidade de água para evaporar (Ayoade, 1986).

O calor latente é o calor que não está associado à variação da temperatura, mas de mudança de fase. Por exemplo, a quantidade de calor latente envolvida no processo de vaporização poderá, posteriormente, ser convertida em calor sensível para a atmosfera, caso o vapor d'água se condense (Vianello e Alves, 2000).

A convecção implica uma transferência de calor da superfície para a atmosfera - o chamado fluxo de calor latente (baseado na evaporação e condensação da água). Cada vez que a água muda de fase há uma troca de energia - o chamado calor latente.

Durante o dia, a atmosfera vai acumulando energia nas formas de calor sensível (para aquecer o ar) e calor latente (para mudança de estado físico). À noite, na ausência da fonte primária de energia (Sol), a atmosfera ao continuar perdendo energia para o espaço, resfria-se. Atingido o ponto de orvalho, inicia-se o processo de condensação. Ao iniciá-lo, o calor latente é liberado na forma de calor sensível, aquecendo ligeiramente a atmosfera noturna, ou melhor, impedindo-a de resfriar em demasia.

Além do calor latente de vaporização, associado aos processos de vaporização e condensação, existe outra forma de calor latente, o calor latente de fusão (responsável pela passagem de água do estado sólido para o estado líquido), associado à formação e à fusão de cristais de gelo, neve e granizo. O fluxo de calor latente atinge seu nível mínimo nas áreas áridas onde há pouca energia disponível (Vianello e Alves, 2000).

Silva et al. (2001) ao estudar os componentes do balanço de energia em condições específicas de nebulosidade, observou que o fluxo de calor latente apresentou comportamento semelhante ao do saldo de radiação, com valor mínimo no início e no final do período diurno e máxima em torno do meio dia local.

Da Silva e Brito (2004), estudando o comportamento do fluxo de calor latente sobre a Bacia do rio São Francisco, observaram que as anomalias negativas do fluxo de calor latente tiveram, com maior frequência, um período de ocorrência na segunda metade do ano, ou seja, nas estações de inverno e primavera, quando a ZCAS está ausente na região. No final de cada ano, os valores das anomalias tendem aumentar devido, principalmente, à presença da ZCAS sobre a bacia durante os meses de novembro a março.

Ao compararem as anomalias de fluxo de calor latente para três faixas de longitude (45° W, 42,5° W e 40° W) concluíram que para os anos chuvosos, o sistema faz a chuva antecipar-se em atuar sobre a longitude de 40° W e ter um certo "atraso" para atuar sobre a faixa de 45° W. Para os anos secos, a falta de precipitação se dá primeiro na longitude de 45° W e posteriormente para a longitude de 40° W. A

orientação da ZCAS (NW-SE) tem papel importante nessa variabilidade de anomalias (Da Silva e Brito, 2004).

### 2.8.3 FLUXO DE CALOR SENSÍVEL

Sobre os oceanos, 90% da radiação líquida dos oceanos, é usada para evaporar a água e os 10% restantes são usados para aquecer o ar pela condução e convecção. Em contraste, o fluxo de calor latente e o fluxo de calor sensível são formas igualmente importantes de perda de calor nos continentes. Para a Terra no seu conjunto, o fluxo de calor latente é responsável por 82% da radiação líquida e a troca turbulenta de calor é considerada como sendo 18% (Ayoade, 1986).

De acordo com Vianello e Alves (2000) o fluxo de calor sensível é a quantidade de calor utilizada para aquecer o ar. O fluxo de calor sensível ou troca turbulenta de calor aumenta do equador para os pólos sobre os oceanos. Ao contrário, o fluxo de calor sensível das superfícies é maior nas zonas subtropicais e diminui tanto em direção aos pólos quanto em direção ao equador. Acima da latitude de 70°, em ambos hemisférios, há um fluxo descendente ou negativo de calor sensível, porque a superfície da Terra, geralmente, é mais fria do que o ar sobre ela.

### 3.0 MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 DADOS E PROCEDIMENTOS

A área de estudo é a Bacia do rio São Francisco, que será dividida em faixas de longitudes ( $47,5^{\circ}$  W,  $45^{\circ}$  W,  $42,5^{\circ}$  W e  $40^{\circ}$  W) ao longo das latitudes de  $5^{\circ}$  S e  $25^{\circ}$  S.

Foi analisado um conjunto de dados com as seguintes variáveis meteorológicas: precipitação, umidade específica, radiação de onda longa e curta para gerar o balanço de radiação, calor latente, calor sensível e vento (componentes u e v). Essas variáveis fazem parte do balanço de água e de energia.

Neste trabalho apresentaram-se gráficos das médias climatológicas para todas as variáveis, gráficos comparativos entre os valores mensais observados e suas respectivas médias mensais para os meses de novembro a abril, meses em que se pode observar a atuação da ZCAS. Foram gerados, também, gráficos de anomalias das variáveis no período de 1982 a 1994. Os dados para essas análises foram provenientes da Reanálise do NCEP/NCAR. Os mesmos são dados em pontos de grade com resolução de  $2,5 \times 2,5$ .

Foram feitos no Excel, gráficos das médias climáticas de todas as variáveis para as longitudes de  $45^{\circ}$  W,  $42,5^{\circ}$  W e  $40^{\circ}$  W nos meses de novembro a abril de 1982 a 1994. Para as médias e valores mensais foram feitos, também no Excel, gráficos dos meses de novembro a abril de 1982 a 1994 das longitudes de  $45^{\circ}$  W e  $42,5^{\circ}$  W e para a precipitação também foi incluída a longitude de  $40^{\circ}$  W. Já os gráficos das anomalias foram feitos no software Surfer versão 7.0, para as longitudes principais de  $45^{\circ}$  W e  $42,5^{\circ}$  W nos meses de novembro a março de 1982 a 1994.

Foram gerados gráficos de calor latente, calor sensível, precipitação, umidade específica e fluxo de convergência de umidade no software PC GrADS, os quais

possibilitarão observar diferenças do posicionamento dos máximos e mínimos, em diferentes eventos de El Niño (anos de 1982/83 e 1991/92) e La Niña (1988/89) .

Também foram utilizados dados de precipitação da Agência Nacional de Água (ANA) de 1982 a 1991 de estações pluviométricas ao longo da Bacia do rio São Francisco.

Nos anexos estão os gráficos comparativos entre os dados do NCEP/NCAR e da ANA, que foram feitos no intuito de mostrar a veracidade dos dados desse trabalho. Os gráficos e a lista das estações utilizadas estão em anexo.

### 3.2 BALANÇO DE ÁGUA

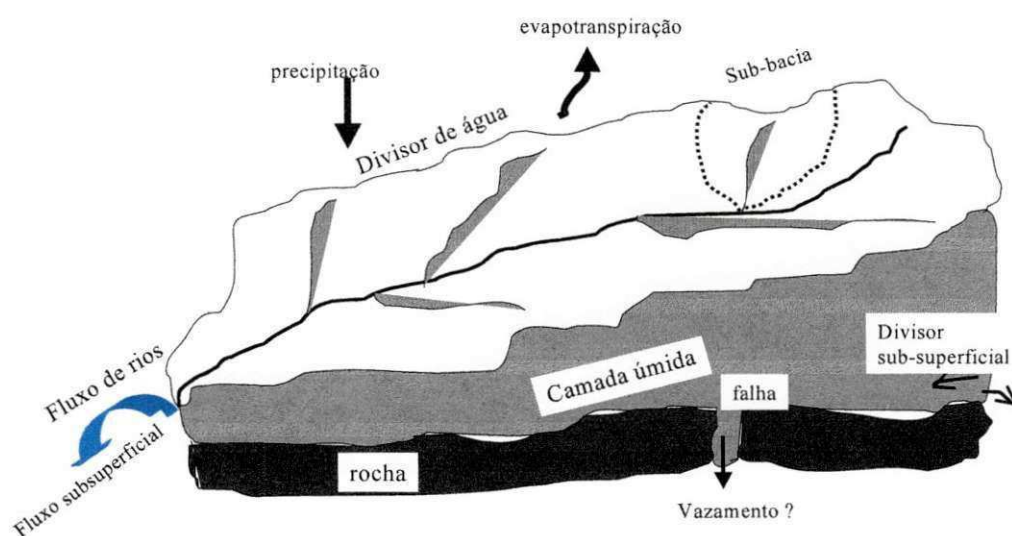


Figura 04: Diagrama com os termos essenciais para descrever uma bacia de drenagem e seu balanço de água. Fonte Soares (2004).

Segundo Hartmann (1994), o balanço de água à superfície deve ser cuidadosamente representado (Figura 04), e pode ser escrito como:

$$g_w = P + D - E - \Delta f \quad (1)$$

em que:

$g_w$  é o armazenamento de água na superfície,

$P$  é a precipitação pela chuva ou neve;

$D$  é a condensação na superfície (formação de orvalho ou geada);

E é a evapotranspiração;

$\Delta f$  é o escoamento superficial.

Medido sobre um longo período de tempo, o termo armazenamento é pequeno. Também, a formação do orvalho é usualmente pequena, ou pode ser incorporada dentro de uma precipitação generalizada. O balanço hidrológico resultante para uma média de longo período é:

$$\Delta f = P - E \quad (2)$$

Um balanço para a atmosfera deve também ser satisfeito. Precipitação menos evaporação é o saldo do fluxo de água da atmosfera para a superfície e ocorre com o sinal oposto no balanço de água atmosférico:

$$g_{wa} = - (P + D - E) - \Delta f_a \quad (3)$$

Os termos têm os mesmos significados como em (1), exceto  $g_{wa}$  que indica o armazenamento de água na atmosfera e  $\Delta f_a$  indica pelos movimentos atmosféricos, primeiramente na forma de vapor d'água (convergência/divergência de umidade). Somando os balanços para a superfície (1) e para atmosfera (3), obtemos o balanço de água para o sistema Terra-atmosfera no qual as mudanças de água através da superfície não aparece.

$$g_w + g_{wa} = -\Delta f - \Delta f_a \quad (4)$$

### 3.3 BALANÇO DE ENERGIA

#### 3.3.1 BALANÇO DE ENERGIA NA ATMOSFERA

Os movimentos atmosféricos são gerados por variações geográficas no aquecimento da superfície causada pelo gradiente meridional de insolação, variações de albedo, e outros fatores. Pelo transporte de energia, os ventos geralmente atuam para compensar os efeitos destas variações de aquecimento da atmosfera. O balanço de

energia local de uma coluna atmosférica de área horizontal unitária inclui os efeitos da radiação, troca de calor sensível com a superfície, aquecimento por condensação, e o fluxo horizontal de energia na atmosfera (Hartmann, 1994).

$$\frac{\partial E_a}{\partial t} = R_a + LP + SH - \Delta F_a \quad (5)$$

em que:

$\partial E_a / \partial t$  é armazenamento de energia em uma coluna atmosférica de área horizontal unitária estendendo da superfície ao topo da atmosfera;

$R_a$  é o saldo de aquecimento radiativo da coluna atmosférica;

$LP$  é o aquecimento da coluna atmosférica pela liberação de calor latente durante a precipitação;

$SH$  é o fluxo de calor sensível da superfície para a atmosfera;

$\Delta F_a$  é a divergência/convergência horizontal de fluxo de energia na coluna.

O saldo do aquecimento radiativo da atmosfera é a diferença entre o aquecimento radiativo no topo da atmosfera ( $R_{toa}$ ) e o saldo de radiação à superfície ( $R_s$ ).

$$R_a = R_{TOA} - R_s \quad (6)$$

O armazenamento de energia na atmosfera é desprezível, particularmente quando se considera o ciclo anual e o balanço de energia na atmosfera é a soma do aquecimento radiativo, aquecimento sensível e aquecimento latente, balanceado pela exportação de energia pelos movimentos atmosféricos.

$$R_a + LP + SH = \Delta F_a \quad (7)$$

Para Ayoade (1986), balanço de energia é um conceito usado na climatologia para relacionar o fluxo de radiação líquida ( $R_n$ ) à transferência de calor latente e de calor sensível, entre outros, na equação sob a forma:

$$R = LE + SH + G + \Delta f + P \quad (8)$$

em que:

$R_n$  é o balanço de radiação ou radiação líquida;



LE é o calor latente da evaporação;

SH é o calor sensível;

$\Delta f$  é a advecção horizontal total de valor pelas correntes;

G é o calor transferido para dentro ou para fora da armazenagem;

P é a energia usada para a fotossíntese.

A quantidade de energia usada para a fotossíntese é muito pequena. Sobre as superfícies continentais,  $\Delta f$  é desprezível. Na equação de balanço térmico anual o termo de armazenamento de calor (G) pode ser negligenciado ou considerado constante. Isto acontece porque o calor armazenado na primavera e no verão é liberado no outono e inverno. Igualmente, o calor armazenado de manhã e no começo da tarde é perdido no final da tarde e à noite. Desse modo, para os oceanos a equação do balanço de energia pode ser escrita:

$$R = LE + SH + \Delta f \quad (9)$$

E para as superfícies continentais pode ser:

$$R = LE + SH \quad (10)$$

## 4.0 RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 COMPONENTES DO BALANÇO DE ÁGUA

#### 4.1.1 PRECIPITAÇÃO

- **Análise das médias climáticas da precipitação (mm) para três faixas de longitude (45° W, 42,5° W e 40° W)**

As médias climáticas de precipitação para a longitude de 45° W (Figura 05) aumentaram conforme a diminuição da latitude. Entre os meses de dezembro a abril, os totais pluviométricos têm um incremento sobre as baixas latitudes devido a ZCIT. Percebe-se dois picos de precipitação nas faixas de 20° S e 7,5° S de latitude. O máximo de precipitação para a longitude de 45° W se dá a partir da latitude de 7,5° S, nos meses de dezembro e janeiro e em 5° S nos meses de março e abril. Para o máximo secundário na latitude de 20° S, observa-se que a precipitação segue uma tendência a aumentar em novembro, atingir os máximos em dezembro e janeiro, e decrescer nos meses seguintes. Ressalta-se que o máximo de precipitação observado em torno de 20°S é decorrente da ZCAS. Esse máximo é extremamente importante para o fluxo de água na Bacia do São Francisco, pois a célula centrada em 45° W e 20° W está próximo às cabeceiras do São Francisco.

O valor mínimo observado sobre a longitude de 45° W foi de 60 mm em novembro na latitude de 25° S e máximo de 420 mm em março na latitude de 5° S, ambos fora da Bacia do São Francisco.

A Figura 06 mostra as médias climáticas de precipitação, em mm, para a longitude de 42,5° W, que têm aproximadamente a mesma configuração da figura anterior com máximo em torno das latitudes de 7,5° S e 20° S, em dezembro e janeiro. A principal distinção entre elas é a diferença entre os valores de precipitação observados nas

latitudes entre 5° S e 7,5° S. Na Figura 05, observou-se que os valores variaram de 370 a 420 mm e passam a oscilar entre 250 e 440 mm, ou seja, na longitude de 42,5° W há uma maior diferença entre os valores máximos e mínimos de precipitação quando em latitudes baixas.

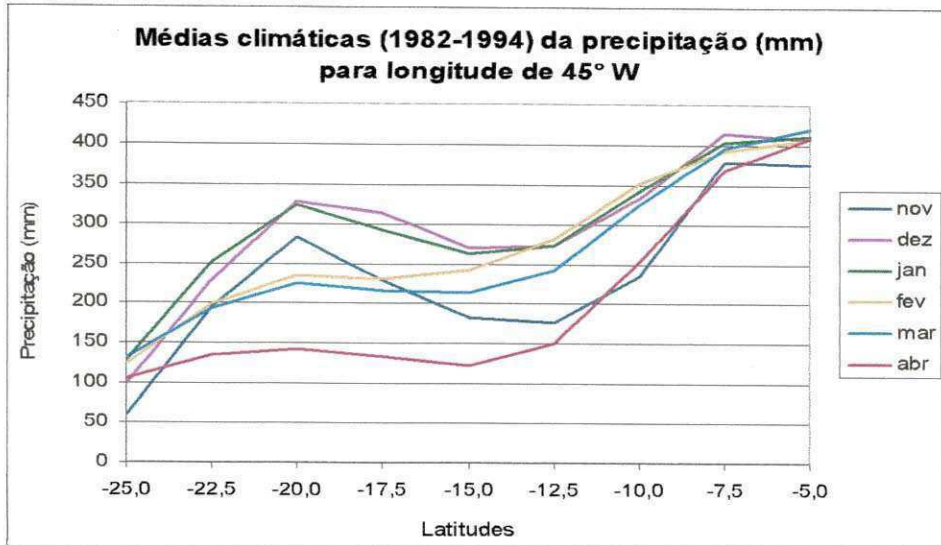


Figura 05: Médias climáticas mensais da precipitação em mm, para a longitude de 45° W.

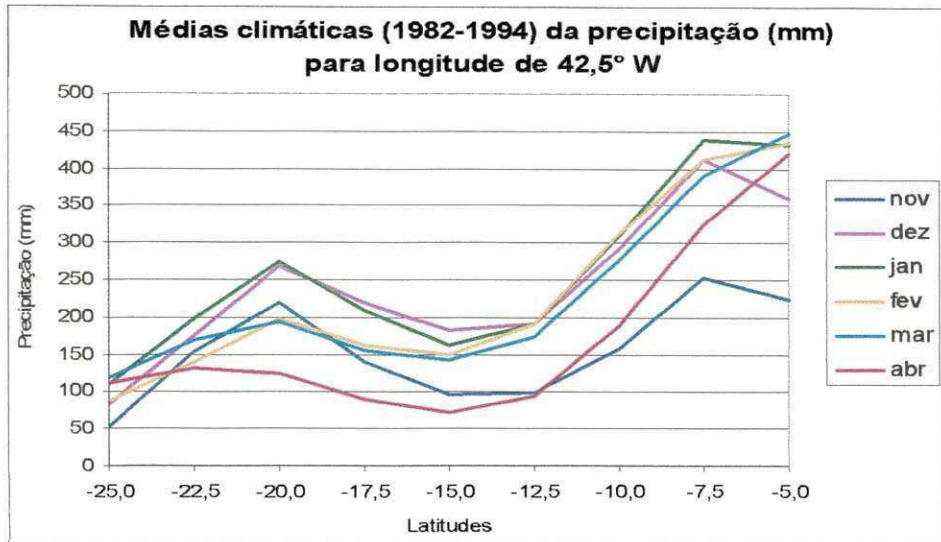


Figura 06: Médias climáticas mensais da precipitação em mm, para a longitude de 42,5° W.

Ainda na Figura 06, o mínimo valor ocorreu em novembro na faixa de 25° S com precipitação média mensal de 52 mm e o máximo no mês de março, em 5,0° S com 440 mm em decorrência do deslocamento da ZCIT para o Hemisfério Sul.

As médias climáticas para longitude de 40° W estão na Figura 07. Nessa faixa não há a formação de um segundo pico no total de precipitação em 20° S de latitude, apenas a precipitação de novembro apresentou um máximo relativo na latitude de 20° S. Já, os

máximos de precipitação relacionados com a ZCIT e VCANs, nas latitudes mais baixas, são observados de janeiro a abril. Nas outras duas faixas de longitude, observa-se que os meses de dezembro e janeiro preservaram os maiores valores de precipitação mensal ao longo de quase todas latitudes, enquanto que, nesse gráfico é marcante o posicionamento da média climática do mês de março, mantendo-se acima dos demais, sendo acompanhado pelo mês de fevereiro principalmente à partir de 20° S de latitude.

É importante lembrar que o máximo relativo de chuvas, observado em torno de 20° S, é decorrente do posicionamento médio da ZCAS.

O máximo valor observado de precipitação foi de 370 mm, durante o mês de março na latitude de 5,0° S e está relacionado com a ZCIT. O mínimo foi em novembro na latitude de 10° S com 71 mm, região do Raso da Catarina (BA).

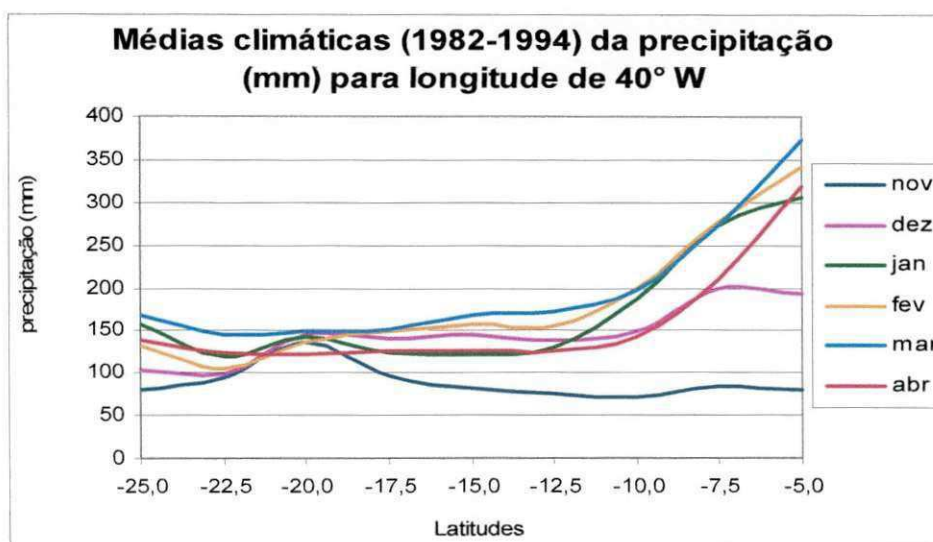


Figura 07: Médias climáticas da precipitação em mm, para a longitude de 40° W.

- **Análise das anomalias de precipitação (mm) para as longitudes de 45° W e 42,5° W durante os meses de novembro a março de 1982-1994.**

As Figuras 8 e 9 mostram a anomalia de precipitação para o mês de novembro na longitude de 45° W (8) e 42,5° W (9). Para a longitude de 45° W observam-se anomalias positivas em todas as faixas de latitude no ano de 1983 e 1984; ao norte de 23° S no ano de 1987 e na faixa de latitude de 23° S a 7° S em 1991. Anomalias negativas em quase toda faixa de latitude são observadas nos anos de 1986 e 1993. Para a longitude de 42,5° S a configuração foi semelhante à de 45° W. Entretanto os núcleos

de anomalias maiores, em geral, foram localizados mais ao sul daqueles observados em  $45^{\circ}\text{W}$ , possivelmente devido ao posicionamento da ZCAS e das frentes.

A configuração da anomalia de precipitação para novembro, em geral, apresenta padrões meridionais, ou seja, os anos de novembro chuvoso ocorrem em quase todas as faixas de latitudes, enquanto e anos secos as precipitações são escasas em quase todas as latitudes. Portanto, a localização da ZCAS para o mês de novembro fica difícil identificar usando apenas anomalias de precipitação.

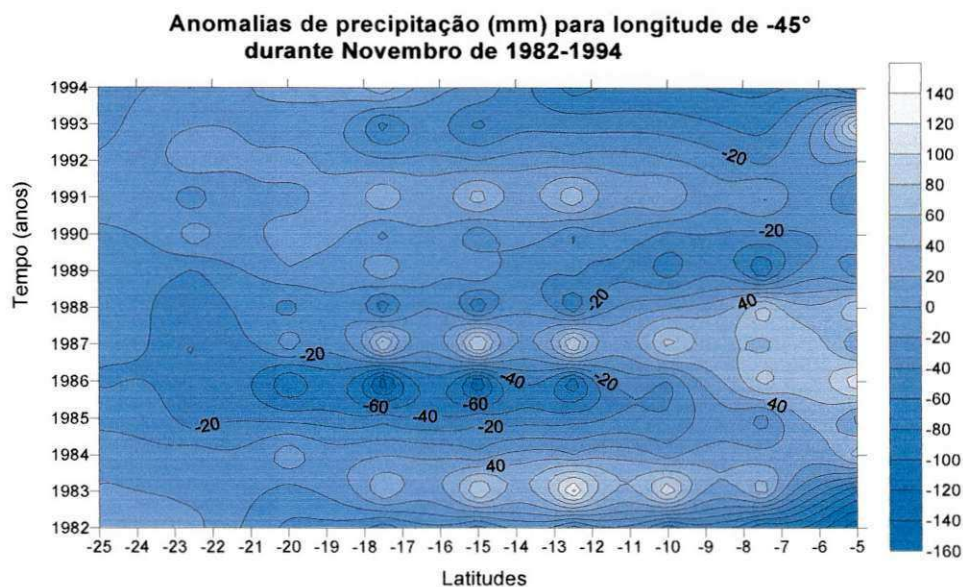


Figura 8: Anomalias de precipitação (mm) para longitude de  $45^{\circ}\text{W}$  em novembro.

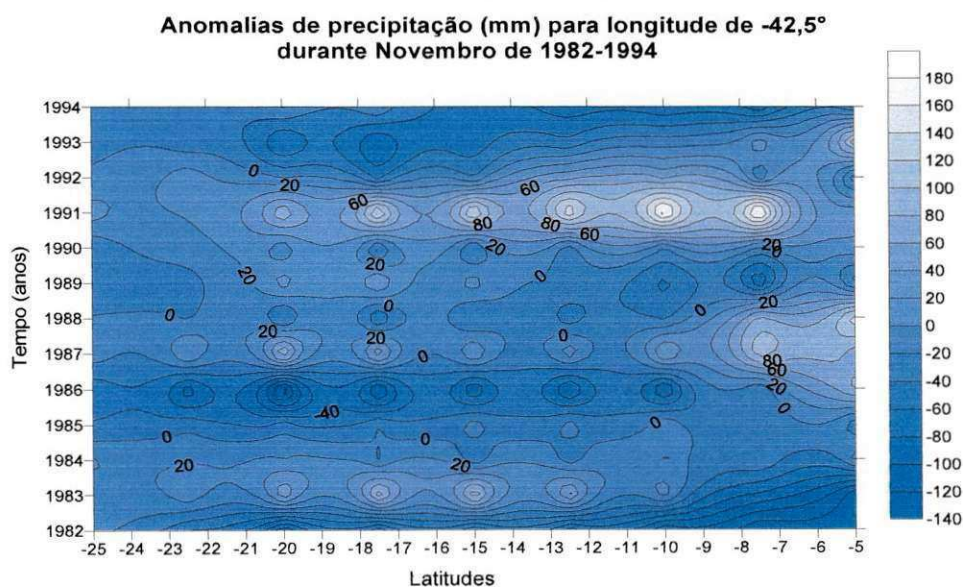


Figura 9: Anomalias de precipitação (mm) para longitude de  $42,5^{\circ}\text{W}$  em novembro.

Anomalias de precipitação para o mês de dezembro na longitude de  $45^{\circ}\text{W}$  estão na Figura 10. Em 1983/84 foi observada anomalia positiva entre as latitudes de  $5^{\circ}\text{S}$  e  $15^{\circ}\text{S}$ , possivelmente devido à ZCIT. Ocorrem anomalias de até 50 mm.

Para o ano de 1989, entre 12° S e 18° S (MSF), observou-se as maiores anomalias atingindo valores de 110 mm, fato esperado já que o LN provoca chuvas acima da média sobre a região Nordeste. Observou-se anomalias negativas nos anos de 1982 e 1986. O primeiro ano devido um EN, resultou em chuvas abaixo da média na extensão de 5° S a 25° S, e o segundo na área de 18° S a 10° S, a qual abrange, latitudinalmente, 80% da Bacia.

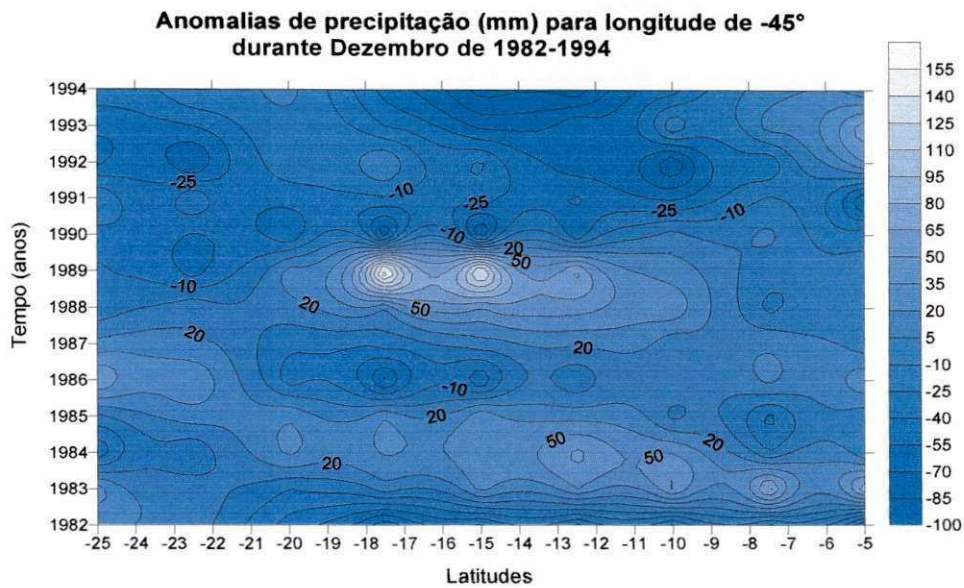


Figura 10: Anomalias de precipitação (mm) para longitude de 45° W em dezembro.

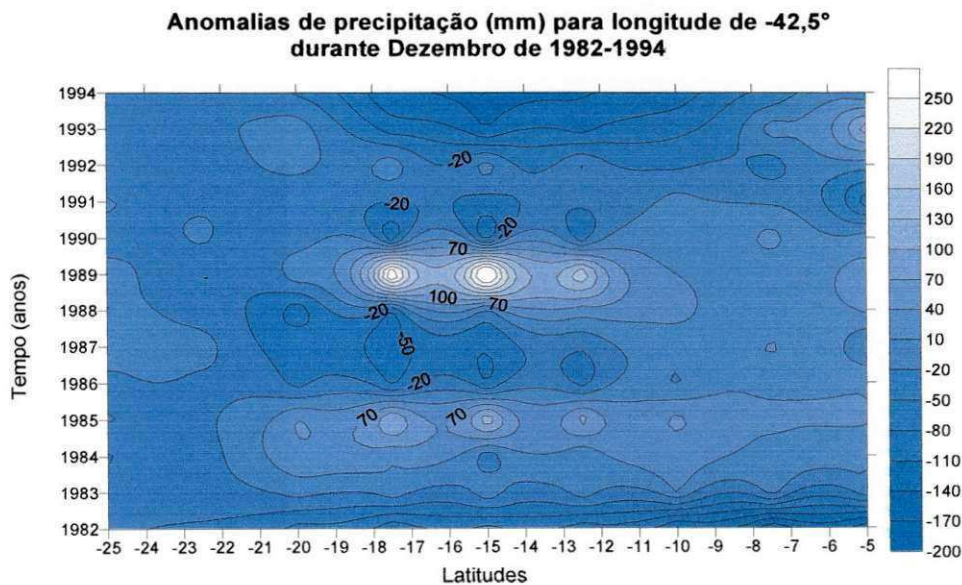


Figura 11: Anomalias de precipitação (mm) para longitude de 42,5° W em dezembro.

Na Figura 11 visualizam-se anomalias de precipitação de dezembro na longitude de 42,5° W. Ocorreram dois anos principais com anomalias positivas, 1985 e 1989. Em 1985, esses valores foram observados de 12° S a 20° S de latitude durante um episódio

de LN. Para 1989, outro evento LN, observou-se a formação de três núcleos de altos valores de anomalias de precipitação: em 18° S, 15° S e 12° S de latitude. Na latitude de 15° S a 10° S, no MSF, foram registradas anomalias positivas nos anos de 1983, 1984 e 1985, anos em que dezembro apresentava-se com transição EN/normal, normal e LN, respectivamente.

Para anomalias de precipitação no mês de janeiro, longitude de 45° W, na Figura 12, foram observados valores positivos em 1985 e 1992, ambos sobre a região do ASF. Em 1985 (LN), os máximos se deram em 20° S, e em 92 (EN), os máximos foram em 20° S e 23° S, sendo esse ano precedido e seguido por anos em que se observam anomalias negativas de precipitação. Em 1989/90, desde a latitude de 9° S à latitude de 25° S, ou seja chuvas abaixo da média nas sub-bacias do ASF e MSF.

A Figura 13 mostra a configuração das anomalias de precipitação para a longitude de 42,5° W durante janeiro. Foram observadas anomalias positivas nos anos de 1985 e 1992 como na figura anterior. Em 1985, isso se deu de 10° S a 23° S e em 1992 ocupou uma maior área (7° S a 25° S). É importante mencionar que, em janeiro de 1985, estava em curso um evento LN e em janeiro de 1992, um EN.

Nos anos de 1988 a 1990 foram observadas anomalias negativas para janeiro, tendo em 1990 núcleos de mínimas precipitações sobre as latitudes de 20° S, 15° S, 12° S e 10° S. Isso leva a crer que a ZCAS não estava configurada pois, se estivesse, sendo um ano normal e verão, a convecção e a precipitação estariam mais intensos. Entretanto, Sanches (2002) menciona um evento de ZCAS em janeiro de 1990, que durou do dia 1° ao dia 6. Possivelmente esse evento foi muito fraco.

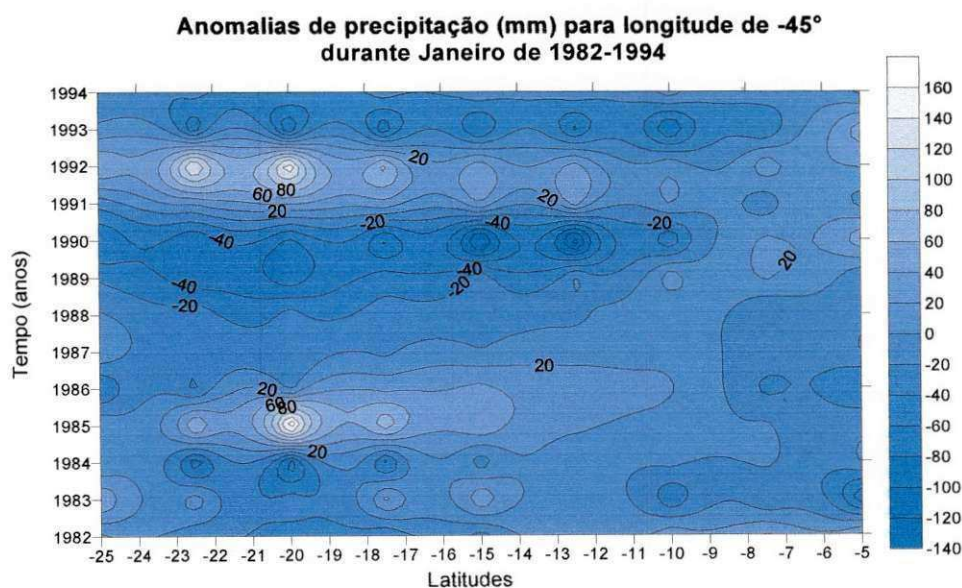


Figura 12: Anomalias de precipitação (mm) para longitude de 45° W em janeiro.

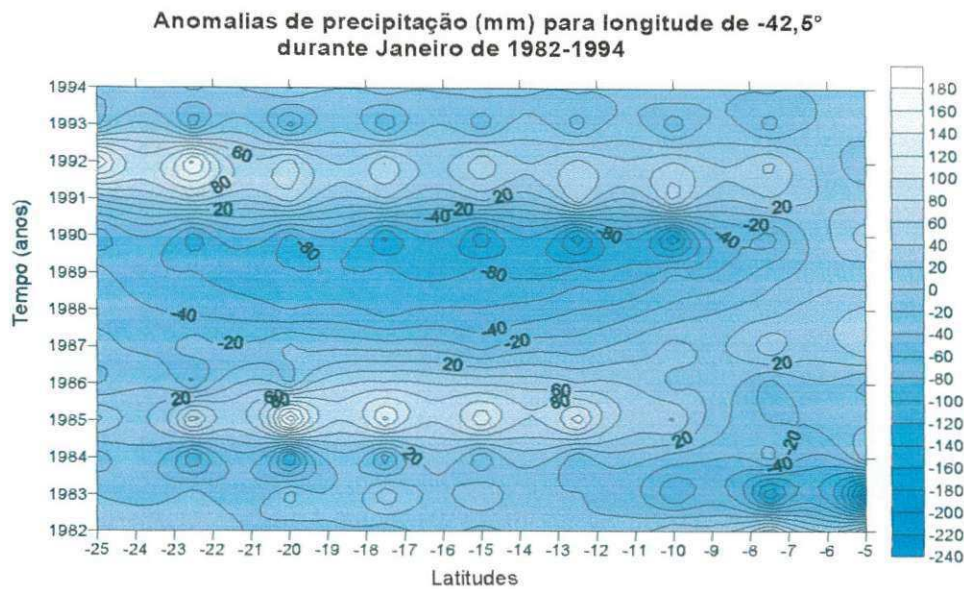


Figura 13: Anomalias de precipitação (mm) para longitude de 42,5° W em janeiro.

Anomalias de precipitação na longitude de 45° W em fevereiro são mostradas na Figura 14. As máximas anomalias positivas ocorreram em 1988 em quase toda Bacia, com maiores valores observados no ASF. O ano de 1984 apresentou anomalias negativas de 25° S a 15° S, positivas de 13° S a 10° S, repetindo-se as negativas até 5° S. Já que é durante fevereiro, em ano de LN, que se relaciona com o ramo ascendente da ZCAS entre 10° S e 13° S tendo ao norte e sul ramos descendentes, ou seja, a ZCAS esteve posicionada ao norte de sua posição média.

Anomalias de precipitação para a longitude de 42,5° W, é visualizado na Figura 15. Para essa faixa foi observada anomalia positiva de precipitação em 1988, como na figura anterior. O mesmo sinal de anomalia ocorreu em 1985.

Em 1982, devido a um EN, de 5° S a 11° S de latitude, observaram-se anomalias negativas de precipitação. Novamente em 1987, o MSF e o BSF sofreram com déficit de chuva em fevereiro. Para o ano de 1983, a configuração de anomalias foi dividida em negativas entre as latitudes de 11° S a 25° S e positivas entre 11° S e 5° S. Fevereiro de 1983 foi um mês de EN.



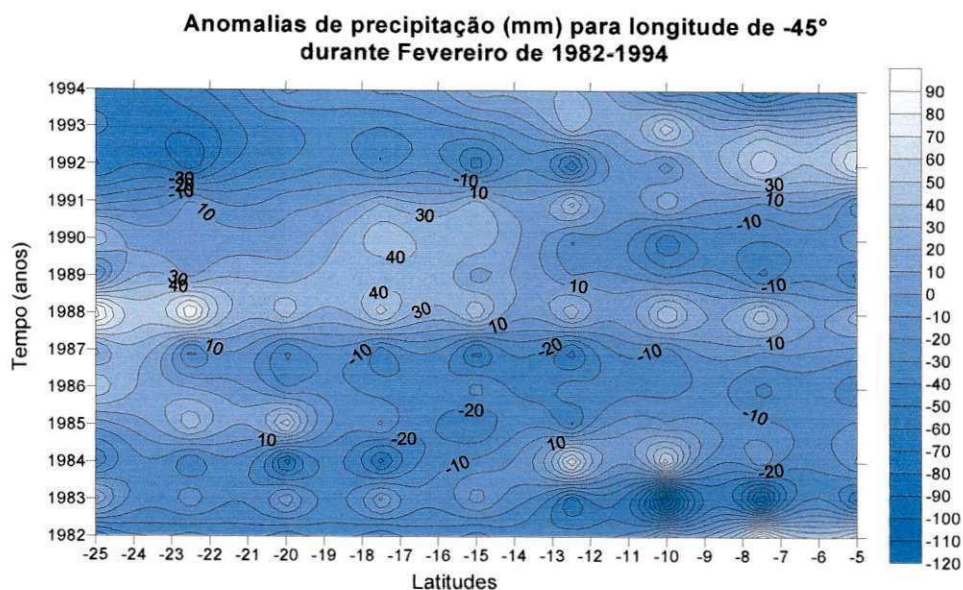


Figura 14: Anomalias de precipitação (mm) para longitude de 45° W em fevereiro.

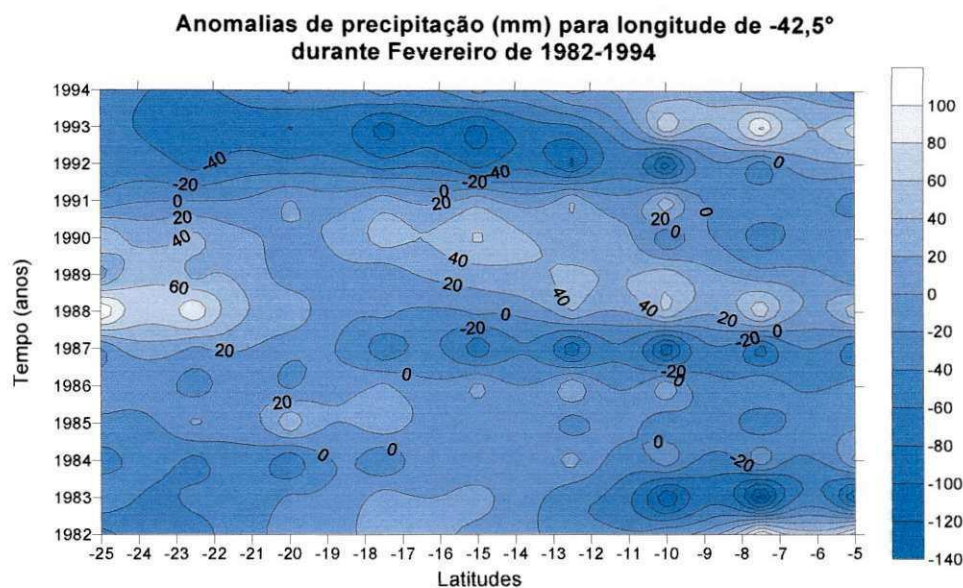


Figura 15: Anomalias de precipitação (mm) para longitude de 42,5° W em fevereiro.

Na Figura 16 estão as anomalias de precipitação para a longitude de 45° W em março. Nesta longitude foram visualizadas anomalias em 1983 (EN), da parte alta da Bacia até aproximadamente a latitude de 13° S, 1986 (EN), entre 23° S e 25° S, e 1991 transição de ano normal para EN, com anomalias desde 5° S a 21° S. Entre as latitudes de 13° S e 15° S, notaram-se as presenças de núcleos de altas anomalias positivas de precipitação durante o período de 1983 a 1987, possivelmente essas latitudes interagiram com a convecção que ocorre entre o oceano e o Brasil Central. No ano de 1988/1999 houve a formação de núcleos de altas anomalias negativas de precipitação

entre 15° S e 25° S, pois ocorria um LN causando diminuição das chuvas sobre o sul do NE e Sudeste do Brasil.

O forte EN de 1992 provocou anomalias negativas em de 8° S a 25° S de latitude. Percebeu-se o mesmo para a região continental entre as latitudes de 5° S e 8° S, sendo dois eventos de EN seguidos.

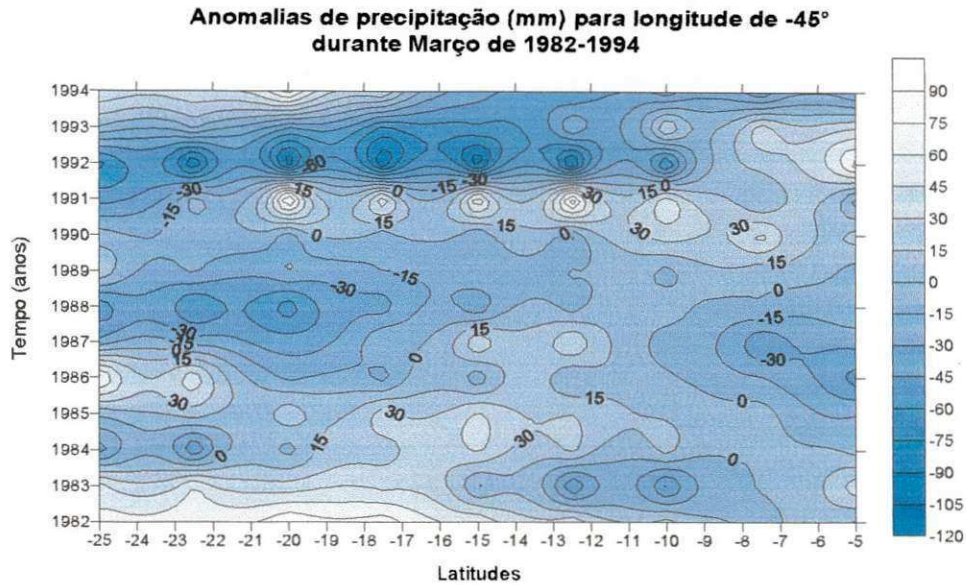


Figura 16: Anomalias de precipitação (mm) para longitude de 45° W em março.

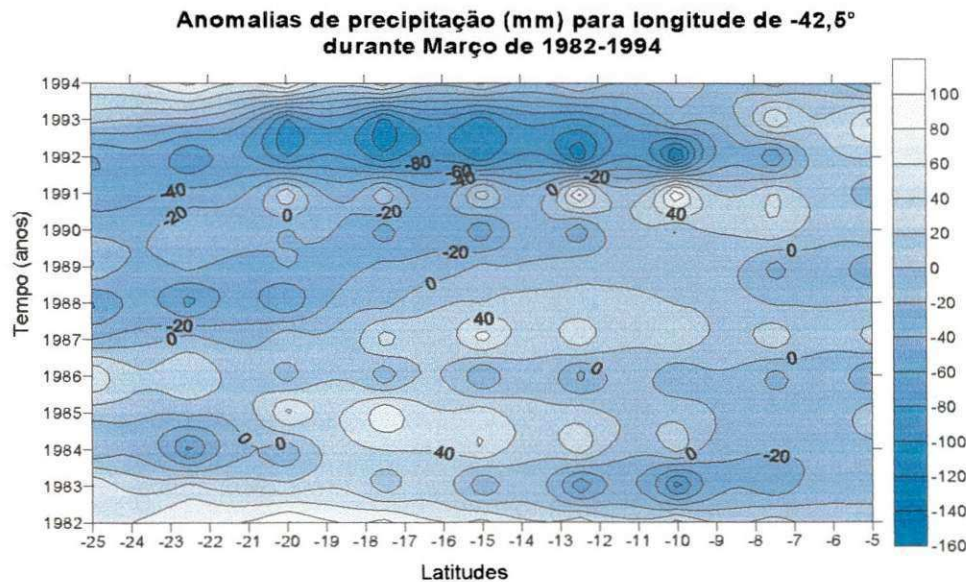


Figura 17: Anomalias de precipitação (mm) para longitude de 42,5° W em março.

A Figura 17 mostra anomalias de precipitação para o mês de março em 42,5° W. Anomalias positivas foram encontradas em quatro anos principais: 1982, do ASF até a latitude de 15° S, configuração esperada para o evento EN, 1984 entre as latitudes de 12° S a 18° S, em 1987 de 10° S a 18° S de altitude e 1991 nas latitudes de 7° S a 13° S,

sendo o mês de março componente da quadra chuvosa da região norte do Nordeste. Em 1992/93, toda a Bacia apresentou precipitação abaixo da média até aproximadamente 7° S e entre as faixas e 15° S e 18° S ocorreu diminuição de até 100 mm.

#### 4.1.2 UMIDADE ESPECÍFICA

- **Análise das médias climáticas da umidade específica (g/kg) para três faixas de longitude (45° W, 42,5° W e 40° W)**

A Figura 18 mostra as médias climáticas da umidade específica ( $q$ ) para a longitude de 45° W entre as faixas de latitude de 25° S e 5° S. Observa-se que em geral  $q$  quase não varia tanto no tempo como meridionalmente, entretanto verifica-se um pequeno aumento de  $q$  de 25° S para 20° S. Isto é interessante uma vez que (45° W, 25° S) está próximo do litoral do Estado de São Paulo e (45° W, 20° S) encontra-se no interior de Minas Gerais, mostrando que o escoamento leva a umidade das latitudes equatoriais para Minas Gerais. De 20° S até 5° S a umidade específica é quase constante.

As médias climáticas da umidade específica para a longitude de 42,5° W estão na Figura 19, onde os valores, para todos os seis meses, ficaram entre 15 e 20 g/kg. Para o mês de abril,  $q$  apresentou um aumento a partir da latitude de 15° S, e na mesma faixa a série do mês de novembro tende a aumentar enquanto a de dezembro diminui. Ao longo da longitude de 42,5° W, o perfil da umidade específica é muito semelhante ao observado em 45° W, exceto para uma pequena diminuição de  $q$  em torno de 15° S, aproximadamente na divisa de Minas Gerais e Bahia, isto ocorre porque o escoamento naquela região é em média de nordeste e a Chapada Diamantina serve de barreira ao escoamento da umidade.

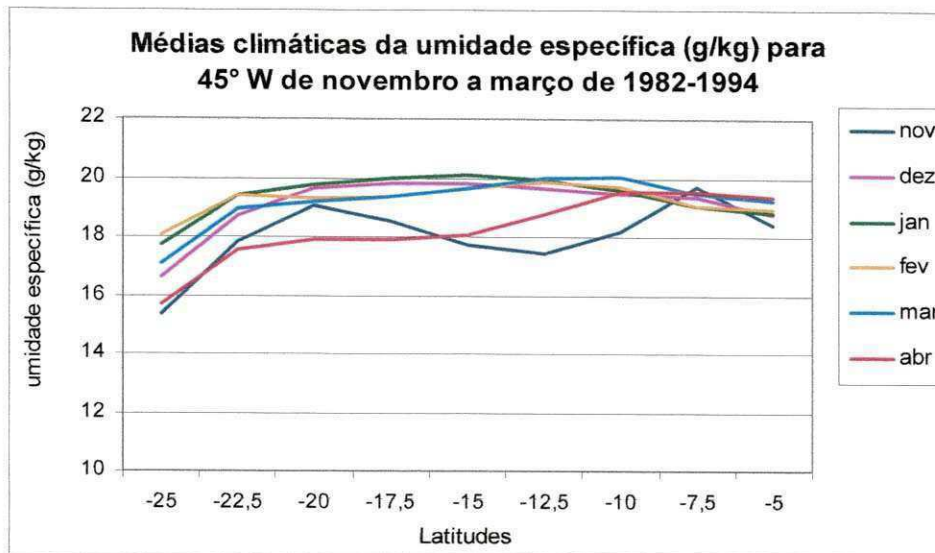


Figura 18: Médias climáticas da umidade específica para longitude de 45° W

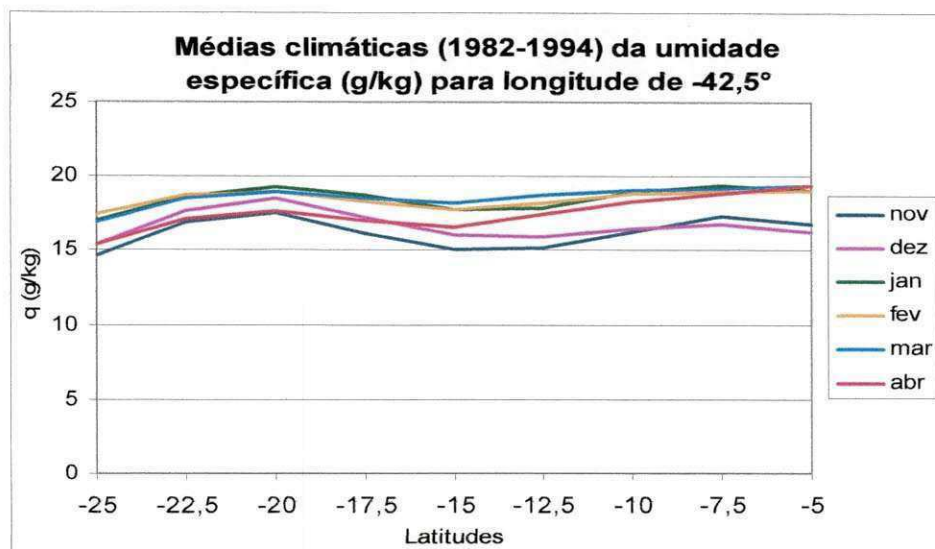


Figura 19: Médias climáticas da umidade específica para longitude de 42,5° W.

Os valores de  $q$  para a longitude de 40° W (Figura 20) apresentaram-se menores que os valores das outras longitudes, oscilando entre 13 e 19 g/kg. Na longitude de 40° W a umidade específica aumenta em direção ao equador de 25° S até 5° S, exceto nos meses de novembro e dezembro, que apresentam uma diminuição de  $q$  em torno da latitude de 7,5° S, no oeste de Pernambuco, divisa com o Ceará. Ressalta-se que novembro e dezembro é o final da estação seca naquela parte do Nordeste, enquanto a quadra chuvosa mais importante naquela região é de janeiro a abril. O principal mecanismo de produção de precipitação nessa época é o VCAN, com forte atuação em janeiro.

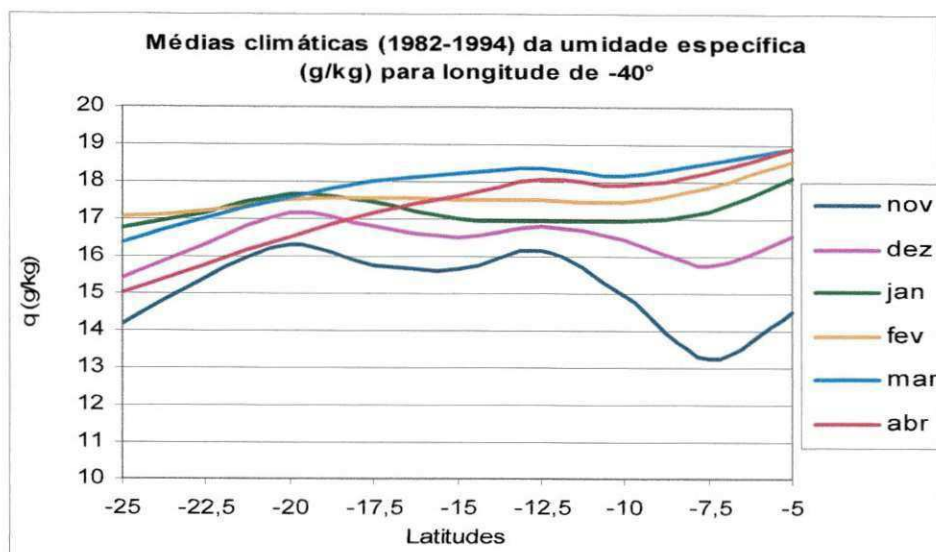


Figura 20: Médias climáticas da umidade específica para longitude de 40° W.

Sobre a sub-bacia do ASF e MSF os meses de menor umidade na atmosfera são novembro e abril, enquanto os de maiores valores de umidade são dezembro e janeiro no ASF e fevereiro e março no MSF. Isso ocorre devido ao posicionamento da ZCAS, que em geral, fica mais ao sul no verão e um pouco mais ao norte no início do outono, que por sua vez está relacionada com o posicionamento da alta do Atlântico Sul.

De modo geral a umidade específica diminui de 45° W para 40° W. Isto ocorre devido ao escoamento, pois o vento trás umidade da Amazônia para o interior de Minas Gerais / Goiás, fazendo com que as longitudes de 45° W e 42,5° W apresente valores de q superiores ao de 40° W, que se encontra mais próximo do Oceano que as longitudes de 45° W e 42,5° W.

- **Análise das anomalias da umidade específica (q) em g/kg para as longitudes de 45° W e 42,5° W durante os meses de novembro a fevereiro de 1982-1994**

As anomalias de umidade específica para a longitude de 45° W em novembro de 1982 a 1994 estão na Figura 21. Nesta não foram observados valores negativos de q, mas é notável o aumento da umidade específica com o passar dos anos. Em 1982 (EN) a anomalia de 1 g/kg ocorreu em toda a Bacia. Já entre 1992 e 1993 (EN), a anomalia era de +15 g/kg.

A Figura 22 mostra as anomalias de q para a longitude de 42,5° W em novembro. Os máximos valores de anomalias positivas ocorrerem nos anos de 1983 (EN) desde a

latitude de 18° S a 12° S, 1987 (EN) de 20° S a 5° S e 1991 (EN) de 15° S a 5° S. Para as latitudes de 7° S a 5° S (baixas latitudes), os máximos de anomalias se estenderam de 1986 a 1988, período de transição de evento de EN para evento de LN.

Os máximos valores negativos de anomalias ocorreram nos anos de 1986 ao longo da Bacia até a latitude de 8° S, com valor máximo negativo de 1,5 g/kg, e em 1988, com anomalias negativas desde a latitude de 20° S a 25° S, sendo das latitudes de 7° S a 15° S, as anomalias negativas não passaram de 1 g/kg.

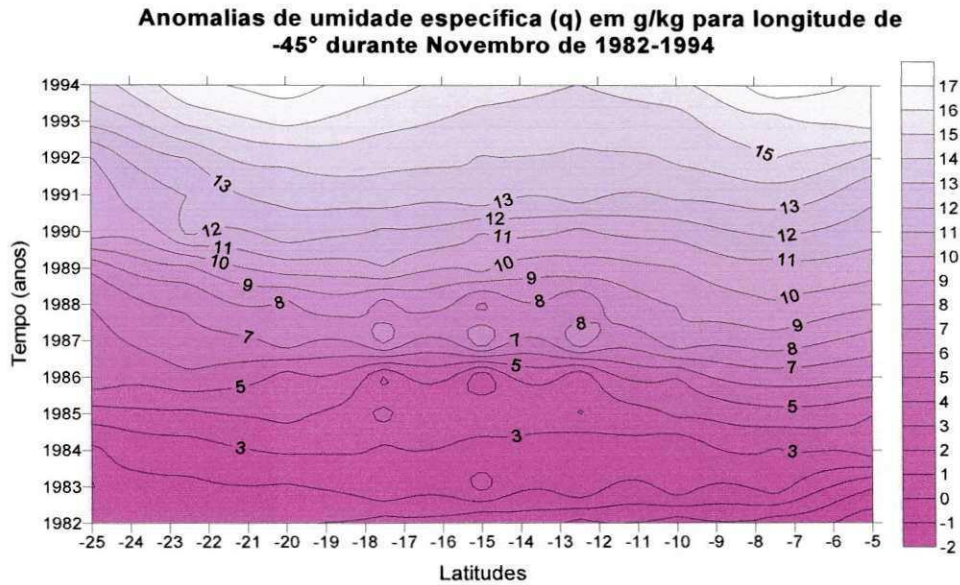


Figura 21: Anomalia de q para longitude de 45°W em novembro.

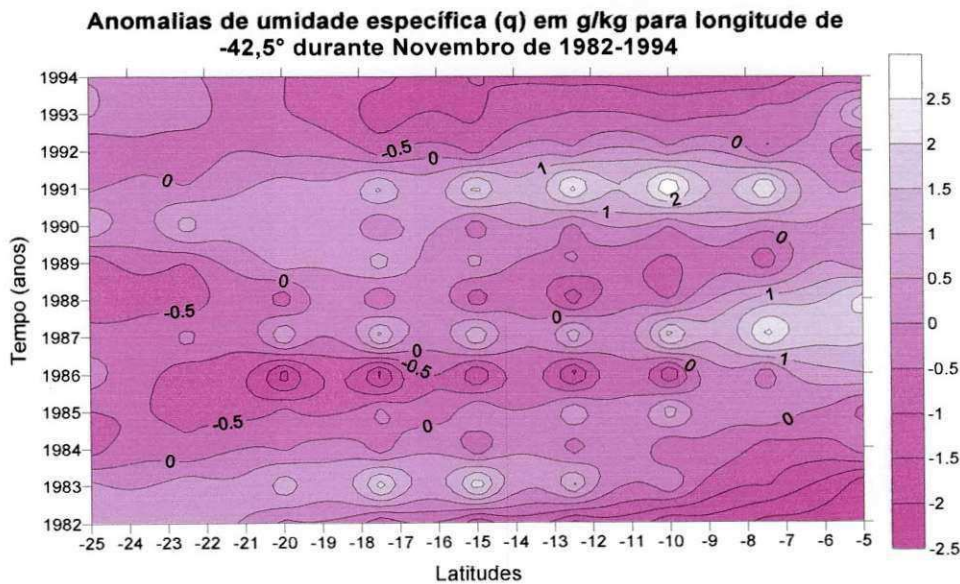


Figura 22: Anomalia de q para longitude de 42,5°W em novembro

As anomalias de q para dezembro em 45° W estão na Figura 23. Tanto as anomalias positivas quanto as negativas ficaram em torno de 0,6 g/kg. Os máximos

valores positivos ocorreram nos anos de 1984, entre 19° S e 9° S, 1986/87 com anomalias positivas ao longo de toda Bacia do rio São Francisco, e em 1991, de 25° S a 12° S.

Os principais máximos negativos ocorreram em 1989 (ano normal, dezembro), na faixa entre 25° S e 13° S e em 1992 (EN) de 25° S a 17° S, com maior frequência do valor de -0,6 g/kg.

Como foi observado, anomalias negativas de  $q$  ocorreram tanto em anos de El Niño como de La Niña para as sub-bacias do MSF e ASF, mesmo sendo Dezembro um mês da quadra chuvosa da região sul do Nordeste.

O fato é explicado que devido ser início de verão a ZCAS está situada em regiões mais ao norte, e enquanto isso a parte sul da Bacia está dominada por ar vindo de altas latitudes que alimentam a Alta subtropical do Atlântico Sul. A ZCAS desloca-se para as maiores latitudes posteriormente.

Para a longitude de 42,5° W em dezembro (Figura 24), as anomalias positivas de  $q$  foram localizadas entre as latitudes de 18° e 12° S nos anos de 1984 a 1985. Em 1991, anomalias positivas de  $q$  ocorreram sobre toda a Bacia, com valor aproximado de 0,6 g/kg.

As anomalias negativas mais significativas de  $q$  ocorrerem no ano de 1989, entre 25° S e 17° S de latitude, com o valor de -0,8 g/kg e anomalias positivas entre 17° S e 11° S.

Para essa longitude durante esse mês, houve o predomínio de valores de anomalias positivas, nos anos de 1984, 1987 e 1991 e anomalias e negativas nos anos de 1986, 1990 e 1992.

Um fato interessante ocorreu no ano de 1987, que apresentou anomalias positivas da faixa de 25° S a 17° S e de 17° S a 5° S as anomalias passaram a ser negativas, lembrando que 1987 foi um ano de EN, o que pode explicar essa configuração sobre o Nordeste.

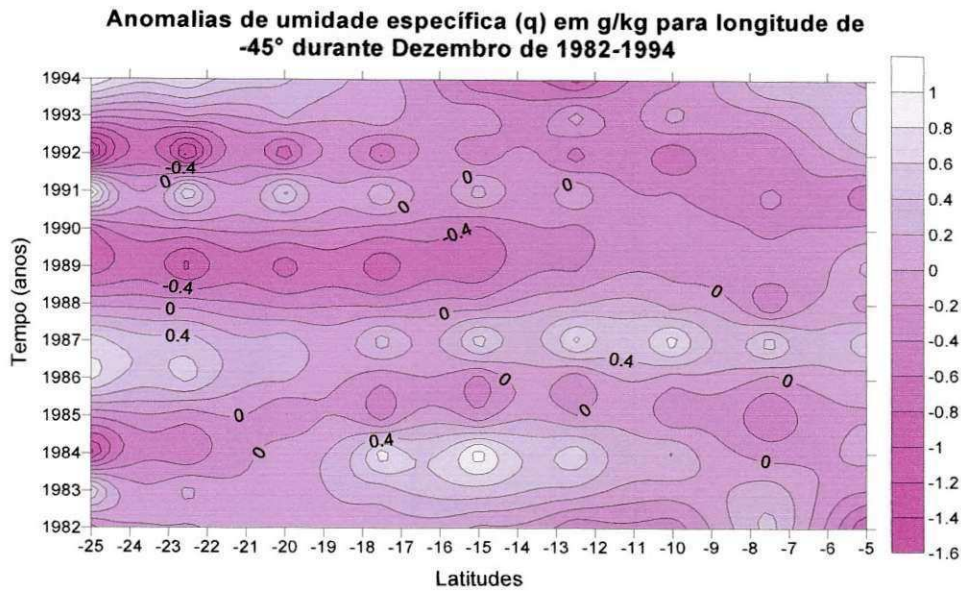


Figura 23: Anomalia de q para longitude de 45°W em dezembro.

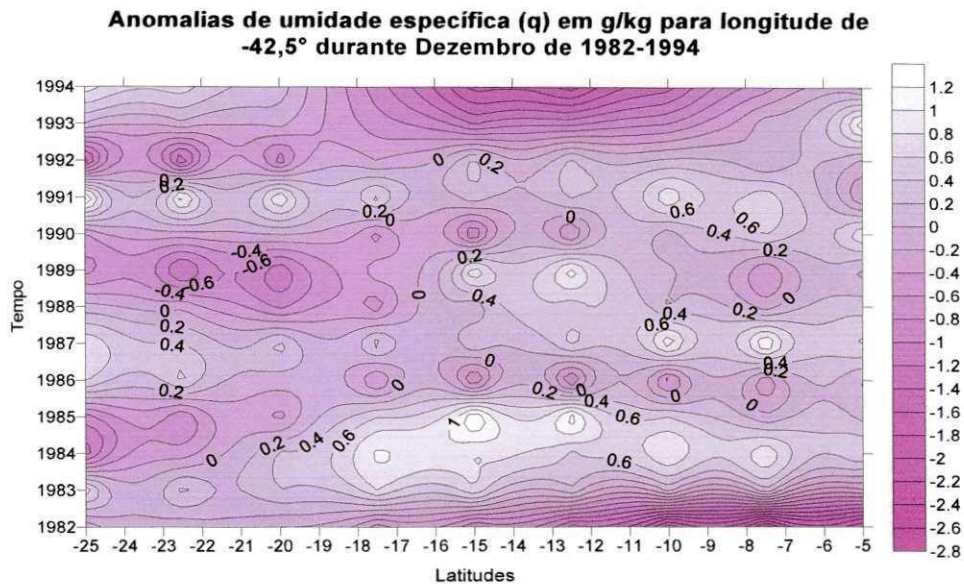


Figura 24: Anomalia de q para longitude de 42,5° W em dezembro.

As anomalias de q ao longo de 45° W para o mês de janeiro são mostradas na Figura 25. Observa-se que e geral nos janeiros úmidos ocorre um aumento de umidade em quase todas latitudes, como por exemplo os anos de 1984, 1987, 1988 e 1992. No mês de janeiro seco, verifica-se a diminuição de umidade em quase toda faixa de latitude, 1982, 1985, 1986 e 1992.



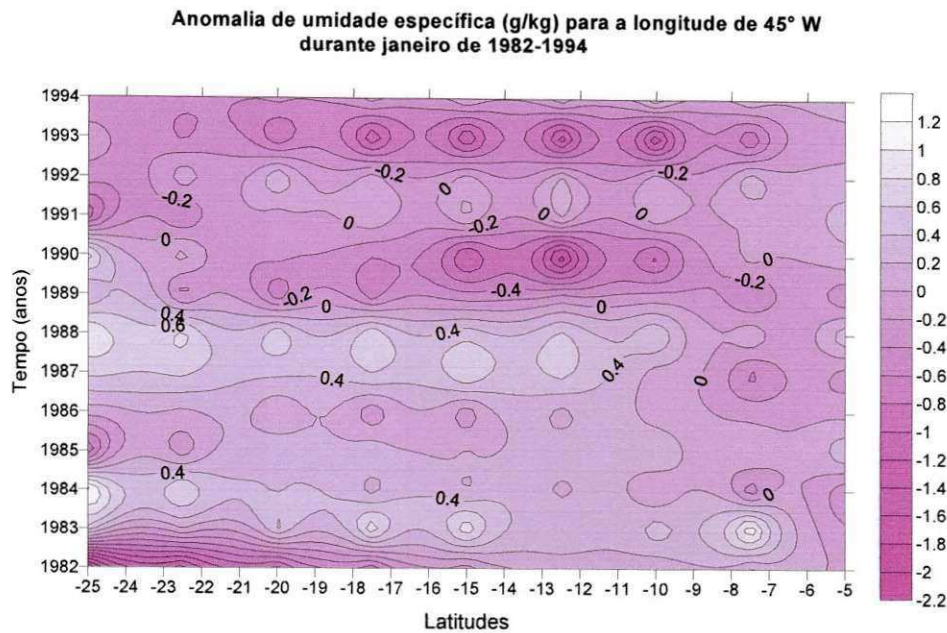


Figura 25: Anomalia de q para longitude de 45° W em janeiro

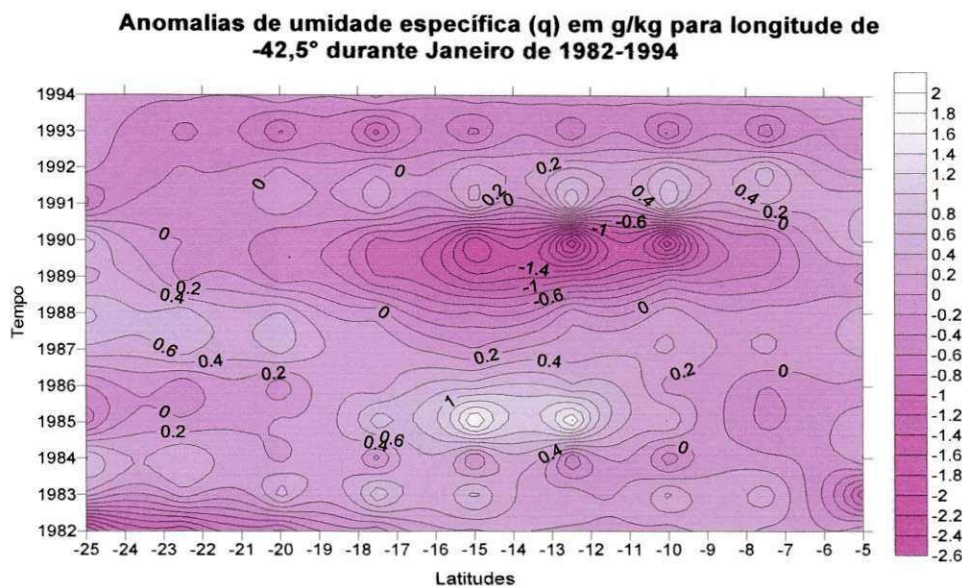


Figura 26: Anomalia de q para longitude de 42,5° W em janeiro

No gráfico de distribuição de umidade específica na longitude de 42,5° W em janeiro (Figura 26), foram visualizados valores negativos, e positivos muito significativos. Um máximo de anomalia de q ocorreram em 1985, de 18° a 11° S de latitude com a presença de núcleos de anomalias de q nas latitudes de 13° S e 15° S com valores de 1,6 g/kg. Também ocorreu máximo valor de anomalia no ano de 1987/88 (EN / normal), de 25° a 20° S, e em 1991(EN), na faixa de latitude de 18° a 5°.

As maiores anomalias negativas foram observadas em 1982 na faixa de latitude de 25° S a 19° S e no ano de 1990 entre 18° S e 8° S, com núcleos mais fortes em 12° S e

10° S com valores inferiores a -2 g/kg. É interessante mencionar que no ano de 1993 a umidade específica apresentou anomalias negativas em toda faixa de latitude. Isso significa que em janeiro de 1993 todo o setor leste do Brasil ficou sob a atuação de uma massa de ar seco.

Durante o mês de fevereiro na longitude de 45° W (Figura 27) percebeu-se uma grande variabilidade nos valores de anomalias de q ao longo da Bacia. Nos anos de 1983 a 1986 ocorreram valores positivos para as latitudes de 25° a 17° S. Em 1988 (ano com ocorrência de um EN) toda a Bacia apresentou anomalias positivas de q, o que persistiu para 1989 (LN) de 25° a 15° (MSF e ASF), enquanto para o BSF foram anomalias negativas; fato que pode ter sido ocasionado pela intensificação da ZCAS em anos de LN. Em 1991 (EN) ocorreram anomalias negativas de 25° a 16° S e positivas de 16° S a 9° S, parecendo que a latitude de 16° S é um ponto de inversão de valores.

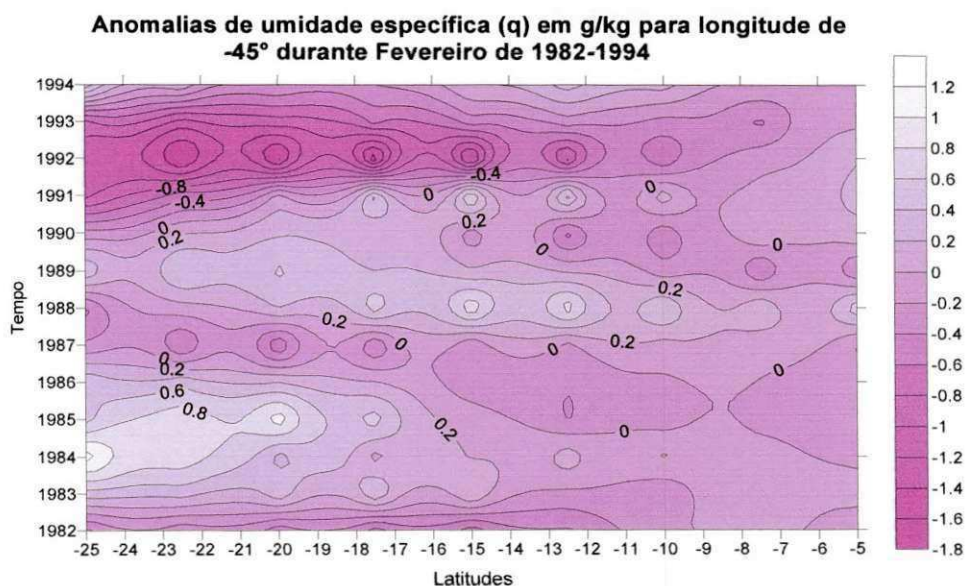


Figura 27: Anomalia de q para longitude de 45° W em fevereiro.

A Figura 28 mostra o mesmo que a anterior sendo para a longitude de 42,5° W e também para fevereiro. As principais anomalias positivas de q ocorreram nos anos de 1985/86, 1988/89 e 1990. Para as latitudes de 21° a 11° S ocorreram anomalias positivas durante quatro anos seguidos, de 1983 a 1986.

As anomalias negativas mais significativas foram visualizadas em 1987 e 1992 para toda a Bacia, mas em 1992 (EN), os maiores valores estavam entre 25° e 15° S.

A variabilidade interanual de q é notável para a latitude de 10° S, tendo como exemplo, o ano de 1984, quando havia núcleo de valores positivos, modificados para

valores negativos no ano de 1986, em 1987 volta a ser positivo, e assim por diante durante muitos anos.

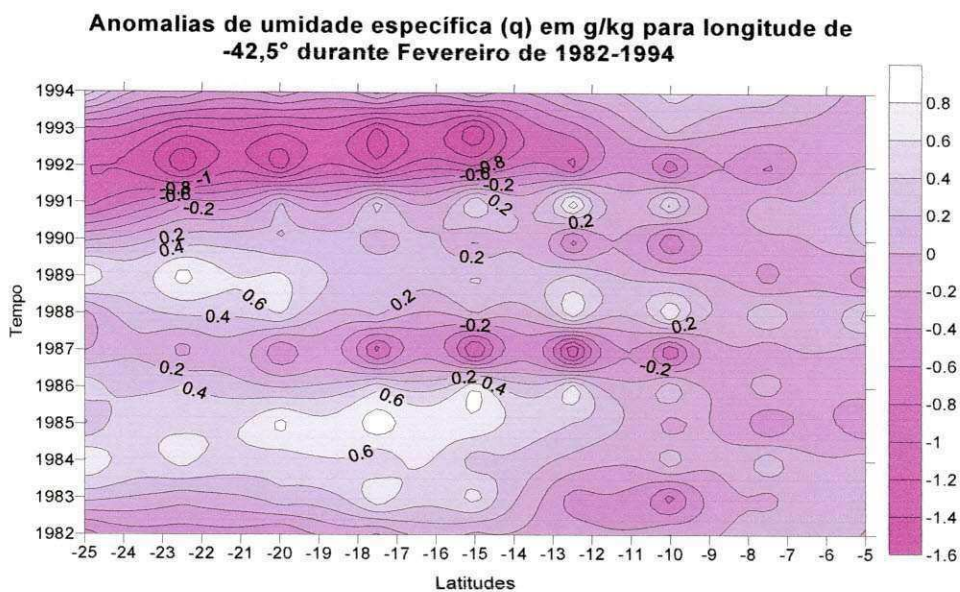


Figura 28: Anomalia de q para longitude de 42,5° W em fevereiro

Verificando da Figura 8 a Figura 17, anomalias de precipitação, e da Figura 21 a 28, anomalias de umidade específica, ambos para os meses de verão (dezembro a fevereiro), observa-se que, em geral, não há uma concordância da localização e ano das maiores anomalias (positivas ou negativas) de precipitação e umidade. Isto significa que nem sempre as maiores chuvas estão relacionadas com um aumento de umidade na atmosfera.

Os valores de anomalias de umidade específica observados no mês de março não apresentaram-se muito significativos, pois as anomalias, tanto positivas quanto negativas foram pouco maiores à média.

#### 4.1.3 VENTO COMPONENTES ZONAL E MERIDIONAL

- **Análise das médias climáticas das componentes u e v do vento a 10m (m/s) para três faixas de longitude (45° W, 42,5° W e 40° W)**

As Figuras 29 e 30 mostram as componentes zonal (u) e meridional (v) do vento para a longitude de 45° W na faixa de longitude de 25° S a 5° S. Observa-se que entre 22,5° e 25° S de dezembro a fevereiro, meses de verão, o escoamento é de sudeste e em novembro, final da primavera, e em março-abril, início do outono, o escoamento é de

nordeste. Nas demais latitudes (22,5° a 5° S), o escoamento é de nordeste com exceção do mês de abril entre as latitudes de 17,5° a 7,5° S. Esta configuração do escoamento está relacionada com o posicionamento e intensidade da alta pressão do Atlântico Sul. Quanto a magnitude do vento, verifica-se, de um modo geral, uma diminuição de 25° S para 20° S, em torno de 17,5° S observa-se um ligeiro aumento da magnitude, principalmente nos meses de dezembro e janeiro, retornando a diminuir até 5° S. Esse comportamento da intensidade do vento está relacionado com o posicionamento médio da ZCAS que é em torno de 20° S na longitude de 45° S.

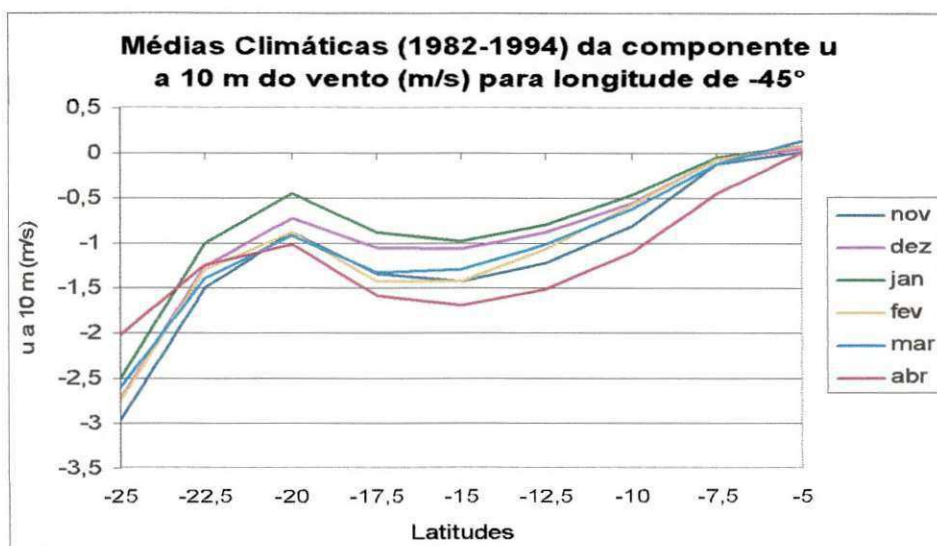


Figura 29: Médias climáticas da componente u do vento a 10 m para longitude de 45° W.

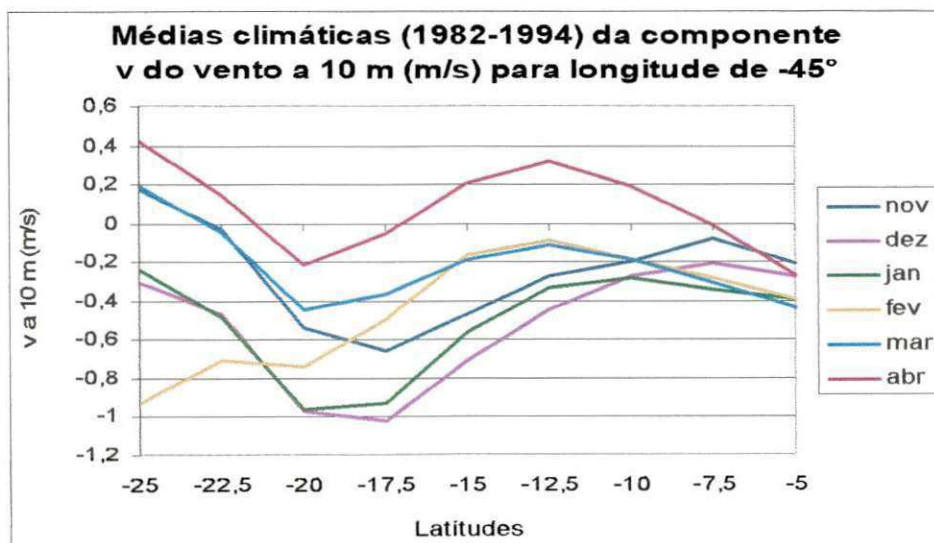


Figura 30: Médias climáticas da componente v do vento a 10 m para longitude de 45° W.

A Figura 31 mostra a magnitude do vento para a longitude de 45° W, onde foi observado vento de nordeste (u de leste e v de norte). Apresentou-se menores valores em 20° S e 7,5° S devido à convergência da ZCAS e ZCIT, respectivamente.

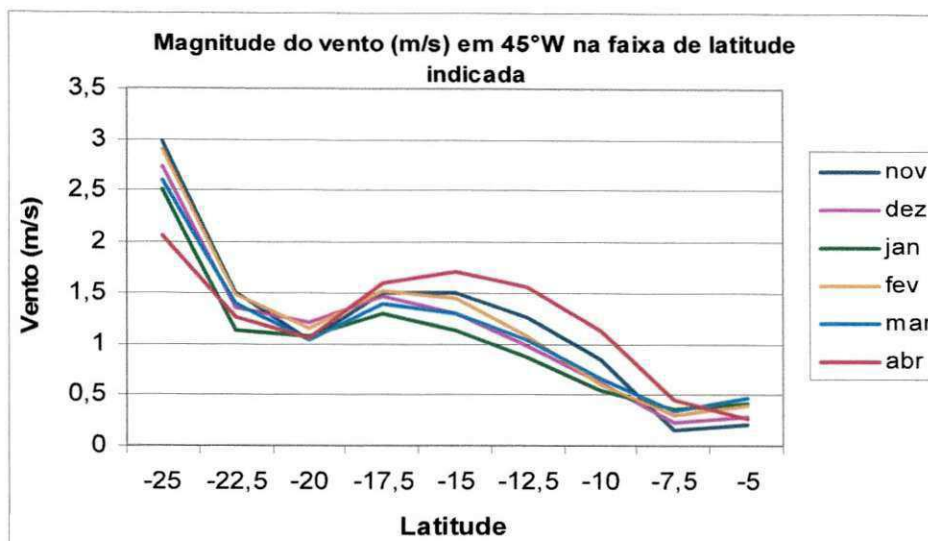


Figura 31: Magnitude do vento a 10 m para longitude de 45° W.

As componentes zonal (u) e meridional (v) na longitude de 42,5° W e faixa de latitude entre 5° S e 25° S são mostradas nas Figuras 32 e 33, respectivamente.

Observa-se que, em todas as faixas de latitudes o escoamento é de nordeste de novembro a março, em abril o escoamento é de sudeste entre 17,5° S e 7,5° S. A magnitude do vento diminui em direção ao norte de 25° S até 20°-17,5°, aumentando levemente de 12,5° S até 17,5° S e retornando a diminuir de 5° S a 12,5° S. Esta configuração do escoamento do vento está relacionado com a posição e intensidade da alta do Atlântico Sul e o posicionamento médio da ZCAS.

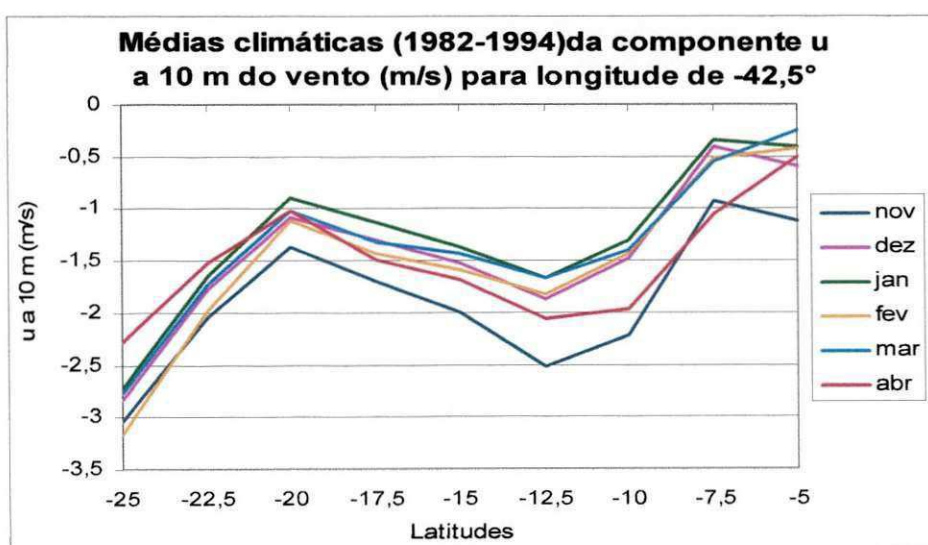


Figura 32: Médias climáticas da componente u do vento a 10 m para longitude de 42,5° W.

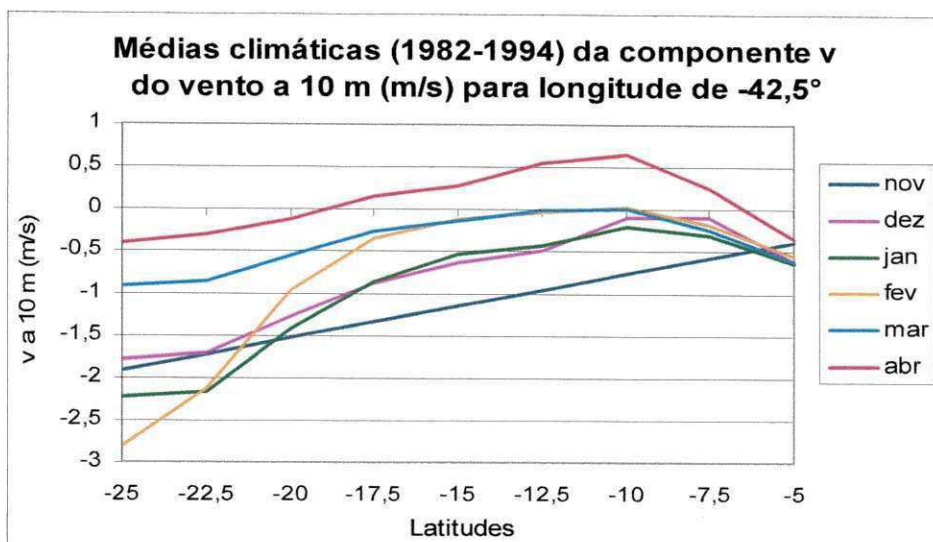


Figura 33: Médias climáticas da componente v do vento a 10 m para longitude de 42,5° W.

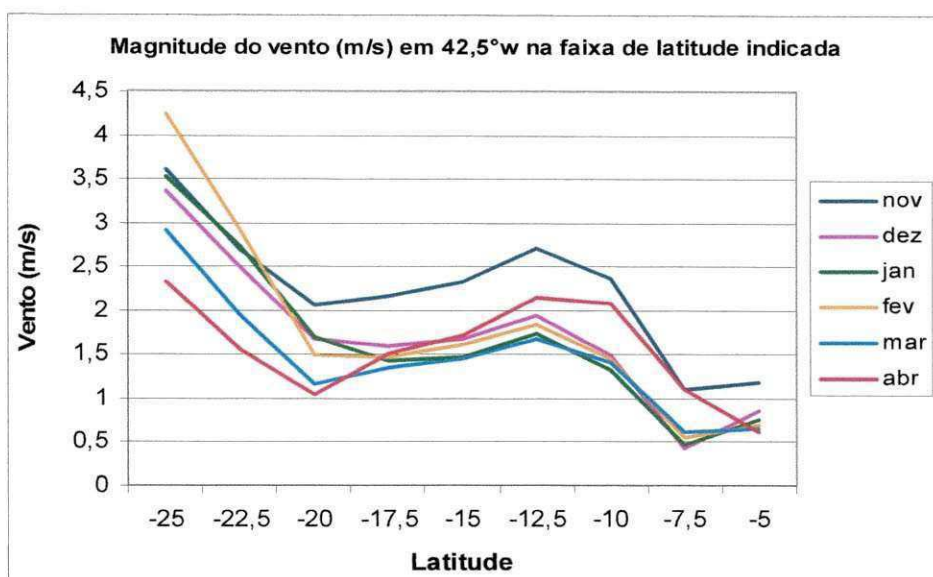


Figura 34: Magnitude do vento a 10 m para longitude de 42,5° W.

Praticamente a mesma configuração da magnitude do vento na longitude de 45° W foi observado na longitude de 42,5° W (Figura 34), onde somente os valores da magnitude foram modificados. A diminuição em 20° S e 7,5° S também são decorrentes da ZCAS e ZCIT, respectivamente.

As Figuras 35 e 36 mostram as médias das componentes zonal (u) e meridional (v) do vento nos meses de novembro a abril de 1982 a 1994 para a longitude de 40° W.

Ao longo da longitude de 40° W observa-se escoamento de sudeste em torno de 10° S (12,5° S a 7,5° S) de novembro até abril e escoamento de nordeste ao sul de 15° S, exceto abril. A magnitude do vento aumenta de 25° S para 22,5° S e decresce de 22,5° S até 15° S, voltando a aumentar em direção ao equador até 12,5°-10° S, e outra

vez diminui de intensidade com valores mínimos em torno de  $7,5^{\circ}$  S. Evidentemente que esta configuração e magnitude estão relacionados com a alta pressão do Atlântico Sul.

Entretanto, o contraste oceano-contidente ( $17,5^{\circ}$  S) e a orografia também são importantes, pois, em torno de  $15^{\circ}$ - $12,5^{\circ}$  tem-se o Planalto Baiano e próximo de  $10^{\circ}$  S está a planície do Raso da Catarina.

De maneira geral a magnitude do vento aumenta de  $45^{\circ}$  W para  $40^{\circ}$  W. Isso está relacionado com o contraste continente-oceano e pelo fato que a medida que se desloca em direção à Alta do Atlântico Sul aumenta o gradiente de pressão, ou seja, o gradiente de pressão é mais elevado em  $40^{\circ}$  W do que  $45^{\circ}$  W.

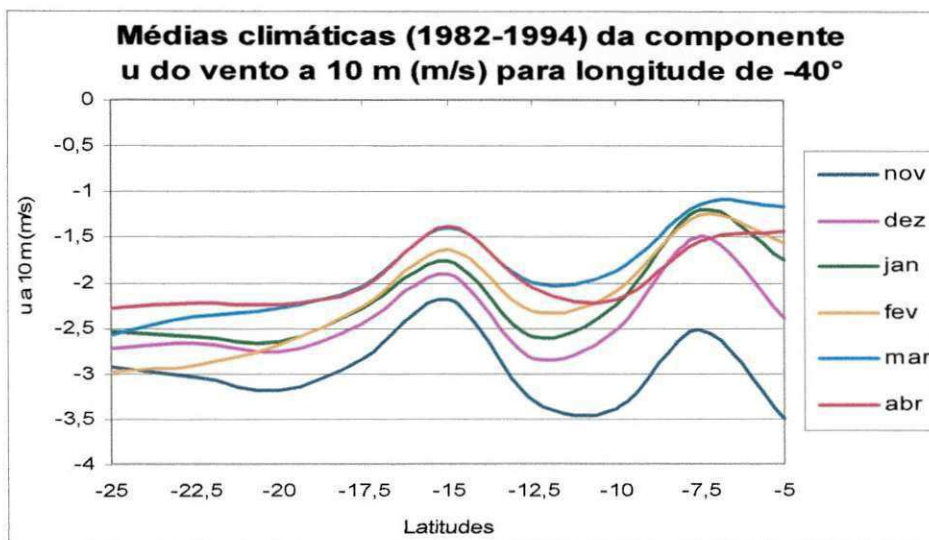


Figura 35: Médias climáticas da componente u do vento a 10 m para longitude de  $40^{\circ}$  W.

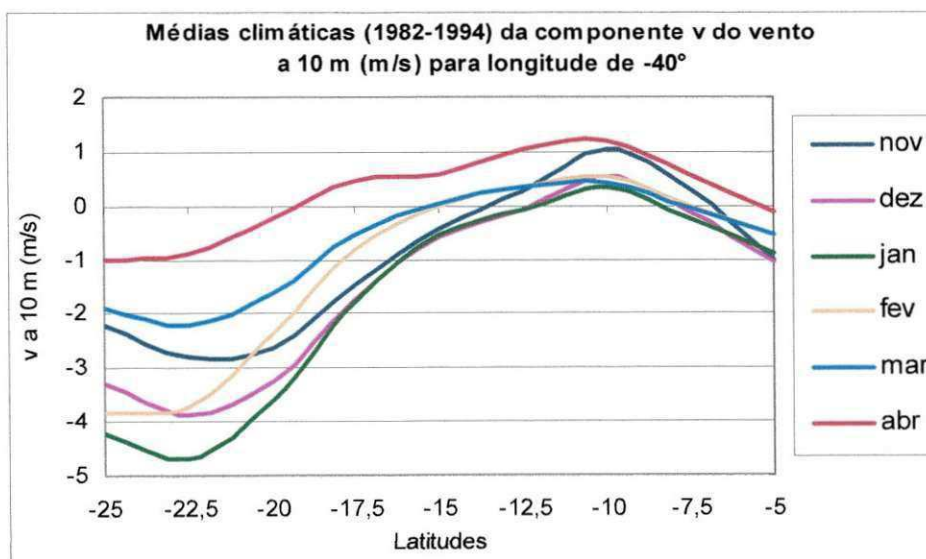


Figura 36: Médias climáticas da componente v do vento a 10 m para longitude de  $40^{\circ}$  W.

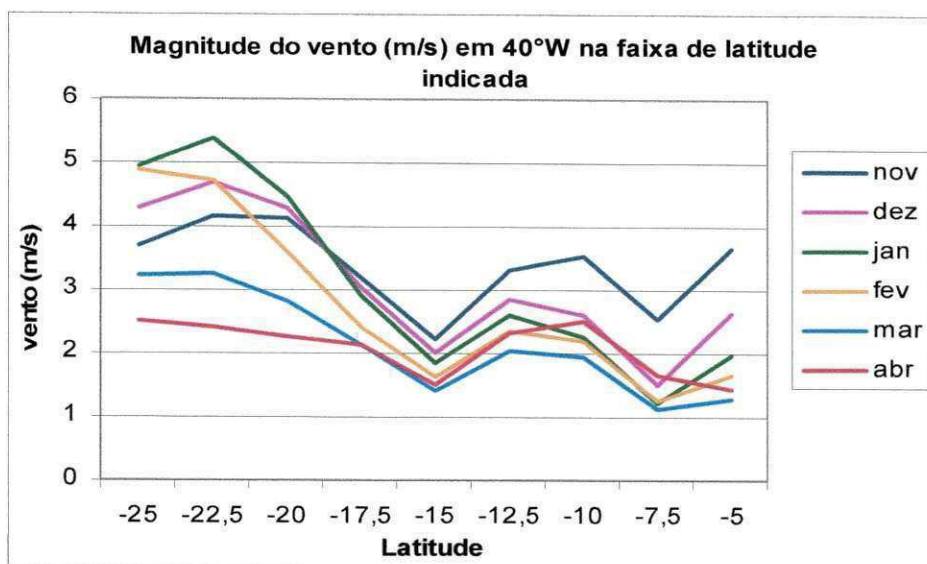


Figura 37: Magnitude do vento a 10 m para longitude de 40° W.

Já para a longitude de 40° W (Figura 37), a diminuição na magnitude, que nas outras longitudes ocorreram em 20° S, passou a ser sobre a latitude de 15° S, mas o segundo pico de menores valores ainda continuou sobre 7,5° S de latitude devido à ZCIT.

## 4.2 COMPONENTES DO BALANÇO DE ENERGIA

### 4.2.1 BALANÇO DE RADIAÇÃO

- **Análise das médias climáticas do balanço de radiação para três faixas de longitude (45° W, 42,5° W e 40° W).**

A Figura 38 mostra as médias do saldo de radiação (Rn) para seis meses (novembro-abril) na longitude de 45° W. A média de Rn para o mês de novembro, foi a que apresentou os maiores valores quando comparada com a dos outros meses.

O mês de novembro manteve-se sempre acima dos demais enquanto que março e abril apresentaram os menores valores ao longo de todas as longitudes. Os maiores valores foram observados na latitude de 25° S e são menores ao norte, ou seja, decrescem em direção às menores latitudes. Essa configuração de certa forma reflete a distribuição de nebulosidade sobre o Brasil.



O maior valor observado em todos os meses ocorreu em dezembro, na latitude de 25° S com 305,5 W.m<sup>-2</sup>. Isso pode ser explicado pelo fato de que as latitudes maiores que 10° S têm seus máximos de insolação no solstício de verão (dezembro). O menor valor de Rn ocorreu em abril (comparando-se os seis meses de novembro a abril), com 177 W.m<sup>-2</sup> na latitude de 5° S. Os valores das médias de novembro a abril variaram de 170 W.m<sup>-2</sup> a 300 W.m<sup>-2</sup>. Os menores valores observados nas latitudes mais baixas são decorrentes da maior quantidade de nebulosidade (nuvens) naquelas latitudes.

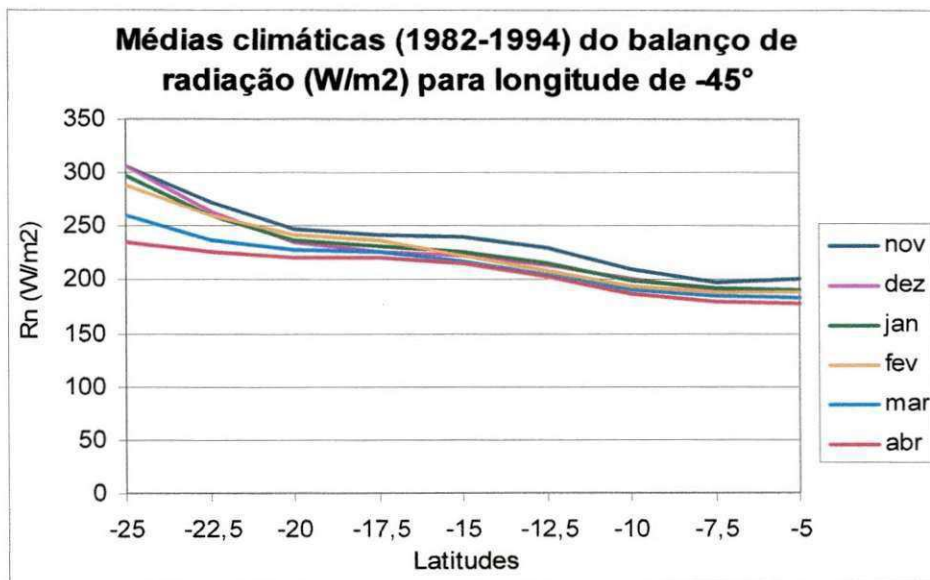


Figura 38: Médias climáticas do balanço de radiação para longitude de 45° W.

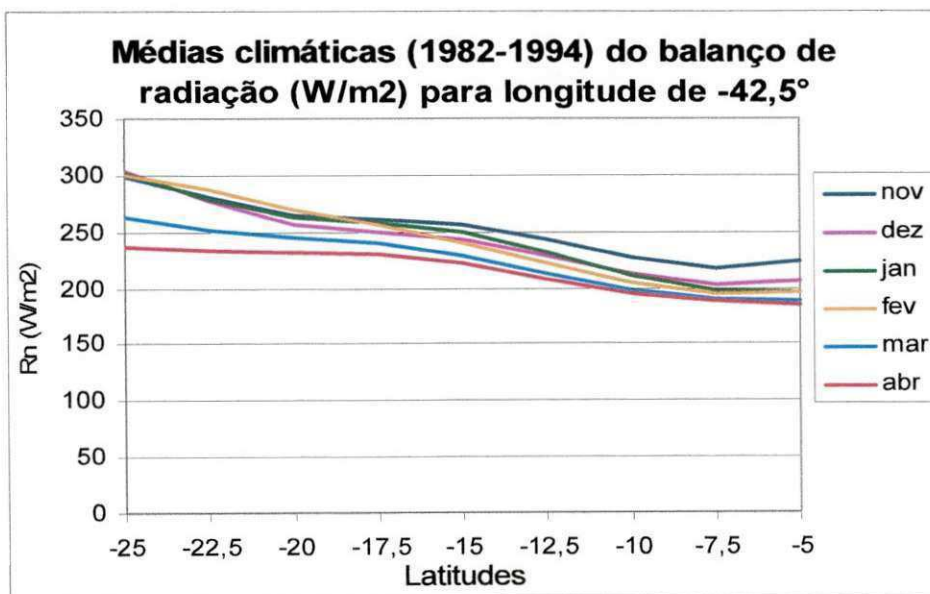


Figura 39: Médias climáticas do balanço de radiação para longitude de 42,5° W.

As médias mensais de Rn para a longitude de 42,5° W estão na Figura 39. Os maiores valores de média mensal de Rn observados, ocorreram durante fevereiro, entre as latitudes de 25° S e 17,5° S. Já para as menores latitudes ao norte (17,5° S), os maiores valores de média de Rn observaram-se em novembro.

Os meses de março e abril apresentaram novamente as menores médias dos seis meses como na longitude de 45° W, para o mês de abril isto ocorre devido ao posicionamento do sol, no HN, que produz uma menor quantidade de radiação no topo da atmosfera, principalmente nas latitudes mais ao sul. Para março o motivo principal é a cobertura de nuvens, principalmente ao norte de 15° S.

O maior valor de Rn registrado foi de 300 W.m<sup>-2</sup> ocorrido durante o mês de fevereiro na latitude de 25° S, e o menor valor ocorreu em abril na latitude de 5° S sendo somente 185 W.m<sup>-2</sup>. Os valores das médias ficaram entre 180 e 300 W.m<sup>-2</sup>.

A Figura 40 mostra as médias mensais de Rn para a longitude de 40° W. Durante o mês de fevereiro foram registrados os maiores valores de média mensal de Rn entre as latitudes de 20° S e 25° S. A partir da latitude de 20° S, em direção às menores latitudes, as maiores médias de Rn ocorreram nos meses de janeiro e novembro, respectivamente. Novamente, os menores valores de Rn ocorreram nos meses de março e abril, tendo o menor valor de 191 W.m<sup>-2</sup>, durante abril na latitude de 5°.

Semelhantes ao observado para as longitudes de 45° W e 42,5° W essas médias refletem o deslocamento aparente do Sol, que em 21 de dezembro encontra-se cuminando na latitude de 23,5° S, e a cobertura de nebulosidade que em geral aumenta das altas para as baixas latitudes, com exceção de 5° S, que para essa longitude abrangem parte do sertão do Ceará.

As médias de Rn oscilaram de aproximadamente 190 W.m<sup>-2</sup> a 305 W.m<sup>-2</sup>, sendo o maior valor ocorrido, 305 W.m<sup>-2</sup>, em fevereiro na latitude de 22,5° S.

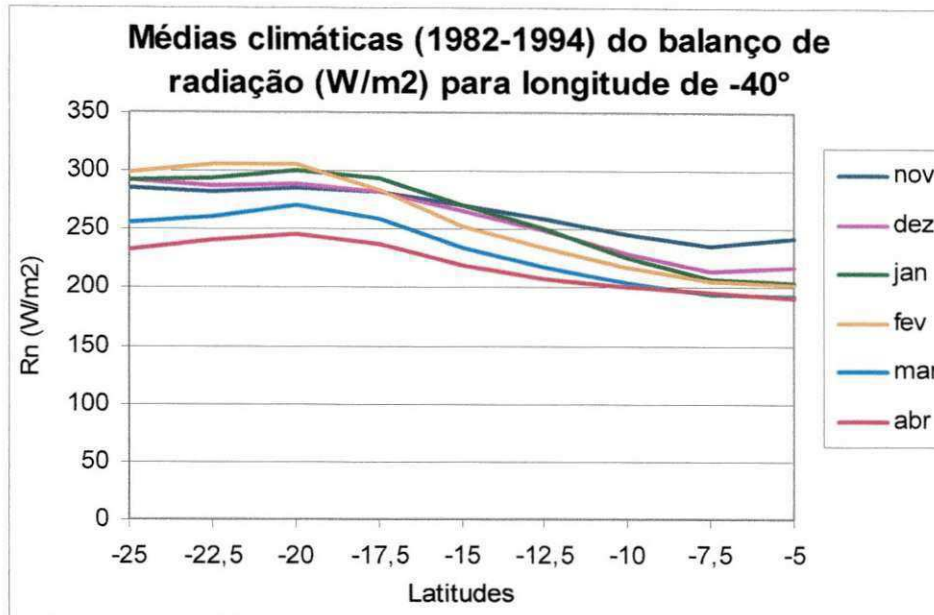


Figura 40: Médias climáticas do balanço de radiação para longitude de 40 ° W.

- **Análise das anomalias da umidade específica (q) em g/kg para as longitudes de 45° W e 42,5° W durante os meses de novembro a fevereiro de 1982-1994**

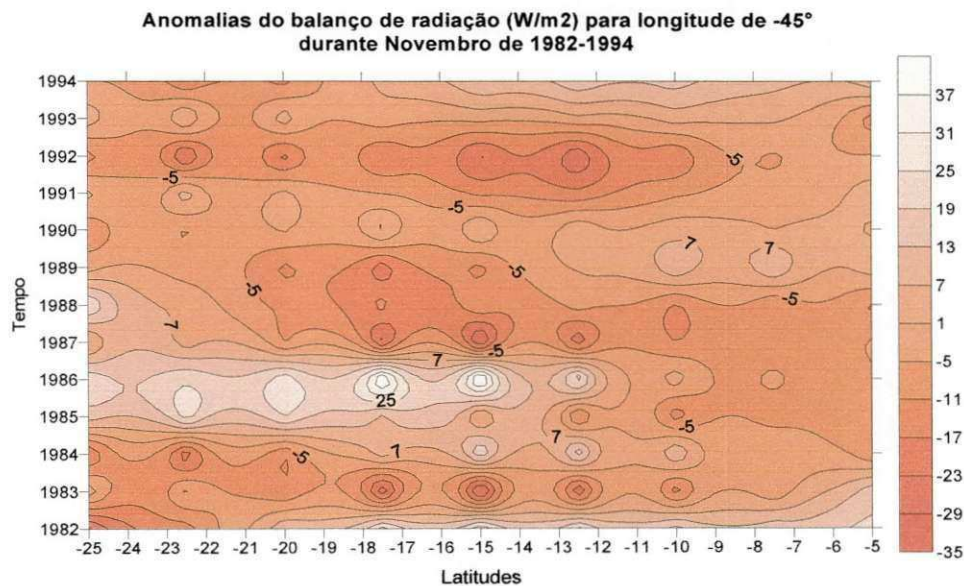


Figura 41: Anomalias de Rn para a longitude de 45° W durante novembro de 1982-94

A Figura 41 mostra anomalias de balanço de radiação (Rn) para a longitude de 45° W no mês de novembro. Entre os anos de 1985/86 foram observados os maiores valores de anomalias positivas de Rn. Nos anos de 1983/84, 1987/89 e de 1991/93 toda a Bacia apresentou anomalias negativas de Rn. São visualizados núcleos de valores positivos e negativos nas latitudes de 18° S, 15° S, e entre 13° e 12° S.

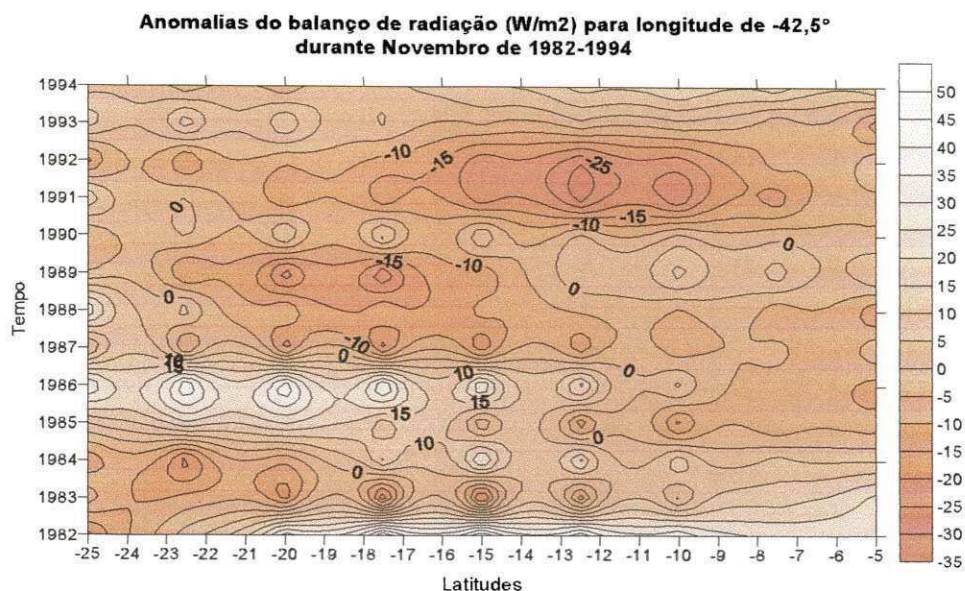


Figura 42: Anomalias de Rn para a longitude de 42,5° W durante novembro de 1982-94

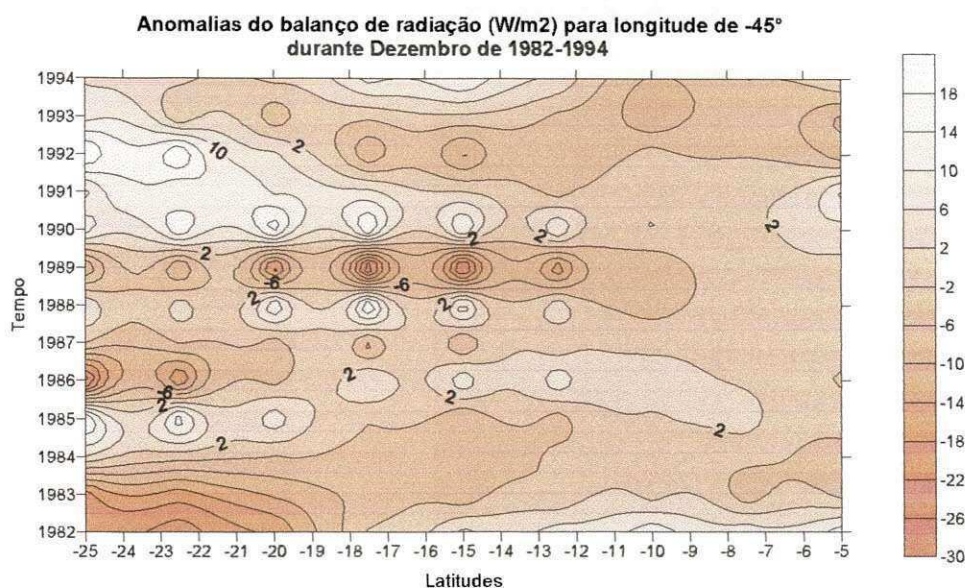


Figura 43: Anomalias de Rn para a longitude de 45° W durante dezembro de 1982-94

Na Figura 42, a qual mostra anomalias de Rn para a longitude de 42,5° W em novembro, foi observada grande faixa de valores acima da média entre 10° S e 23° S desde 1984 até 1986. Esse período apresentou as anomalias positivas mais significativas.

Os máximos de anomalias negativas deram-se em 1989 e 1992 com máximo valor em 1992 na latitude de 13° S.

Durante o mês de dezembro, na longitude de 45° W (Figura 43), foram observadas anomalias negativas nas maiores latitudes da Bacia, e fora da mesma, nos anos de 1982/83, entre 1986/87. Valores negativos se estenderam por toda a Bacia em 1989 e de

1993 a 1994, podendo observar no primeiro ano núcleos de máximos valores em 20°, 17,5°, 15°, 12,5° S de latitude.

Já os valores positivos ocorreram em 1984/85, 1988, e de 1990 a 1992. Nesses anos formaram-se núcleos de máximos valores em 20°, 17,5°, 15° e 12,5° S de latitude.

Na Figura 44 estão as anomalias de Rn para a longitude de 42,5° W no mês de dezembro. Nos anos de 1985, 1989 e 1992 foram visualizadas faixas de anomalias negativas de Rn, as quais estendiam-se de 9° S a 21° S de latitude. Os máximos ocorreram em 1989 com núcleos formados nas latitudes de 20°, 17,5°, 15° e 12,5° S.

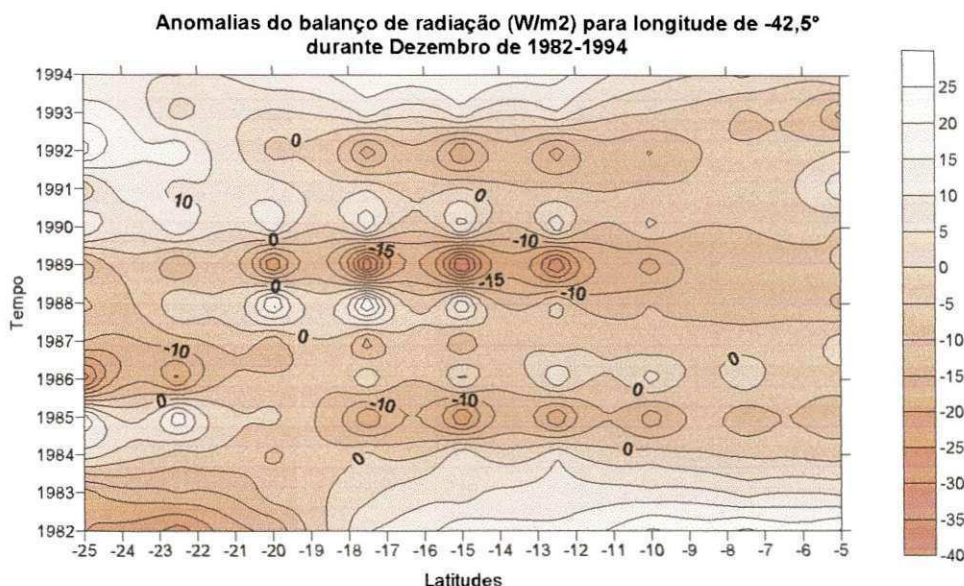


Figura 44: Anomalias de Rn para a longitude de 42,5° W durante dezembro de 1982-94

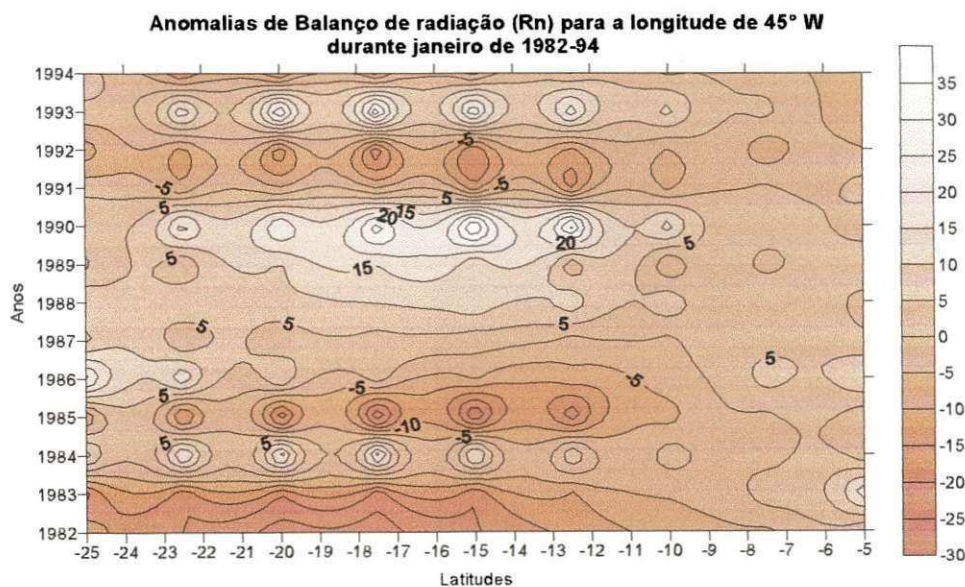


Figura 45: Anomalias de Rn para a longitude de 45° W durante janeiro de 1982-94

As anomalias de Rn para a longitude de 45° W durante janeiro de 1982-1994 estão na Figura 45. Nos anos de 1985, quando acontecia um fraco evento de La Nina, e em 1991-92 (El Nino) ocorreram anomalias negativas de Rn durante o mês de Janeiro para toda a Bacia, com ocorrência de núcleos de mínimos valores em 20°, 17,5°, 15° e 12° S de latitude. Esse fato pode ter possibilitado o aumento de calor latente e precipitação sobre essas latitudes, como foi visto em figuras de LE e precipitação mostradas anteriormente.

Já em janeiro de 1990 ocorreram anomalias positivas de Rn em boa parte da Bacia, sendo nas latitudes de 18°, 15° e 12° S formados núcleos de máximos valores.

Uma configuração semelhante à apresentada na Figura 45, é apresentada para a longitude de 42,5° durante o mês de janeiro de 1982-94 (Figura 46), sendo que no ano de 1990 as anomalias positivas tiveram seus valores aumentados chegando a atingir 50 W.m<sup>-2</sup> na latitude de 15° S.

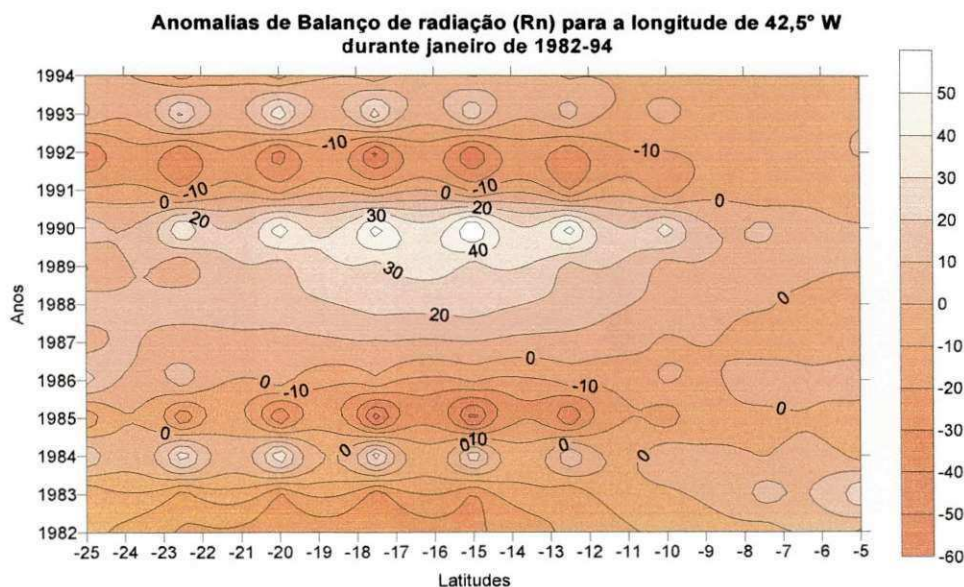


Figura 46: Anomalias de Rn para a longitude de 42,5° W durante janeiro de 1982-94

A Figura 47 mostra as anomalias de Rn para a longitude de 45° W em fevereiro de 1982-1994. Chama-se bastante atenção a configuração observada em 1991-93 entre as latitudes de 11° S e 21° S, pois são os máximos valores de anomalias negativas de Rn, além de 1986-1989, tendo os máximos ocorridos já fora da Bacia.

Os valores de anomalias principais ocorreram em 1984 para a parte sul da Bacia e de 1984 a 1987 para a parte mais ao norte. Os principais valores ocorreram no sul e já fora da Bacia.

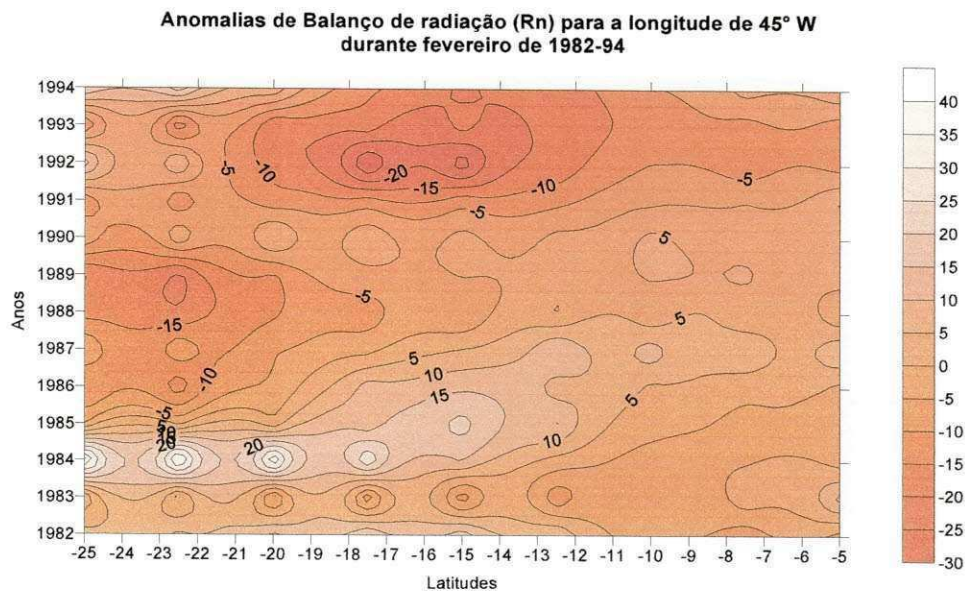


Figura 47: Anomalias de Rn para a longitude de 45° W durante fevereiro de 1982-94

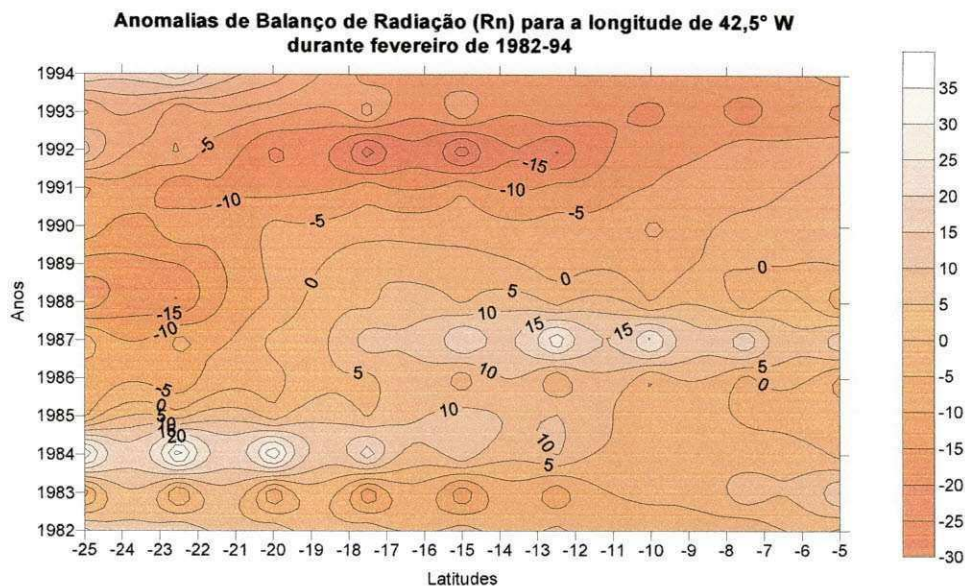


Figura 48: Anomalias de Rn para a longitude de 42,5° W durante fevereiro de 1982-94.

A Figura 48 mostra anomalias de Rn para a longitude de 42,5° W durante fevereiro de 1982-1994. Para essa longitude, pode-se observar configuração semelhante à figura anterior da longitude de 45° W. A diferença é que as anomalias negativas que ocorrerem em 1991-93 e de 1986-89 diminuíram um pouco de valor e de área de ocorrência. Já os valores de anomalias positivas de Rn aumentaram seus valores.

#### 4.3.2 FLUXO DE CALOR LATENTE

- **Análise das médias climáticas de fluxo de calor latente para três faixas de longitude (45° W, 42,5° W e 40°W)**

A Figura 49 traz as médias climáticas do fluxo de calor latente (LE) para a longitude de 45° W. Os maiores valores de calor latente foram registrados nas latitudes de 5° S e 20° S, com máximos de  $140 \text{ W.m}^{-2}$ . As maiores médias ocorrem nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro (meses de verão e da estação seca para maior parte do NE, exceto sul do NE). Esse resultado já é esperado, pois, nestas latitudes (20° S a 5° S) e meses do ano observou-se as maiores chuvas nesta longitude (45° W).

Em março e abril foram observados as menores médias de calor latente. Para março foi observado também máximos valores de  $q$ , que em consequência do baixo calor latente nesse mês foi observada alta umidade específica devido advecção através de sistemas como a ZCIT, que situa-se em média à 5° S, resultando também em aumento de precipitação para latitude, bem como a presença da ZCAS em torno de 17,5°- 20° S.

Os maiores valores de fluxo de calor latente para a longitude de 42,5° W (Figura 50) foram observados nos meses de verão (janeiro, fevereiro e dezembro, respectivamente). O mês de abril apresentou altos valores de calor latente entre as latitudes de 22,5° S e 25° S, tendo uma queda nos valores logo após esse ponto, não ultrapassando  $120 \text{ W.m}^{-2}$ . Os menores valores foram encontrados em novembro, como por exemplo em 10° S com a marca de  $80 \text{ W.m}^{-2}$ , na região do Raso da Catarina, região em que a precipitação é baixa o ano inteiro, mas acentua-se no final do inverno e primavera, como é o caso do mês de novembro.



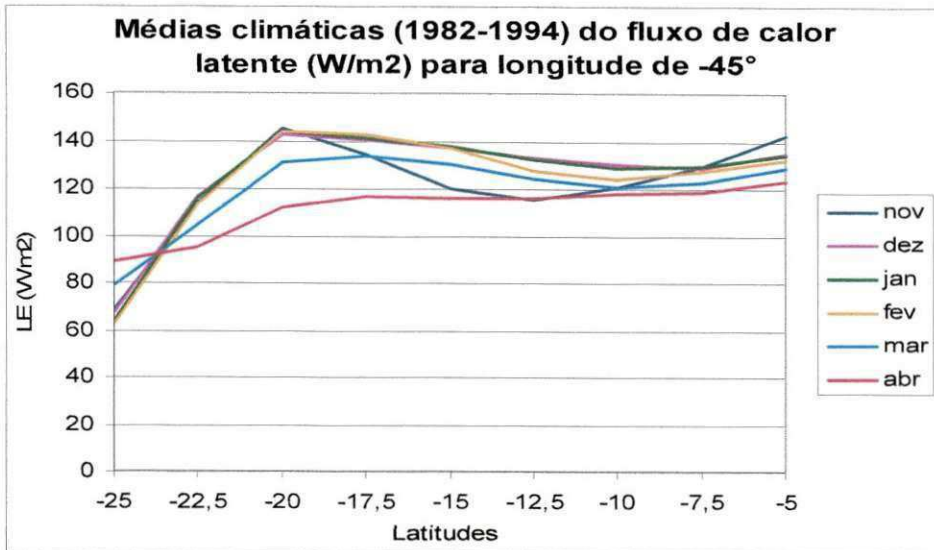


Figura 49: Médias climáticas do fluxo de calor latente para longitude de 45° W

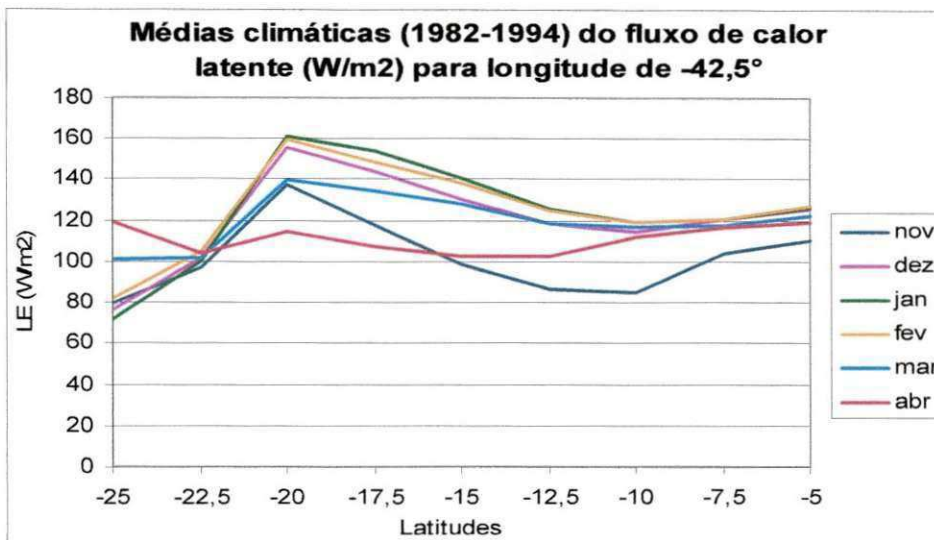


Figura 50: Médias climáticas do fluxo de calor latente para longitude de 42,5° W

A Figura 51 apresenta as médias climáticas do fluxo de calor latente para a longitude de 40° W.

Os maiores valores foram registrados em fevereiro, janeiro e março, respectivamente nessa ordem. Já os menores, foram observados em novembro e dezembro, principalmente entre 5° S e 12,5° S, onde o fluxo chega ao máximo de 60 W.m<sup>-2</sup>. Para as latitudes de 15° S e 20° S, aparecem dois picos de máximo fluxo de calor latente. Isso pode estar relacionado com a ZCAS, pois a ZCAS atua sobre a região aproximadamente durante uma semana, produzindo precipitação e umidade na atmosfera, na outra semana sem atuação da ZCAS a atmosfera fica mais seca, como o solo tem bastante umidade ocorre a evaporação.

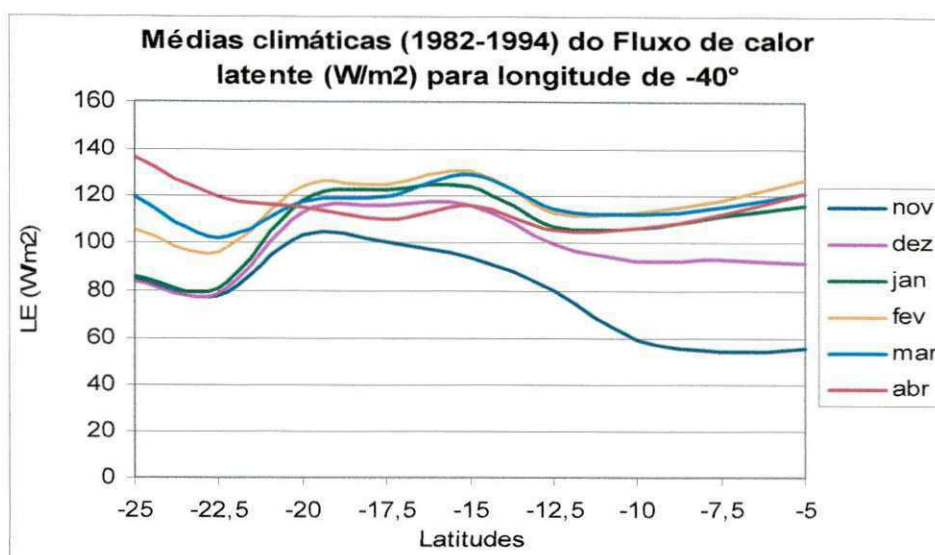


Figura 51: Médias climáticas do fluxo de calor latente para longitude de  $40^\circ$  W

- **Análise de anomalias do fluxo de calor latente (LE) para as longitudes de  $45^\circ$  W e  $42,5^\circ$  W durante os meses de novembro a março de 1982-1994**

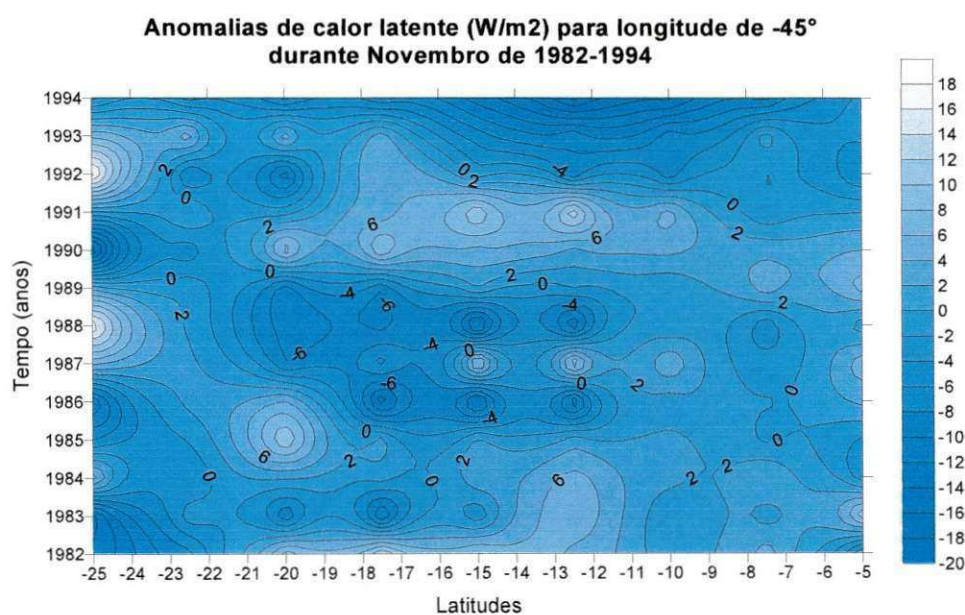


Figura 52: Anomalias de calor latente para longitude de  $45^\circ$  W em novembro.

A Figura 52 mostra anomalias de calor latente (LE) durante o mês de novembro na longitude de  $45^\circ$  W. Foram encontradas anomalias negativas de calor latente nos anos de 1986 e 1988 entre as latitudes de  $11^\circ$  S a  $18^\circ$  S. As anomalias positivas ocorreram em 1985, com um núcleo de máximas anomalias positivas em aproximadamente  $20^\circ$  S

com até  $10 \text{ W.m}^{-2}$  acima que a média, em 1987 entre  $10^\circ \text{ S}$  e  $16^\circ \text{ S}$  de latitude e em 1990 houveram anomalias de LE em quase toda a Bacia, da latitude de  $9^\circ \text{ S}$  a  $20^\circ \text{ S}$ .

Nas maiores latitudes da Bacia, é observada grande variabilidade bianual tendo como exemplo a ocorrência de anomalia positiva no ano de 1986, anomalia negativa em 1988, novamente positiva em 1990, e assim por diante.

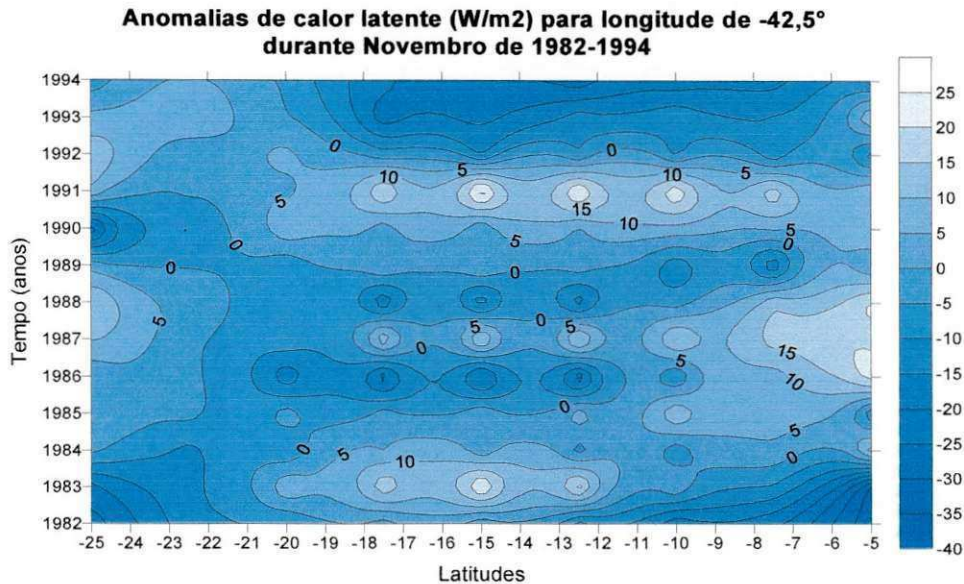


Figura 53: Anomalias de calor latente para longitude de  $42,5^\circ \text{ W}$  em novembro.

Anomalias de calor latente para a longitude de  $42,5^\circ \text{ W}$  em novembro estão na Figura 53. No evento de EN em 1982/83 ocorreram duas faixas em que predominaram anomalias negativas de LE, uma de  $5^\circ \text{ S}$  a  $7^\circ \text{ S}$  de latitude no BSF e, já no fim e nos limites da Bacia, de  $23^\circ \text{ S}$  a  $25^\circ \text{ S}$ , e a outra, no MSF, com anomalias positivas de até  $20 \text{ W.m}^{-2}$ . Em 1986 entre as latitudes de  $10^\circ \text{ S}$  e  $21^\circ \text{ S}$ , observaram-se anomalias positivas de até  $20 \text{ W.m}^{-2}$ , as quais repetiram-se com menor intensidade em 1988.

Anomalias positivas de calor latente durante novembro são visíveis, de 1985 a 1989, entre as baixas latitudes de  $5^\circ \text{ S}$  a  $7^\circ \text{ S}$ , no ano de 1987 no MSF e em 1991 do BSF ao MSF.

No mês de dezembro, na longitude de  $45^\circ \text{ W}$  (Figura 54) foram observados dois períodos principais de anomalias positivas de LE: em 1985 com anomalias positivas desde o MSF ao ASF e em 1989, com ocorrência para toda a Bacia, ambos períodos de LN.

A ocorrência de anomalias negativas deram-se em 1986/87, nos limites da Bacia, em  $22^\circ \text{ S}$  até  $25^\circ \text{ S}$ , e em 1989, em partes do MSF e ASF.

A Figura 55 mostra anomalias de calor latente para dezembro na longitude de  $42,5^\circ$  W. Nos anos de 1983/84 foram observadas anomalias positivas de LE no BSF até o MSF, enquanto no ASF foram negativas. Anomalias positivas de calor latente na sub-bacia do ASF ocorreram nos anos de 1985, 1990 e em 1991/82. O ano de 1988 propiciou anomalias positivas de LE no MSF, sendo que em 1991 as anomalias eram visíveis em toda a Bacia e com maior intensidade no MSF. Anomalias negativas muito significativas ocorreram nos anos de 1986 e 1989 no MSF.

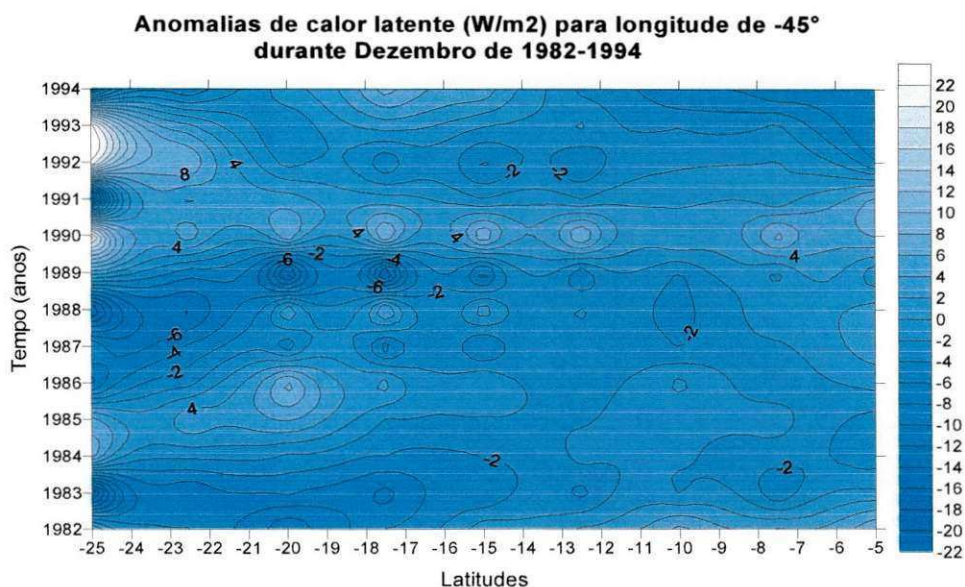


Figura 54: Anomalias de calor latente para longitude de  $45^\circ$  W em dezembro.

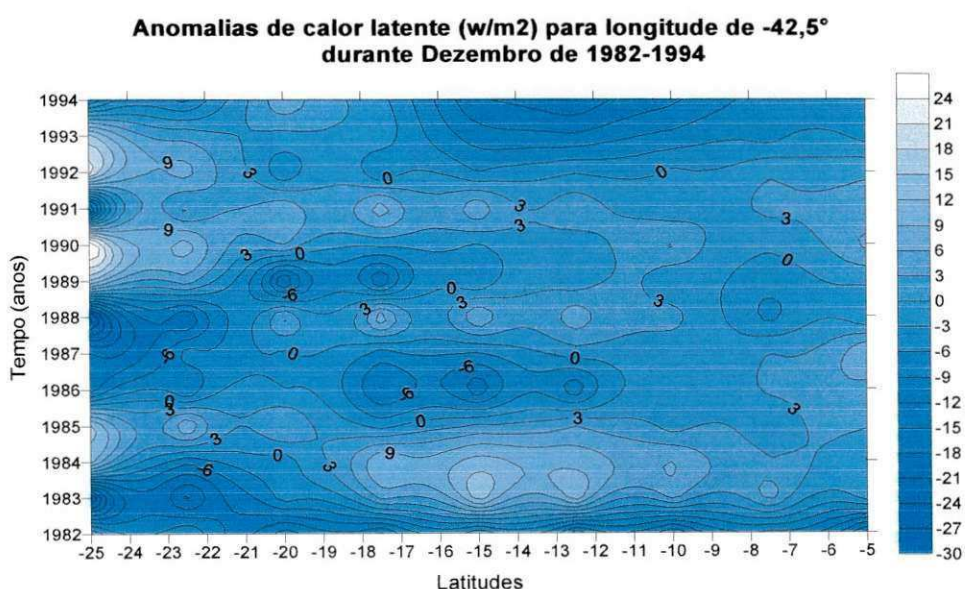


Figura 55: Anomalias de calor latente para longitude de  $42,5^\circ$  W em dezembro

A configuração das anomalias de calor latente na longitude de  $45^\circ$  W em janeiro (Figura 56) vista no ASF é bastante interessante. Nessa sub-bacia ocorreram anomalias

negativas nos anos de 1987 a 1990, mas no último ano citado, ocorreram em quase toda a Bacia, até a latitude de 20° S. Nesse mesmo mês, houve maior ocorrência de anomalias negativas de LE.

Já na longitude de 42,5° W (Figura 57), também durante janeiro, houve maior ocorrência de anomalias positivas, ao contrário da figura anterior. Foram observadas anomalias negativas de LE no ASF em 1984 (LN) e 1987 (EN). Nas menores latitudes da Bacia ocorreram as menores anomalias chegando até a não serem observadas, pois seriam valores iguais a média. Em 1992, nos limites da Bacia, houve máxima anomalia de LE, 27 W.m<sup>-2</sup>.

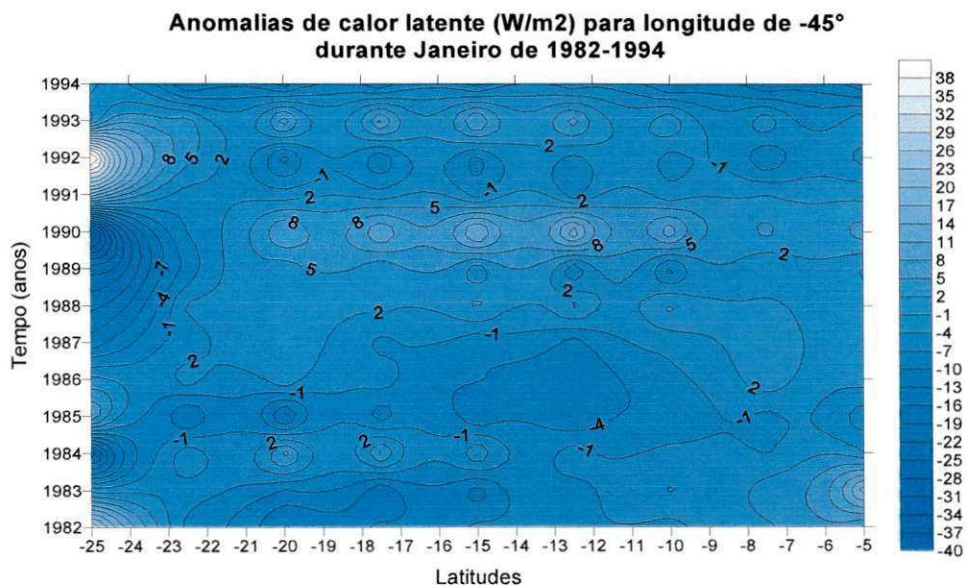


Figura 56: Anomalias de calor latente para longitude de 45° W em janeiro.

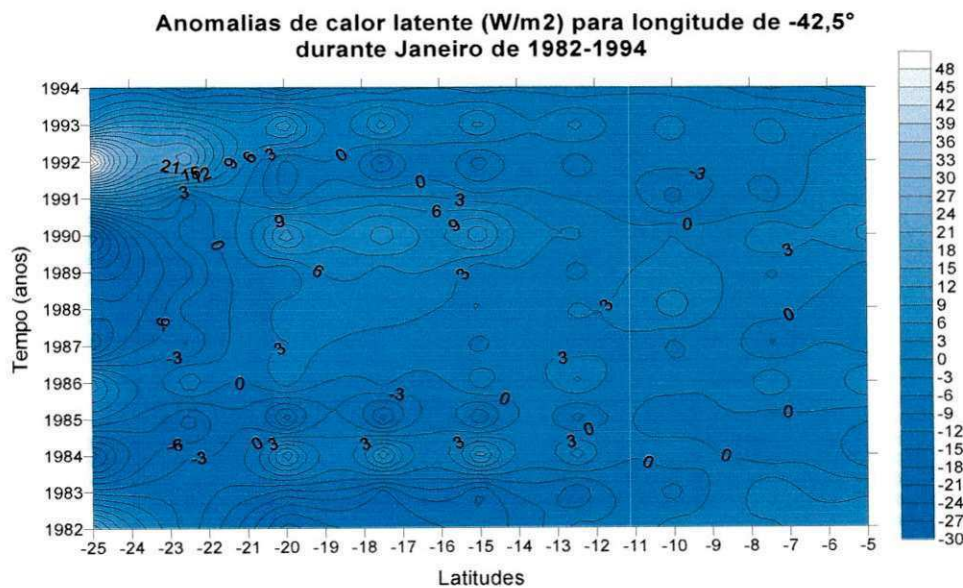


Figura 57: Anomalias de calor latente para longitude de 42,5° W em janeiro

A Figura 58 mostra as anomalias de calor latente para a longitude de 45° W em fevereiro. Maior parte das anomalias de LE neste mês apresentaram sinais negativos. De 1984 a 1986, entre as latitudes de 12° S a 25° S, ocorreram anomalias positivas de LE e seus valores não ultrapassaram o valor de 13 W.m<sup>-2</sup>. Também ocorreram anomalias positivas desde 1986 a 1991 nas menores latitudes até aproximadamente 12° S. Nos outros anos foi observada a formação de núcleos de anomalias negativas de LE.

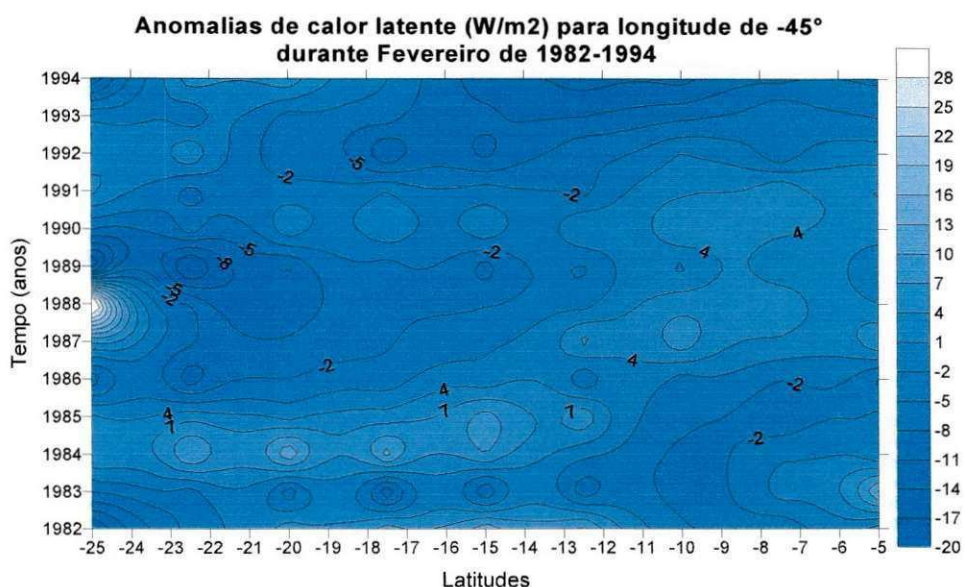


Figura 58: Anomalias de calor latente para longitude de 45° W em fevereiro

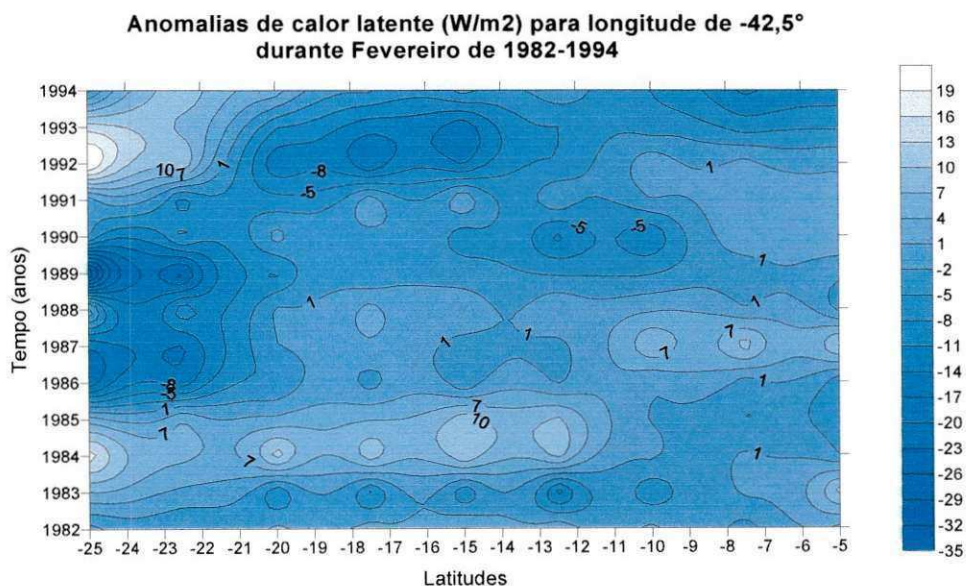


Figura 59: Anomalias de calor latente para longitude de 42,5° W em fevereiro.

Na longitude de 42,5° W durante o mês de fevereiro (Figura 59) também ocorreu o mesmo que a longitude anterior: maior ocorrência de anomalias negativas, mas, no

MSF, as anomalias positivas foram presentes, tendo sua ausência somente em 1982 (EN) e de 1992 a 1994. Nas menores latitudes houveram anomalias positivas pouco significativas, enquanto no fim da Bacia entre 1984 e 1986 e de 1991 a 1994, elas foram positivas e chegaram a atingir o valor de aproximadamente  $18 \text{ W.m}^{-2}$ . De 1986 a 1990 as anomalias foram negativas.

Durante o mês de março, na longitude de  $45^\circ \text{ W}$ , (Figura 60), ocorreram anomalias positivas no ano de 1984 (LN) no ASF, no restante dos anos foram negativas as anomalias sobre essa sub-bacia. No MSF/ASF de 1986 a 1989 as anomalias foram positivas, acontecendo o mesmo para a parte do MSF e todo o BSF em 1988/89. Novamente no MSF, as anomalias foram positivas em 1993.

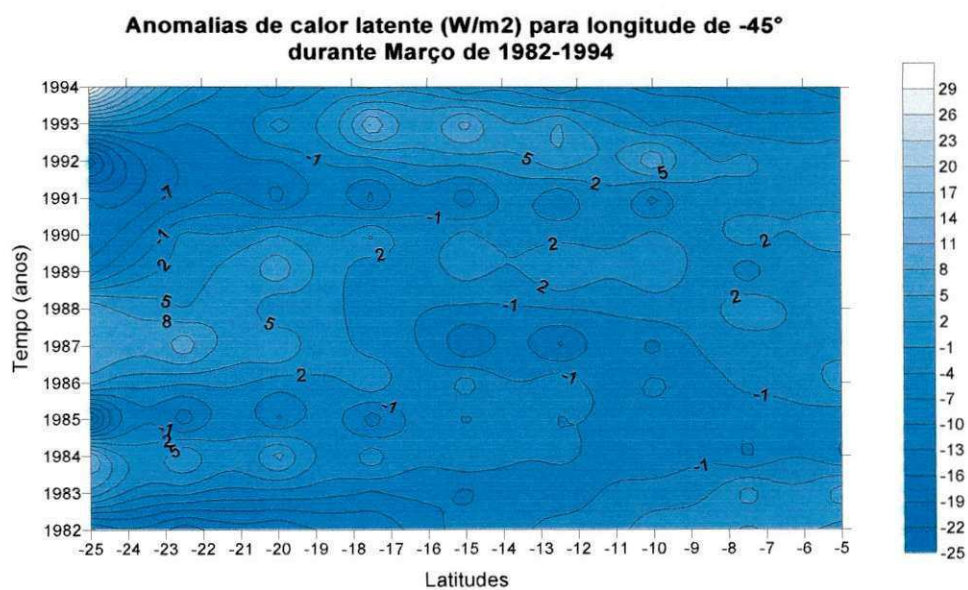


Figura 60: Anomalias de calor latente para longitude de  $45^\circ \text{ W}$  em março.

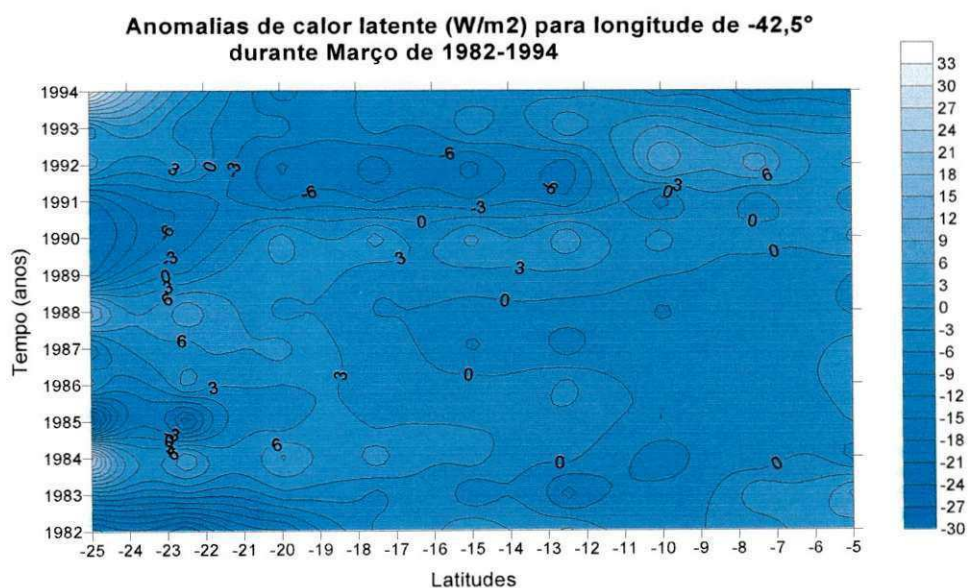


Figura 61: Anomalias de calor latente para longitude de  $42,5^\circ \text{ W}$  em março.

A Figura 61 mostra as anomalias de calor latente para a longitude de  $42,5^{\circ}$  W durante o mês de março. Nessa longitude e no mês de março, as anomalias positivas predominaram sobre a Bacia mesmo que com ocorrência de baixos valores. A maior parte das anomalias negativas ocorreram no ASF, sendo as principais ocorridas em: 1982, 1985, 1989/90.

O calor latente foi abaixo da média no MSF entre os anos de 1991 e 1992. No BSF não houve ocorrência de valores negativos, chegando a apresentar valores iguais à média.

#### 4.3.3 FLUXO DE CALOR SENSÍVEL

- **Análise das médias climáticas do calor sensível ( $W.m^{-2}$ ) para três faixas de longitude ( $45^{\circ}$  W,  $42,5^{\circ}$ W e  $40^{\circ}$ W)**

A Figura 62 mostra as médias climáticas do fluxo de calor sensível (SH) em  $W.m^{-2}$  para a longitude de  $45^{\circ}$  W. Os maiores valores ocorreram no mês de novembro, entre as latitudes de  $7,5^{\circ}$  e  $22,5^{\circ}$  S, enquanto os outros meses mantiveram suas médias entre 0 e  $10 W.m^{-2}$ . No mês de abril, sobre a longitude de  $10^{\circ}$  S foi observado o menor valor de calor sensível,  $1,25 W.m^{-2}$ . O maior valor de SH ocorreu no mês de novembro em aproximadamente  $15^{\circ}$  S de latitude com  $26 W.m^{-2}$ . Nessa longitude entre as latitudes de  $10^{\circ}$  e  $20^{\circ}$  S, em geral no mês de novembro, o solo ainda estava seco, fazendo com que uma parte significativa do calor absorvido pela superfície seja transferido para a atmosfera na forma de calor sensível.

Na Figura 63 estão as médias climáticas do calor sensível em  $W.m^{-2}$  para a longitude de  $42,5^{\circ}$  W. Novamente as maiores médias ocorreram em novembro, obtendo o maior valor de  $45,3 W.m^{-2}$  em  $15^{\circ}$  S de latitude. Já o menor valor, ocorreu em janeiro na latitude de  $22,5^{\circ}$  S sendo  $0,75 W.m^{-2}$ . A média dos demais meses ficaram entre 0 e  $18 W.m^{-2}$ , maior que na longitude de  $45^{\circ}$  W. Entretanto, a análise feita para novembro na longitude anterior continua válida para essa longitude.



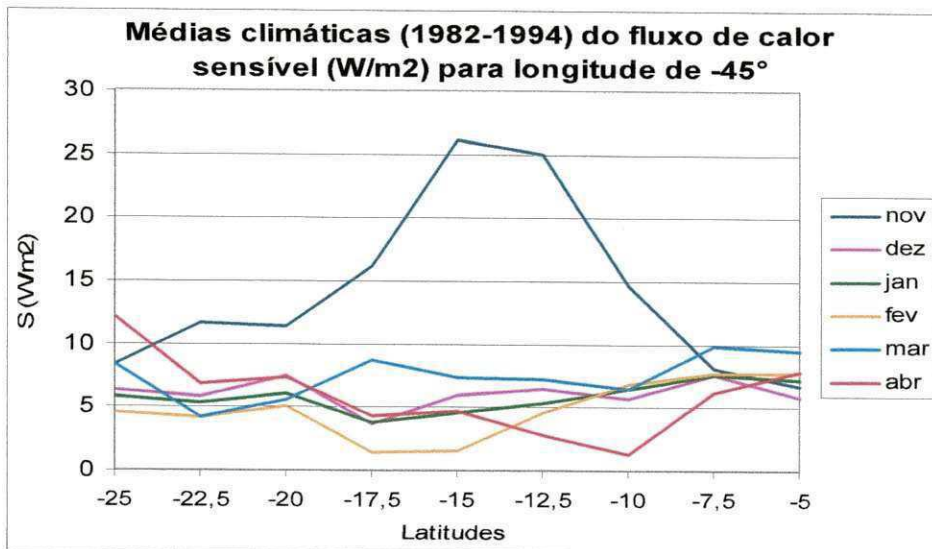


Figura 62: Médias climáticas do fluxo de calor sensível para longitude de 45° W

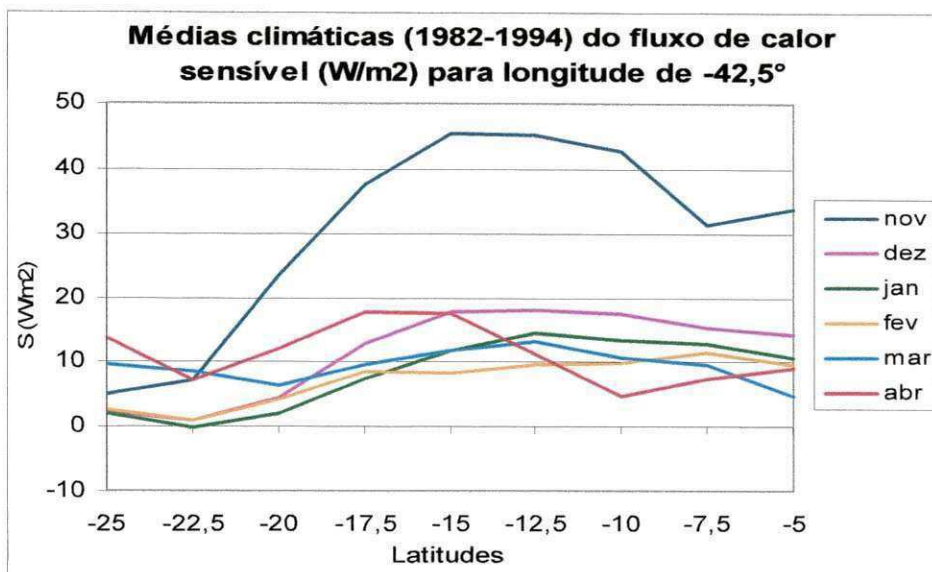


Figura 63: Médias climáticas do fluxo de calor sensível para longitude de 42,5° W.

A Figura 64 mostra as médias climáticas do calor sensível em  $W.m^{-2}$  na longitude de 40° W. As médias de SH nessa longitude foram as maiores observadas entre as três faixas de longitude. Em novembro, sobre as menores latitudes, na divisa de Pernambuco e Ceará, o calor sensível chegou a atingir  $75 W.m^{-2}$  entre aproximadamente 5° S e 7°S. Ao atingir o ponto da latitude de 15° S, nos meses de novembro a fevereiro, o calor sensível tem um aumento significativo nos valores de suas médias mensais.

A longitude de 40° W e latitude de 15° S corresponde ao sudeste da Bahia, região de Ilhéus, cujo período mais seco é de setembro a dezembro, entretanto janeiro é o mês que aquela região recebe mais radiação causando aquecimento do solo que por sua vez transporta calor para a atmosfera.

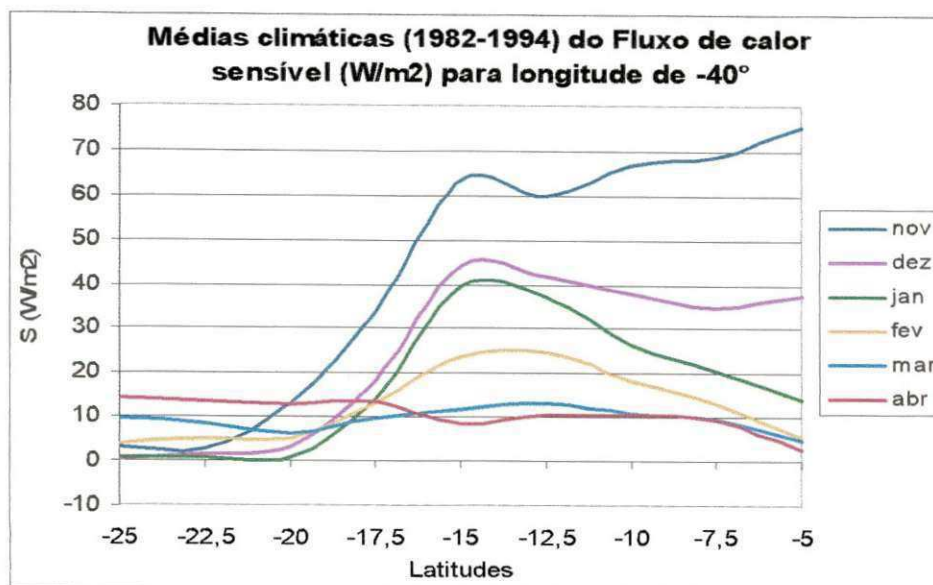


Figura 64: Médias climáticas do fluxo de calor sensível para longitude de 40° W

- **Análise de anomalias do fluxo de calor sensível (SH) para as longitudes de 45° W e 42,5° W durante os meses de novembro a março de 1982-1994**

A Figura 65 mostra anomalias de SH para a longitude de 45° W durante o mês de novembro.

Os maiores valores de anomalias positivas estão entre as latitudes de 11° S e 20° S em 1985/86. Para o resto da Bacia no mesmo período, foram observadas pequenas anomalias negativas. Em 1988 na maior parte da Bacia não ocorreu anomalias de S, pois foi registrado o valor de zero.

Já em 1991/92 (EN) foram observadas as maiores anomalias negativas entre as latitudes de 11° S e 18° S. Devido esse EN o calor sensível diminuiu no MSF e aumentou o calor latente e precipitação, o que não veio a acontecer em menores latitudes que esta.

As anomalias de calor sensível em 42,5° W durante o mês de novembro estão na Figura 66. As maiores anomalias positivas foram observadas nos anos de 1986 desde 12° S a 21° S em 1982, no BSF, em 1989, também no BSF, e em 1992 em quase toda a Bacia.

Ocorreram quatro situações de máximas anomalias negativas de S: em 1983, desde 10° S a 25° S, em 1985, no BSF que prolongou-se até o ano de 1988, em 1987 para o MSF e 1991 em quase toda a Bacia.

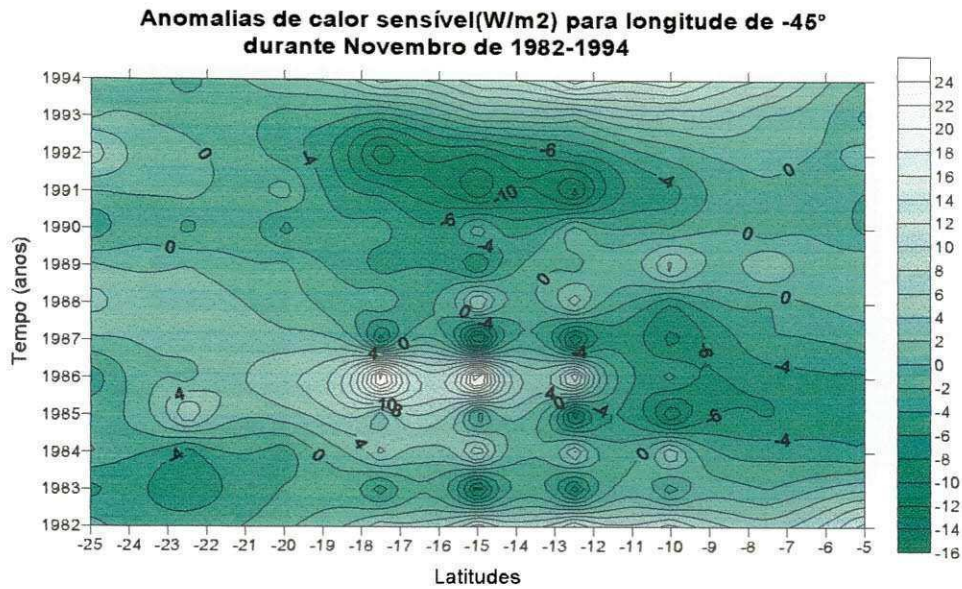


Figura 65: Anomalias de calor sensível para longitude de 45° W em novembro.

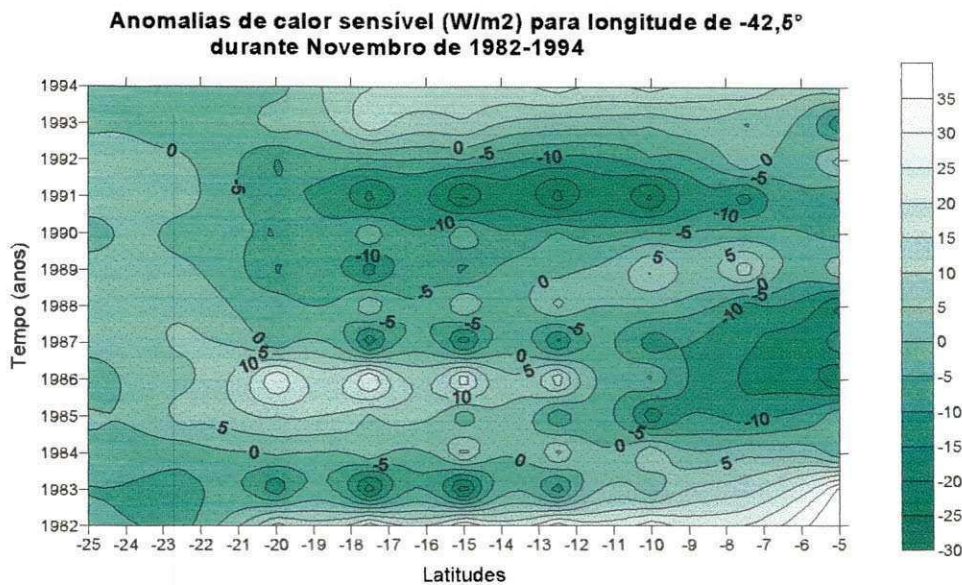


Figura 66: Anomalias de calor sensível para longitude de 42,5° W em novembro.

A Figura 67 mostra as anomalias do calor sensível em 45° W durante dezembro. No ano de 1982/83 (EN), no MSF, ocorreram anomalias positivas de fluxo de calor sensível, com menos intensidade nas latitudes mais ao norte onde de prolongaram até o ano de 1984.

No ano de 1986, ocorreram anomalias negativas no ASF ou elas foram nulos, ou seja, valores de SH foram iguais aos valores médios e na Bacia do Parnaíba ocorreu sinal positivo devido à ocorrência de um evento EN.

Anomalias positivas de SH ocorreram desde 1989 até 1994 no ASF sendo quase nulas para o MSF, exceto em 1989 que foram negativas (LN) nestas duas sub-bacias foram iguais à média de dezembro.

As maiores anomalias de calor sensível durante o mês de dezembro na longitude de  $42,5^\circ$  W (Figura 68) foram negativas como em 1985, de  $18^\circ$  a  $9^\circ$  S, em 1986 no ASF, 1984, 1989 e 1992 no MSF. As anomalias positivas ocorreram, na sua maioria, no MSF e ASF: 1986 no MSF, 1989 e 1992 no M e ASF.

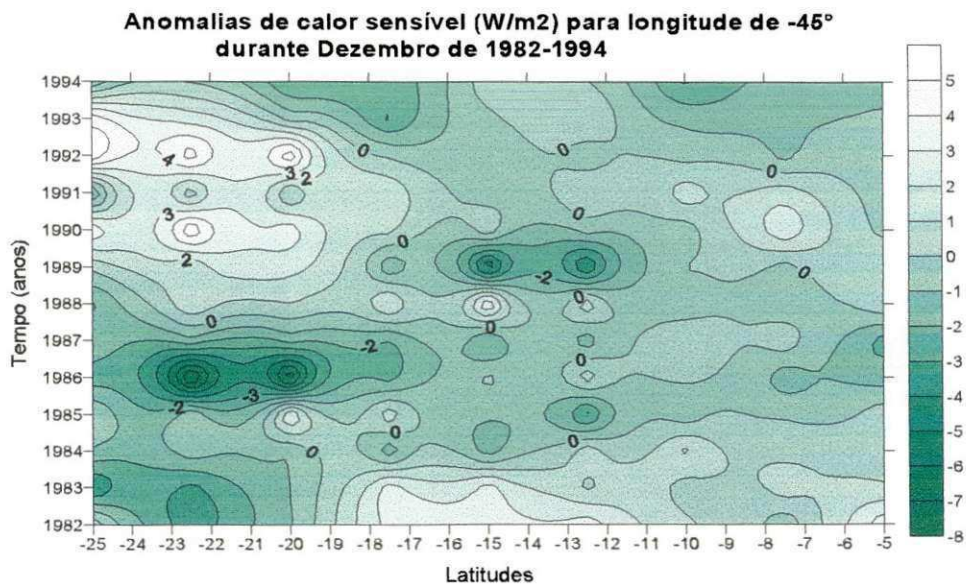


Figura 67: Anomalias de calor sensível para longitude de  $45^\circ$  W em dezembro

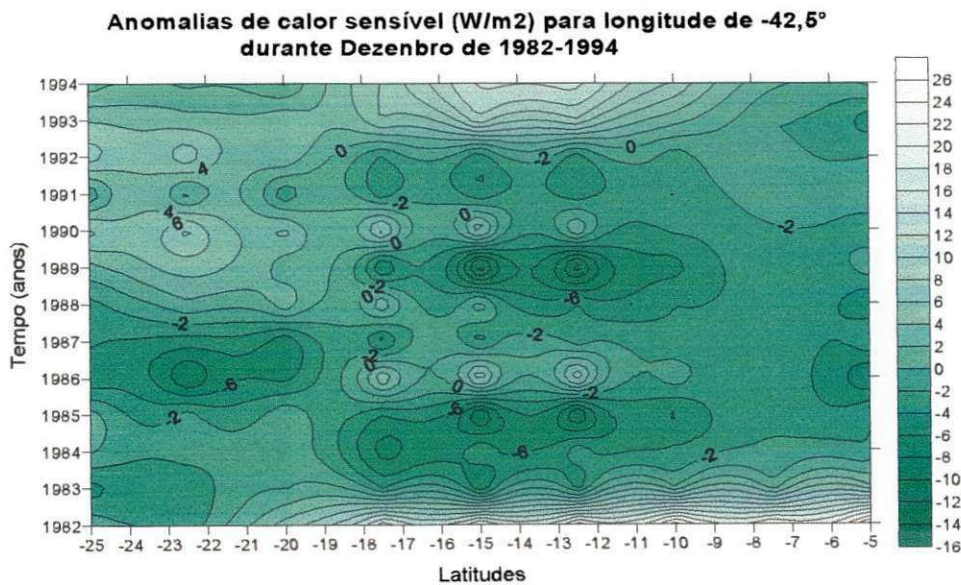


Figura 68: Anomalias de calor sensível para longitude de  $42,5^\circ$  W em dezembro

Durante o mês de janeiro na longitude de  $45^{\circ}$  W (Figura 69) observa-se uma forte inversão de anomalias entre os anos de 1983 (EN) e 1985 (LN) no ASF. Naquela sub-bacia as anomalias de SH foram negativas em 1983 e positivas em 1985. Por outro lado, no MSF observou-se justamente o contrário, ou seja, anomalias positivas de SH em 1983 e negativa em 1985. Indicando que os eventos EN de 1983 e LN de 1985 tiveram forte influência no clima do ASF e MSF.

Nos demais períodos da série (1986 a 1994) não foi observada variabilidade interanual e espacial tão significativa, exceto entre os anos de 1992 (anomalias negativas) e 1994 (positivas) no MSF.

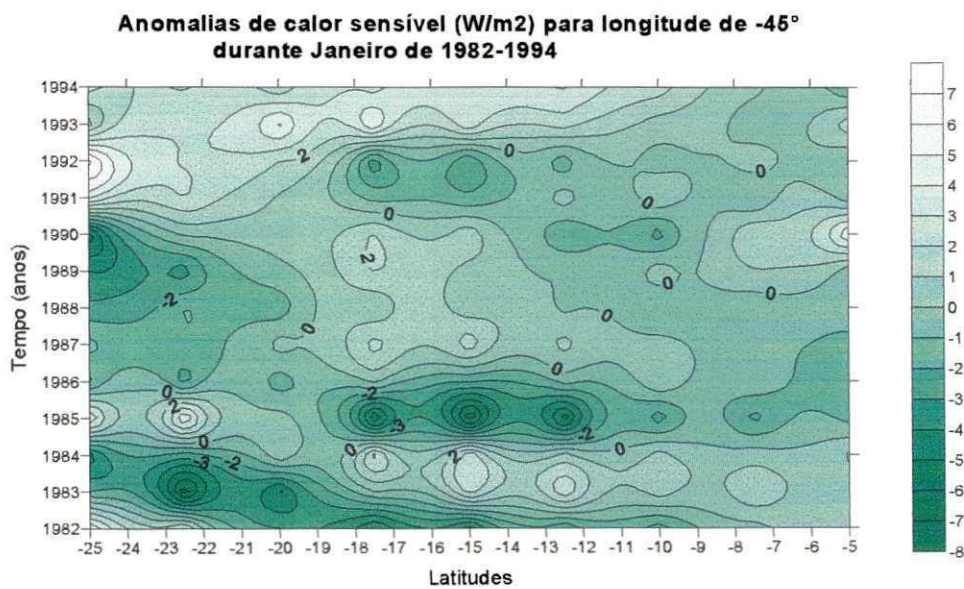


Figura 69: Anomalias de calor sensível para longitude de  $45^{\circ}$  W em janeiro

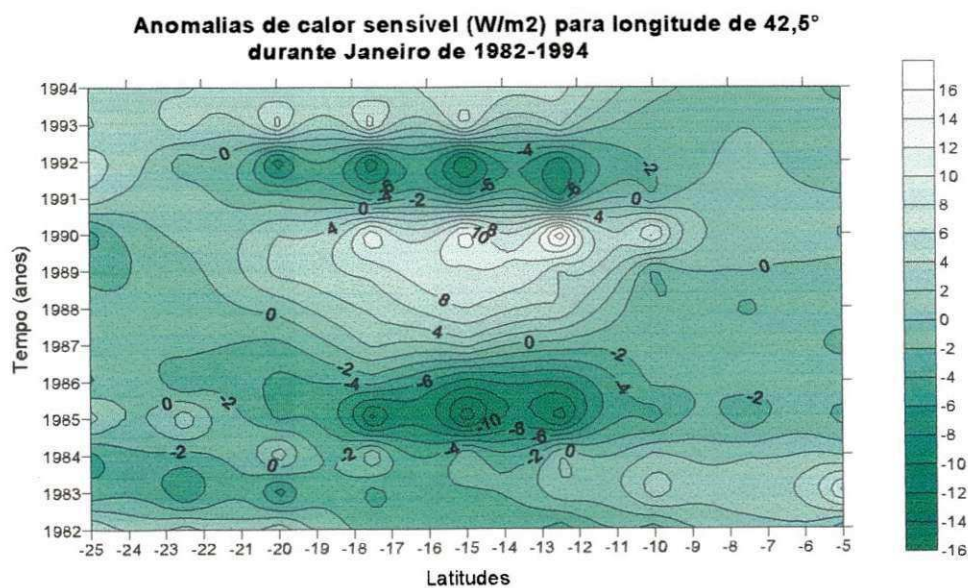


Figura 70: Anomalias de calor sensível para longitude de  $42,5^{\circ}$  W em janeiro.

A Figura 70 mostra anomalias de SH para a longitude de 42,5° W no mês de janeiro. As principais anomalias positivas ocorreram de 1988 a 1990 na faixa de 21° S a 9° S, ocupando quase toda a Bacia. Houve dois períodos principais de anomalias negativas em 1985/86 e em 1991/92.

Na Figura 71 estão as anomalias de calor sensível referentes ao mês de fevereiro na longitude de 45° W. Entre 20° S e 12° S, correspondendo a parte do MSF e vizinhança norte/sul, observa-se uma variabilidade temporal relativamente intensa para anomalia do fluxo de SH, com valores negativos em 1984, 1987 e 1992, e positivos em 1985 e 1989. Nas demais latitudes não foram verificadas nenhuma variabilidade interanual significativa. Quanto a variabilidade espacial as características mais marcantes foram no ano de 1984 entre 20° S e 15° S e 1987 entre 22,5° S e 17° S.

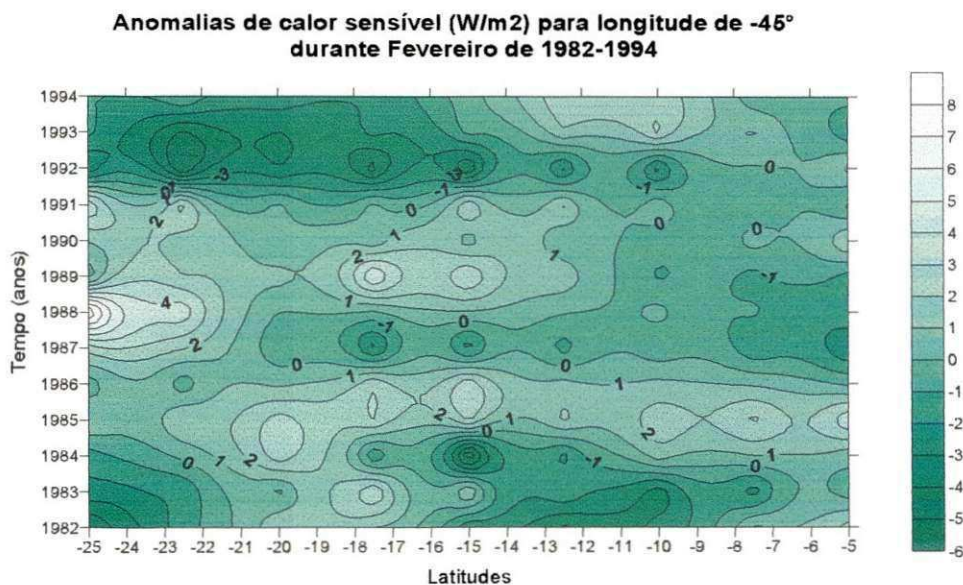


Figura 71: Anomalias de calor sensível para longitude de 45° W em fevereiro.

Ao longo da longitude de 42,5° W no mês de fevereiro (Figura 72), foi observado uma maior frequência de variabilidade temporal e espacial na anomalia de SH anomalias de calor sensível positivas. Em 1984/85 foram positivas no ASF e MSF, e negativas no SMSF; em 1987/88 foram positivas no ASF e principalmente no MSF, repetindo-se com a mesma intensidade em 1990. Já em 1991, no MSF, observaram-se as anomalias negativas que ocorreram durante o ano. O ano de 1984 também apresentou esse padrão.

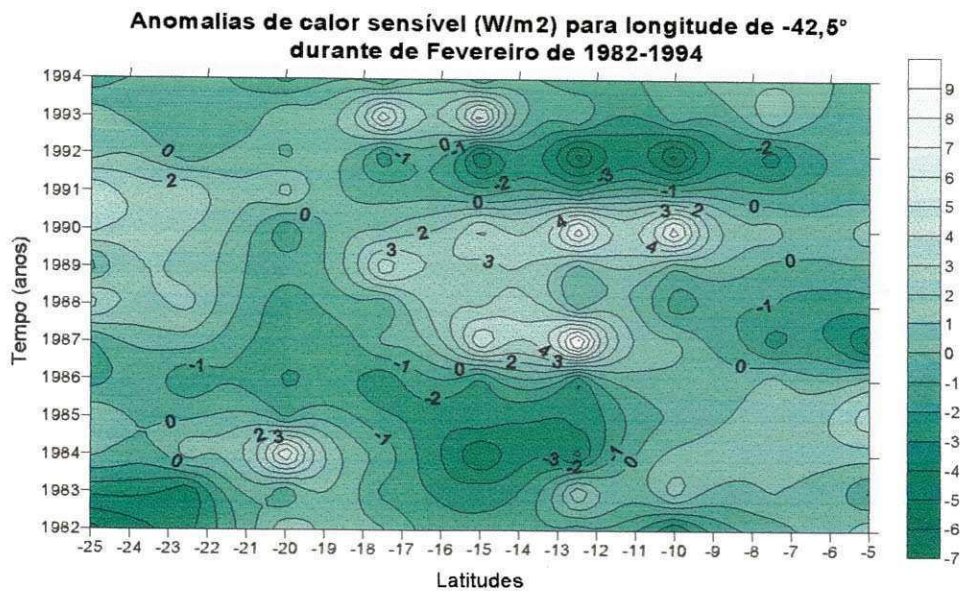


Figura 72: Anomalias de calor sensível para longitude de 42,5° W em fevereiro.

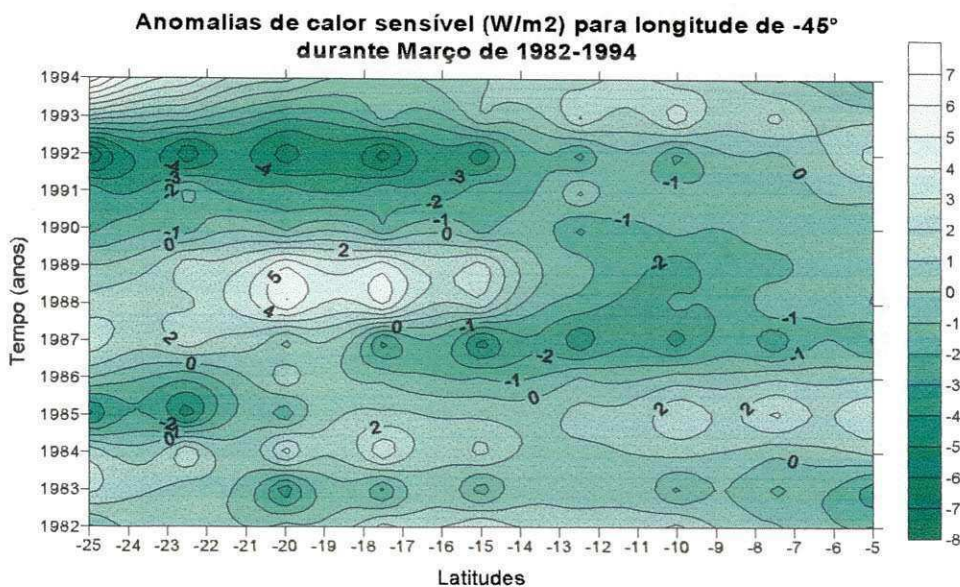


Figura 73: Anomalias de calor sensível para longitude de 45° W em março.

A Figura 73 mostra anomalias de SH para o mês de março na longitude de 45° W. Ocorreu nesse mês um tipo de “revezamento” de valores positivos e negativos das anomalias de SH. Em 1984 a maioria das anomalias foram positivas, em 1987 foram negativas, em 1988/89 repetiu-se o sinal positivo e por fim, em 1992/93 tornou a ser negativo. Esses sinais quando ocorriam, apresentavam-se sobre toda a Bacia, com exceção dos anos de 1988/89 que teve anomalias negativas no BSF até metade da Bacia e desse ponto até o fim da Bacia, ocorreram anomalias positivas.

Por fim, a Figura 74 mostra anomalias de calor sensível durante o mês de março na longitude de  $42,5^\circ$  W. Ao longo de toda a série, em poucas situações foram observadas anomalias negativas. A maioria dos anos apresentou anomalias positivas de SH ou como ocorreu nos anos de 1984 e 1990, não houveram anomalias devido os valores mensais serem iguais à média. Os anos de 1992, 1993 e 1994 apresentaram as maiores anomalias positivas de toda a série dos 12 anos, atingindo o máximo de anomalia de  $20 \text{ W.m}^{-2}$ .

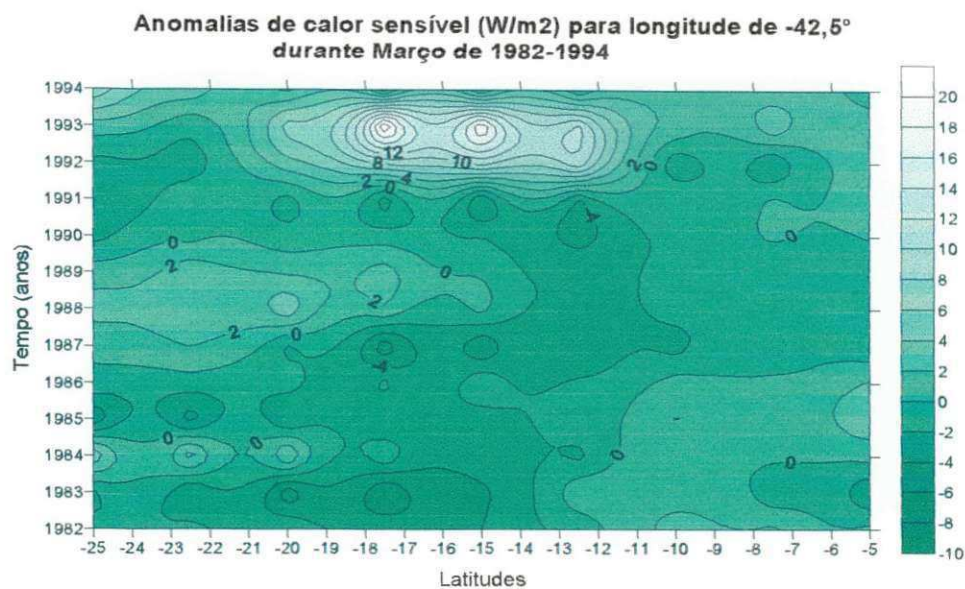


Figura 74: Anomalias de calor sensível para longitude de  $42,5^\circ$  W em março.

De um modo geral, tanto o fluxo de calor latente como o fluxo de calor sensível, apresentaram, em muitos anos, uma inversão da anomalia de um mês para outro, por exemplo de dezembro para janeiro, ou seja, nas latitudes em que observa-se anomalias positivas de LE ou SH no mês seguinte verifica-se anomalias negativas.

Esse tipo de configuração ocorreu várias vezes ao longo da série. Possivelmente esta inversão na anomalia dos fluxos de calor esteja relacionada com as oscilações intrasazonais de 30-60 dias.

A variabilidade interanual e espacial dos campos de vento e da umidade específica não apresenta uma relação direta com os demais campos (chuva, LE e SH), possivelmente como esses campos foram tomados próximos da superfície, as condições de pequena escala, topografia e contraste oceano/continente influenciaram bastante a configuração desses campos.

Por outro lado a variabilidade interanual e espacial dos campos de precipitação, LE, SH e Rn mostraram uma forte relação. Anos mais chuvosos em determinadas áreas



apresentavam maior fluxo de LE, com a maior quantidade de energia e Rn utilizada para evaporação da água precipitada, o campo de SH apresentava valores reduzidos de SH para aquela área.

Em anos mais secos, ou seja com menos chuvas, em uma dada região é observado um menor fluxo de calor latente (LE) para aquela região, ou seja, tinham pouca água para ser evaporada, com isto sobrava uma quantidade maior de energia do Rn para aquecer a região produzindo um fluxo de SH mais elevado.

## 4.4 ANÁLISE DE VARIÁVEIS EM EVENTOS DE ENOS DURANTE OS MESES DE ATUAÇÃO DA ZCAS

### 4.4.1 EL NINO DE 1982-1983

Durante o evento de El Niño de 1982/83 no período de atuação da ZCAS (novembro a abril) as precipitações diminuíram sobre o semi-árido nordestino e ao longo da sua borda leste (Figura 75).

As precipitações foram mais intensas sobre o Sul e Centro-Oeste do Brasil. Como foi ano de EN ocorreu baixa precipitação em grande parte da Bacia, na faixa correspondente à parte do Nordeste e na parte sul da Bacia, nas cabeceiras do rio, os valores aumentam, configurando um dipolo de chuvas (Figura 75).

É visível uma faixa de precipitação sobre a América do Sul, desde sua parte centro-norte passando pela parte central do continente, e chega até o Atlântico Sul. Tomando como base essa faixa de precipitação, pode ser dito que a ZCAS esteve presente neste período sobre o centro-norte de Minas Gerais e Rio de Janeiro, fazendo com que as precipitações aumentem nas cabeceiras do rio São Francisco nesse ano de El Niño.

O calor latente (Figura 76) foi relativamente baixo sobre a parte norte do nordeste, possivelmente devido a falta de água para a evaporação, pois o Oceano Atlântico adjacente a Costa do Nordeste apresentou altos valores de LE. A configuração do fluxo de calor latente para o período novembro de 1982 a março de 1983 não apresentou uma configuração de ZCAS na parte central da América do Sul como observado no campo da precipitação.

A Figura 77 mostra o fluxo de calor sensível sobre a América do Sul durante os meses de novembro de 1982 a março de 1983, período em que estava em curso um episódio de EN. Observa-se um núcleo de máximo valor de calor sensível sobre o norte da região Nordeste e no nordeste da América do Sul, nos locais em que a precipitação foi relativamente pequena. Também foi observado um núcleo de máximo valor sobre praticamente toda a Bacia.

A configuração da umidade específica sobre a América do Sul no período de novembro de 1982 a março de 1983 é apresentada na Figura 78. Observa-se valores mais elevados sobre os Andes e a parte norte da América do Sul, exceto o semi-árido do NEB e a costa do Pará. De um modo geral a configuração obedece um padrão de Célula de Hadley, atmosfera mais úmida na faixa equatorial e mais seca nos subtrópicos.

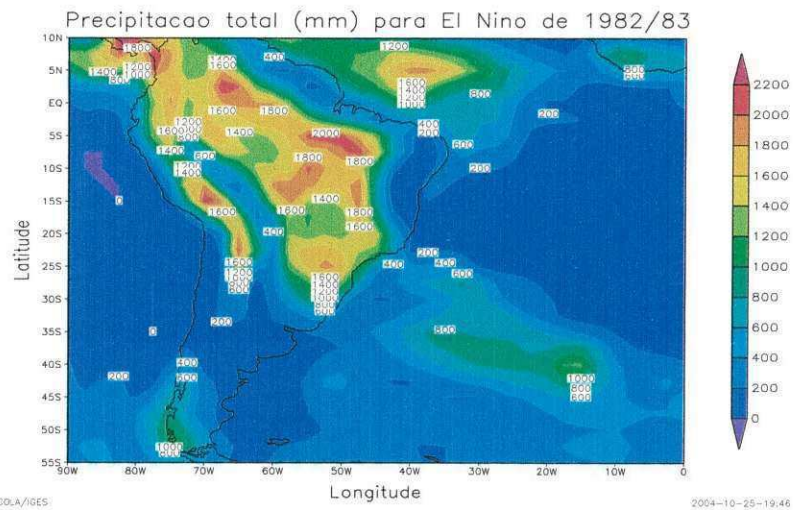


Figura 75: Precipitação total em mm durante o EN de 1982/83

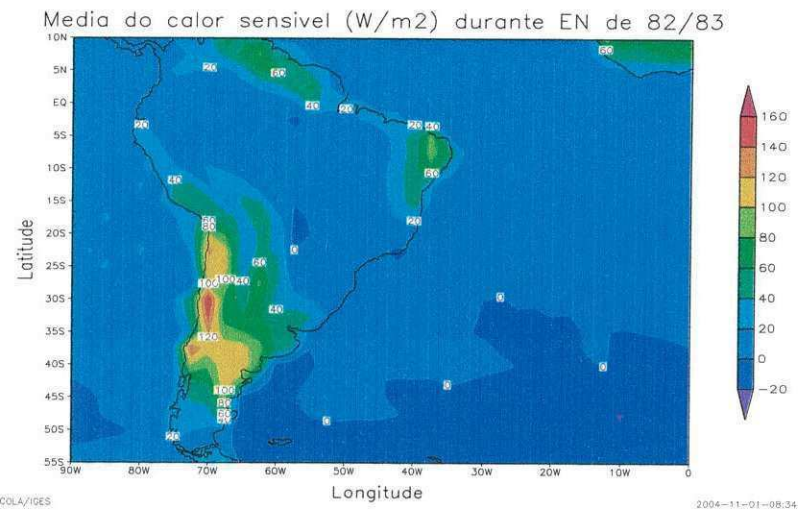


Figura 77: Média do calor sensível durante o EN de 1982/83

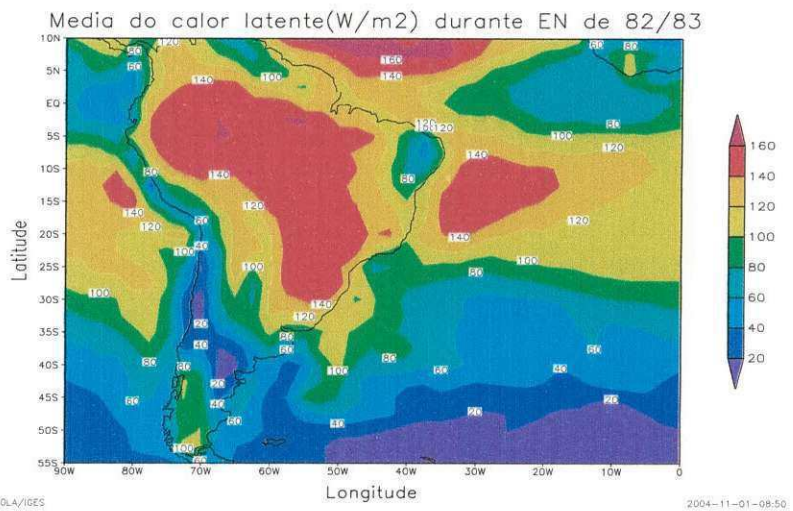


Figura 76: Média do calor latente durante o EN de 1982/83

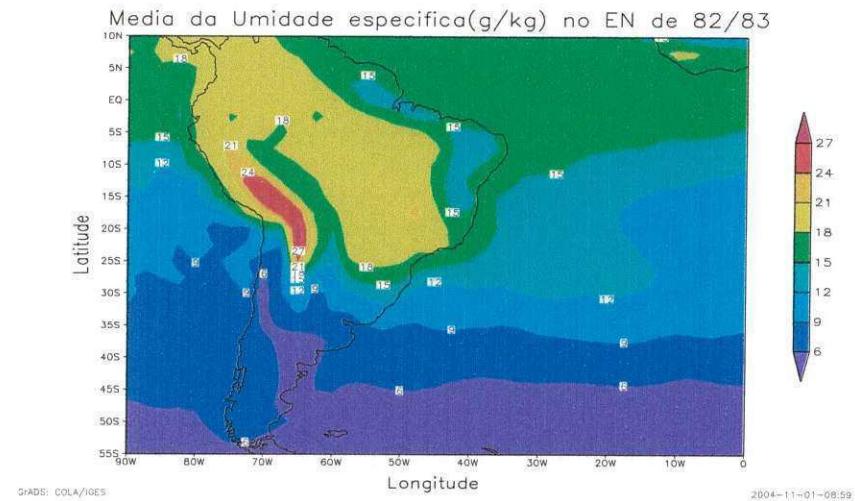


Figura 78: Média da umidade específica durante o EN de 1982/83.

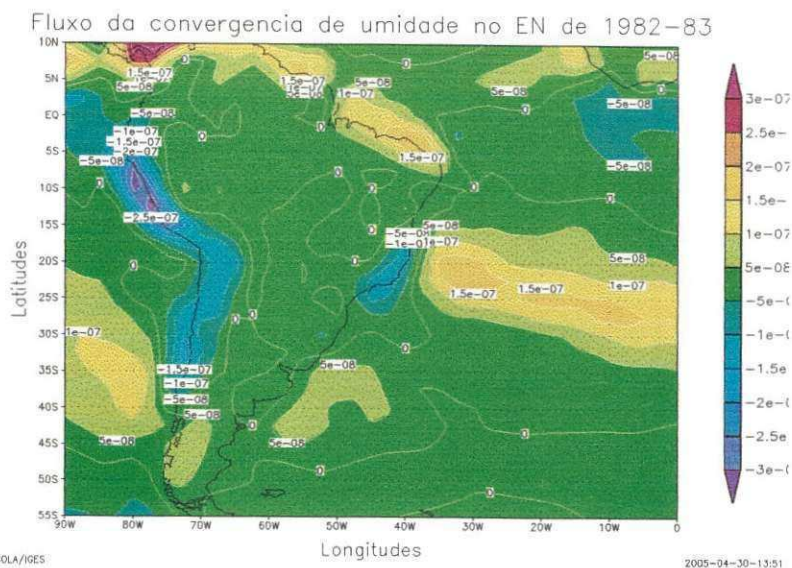


Figura 79: Média do fluxo da convergência de umidade no EN de 1982/83

A Figura 79 mostra a convergência de umidade no EN de 1982/83. Pode-se notar que na costa norte do Nordeste e costa do Norte do país estão os maiores valores de convergência de umidade possivelmente relacionados com a ZCIT. O mesmo é observado no Atlântico sudeste até as proximidades da costa leste da América do Sul. Valores negativos foram encontrados na costa leste do continente, formando uma faixa que vai desde o Estado de São Paulo até Minas Gerais, onde já se tem início a área da Bacia do rio São Francisco.

#### 4.4.2 LA NIÑA DE 1988-1989

A precipitação pluvial sobre a América do Sul, para o período de novembro de 1988 a março de 1989, é mostrada na Figura 80. Observa-se que a parte norte do continente apresentou precipitação superior a da parte sul.

Chuvas superiores a 2500 mm foram observadas na parte central do Maranhão e os valores de precipitação observados durante o EN, agora tiveram um aumento significativo sobre a maior parte da Bacia.

Um núcleo com pouca precipitação é observado na parte norte do Nordeste, porém muito superior ao do período do El Niño de 1982-1983. Devido à distribuição da precipitação por toda parte norte do continente, não foi possível observar uma faixa de precipitação decorrente da ZCAS. Entretanto, observa-se uma faixa de precipitação

mais intensa sobre o Atlântico Sul, em posição ao sul da região do posicionamento médio da ZCAS.

A Figura 81 mostra o fluxo de calor latente nos meses de novembro a março no ano de LN de 1988/89. Os valores de LE foram altos sobre o NE, mas foram ainda maiores sobre a parte central do continente Sul-americano, também no Brasil central. Na costa oeste da América do Sul houve a formação de grande faixa de baixo calor latente.

Sobre o Oceano Atlântico Sul, os valores aumentaram em direção ao norte e chegando a atingir o máximo de  $140 \text{ W.m}^{-2}$  entre  $10^\circ$  e  $15^\circ$  S de latitude e entre as longitudes de  $20^\circ$  e  $30^\circ$  W. Os valores observados durante esse evento, em algumas localidades do Brasil Central, não ultrapassaram os valores observados durante o EN de 1982/83.

Sobre o Oceano Atlântico adjacente à costa do Nordeste e na parte central do continente, não observou-se diferença nos valores de calor latente entre o período de El Niño e o de La Niña (Figura 81).

A Figura 82 mostra a configuração da média do calor sensível durante o LN de 1988/89 nos meses de novembro a março. Os valores de calor sensível sobre o NE diminuíram em relação ao EN. Em grande parte do Brasil, desde a Amazônia, Brasil central e região sudeste, a maior parte da energia foi convertida em calor latente, resultando em baixíssimo calor sensível nesses locais.

Os maiores valores de calor sensível foram observados sobre a costa oeste da América do Sul, chegando a atingir pequena parte do Sul do Brasil. Os mesmos foram maiores no LN quando comparados aos observados no EN de 1982/83, ao mesmo tempo que foram menores sobre o NEB.

Durante o LN de 1988/89 (Figura 83) a média da umidade específica aumentou sobre o NE, onde chega ao máximo de  $20 \text{ g/kg}$  durante a ocorrência da ZCAS. Já os máximos valores observados sobre a costa oeste da América do Sul diminuíram um pouco seus valores. Nesse mesmo local a variabilidade espacial de  $q$  é marcante. Como foi observado, em anos de LN, a umidade específica é maior, o que pode intensificar a ZCAS. A configuração da umidade específica sobre os Estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro / Espírito Santo mostra um certo padrão semelhante ao da ZCAS, esta configuração não foi observada no período do El Niño de 1982/83. Estas características são inversas às observadas para a precipitação, quando a configuração do período de El Niño é mais nítida a presença da ZCAS que no de La Niña.

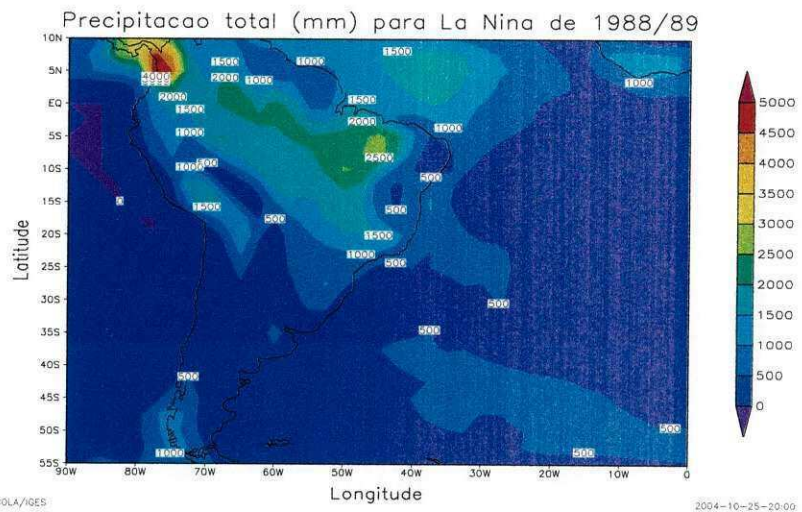


Figura 80: Precipitação total em mm durante o LN de 1988/89

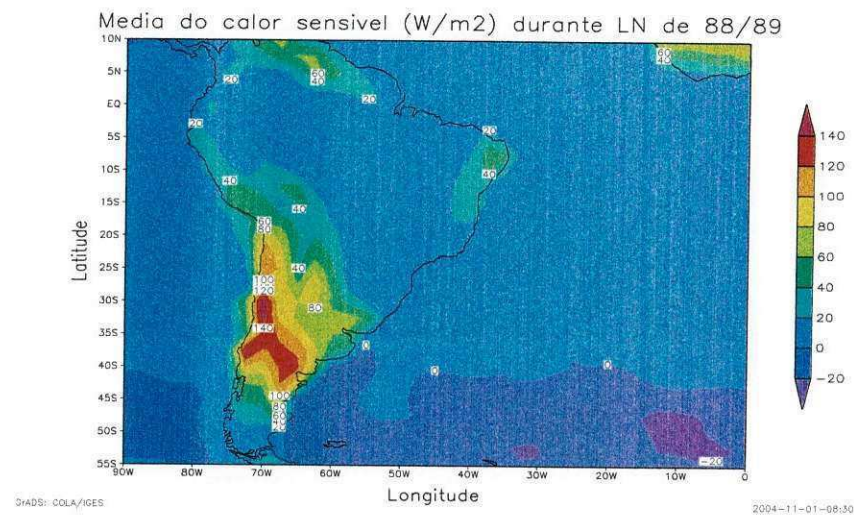


Figura 82: Média do calor sensível durante o LN de 1988/89

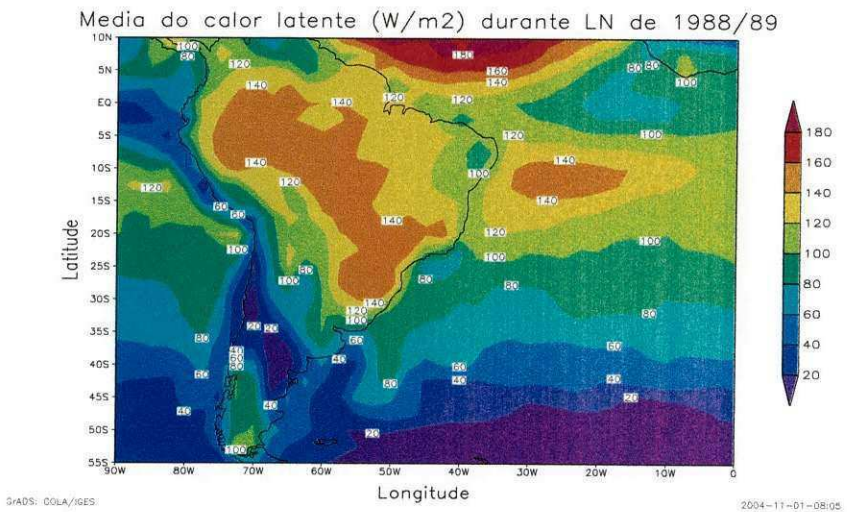


Figura 81: Média do calor latente durante o LN de 1988/89

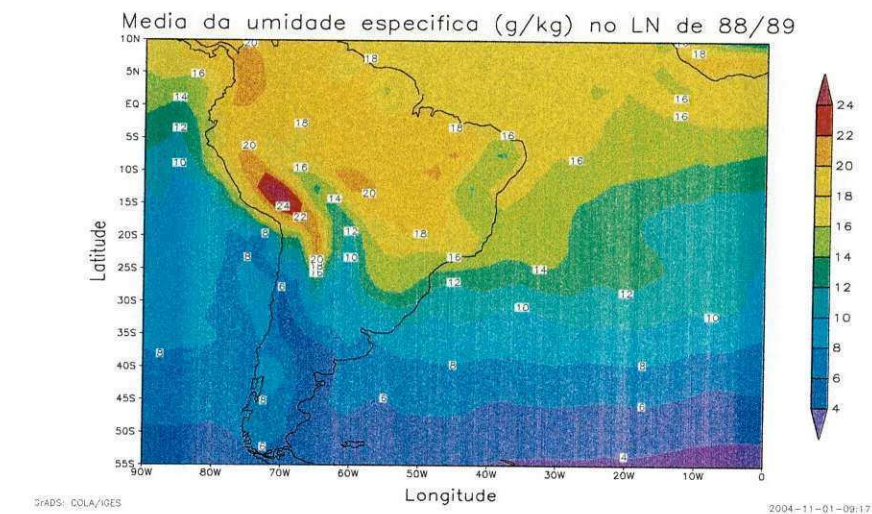


Figura 83: Média da umidade especifica durante o LN de 1988/89

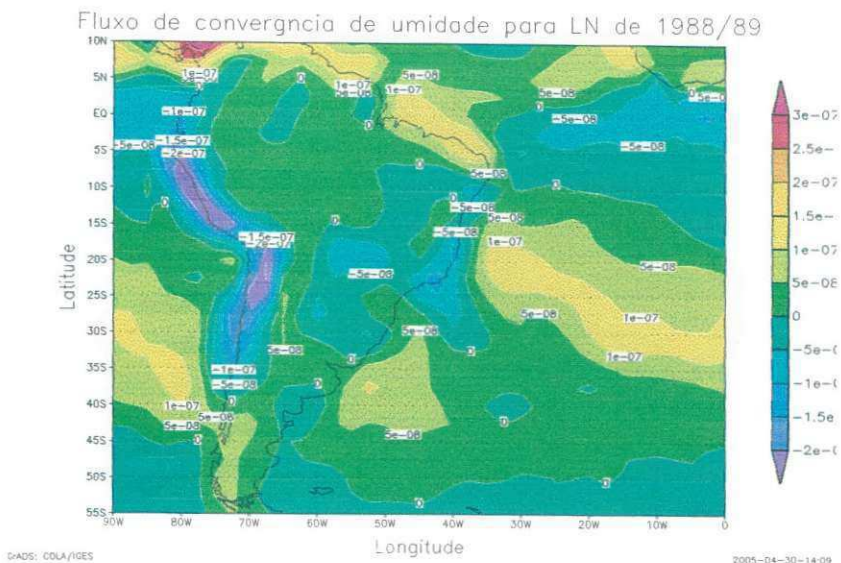


Figura 84: Média do fluxo de convergência de umidade durante o LN de 1988/89.

Durante o evento de LN de 1988/89 (Figura 84), pode-se observar que os menores valores agora se estendem por toda a Bacia do rio São Francisco, superior a configuração encontrada no ano de EN de 1982/83.

Os valores de convergência do fluxo de umidade positivos mais significativos ainda ocorrem nas costa norte do Nordeste e costa do Norte do país e no Oceano Atlântico sudoeste.

#### 4.4.3 EL NINO DE 1991-1992

A Figura 85 mostra a precipitação sobre a América do Sul durante o EN de 1991/92. Em parte do NE, a precipitação foi muito baixa desde a costa leste do estado da Paraíba até a região Norte do Brasil.

Na região central, os valores de precipitação aumentaram e essa área formou grande faixa que interagiu com a convecção da Amazônia, região sudeste e Atlântico Sul.

Houve a formação de um núcleo de máximos valores na costa noroeste da América do Sul, porém a precipitação foi muito inferior à observada no evento de La Niña de 1988/89. Foi observado, também, grande variabilidade nos valores em pequena área. Na parte sul da costa oeste, também formou-se núcleo de altos valores mas de menor intensidade que o anterior.

Uma configuração tipo padrão ZCAS foi observada na parte central do Brasil e Oceano Atlântico adjacente. Verificou-se, também, que durante esse evento de EN, a ZCAS, em média, posicionou-se ao norte do evento de 1982/83.

Na Figura 86, visualizam-se os valores de calor latente sobre a América do Sul durante o evento de EN de 1991/92.

De um modo geral, a configuração do campo de calor latente é semelhante àquela observada para o evento de 1982/83. Entretanto, os valores observados para o evento de 1991/92 são superiores ao do EN de 1982/83, não só sobre o norte do Nordeste, mas para o Oceano Atlântico também (Figura 86).

A média do calor sensível, durante o EN de 1991/92, é mostrada na Figura 87. Durante esse EN, os menores valores de SH ocorreram sobre o sul do Oceano Atlântico e um pequeno núcleo de valores muito baixos em aproximadamente 20° S de latitude e 47,5° W de longitude.

Os valores foram maiores na costa Norte da América do Sul e na costa oeste do Sul do continente onde apresentou os máximos de calor sensível chegando a 140 W.m<sup>-2</sup>. Sobre o Nordeste do Brasil e o Estado de Minas Gerais, observou-se uma configuração semelhante àquela do evento de 1982/83. Entretanto, a magnitude do fluxo de calor sensível na parte norte do Nordeste é bem inferior àquela ocorrida durante o EN de 1982/83.

Na Figura 88, que mostra os valores da umidade específica durante o EN de 1991/92, pode-se observar uma faixa de aproximadamente 16 g/kg de umidade específica, que percorreu o Pacífico nordeste, passou pela região dos Andes, sudeste do Brasil e parte Central do Oceano Atlântico Sul até atingir o continente Africano.

Os menores valores de q foram encontrados em direção às maiores latitudes, enquanto na região da costa oeste do continente Sul-americano, ocorreram os maiores valores, que atingiram 24 g/kg, em decorrência dos Andes. Já na parte Central do continente, os valores não foram nem altos nem baixos, ficando na média de 18 a 20 g/kg, diminuindo em direção à região do NEB.

Sobre os Estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo, observou-se um certo padrão de ZCAS.



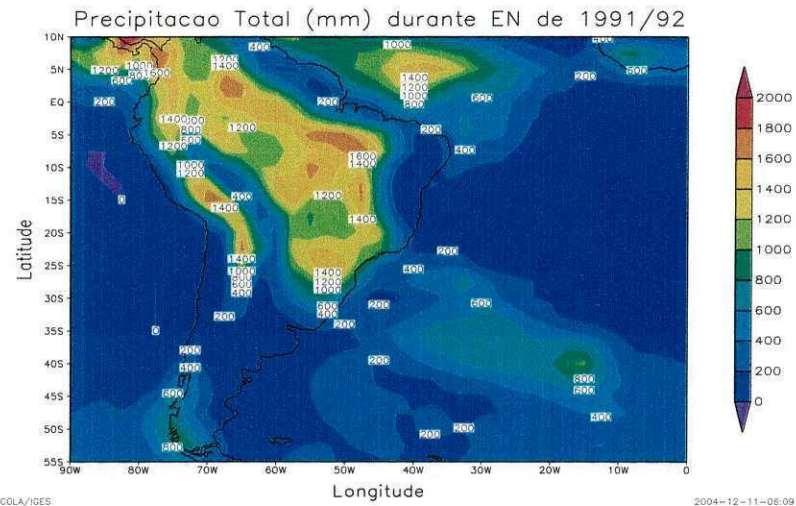


Figura 85: Precipitação total em mm durante o EN de 1991/92

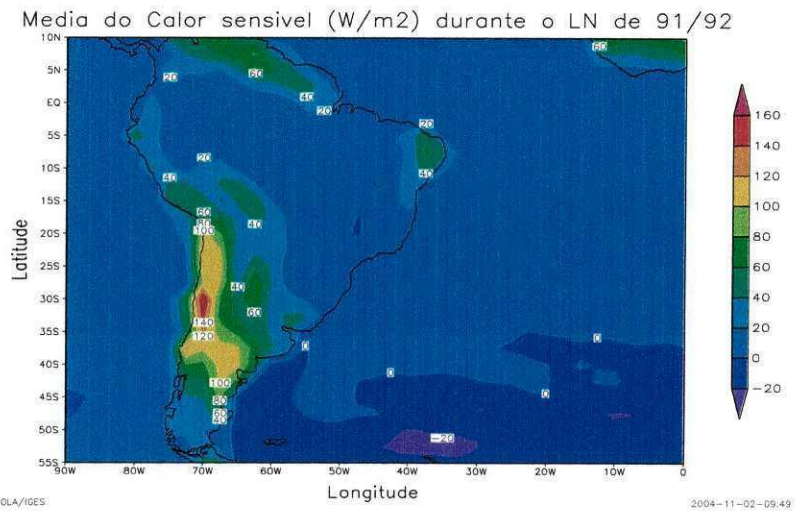


Figura 87: Média do calor sensível durante o EN de 1991/92

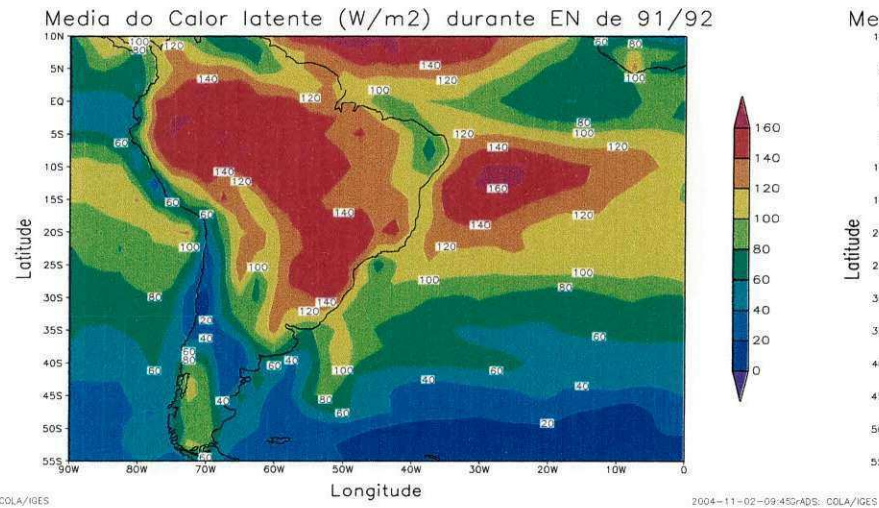


Figura 86: Média do calor latente durante o EN de 1991/92

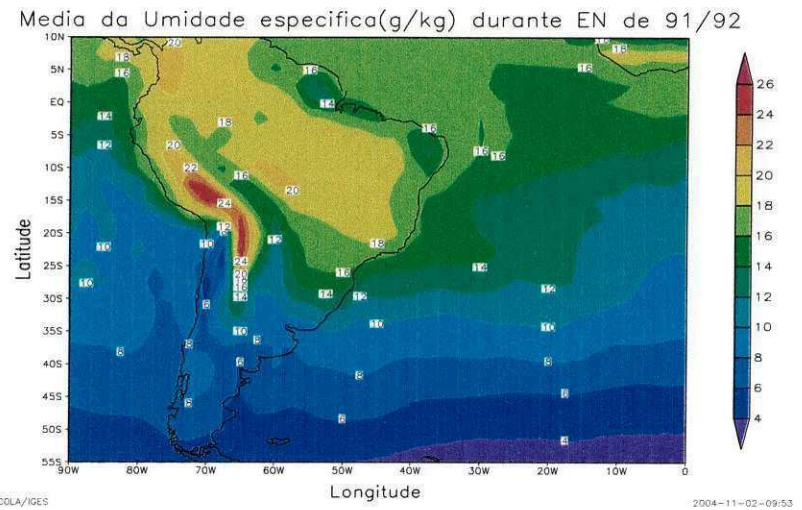


Figura 88: Média da umidade específica durante o EN de 1991/92

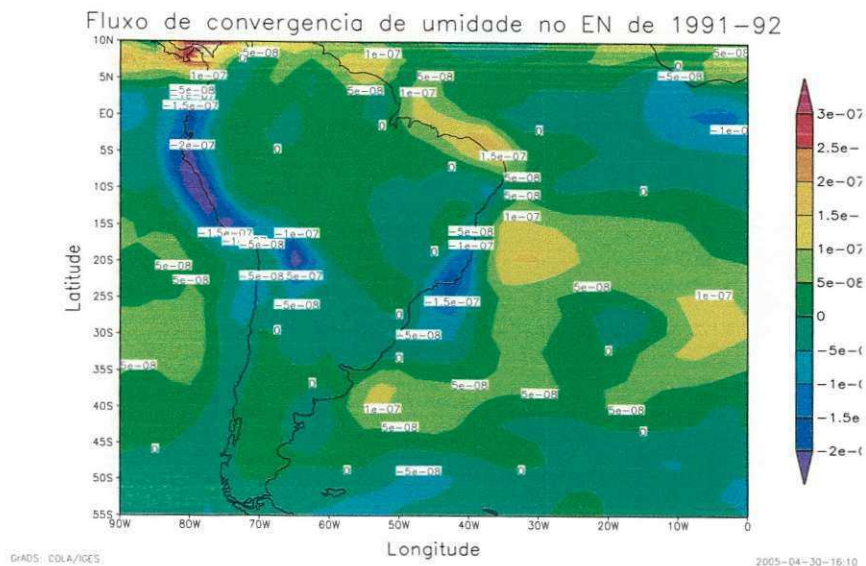


Figura 89: Média do fluxo de convergência de umidade durante o EN de 1991/92

Novamente durante o EN de 1991/92 (Figura 89) a convergência do fluxo de umidade obteve os menores valores na região sudeste do Brasil, próximo às cabeceiras do rio, e os maiores, sobre a costa norte do Nordeste e Oceano Atlântico sudoeste adjacente.

#### 4.3.4 DIFERENÇA ENTRE OS VALORES OBSERVADOS DURANTE O EVENTO EL NIÑO DE 1982/83 E EVENTO LA NIÑA DE 1988/89

A Figura 90 mostra a diferença entre a precipitação do verão de 1982/83 (EN) e 1988/89 (LN). Observa-se que, sobre quase todo Nordeste, o valor da diferença de precipitação (verão de El Niño menos verão de La Niña) é negativa, mostrando que durante a La Niña, a precipitação sobre a região é mais abundante do que durante o El Niño.

Na região típica de posicionamento da ZCAS (entre 20° S e 25°S), a diferença foi positiva mostrando que nessa área, que cobre parte da sub-bacia do ASF, os anos de EN são mais chuvosos que nos de LN. Entretanto, é importante mencionar que cada evento EN (ou LN) atua de forma independente, ou seja, em alguns eventos de EN ocorre falta de chuva sobre toda a Bacia do São Francisco, enquanto que, em outros, há ocorrência de chuvas intensas.

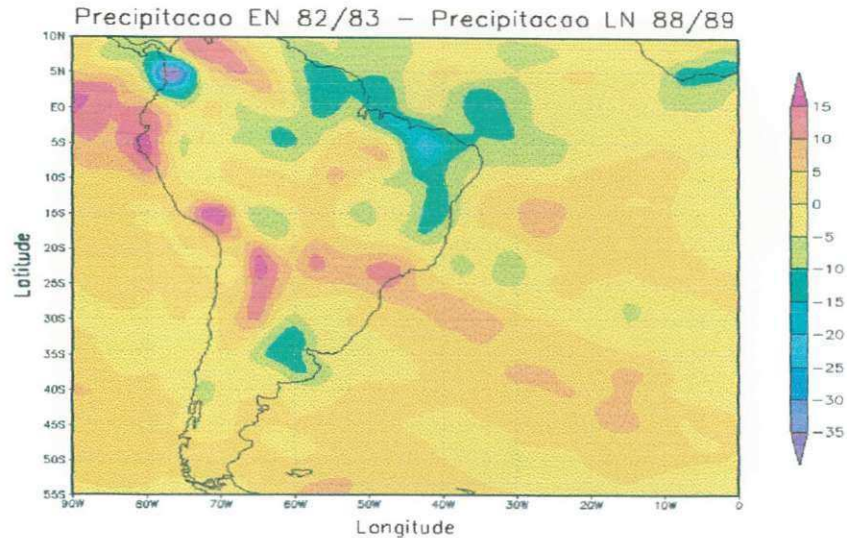


Figura 90: Diferença entre a precipitação (mm) observada no EN de 82/83 e no LN de 88/89.

A Figura 91 mostra a diferença entre os valores de calor latente em  $W.m^{-2}$  nos anos do EN de 1982/83 e do LN de 1988/89. Sobre o Nordeste, foram observados valores negativos entre os eventos, o que leva a crer que, sobre o semi-árido, o calor latente foi maior durante o LN, assim como em toda Bacia do São Francisco.

Em grande parte da América do Sul (Amazônia e Brasil central) o calor latente foi igual nos dois eventos, com ocorrência de núcleos de outros valores nessa mesma área. O mesmo ocorreu sobre a costa oeste da América do Sul e região sul do Brasil. A maior amplitude negativa ocorreu na costa leste do NE, superior a  $40 W.m^{-2}$  durante o LN.

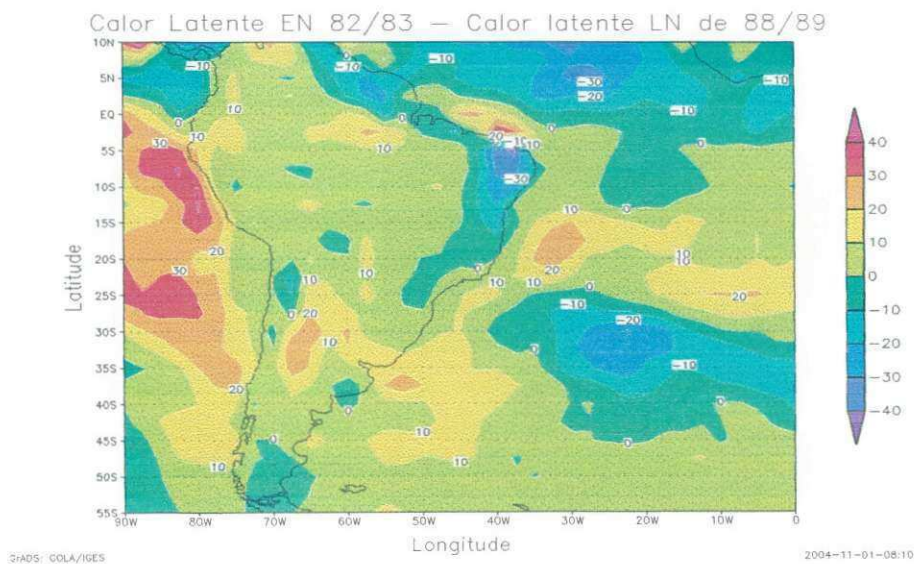


Figura 91: Diferença entre o calor latente ( $W.m^{-2}$ ) observado no EN de 82/83 e no LN de 88/89.

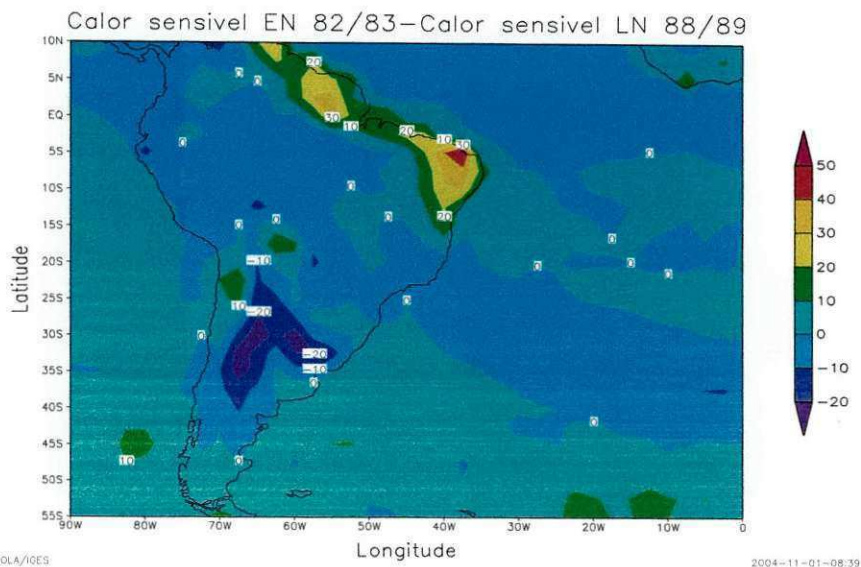


Figura 92: Diferença entre o calor sensível ( $W.m^{-2}$ ) observado no EN de 82/83 e no LN de 88/89.

Na Figura 92 estão os valores da diferença do fluxo de calor sensível entre os valores observados durante o EN de 1982/83 e LN de 1988/89.

Sobre a costa leste do NE, costa norte do NE e costa da região Norte, o sinal da diferença foi positiva, o que significa maior calor sensível, nesses locais, durante o EN de 1982/83, que o LN de 1988/89.

Na faixa que vai desde a região Amazônica até o litoral da região Sudeste do país, a diferença entre os valores de calor sensível nos dois eventos foi nula, ou seja, foram iguais ao compararam-se os dois eventos. Nessa região, frequentemente se vê a ZCAS estacionada e na mesma área pode ser observado o valor nulo também para o calor latente, Figura 92, indicando que tanto no EN quanto no LN os valores de calor sensível e calor latente foram iguais. No Sul do Brasil, predominaram os valores de calor sensível durante o LN, chegando a ocorrer valores negativos.

## 5.0 CONCLUSÕES

Analisando as variáveis meteorológicas, precipitação, umidade específica, vento (componentes zonal e meridional), balanço de radiação, calor latente e calor sensível, que fazem parte dos balanços de água e energia, sobre a Bacia do rio São Francisco, pode-se concluir que:

- 1- Ao longo da latitude de 20° S foi observada uma faixa com precipitação mais elevada que a vizinhança nos meses de novembro a março, sendo essa mesma faixa a posição média da ZCAS. Portanto, conclui-se que a ZCAS é o principal mecanismo produtor de chuvas sobre a Bacia do rio São Francisco.
- 2- Ao norte da latitude de 20° S, ou seja, ao norte da ZCAS, foi observada uma faixa de ventos mais fortes.
- 3- Na parte norte da Bacia, em geral, nos anos de El Niño, observa-se precipitação, fluxo de calor latente e umidade específica inferior à média climática e saldo de radiação e fluxo de calor sensível superior à média e o inverso nos anos de La Niña. Por outro lado, na parte sul da Bacia não foram observados padrões sistemáticos de qualquer parâmetro para os anos de El Niño e de La Niña.
- 4- O configuração tipo ZCAS, no campo da precipitação, foi melhor definida nos anos de El Niño do que no ano de La Niña (1988-89), possivelmente em decorrência do gradiente norte-sul da precipitação, pois em ano de La Niña a precipitação no norte tende a ser mais elevada que em anos de El Niño, fazendo com que nos anos de La Niña não seja observado um padrão claro da ZCAS.

- 5- Ao analisar campos de fluxo de calor latente e sensível para toda a América do Sul, não foi observada uma configuração com padrão de ZCAS, tanto nos anos de El Niño quanto em anos de La Niña, possivelmente devido as grandes diferenças destes fluxos sobre o oceano e continente. No oceano LE é superior ao fluxo observado no continente, enquanto para o SH ocorre o inverso.
  
- 6- Em alguns eventos de El Niño ou La Niña, o padrão esperado como resposta à configuração da atmosfera durante esses eventos não foi observado tendo como exemplo a precipitação que pode ser acima ou abaixo da média em anos de EN ou LN dependendo para isso da posição e intensidade da ZCAS.

## 6.0 SUGESTÕES

1- Nos estudos futuros sobre a variabilidade de parâmetros meteorológicos na Bacia do rio São Francisco, é sugerido que seja realizado o balanço de água e de energia, testando desse modo a veracidade dos cálculos e dados utilizados.

2- É sugerido que, ao analisar as configurações das variáveis durante os anos de El Niño e La Niña, a mesma seja analisada para mais casos desses eventos.

3- Também pode-se realizar estudos semelhantes com outros dados de reanálise como por exemplo, usando período distintos.

4- Dados e mapas para a visualização de ROL podem ser acrescentados em estudos futuros, no sentido de melhor observar a ZCAS sobre a Bacia do rio São Francisco.

## 7.0 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEITUNO, P. On the functioning on the Southern Oscillation in the South American Sector. Part II: Upper-air circulation. **Journal of Climate**, nº 4, v. 2, p. 341-355, Abril, 1989.

ARAGÃO, J.O.R. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia - São José dos Campos - SP, INPE, 47 p., 1975

ARAGÃO, J. O. R. ROUCOU, P.; HARZALLAH, A.; FONTAINE, B.; JANICOT, S. Variabilité atmosphérique sur lê Nordeste Brésilien dans lê modele de circulation générale de LMD (1970-1988), **Publications de l'Association Internationale de Climatologie**, vol. 7, p.432-438, Toulouse-França, 1994.

AYOADE, J. O. **Introdução à Climatologia para os trópicos**, Ed. Difel, 332 p., 1986.

BARREIRO, M.; CHANG, P.; SARAVANAN, R. Variabilidade da Zona de Convergência do Atlântico Sul simulada por um modelo de circulação geral da atmosfera, **American Society Meteorology**, v. 15, nº 7, p. 745-763, 2002.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosphere, Weather e Climate**, 3º edição, Londres, Methuen, 1976.

CALBETE, N.O.; LEMOS, C.F. **Sistemas Frontais que aturam no litoral de 1987 a 1995**, Climanálise edição comemorativa de 10 anos, 1996.



CARLETON, A. M. A Synoptic Climatology of satellite-observed extra-tropical cyclone activity for the Southern Hemisphere winter. Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser., nº 27, p. 265-279, 1979.

CARVALHO, A. M. G. **Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul** (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, (INPE -4923 – TDL/ 383), São José dos Campos, 1989.

CARVALHO, L. M. V., JONES, C., LIEBMANN, B. A Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS: Intensidade, forma, persistência e relações intrasazonias para atividade de interannual e chuva extrema. **Diary of the Climate, American Society Meteorology**, v. 17, nº 1, p.88-108, 2004.

CASARIN, D. P. **Um estudo observacional sobre os sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul.** (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, (INPE-2638-TDL/114), São José dos Campos, 1983.

CASARIN, D. P., KOUSKY, V. E., Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações da circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 83-90, 1986.

CAVALCANTE SEGUNDO, G. H. **Caracterização hidrodinâmica-sedimentológica do estuário e delta do rio São Francisco**, p.103, Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió-AL, 2001.

CAVALCANTI, E. P. **Aspectos energéticos da atmosfera sobre o Nordeste do Brasil.** (Dissertação de Mestrado em Meteorologia), (2433), 77 p., Campina Grande-PB, Junho de 1986.

CHU, P. S. Time and space variability of rainfall and surface circulation in the Northeast Brazil - tropical Atlantic sector. **Journal of the Meteorological Society Japan**, nº 62, p. 363-370, 1984.

**Almanaque Vale do São Francisco**, Edição 1, CODEVASF, 412 p., 2001.

DA SILVA, A. M. (University of Wisconsin at Milwaukee); BRITO, J. I. B.; UVO, C. R. B. ; NOBRE, C. A. (Centro de Previsão do tempo e estudos climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - CPTEC/INPE). Previsibilidade da estação chuvosa do leste do Nordeste. **45ª REUNIÃO ANUAL DA SBPC. Anais da 45ª Reunião Anual da SBPC: Ciência e qualidade de vida**, v.1, 681 p., UFPE , 11 a 16 de Julho de 1993.

DA SILVA, D. F.; MOLION, L. C. B.; LEMES, M. A. M. Variabilidade espacial das chuvas na Bacia do Rio São Francisco, **II Encontro nordestino de Biogeografia**, 10 a 13 de Outubro de 2001, Maceió-Al.

DA SILVA, D. F. **Influência da Variabilidade Climática Interanual na Hidrologia da Bacia do rio São Francisco**, Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Meteorologia), Universidade Federal de Alagoas – UFAL, 93 p., 2003.

DA SILVA, D. F.; BRITO, J. I. B. Comportamento interanual do fluxo de calor latente sobre a Bacia do Rio São Francisco durante o período de 1982-1996. **XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza-CE, 2004.

DA SILVA, D. F.; BRITO, J. I. B. Análise de algumas componentes do balanço de água e de energia para o NEB relacionando-as com as TSMs dos Oceanos Atlântico e Pacífico (período de Outubro de 1982 a Março de 1986). **XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Fortaleza-CE, 2004.

DIAZ, U; ACEITUNO, P. Anomalias de circulação atmosféricas durante episódios de aumento e redução de nebulosidade convectiva sobre o Uruguai, **Diary of the Climate, American Society Meteorology**, v. 16, nº19, p. 3171-3185, 2003.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.1, p. 89-98, 2004.

FIGUEROA, S. N., SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. , Simulations of the summer circulation over the South American region with an ETA coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences.**, v. 52, p.1573-1584, 1994.

FISCH, G.; LEMOS, C. F.; CALBETE, N. O de. A Influência da ZCAS no índice pluviométrico sobre a Região do Vale do Paraíba- SP. In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA E III REUNIÃO LATINO-AMERICANA DE AGROMETEROLOGIA, **Anais Sociedade Brasileira de Agrometeorologia**, Fortaleza – CE, Julho de 2001.

GALVÍNCIO, J. D. **Impactos dos eventos El Niño na precipitação da Bacia do rio São Francisco**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Campina Grande. Universidade Federal da Paraíba (PB), 117 p., 2000.

GALVÍNCIO, J. D.; SOUZA, F. A. S. Contrastes Climáticos entre as sub-regiões do baixo e alto São Francisco em anos de El Niño, In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA e III REUNIÃO LATINO-AMERICANA DE AGROMETEROLOGIA, **Anais Sociedade brasileira de Agrometeorologia**, Fortaleza/ CE, Julho de 2001.

GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, p. 1822-1836, 1991.

GANDU, A. W.; ROCHA, A. M. C. **A Zona de Convergência do Atlântico Sul**. Climanálise Especial: Edição comemorativa de 10 anos, 1996.

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

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S.E.T. Sudeste do Brasil: uma região de transição no impacto de eventos extremos da Oscilação Sul. Parte 1: El Niño. In: X CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Brasília (DF). **Anais Sociedade brasileira de Meteorologia**, v. I CD-ROM, 1998.

GUSMÃO, A. M. **A Alta da Bolívia**. Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA), Instituto Astronômico e Geofísico (IAG), Universidade de São Paulo (USP), 2002. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/17.html>. Acesso em: 23 de Setembro de 2002.

GUEDES, R. L. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de meso-escala sobre a região central da América do Sul**. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo (SP) - IAG/USP, 89pp, 1985.

HANTELL, M.; BAADER, H. Diabatic heating climatology of the zonal atmosphere, **Journal of the Atmospheric Sciences**, n° 35, p.1180-1189, 1978.

HARTMANN, D. L. **Global Physical Climatology**, Academic Press, San Diego, International Geophysics Series, v. 56, 411 p., 1994.

HASTENRATH, S.; LAMB, P. **Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans**. University of Wisconsin Press, 113 p., 1977

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of Climatic hazards in Northeast Brazil. Quarterly, **Journal of the Royal Meteorological Society**, n° 103, v. 435, p.77-92, Jan. 1977.

HASTENRATH, S. Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, 112 p., 1097-1107, 1984.

HASTENRATH, S.; CASTRO, L.C.; ACEITUNO, P. **The Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector**, Contrib.Atmos. Phys., v. 60, p. 447-463, 1987.

HOSKINS, B.J.; KAROLY, D.J. The Steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38 n° 6, p. 1179-1196; 1981.

IIURREL, J. W.; VINCENT, D. G.; On the maintenance of short-term subtropical westerly maxima in the Southern Hemisphere during SOP-1, FGGE, **Journal of the Climate**, v. 4, p. 1009-1022, 1991

JONES, C.; HOREL, J.D. A circulação da Alta da Bolívia e a atividade convectiva sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, n° 5, v.1, p. 379-387, 1990.

KALNAY, E.; MO, K. C.; PAEGLE, J. Large-amplitude, short-scale stationary Rossby waves in the Southern Hemisphere: Observations and mechanistic experiments to determine their origin. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, p. 252-275, 1986.

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Southern Hemisphere Blocking: A comparison Between Indices. **Meteorology and Atmospheric Physics**, 42, p.165-170, 1989.

KAYANO, M. T. & KOUSKY, V. E. Sobre o monitoramento das oscilações intrasazonais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 7, p. 593-602, 1992.

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. **Real-time monitoring of intraseasonal oscillations**. Proc. Eighteenth Annual Climate Diagnostics Workshop, Boulder, 1993.

KAYANO, M. T. & KOUSKY, V. E., Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. **Journal of the Climate**, v. 7, p.1131-1143, 1994.

KAYANO, M. T. **Oscilações de Madden & Julian – Oscilações Intrasazonais ou Oscilações de 30-60 dias**, Edição Comemorativa de 10 anos - Climanálise, 1996

KODAMA, Y-M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society Japan**, v. 70, p. 813-835, 1992.

KODAMA, Y-M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society Japan**, v.71, p. 581-610, 1993.

KOUSKY, V. E.; Frontal influences on northeast Brazil, **Monthly Weather Review**, v.107, n° 9, p. 1140-1153, 1979.

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

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217-231, 1988.

KOUSKY, V. E.; FERREIRA, N. J. Interdiurnal surface pressure variations in Brazil: Their spatial distributions, origins and effects. **Monthly Weather Review**, n° 109, p. 1999-2008, 1981.

KOUSKY, V. E.; VIRJI, H. **Regional and global aspects of a low latitude frontal penetration in Amazonas and associated tropical activity**. First International Conference on South America, São José dos Campos -SP, 1983.

LACAVA, C. I. V. **Influências de zonas de convergência na organização da convecção tropical sobre o NEB**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, (Publicação DCA/CMM – TD), Campina Grande-PB, 117 p., Março de 1995.

LIMA, M. C. De; **Variabilidade da precipitação no litoral leste da região Nordeste do Brasil**. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia), INPE, São José dos Campos – SP, junho de 1991.

MACHADO, L. A. T.; ALVES, M. A. S.; GUEDES, R. L.; **Características Estruturais de Sistemas Convectivos e Forçantes da Convecção na América do Sul, observados por satélites**, Climanálise edição comemorativa de 10 anos, 1996.

MELLO, C. C. **Um Estudo dos Aspectos Sinóticos da Região Nordeste do Brasil.** Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Campina Grande, 356 p., 1983.

MOLION, L. C. B. **Amazonian rainfall and its variability in: Hidrology and water management in the humid tropics**, p. 99-111, Ed. Cambridge University Press, Cambridge, 1993.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S.O. Dinâmica das chuvas sobre o Nordeste brasileiro, In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais Sociedade Brasileira de Meteorologia – SBMET CL00132**, Rio de Janeiro, RJ, 1 CD-ROM, 2000.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S.O. Uma Revisão das chuvas no Nordeste brasileiro, **Revista Brasileira de Meteorologia- SBMET**, v.17, nº01, p. 1-10, 2002.

MONTEITH, J. L. Evaporation and Environment. **The State and Movement of water in living organisms.** Symposium Society Experimental Biology, 19, 1964, New York. **Anais.** New York: Academic Press, 1964, p.205-234.

MORAN, M. S.; RAHMAN, A F.; WASHBURNE, J. C.; GOODRICH, D. C.; WELTZ, M. A.; KUSTAS, W. P. **Combining the Penman\_monteith equation with measurements of surface temperature and reflectance to estimate evaporation rates of semiarid grassland.** Agricultural and Forest Meteorology, v. 90, n.2-5, p. 7-109, 1996.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Science**, nº 38, p. 2653-2675, 1981.

NAMIAS, J. **Infuence of Northern Hemisphere general circulation on drought in Northeast Brazil**, Ed.Tellus, v. 24, nº 4, p.336-42, 1972.

NOBRE, C. A., **Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul: A importância do Oceano Atlântico.** *Climanálise*, v. 3, n° 4, p. 30-33, 1988.

NOBRE, C. A.; MOLION, L. C. B. **The Climatology of Droughts and Droughts Prediction, In: Impacts of Climatic Variation on Agriculture, v. 2: Assesments in semi-arid regions,** M. P. PARRY, T.R. CARTER, N.T. KONIJIN (eds.), D. Reidel Pub. Co., p. 764, 1987.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America, **Journal of the Climate**, in press, 1996.

OBREGON, G. O. **Teleconexões no campo de vorticidade relativa durante o verão de 1979/80 do Hemisfério Sul.** (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) – INPE (INPE-5308-TDL/458), São José dos Campos, 1991.

OLIVEIRA, A. S. **Interação entre sistemas na América do Sul e convecção na Amazônia** (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas espaciais, INPE (INPE-4008-TDL/239), São José dos Campos, 1986.

OLIVEIRA, A. S.; NOBRE, C. A. Interações entre sistemas frontais da América do Sul e a convecção na Amazônia. Parte 1: Aspectos climatológicos. **IV CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, Brasília. **Anais 1 do IV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, p. 311-316, 1986.

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul.** (Dissertação de Mestrado em Meteorologia – INPE), São José dos Campos, 1994.

RIEHL, L. **Meteorologia Tropical**, Centro de Publicações Técnicas da Aliança, Rio de Janeiro, 426 p., 1965.



ROSEMBERG, N. J.; VERMA, S. Extreme evapotranspiration by Irrigated Alfafa: A Consequence of the 1976 Midwestern Drought. **Journal of Applied Meteorology**, v.17, n.7, p.934-941, 1978.

ROSEMBERG, N. J.; BLAD, B. L.; VERMA, S. B. **Microclimate: The biological Environment**. 2<sup>nd</sup> edition. New York. John Wiley & Sons, 495 p., 1983.

SAKAMOTO, M. S. **Balanco de energia cinética associado a uma frente estacionária no verão de 1989**. (Dissertação de Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Instituto Astronômico e Geofísico – Universidade de São Paulo, São Paulo (USP-AGM35), 139 p., 1992.

SANCHES, M. B.; SILVA DIAS, M. A. F. Análise sinótica de verão. A influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, **Anais Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Sociedade Brasileira de Meteorologia, v.1, p. 439-443, Campos do Jordão -SP, 1996.

SANCHES, M. B. **Análise sinótica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) utilizando a técnica de composição**, 95 p., Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 2002.

SANDERS, R. A. Blocking highs over the Eastern North Atlantic Ocean and Western Europe. **Monthly Weather Review**, n° 81, v.3, Março de 1953.

SATYAMURTI, P.; SANTOS, R.; LEMES, M. A. On the stationary trough generated by the Andes. **Monthly Weather Review**, v. 108, n° 4, p. 510-519, 1980.

SATYAMURTHY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. **Meteorology of the tropics: South America**, In: KAROLY, D. J., VICENT, D. G. (eds), **Meteorology of Southern Hemisphere**. Meteorology Monographs, v. 27, n°49, chapter 3A, 1998.

SILVA, A. B. P.; SILVEIRA, V. P.; MOLION, L. C. B. Efeitos de vórtices ciclônicos sobre a precipitação no Nordeste do Brasil. In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA e III REUNIÃO LATINO-AMERICANA DE AGROMETEROLOGIA. **Anais Sociedade Brasileira de Agrometeorologia**, Fortaleza, CE, 2001.

SILVA, V. P. R.; AZEVEDO, P. V. de; SILVA, B. B. da; TEIXEIRA, A. H. de C.; SOARES, J. M.; SOBRINHO, J. E. Componentes do balanço de energia num pomar de mangueiras em condições específicas de nebulosidade. In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA e III REUNIÃO LATINO-AMERICANA DE AGROMETEROLOGIA, **Anais Sociedade Brasileira de Agrometeorologia**, Fortaleza-CE, 2001.

SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; De MARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to the transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.115, n°11, p.2689-2707, 1983.

SILVA DIAS, P. L.; CALHEIROS, R.V. **Como prever melhor**. *Climanálise*, 3 (2), p. 31-31, Fev. 1988.

SILVA DIAS, P. L. **A Zona de Convergência do Atlântico Sul**. IV Curso de Interpretação de Imagens e Análise Meteorológica, UNIVAP, 1995.

SILVA MARQUES, V. **Estudos da energética e do fluxo de vapor d'água na atmosfera sobre o Nordeste Brasileiro**. Tese de Doutorado em Meteorologia. São José dos Campos – SP, INPE, 182 p., 1981.

SILVA MARQUES, V.; RAO, V.B.; MOLION, L.C.B. **Interannual and seasonal variations in the struture and energetics of atmosphere over Northeast Brazil**. Ed. *TELLUS*, v. 35, n°2, p.136-148, 1983.

SIMPSON, R. H. Evolution of the Kona Storm, a subtropical cyclone. **Journal of the Meteorology**, v. 9, p.24-35, 1952

SOARES, J.V **Introdução a Hidrologia de Florestas - Balanço de água de bacias de drenagem**, Acesso em 22/04/2004, Disponível em: [www.ltid.inpe.br/dsr/vianeii/CursoHF/Capitulo2c.htm](http://www.ltid.inpe.br/dsr/vianeii/CursoHF/Capitulo2c.htm), 2004.

SOUZA, C. A.; DAMIÃO, M. C.; ALVES; L. M. Atuação de vórtices ciclônicos em altos níveis nos meses de verão de 2000/2001 (parte a). In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEROLOGIA e III REUNIÃO LATINO-AMERICANA DE AGROMETEROLOGIA. **Anais Sociedade Brasileira de Agrometerologia**, Fortaleza, CE, 2001.

TALJAARD, J. J. **The Cloud bands of the South Pacific and Atlantic Oceans**. Meteorological Monographs, v. 13 n° 35, p. 189-192, 1972.

TAPPLEY, J. D. Monthly Evapotranspiration from satellite and convention Meteorological observation. **Journal of Climate**, v.7, n.5, p.704-713, 1994.

TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F. J. L. **Meteorologia Descritiva – Fundamentos e Aplicações Brasileiras**, v. 01, 374 p., Livraria Nobel, Faculdade de Ciências Agrônomicas da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho - SP, 1980.

TUCCI, C. E. M.; HESPANHOL, I.; CORDEIRO NETTO, O. de M. **A gestão da água no Brasil: Uma primeira avaliação da situação atual e das perspectivas para 2025**, p. 250, 2000. Disponível em: [www.unb.br/ft/enc/recursoshidricos/gestaguabr.htm](http://www.unb.br/ft/enc/recursoshidricos/gestaguabr.htm). Acesso em: 14 de Setembro de 2002.

VAN LOON, H. **Blocking action in the Southern Hemisphere, Part I**. Notas, n° 5, v. 3, p. 171-175, 1956.

VAREJÃO SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**, 2ª edição, Pax gráfica e editora, 532 p., Brasília – DF, julho de 2001.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M.; Mesooscale convective complexes in the Americas. **Journal Geophysic Research**, n° 92, D8, p. 9591-9613, 1987.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações**, Editora UFV, Universidade Federal de Viçosa, 449 p., 2000.

VOICE, M. E.; HUNT, B. G. A study of the dynamics of drought initiation using a global general circulation model, **Journal Geophysic Research**, v. 89 (d6), p. 9504-9520, 1984.

WEICKMANN, K. M.; LUSSKY, G. R.; KUTZBACH, J. E. Intraseasonal (30-60 days) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb streamfunction during northern winter. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 941-961, 1985.

YASUNARI, T. Stationary waves in the Southern Hemisphere mid-latitude zonal revealed from average brightness charts. **Journal of the Meteorological society of Japan**, v. 55, n° 3, p. 274-285, 1977.

# ANEXOS

**Comparação entre dados de precipitação (15°S e 42,5°W) de 4 estações da ANA e do NCEP/NCAR para 1982-1991**

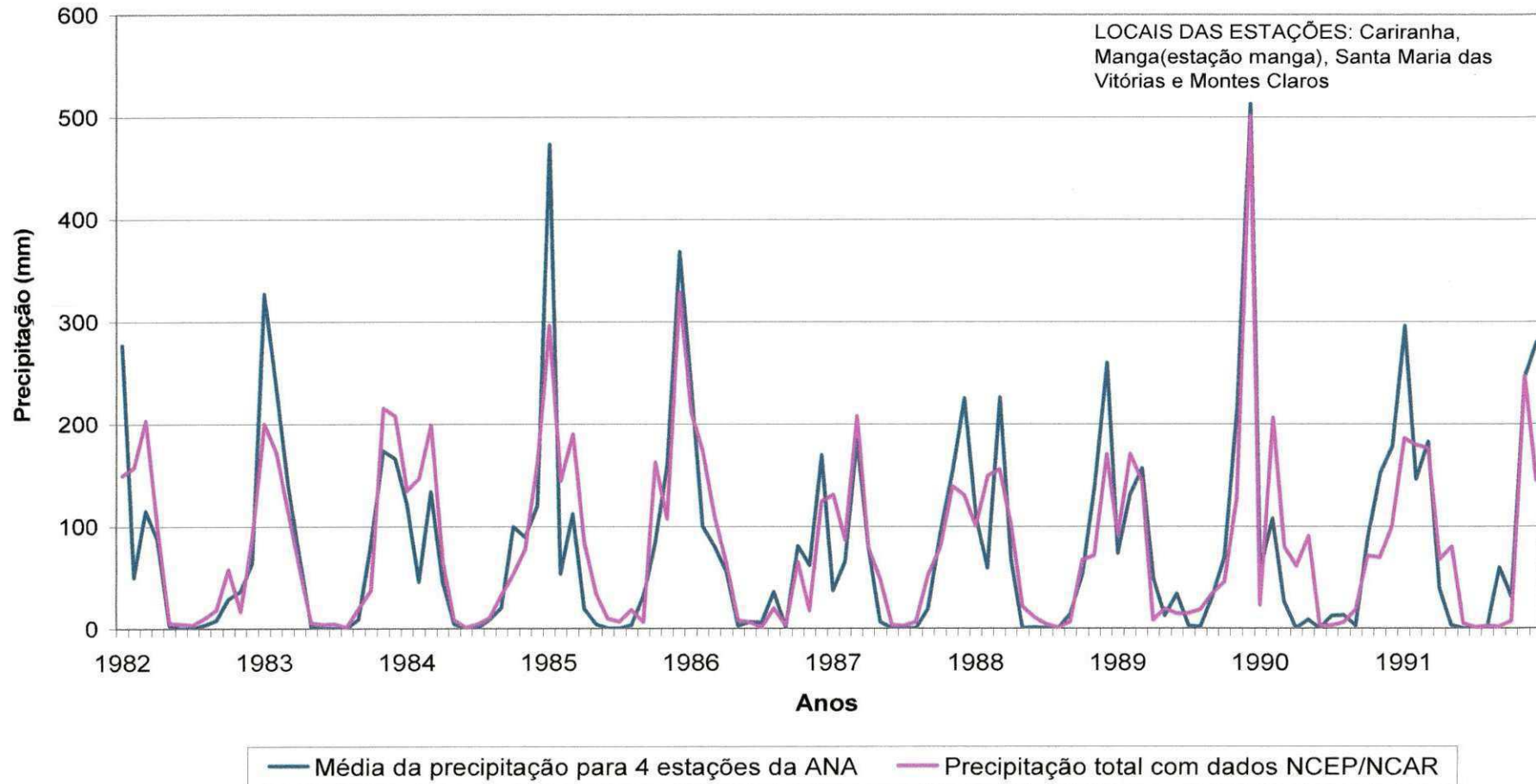


Figura 93: Comparação entre dados de precipitação (15°S e 42,5°W) de 4 estações da ANA e dados do NCEP/NCAR para 1982-1991

**Comparação entre dados de precipitação (17,5°S e 45°W) de 4 estações da ANA  
e do NCEP/NCAR para 1982-1994**

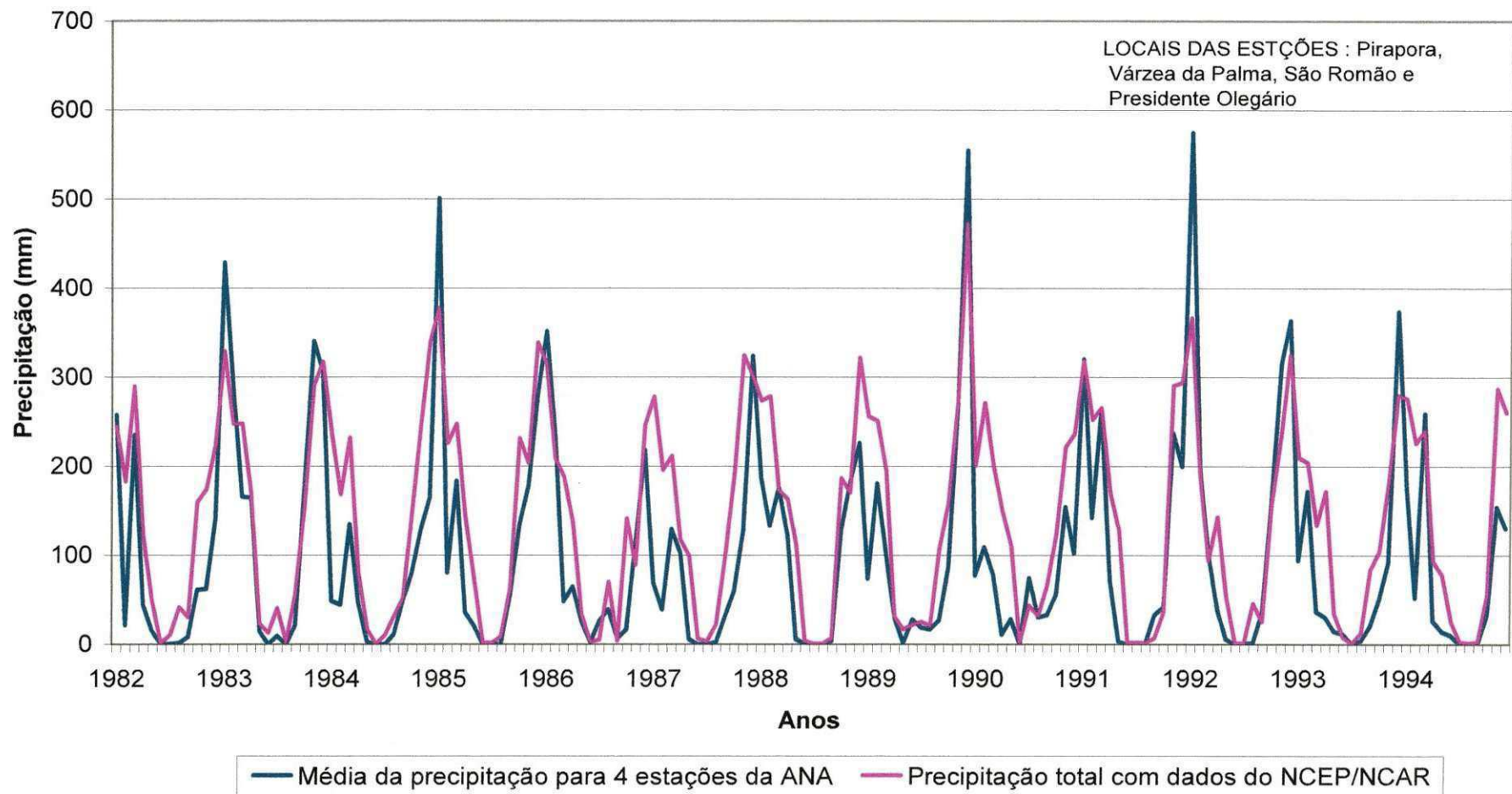


Figura 94: Comparação entre dados de precipitação (17,5°S e 45°W) de 4 estações da ANA e dados do NCEP/NCAR para 1982-1994

**Comparação entre dados de precipitação (15°S e 45°W) de 4 estações da ANA e do NCEP/NCAR para 1982-1991**

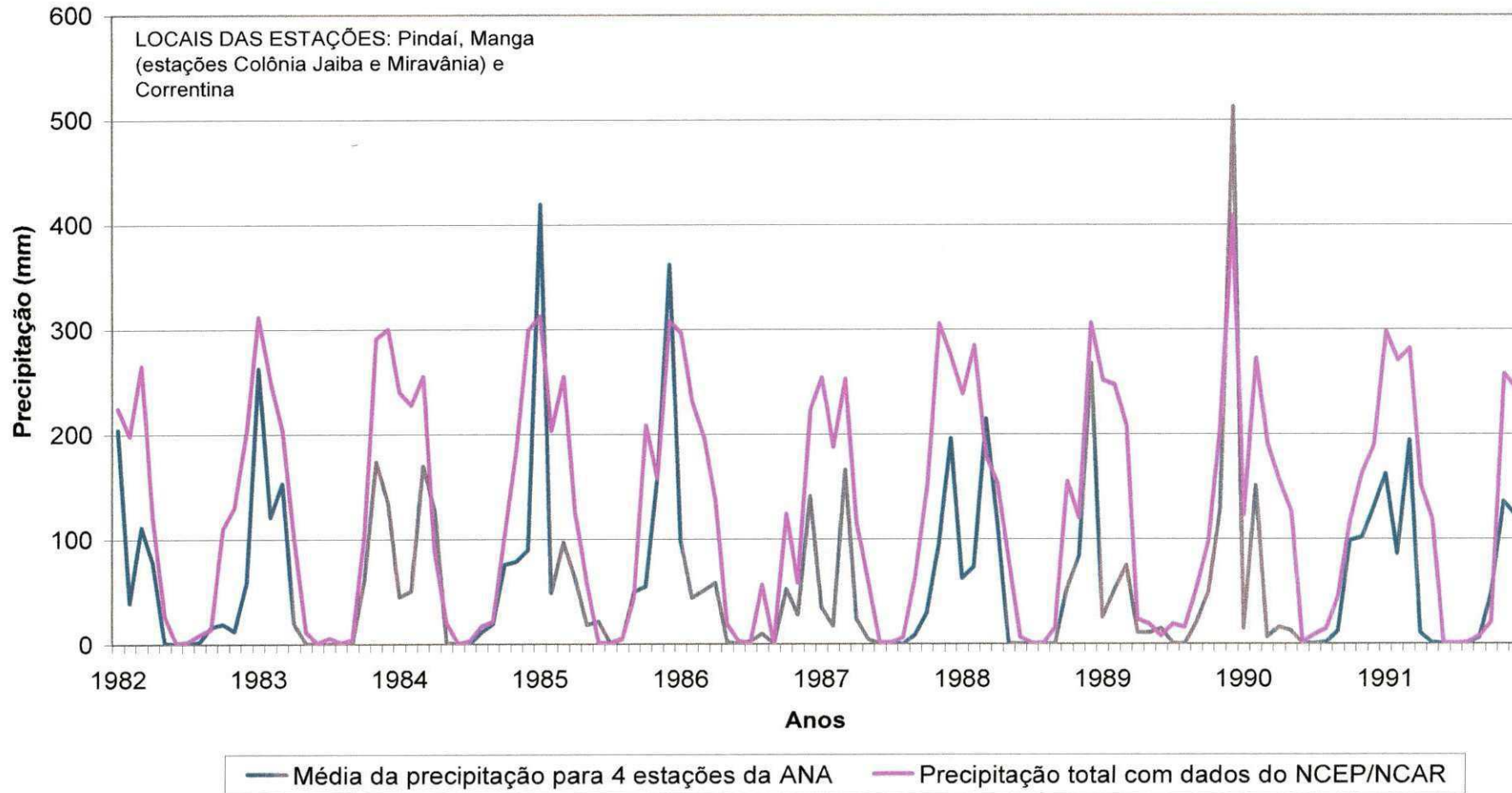


Figura 95: Comparação entre dados de precipitação (15°S e 45°W) de 4 estações da ANA e dados do NCEP/NCAR para 1982-1991



## LISTA DAS ESTAÇÕES DA ANA UTILIZADAS

POSTO	LOCAL	LAT	LON	CÓDIGO
Cariranha	Cariranha	-14,3°	-43,78°	1443002
Manga	Manga	-14,76	-43,9	1443001
Montes Claros	Montes Claros	-16,7	-43,9	1643018
Vila de	Santa Maria das	-13,2°	-44,2°	1344008
Acudina	Vitórias			
Pirapora	Pirapora	-17,36°	-44,95°	1744006
Várzea da	Várzea da Palma	-17,59°	-44,7°	1744009
Palma				
Barra do	São Romão	-16,27°	-45,2°	1645003
Escuro				
Ponte Firme	Presidente	-18,03°	-46,4°	1846016
	Olegário			
Colônia Jaiba	Manga	-15,3°	-43,68°	1543002
Miravânia	Manga	-14,75°	-44,4°	1444003
Pindaí	Pindaí	-14,5°	-42,7°	1442006
São Manoel	Correntina	-13,4°	-44,47°	1344000

Tabela 1: Lista de estações da ANA (Agência Nacional de Águas) utilizadas com suas localidades, códigos, latitudes e longitudes.

## OCORRÊNCIA DE EL NIÑO E LA NIÑA DE 1950 A 2002

	jfm	amj	jas	ond		jfm	amj	jas	ond		jfm	amj	jas	ond
1950	C	C	C	C	1968	N	N	N	W-	1986	N	N	W-	W
1951	C	N	N	W-	1969	W	W-	W-	W-	1987	W	W	W+	W
1952	N	N	N	N	1970	W-	N	N	C	1988	W-	N	C-	C+
1953	N	W-	W-	N	1971	C	C-	C-	C-	1989	C+	C-	N	N
1954	N	N	C-	C	1972	N	W-	W	W+	1990	N	N	W-	W-
1955	C	C-	C-	C+	1973	W	N	C-	C+	1991	W-	W-	W	W
1956	C	C	C	C-	1974	C+	C	C-	C-	1992	W+	W+	W-	W-
1957	N	W-	W	W	1975	C-	C-	C	C+	1993	W-	W	W	W-
1958	W+	W	W-	W-	1976	C	N	N	W-	1994	N	N	W	W
1959	W-	N	N	N	1977	N	N	N	W-	1995	W	N	N	C-
1960	N	N	N	N	1978	W-	N	N	N	1996	C-	N	N	N
1961	N	N	N	N	1979	N	N	N	N	1997	N	W	W+	W+
1962	N	N	N	N	1980	W-	N	N	N	1998	W+	W	C-	C
1963	N	N	W-	W	1981	N	N	N	N	1999	C+	C	C-	C
1964	N	N	C-	C	1982	N	W-	W	W+	2000	C	C-	N	C-
1965	C-	N	W	W+	1983	W+	W	N	C-	2001	C-	N	N	N
1966	W	W-	W-	N	1984	C-	C-	N	C-	2002	N	W-	W	W
1967	N	N	N	N	1985	C-	C-	N	N	2003	W-	N	N	

Tabela 2: (W+ : El Niño Forte; W: El Niño Moderado; W- : El Niño Fraco; N: Normal; C+ : La Niña Forte; C : La Niña Moderada e C- : La Niña Fraca). JFM: janeiro-fevereiro e março; AMJ: abril-maio-junho; JAS: julho-agosto-setembro; OND: outubro-novembro-dezembro (Fonte: NCEP, 2004).

## NÚMEROS DE CASOS DE ZCAS

Anos	Nº de ZCAS	Pacífico
1980	3	EN
1980-1981	3	N
1981-1982	3	N
1982-1983	3	EN
1983-1984	4	N
1984-1985	4	LN
1985-1986	3	N
1986-1987	3	EN
1987-1988	3	EN
1988-1989	3	LN
1989-1990	3	N
1990-1991	4	N
1991-1992	3	EN
1992-1993	3	EN
1993-1994	3	N
1994-1995	2	EN
1995-1996	5	N
1996-1997	2	LN
1997-1998	3	EN
1998-1999	2	LN
1999-2000	5	LN

Tabela 3: Número de casos de ZCAS ao longo do período de 1980 a 2000, associados a situações de El Niño (EN) e La Niña (LN) ou normal (N). Fonte: Ferreira et. al., 2004.