



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS – GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

Nº de Ordem: MET – UFAL – MS – 82

**VÓRTICE CICLÔNICO EM ALTOS NÍVEIS ASSOCIADO À CORRENTE DE JATO
NO NORDESTE BRASILEIRO NOS ANOS DE 1998 - 2007.**

Micejane da Silva Costa

**MACEIÓ
2010**

MICEJANE DA SILVA COSTA

**VÓRTICE CICLÔNICO EM ALTOS NÍVEIS ASSOCIADO À CORRENTE DE JATO
NO NORDESTE BRASILEIRO NOS ANOS DE 1998 - 2007**

Dissertação submetida ao corpo docente da
Coordenação do programa de Pós-graduação em
Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas -
UFAL, para obtenção do título de **Mestre em
Meteorologia** – área de concentração em **Processos
de Superfície Terrestre**.

Orientador: **Prof. Dr. Vladimir Levit**

Co-orientadora: **Prof. Dr^a. Natalia Fedorova**

**MACEIÓ
2010**

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico
Bibliotecária: Lucia Lima do Nascimento

C837v Costa, Micejane da Silva.
Vórtice ciclônico em altos níveis associado à corrente de jato no nordeste Brasileiro nos anos de 1998 - 2007. – 2010.
xiii, 98 f.: il. grafs. e tabs.

Orientador: Vladimir Levit.
Co-Orientadora: Natalia Fedorova.
Dissertação (mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências atmosféricas. Maceió, 2010.

Bibliografia: f. 71-76.
Apêndices: f. 77-98.

1. Meteorologia sinótica. 2. Vórtice Ciclônico em Altos Níveis. 3. Corrente de Jato – Brasil, Nordeste. 4. Circulação atmosférica – Brasil, Nordeste. 5. Precipitação (Meteorologia). I. Título.

CDU: 551.555(812/813)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO


N.º de ordem: MET-UFAL-MS-082.

**“VÓRTICE CICLÔNICO EM ALTOS NÍVEIS ASSOCIADO À CORRENTE
DE JATO NO NORDESTE BRASILEIRO NOS ANOS DE 1998-2007”**


Micejane da Silva Costa

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

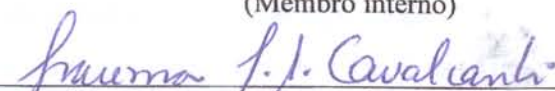
Aprovado pela Banca Examinadora composta por:



Prof. Dr. Vladimir Levit
(Orientador)



Prof.ª Dr.ª Maria Luciene Dias de Melo
(Membro interno)



Prof.ª Dr.ª Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti
(Membro externo - INPE)

Novembro /2010

AGRADECIMENTOS

Agradecer é a forma que o homem encontrou para expressar sua gratidão e reconhecer o valor que há nas diversas relações com seu próximo, não importando sua duração.

Primeiramente agradeço a Deus pela benção da vida, pois sem ele nada disso seria possível.

À minha mãe por ter me dado à vida e principalmente sempre me incentivou a nunca desistir dos meus ideais por maiores que sejam os obstáculos a serem ultrapassados, servindo-me como alicerce para o meu progresso.

Agradeço em especial aos meus queridos orientadores Vladimir Levit e Natalia Fedorova pela confiança, dedicação e respeito compartilhados na orientação deste trabalho, servindo como fontes de entusiasmo e conhecimento. Muito obrigada.

A todos os demais Professores do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas que contribuíram no meu aprendizado e desenvolvimento intelectual, em especial ao prof. Marco Antônio Maringolo.

A todos os amigos e colegas conquistados ao longo do curso, pela amizade e apoio prestados nos momentos difíceis, seja na vida acadêmica ou pessoal, que direta ou indiretamente, contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço as professoras Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti (CPTEC/INPE) e Maria Luciene Dias de Melo (ICAT/UFAL) por participarem de minha banca.

Agradeço a você meu eterno irmão de coração Cícero Santana, por ter me dado momentos tão especiais em sua companhia. Saudades eternas.

A Universidade Federal de Alagoas (UFAL), pela oportunidade de minha Pós-Graduação valorizando o lado profissional e pessoal.

A Fundação de Amparo à pesquisa do Estado de Alagoas (FAPEAL) por ter concedido a bolsa de estudo, permitindo assim, uma dedicação exclusiva a este trabalho.

Muito Obrigada!!!

MICEJANE DA SILVA COSTA. Orientador: Prof. Dr. Vladimir Levit. **Vórtice Ciclônico em Altos Níveis associado à Corrente de Jato no Nordeste Brasileiro nos Anos de 1998 – 2007.** Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Meteorologia). Instituto de Ciências Atmosféricas – ICAT. Universidade Federal de Alagoas – UFAL. Maceió, Alagoas, Brasil. (113p). 2010.

RESUMO

A ligação entre os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) e a Corrente de Jato na região Nordeste do Brasil (CJNEB) foram analisados por 10 anos (1998-2007). Estes estudos são necessários para a melhoria da previsão meteorológica de curto prazo no Estado de Alagoas, Brasil. O Centro Nacional de Previsão Ambiental / National Center for Atmospheric Research (NCEP / NCAR), disponibiliza dados de reanálise para elaborar campos de linhas de corrente em conjunto com magnitude do vento em 200 hPa nos quatro horários sinóticos (UTC). A análise foi feita em 3.652 campos que foram gerados representando os dias de cada ano. Todos os eventos de vórtices com e sem CJNEB foram identificados. Durante o período de estudo 214 VCAN próximo ao NEB foram observados e 147 deles acima do Estado de Alagoas. Em 63% dos eventos de VCAN próximo a Alagoas foram associados com CJNEB. As durações de VCAN e VCAN associado a CJNEB foram, em média, 3,8 e 3,0 dias, respectivamente. Os VCAN foram observados durante todo o ano, exceto em julho. O VCAN com CJNEB foram registrados durante todo o ano excluindo julho e setembro, e foram mais fortes do período mais quente (novembro-março). Todos CJNEB eram fracas, com velocidade do vento no centro do núcleo em média 32ms^{-1} . E o valor máximo alcançou 44ms^{-1} . A velocidade predominante foi entre 20 e 28ms^{-1} , e foi registrada em 78% dos eventos. A direção da CJNEB foram observados com maior frequência com sentidos de sul, oeste e sudeste. Três padrões de circulação zonal, meridional e transversal foram obtidos. Por exemplo, cada padrão de circulação foi descrito em detalhes. A precipitação no Estado de Alagoas, associada aos eventos de Padrão zonal, meridional e transversal, foram estudados.

Palavras-chave: VCAN. CJNEB. Padrões de Circulação. Precipitação. Brasil Nordeste.

MICEJANE DA SILVA COSTA. Leader: Prof. Dr. Vladimir Levit. **Cyclonic vortex of high levels associated with the jet stream in Northeast Brazil in the Years 1998 to 2007.** Dissertation (Graduate Program in Meteorology). Institute of Atmospheric Sciences – ICAT. Federal University of Alagoas – UFAL. Maceió, Alagoas, Brasil. (113p). 2010.

ABSTRACT

Connection between upper tropospheric cyclonic vortex (UTCV) and jet stream in the Northeastern region of Brazil (JSNEB) were analyzed for 10 years (1998-2007). These studies are necessary for short term weather forecasting improvement in the Alagoas State of Brazil. The National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis data were used for elaborate 200 hPa streamlines fields at 00:00 UTC. The 3.652 streamlines fields were analyzed. All events of UTCV with and without JSNEB were identified. During study period 214 UTCVs near NEB were observed and 147 of them above the Alagoas State. 63% UTCV events near Alagoas were associated with JSNEB. The durations of UTCVs and UTCV with JSNEB were on an average 3.8 and 3.0 days, respectively. The UTCVs were observed throughout the year, excluding July. UTCV with JSNEB were registered throughout the year except July and September and were stronger in the warm period (November - March). All JSNEB were weak, wind velocity at the nucleus center was at an average 32(verificar valor) ms^{-1} and value maximum reached 44m/s. The predominant velocity was 20-28 ms^{-1} and was registered in 78% of events. The CJNEB direction from South, West, Northwest and Southeast were observed more frequently. Three circulation pattern Zonal, Meridional and Transversal were obtained. For example, each circulation pattern was described in details. The precipitation in Alagoas State, associated with the Zonal, Meridional and Transversal events, were studied.

Keywords: VCAN. Jet Stream. Winds in the region northeast of Brazil. Circulation Patterns.

LISTA DE FIGURAS

		Página
FIGURA 01	Seção vertical, mostrando a zona de forte baroclinia na troposfera (entre A e C); zona frontal e corrente de jato (J), situada sobre a vertical B. FONTE: Palmén, Newton, 1969.	05
FIGURA 02	Dimensões laterais da corrente de jato FONTE: British Broadcasting Corporation (BBC), 2002.	05
FIGURA 03	Posição geográfica da corrente de jato	06
FIGURA 04	Representação esquemática da circulação global das Correntes de Jato Polar e Subtropical.	07
FIGURA 05	Representação esquemática da circulação meridional e as correntes de jato associadas. FONTE: Adaptado de NWS/NOAA.	07
FIGURA 06	Configuração típica da nebulosidade e escoamento do vento em altos níveis, relacionada com a permanência das zonas frontais no Sul e Sudeste do Brasil. Linha tracejada-pontilhada (vermelha), CJS ; linha tracejada (azul), CJP . Imagem no canal infravermelho SMS/GOES de 1983. FONTE: Adaptado de Kousky e Cavalcanti (1984).	10
FIGURA 07	Posicionamento da corrente de jato em relação às massas de ar quente e fria. FONTE: CAMPOS, 2006	12
FIGURA 08	Máximo de vento e redemoinhos ou vórtices. FONTE: HPC/NCEP e Uccellini e Kocin (1987)	14
FIGURA 09	Representação esquemática da estrutura vertical da corrente de jato para o hemisfério sul. FONTE: Adaptado da University of North Carolina at Chapel Hill.	15
FIGURA 10	Representação esquemática do eixo da corrente de jato. FONTE: Adaptado de Medina (1976).	16
FIGURA 11	Formação de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VC) sobre o Oceano Atlântico sul (A, B e C) FONTE: Adaptado de VAREJAO – SILVA, 2005.	18
FIGURA 12	Adaptado de VAREJAO – SILVA, 2005. FONTE: Kousky e Gan (1981).	19
FIGURA 13	Formação esquemática de um VCAN FONTE: BJERKNES, 1951.	19
FIGURA 14	Imagem do satélite GOES do dia 13 de junho de 1980 às 06:17Z, sobre a América do Sul. FONTE: Gan (1982)	21

FIGURA 15	Imagem do satélite GOES do dia 22 de dezembro de 1980 às 12:16Z, sobre a América do Sul. FONTE: Gan (1982).	23
FIGURA 16	Esquema do perfil vertical de um VCAN. FONTE: CONDE E DIAS, 2000	24
FIGURA 17	Processo de formação do VCAN tipo Palmer (Alta)	24
FIGURA 18	Processo de formação do VCAN tipo Palmer (Africana I)	25
FIGURA 19	Processo de formação do VCAN tipo Palmer (Africana II)	25
FIGURA 20	Processo de formação do VCAN tipo Palmer (Clássica)	26
FIGURA 21	Ciclo anual da AB e seu perfil vertical. FONTE: Molion (2008).	27
FIGURA 22	Região selecionada para visualização dos Sistemas Sinóticos (Área 1 e 2).	30
FIGURA 23	Distribuição espacial das estações Pluviométricas nas regiões ambientais do estado de Alagoas (ponto azul). FONTE: DMET/SEMARH	31
FIGURA 24	Frequência de ocorrência versus precipitação média em Alagoas (mm/dia) (A) e distribuição de frequência acumulada relativa (B), para os casos de VCAN+CJNEB.	32
FIGURA 25	Localização do VCAN associado à CJNEB, ligado ao HN e HS pelas correntes CJHS e CJHN, 04 fev. de 2007 as 00 UTC.	34
FIGURA 26	Frequência mensal das ocorrências do VCAN e VCAN+CJ com velocidades superiores a 20 m.s ⁻¹ . Período (1998 -2007).	40
FIGURA 27	Distribuição mensal do VCAN e VCAN+CJ no período de 1998 – 2007 (área 2)	44
FIGURA 28	Quantidade dos dias (D) com CJNEB em vários sentidos (A); Frequência dos casos em meses (B); Frequência dos vários tipos de Intensidade (C); Frequência dos casos em anos (D);	45
FIGURA 29	Exemplos dos freqüentes sentidos da corrente de jato: a) CJ Transversal; b) CJ Zonal; c) CJ Meridional. FONTE: NCEP/NCAR	47
FIGURA 30	Mostra os três padrões da CJNEB, por meio de uma média diária utilizando campo das linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento (m.s ⁻¹).	51
FIGURA 31	Linha de corrente e magnitude do vento com os três tipos de corrente de jato presentes nos HN e HS – Padrão tipo Zonal. FONTE: NCEP/NCAR	52
FIGURA 32	Posição da trajetória do centro do VCAN indicando sua trajetória (início – fim) entre os dias 8 e 20 de janeiro de 2001. FONTE: NCEP/NCAR	53
FIGURA 33	Linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento (m.s ⁻¹) em dias alternados no mês de janeiro de 2001.	55
FIGURA 34	Sistema sinótico associados com a CJNEB tipo Zonal (→) de W-E: VCAN (★) e Alta do Atlântico Sul (⊕), mostrados no campo de linha de corrente e magnitude do vento (m.s ⁻¹) em 200hPa (a – b) e Imagem do satélite GOES – 8, IR e VW (c – d) para o dia 11/01/2001 às 1800Z. FONTE: NCEP/NCAR	56
FIGURA 35	Distribuição espacial da Precipitação acumulada (mm/dia), durante o dia 11 de janeiro de 2001, onde o VCAN+CJNEB tipo zonal. FONTE: DMET/SEMARH	57

FIGURA 36	Linha de corrente e magnitude do vento com os três tipos de corrente de jato presentes nos HN e HS – Padrão tipo Transversal. FONTE: NCEP/NCAR	58
FIGURA 37	Posição do centro do VCAN indicando sua trajetória entre os dias 27 e 31 de outubro de 2001. FONTE: NCEP/NCAR	58
FIGURA 38	Linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) dos dias 25 a 31 de outubro de 2001. FONTE: NCEP/NCAR	60
FIGURA 39	Sistema sinótico associados com a CJNEB tipo Transversal (↖) de NW-SE: CJSHN, CJSHS, VCAN (★), AB (★) e Alta do Atlântico Sul (⊕), mostrados no campo de linha de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em 200hPa (a – b) e Imagem do satélite GOES 8, IR e VW (c – d) para o dia 28/10/2001 às 1800Z. FONTE: NCEP/NCAR	62
FIGURA 40	Distribuição espacial da Precipitação acumulada (mm/dia), durante o dia 28 de outubro de 2001, onde o VCAN+CJNEB tipo transversal. FONTE: DMET/SEMARH	63
FIGURA 41	Linha de corrente e magnitude do vento com os três tipos de corrente de jato presentes nos HN e HS – Padrão tipo meridional. FONTE: NCEP/NCAR	63
FIGURA 42	Posição do centro do VCAN indicando sua trajetória entre os dias 01 e 12 de dezembro de 2001; FONTE: NCEP/NCAR	64
FIGURA 43	Linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) dos dias 25 a 31 de outubro de 2001. FONTE: NCEP/NCAR	66
FIGURA 44	Sistema sinótico associados com a CJNEB Meridional (↑) de S-N: CJSHN, CJSHS, VCAN (★) e AB (★), mostrados no campo de linha de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em 200hPa (a – b) e Imagem do satélite GOES – 8, IR e VW (c – d) para o dia 11/12/2001 às 1800Z.	67
FIGURA 45	Precipitação acumulada (mm), durante o dia 11 de dezembro de 2001. FONTE: DMET/SEMARH	68
FIGURA 46	Linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) dos dias 05 a 21 de janeiro de 2001, em quatro horários UTC (Tipo ZONAL). FONTE: NCEP/NCAR	82
FIGURA 47	Linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) dos dias 25 a 31 de outubro de 2001, em quatro horários UTC (Tipo TRANSVERSAL). FONTE: NCEP/NCAR	88
FIGURA 48	Linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) dos dias 24 de novembro de 2000 a 21 de janeiro de 2001, em quatro horários UTC (Tipo MERIDIONAL). FONTE: NCEP/NCAR	91

LISTA DE TABELA

		Página
TABELA 01	Número de eventos e quantidade em dias de VCAN e VCAN+CJ em área 1 e 2 com suas respectivas porcentagem (Frequência) em que esses eventos ocorrem ano a ano, durante os 10 anos (A1% e A2%), % apresenta o total em Frequência com qual frequência os sistemas da Área 2 teve presente na Área 1.	39
TABELA 02	Número de eventos de VCAN observados por VAZ, 2009 e COSTA, 2010.	42
TABELA 03	Distribuição máxima da precipitação nas regiões ambientais do estado de Alagoas, tendo posição da CJ (Zonal). (ZM) Zona da Mata; (BSF) Baixo São Francisco; (A) Agreste; (L) Litoral; (S) Sertão e (SSF) Sertão do São Francisco; em destaque o dia com maior precipitação (Azul).	78
TABELA 04	Distribuição máxima da precipitação nas regiões ambientais do estado de Alagoas, tendo posição da CJ (Transversal). (ZM) Zona da Mata; (BSF) Baixo São Francisco; (A) Agreste; (L) Litoral; (S) Sertão e (SSF) Sertão do São Francisco; em destaque o dia com maior precipitação (Azul).	79
TABELA 05	Distribuição máxima da precipitação nas regiões ambientais do estado de Alagoas, tendo posição da CJ (Meridional). (ZM) Zona da Mata; (BSF) Baixo São Francisco; (A) Agreste; (L) Litoral; (S) Sertão e (SSF) Sertão do São Francisco; em destaque o dia com maior precipitação (Azul).	80

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

A	Agreste
AB	Alta da Bolívia
AAS	Anticiclone do Atlântico Sul ou Alta do Atlântico Sul
AS	América do Sul
BBC	British Broadcasting Corporation
BSF	Baixo São Francisco
CAN	Cavado em Altos Níveis
CCM	Complexos Convectivos de Meso-escala
Cbs	Cumulunimbos
Ci	Cirrus
CJ	Corrente de Jato
CJHN	Corrente de jato do Hemisfério Norte
CJHS	Corrente de jato do Hemisfério Sul
CJS	Corrente de jato Subtropical
CJSHN	Corrente de jato Subtropical do Hemisfério Norte
CJSHS	Corrente de jato Subtropical do Hemisfério Sul
CJP	Corrente de Jato Polar
CJPHN	Corrente de jato Polar do Hemisfério Norte
CJPHS	Corrente de jato Polar do Hemisfério Sul
CJNEB	Corrente de jato do Nordeste Brasileiro
DMET	Diretoria de Meteorologia
E	Leste
ENOS	El Niño Oscilação Sul
Grads	Grid Analysis and Display System
GOES	Geostationary Satellite Server
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
hPa	Hectopascal (unidade de medida de pressão atmosférica)
HPC	Hydrometeorological Prediction Center (Centro de Previsões Hidrometeorológicas)
IR	Infravermelho

JBN	Jato de Baixos Níveis
km	Quilômetro
km.h⁻¹	Quilômetro por hora
L	Litoral
M	Meridional
METEOSAT	É uma constelação de satélites geoestacionários Europeus
mm/dia	Milímetro por dia
m.s⁻¹	Metro por segundo
N	Norte
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NE	Nordeste
NEB	Nordeste do Brasil
NVA	Advecção de vorticidade negativa ou anticiclônica
NVM	Núcleos de ventos máximos
NW	Noroeste
PVA	Advecção de vorticidade positiva ou ciclônica.
S	Sertão
S	Sul
SEMARH	Secretária de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos
SE	Sudeste
SSF	Sertão do São Francisco
SW	Sudoeste
T	Transversal
UTC	Tempo Universal Coordenado
VCAN	Vórtice Ciclônicos em Atos Níveis
VCAN+CJ	Vórtice Ciclônicos em Atos Níveis associado a Corrente de Jato
W	Oeste
WV	Vapor d'água
Z	Zonal
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZM	Zona da Mata

SUMÁRIO

	Página
Resumo	iv
Abstract	v
Lista de Figuras	vi
Lista de Tabelas	Ix
Lista de Siglas e Abreviaturas	X
1 INTRODUÇÃO	01
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	04
2.1 Corrente de Jato (CJ)	04
2.1.1 Corrente de jato ‘POLAR, SUBTROPICAL’	06
2.1.2 Corrente de Jato no Nordeste Brasileiro	08
2.1.3 Localização da Corrente de Jato pelas imagens de satélite.....	09
2.2 Fluxo Zonal e Meridional	10
2.3 Variações no verão e no inverno	11
2.4 VCAN	17
2.4.1 Tipo Palmén	21
2.4.2 Tipo Palmer	22
2.4.3 Processos de formação do VCAN tipo Palmer	24
2.5 Alta da Bolívia (AB)	26
3 MATERIAIS E MÉTODOS	30
3.1 Regiões de Estudo	30
3.2 Dados para identificação CJNEB e VCAN	30
3.2.1 Dados pluviométricos	31
3.3 Imagens de satélite	33
3.4 Ferramentas utilizadas	33
3.5 Metodologia	33
3.6 Padrões de Circulação da CJNEB associado ao VCAN	35
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	36
4.1 Análise da frequência do VCAN e VCAN+CJ no período estudado	36
4.1.1 Frequência anual	36
4.1.2 Frequência mensal	40
4.2 Variações das frequências dos VCAN e VCAN+CJ entre os Anos.	40
4.3 Análises da Intensidade e Sentido da CJNEB	45
4.4 Precipitação	47
4.5 Padrões de Circulação da CJNEB associado ao VCAN	48
4.5.1 Padrão da CJNEB do tipo Zonal	48
4.5.2 Padrão da CJNEB do tipo Transversal	49
4.5.3 Padrão da CJNEB do tipo Meridional	49
4.5.4 Diferenças e Semelhanças entre os três Padrões da CJNEB.....	50
4.6 Exemplos das CJNEBs associados ao VCAN	52

4.6.1	Exemplo do tipo Zonal	52
4.6.2	Trajectoria do VCAN	52
4.6.3	CJNEB tipo Zonal e sistemas sinóticos associados.....	56
4.6.4	Precipitação	57
4.7	Exemplo do tipo transversal	57
4.7.1	Trajectoria do VCAN.....	58
4.7.2	CJNEB tipo Transversal e sistemas sinóticos associados.....	61
4.7.3	Precipitação.....	62
4.8	Exemplo do tipo Meridional	63
4.8.1	Trajectoria do VCAN.....	64
4.8.2	CJNEB tipo Meridional e sistemas sinóticos associados.....	68
4.8.3	Precipitação.....	68
5	CONCLUSÕES	69
	REFERÊNCIAS	71
	APÊNDICES	77

1 INTRODUÇÃO

A descoberta da CJ ocorreu durante a Segunda Guerra Mundial, quando aviões bombardeiros sobrevoavam as Ilhas Japonesas a uma altura aproximada de 10 quilômetros e algumas vezes, permaneciam praticamente parados em relação ao solo, em virtude da existência de ventos fortes em sentido contrario ao seu movimento (RIEHL, 1969).

Em 1947, um vôo estava em andamento em direção ao oeste, cruzando os Andes. O avião, do tipo Stardust, estava a caminho de Santiago, Chile, mas nunca chegou lá. Um avião de 20 toneladas, tripulação e seis passageiros desapareceram sem deixar rastros, sendo que alguns destroços do Stardust foram encontrados no ano 2000. A pesquisa que se seguiu, revelou o modo como o avião desapareceu e o papel que a “corrente do jato” tinha desempenhado. Em seu vôo final, a 60 anos atrás, o piloto tinha encontrado uma tempestade sobre os Andes e subiu para 7.300 metros, para passar por cima dela. Ocorre que, a esta altitude, o avião estava voando dentro do jato sulista, mas o piloto não sabia disto. Naquela época pouco se sabia sobre a “corrente do jato”, não havia navegação por instrumentos. Eles não tinham idéia de que uma poderosa “corrente de jato” estava reduzindo a velocidade dramaticamente. Sem radar e com cobertura de nuvens abaixo, a tripulação acreditou que tinham ultrapassado a cadeia de montanhas e estavam prontos para descer até Santiago. Na realidade, eles estavam voando na face dos Andes. O avião bateu no topo de uma geleira, matando todos instantaneamente. O choque produziu uma avalanche que enterrou os restos do avião. Escondidos embaixo do gelo os destroços desceram lentamente a geleira por 60 anos, até eventualmente emergir na base, desvendando o mistério do desaparecimento do Stardust. Estes viajantes perderam a vida porque ninguém sabia que essa “corrente de jato” estava lá.

Os pilotos de hoje sabem onde estão as “correntes do jato”, principalmente porque embarcam os aviões nessas correntes e as linhas aéreas economizam combustível nessas viagens. Com isso despertou o interesse de pesquisadores sobre esse assunto, dando mais ênfase ao estudo das mesmas.

O Nordeste Brasileiro sofre alterações no tempo, devido à presença de sistemas meteorológicos, tais como: Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN), Cavados de Altos Níveis (CAN), frentes frias, ondas de leste, linhas de instabilidade entre outros. Esta região apresenta também uma acentuada variabilidade espacial e temporal no seu regime de chuvas (Kousky, 1979).

Os VCANs são um dos principais mecanismos de mudança do tempo na América do Sul em especial no Nordeste. Os vórtices ciclônicos podem ser classificados também como úmidos ou secos, dependendo da quantidade de nebulosidade associada (Lourenço e Gan, 1996). Os vórtices úmidos estão associados a muita nebulosidade, atingindo níveis mais baixos da atmosfera. Já os vórtices secos, estão confinados na média e alta troposfera, possuindo pouca nebulosidade, além de movimento descendente e seco no seu centro. No caso dos vórtices existem dois tipos: O Palmen que este localizado nas latitudes subtropicais com maior ocorrência no inverno e primavera. O tipo Palmer localiza-se nas latitudes tropicais, em especial na região nordeste do Brasil com ocorrência no verão, forma-se graças à intensificação da crista da alta da Bolívia, juntamente com a intensificação do cavado abaixo, sobre o Oceano Atlântico (Kousky e Gan 1981, citado por Lourenço e Gan, 1996).

Segundo Campos e Fedorova (2006), outros sistemas sinóticos mostraram ligações dos VCAN's no Hemisfério Sul (continente e oceano) com VCAN do Hemisfério Norte, Vórtices de Médios Níveis e Corrente de Jato de Baixos Níveis.

Em altos níveis da atmosfera, próximo à tropopausa, existe uma região onde os ventos de oeste, adquirem velocidades máximas. A velocidade desses ventos aumenta com altura, a partir da superfície terrestre, devido à existência de gradientes meridionais de temperatura, esse escoamento caracterizado por valores máximos de ventos superiores a 30 m/s é denominado corrente de jato ou simplesmente jato. Caracterizado por forte cisalhamento vertical e lateral do vento (Reiter, 1969).

A corrente de jato do nordeste brasileiro (CJNEB) localiza-se geralmente próximo dos 200 hPa na tropopausa tropical entre as latitudes de 20°S e o Equador tendo maior ocorrência e desenvolvimento durante os meses de inverno (GOMES 2003 e CAMPOS 2005). A posição do núcleo de velocidades máximas varia e a corrente pode persistir por 24h e, às vezes, de 3 a 4 dias (FEDOROVA, 1999).

No primeiro estudo sobre Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro (CJNEB) próximo de Alagoas (Gomes, 2003), foram identificadas fortes correntes de ar em altos níveis. Estas correntes foram registradas durante todas as estações do ano. As velocidades das correntes, na maioria dos casos estiveram no limite de velocidade característica das CJ (30m/s). Entretanto, no inverno e na primavera os valores médios da velocidade do vento, no eixo da corrente, foram maiores do que o limite e os valores máximos atingiram 50m/s. Estes sistemas causam perturbações nos campos meteorológicos de médios a altos níveis da atmosfera e nem sempre são de fácil identificação. A passagem destes sistemas é de suma importância na determinação das condições do tempo local.

Diante do exposto, o objetivo desse trabalho foi avaliar a influência do VCAN associado com a CJNEB (VCAN+CJ), visando uma melhoria na previsão de tempo no Estado de Alagoas.

Para isso foi feita, uma análise de 10 anos (1997-2007), das ocorrências, intensidades, sentidos da CJNEB na periferia do VCAN (Tipo Palmer), próximo do Estado de Alagoas, estudando a Frequência com que ocorrem esses eventos juntos, para determinação dos padrões de circulação da CJNEB associada ao VCAN.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo tratou de algumas discussões relativas a trabalhos, definições e pesquisas, relacionados aos Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN), Corrente de Jato (CJ) e Alta da Bolívia (AB).

2.1 Corrente de Jato (CJ)

A corrente de jato pode ser definida como fortes ventos em altos níveis da atmosfera que se deslocam de oeste para leste presentes em uma faixa, relativamente estreita, na troposfera superior das latitudes médias e regiões subtropicais presentes no hemisfério norte e hemisfério sul. Essa corrente flui como uma faixa semi-contínua ao redor do globo, onde possui regiões com grande diferença de temperatura, ou seja, quando o ar polar frio, se move para o equador, encontra o ar equatorial quente, que está se movendo para o pólo (levando calor aos pólos e frio para os trópicos), sendo um ingrediente chave na previsão do tempo.

Quando essas duas massas de ar se encontram, um vento de alta velocidade ou jato é gerado. Conforme a Terra gira, este ar em rápido movimento flui ao redor do planeta. Quanto maior o contraste de temperatura, mais rápido é o jato.

As correntes de jato (CJ) possuem ventos a cerca de 6 km de altitude, provocados por abruptas diferenças de temperatura entre a troposfera e a estratosfera, mais especificamente na tropopausa, entre o ar tropical quente e o ar frio polar. Podem estender-se ao longo de milhares de quilômetros de comprimento e alguns quilômetros de largura. A posição da corrente de jato com referência à posição da tropopausa e da zona baroclínica intensa é mostrada no esquema da seção vertical da atmosfera na Figura 1 (PALMÉN e NEWTON, 1969).

Fedorova (2008) verificou que o jato é um escoamento de ar na alta troposfera ou estratosfera, com velocidades maiores que $30\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ($108\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ ou 60 nós), alcançando, por vezes, $160\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$.

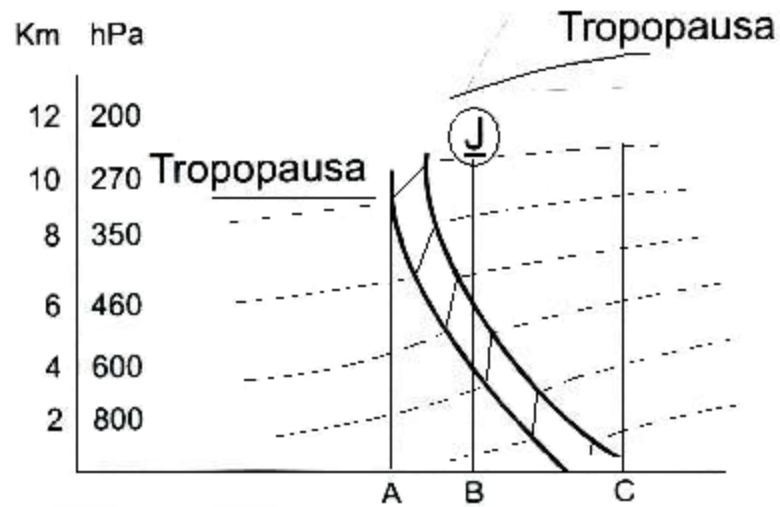


FIGURA 1 Seção vertical, mostrando a zona de forte baroclinia na troposfera (entre A e C); zona frontal e corrente de jato (J), situada sobre a vertical B.
 FONTE: Palmén e Newton, 1969.

Normalmente, as correntes de jato fluem por uma extensão de aproximadamente 1000 km, com aproximadamente 100 km, de largura e apenas 1 km de espessura (Figura 2).

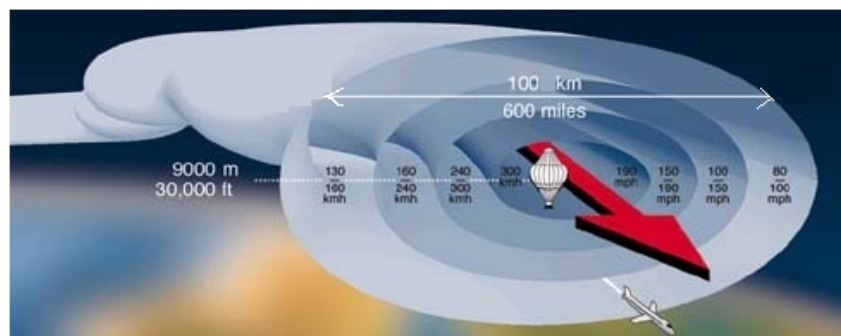


FIGURA 2 Dimensões laterais da corrente de jato
 FONTE: British Broadcasting Corporation (BBC), 2002.

O cisalhamento vertical do vento é da ordem de $5\text{-}10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ por km e o cisalhamento lateral, de $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ por 100 km. Popularmente conhecido também como Jet Streams, ou seja, ar encaixado no fluxo geostrófico, de oeste nos dois hemisférios norte e sul. O padrão em onda dos ventos fornece um importante mecanismo para transferência de calor através das latitudes

médias: de um lado de uma onda, ar quente é dirigido para o pólo, enquanto do outro lado ar frio é dirigido para o equador. Há duas Correntes de Jatos principais, uma em cada hemisfério (Figura 3); a mais forte é a do Hemisfério Norte (HN), ela se forma a alta altitude quando o ar quente dos trópicos se encontra com o ar frio do Pólo Norte (PALMÉN E NEWTON, 1969).

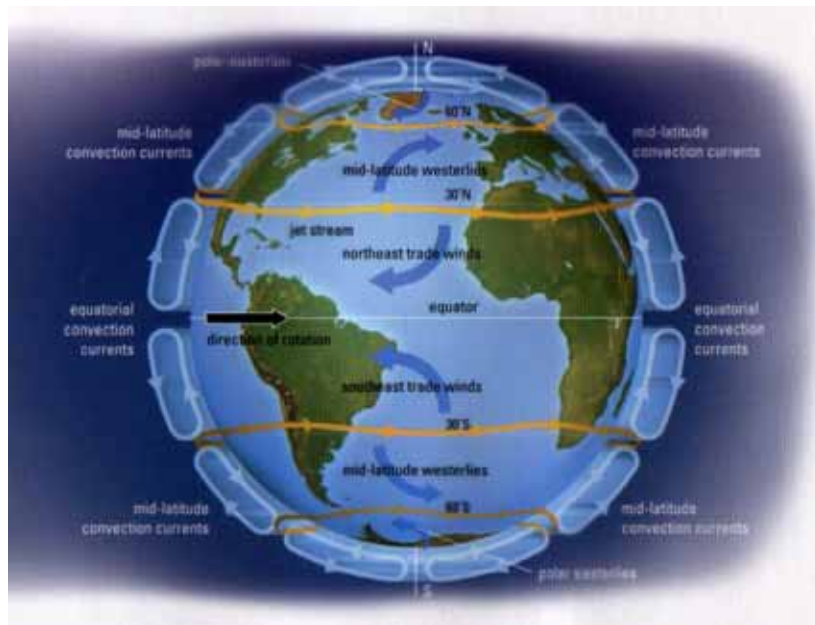


FIGURA 3 Posição geográfica da corrente de jato
 FONTE: Campos (2006)

2.1.1 Corrente de jato ‘POLAR e SUBTROPICAL’

Há dois tipos de corrente de jato (Polar e Subtropical), ambas localizadas na tropopausa, onde há mistura do ar troposférico e estratosférico, as quais têm sido amplamente investigadas.

A corrente de ventos mais próxima dos pólos é chamada de Corrente de Jato Polar (CJP), e aquela mais próxima da região subtropical denomina-se Corrente de Jato Subtropical (CJS), em detalhe na Figura 4 (AHRENS, 2000).



FIGURA 4 Representação esquemática da circulação global das Correntes de Jato Polar e Subtropical.

FONTE: Adaptado de USP

A corrente de jato Polar forma-se na fronteira entre a circulação polar e a célula de Ferrel; encontra-se geralmente entre as latitudes de 35°S a 70°S com aproximadamente 13 km de altura ou em nível de pressão (~200hPa) (Figura 5). A sua posição é mais próxima ao equador durante o inverno do que no verão. A corrente de jato Subtropical forma-se onde as células de Ferrel e Hadley se encontram. CJS está associada à circulação da Célula de Hadley e geralmente fica localizada no limite polar dessa célula, entre as latitudes de 20°S a 35°S, conforme Figura 5 (AHRENS, 2000).

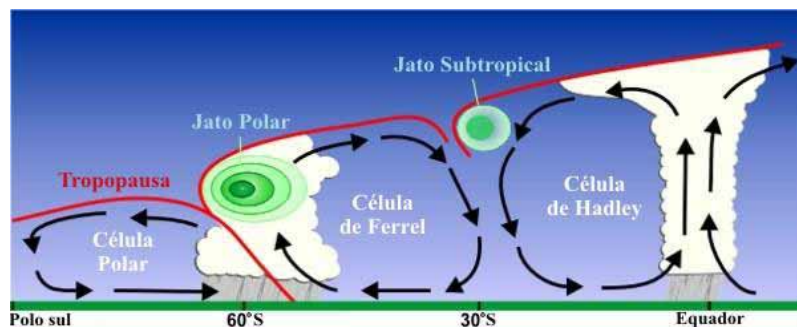


FIGURA 5 Representação esquemática da circulação meridional e as correntes de jato associadas.

FONTE: Adaptado de NWS/NOAA.

Segundo Palmem e Newton (1969), a circulação de Hadley é um dos principais mecanismos para a manutenção da CJS. Esta corrente é mais regular e sua posição média muda em direção ao equador no período de inverno e em direção aos polos no verão.

A CJS tem aspecto de uma banda longa e estreita de cirrus. Esse jato é mais desenvolvido na estação de inverno onde a circulação média meridional é mais intensa (HASTENRATH, 1991).

As Correntes de Jato se propagam em forma de ondas, dando origem a cavados e cristas em altos níveis. Quando a CJ forma um cavado, o ar tende a divergir, formando um sistema de baixa pressão naqueles níveis. Como consequência, o ar da superfície ascende, formando um sistema de baixa pressão na superfície. Caso o ar flua ao redor das cristas de uma CJ, o mesmo convergirá, dando origem a uma zona de alta pressão.

Como o ar fluirá troposfera abaixo, em função da presença de ar quente no seu topo, haverá subsidência e será formado um sistema de alta pressão a superfície, mantendo o tempo firme. Um indicador comum da posição do eixo da CJ (área com a maior velocidade do vento na CJ) é a presença de nuvens cirruformes (CONOVER, 1960; VALOVICIN, 1968; DOSWELL, 1976), que tendem a se formar a sul ou sudeste do eixo no Hemisfério Sul (HS).

2.1.2 Corrente de jato no Nordeste Brasileiro (CJNEB)

A corrente de jato do nordeste brasileiro (CJNEB) localiza-se geralmente próximo dos 200 hPa na tropopausa tropical entre as latitudes de 20°S e o Equador tendo maior ocorrência e desenvolvimento durante os meses de inverno e primavera (GOMES 2003 e CAMPOS 2005).

Segundo Gomes (2003), as correntes de jato no Nordeste do Brasil (CJNEB) foram encontradas em todas as estações do ano sobre o Estado de Alagoas. Nos meses de janeiro (verão) e abril (outono), a velocidade média da CJNEB ficou abaixo de 30m/s. Já nos meses de julho (inverno) e outubro (primavera) os ventos médios foram superiores a 30m/s. As CJNEB no período seco do ano (novembro-dezembro-janeiro) mostraram ter ligações com os VCAN, isso pode ser confirmado nos resultados apresentados nesse estudo.

Alguns estudos mostraram a existência de correntes de ventos fortes em altos níveis, entre o setor nordeste da Alta da Bolívia (AB) e o setor sudoeste do VCAN (possivelmente associado ao jato subtropical), que contribuem para manutenção do vórtice (RAMIREZ, 1996). Virji (1981) também observou que os ventos com componente sul entre a AB e o Cavado em Altos Níveis (CAN) podem alcançar velocidades superiores a $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Células de circulação, criadas pela CJNEB e pelos ventos Alísios, foram responsáveis pela formação de movimentos ascendentes que contribuíram para formação de Complexos

Convectivos de Meso-escala (CCM) a leste do estado de Alagoas (FEDOROVA ET AL. 2005).

Outros estudos (Campos e Fedorova (2006) mostraram ligações com VCAN no Hemisfério Sul (no continente e oceano), VCAN do Hemisfério Norte, Vórtices de Médios Níveis e Corrente de Jato de Baixos Níveis. Alguns destes sistemas sofreram mudanças na estrutura devido às circulações transversais da CJNEB.

2.1.3 Localização da Corrente de Jato pelas imagens de satélite

Embora a localização da posição dos jatos em imagens de satélite não seja tão fácil quanto se possa imaginar, uma variedade de padrões comuns pode ser usada para indicar onde o máximo do jato ocorre. O **eixo do jato** é usado para descrever a área de maior velocidade dos ventos numa corrente de jato. Um indicador comum da posição do eixo do jato é nuvens cirrus que tendem a se formar a sul ou Sudeste do eixo (no HS). Essas formações de nuvens, têm uma borda bem definida no seu limite em direção ao Pólo. Frequentemente, a corrente de jato passa sobre nuvens de baixos níveis e as cobre com seu escudo de cirrus. Quando nenhuma zona de cirrus está presente, mas outras nuvens altas e médias existem, a corrente de jato pode ainda ser localizada. Onde o jato cruza a formação de nuvens, as bandas de nuvens serão mais avançadas corrente abaixo (a favor da corrente). As bordas corrente acima serão também mais avançadas que as nuvens nas vizinhanças. Mudanças abruptas no tipo da nuvem (por exemplo, tipo das células convectivas), podem também indicar a posição das correntes de jato nas imagens de satélite. Na Figura 6, adaptada do trabalho de Kousky e Cavalcanti (1984) mostra-se uma imagem de satélite na qual se superpôs o escoamento do vento em altos níveis da atmosfera. Tem-se, nessa figura, um exemplo de configuração típica da nebulosidade e do escoamento de vento, associado à permanência de sistemas frontais no Sul do Brasil.

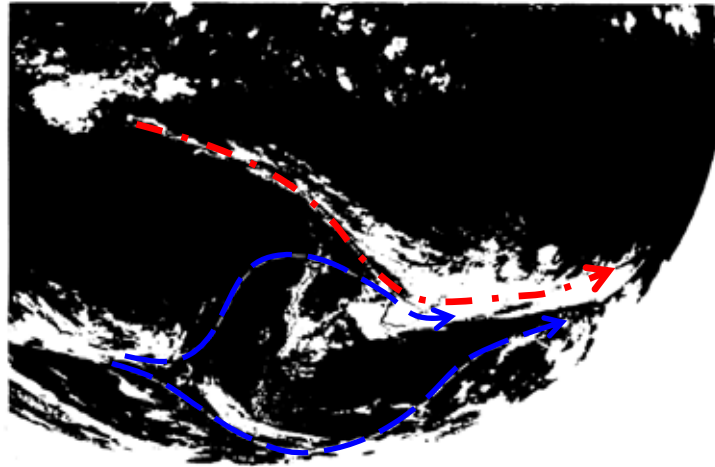


FIGURA 6 Configuração típica da nebulosidade e escoamento do vento em altos níveis, relacionada com a permanência das zonas frontais no Sul e Sudeste do Brasil. Linha tracejada-pontilhada (vermelha), CJS; linha tracejada (azul), CJP. Imagem no canal infravermelho SMS/GOES de 1983

FONTE: Adaptado de Kousky e Cavalcanti (1984).

2.2 Fluxo Zonal e Meridional

As ondas da corrente de jato possuem comprimento de onda e amplitude. O comprimento de onda de uma típica corrente de jato está entre 50° e 75° de longitude (ou aproximadamente 5000 km). A amplitude das ondas está geralmente entre 5° e 25° de latitude, e pode ser muito importante para determinar o tempo. Onde as ondas da corrente de jato são baixas em amplitude, são chamadas **fluxo zonal**, indicando que o ar está fluindo quase diretamente de oeste para leste. Com fluxo zonal, um pouco de mistura do ar quente com o ar frio ocorre, e as baixas que se desenvolvem são usualmente fracas. Altas amplitudes da onda do jato são chamadas de **Fluxo Meridional**. Fluxo meridional é caracterizado por cavados com baixa pressão e cristas com alta pressão. Estes resultam no maior transporte de massas de ar quente e frio. Com a corrente de jato suprindo circulação e energia, o fluxo meridional pode contribuir para o desenvolvimento de tempestades severas.

2.3 Variações no verão e no inverno

As características das correntes de jato mudam com as estações do ano. No inverno, por exemplo, a corrente de jato polar no Hemisfério Norte está normalmente localizada entre 30°N e 35°N e seus ventos podem atingir 300km/h. No verão, contudo, a corrente de jato polar vai muito mais para norte (aproximadamente 50°N) e os ventos atingem apenas 160km/h. O jato subtropical também sofre variações similares sazonais. Essas mudanças estão relacionadas com as mudanças de estação que correspondem à forma na qual a área de máximo aquecimento na Terra migra ao longo do ano. As diferenças sazonais na velocidade do vento dentro das correntes de jato ocorrem porque durante o inverno, quando o pólo está na escuridão, a gradiente de temperatura entre a região equatorial e polar atinge o seu máximo. Durante os meses de verão, a diferença de temperatura entre o pólo e o equador é a menor possível e os ventos são mais fracos desintensificando as CJs, já no período de inverno a gradiente de temperatura atinge seu máximo aumentando a velocidade dos ventos e, conseqüentemente, a intensidade das CJs. Esse raciocínio vale para ambos os hemisférios.

As correntes de jatos variam sazonalmente, já que a gradiente de temperatura varia conforme a estação do ano. A geração de máximos de vento em altura depende diretamente do gradiente horizontal de temperatura (HOLTON, 1979). A CJP, não é semi-permanente, diferenciando-se assim da CJS, que está associada com a forte gradiente horizontal de temperatura, podendo em qualquer instante coincidir com as estreitas zonas frontais em altos níveis (PEZZI et al., 1996). A corrente de jato dá suporte, a transferência do acúmulo de energia dos trópicos em direção aos pólos e do excesso de frio das regiões polares em direção a região tropical. CIVITA et al.(1995), concluiu que no inverno, as diferenças de temperatura aumentam à medida que se intensificam as correntes de jato. Pezzi et al. (1996) fizeram uma análise do escoamento atmosférico com a finalidade de observar os 50 comportamentos sazonais e interanuais da CJP e CJS para a América do Sul;

Segundo Gomes (2003) confirmado por Campos (2005), a maior ocorrência e desenvolvimento da CJNEB é nos meses de inverno e primavera. Gomes (2003) estudou estas correntes de ar forte em altos níveis próximo ao nordeste brasileiro, onde em alguns casos atingiram a velocidade de $50\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ no período de inverno. Em alguns casos durante o verão, o autor observou a ligação das correntes de jato dos Hemisférios sul e norte, esta ligação contribuiu para a formação do VCAN. Quando a CJNEB esteve associada ao VCAN reprimiu seus movimentos ascendentes na periferia oeste do vórtice formando movimentos subsidentes fracos. A presença da CJ como fronteira é um sinal da existência de massas de

ar sendo separado pelo mesmo (Figura 7), para o hemisfério sul, o ar frio se localiza à direita do jato (FORTUNE, 1980), enquanto no hemisfério norte o ar frio se localiza a esquerda.

A posição do centro de velocidades máximas varia e a corrente pode persistir por 24h e, às vezes, por três a quatro dias (FEDOROVA, 1999). Sabe-se que, em algumas regiões, mais de uma corrente de jato pode estar presente (PALMÉN and NEWTON, 1969). Muitos sistemas sinóticos de latitudes médias parecem desenvolver-se como consequência da instabilidade da corrente de jato. Esta instabilidade baroclínica depende principalmente do cisalhamento vertical do vento (HOLTON, 1979). Browing (1985) ressalta a importância da Corrente de Jato associando alguns casos de precipitação com a Corrente de Jato.

Kousky e Cavalcanti (1984) relacionaram o padrão do escoamento em altos níveis a um bloqueio ocorrido na América do Sul durante o evento El Niño Oscilação Sul de 1983, ressaltando o papel do Jato Subtropical nas intensas precipitações sobre a Região Sul.



FIGURA 7
FONTE:

Posicionamento da corrente de jato em relação às massas de ar quente e fria.
CAMPOS, 2006

Segundo James e Anderson (1984) a posição longitudinal e a intensidade dos jatos no Hemisfério Sul apresentam uma variação interanual.

A influência da CJS sobre a América do Sul foi estudada em 1983 (ano de El Niño) por Kousky e Cavalcanti (1984) utilizando cartas de superfície e de escoamento do vento em altos níveis, juntamente com imagens de satélite, para 1982-1983. Os resultados obtidos pelos

autores indicam uma CJS bem pronunciada sobre a América do Sul e o Pacífico Leste. Como sugerido por Bjerknes (1966), e comprovado por Arkin (1982), essa corrente atmosférica em altos níveis é intensificada na região do Pacífico Leste durante os anos de El Niño.

Severo (1994) e Severo et al. (1994), mostram que dentre os sistemas meteorológicos responsáveis por chuvas intensas, estão aqueles em que é sugerida uma interação entre a CJS e sistemas frontais em baixos níveis. Entretanto, nestes trabalhos não se esclarece como esta interação ocorre e quais são seus possíveis mecanismos.

Blackmon et al. (1977), fez um estudo muito importante, servindo de grande ajuda para entender a questão de como a corrente de jato climatológica é mantida, se por fluxos associados a vórtices transientes ou somente pelo escoamento médio no tempo. Os autores ilustraram a manutenção da CJS, usando a presença do escoamento ageostrófico médio meridional nas regiões de entrada e saída do jato para inferir a presença da circulação vertical.

Conforme Blackmon et al. (1977) a circulação na entrada do jato é termicamente direta com movimento ascendente no lado equatorial. Dessa forma, a energia cinética do jato é mantida por fontes térmicas de energia. A presença de uma corrente de jato assegura que algum processo de ajuste dos campos de massa e de vento está ocorrendo nas regiões de entrada e saída do jato.

Na região de entrada da corrente de jato, há uma aceleração ageostrófica da parcela de ar, pois a mesma se move para o centro do jato ou núcleo de ventos máximos (NVM). Na região de saída do jato, ocorre desaceleração ageostrófica.

Sechrist e Whitaker (1979), concluiu que, o movimento nessas regiões tem alguma componente ageostrófica devido às mudanças de velocidade na entrada e saída da corrente de jato. Na América do Sul, sistemas convectivos de mesoescala provocam tempo severo em consequência da entrada das CJ em seu lado anticiclônico (crista) e devido a presença de uma Corrente de Jato de Baixos Níveis (CJBN), conforme estudos de Salio et al. (2007) e Anabor et al. (2008).

Células de circulação, criadas pela CJNEB e pelos ventos Alísios, foram responsáveis pela formação de movimentos ascendentes que contribuíram para formação de Complexos Convectivos de Meso-escala (CCM) a leste do Estado de Alagoas (FEDOROVA ET AL. 2005). A Figura 8(a) representa um máximo de vento de 46m/s, com a intensidade do mesmo diminuindo para 36m/s em ambos os lados do máximo. Ao diminuir o máximo de vento, se produz uma cortante de intensidade do vento, gerando redemoinhos ou vórtices, localizados e direcionados para zonas de diminuição de intensidade, afastando-se do máximo.

Caracteristicamente, ao norte do máximo se produzirá uma cortante anticiclônica do vento, a qual se define como positivo no Hemisfério Sul. Sendo oposto, ao Sul da máxima produzindo uma cortante ciclônica, definida como negativa para o Hemisfério Sul (Riehl et Al., 1952). Associado a este padrão de circulação está o movimento ascendente (descendente) do lado ciclônico ou frio (anticiclônico ou quente) do jato, que também está de acordo com os padrões de advecção de vorticidade (Figura 8b). Esquema de centros de vorticidade relativa máxima (ciclônico) e mínima (anticiclônica) e padrões de advecção relacionados associados com um jet streak contínuo. (NVA representa a advecção de vorticidade negativa ou anticiclônica; PVA representa advecção de vorticidade positiva ou ciclônica).

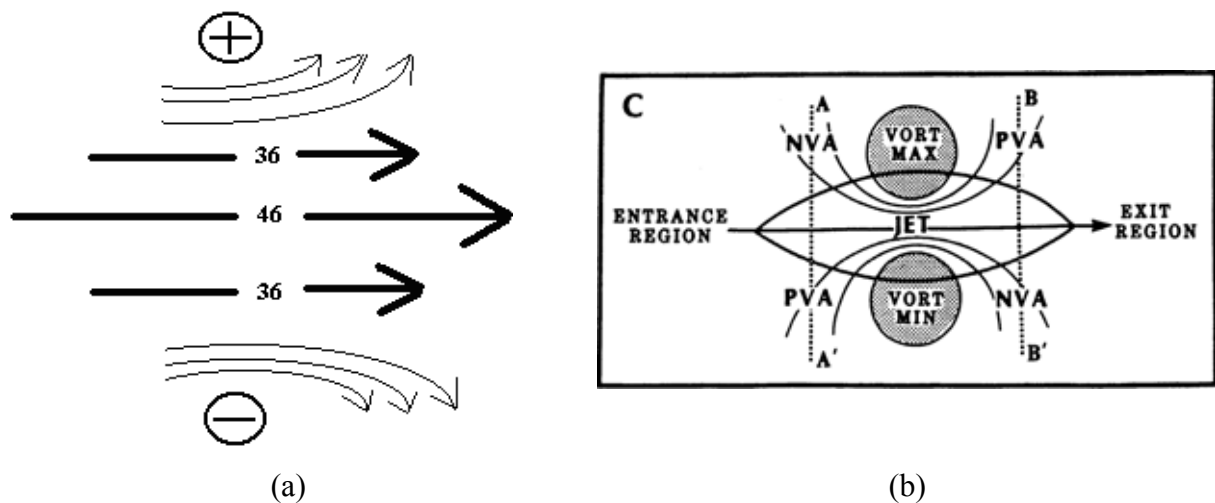


FIGURA 8 Máximo de vento e redemoinhos ou vórtices.
 FONTE: HPC/NCEP e Uccellini e Kocin (1987)

Conforme o ar flui através de um cavado em uma corrente de jato, tende a divergir em altas altitudes, formando um sistema de baixa pressão em altitudes. Isso faz com que o ar da superfície flua para cima, formando um sistema de baixa pressão na superfície. Conforme o ar flui para cima, tende a espiralar na direção horária (HS) e anti-horária (HN). O cavado é conhecido como a região ciclônica da corrente de jato. Em ambos os hemisférios, os cavados e suas baixas-pressões associadas estão caracterizados pelo ar frio ascendente que se esfria faz com que as nuvens se formem.

A corrente de jato tem estrutura assimétrica do campo do vento e da temperatura em torno do eixo. Próximo da tropopausa, a distribuição da temperatura é mais complicada, porque a altura da tropopausa no ar frio é menor do que no ar quente. Nos níveis em que a

troposfera está em uma massa de ar e a estratosfera em outra, ocorre o nivelamento da temperatura e nos níveis mais altos o gradiente de temperatura inverte seu sinal (FEDOROVA, 2001). A Figura 9 mostra um jato orientado de oeste para leste, onde na entrada A, há uma área de divergência, enquanto que na entrada A', há uma zona de convergência. O oposto se cumpre na saída do jato, com uma área de convergência na saída B, e uma região de divergência na saída B', do Jato. A avaliação dessas áreas de convergência e divergência na entrada e na saída do jato sinaliza regiões de ascensão e subsidência de ar. Esse fato ocasiona transformação de energia potencial em energia cinética na entrada do jato ocasionando uma circulação direta. Na saída do jato ocorre o inverso da entrada, ocasionando uma perda de energia cinética com consequente aumento de energia potencial disponível, formando uma circulação indireta.

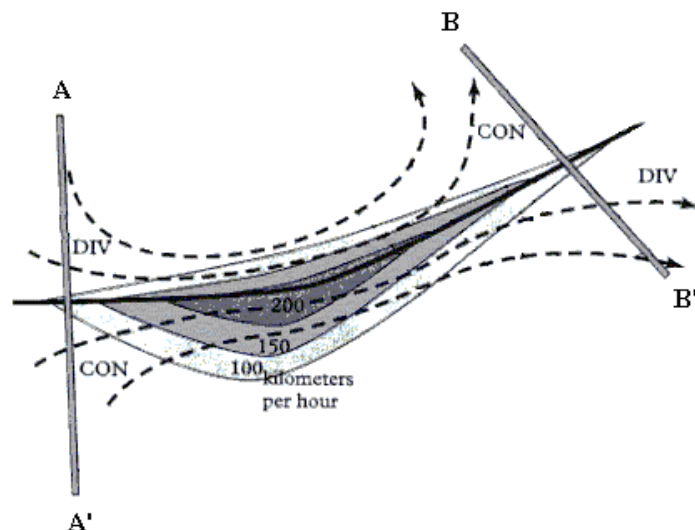


FIGURA 9 Representação esquemática da estrutura vertical da corrente de jato para o hemisfério sul.

FONTE: Adaptado da University of North Carolina at Chapel Hill.

A velocidade do vento no jato não é uniforme em toda a sua extensão horizontal. Frequentemente, os máximos dos jatos deslocam-se ao longo do eixo, no mesmo sentido do vento (MEDINA, 1976), mas a velocidade do vento nos núcleos de ventos máximos (nvm) de uma corrente de jato é maior do que a velocidade com que este núcleo se move (Figura 10). Esses nvm encontram-se presentes nos regimes de escoamento extratropical e, devido a sua importância como 28 precursores de ciclogênese e tempos severos, tem recebido significativa atenção da comunidade sinótica (CARLSON, 1991; BLUESTEIN, 1993).

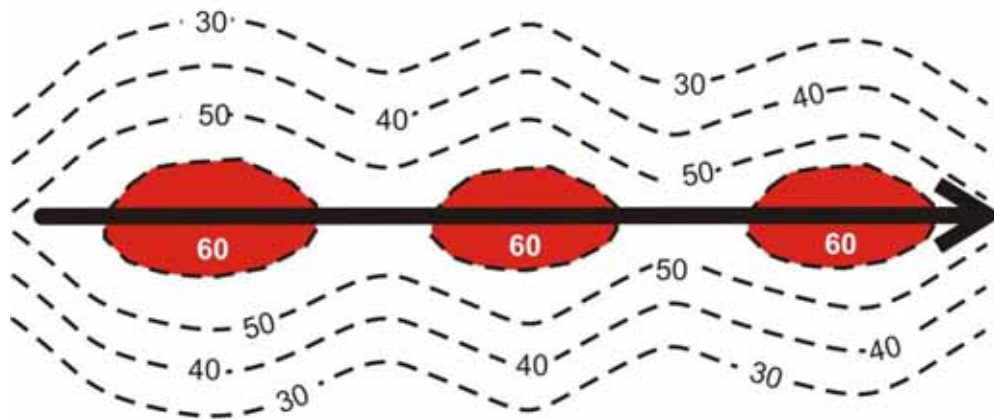


FIGURA 10 Representação esquemática do eixo da corrente de jato.
 FONTE: Adaptado de Medina (1976).

No estudo sobre ciclogênese na América do Sul, de Gan (1982), ele constatou a influência da circulação em altos níveis na formação e desenvolvimento de ciclones, devido ao cisalhamento vertical e zonal do vento, e a posição da onda, em altos níveis e define onde pode ocorrer a ciclogênese.

Pezzi et al. (1996), também realizaram um trabalho sobre a climatologia da corrente de jato sobre a América do Sul para o período de 1985 a 1994. Observou-se que no trimestre de verão a CJS desaparece prevalecendo a CJP ou extratropical, no trimestre de outono a CJS apresenta-se bem definida e em processo de intensificação chegando no trimestre de inverno em sua máxima intensidade na América do Sul e perdendo força durante o trimestre de primavera adquirindo curvatura anticiclônica em resposta ao aparecimento da Alta da Bolívia.

O posicionamento e a intensidade do jato em altos níveis são fatores importantes para o deslocamento dos sistemas frontais. Quanto mais ao sul e mais intenso estiver o jato mais difícil será o avanço das frentes para latitudes baixas (Andrade, 2007).

2.4 VCAN

O VCAN consiste de uma circulação ciclônica fechada com núcleo frio e seu eixo estende-se desde 200hPa até 500hPa (ARAGÃO, 1976; KOUSKY E GAN, 1981; GAN, 1982; RAMÍREZ et al., 1999), podendo alcançar a superfície em aproximadamente 10% dos casos (FRANK, 1970 apud KOUSKY & GAN, 1981). Também são conhecidos pela formação de uma baixa fria em altos níveis, exercendo uma forte influência nas condições do tempo na região de atuação. Estão geralmente, associados a episódios de chuvas intensas no Nordeste do Brasil (NEB), podendo provocar um acumulado mensal, 10 vezes superior às normais climatológicas nas regiões localizadas sob a sua periferia ou contribuir para que o verão seja mais seco e mais quente nas localidades sob o seu núcleo (ALVES et AL, 1996 apud SILVA, 2002).

Os primeiros estudos observacionais sobre VCAN no Atlântico Sul Tropical foram feitos por Dean (1971) e Aragão (1975). Eles mostraram que as chuvas excessivas no Nordeste do Brasil e suas vizinhanças poderiam estar relacionadas a tais vórtices. Blanco et al. (1996) concluíram que os VCANs são os principais sistemas indutores de precipitação na pré-estação chuvosa do NEB.

Kousky e Gan (1981), Gan (1982) e Ramirez (1996(97)), utilizando dados meteorológicos convencionais, análises de modelos de previsão de tempo e imagens de satélites definiram diversos aspectos relacionados à origem, formação e deslocamento dos VCAN. Fedorova e Fedorov (1998) analisaram a participação da corrente de jato na formação do VCAN e perceberam que na maioria dos casos, o estágio inicial de formação ocorre na entrada da corrente de jato ou próximo da mesma.

Os vórtices ciclônicos podem também ser classificados como "úmidos" ou "secos", dependendo da quantidade de nebulosidade associada. Os vórtices confinados na média e alta troposfera possuem pouca nebulosidade e são denominados secos. Os vórtices "secos", descrito por Frank (1970), estão caracterizados por movimento descendente e seco no seu centro. Os vórtices que atingem os níveis mais baixos da troposfera possuem bastante nebulosidade, sendo chamados de vórtices "úmidos".

Em 1951 Bjerkns observou que a formação do VCAN ocorre devido à intensificação de um cavado em ar superior; fato posteriormente confirmado por outros autores (ARAGÃO, 1976; KOUSKY E GAN, 1981).

A formação do vórtice está associada a um sistema de alta pressão que surge em altos

níveis na região da Bolívia, conhecida como a Alta da Bolívia (AB) com a pré-existência, de um cavado frio em altos níveis sobre o Nordeste Brasileiro, que ao penetrar nos subtropicais pode ter uma inclinação meridional bem acentuada, o qual foi desligado de sua região fonte polar (PALMÉN E NEWTON, 1969; KOUSKY E GAN, 1981; VIRJI, 1981; SILVA DIAS E BONATTI, 1985; RAO E BONATTI, 1987) (Figura 11). O gênese do VCAN estaria relacionado com a propagação de energia de onda no sentido SO-NE.

Uma frente fria ativa, oriunda de latitudes médias, que se desloca para os trópicos, poderia provocar essa advecção na região que precede à chegada da frente. Assim, a frente fria organiza a convecção que contribui, através da liberação de calor latente, para a intensificação da crista. Como consequência, ocorre à amplificação do cavado em altos níveis a leste da crista e, posteriormente, a formação do vórtice. Ou seja, a intensidade do anticiclone, sobre o continente em 200 hPa, determina a formação dos vórtices ciclônicos sobre o oceano. (GAN E KOUSKY 1986, KOUSKY E GAN, 1981, RAO E BONATTI 1987).

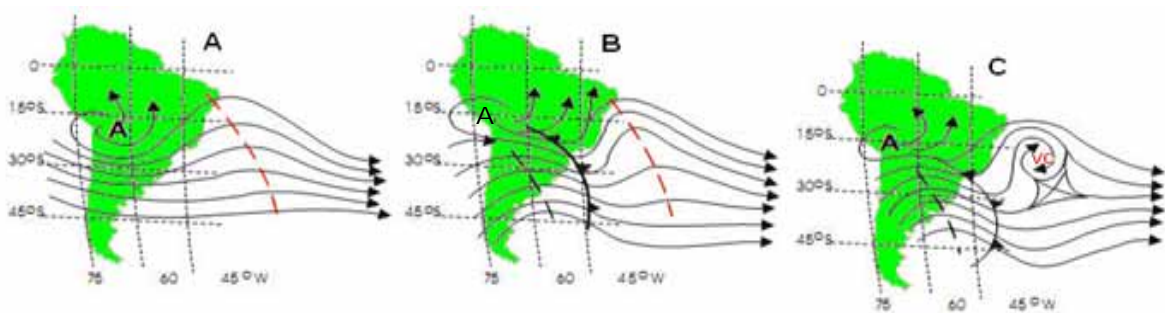


FIGURA 11 Formação de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VC) sobre o Oceano Atlântico sul (A, B e C).

FONTE: Adaptado de VAREJAO - SILVA, 2005.

A nebulosidade associada ao VCAN esta representada, em metade dos casos, em forma de S, formado pelo vórtice extratropical baroclínico com frente fria e nebulosidade do VCAN em torno do seu centro, como mostra a Figura 12.

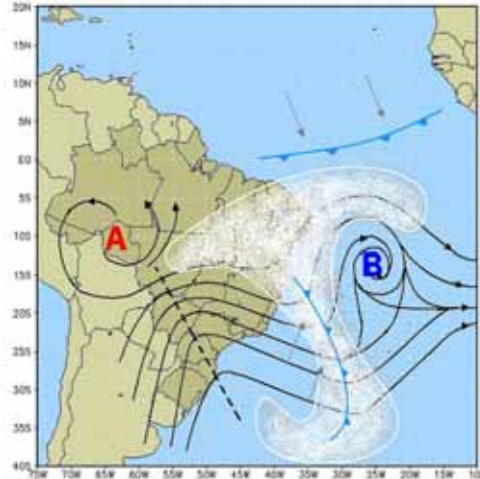


FIGURA 12 Adaptado de VAREJAO - SILVA, 2005.
 FONTE: Kousky e Gan (1981).

A inclinação do eixo do cavado para oeste faz com que a parte do cavado, em baixas latitudes, tenha uma velocidade zonal inferior ao resto do cavado atrasando-se até desprender-se completamente (Figura 13). Desse modo, uma circulação ciclônica fechada forma-se nesta parte desprendida, ou seja, quando massas de ar de altas latitudes associadas com cavados estendidos, tornam-se desprendidas.



FIGURA 13 Formação esquemática de um VCAN
 FONTE: BJERKNES, 1951.

De acordo com Cruz (1998), as observações demonstram que ocorre uma interação entre o VCAN e a CJS através das circulações transversais diretas e indiretas que, estas circulações são responsáveis pelas conversões de energia potencial disponível em cinética na entrada da corrente de jato, e por conversões de energia cinética em potencial disponível na saída.

Virji (1981) observou a presença de VCAN que se formaram na costa leste do Brasil e deslocaram-se de leste para oeste para dentro do continente. Kousky e Gan (1981) e Gan (1983) mostraram que estes VCAN são de centro frio e apresentam-se mais frequentes nos meses de verão austral (dezembro e janeiro). Kousky e Gan (1981) também sugeriram sob hipótese que o mecanismo, para a manutenção destes VCAN, consiste na conversão de energia potencial em energia cinética pelos processos de descendência de ar frio e seco, no centro do vórtice, e a ascendência de ar quente e úmido na sua periferia.

O caráter meridional do padrão durante o verão em 200hPa ocorre em função do forte aquecimento em cima das três maiores áreas continentais do hemisfério sul (América do Sul, África e Austrália) que conduz ao desenvolvimento de fortes anticiclones em 200hPa sobre os continentes e áreas oceânicas vizinhas (KOUSKY E GAN, 1981).

Segundo Kousky e Gan, 1981; Gan, 1986 e Silva e Lima, 2001, o período de maior permanência dos VCAN ocorrem nos meses de verão do HS época na qual a circulação no ar superior é anticiclônica na América do Sul, sendo o mês de janeiro aquele em que o fenômeno é mais comumente observado, com média de 15 dias, e de menor permanência nos meses de novembro e abril, com aproximadamente 7 dias de atuação.

Segundo Molion et al. (2004) os VCAN formam-se, preferencialmente, em anos nos quais se observa o fenômeno La Niña (resfriamento das águas superficiais do Pacífico Equatorial) ou quando as temperaturas da superfície do Pacífico Equatorial estão próximas da normalidade. Contudo, distúrbios ondulatórios nos ventos Alísios em níveis mais baixos podem modificar a estrutura de seus movimentos verticais, gerando movimentos ascendentes do ar na parte central do VCAN (RODRIGUES ET AL., 2006).

Esses VCANs podem ser classificados em dois tipos: vórtices do tipo Pálmen (baroclínico), que se originam nas latitudes subtropicais e atuam nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, e os vórtices do tipo Palmer, que se originam em latitudes tropicais, atingindo a Região Norte e Nordeste do Brasil.

2.4.1 Tipo Palmén

O vórtice desse tipo é mais conhecido ou chamado de Ciclone Desprendido, Baixa Cut Off. Sua origem é aproximadamente sobre o Pacífico Sudeste ao Sul de 20°S.

Esses sistemas formam-se quando bolsões de ar frio, associados com extensos cavados no ar superior, se desprendem e ficam confinados no lado equatorial da corrente média dos ventos de oeste (W). A bifurcação do escoamento em altos níveis está ajudando na formação destes bolsões de ar frio. Conforme Palmén e Newton,1969 (apud Gan, 1982), ao penetrar nos subtrópicos, podem ter uma inclinação meridional bem acentuada.

Possuem sentido de oeste para leste; intensificam ao cruzar os Andes, passando por Argentina, Paraguai e sul do Brasil. No seu ciclo de vida, possui todos os estágios de desenvolvimento (crescimento baroclínico e no estágio de enfraquecimento torna-se barotrópico). Mais frequentemente forma-se no período de inverno e primavera (Fedorova, 2008). A Figura 14 mostra um VCAN do Tipo Palmén sobre a América do Sul em 13 de junho de 1980 às 06:17Z.

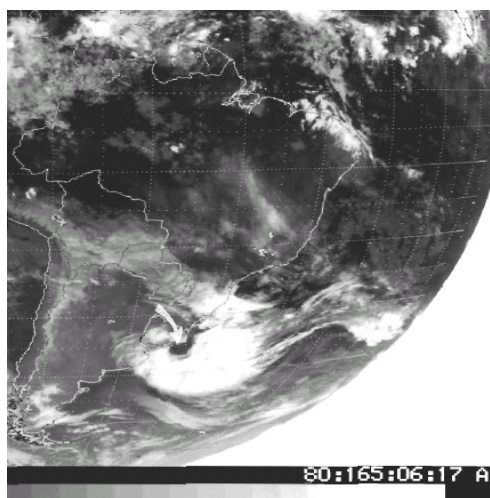


FIGURA 14 Imagem do satélite GOES do dia 13 de junho de 1980 às 06:17Z, sobre a América do Sul.

FONTE: Gan (1982).

2.4.2 Tipo Palmer

Identificado por Palmer (1951), é um dos principais sistemas meteorológicos que provoca alterações no regime de precipitações no NEB. Conhecido como ciclones subtropicais, localizados nas latitudes Tropicais acima de 10 km de altitude. Sua formação ocorre, na maioria das vezes, sobre o Atlântico Sul; possui sentido de leste para oeste. O período de formação é de novembro a março (verão), apresentando maior frequência nos meses de janeiro e fevereiro (Gan, 1982). Sua origem não envolve ar polar como no caso do Palmen.

Em muitos casos, está associado a uma frente fria, originou-se de ciclone extratropical, ou ZCAS. No geral, sua borda oeste é mais ativa, apresentando Cbs. A borda leste apresenta Cirrus (Ci) ou nenhuma nebulosidade. Quando estacionário, apresenta nebulosidade em praticamente toda sua periferia.

Seu tempo de vida médio é de aproximadamente 7 dias. Apresentam máxima vorticidade ciclônica abaixo da crista, em 200hPa e um centro de ar seco e frio subsidente, que inibe a formação de nuvens. Cerca de 60% não atingem o nível de 700hPa e em torno de 10% atingem a superfície (Frank, 1966). Sua circulação ciclônica (horária no Hemisfério Sul) surge inicialmente nas partes mais alta da troposfera (em torno de 12km de altura), estendendo-se gradualmente para os níveis mais baixos (Gan, 1983). Os ventos são fracos nos níveis baixos e médios, aumentando sua velocidade com a altura e atingindo velocidade máxima em torno de 200hPa.

Os vórtices Ciclônicos provocam alteração no tempo e, dependendo de sua intensidade e permanência, causam sérios problemas locais e regionais. Ao se deslocar para oeste sobre a Região Nordeste, estes sistemas com o centro sobre o interior do continente, inibem chuvas sobre esta região.

A trajetória dos VCAN normalmente é de leste para oeste, com velocidade de 4° a 6° de longitude por dia (Gan, 1983). Segundo Molion (2008), algumas vezes, os VCAN ficam oscilando na direção leste-oeste, com seus centros se deslocando centenas de quilômetros em curto intervalo de tempo. Isso ocorre porque, sob a periferia esquerda do VCAN (o Sistema Frontal propriamente dito), os totais pluviais são altos e a evaporação da chuva, associada à cobertura de nuvens (que corta o fluxo de radiação solar), resfriam a superfície. Isso faz com que o movimento ascendente desse ramo salte sobre a superfície que está sendo aquecida e que foi umedecida previamente pela chuva.

Os ventos são fracos nos níveis baixos e médios, aumentando sua velocidade com a altura e atingindo velocidade máxima em torno de 200hPa. Na Figura 15, imagem do satélite GOES em 22 de dezembro de 1980 às 1216Z, verifica-se um VCAN do tipo Palmer sobre a América do Sul.

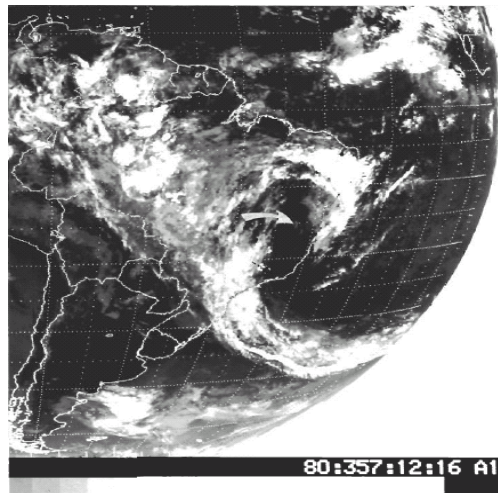


FIGURA 15 Imagem do satélite GOES do dia 22 de dezembro de 1980 às 12:16Z, sobre a América do Sul.
 FONTE: Gan (1982).

Esses vórtices Ciclônicos são caracterizados por um movimento descendente de ar frio e seco no seu centro e um movimento ascendente de ar quente e úmido na sua periferia, possuindo, portanto uma circulação direta. Esse fato ocasiona transformação de energia potencial em energia cinética, segundo Kousky e Gan (1981) e Frank (1970) apud Gan (1982).

Considerando o movimento vertical gerado pelos VCAN, estes possuem uma circulação direta que se caracteriza por um movimento descendente de ar frio e seco no seu centro, e movimento ascendente de ar quente e úmido na sua periferia (Figura 16), com o eixo vertical inclinado, em direção do ar mais frio (CARLSON,1991 apud GAN, 1982).

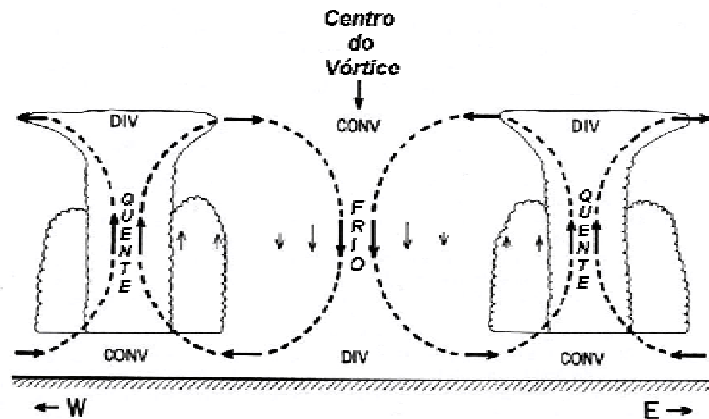


FIGURA 16 Esquema do perfil vertical de um VCAN.
FONTE: CONDE E DIAS, 2000

2.4.3 Processos de formação do VCAN (tipo Palmer)

Os VCAN possuem quatro tipos de formação (Alta, Africana I, Africana II e Clássica), que será descrito abaixo:

- **Alta** - Deve-se a intensificação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que por sua vez causa a formação da Alta do Atlântico Sul de Ar Superior, resultando na formação de um cavado a norte/noroeste desse anticiclone (Figura 17). Segundo Fedorova (2008), a AB se encontra mais ao oeste, observa-se a corrente com escoamento mais zonal no HN, e possui duração de 2,5 - 5 dias; Este tipo de formação descrito por Ramirez et al.(1999).

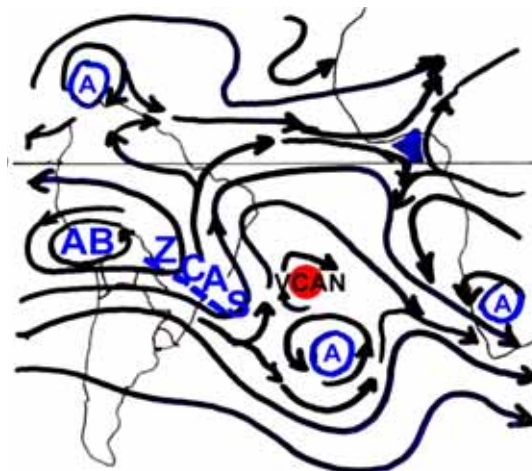


FIGURA 17 Processo de formação do VCAN tipo Palmer (Alta)
FONTE: Fedorova (2008).

- **Africana I** - Ocorre devido à intensificação de Anticiclone e da convecção na África que faz surgir um par de anticiclones em altos níveis; AB encontra-se só ao norte no HN; Alta de um Hemisfério influencia na formação do vórtice em outro hemisfério, possui curta duração de 2,5 - 3 dias. (Figura 18).

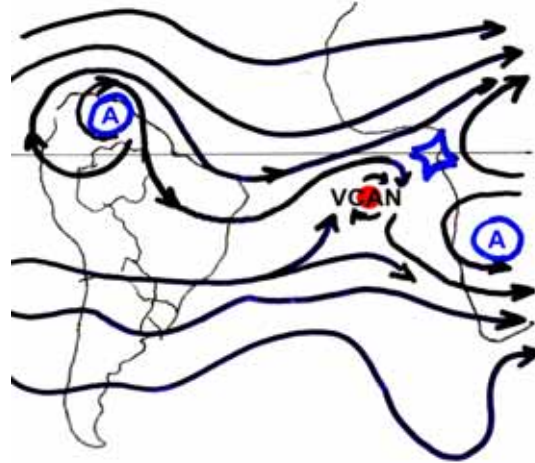


FIGURA 18 Processo de formação do VCAN tipo Palmer (Africana I)
 FONTE: Fedorova (2008).

- **Africana II** - A formação deste tipo de vórtice ocorre devido à intensificação do Anticiclone na África no HN (Figura 19). Formam-se VCAN nas cristas dos Anticiclones de Altos Níveis do HN; As faixas dos anticiclones nas latitudes 20°-30° nos HN e HS ajudam na formação da circulação fechada do VCAN. Tem Duração de 3 - 7 dias.

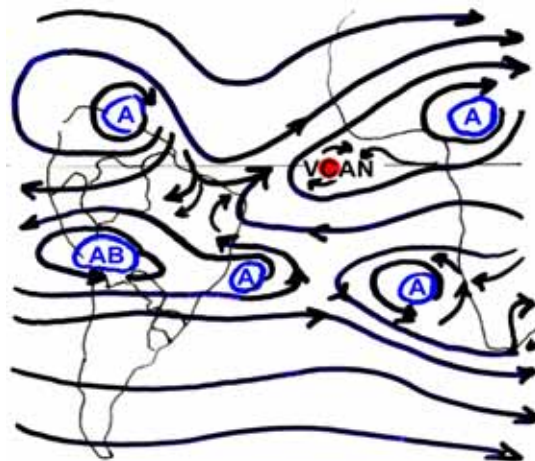


FIGURA 19 Processo de formação do VCAN tipo Palmer (Africana II)
 FONTE: Fedorova (2008).

- **Clássica** - A formação ocorre pelo mecanismo proposto por Kousky e Gan (1981), que está associado à intensificação da crista da AB em altos níveis e ao deslocamento de frentes frias para latitudes baixas (Figura 20). A AB intensifica formando sua crista mais intensa, com isso, influência na intensificação do cavado até a formação do vórtice fechado. Esse vórtice encontra-se mais próximo ao nordeste influenciando no tempo, com duração de 6 - 12 dias.

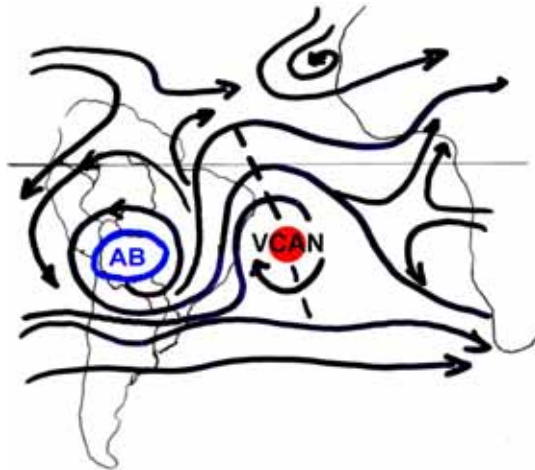


FIGURA 20 Processo de formação do VCAN tipo Palmer (Clássica)
FONTE: Fedorova (2008).

2.5 Alta da Bolívia (AB)

A Alta da Bolívia (AB) é o anticiclone que ocorre na alta troposfera, no verão, sobre a América do Sul (AS). É grande a variabilidade da sua posição e intensidade ao longo de todo o verão (Figura 21). Para entender a variabilidade na posição e intensidade da AB é necessário entender a interação que ela tem com outros sistemas sinóticos que agem na AS, durante o verão. O padrão de circulação de verão indica que, corrente abaixo da AB, forma-se uma circulação ciclônica, que também varia de posição e intensidade ao longo do verão, e cujo efeito mais marcante é a subsidência induzida em baixos níveis sobre o NEB.

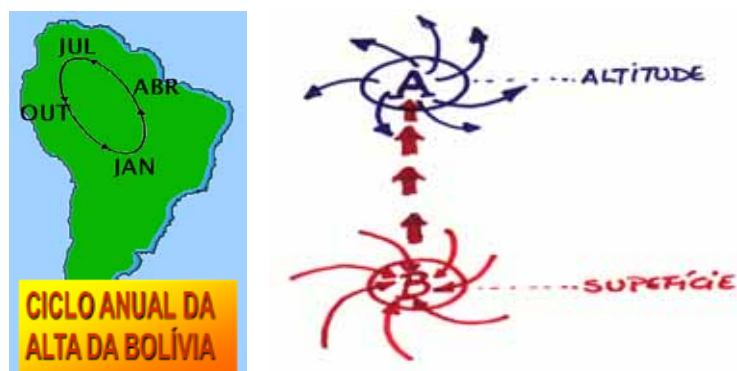


FIGURA 21 Ciclo anual da AB e seu perfil vertical.
 FONTE: Molion (2008).

Além do cavado corrente abaixo, as variações na AB parecem estar vinculadas também às penetrações de sistemas frontais sobre o continente. Oliveira (1986) registrou nove casos de ocorrência da AB, nos quais a passagem de uma frente fria, sobre a parte central do continente, levava a AB a deslocar-se para oeste. A advecção de vorticidade negativa, associada à penetração do cavado frontal sobre o continente, provavelmente diminui a vorticidade na região leste da AB, provocando o seu deslocamento para oeste. Esse mecanismo depende da profundidade do cavado frontal e da inclinação do seu eixo em relação à AB. Além disso, a posição do eixo do jato, associado à frente, também afeta o posicionamento da Alta. Climatologicamente, a vorticidade anticiclônica, associada ao cisalhamento do escoamento na região do jato subtropical intensifica a circulação na região da AB. Entretanto, mesmo sem o efeito do jato, a circulação persiste sugerindo que a liberação de calor sob o continente seja o mecanismo fundamental de manutenção da AB (Carvalho, 1989).

Utilizando a análise do perfil vertical da estação meteorológica de Antofagasta (23°S e 70°W), Gutman e Schwerdtfeger (1965), mostraram que, no verão do Hemisfério Sul, a camada troposférica entre 200 e 500hPa aumentava de espessura, sugerindo que a fonte de aquecimento para gerar esse aumento na espessura estivesse vinculada à liberação de calor associada a dois processos: calor latente devido à convecção e também calor sensível liberado pelo Altiplano Boliviano.

Em 1980, Gill utilizou as equações da água rasa num modelo hidrodinâmico simples e mostrou que, impondo uma forçante térmica que representasse o efeito conjunto da convecção tropical, era possível gerar um anticiclone em altitude. A posição desse anticiclone era

sensível à distância meridional em que a fonte era colocada em relação ao equador. Esse resultado motivou uma série de experimentos numéricos que visavam o entendimento do efeito das fontes de calor nas regiões tropicais sobre a circulação nos trópicos e adjacências.

Resultados mais recentes desse tipo de experimento foram obtidos por Gandu e Geisler (1991), que fizeram experimentos no cinturão tropical, utilizando três fontes de calor para representar o efeito da convecção na Amazônia, Indonésia e África. Todos os experimentos reproduziram a AB, mas o cavado corrente abaixo da AB não ficou bem definido em termos de posicionamento quando o modelo foi forçado apenas com a fonte na Amazônia. Esse fato foi mais nítido quando a fonte foi colocada na Indonésia, sendo fundamental, nesse caso, o papel da advecção. Esses resultados sugerem que a distribuição da convecção ao longo do cinturão tropical pode ser importante na determinação da posição de ambos, AB e cavado.

O papel da não-linearidade na variabilidade climatológica da região do cavado já havia sido sugerido anteriormente por Carvalho et. al. (1988). Os modelos hidrodinâmicos, entretanto, são muito simples para representarem a totalidade de processos envolvidos na dinâmica de formação e flutuação da circulação da AB e cavados, já que os processos físicos passam a ter um papel relevante na regulação desses sistemas ao induzir em processos não-lineares mais complexos. No contexto dos processos físicos, ressalta-se o efeito da camada de cirrus associada à região de difluência. Essa camada resfria localmente o topo da coluna abaixo dos cirrus, e, num mecanismo similar ao do efeito estufa, aquece a coluna como um todo. Esse processo pode intensificar a instabilidade da coluna, estimulando a convecção e pode ter participação no desenvolvimento das linhas de instabilidade que se formam abaixo da camada de cirrus. A interação entre a AB e o cavado pode então alterar o perfil da coluna atmosférica através de um mecanismo físico, e esse processo é não-linear. Associadas a estas linhas de instabilidade já ocorreram alguns episódios de chuvas intensas sobre o extremo oeste do interior da região NE, mesmo quando a maioria da região se encontrava sob o domínio da subsidência do cavado em altitude. Há outros mecanismos que pode ter um papel mais relevante à formação dessas linhas, possivelmente a topografia associada à penetração de uma circulação favorável.

Mecanismos semelhantes 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 região da AB, entre em fase com a convergência úmida em baixos

níveis, associada à região frontal, e estabeleça-se assim um mecanismo de "feedback", que estimule a convecção na banda frontal, e essa, por sua vez, aumente a divergência em altitude. Entretanto o posicionamento adequado da divergência associada à AB depende de uma série de fatores de grande escala, dentre eles a posição do jato subtropical e a distribuição da convecção ao longo do cinturão tropical.

O cenário discutido acima sugere um tripé de interação, Alta da Bolívia, cavado e frentes, governado por interações lineares e não-lineares que estabelecem o posicionamento e intensidade dos sistemas e de bandas de nebulosidade associadas. A relevância do papel dos processos físicos nesse mecanismo é, no entanto, uma questão em aberto (Spinoza, 1996). A precipitação intensa e persistente sobre a região tropical da AS e a correspondente liberação de calor latente (que é cerca de duas vezes maior do que o fluxo ascendente de calor sensível) é o mecanismo que mantém anticiclones de altos níveis de "núcleo quente" em larga escala durante o verão, ou seja, a convecção é a responsável pela manutenção da Alta da Bolívia.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Regiões de Estudo

Foram utilizadas duas regiões de estudo, dando enfoque ao Estado de Alagoas (área 1, entre 5 – 15 °S e 20 – 40 °W) e NEB (área 2, entre 0 – 30 °S e 5 – 50 °W), abrangendo toda a região do Nordeste Brasileiro e Oceano Atlântico Sul (Figura 18). Optou-se também pela região 2 para uma melhor visualização da origem, desenvolvimento, deslocamento, posicionamento e dissipação dos VCAN atuantes nesta região, independentes de estarem ou não associados a Corrente de Jato (CJ). Foi contabilizado os VCAN que no decorrer do seu ciclo de vida, os seus centros encontravam-se posicionados nas áreas 1 e 2 (Figura 22). Foram utilizadas as duas áreas (1 e 2), para se ter uma noção dos eventos ocorridos tanto nas regiões litorâneas do NEB e adjacentes, dando ênfase ao Estado de Alagoas.

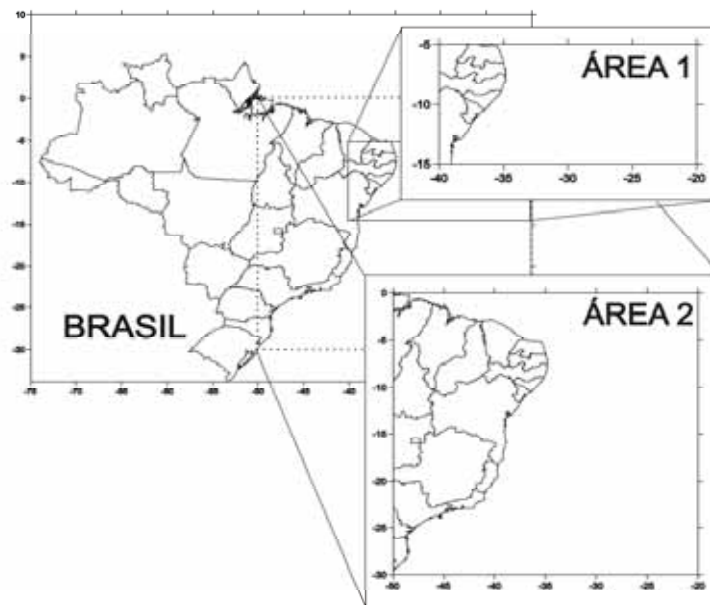


FIGURA 22 Região selecionada para visualização dos Sistemas Sinóticos (Área 1 e 2).

3.2 Dados para identificação CJNEB e VCAN

Foi utilizado no período de dez anos (1998 – 2007), dados de reanálise do modelo global Reanálises do National Centers for Environmental Prediction / National Center for

Atmospheric Research (NCEP/NCAR), estes dados estão disponíveis na homepage <http://www.cdc.noaa.gov/>. As variáveis utilizadas para o estudo da relação entre o VCAN e Corrente de Jato no Nordeste Brasileiro (CJNEB) foram: as componentes zonal (u) e meridional (v) do vento ($m.s^{-1}$) em 200 hPa, nos horários sinóticos convencionais (00, 06, 12 e 18 UTC). Tais dados foram dispostos em pontos de grade, cuja resolução horizontal é de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ em latitude e longitude (KALNAY et al, 1996). Segundo Silva (2005), os VCANs ou Cavados em Alto Níveis (CAN), abrange uma faixa de longitude igual ou maior que 10° , e, portanto a resolução de $2,5^{\circ}$ é considerada adequada.

3.2.1 Dados pluviométricos

Os dados de precipitação foram levados em consideração após estudos dos vórtices, com a presença da CJNEB atuando em sua periferia, para definição dos casos. Foram utilizados dados diários de precipitação do Estado de Alagoas no período de (1998 – 2007), fornecidos pela Secretária de Estado do Meio Ambiente e dos Recursos Hídricos (SEMARH), por meio da Diretoria de Meteorologia (DMET). Distribuídos num total de 71 estações pluviométricas divididas por regiões ambientais como mostra a Figura 23.

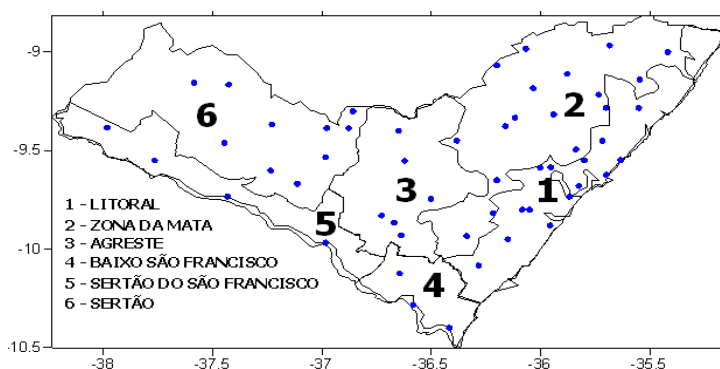


FIGURA 23 Distribuição espacial das estações Pluviométricas nas regiões ambientais do Estado de Alagoas (ponto azul).
 FONTE: DMET/SEMARH

Devido ao grande número de dados onde não ocorreu precipitação, optou-se por classificar apenas precipitações acima de 0,1mm/dia. Foi feita a frequência e a frequência acumulada relativa da precipitação para identificar os dias em que teve maior registro de

chuva. Logo em seguida, verificou se houve nesses dias a presença da CJNEB na periferia do VCAN com núcleo de ventos máximos mais intensos, atuando no NEB e adjacências.

Pode-se observar que a maior frequência de precipitação, foi de 5mm com 279 casos, sendo que em aproximadamente 68 casos, a precipitação foi inferior a 1 mm/dia (Figura 24A), e 66% dos casos as precipitações foram inferiores a 8,9 mm/dia (Figura 24B). Acima de 9mm/dia o número de ocorrências cai para cerca de 20%. Baseados nestes dados foram definidos diferentes categorias para representar a precipitação média diária no Estado de Alagoas durante a ocorrência de VCAN+CJNEB, classificada a seguir, conforme a metodologia utilizada por Silva 2005.

- Categoria I (0% - 66%):
 $0,1 \geq P \leq 8,9$ mm/dia
- Categoria II (66% - 95%):
 $8,9 > P \leq 30$ mm/dia
- Categoria III (95% - 100%):
 $P > 30$ mm/dia

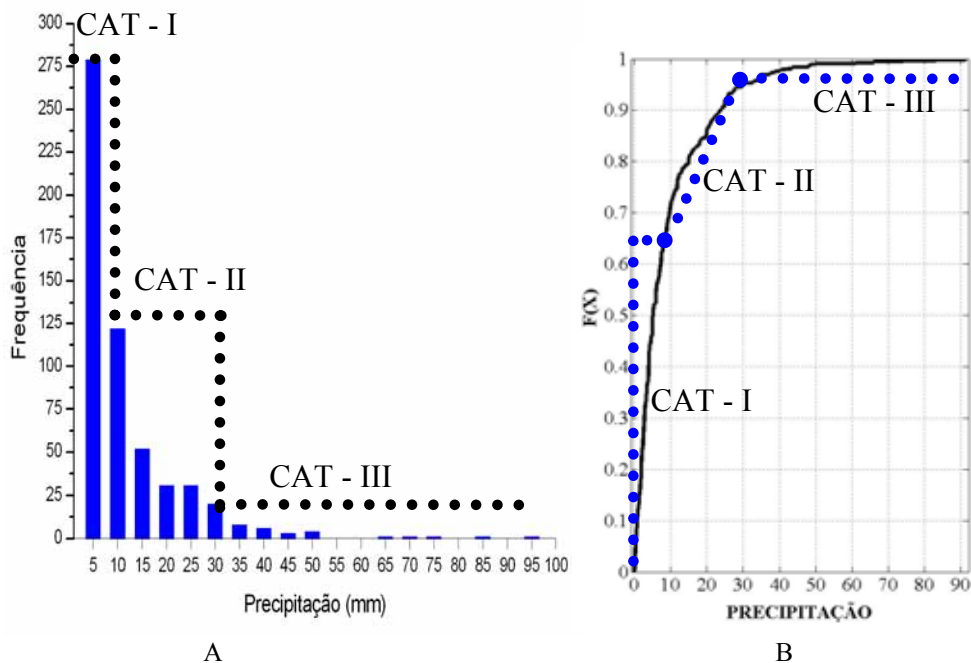


FIGURA 24 Frequência de ocorrência versus precipitação média em Alagoas (mm/dia) (A) e distribuição de frequência acumulada relativa (B), para os casos de VCAN+CJNEB.

Para o estudo de caso foram escolhidos os meses de janeiro, outubro e dezembro de 2001, sendo que cada mês representou um tipo de padrão de circulação. Esses meses foram escolhidos por apresentarem maiores ocorrências de precipitação.

3.3 Imagens de satélite

Para a avaliação da nebulosidade associada aos VCAN foram utilizadas as imagens no canal espectral infravermelho e vapor d'água, dos satélites GOES 8 e METEOSAT, para o período de 1998-2007, disponíveis nos horários (00, 06, 12 e 18 UTC); Essas imagens estão disponíveis na homepage <http://www.ncdc.noaa.gov/gibbs/>. Estes dados foram usados com a finalidade de encontrar casos de nebulosidade típica associada ao VCAN e VCAN+CJ com sistemas sinóticos associados.

3.4 Ferramentas utilizadas

A visualização gráfica e análise dos dados foram obtidos por meio do Software GrADS (Grid Analysis and Display System) versão 2.0 2009 adaptado por Doty (2001). Esse software permite através da leitura de um script, a visualização dos dados de reanálise do NCEP/NCAR em pontos de grade. As tabelas de frequência, números de eventos, sentido e intensidade do vento na corrente de jato presente na periferia do VCAN, foram elaboradas a partir de planilhas eletrônicas.

3.5 Metodologia

Para visualização dos VCAN e VCAN+CJ fez-se necessário analisar o campo composto das linhas de corrente e magnitude do vento em 200 hPa, com grade compreendida entre (30°N – 30°S e 5°W – 80°W) nos horários (00, 06, 12 e 18 UTC) equivalente a (21:00, 03:00, 09:00 e 15:00 horários de Brasília) utilizando software GrADS (Grid Analysis and Display System) (Doty, 2001). Em seguida, foi construído um arquivo de dados diários, relativos aos meses dos anos de 1998 – 2007, totalizando 3.652 dias. Também foi observado

em imagens de satélite no canal espectral infravermelho e vapor d'água, a existência do sistema para posterior confirmação.

Como os vórtices Ciclônicos estudados podem possuir uma vida média que varia consideravelmente, uns duram apenas algumas horas, outros mais de duas semanas. Foi adotada a hipótese de se considerar como VCAN: início - formação de uma circulação ciclônica em altos níveis (200 hPa), com permanência mínima de 24 horas; fim – término da circulação fechada, restando apenas um cavado.

Com isso, foi possível identificar e analisar todos os casos com a passagem do VCAN com e sem formação da Corrente de Jato (CJ) no Nordeste Brasileiro presente em sua periferia, no período de 10 anos (1998 - 2007). Foram calculadas as quantidades dos VCANs tanto em eventos como em dias, estando ou não associado à Corrente de Jato no Nordeste Brasileiro. As CJNEB são mais fracas do que CJ subtropicais ou polares (Gomes, 2003), no presente estudo foram analisadas todas as correntes de ar com velocidades a partir de 20 m/s. Um exemplo detalhado do VCAN e CJ atuantes apresenta-se na Figura 25, possibilitando a localização do centro do VCAN e a intensidade da CJ.

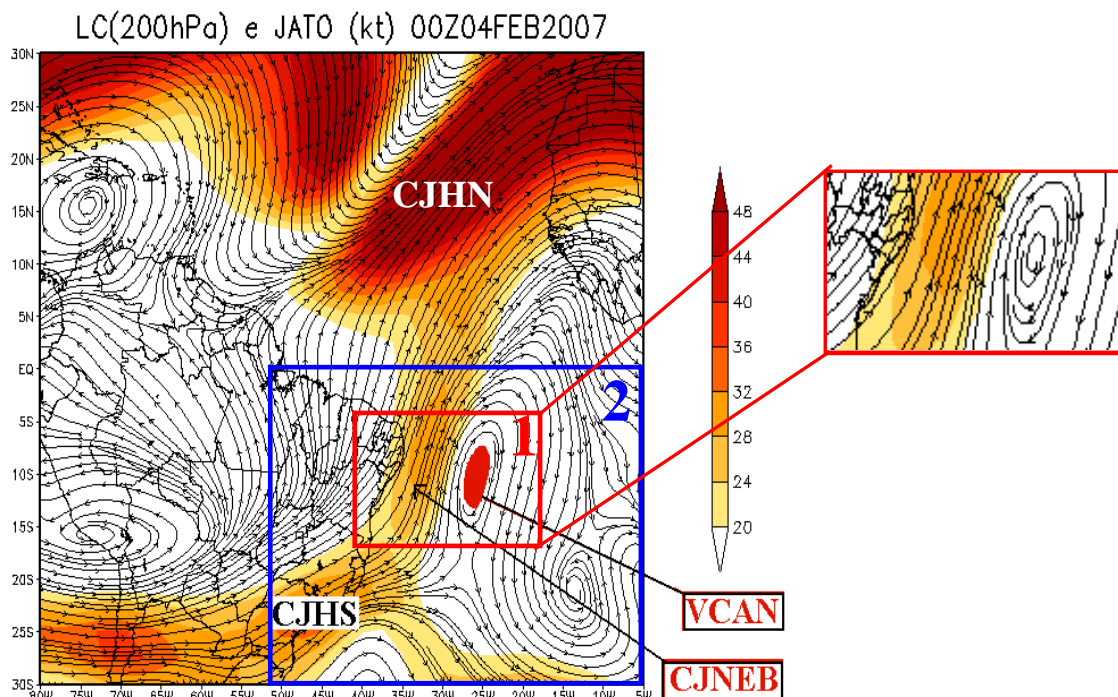


FIGURA 25 Localização do VCAN associado à CJNEB, ligado ao HN e HS pelas correntes CJHS e CJHN, 04 fev. de 2007 as 00 UTC.

Foram tabelados todos os VCANs identificados tanto na área 1 como na área 2 (Figura 25). Assim foram definidas as frequências dos VCANs e VCAN+CJ no período em estudo. Em seguida foram analisadas a intensidade e sentido das CJNEB para determinação do sentido do vento e sua intensidade (velocidade máxima no núcleo) da corrente de jato (CJ) sendo usados os mesmos campos das linhas de corrente e velocidade do vento.

3.6 Padrões de Circulação da CJNEB associado ao VCAN

Foram elaborados padrões na CJNEB, utilizando dados diários das componentes de vento (u e v) no período (1998-2007) nas seqüências diárias dos campos de linhas de corrente e magnitude do vento em 200 hPa, nos horários sinóticos convencionais já citados anteriormente. Onde foi feita uma média da intensidade do vento ($m.s^{-1}$) ocorrida nesses dias, que apresentassem mesmas características sinóticas de cada padrão. Foi levada em consideração a direção da CJNEB presente na periferia do VCAN. Para elaboração desse script (anexo 1), foi usado a mesma metodologia utilizada por Repinaldo (2010), onde foi feita o agrupamento dos casos e a média entre eles. Em casos que apresentavam dias corridos, primeiramente foi feito a média destes dias, para depois fazer a média do caso inteiro, como exemplifica a equação 1.

$$\bar{M} = \frac{\left(\left(\frac{Dia1+Dia2+Dia3+Dia4}{4} \right) + Dia 10 \right)}{2}$$

Equação 1

Assim, foram identificados três padrões na CJNEB e foram definidas como Padrão meridional as correntes com sentido de (S-N), zonal (W-E) e transversal (NW-SE ou SE-NW), verificado na Figura 28 (A) (resultados). Os três padrões têm ligação direta do VCAN com a presença da Alta da Bolívia (AB) e Anticiclone do Atlântico Sul (AAS), acompanhando-se paralelamente com mesma inclinação e deslocamento. Depois foram definidos os meses que apresentassem todas as características sinóticas dos três tipos de padrões de circulação da CJNEB.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Análise da frequência do VCAN e VCAN+CJ no período estudado

Segundo Gan e Kousky (1986), os VCANs são observados somente nos meses quentes de setembro até abril. Em nosso estudo foi verificada a existência dos VCAN durante todo o ano.

4.1.1 Frequência anual

Para identificação das ocorrências de VCAN, observou-se as cartas sinóticas dia após dia, levando em consideração a presença desse vórtice tanto na área 1, como na área 2, independente de estarem associado a uma corrente de jato, com ou sem presença de precipitação.

Durante o período avaliado, nas áreas 1 e 2 (tabela 1), observa-se que houve um total de 567 dias com ocorrências de VCAN na área 1, tendo em média 56,7 dias/ano, independentemente de ocorrer precipitação. Na área 2, houve um total de 924 dias com ocorrências do VCAN, em média 92,4 dias/ano. Ou seja, estes resultados mostram que de todos os VCAN atuantes no NEB, 61% ocorrem na região de Alagoas. E desses 567 dias, 292 dias estavam associados à CJ, representando 62% dos dias em que passaram também pela área 2.

O ano de 2000 foi observado como sendo o de maior número de dias com VCAN na área 1, totalizando 81 dias, equivalente a 14,3% do seu total. Já em 2003, apenas 38 dias com VCAN foram observados com frequência de 6,7% do total. Na área 2, a maior ocorrência de VCAN foi no ano de 2007, com total de 116 dias correspondente a 12,5% do total, e a menor frequência em 1999, com 7,9% do total de dias. Comparando a área 1 com a área 2, pode-se concluir que os maiores e menores números de dias com ocorrência de VCAN foram observados em anos distintos. Durante os anos estudados, a maioria dos VCAN no NEB (área 2) foi registrada próximo ao litoral alagoano (área 1). Por exemplo, em 2005, dos 80 dias com VCAN ocorridos no NEB (área 2), 87,5% desses foram localizados na área 1, influenciando diretamente as condições de tempo e clima na região alagoana. O ano de 2000 ficou em segundo lugar com 85% dos casos próximo ao litoral alagoano.

O VCAN associado à Corrente de Jato (VCAN+CJ) próximo de Alagoas foi observado em 292 dias. A quantidade máxima dos eventos VCAN+CJ por ano ocorreu em

2007 (área 1), com 49 dias desses eventos em Alagoas, equivalente a 80% do total ocorrido no NEB. A quantidade mínima (10 dias) dos eventos foi observada em 2002. No NEB (área 2) teve máximo de VCAN+CJ em 2002 com 67 dias, desse total somente 10 dias se localizaram na (área 1). O número mínimo de eventos de VCAN+CJ na área 2 com 22 dias ocorreu em 1998, todavia teve apenas 1 dia sem a presença da CJ em sua periferia, equivalente a 95% dos dias. Em 2003, apenas 32% dos dias de VCAN+CJ atuaram na região alagoana. Em 2000 em 100% dos dias, todos os sistemas VCAN+CJ no NEB ocorreram próximo de Alagoas (área 1).

Os eventos apresentados somam-se 147 VCAN e 92 VCAN+CJ na área 1 e 214 VCAN e 141 VCAN+CJ na área 2. Em média na área 1, verificaram-se 14,7 VCAN/ano, enquanto que VCAN+CJ foram observados 9,2/ano. Na área 2, foram observados 214 VCANs sendo que 141 VCANs foram associados à CJ, tendo em média 21,4 VCAN/ano e 14,1 VCAN+CJ. Ou seja, do total de VCANs existentes, 69% ocorrem próximo a área alagoana. Os VCAN+CJ influenciam em 65% do total desses eventos, no clima do estado.

Comparando a quantidade de dias com a quantidade de eventos ocorridos, pode-se dizer que a ocorrência em dias com VCAN é bem superior ao número de eventos, explicável pelo fato de cada evento permanecer por vários dias, apenas se deslocando. O mesmo ocorre com a presença do VCAN+CJ.

A duração do VCAN e VCAN+CJ ficou em média de 3,8 e 3,0 dias para área 1, e cerca de 4,3 e 3,3 dias para área 2, respectivamente.

Observando o número de eventos de VCAN, pode-se observar que sua frequência máxima ocorreu em 2001, correspondente a 86% de todos os eventos ocorridos na área 2, também ocorreram na área 1. Segundo Cavalcanti e Kousky (2004), os VCANs permaneceram perto da costa leste do Nordeste do Brasil. No entanto, em janeiro de 2001 esses vórtices se mudaram gradualmente para oeste, atingindo tanto o interior como a fronteira Brasil-Bolívia, afetando a atividade convectiva sobre grande parte do Centro-Oeste e Sudeste do Brasil.

Os máximos e os mínimos de VCAN, também ocorreram em anos distintos, ficando a área 1, com o seu máximo em 2002, total de 20 eventos, e o seu mínimo, em 2003, total de 10 eventos. Já na área 2, seu máximo ocorre em 2007, com 27 eventos, e seu mínimo em 1998, com 18 eventos. Os dias em que os VCAN+CJ tiveram sua frequência máxima no ano de 2000, com 92% dos eventos ocorridos no NEB (área 2), também ocorreram próximo a Alagoas (área 1). Os mínimos também ocorreram em anos diferentes. A área 1 ficou com o

mínimo em 2003, com 5 eventos, e área 2 em 1998, com 8 eventos. O ano de 2000 coincidiu ocorrer os máximos nas duas áreas, área 1, com 13 eventos e Área 2, com 19 eventos.

TABELA 1: Número de eventos e quantidade em dias de VCAN e VCAN+CJ nas áreas 1 e 2, com suas respectivas porcentagem (Frequência) em que esses eventos ocorrem ano a ano, durante os 10 anos (A1% e A2%). % apresenta o total em Frequência com qual frequência os sistemas da Área 2 estiveram presentes na Área 1. (cores em destaque: vermelho = maior frequência nos dez anos; azul = máximo e preto = mínimo)

Ano	Número de Eventos										Quantidade em Dias									
	VCAN					VCAN + CJ					VCAN					VCAN + CJ				
	Área 1	A1%	Área 2	A2%	%	Área 1	A1%	Área 2	A2%	%	Área 1	A1%	Área 2	A2%	%	Área 1	A1%	Área 2	A2%	%
1998	14	9,5	18	8,4	78	7	7,6	8	5,7	87,5	67	11,8	81	8,8	83	21	7,3	22	4,7	95
1999	13	8,8	19	8,8	68	7	7,6	10	7	70	50	8,8	73	7,9	68	24	8,2	30	6,4	80
2000	15	10,2	20	9,3	75	12	13	13	9,2	92	81	14,3	95	10,3	85	35	11,9	35	7,5	100
2001	8	12,2	21	9,8	86	10	10,9	14	9,9	71	45	8	102	11,2	44	32	10,9	56	12	57
2002	20	13,6	24	11,2	83	13	14,1	19	13,5	68	56	9,9	110	11,9	51	10	3,4	67	14,3	15
2003	10	6,8	19	8,9	53	5	5,4	15	10,6	33	38	6,7	95	10,3	40	18	6,2	57	12,2	32
2004	13	8,8	24	11,21	54	9	9,8	18	12,8	50	53	9,3	82	8,8	65	32	10,9	52	11,2	61
2005	18	12,24	22	10,3	82	12	13	15	10,6	80	70	12,3	80	8,6	87,5	39	13,4	42	8,9	93
2006	14	9,5	20	9,3	70	8	8,7	13	9,2	61	58	10,2	90	9,7	64	32	10,9	45	9,6	71
2007	12	8,2	27	12,6	44	9	9,8	16	11,3	56	49	8,6	116	12,5	42	49	16,7	61	13,2	80
Total	147	100	214	100	69	92	100	141	100	65	567	100	924	100	61	292	100	467	100	62
Média	14,7	10	21,4		6,9	9,2		14,1		6,5	56,7		92,4		6,1	29,2		46,7		6,2
Máximo	20	13,6	27	12,6	86	13	14,1	19	13,5	92	81	14	116	12,5	87,5	49	13,3	67	14,3	100
Mínimo	10	6,8	18	8,4	53	5	5,4	8	5,7	33	38	6,7	73	7,9	42	10	3,4	22	4,7	15

4.1.2 Freqüência mensal

A climatologia da freqüência mensal dos VCAN e dos VCAN+CJ na área 1 estão apresentadas na Figura 26. Os VCANs foram observados durante quase todo ano, somente em julho não foram registrados. De maio até setembro o número dos eventos é muito pequeno, em média 0,2 VCAN e 0,1 VCAN+CJ. No período de outubro a março, observa-se um aumento no número de eventos, que atinge o máximo de 4,0 VCAN no mês de janeiro, concordando com Kousky e Gan (1981) que também encontraram o maior número de eventos no mês de janeiro. Nos anos analisados no presente trabalho, o mês de setembro apresentou um número de eventos muito pequeno, por ser um mês de transição entre o inverno/verão, todavia Kousky e Gan (1981) incluíram este mês no período com VCAN. Ocorreu esse evento no ano de 2007, e este não estava associado à CJ.

O VCAN+CJ segue o mesmo padrão em relação à freqüência do VCAN com menor intensidade. Os meses que representaram o período com maior ocorrência do evento VCAN+CJ, foram de novembro a março e os de menor freqüência são os meses de maio, junho e agosto, ressaltando que, para os meses de julho e setembro não houve presença do evento, como mostra a Figura 26.

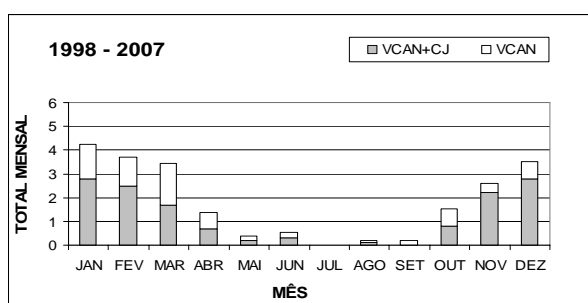


FIGURA 26 Freqüência mensal das ocorrências do VCAN e VCAN+CJ com velocidades superiores a 20m.s^{-1} . Período (1998 -2007).

4.2 Variações das freqüências dos VCAN e VCAN+CJ entre os Anos

Para uma melhor visualização das variações das ocorrências dos eventos ocorridos nos respectivos anos foram gerados gráficos da freqüência mensal VCAN e VCAN+CJ atuando diretamente no Estado de Alagoas e no NEB (Figura 27).

Pode-se observar que em todos os anos ocorreram VCAN nos meses de novembro a março, confirmando os resultados obtidos por Kousky e Gan (1981). Esses mesmos VCAN estavam

associados à corrente de jato (CJ) em menor frequência, ficando apenas o mês de março de 1999 sem a presença da CJ. Ao mesmo tempo foi observada uma variação dos meses com os maiores números de eventos por mês, ou seja, os máximos em quantidades de VCANs foram encontrados nos seguintes meses e anos: janeiro (1998 e 2007 com cinco eventos cada; e 2000 com seis eventos); fevereiro (1999 com seis eventos; 2005 com cinco eventos); março (2001, com cinco eventos), novembro (2002, 2006 e 2007, todos com quatro eventos cada); dezembro (2003 e 2007 com cinco eventos cada). Estes resultados mostram que não existe um mês específico com predominância de VCAN, isto significa os números máximos de VCANs podem ser observados no período de novembro até março.

Analisando o período pode-se observar que o único mês que não foi observado VCAN, foi o mês de julho, nos demais tiveram pelo menos um caso. Em 80% dos meses de abril foi registrado pelo menos um caso de VCAN, ocorridos em oito anos, sendo que em 5 anos estavam associados à Corrente de Jato; os anos de 1999 e 2002 não foi observado nenhum VCAN. A ocorrência máxima para esse mês foi de três eventos nos anos de 2004 e 2007.

No período em estudo ocorreram picos significativos da frequência dos VCAN: no mês de junho de 2002 com 03 eventos e no mês de outubro nos anos de 2004 e 2005 com 04 eventos. Destacam-se agosto de 2002 e setembro 2007, pois foram os únicos eventos encontrados durante o período estudado comparando-se com os mesmos meses de todos os anos. O mês de outubro teve a presença do VCAN em 80% dos anos estudados, sendo com maior frequência no ano de 2004 e 2005 com 4 eventos; Dos 80% dos eventos, 70% estava associado a CJ.

O período quente dos anos de 1998 e 1999 foi detalhadamente estudado por Vaz (2009) e, por isso, foi possível comparar os resultados (Tabela 2). Teve uma alteração nos resultados obtidos por Vaz (2009), pois ele utilizou uma grade maior (90°W a 0°W e 60°S a 15°N) considerando assim os VCAN que ultrapassaram a linha do Equador. Comparando com a grade utilizada no presente trabalho, (5°W a 50°W e 0°S a 25°S), fica claro que a grade aqui utilizada é menor.

Foi possível verificar a quantidade de eventos superior encontrada por Vaz (2009), como pode ser visto na Tabela 02. Somando-se os resultados obtidos por ele, e comparando com os resultados aqui observados, fica claro que em todos os meses, houve uma variação média compreendida entre 2 e 4 VCANs/mês.

TABELA 2: Número de eventos de VCAN observados por VAZ (2009) e o presente estudo (PE).

Ano/Mês	Nov		Dez		Jan		Fev		Mar	
	Vaz	PE	Vaz	PE	Vaz	PE	Vaz	PE	Vaz	PE
1998	04	01	05	02	06	05	08	04	06	04
1999	03	02	06	03	05	05	06	06	05	03
TOTAL	07	03	11	05	11	10	14	10	11	07

Na Figura 27 observa-se que o VCAN foi associado à corrente de jato (CJ) nos meses de novembro a março em todos os anos. Os meses com maiores frequências (4 eventos) foram em anos diferentes: novembro de 2002; dezembro de 2000, 2002, 2003, 2006 e 2007; janeiro de 2004; fevereiro de 1999 e 2005 com 4 eventos cada.

Os dois anos em que ocorreu a presença do VCAN+CJ foi, no mês de maio de 2002 e 2005 com um evento cada, o mês de agosto teve ocorrência somente em 2002, sendo todos esses eventos associados à corrente de jato. O mês de junho teve a presença do VCAN em três anos consecutivos, considerados raros, por ocorrer no período de inverno, sendo um evento em 2000 e 2001, e três eventos em 2002. Todos esses eventos estavam associados a uma CJ.

No ano de 2002 de acordo com a figura 27(E), pode-se observar o VCAN e sua distribuição que ocorreu em quase todos os meses desse ano, ficando apenas o mês de abril, julho e setembro sem a presença desse sistema, lembrando que todos estavam associados ao menos a uma CJ. No decorrer do ano a maior incidência desse evento, foi nos meses de novembro e dezembro com 04 eventos, e de janeiro a março incluindo junho todos com 03 eventos. A menor ocorrência foi nos meses de maio e agosto com apenas um caso. O ano de 2002 teve 03 eventos de VCAN no mês de junho, onde somente um desses eventos esteve associado à CJ. O mês de outubro teve a presença do VCAN em oito anos, sendo seis anos associados à corrente de jato (CJ), ocorrendo a maior frequência do VCAN+CJ, somente no ano de 2004 com 3 eventos.

Em janeiro de 2002, Vaz (2009), verificou que o surgimento do VCAN se formou no dia 01 sobre o Oceano Atlântico sul, na posição 20°S e 15°W, se deslocando de leste para oeste, demonstrando um significativo deslocamento meridional e, posteriormente, se dissipando no dia 10 sobre o Oceano Atlântico Sul a 18°S e 25°W. Na figura 27(I), pode-se observar a distribuição anual do VCAN no ano de 2006, tendo maior incidência nos meses de novembro a janeiro e o mês de março, com total de 04 eventos. Neste ano a menor ocorrência foi nos meses de fevereiro e abril com 02 casos cada, sendo que a cada dois casos 1 estava associado a CJ, ficando os demais meses sem ocorrência do VCAN.

Segundo Vaz (2009), no decorrer do mês de janeiro de 2006 foram registrados episódios de VCAN, sendo a maior parte deles a leste do Brasil e oceano adjacente.

Com a nova climatologia dos VCAN, definida aqui nesse estudo, pode-se observar uma ligação direta dos VCAN ocorridos, associados a uma corrente de ventos fortes em sua periferia (CJ), contribuindo na mudança de sua estrutura vertical. Onde em 90% dos casos de VCAN estiveram associados à corrente de jato (CJ), ficando somente o ano de 1999 sem sua presença. O mês de abril teve a presença de VCAN, em 08 anos, sendo 05 anos associados à CJ. Os dois anos em que ocorreu a presença do VCAN no mês de maio, e agosto de 2002, todos estavam associados a essa corrente. Vale acentuar que, o mês de setembro de 2007 foi o único ano que teve a presença do VCAN nesse mês, sem a corrente de jato atuando em sua periferia.

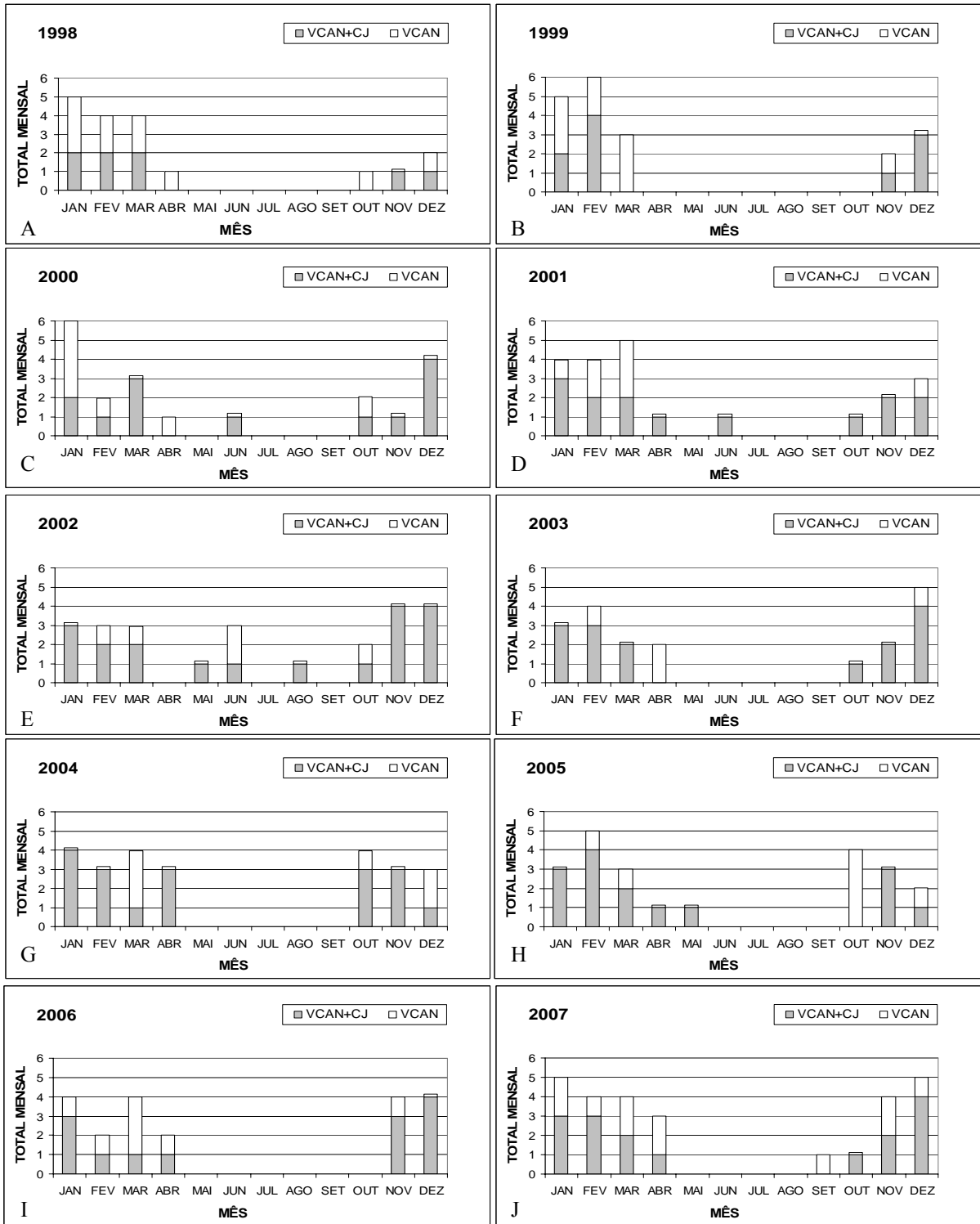


FIGURA 27 Distribuição mensal do VCAN e VCAN+CJ no período de 1998 – 2007 (área 2)

4.3 Análises da Intensidade e Sentido da CJNEB

A Figura 28 (B – D) apresenta a distribuição mensal e anual da intensidade e sentido da CJ que atuou no Nordeste Brasileiro associado ao VCAN no período de 1998 – 2007.

Os seguintes sentidos de correntes de jato foram identificados neste trabalho: N, NW, NE, E, S, SW e SE e (Figura 28A).

A Figura 28 (A) apresenta o sentido em que a CJNEB foi predominante na periferia do VCAN. Por meio desta figura pode-se observar a distribuição dos diferentes sentidos da CJNEB, onde predominou o sentido de sul com 47% dos dias, seguido do sudeste e oeste com 17% e 11,8% do total de sentidos possíveis, (217, 80 e 55 dias), respectivamente.

Por meio dessa Figura 28 (C) fica claro que as velocidades no núcleo da CJ, conhecido também como núcleo de ventos máximos (NVM), foram predominantes entre 20-24m.s⁻¹ com 191 dias, seguido de 24-28m.s⁻¹, com 174 dias e de 28-32m.s⁻¹ com 61 dias, no decorrer dos 10 anos.

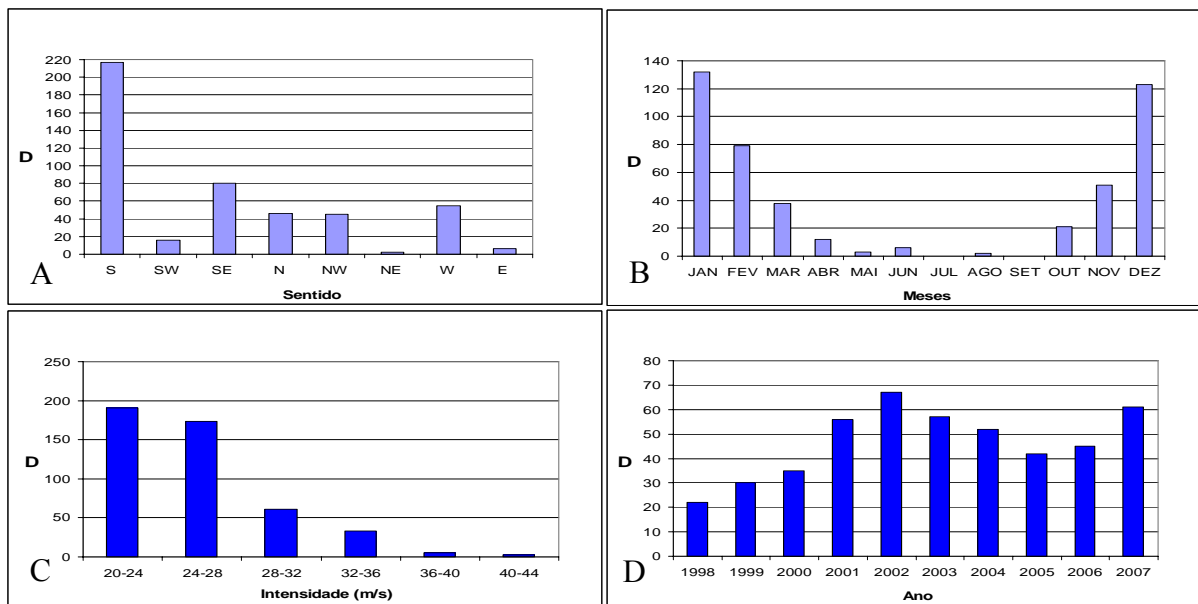


FIGURA 28 Quantidade dos dias (D) com CJNEB em vários sentidos (A); Frequência dos casos em meses (B); Frequência de Intensidade nos intervalos (C); Frequência dos casos de CJNEB em anos (D).

Segundo Repinaldo (2010), as velocidades das CJNEB que não ultrapassam os 24m.s^{-1} ocorrem com mais frequência na periferia do VCAN, quando há atuação de La Niña. Já no período Neutro as correntes com velocidade entre $24\text{-}28\text{m.s}^{-1}$ foram as mais observadas. Esses resultados estão de acordo com os obtidos por Repinaldo (2010), onde a velocidade predominante da CJNEB não ultrapassa os 24m.s^{-1} , na periferia do VCAN.

Os anos que merecem destaque, Figura 28 (D), são 2002 e 2007 com duração média de 11,2 e 10,2 dias, respectivamente. Em relação à velocidade máxima $40\text{-}44\text{m/s}$, esta ocorreu em dois anos consecutivos (2001 com dois dias e 2002 com um dia). A média anual ficou em torno de 46,7 dias. Analisando separadamente cada intensidade pode-se observar que no decorrer dos dez anos a velocidade predominante na CJNEB foi de $20\text{-}24\text{ m/s}$ equivalente a 40,9% dos dias de todas as velocidades juntas, destacando-se os anos de 2004 e 2007 com 28 e 30 dias, respectivamente. A velocidade entre $24\text{-}28\text{ m/s}$ se destacou em dois anos consecutivos 2002 e 2003, com 27 dias cada, total que equivale a 26,5% de todas as velocidades juntas. Esses resultados estão de acordo com a climatologia feita por Campos (2010), onde ele verificou no período (1994 – 2009), que a formação do núcleo da CJNEB, teve em 93% dos casos, velocidade entre $20\text{ e }30\text{m.s}^{-1}$. Na figura 28 (B), fica claro o mesmo padrão de distribuição mensal com que ocorrem os sistemas VCAN+CJ. Tendo maiores números em dias, ocorridos no mês de dezembro com 73 dias predominando o sentido de sul e janeiro 63 dias (sentido de SE).

O mês de novembro teve um total anual de 51 dias, sendo predominante a corrente do tipo meridional, direção sul com 20 dias. O mês de fevereiro teve 79 dias com diferentes sentidos, tendo predominância de sul em 34 dias e sentido de sudeste em 18 dias. O mês de março teve uma diminuição na presença da CJNEB atuando junto com VCAN, ficando apenas com 8% dos dias, predominando o sentido de sul com total de 20 dias. Entre os meses compreendidos de maio a setembro quase não se observa a presença da corrente de jato (CJ), ficando sem a presença nos meses de julho e setembro.

Usando os resultados da figura 28A, pode-se classificar em três tipos as CJ atuantes no NEB, mais precisamente no Estado de Alagoas: Meridional (M) sentido de Sul, Transversal (T) sentido de sudeste, e Zonal (Z) de oeste, como pode ser visto na figura 29. Todos os outros sentidos juntos foram observados em 24,6% dos eventos. Entre estes restantes, ressaltaram-se os sentidos N e NW, com 10% e 9,6%, respectivamente.

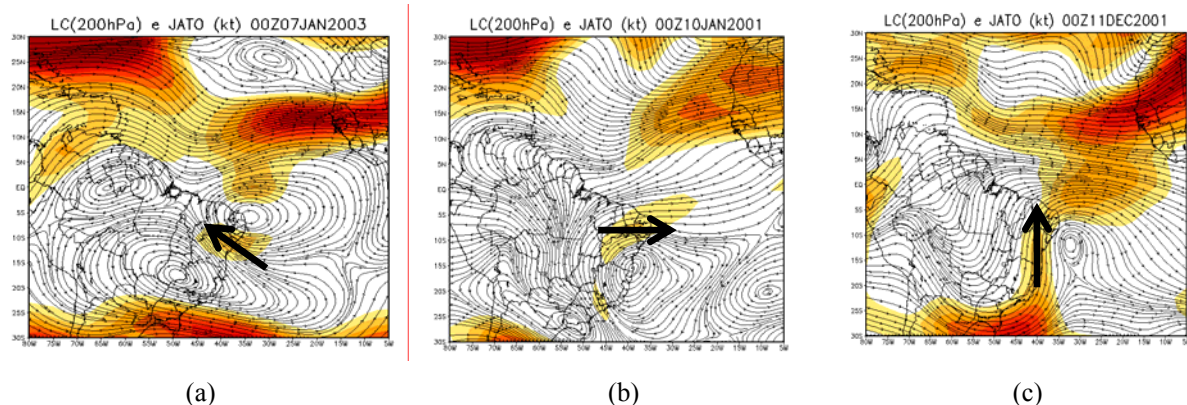


FIGURA 29 Exemplos dos sentidos mais frequentes das correntes de jato: a) CJ Transversal (SE); b) CJ Zonal (W); c) CJ Meridional (S)

4.4 Precipitação

As tabelas 3, 4 e 5, em anexo, mostram os dias que apresentaram as mesmas características sinóticas dos três tipos de corrente de jato: Meridional (M), Transversal (T) e Zonal (Z), atuando na periferia do VCAN próximo ao NEB.

Nessas tabelas, são relacionadas às precipitações ocorridas em cada região ambiental do Estado de Alagoas, levando-se em consideração os dias, meses e anos com as características de cada tipo de CJNEB.

A CJNEB do tipo Zonal (Z) (tabela 3 em anexo) foi observada em apenas nove dias. Em geral, as regiões com maior distribuição de chuva, foram a Zona-da-Mata e Litoral Alagoano, com dois dias de ocorrência de precipitação acima de 20mm, sendo seu valor máximo de 24mm ocorrido no dia 11 de janeiro, na Zona-da-Mata.

A CJNEB do tipo Transversal (T) (tabela 4 em anexo) foi observada em 32 dias, no decorrer dos dez anos de estudo. A distribuição de precipitação foi mais homogênea se comparada com o tipo Zonal. Em todas as regiões ambientais registrou-se precipitação considerável, a saber: sete dias com precipitação acima de 20mm, quatro dias acima de 30mm e dois dias acima de 40mm. As regiões mais atingidas foram o Sertão, Litoral e Zona-da-Mata.

A CJNEB do tipo Meridional (M) (tabela 5 em anexo) foi observada em maior quantidade de dias (72 dias). A posição dessa corrente foi mais freqüente em todo estudo. A distribuição da precipitação foi verificada em todas as regiões do Estado, variando de 20mm a 91,2mm. O total de precipitação igual a 20mm foi verificado com maior freqüência em todas

as regiões do Estado, com máximo de 10 dias na região da Zona-da-Mata, oito dias na região do Agreste e Litoral, e cinco dias no Sertão. A precipitação acima de 50mm, ocorreu em seis dias distribuídos nas regiões aqui citadas, com máximo de 91,2mm na faixa litorânea, mais especificamente em Maceió.

Essas tabelas ajudaram a definir os três estudos de casos, detalhando a circulação de ar nos dois hemisférios. Isso foi feito levando-se em conta o dia no qual se registrou maior quantidade de precipitação para cada tipo de circulação.

4.5 Padrões de Circulação da CJNEB associado ao VCAN

Após analisar a CJNEB na periferia dos VCAN, observou-se que além de predominar três direções diferentes, essas mesmas direções permitiram a formação de três padrões bem distintos de circulação em altos níveis: Padrões do tipo Meridional, Zonal e Transversal.

Os três padrões têm ligação direta com a presença da alta da Bolívia (AB), como mostra a Figura 30. Essas correntes associadas aos VCAN, cavados e a alta da Bolívia acompanham-se paralelamente com mesma inclinação e deslocamento.

4.5.1 Padrão da CJNEB do tipo Zonal

A distribuição da CJNEB foi caracterizada como uma corrente do tipo Zonal, por apresentar o sentido do seu escoamento de oeste para leste. Essa corrente tem posição sobre parte do NEB e oceano Atlântico, localiza-se na parte norte do VCAN ou no prolongamento do seu cavado. Nota-se, em termos gerais, como principal característica deste padrão, o sentido do vento de (W-E), quase zonal. Utilizando os dados médios do vento, não foi possível a visualização do VCAN com núcleo fechado, mostrando apenas seu cavado, figura 30 (A).

A alta da Bolívia (AB) está com seu núcleo centrado em Rondônia, coordenadas 12°S / 62°W. O escoamento da AB, está ligado à formação do cavado que possui um NVM ao norte desse cavado. O resultado obtido aqui nesse estudo mostra que a posição do cavado se encontra abaixo dos 10°S, como proposto por Repinaldo (2010) que afirmou que a CJNEB Zonal forma-se no setor norte do VCAN. Este deve estar posicionado preferencialmente abaixo de

10°S para que a CJNEB Zonal esteja posicionada sobre ou próximo ao NEB. Neste caso, não importa se o VCAN está posicionado sobre o continente ou oceano.

As CJSHN e CJSHS possuem um comportamento bem parecido em seu escoamento, tendo dois núcleos máximos em cada hemisfério entre as latitudes (20° e 40° S e N). No HN é observado sobre o oceano Atlântico Tropical Norte e parte da África, com núcleos de vento em 70° e 20°W de 40m.s⁻¹ e 28m.s⁻¹, respectivamente. No HS, foram observados esses NVM no sul da América do Sul, em 65°W, com 40m.s⁻¹, e sobre o oceano Atlântico Tropical Sul, em 20°W com NVM superior a 44m.s⁻¹.

4.5.2 Padrão da CJNEB do tipo Transversal

Foi caracterizado como corrente do tipo transversal, as correntes que estivessem na periferia do lado oeste ou leste do VCAN, tanto com sentido NW-SE como SE-NW. O que define nesse padrão o tipo de corrente é a posição do VCAN, onde o mesmo possui uma inclinação transversal bem acentuada do seu cavado para a costa do NEB, com seu núcleo sobre o continente ou próximo a ele. Foram notados ventos superiores a 20m.s⁻¹, porém na figura 30 (B), não foi possível visualizar a CJNEB do tipo transversal, devido à média dos seus valores ficarem abaixo dos 20m.s⁻¹. A alta da Bolívia (AB) aparece bem configurada, com seu núcleo centrado sobre o Mato Grosso, nas coordenadas 15°S / 58°W, estendendo-se sua crista, com eixo no sentido noroeste-sudeste, até o oceano Atlântico. Esse padrão está de acordo com Repinaldo (2010) que diz que na Amazônia há uma região de difluência. As CJSHS e CJSHN não possuem comportamento parecido entre si. No HN, observam-se dois núcleos da CJSHN, onde o primeiro possui NVM em 30°N e 75°W no valor acima de 44m.s⁻¹, o segundo com um pequeno NVM em 15°N e 25°W no valor de 36m.s⁻¹. No HS, o escoamento do vento se encontra bem zonal, com um núcleo máximo de 44m.s⁻¹, estendendo-se desde 30° até 70°W.

4.5.3 Padrão da CJNEB do tipo Meridional

A CJNEB do tipo Meridional, Figura 30 (C), foi definida primeiramente por possuir uma posição do seu escoamento, com sentido (S-N) e localizar-se na periferia oeste do VCAN.

Também há a presença da AB com núcleo bem definido, centrada ao norte, sobre o estado de Mato Grosso e parte da Bolívia, em $15^{\circ}\text{S} / 58^{\circ}\text{W}$, com sua crista influenciando diretamente na posição e formação do VCAN pelo lado oeste. Esta configuração favorece assim, uma posição meridional no eixo do VCAN e conseqüentemente os NVM na CJNEB com escoamento mais meridional. Esses resultados confirmam a teoria descrita por Repinaldo (2010), onde ele verificou que a CJNEB Meridional forma-se sempre no setor oeste da periferia do VCAN, por isso a necessidade do VCAN estar posicionado na costa leste do NEB ou sobre o oceano adjacente para essa corrente se formar.

No HN, pode-se observar a CJSHN com dois núcleos de vento máximo centrados nas latitudes 25°N e 15°N , com 48m.s^{-1} e 36m.s^{-1} , respectivamente. No HS, encontra-se o fluxo bem zonal no escoamento do vento da CJSHS, com dois núcleos máximos entre as latitudes 30°S e 40°S e centrado nas longitudes 20°W e 50°W com valor de 36m.s^{-1} cada.

Esse padrão possibilita, em alguns casos, a ligação das correntes dos dois Hemisférios (CJSHN e CJSHS) por meio da CJNEB Meridional. Esse resultado está de acordo com os obtidos por Repinaldo (2010), onde foi verificada essa ligação das correntes dos hemisférios pela atuação da CJNEB Meridional.

4.5.4 Diferenças e Semelhanças entre os três Padrões da CJNEB.

A AB encontra-se presente nos três padrões (figura 30), possuindo mesma posição nos padrões do tipo meridional e transversal, com coordenadas $15^{\circ}\text{S} / 58^{\circ}\text{W}$, e uma pequena variação nas coordenadas da posição do tipo zonal, em $12^{\circ}\text{S} / 62^{\circ}\text{W}$.

No HN, nota-se o fluxo da CJSHN quase zonal nos três padrões, posicionados entre 10°N e 40°N . A CJSHN aparece de maneira semelhante nos padrões zonal e meridional mostrando dois núcleos em mesma posição. Sendo que a região de NVM no padrão zonal localizado nas longitudes 10° a 30°W possui a menor velocidade do vento (28m.s^{-1}). No padrão meridional localiza-se na mesma longitude da zonal, com sua velocidade máxima chegando a 36m.s^{-1} .

O padrão do tipo meridional possui núcleos máximos na CJSHN nas longitudes 20° e 70°W com valores máximos de ($36 - 48\text{m.s}^{-1}$), respectivamente. A CJSHN no padrão do tipo zonal tem semelhança com o padrão meridional, no que se refere ao seu escoamento e localização, porém com velocidades menos intensas em seu eixo, não ultrapassando 40m.s^{-1}

na longitude 65°W . No padrão do tipo transversal a CJSHN possui dois núcleos, o primeiro com máximo em 23°W ($36\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e o segundo entre 55°W a 80°W com máximo de $44\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

No HS observa-se a CJSHS presente nos três padrões, todas localizadas entre 20°S e 40°S com velocidade máxima que atinge $40\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, no padrão do tipo transversal. Os prolongamentos nos cavados do VCAN aparecem nos três padrões, o que diferencia é a sua extensão, possui sentido oeste passando pelo Norte do Brasil, maior inclinação no seu eixo no padrão transversal, com sentido para oeste, da região NEB.

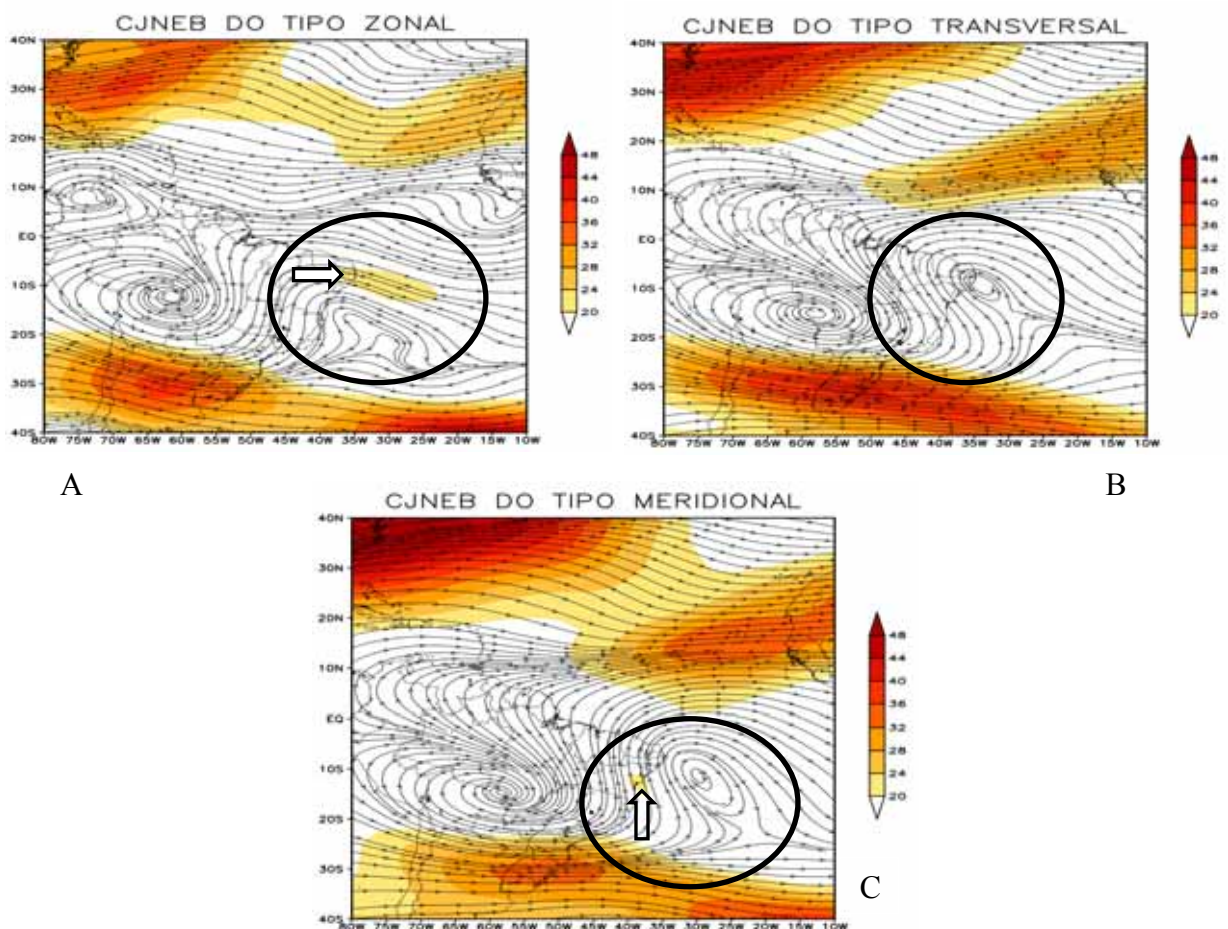


FIGURA 30 Mostra os três padrões da CJNEB, por meio de uma média diária utilizando campo das linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

4.6 Exemplos das CJNEB associados ao VCAN

4.6.1 Exemplo do tipo Zonal

A figura 31 mostra um exemplo dos mapas de linhas de correntes e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em 200 hPa, onde é possível observar os três tipos de CJ presentes (CJSHN, CJSHS e CJNEB), duas no HS e uma no HN.

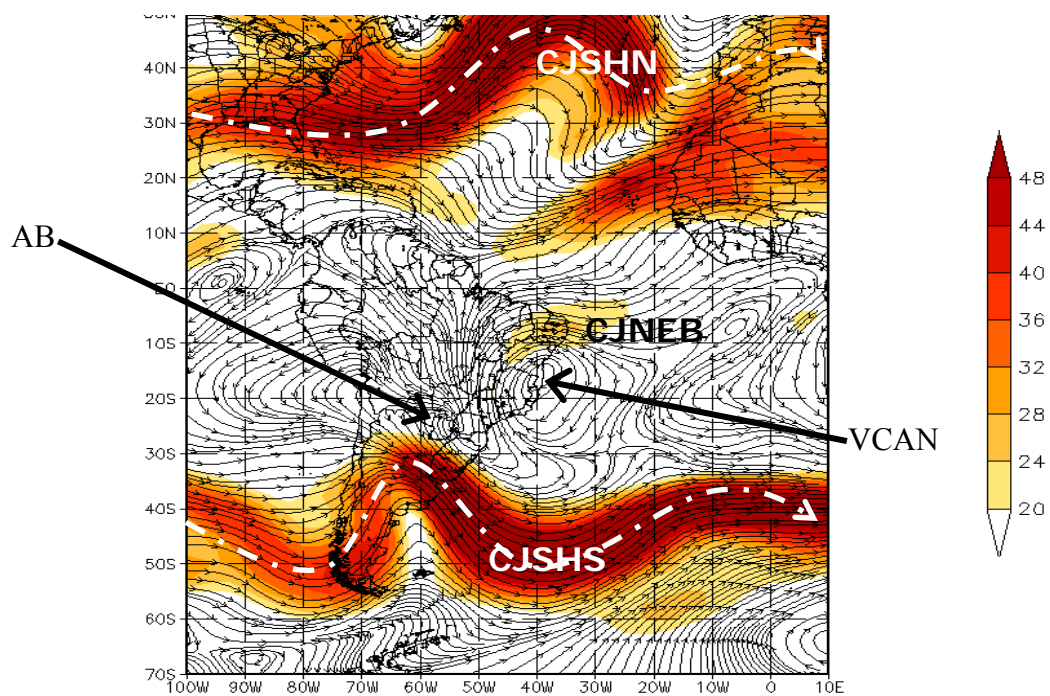


FIGURA 31 Linha de corrente e magnitude do vento com os três tipos de corrente de jato presentes nos HN e HS – Padrão tipo Zonal (11/01/2001 – 00UTC)

4.6.2 Trajetória do VCAN

Observa-se a trajetória do vórtice (FIGURA 32), que atuou no período de 08-20 de janeiro de 2001 sobre a Região Nordeste e Sudeste do Brasil. Verifica-se que o vórtice teve sua formação sobre o oceano atuando nos dois primeiros dias, com deslocamento para oeste, deslocando-se em direção ao continente Brasileiro atingindo parte do Nordeste e Sudeste. Segundo Ramírez et al (1999), os VCAN com deslocamento predominante de oeste são mais intensos sobre o oceano, entretanto, existem casos relativamente raros em que os VCAN se

deslocam até o centro do continente, podendo alcançar até a costa oeste do continente sul americano (Figura 32), concordando com resultados de Ramírez et al (1999); Souza et al (2001). Apesar do VCAN ter se deslocado para o interior do continente, a periferia norte deste sistema atingiu o NEB, influenciando nas condições de tempo no Estado de Alagoas.

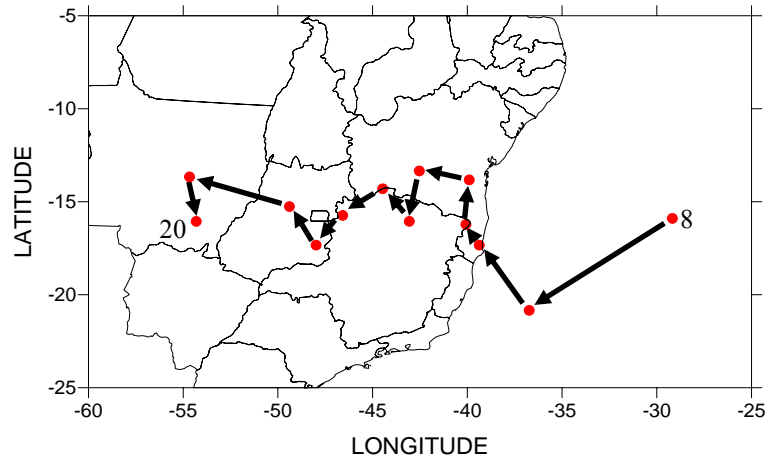


FIGURA 32 Posição da trajetória do centro do VCAN indicando sua trajetória (início – fim) entre os dias 8 e 20 de janeiro de 2001.

Analisando a figura 33 (A-L), pode-se observar que o VCAN e a CJNEB surgem em diferentes períodos.

CJNEB

Primeiramente vão ser detalhados, todos os correntes presentes, tanto no HN quanto no HS.

Pela análise dessas figuras foi possível definir qual dos sistemas ocorreu primeiro. A CJNEB do tipo zonal formou-se muito antes do VCAN. Isso foi possível devido à intensificação do cavado vindo do HN que ajudou na formação dessa corrente. A CJNEB foi formada a partir do dia 5 de janeiro as 00 UTC (FIGURA 33A), onde no decorrer desse dia (FIGURA 33 A-D), foi possível visualizar o deslocamento da CJSHN para direção sul, tendo sua extremidade ultrapassada a linha do equador, contribuindo assim para formação dessa corrente.

A CJNEB permaneceu ligada a CJSHN por um ramo, e no decorrer dos dias a CJNEB foi se intensificando, permanecendo ligada até o último horário do dia 9 (FIGURA 33G). A partir do dia 10, Figura 33H, a ligação da CJNEB com a corrente do HN, teve um

rompimento, mas permaneceu presente na periferia norte do VCAN, com NVM menos intenso ($24 - 28\text{m.s}^{-1}$).

A CJNEB permaneceu presente até o dia 13/01, totalizando oito dias seguidos, sendo que dos oito dias, cinco estavam associados ao VCAN.

A Figura 33I (dia 11) representa bem a atuação do jato na borda oeste do VCAN, permanecendo com mesma forma até o dia 13 (Figura 33J), sendo com menor intensidade, onde pode-se observar que teve uma desintensificação desta corrente, permanecendo o vórtice se deslocando para o continente. A partir do dia 14, essa CJNEB desaparece, restando o VCAN que se desloca para a parte central do continente, até se dissipar no dia 21 (figura 29L).

Observando a figura 33 (A-L), podemos verificar que no HN, a CJSHN se encontra situada nas latitudes 10 e 40°N , com velocidade acima de 48m.s^{-1} em seu núcleo.

No HS observam-se duas correntes de jato, a CJSHS situada nas latitudes 25° e 50°S com NVM acima dos 48m.s^{-1} , a CJNEB localizada na periferia norte do VCAN sobre a costa leste do NEB, com NVM de 32m.s^{-1} . A posição do Anticiclone do Atlântico Sul (AAS) favoreceu na ligação da CJNEB com a CJSHN, como mostra as Figuras 33 (E-G).

Por meio dessa análise pode-se ressaltar que existe uma ligação direta do escoamento do HS com HN, como mostra as figuras 33 (A-L). Essa ligação é bem visível no lado oeste do VCAN e lado leste da AB, com seu escoamento alimentando a corrente do HN.

VCAN

O VCAN nesse padrão teve sua formação (núcleo fechado), posterior à CJNEB que já estava presente no lado leste do NEB, ficando com maior número de dias, total de 13 dias. Iniciou-se a partir do dia 8 de janeiro as 00 UTC, figura 33 (E-F), onde pode-se observar sua formação sobre oceano Atlântico Sul, com dois núcleos, que no próximo horário 06 UTC aparece em sua formação clássica, favorecendo na intensificação desse vórtice.

O cavado do VCAN possui uma inclinação bem acentuada sentido para costa da África onde em sua borda aparece um núcleo, formando um novo centro fechado desde o dia 08 permanecendo até dia 14, totalizando sete dias com sua presença, localizados ao lado norte do Anticiclone do Atlântico Sul (AAS).

AB

A posição da AB influenciou diretamente no desenvolvimento, deslocamento e dissipação dos sistemas aqui analisados. Em todo o período analisado ela se encontrou mais

ao sul, posição típica para o período de verão. Com isso favoreceu a posição zonal da CJNEB na periferia norte do VCAN.

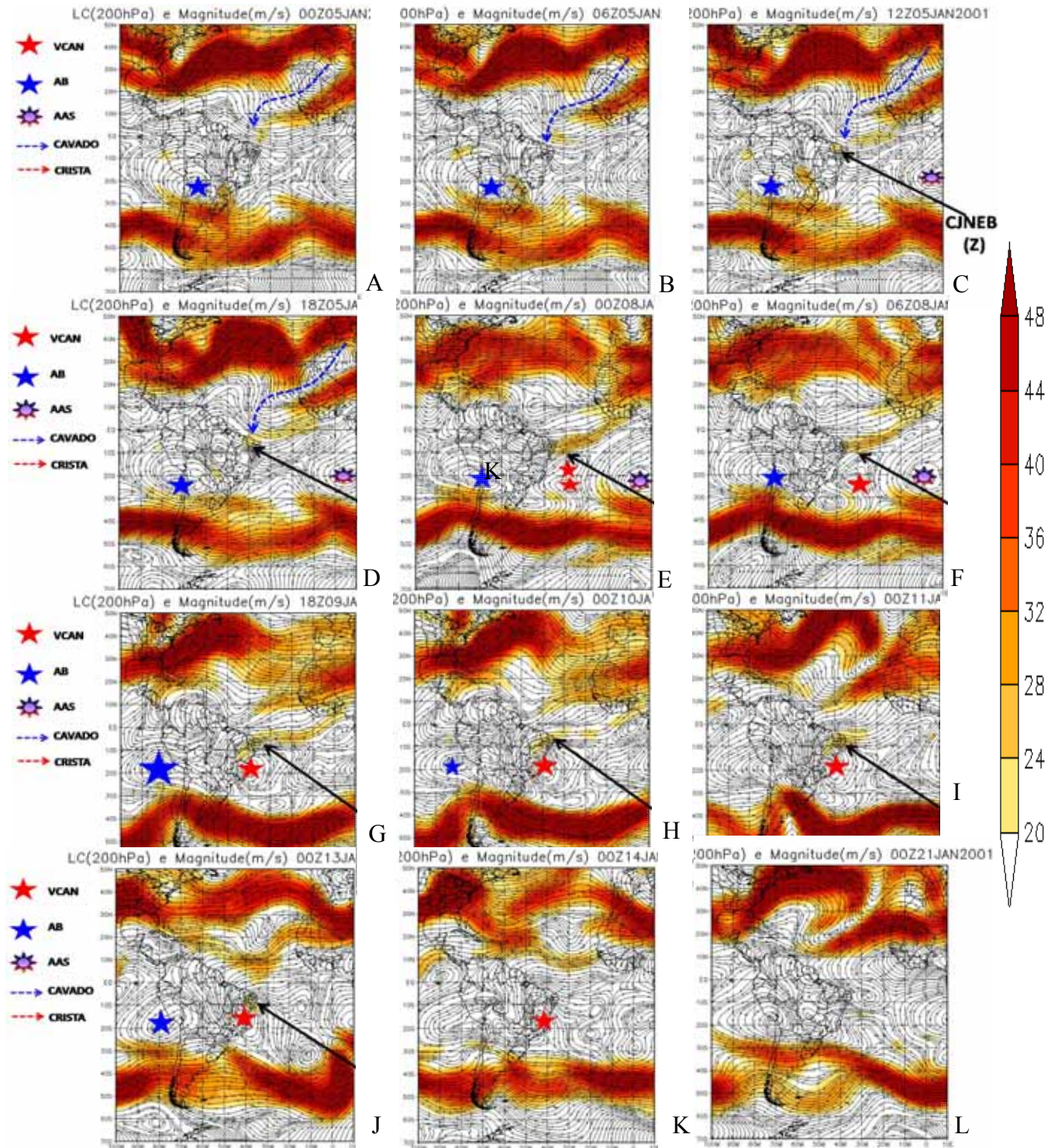


FIGURA 33 Linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento ($m \cdot s^{-1}$) em dias alternados no mês de janeiro de 2001.

4.6.3 CJNEB tipo Zonal e sistemas sinóticos associados

A Figura 34 mostra a corrente de jato com sua distribuição espacial de W-E com núcleo atingindo 28m/s em cima do Estado de Alagoas, estando associada ao VCAN que esta posicionado em 13°S/39°W. A leste desse VCAN observa-se um Anticiclone do Atlântico Sul centrado em 19°S/13°W.

O VCAN associado à CJNEB em sua periferia atuou próximo ao NEB, influenciando na quantidade de precipitação no Estado de Alagoas, como podem ser confirmados, pelas imagens de satélite, com grande quantidade de nebulosidade associada a eles.

No dia 11/01/2001 (Figura 34 c-d), pode-se observar que a periferia do VCAN esteve com bastante atividade convectiva em toda sua extensão oeste e norte. O centro desse vórtice atuou na região sul da Bahia com forte convecção ao Norte do VCAN, tendo nuvens densas sobre os Estados de Alagoas, Pernambuco e Paraíba.

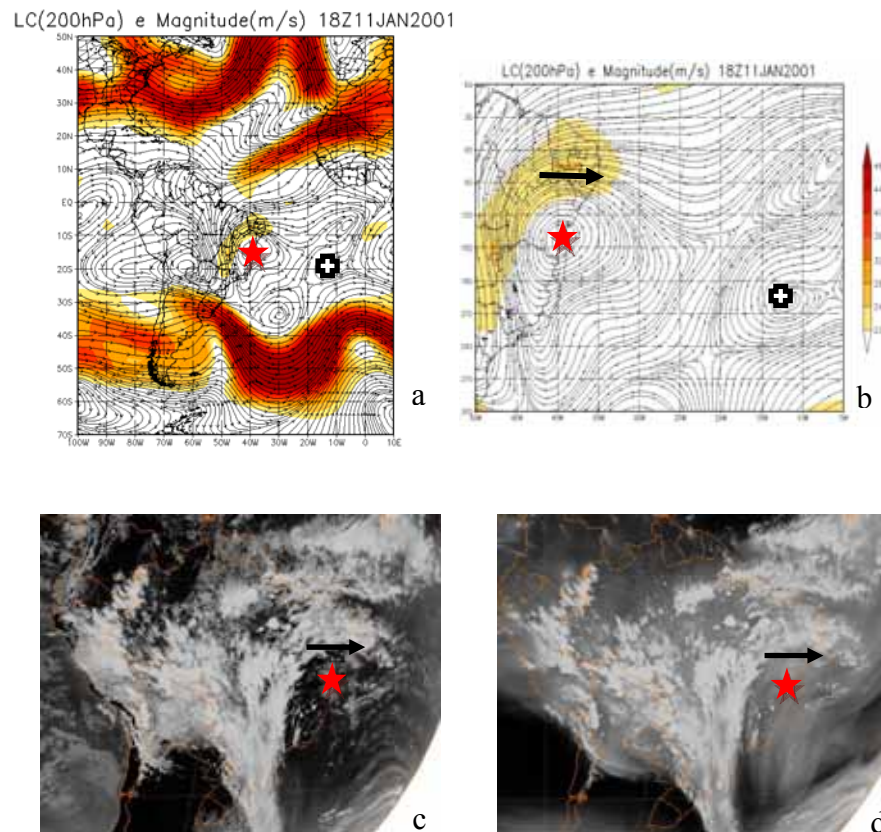


FIGURA 34 Sistema sinótico associados com a CJNEB tipo Zonal (→) de W-E: VCAN (★) e Alta do Atlântico Sul (⊕), mostrados no campo de linha de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em 200hPa (a - b) e Imagem do satélite GOES - 8 , infra-vermelho (IR) e vapor d'água (WV) (c - d) para o dia 11/01/2001 às 1800Z.

FONTE: NWS / NOAA

4.6.4 Precipitação

Utilizando dados de precipitação do dia 11 de janeiro, foi possível gerar um mapa de precipitação para visualizar a distribuição de chuva em todas as regiões ambientais do estado de Alagoas, conforme Figura 35. Foi escolhido esse dia por apresentar a atuação da CJNEB tipo Zonal e maior volume de chuva, chegando ao valor máximo de 24 mm/dia. Neste dia ocorreram precipitações entre 0.1mm (Chuvisco) e 24mm (Chuva Moderada), sendo, observada a precipitação máxima na parte norte da faixa litorânea, e parte norte de Zona da mata (FIGURA 35). Nas demais regiões as precipitações foram mais fracas não ultrapassando 1mm/dia.

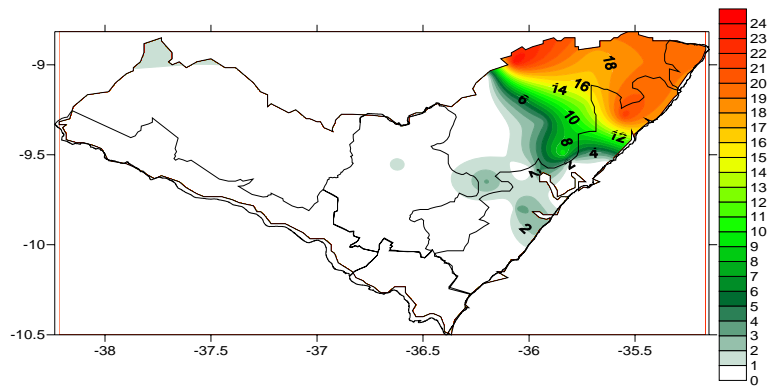


FIGURA 35 Distribuição espacial da Precipitação acumulada (mm/dia), durante o dia 11 de janeiro de 2001, onde o VCAN+CJNEB tipo zonal.

4.7 Exemplo do tipo transversal

Esse mapa de linhas de correntes e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em 200 hPa, mostra onde se encontram os quatro tipos de CJ presentes (CJSHN, CJNEB, CJSHS e CJPHS), três no HS e uma no HN (Figura 36).

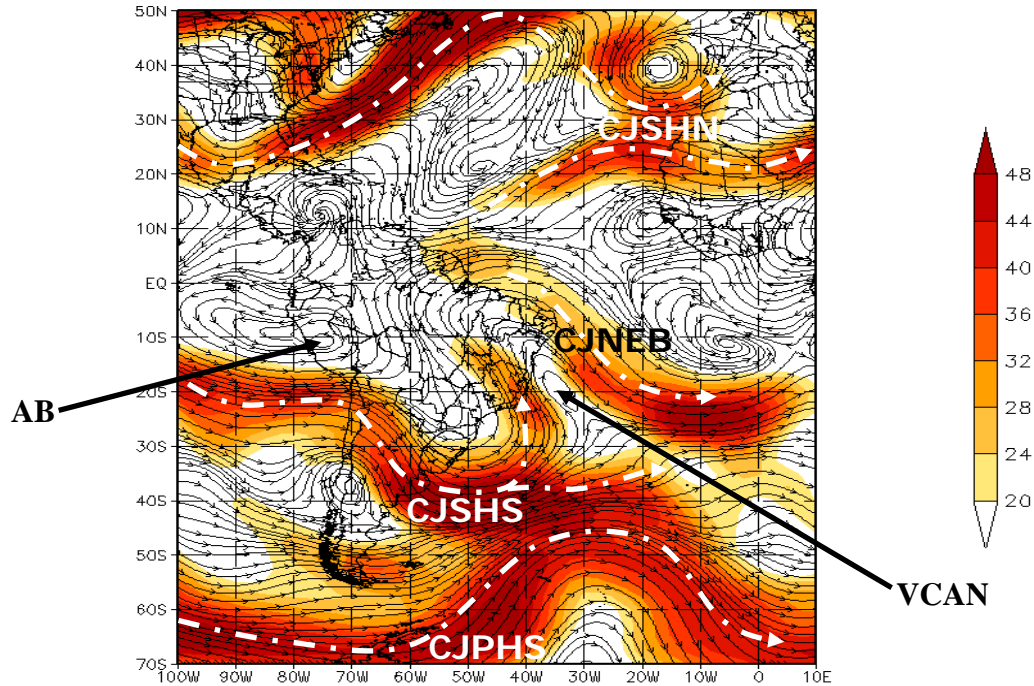


FIGURA 36 Linha de corrente e magnitude do vento com os três tipos de corrente de jato presentes nos HN e HS – Padrão tipo Transversal (28/10/2001 – 12UTC).

4.7.1 Trajetória do VCAN

Observa-se a trajetória do VCAN (figura 37), atuando no período de 27-31 de outubro de 2001, sobre o oceano Atlântico Sul. Verifica-se que esse vórtice, teve sua formação sobre o oceano, com deslocamento sentido Norte até o dia 29, desse dia em diante deslocou-se com sentido para Sul, continuando atuar no oceano até sua dissipação. Esse VCAN teve cinco dias de vida.

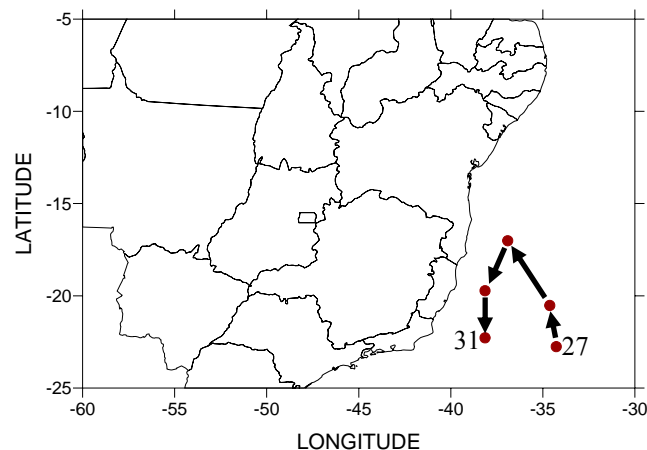


FIGURA 37 Posição do centro do VCAN indicando sua trajetória entre os dias 27 e 31 de outubro de 2001;

Analisando as figuras 38 (A-P), foi possível ver que a CJNEB tipo transversal formou-se antes do VCAN, a partir do dia 25 de outubro de 2001, as 12 UTC (Figura 38C).

CJNEB

Um cavado vindo do HS associado à CJSHS contribuiu com sua intensificação, para que a CJNEB do tipo transversal se formasse. A velocidade do vento no núcleo dessa corrente que se formou ultrapassou os 44m.s^{-1} . A CJSHS permaneceu ligada a CJNEB em todos os dias analisados. A velocidade no NVM da CJNEB foi diminuindo com o passar dos dias. Teve ligação com a CJSHN por meio de um ramo, isso se deve a formação do VCAN, que propiciou para que ocorresse, como pode ser visto nos dias 28 e 29, Figura 38 (I-L).

No HN a CJSHN se encontra situada nas latitudes 10° e 40°N , com velocidade acima de 48m.s^{-1} em seu núcleo. No HS foi possível observar três correntes de jato, a CJPHS situada ao lado da CJSHS compreendidas as duas nas latitudes 20° e 70°S com NVM acima dos 48m.s^{-1} . A CJNEB transversal ficou localizada na periferia leste do VCAN, com NVM de 44m.s^{-1} .

Observando essas correntes foi possível verificar que o escoamento que passa pela periferia oeste do VCAN se divide em dois ramos ao chegar à parte norte desse VCAN, onde uma parte ligada ou direcionada para o HN e a outra volta pela periferia leste desse mesmo vórtice. Lembrando que isso só ocorre depois que o vórtice se encontra formado. Com isso, fica claro a ligação entre os dois hemisférios, e principalmente a influência que o escoamento do HS tem sobre o HN.

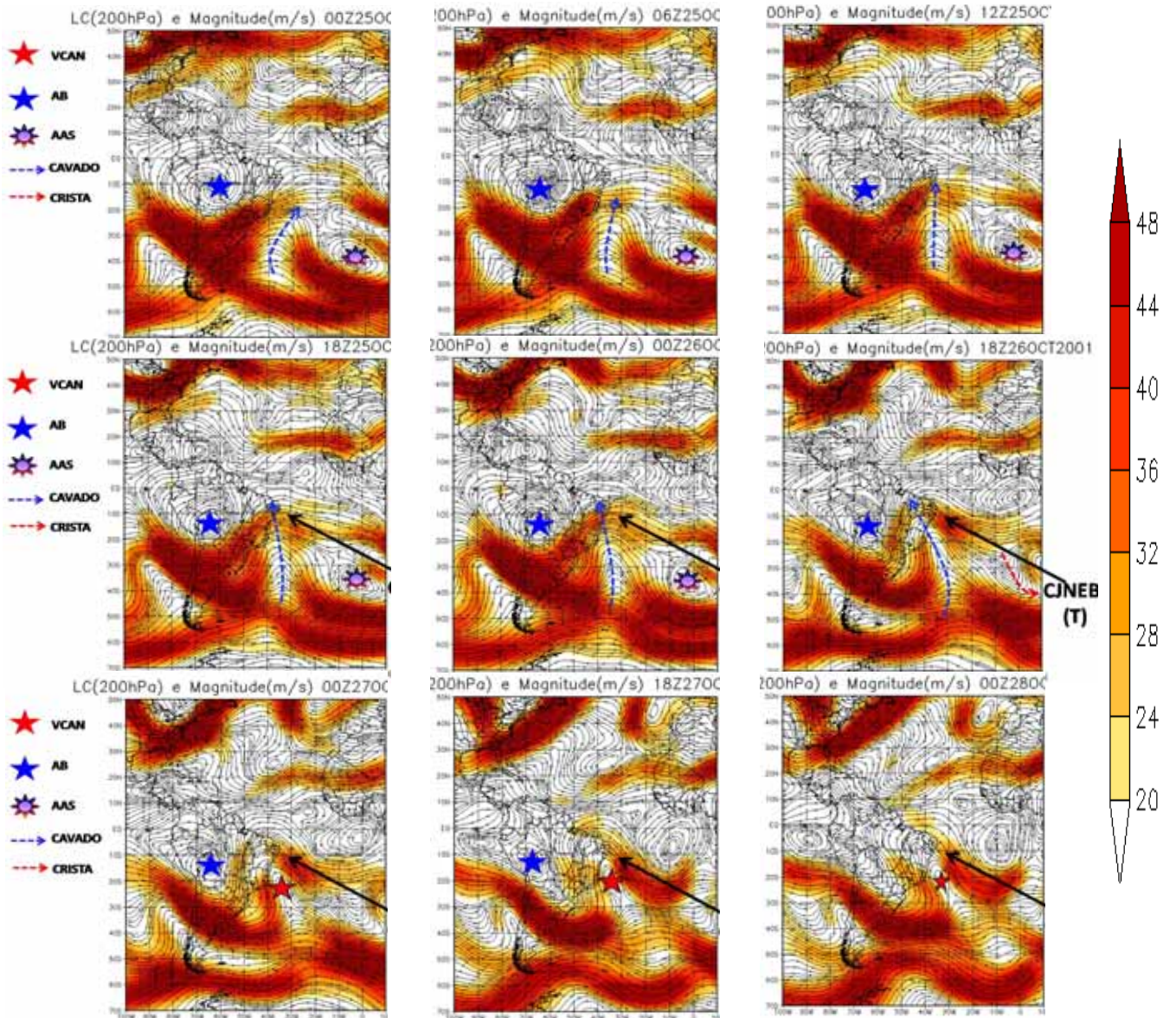
VCAN

O VCAN formou-se sobre o oceano Atlântico Sul no dia 27 as 00 UTC (figura 38G), ficando com seu ciclo de vida reduzido em quatro dias, atuando somente no oceano, não chegando a atingir o continente, com menor duração em comparação ao padrão zonal. Essa formação ocorreu no mesmo período em que a CJNEB transversal já se encontrava presente.

AB

A posição da AB influenciou diretamente no desenvolvimento, deslocamento e dissipação dos sistemas aqui analisados. Em todo o período analisado ela se encontrou centrada na Bolívia. Lembrando que a AB surge no mês de outubro por começar aquecer o platô Boliviano. A CJSHS fica perto da AB, atuando em sua periferia. Sua crista favoreceu na

formação e posição transversal da CJNEB transversal, localizada na periferia leste do VCAN com inclinação transversal sentido a costa leste do NEB.



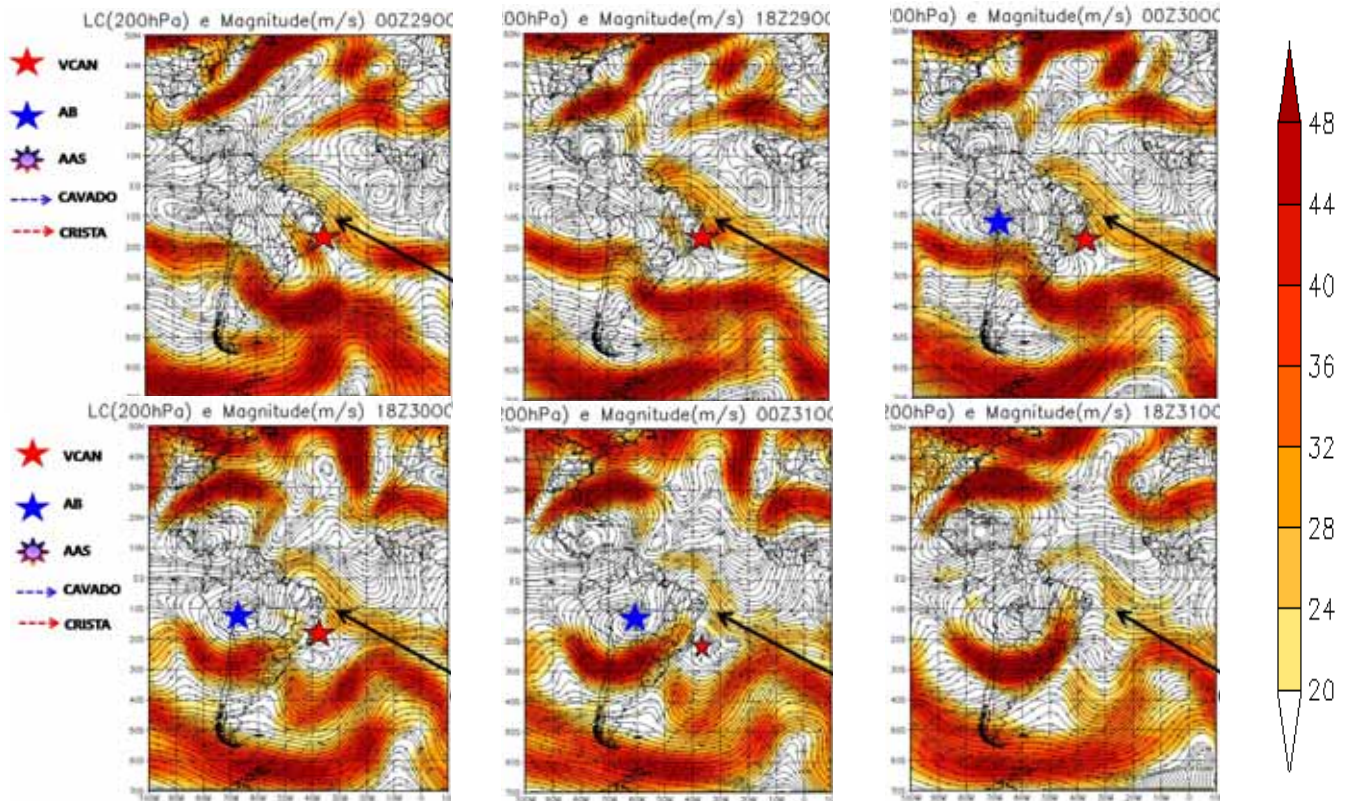


FIGURA 38 Linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) dos dias 25 a 31 de outubro de 2001.

4.7.2 CJNEB tipo Transversal e sistemas sinóticos associados

As ocorrências com casos deste tipo de corrente de jato foram observadas em 32 dias, no decorrer de sete anos, (2000 - 2007). No exemplo mostrado na Figura 39, foi observada a alta da Bolívia em $10^{\circ}S/75^{\circ}W$, um VCAN com eixo posicionado em $15^{\circ}S/35^{\circ}W$ associados à CJNEB com inclinação de NW-SE com núcleo atingindo a $32 m/s$ sobre o Estado de Alagoas. No lado leste do VCAN se encontra posicionado em $10^{\circ}S/6^{\circ}W$ um Anticiclone do Atlântico Sul.

Nas imagens de satélite (figura 39 c-d), observa-se a posição do centro do VCAN e a grande quantidade de nebulosidade em sua periferia, lado leste, associada à CJNEB. O VCAN esteve centrado no oceano. Essa nebulosidade atingiu toda a costa litorânea do NEB.

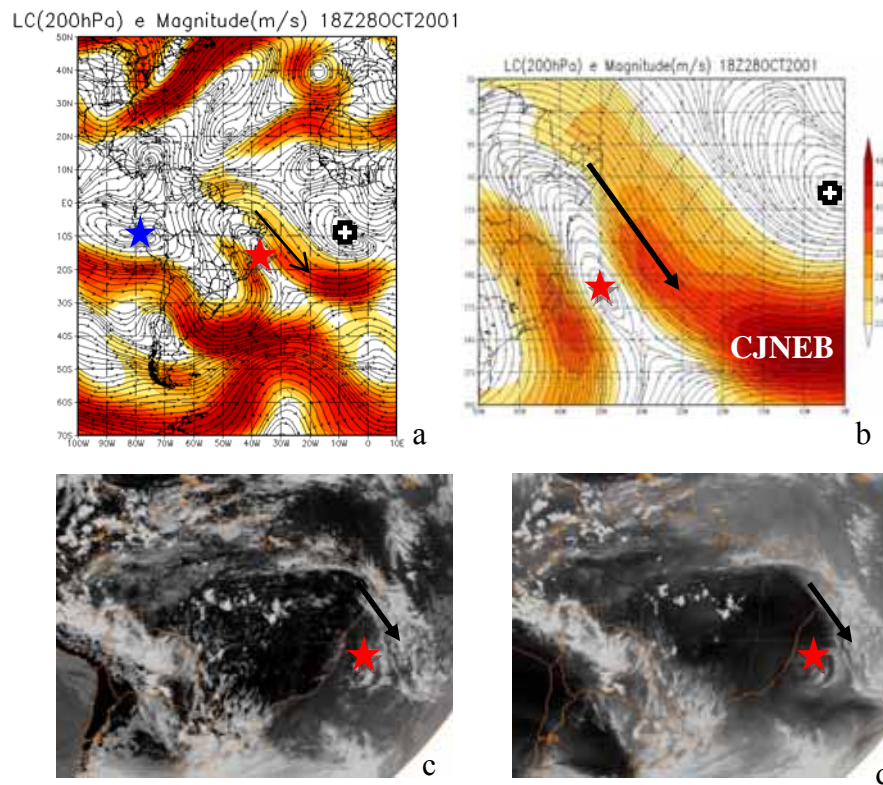


FIGURA 39 – Sistema sinótico associado com a CJNEB tipo Transversal (↘) de NW-SE: CJSHN, CJSHS, VCAN (★), AB (★) e Alta do Atlântico Sul (⊕), mostrados no campo de linha de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em 200hPa (a - b) e Imagem do satélite GOES 8, IR e WV (c - d) para o dia 28/10/2001 às 1800Z.

FONTE:

NWS / NOAA

4.7.3 Precipitação

A Figura 40 mostra a distribuição da precipitação ocorrida no dia 28 de outubro de 2001, onde a corrente atuante foi a CJNEB do tipo transversal. As regiões com maiores volume de chuva foram Litoral, Zona da Mata, Baixo São Francisco e parte do Agreste. Chegou a 48mm na capital Alagoana. Nas demais regiões as precipitações foram mais fracas não ultrapassando 2 mm/dia.

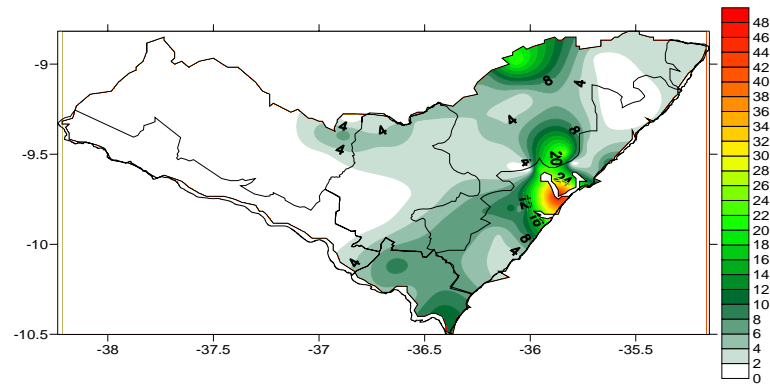


FIGURA 40 – Distribuição espacial da Precipitação acumulada (mm/dia), durante o dia 28 de outubro de 2001, onde o VCAN+CJNEB tipo transversal.

4.8 Exemplo do tipo Meridional

Esse mapa de linhas de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em 200 hPa, mostra a localização dos cinco tipos de CJ presentes (CJPHN, CJSHN, CJNEB, CJSHS e CJPHS), três no HS e duas no HN (Figura 41).

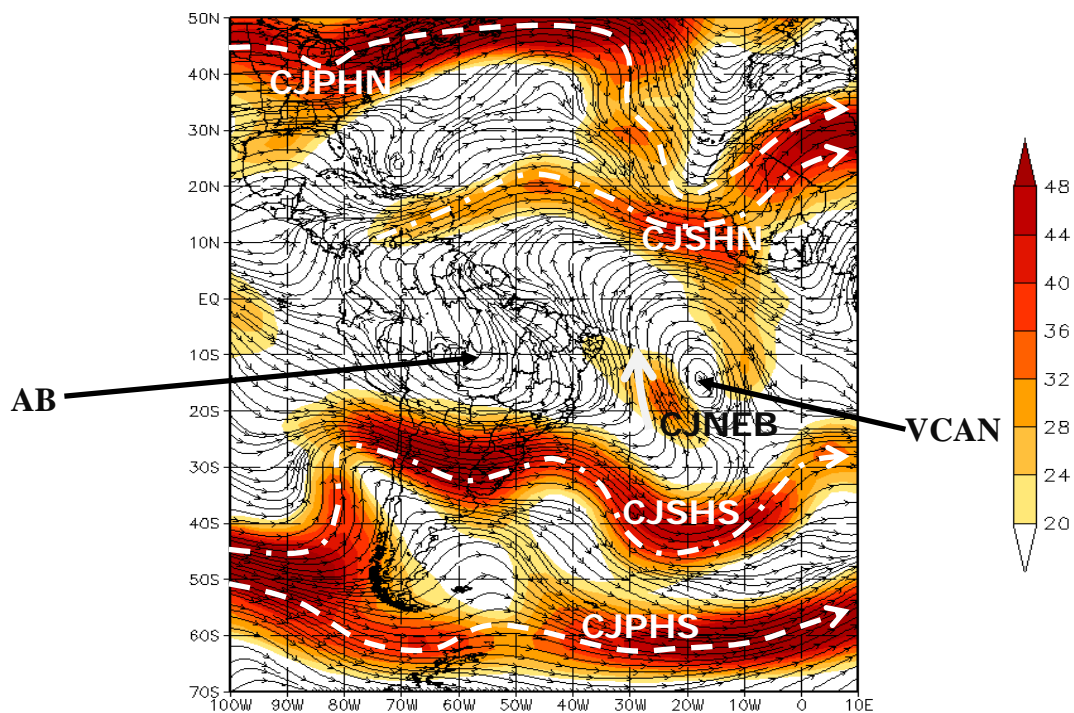


FIGURA 41 – Linha de corrente e magnitude do vento com os cinco tipos de corrente de jato presentes nos HN e HS – Padrão tipo meridional (02/12/2001 – 12UTC)

4.8.1 Trajetória do VCAN

Observa-se o posicionamento e a trajetória do centro do VCAN (figura 42), no período de 01-12 de dezembro de 2001, sobre o oceano Atlântico Sul. O vórtice teve sua formação sobre o oceano no dia 01, com deslocamento no sentido para a costa leste do NEB, dissipando no dia 12. Lembrando que o centro desse vórtice não chegou a atingir o continente, perfazendo doze dias de duração.

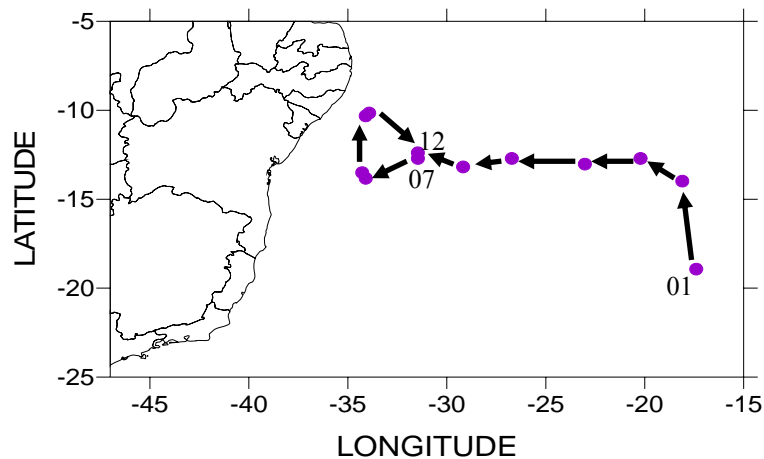


FIGURA 42 – Posição do centro do VCAN indicando sua trajetória entre os dias 01 e 12 de dezembro de 2001;

CJNEB

A CJNEB tipo meridional foi formada a partir do dia 25 de novembro de 2001 (FIGURA 43A), por meio do aparecimento de um VCAN que contribuiu para que essa corrente se desenvolvesse. Esse VCAN teve três dias de atuação, dissipando no dia 28/11. Essa mesma CJNEB continua atuando, até o dia 15 de dezembro, perfazendo 21 dias de vida. A corrente que contribuiu para essa formação foi a CJSHS. O núcleo da CJNEB no início de sua formação foi de $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, no decorrer de seu desenvolvimento, chegou a atingir $44\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, valor máximo. Esse tipo de corrente possibilitou, neste caso, a ligação das correntes dos dois Hemisférios (CJSHN e CJSHS) por meio da CJNEB Meridional. Nesse estudo pode-se observar quatro dias seguidos com essa ligação em evidência, como mostra as figuras (43 B-E).

No HN observam-se duas correntes de jato atuantes, compreendidas nas latitudes 10° e 50°N , com velocidade acima de $48\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ em seu núcleo. No HS, observa-se a atuação de três correntes de jato, a CJSHS e CJPHS entre as latitudes 20 e 60°S e CJNEB meridional localizada na periferia oeste do VCAN, com escoamento meridional, sentido (S-N).

Por meio da análise dessas correntes, pode-se observar a interação entre os dois Hemisférios, ou seja, a ligação que o escoamento do vento que passa no HS também interage com o HN, principalmente quando há atuação da CJNEB meridional. Essa ligação possui a forma da letra S, passando no lado sul da AB, lado oeste e norte do VCAN (figura 43C).

VCAN

O VCAN formou-se sobre o oceano Atlântico Sul no dia 01 de dezembro as 00 UTC (figura 43B), ficando com seu ciclo de vida até o dia 12 as 06 UTC, atuando somente no oceano, não chegando a atingir o continente. A CJNEB transversal já se encontrava presente. Esse VCAN teve sua posição quase estacionária a partir do dia 08.

AB

Nessa análise observa-se a AB não tão definida. Teve poucos dias (3-7), com seu núcleo formado, o que se destacou foi sua crista. A posição da AB ou crista influenciou diretamente na posição, desenvolvimento, deslocamento e dissipação dos sistemas aqui analisados. A CJSMS fica perto da AB, atuando em sua periferia.

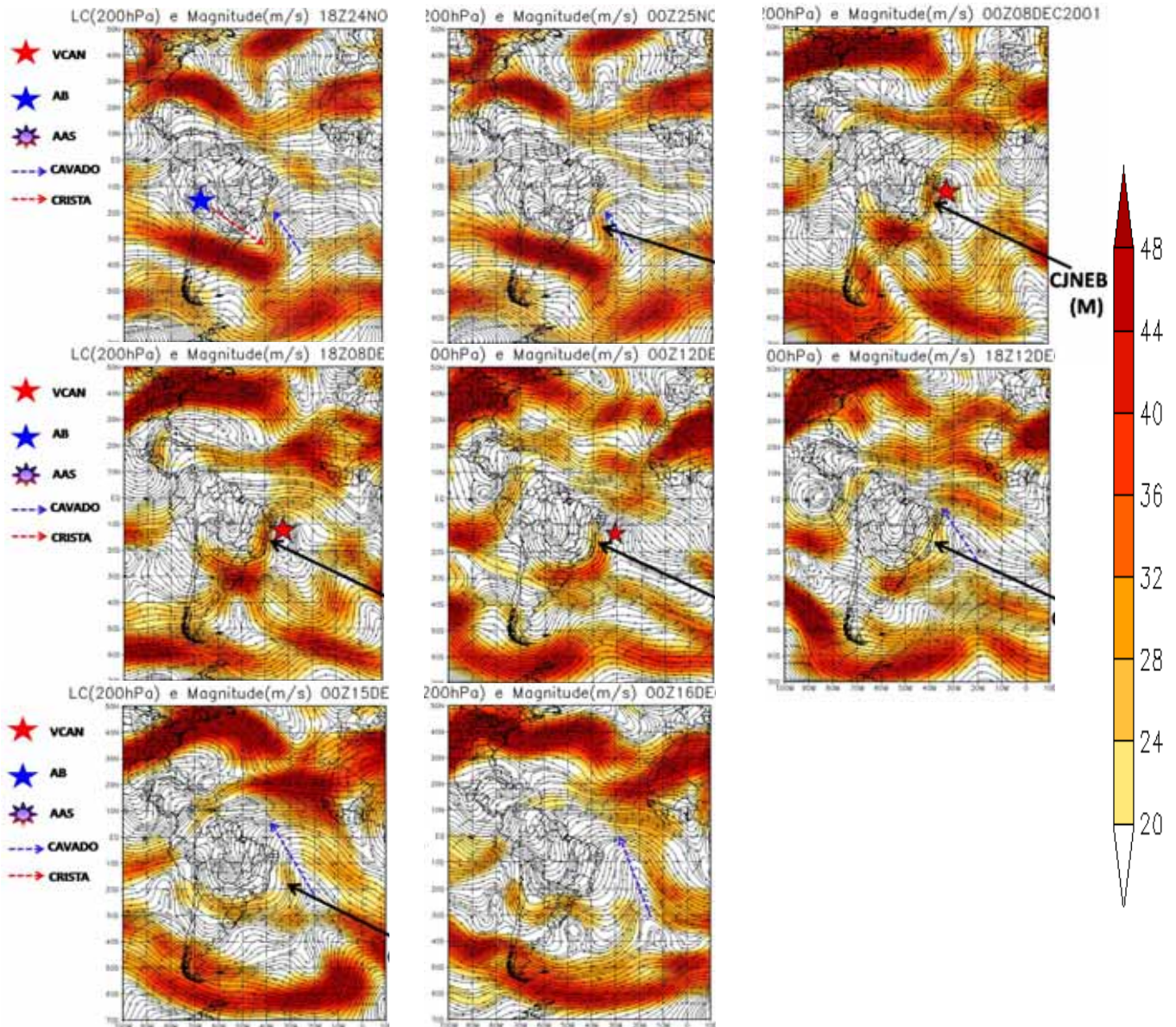


FIGURA 43 – Linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) dos dias 25 - 31 de outubro de 2001.

4.8.2 CJNEB tipo Meridional e sistemas sinóticos associados

A distribuição espacial da CJNEB com sentido de S-N denominada Meridional foi mais freqüente durante todo o período estudado (1998-2007). Esteve associado, em sua maioria, aos VCAN, cavado e a Alta da Bolívia. Na Figura 40, pode-se notar a saída da corrente de jato representada pela seta, sobre o Estado de Alagoas, com velocidades na periferia de até 20 m/s e núcleo com 48 m/s. Essa corrente possibilitou a ligação da CJSHN com a CJSHS.

No lado oeste se encontra a AB e no lado leste um VCAN associado à CJNEB Meridional com eixo em 14°S/30°W.

As imagens de satélite ilustram bem a nebulosidade associada aos sistemas atuantes nesse dia. No dia 11/12/2001 (FIGURA 44 c-d), observa-se que a periferia do VCAN esteve com bastante atividade convectiva, com nuvens densas em toda sua extensão. O centro desse vórtice se encontra nas coordenadas 10°S / 34°W.

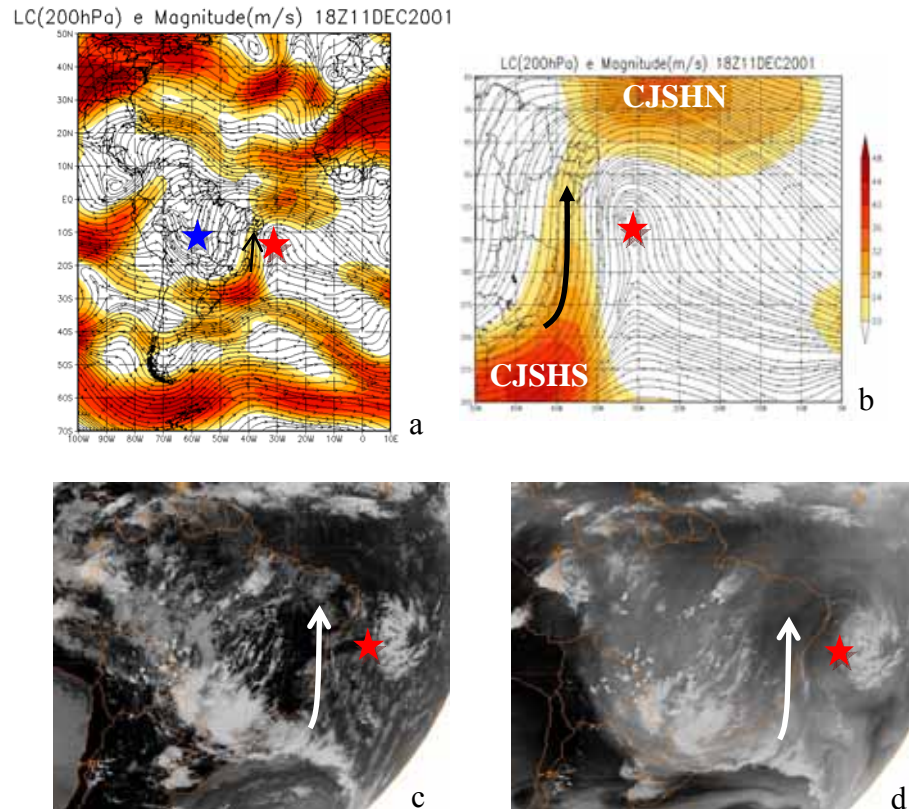


FIGURA 44 – Sistema sinótico associados com a CJNEB Meridional (\uparrow) de S-N: CJSHN, CJSHS, VCAN (\star) e AB (\star), mostrados no campo de linha de corrente e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) em 200hPa (a - b) e Imagem do satélite GOES – 8 , IR e VW (c - d) para o dia 11/12/2001 às 1800Z.

FONTE: NWS / NOAA

4.8.3 Precipitação

Utilizando os dados de precipitação do dia 11 de dezembro de 2001, foi possível gerar um mapa mostrando a distribuição de chuva em todas as regiões ambientais do Estado de Alagoas, (FIGURA 45). Nesse dia ocorreu precipitação em todo o Estado, variando entre moderada e forte. O volume máximo ocorreu na região litorânea com 91,2mm. As regiões com volume acima de 5mm foram no Baixo São Francisco, Litoral e parte Norte de Zona da mata.

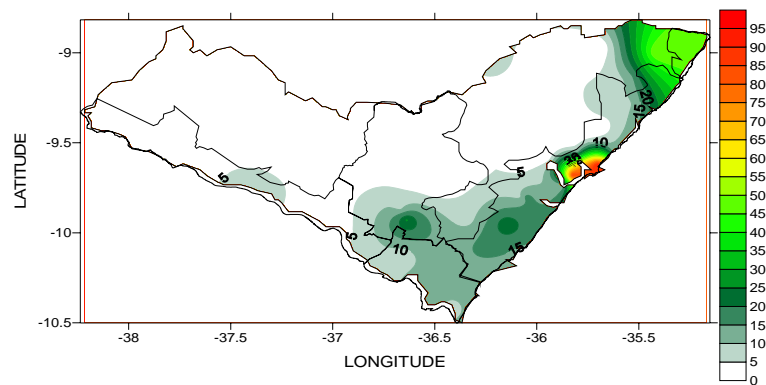


FIGURA 45 – Precipitação acumulada (mm), durante o dia 11 de dezembro de 2001.

5 CONCLUSÕES

Foram analisados todos os 214 VCAN no NEB, entre estes, 147 eventos estiveram localizados em Alagoas. Os VCAN atuantes em Alagoas foram observados durante 567 dias e quando associado à CJNEB teve uma redução significativa de 49% do seu total em dias.

Os VCAN foram observados durante todo o ano excluindo somente julho. A maior frequência desses VCAN foi entre os meses de novembro a março, confirmando os resultados de Kousky e Gan (1981). Eles também foram registrados de abril a setembro, atingindo três vórtices no mês de junho de 2002.

O VCAN+CJ foram observados durante todo o ano excluindo julho e setembro, com maior frequência de novembro a março. Considerando os VCAN que em sua periferia tiveram a ação de uma CJNEB com velocidade acima de 20m/s, em média 9,2 VCAN por ano foram associados com CJNEB acima do Estado de Alagoas. A CJNEB ficou mais intensa de outubro a novembro.

A predominante velocidade do vento máximo no núcleo da CJNEB variou entre 20 e 28 m/s, equivalente a 78% do total de todas as velocidades juntas. A velocidade máxima de 44 m/s ocorreu em três dias; sendo dois dias no ano de 2001 e um dia em 2002.

Os resultados mostraram que as distribuições espaciais da CJNEB atuando na periferia do VCAN, encontradas em todos os anos, tiveram as seguintes direções: NW-SE, SE-NW, SW-NE, NE-SW, W-E, E-W, S-N e N-S. As direções de S-N, W-E e NW-SE ou SE-NW foram as que mais tiveram registro em todos os anos de estudo, totalizando 76% de todos os sentidos possíveis.

As CJNEB foram classificadas em três tipos distintos conforme seu sentido sobre o NEB: Meridional (de Sul) com 47%, Zonal (de oeste) com 12%, e Transversal (de sudeste) com 17%.

Com os três sentidos da CJNEB definidos foram possíveis determinar três tipos de padrões de circulação: Zonal, Transversal e Meridional.

Padrão tipo Zonal foi formado pela corrente de oeste no setor norte do VCAN; podendo ocorrer tanto no oceano como no continente. A AB permitiu um fluxo mais zonal do escoamento, fazendo com que o VCAN se posicione abaixo dos 10°S. Em alguns casos teve ligação da CJNEB com a CJSHN.

As correntes de Sudeste (SE) e Noroeste (NW) definiram o padrão do tipo Transversal. Nesse padrão o cavado do VCAN tem seu eixo inclinado para oeste, e

posicionado próximo ou sobre o NEB. Em alguns casos foi observada uma ramificação do CJSHN penetrar no HS.

As CJNEB de Sul (S) foram chamadas de Meridional, ocorre no setor oeste do VCAN, e pode se posicionar tanto no oceano Atlântico como sobre o continente, dependendo da posição do centro do VCAN. Possui um eixo bem meridional no VCAN, com isso foi possível ver a ligação entre os dois Hemisférios, pela atuação da CJNEB ligando as CJSHN e CJSHS.

A velocidade do vento no eixo da CJNEB foi mais intensa no padrão do tipo transversal até 48m.s^{-1} . O padrão meridional não ultrapassou os 44m.s^{-1} , ficando menos intenso no padrão Zonal que teve a menor velocidade em seu núcleo, entre $24\text{-}28\text{m.s}^{-1}$. A AB em todos os casos apresentou uma circulação bem configurada.

Foi elaborada uma descrição das precipitações no estado de Alagoas, associados aos três padrões de VCAN+CJ.

As precipitações mais intensas foram associados ao padrão tipo Meridional, atingindo volume máximo de $91,2\text{mm/dia}$, no litoral Alagoano. Na presença do padrão tipo Transversal, houve precipitação máxima de 49mm/dia , ocorrida também na região Litorânea. Já a precipitação no padrão tipo Zonal teve seu volume máximo não ultrapassando os 24mm/dia .

- Sugestões para trabalhos futuros

- Análise da CJNEB e sua influência nos JBN ocorridos no NEB;
- Fazer a climatologia do VCAN e CJNEB nos últimos 30 anos;
- Análise do balanço de energia cinética em torno da corrente de jato pelo vento ageostrófico.
- Fazer a climatologia da AB e verificar sua influência na formação do VCAN.

REFERÊNCIAS

- AHRENS, C. R. **Essentials of Meteorology – An Invitation to the Atmosphere**. 3rd ed. CA, USA: Brooks/Cole, Pacific Grove, 2000. 464p. : il. DOSWELL, C.A.; SCHAEFER, J.T. On the Relationship of Cirrus Clouds to the Jet Stream. *Monthly Weather Review*, v. 104, p. 105–106, 1976.
- ALVES, J. M. B., FERREIRA, N. S., REPELLI, C. A. **Um estudo diagnóstico das características atmosféricas associadas à atuação de um vórtice ciclônico de altos níveis sobre Atlântico Tropical Sul**. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 11, n. 1-2, p. 44-58, 1996.
- ANABOR, V.; STENSRUD, D.J. ; MORAES, O. L. **Serial Upstream-Propagating Mesoscale Convective System Events over Southeastern South America**. *Monthly Weather Review*, v. 136, p. 3087-3105, 2008.
- ANDRADE, K. M. **Climatologia e Comportamento dos Sistemas Frontais sobre a América do Sul**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007.
- ARAGÃO, J. O. R. **Um estudo a estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil**. 1975. 219 p. (INPE-789-TPT/017). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1975.
- ARAGÃO, J. O. **Um estudo da estrutura das perturbações sinóticas do Nordeste do Brasil**. Dissertação de mestrado em meteorologia. (INPE-789-TPT/017), São José dos Campos, INPE, 1976.
- BJERKNES, J. **A possible response of the atmosphere hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature**. *Tellus*, v. 18, n. 4, p. 820-829, 1966.
- BJERKNES, J. **Extratropical cyclones**. *Compendium of Meteorology*, T. F. Malone, Ed., Amer. Meteor. Soc.,577–598. 1951.
- BLACKMON, M.L., WALLACE, J.M, LAU, N.C, MULLEN, S.L. An observational study of the northern hemisphere wintertime circulation. *Journal Atmospheric.Sciences*, v. 34, n. 7, p. 1040-1053, Jul.1977.
- BLUESTEIN, H.B. *Synoptic-dinamic meteorology in midlatitudes*. Oxford: University Press. V.2. 1993.
- BROWING, K. A. **Conceptual Models of Precipitation Systems**. *Meteorological Magazine*, Backnell. Eng. 114(1359): 293-319, 1985.
- BONATTI, J. P. ; DIAS, S. ; SILVADIAS, P. L. . **Uso de Modos Normais das Equações Primitivas Em Modelagem Atmosférica**. 1985 (RELATORIO TECNICO DO INPE).
- BONATTI, J. P. . **Evolução Para Amplitude Finita das Ondas Baroclínicas Na Atmosfera**. 1987 (TESE DE DOUTORADO NO INPE)

CAMPOS, A. M. V.; FEDOROVA, N. **Corrente de jato do nordeste brasileiro**. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006.

CAMPOS, A. M. V. **Corrente de jato próximo do NEB e fenômenos meteorológicos associados**. Monografia (Graduação em Meteorologia) – Instituto de Ciências Atmosféricas, Maceió – AL, março, 2006.

CAMPOS, A. M. V. **Modelos conceituais de formação da Corrente de Jato no Nordeste Brasileiro**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Ciências Atmosféricas, Maceió – AL, fevereiro, 2010.

CARLSON, T.N. *Mid-latitude weather systems*. London: Harper Collins Academic, 1991.

CARVALHO, A. M. G.; Silva Dias, P. L.; Nobre, C. A. **Upper Tropospheric vorticity and the OLR structure over tropical South America**. Third International Conference in the Southern Hemisphere. Buenos Aires, Nov, Argentina, 1988.

CARVALHO, A. M. G. **Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul. 1989**. 121 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. (INPE-4923-TDL/383).

CAVALCANTI e KOUSK, 2004; **Drought In Brazil During Summer and Fall 2001 and Associated Atmospheric Circulation Features**. Revista Climanalise ano 2. nº 1.

CIVITA, R., RICO, G., SIEWERS, K. **Tempo e Clima – Ciência & Natureza**. Ed. Abril Livros Ltda. Rio de Janeiro – RJ, p. 150, 1995.

CONOVER, J.H. **Cirrus Patterns And Related Air Motions Near The Jet Stream As Derived By Photography**. Journal of the Atmospheric Sciences, v. 17, 532–546, 1960.

CRUZ, G. S. **Manutenção zonal da corrente de jato sobre a América do Sul**. 1998. 100 p. (INPE-9656-TDI/849). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1998.

DEAN, G. A. **Three dimensional wind structure over South America and associated rainfall over Brazil**. 1971. (LAFE-164). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1971.

FEDOROVA, N; FEDOROV, D. **Formação de vórtices no campo de nebulosidade sobre a América do Sul**. Parte II. A corrente de jato, as correntes de ar e a formação do vórtice ciclônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10, 1998, Brasília, DF, CONGRESSO DA FEDERAÇÃO LATINO-AMERICANA E IBÉRICA DE SOCIEDADES DE METEOROLOGIA, 8., 1998, Brasília, DF. **Anais...** Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998. 1 CD-ROM.

FEDOROVA, N. **Meteorologia sinótica**. Pelotas: Universidade Federal de Pelotas. Editora Universitária, 1999. v.1, p. 259.

FEDOROVA, N. **Meteorologia sinótica**. Pelotas: Universidade Federal de Pelotas. Editora Universitária, 2001. v.2, p. 242.

FEDOROVA, N. ET AL. **CJNEB e múltiplos fenômenos meteorológicos adversos no Estado de Alagoas do Brasil no dia 15 de junho de 2003**. In: IX Congresso Argentino de Meteorologia, Buenos Aires, 2005.

FEDOROVA, N.. Sinótica I: **Fenômenos atmosféricos, dados sinóticos e massas de ar**. Material didático: sinopses, figuras, equações. Alagoas: Editora EDUFAL, 2008. v. 1. 155 p.

FEDOROVA, N.. Sinótica II: **Conceitos básicos de cinemática e de dinâmica da atmosfera e análise dos campos meteorológicos**. Material didático: sinopses, figuras, equações. Maceió: Editora EDUFAL, 2008. v. 1. 160 p.

FEDOROVA, N.. Sinótica III: **Frentes, correntes de jato, ciclones e anticiclones**. Material didático: sinopses, figuras, equações. Maceió: Editora EDUFAL, edição 2008. 169 p.

FEDOROVA, N.. Sinótica IV: **Sistemas e processos sinóticos atuantes na América do Sul**. Material didático: sinopses, figuras, equações. Maceió: Editora EDUFAL, edição 2008. 158 p.

FRANK, N. L. **The weather distribution with upper tropospheric cold lows in the tropics**. U. S. Weather Bureau, Southern Region. **Technical memorandum**. n. 28, Oct. 1966.

FRANK, N. L. On the energetics of cold lows. Proceedings of the Symposium on Tropical Meteorology. **American Meteorological Society**, EIV 1 – EIV 6, June 1970.

FORTUNE, M. **Introdução a interpretação de imagens de satélites**. Relatório nº INPE-1681 – RPE/113, São José dos Campos, 1980.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e leste do Brasil**. Dissertação de Mestrado em Meteorologia: INPE -2685-TDL/126, 1982.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil**. 1982. 80 p. (INPE -2685-TDL/126). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1983.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. **Vórtices ciclônicos da alta troposfera no Oceano Atlântico Sul**. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 1, n. 1, p. 19-28, Junho, 1986. INPE-3330-PRE/627.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. **Vórtices ciclônicos da alta troposfera no Oceano Atlântico Sul**. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 1, n. 92.651, p. 19-28, Junho 1986.

GANDÚ, A.W. e GEISLER, J.E. **A Primitive equation model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America**. J. Atmos. Sci., 48, 1822-1836, 1991.

GILL, A.F. **Some Simple solution for induced tropical circulation**. Quartely Journal of Royal Meteorological Society, 106 (499) 447-462, Sept. 1980.

GOMES H. B. **Estudo da Corrente de Jato próximo ao Estado de Alagoas**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Alagoas – UFAL, p. 113, 2003.

GUTMAN, G. J.; SCHWERDTFEGER, W. The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in Summer, Jg. Heft , 18(3), Mai., 1965.

HASTENRATH, S.: **Climate dynamics of the tropics**. Updated ed. from Climate and Circulation of the Tropics. Kluwer Academic Publishers, 1991. 488p.

HOLTON, J. R. **Introdução à meteorologia dinâmica**. Edição traduzida. p. 391. 1979.

HPC/NCEP.: **Corrente de Jato de Nível Superior**. Disponível em: <http://www.hpc.ncep.noaa.gov/international/jetport.shtml>. Acesso em 20 de janeiro de 2010.

JAMES, I. N. and ANDERSON, D. L. T., 1984. **The seasonal mean flow and distribution of large -scale weather systems in the southern hemisphere: the effects of moisture transports**. Quart. J. R. Met. Soc., 110, 943-966.

KALNAY et al., **The NCEP/NCAR 40-year reanalysis Project**. Bulletin of the Amer. Meteorological Society. 77, 437-470, 1996.

KOUSKY, V. E., GAN, M. A. **Upper troposphere cyclonic vortices in the tropical South Atlantic**. Tellus, 33, p.538-551, 1981.

KOUSKY, V., e CAVALCANTI, I. F. A. **Eventos Oscilação Sul - El Niño: Características, Evolução e Anomalias de Precipitação**. *Ciência e cultura*, v.36, n.11, p. 1888-1889, Nov.1984.

MEDINA, M. **Meteorologia básica sinóptica**. Madrid: Paraninfo, 1976.

MOLION, L. C. B.; CALHEIROS, A. J. P. **Eventos Críticos no Nordeste do Brasil: O evento de janeiro de 2004**. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, FORTALEZA. ANAIS DO XIII CBMET. RIO DE JANEIRO, RJ:SBMET, 2004.

MOLION, L. C. B. **Aquecimento Global, El Niño, manchas solares, Vulcões e Oscilação Decadal do Pacífico**. Climanálise, 2005. Disponível em: <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/artigos/molion0805.pdf>, acesso em: 20 de abril de 2009.

MOLION, L. C. B.. **Perspectivas climáticas para os próximos 20 anos**. Revista brasileira de climatologia, v. 3/4, p. 117-128, 2008.

NCEP/NCAR. National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research. Disponível em <http://www.cdc.noaa.gov>. Acessado em abril de 2008.

NWS, NOAA. **National Weather Service**. Disponível em: <http://oceanservice.noaa.gov/education/yos/resource/JetStream/index.htm> Acesso em: janeiro de 2010.

OLIVEIRA, A. S., 1986: **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia**. Dissertação de mestrado, São José dos Campos, INPE, 1986. (INPE-4008-TDL/239)

PALMÉN, E. **Origin and Structure of High-Level Cyclone South of the Maximum Westerlies.** *Tellus*, 1:22-31, 1949.

PALMÉN, E., NEWTON, C. W. Atmospheric circulation systems. **Their Structure and physical interpretation.** New York, London, Toronto, Sydney, San Francisco: Academic Press, p. 603, 1969.

PALMER, C. E. On High-level Cyclones Originating in the Tropics. **American Geophysical Union**, v. 32, n. 5, p. 683-695, Oct. 1951.

PEZZI, L.P., ROSA, M.B., BATISTA, N.N.M. **A corrente de jato subtropical sobre a América do Sul.** *Climanálise Edição Especial Outubro/1996.* Edição especial comemorativa de 10 anos.

RAMIREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no Nordeste do Brasil.** 1996. 132p. (INPE-6408-TDI/618). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1997.

RAMÍREZ, M. C. V., KAYANO, M. T., FERREIRA, N. J. **Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of Northeast Brazil during the 1980-1989 period.** *Atmosfera*, v. 12, p. 75-88. 1999.

RAO, V. B.; BONATTI, J. P. **On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer.** *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 37, p. 11-16, 1987.

REPINALDO, H. F. B. **Vórtice Ciclônico em Altos Níveis e Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro em anos de El Niño e La Niña;** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto de Ciências Atmosféricas, Maceió – AL, abril, 2010.

RIEHL, H., BADNER, J. HOYDE, J.E. **Forecasting in the middle latitudes.** *Meteorological Monographs.* American Meteorological Society, v.1, n..5. 80p. 1952.

RIEHL, H. **Tropopause circulations and jet stream.** *World survey climatology.* *Climate of Free Atmosphere*, v.4, p. 85-204, 1969.

RODRIGUES, L. R. L.; FEDOROVA, N. ; LEVIT, V. **Cavados Baricos Atuantes no Estado de Alagoas e Fenômenos Adversos Associados.** In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Florianópolis: SBMET, 2006a. v. CD1.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. **Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and their relationship with the South American Low-Level Jet.** *Monthly Weather Review*, v. 135, p. 1290-1309, 2007.

SECHRIST, F.S.; WHITTAKER, T.M. **Evidence of jet stream vertical circulations.** *Monthly Weather Review*, v. 107, p. 1014-1021, Aug.1979.

- SEVERO, D. L. **Estudo de casos de chuvas intensas em Santa Catarina**. 1994. 118p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos, 1994. (INPE – 5682-TDI/568).
- SILVA, D. & P. L. **Interpretação da Teoria de Desenvolvimento de Sutcliffe** - Curso de Extensão Universitária - Introdução ao uso de modelos diagnósticos para previsão do tempo - DCA/IAG/USP. **2001**.
- SILVA, A.B.P. **Estudo de dois casos extremos de precipitação sobre a costa leste nordeste do Brasil**. Maceió. Universidade Federal de Alagoas. MET-UFALMS- 004. 2002.
- SILVA, L. **A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do Nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas**. 109p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005.
- SPINOZA, E. **Distúrbios nos Ventos de Leste no Atlântico Tropical**. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos (SP), 1996. Disponível em: <<http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliesp10a/18.html>>. Acesso em 25 jan. 2008. Nowcasting And Very Short Range Forecasting. Toulouse, 2005.
- UCCELLINI, L. W., R. A. PETERSEN, K. F. BRILL, P. J. KOCIN and J. J. TUCCILLO: **Synergistic interactions between an upper-level jet stream and diabatic processes that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone**. Mon. Wea. Rev., 115, 2227-2261. 1987.
- USP. **Parte I - Estrutura Geral da Atmosfera e Oceano** Disponível em: <<http://www.master.iag.usp.br/ensino/oceano/a5.pdf>> Acesso em: janeiro de 2010.
- VALOVCIN, F.R. **Infrared Measurements of Jet-Stream Cirrus**. *Journal of Applied Meteorology*. v. 7, p. 817–826, 1968.
- VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia Versão Digital 1. In: *Perturbações Atmosféricas*. Recife. 2005. p. 444-446.
- VAZ, J. C. M, **Climatologia dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis sobre a América do Sul Tropical no Período entre 1950 e 1999**. Monografia (Graduação em Meteorologia) – Instituto de Ciências Atmosféricas, Maceió – AL, 2009.
- VIRJI, H. 1981. **A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds**. Mon. Wea. Rev. 109, 599-610.

APÊNDICES

TABELA 3: Quantidade máxima da precipitação em mm/dia, nas regiões ambientais do Estado de Alagoas, tendo posição da CJ (Zonal). (ZM) Zona da Mata; (BSF) Baixo São Francisco; (A) Agreste; (L) Litoral; (S) Sertão e (SSF) Sertão do São Francisco; em destaque o dia com maior precipitação (Azul).

ZONAL			MÁXIMA						TOTAL
DIA	MÊS	ANO	ZM	BSF	A	L	S	SSF	MÁX
12	fev	1998	0	0	0	0	0	0	0
13	fev	1998	0	0	0	2	0	0	2
14	fev	1998	1	0	0	0	0	0	1
9	jan	2001	1	0	0	1	0	0	1
10	jan	2001	2	0	3	4	0	0	4
11	jan	2001	24	0	1	21	0	0	24
27	ago	2002	12	10	7	8	0	0	12
28	ago	2002	6	1	3	3	0	1	6
7	nov	2004	3	4	0	23	0	0	23
TOTAL (MÁX)			24	10	7	23	0	1	24

TABELA 4: Distribuição máxima da precipitação nas regiões ambientais do Estado de Alagoas, tendo posição da CJ (Transversal). (ZM) Zona da Mata; (BSF) Baixo São Francisco; (A) Agreste; (L) Litoral; (S) Sertão e (SSF) Sertão do São Francisco; em destaque o dia com maior precipitação (Azul).

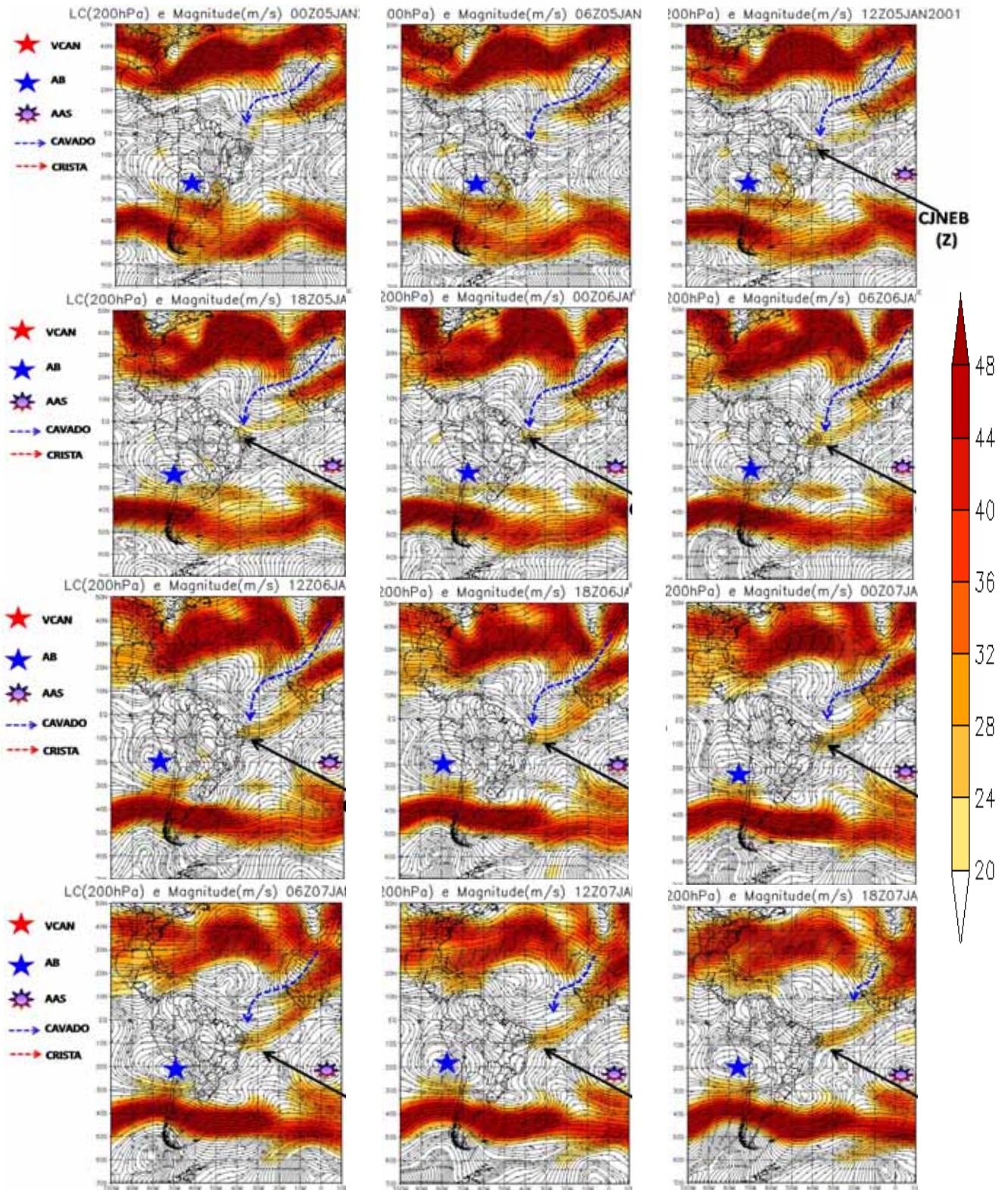
TRANVERSAL			MÁXIMA						TOTAL
DIA	MÊS	ANO	ZM	BSF	A	L	S	SSF	MÁX
31	dez	2000	0	0	0	5	0	0	5
27	out	2001	35	28	6	35	0	4	35
28	out	2001	22	12	10	49	6	2	49
29	out	2001	18	11	16	25	0	0	25
30	out	2001	6	37	21	2	0	0	37
17	nov	2001	0	0	0	1	0	0	1
18	nov	2001	0	9	0	4	0	0	9
19	nov	2001	0	0	0	0	0	0	0
11	fev	2002	5	13	16	17	15	9	17
13	fev	2002	38	0	4	12	20	7	38
7	jun	2002	39	4	11	35	20	1	39
29	nov	2002	8	1	4	8	0	0	8
30	nov	2002	3	0	0	2	0	0	3
25	dez	2002	14	0	25	0	48	2	48
5	jan	2003	0	0	0	0	0	0	0
6	jan	2003	0	0	0	0	0	0	0
7	jan	2003	0	0	0	0	0	0	0
8	jan	2003	0	0	0	0	0	0	0
7	dez	2003	0	18	0	0	0	0	18
8	dez	2003	0	0	0	0	0	0	0
9	dez	2003	0	0	0	0	0	0	0
28	jan	2005	0	0	0	0	26	0	26
29	jan	2005	0	0	0	0	0	0	0
30	jan	2005	0	0	0	0	0	0	0
23	jan	2006	0	2	2	1	0	0	2
24	jan	2006	0	0	0	0	0	0	0
9	fev	2006	0	0	0	0	0	0	0
10	fev	2006	0	0	0	0	0	0	0
19	jan	2007	0	0	0	1	0	0	1
20	jan	2007	0	0	0	0	4	0	4
15	out	2007	0	2	2	3	0	0	3
26	nov	2007	0	0	0	0	0	0	0
TOTAL (MÁX)			39	37	25	49	48	9	49

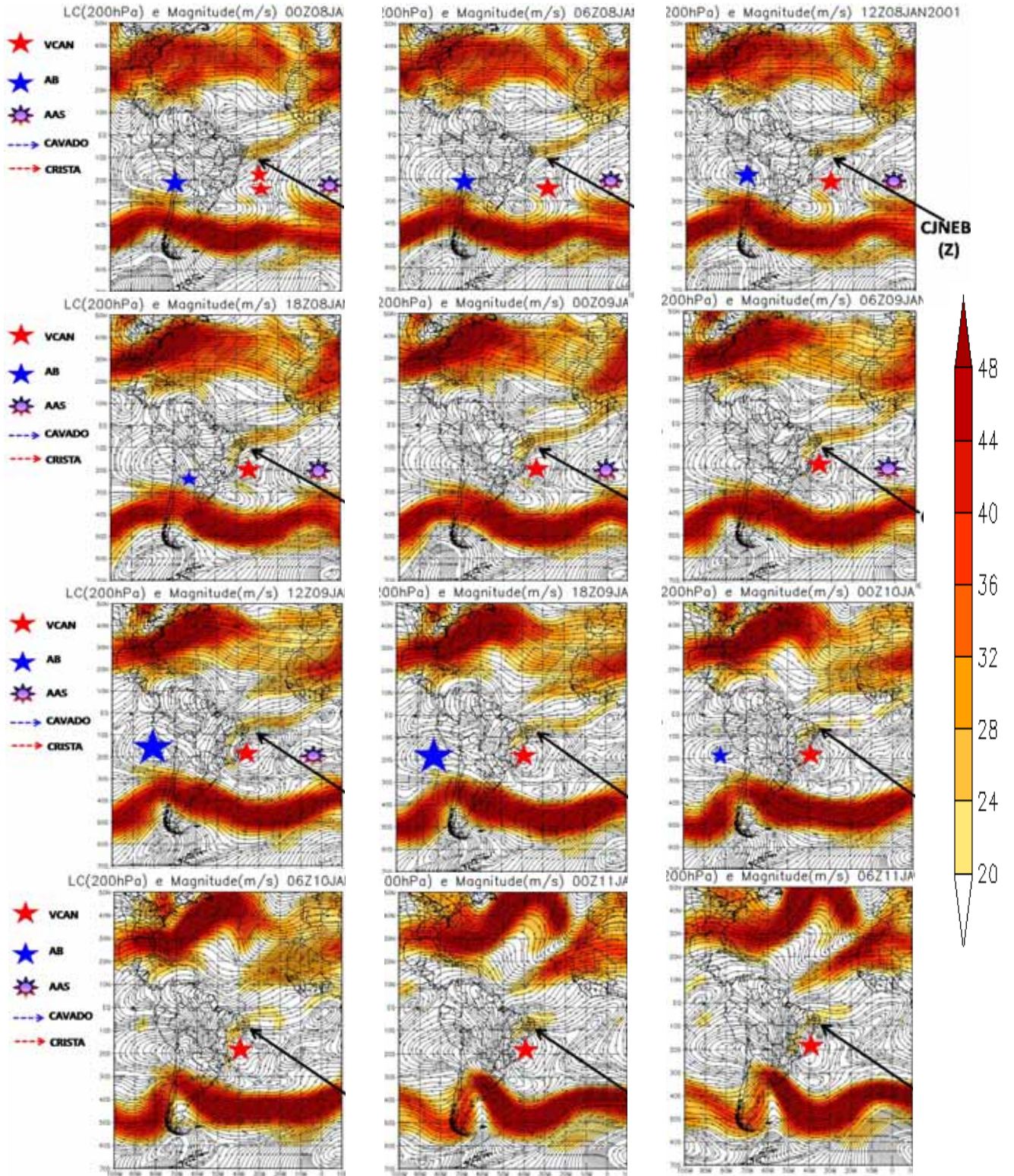
TABELA 5: Distribuição máxima da precipitação nas regiões ambientais do Estado de Alagoas, tendo posição da CJ (Meridional). (ZM) Zona da Mata; (BSF) Baixo São Francisco; (A) Agreste; (L) Litoral; (S) Sertão e (SSF) Sertão do São Francisco; em destaque o dia com maior precipitação (Azul).

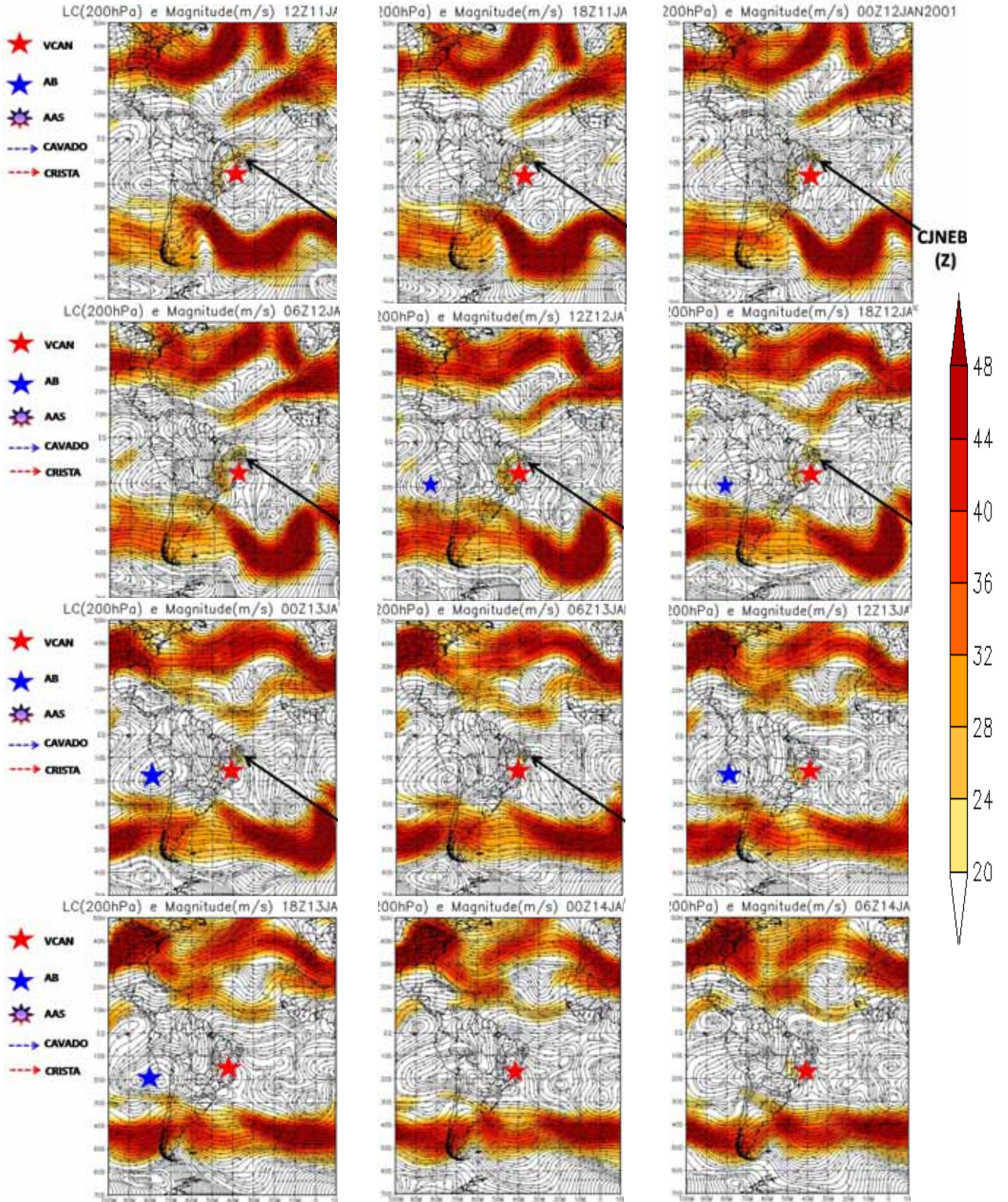
MERIDIONAL			MÁXIMA						TOTAL	MERIDIONAL			MÁXIMA						TOTAL
DIA	MÊS	ANO	ZM	MÁX	A	L	S	SSF	MÁX	DIA	MÊS	ANO	ZM	BSF	A	L	S	SSF	MÁX
2	Jan	1999	0	0	0	0	0	0	0	15	jan	2003	0	0	0	0	0	0	0
3	Jan	1999	8	0	0	0	0	0	8	16	jan	2003	0	0	0	0	0	0	0
4	Jan	1999	5	0	0	1	0	0	5	17	jan	2003	0	0	0	0	0	0	11
5	Jan	1999	3	0	0	0	0	0	3	30	jan	2003	10	0	6	17	25	11	25
10	Dez	2000	2	0	0	0	0	0	2	31	jan	2003	35	2	7	15	4	0	35
11	Dez	2000	50	24	0	0	7	44	50	14	mar	2003	18	4	16	43	0	0	43
12	Dez	2000	14	11	8	3	5	16	16	10	dez	2003	12	0	0	7	0	0	12
1	Jan	2001	0	0	0	0	0	0	0	11	dez	2003	18	0	1	13	0	0	18
2	Jan	2001	0	0	0	0	0	0	0	9	fev	2004	0	4	0	1	0	0	4
5	Dez	2001	0	0	0	3	0	0	3	21	fev	2004	5	0	0	2	66	30	66
6	Dez	2001	6	7	0	6	0	0	7	22	dez	2004	0	0	0	0	4	0	4
7	dez	2001	2	21	0	18	0	3	21	23	dez	2004	0	0	0	0	0	0	0
8	dez	2001	26	5	0	57	2	0	57	21	jan	2005	0	0	0	0	6	22	22
9	dez	2001	9	13	10	4	3	0	13	1	mar	2005	0	0	0	0	0	0	0
10	dez	2001	48	21	7	23	0	0	48	2	mar	2005	0	0	0	0	0	0	0
11	dez	2001	35	13	35	91	0	8	91	3	mar	2005	0	0	0	0	0	0	0
12	dez	2001	7	24	24	61	4	19	61	25	nov	2005	2	0	2	1	33	6	33
24	dez	2001	9	37	37	0	0	0	37	7	dez	2005	39	3	74	18	9	28	74
8	jan	2002	37	18	37	35	17	2	37	8	dez	2005	0	0	0	2	5	43	43
18	jan	2002	26	3	26	21	28	5	28	9	dez	2005	0	0	0	0	2	0	2
19	jan	2002	24	15	24	11	14	5	24	10	dez	2005	0	0	0	2	0	0	2

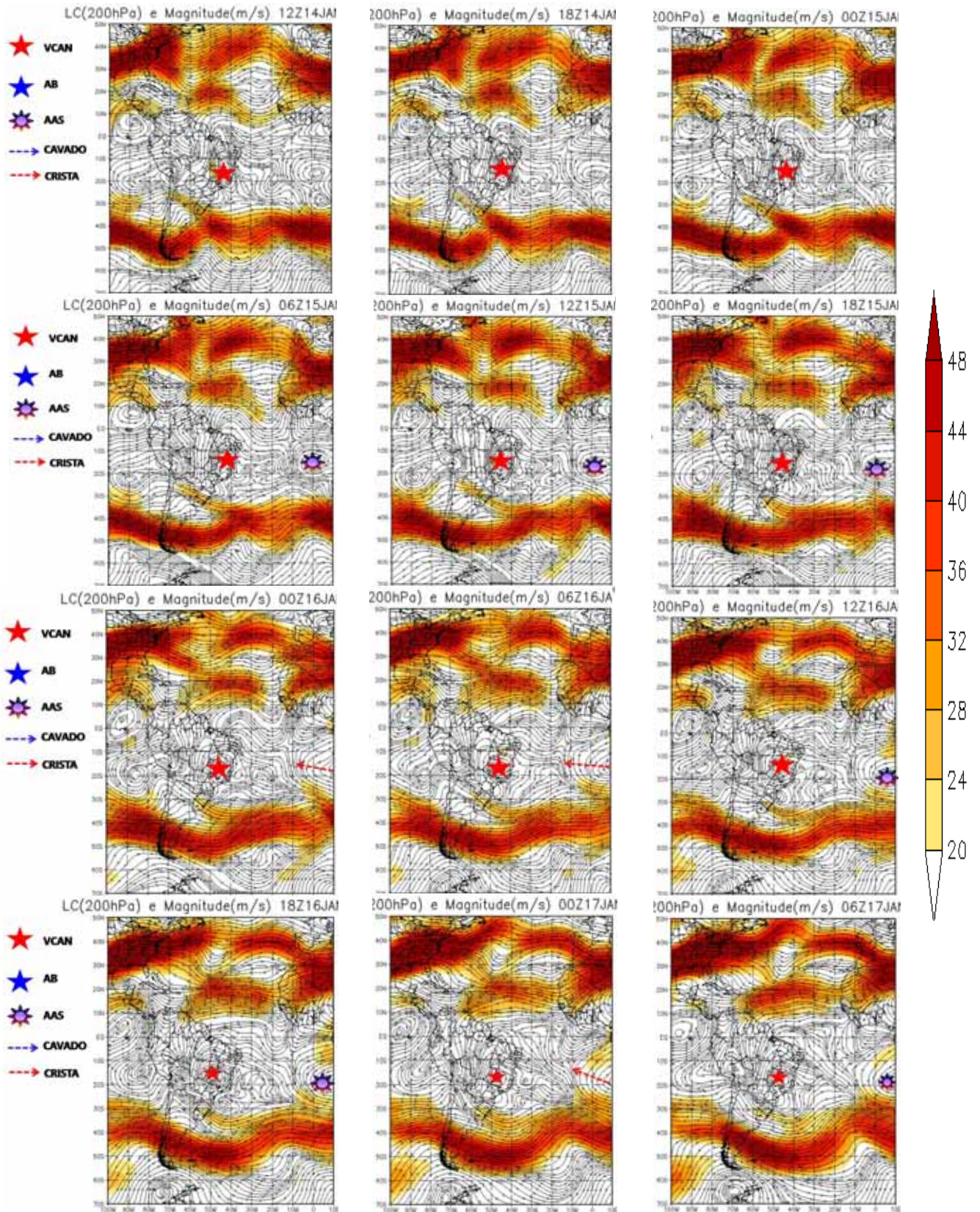
MERIDIONAL			MÁXIMA						TOTAL	MERIDIONAL			MÁXIMA						TOTAL
DIA	MÊS	ANO	ZM	MÁX	A	L	S	SSF	MÁX	DIA	MÊS	ANO	ZM	BSF	A	L	S	SSF	MÁX
20	jan	2002	21	6	21	13	15	0	21	11	dez	2005	0	0	0	9	0	0	9
9	fev	2002	15	0	15	5	0	0	15	12	dez	2005	0	3	0	25	0	0	25
10	fev	2002	18	0	18	13	23	0	23	7	fev	2006	0	0	0	0	0	0	0
1	dez	2002	0	6	0	4	0	0	6	8	fev	2006	0	0	0	0	2	1	2
2	dez	2002	0	0	3	0	0	0	3	30	nov	2006	0	0	0	0	0	0	0
3	dez	2002	0	0	0	0	0	0	0	1	dez	2006	0	0	0	0	0	0	0
9	dez	2002	0	0	13	4	4	33	33	2	dez	2006	0	0	0	0	0	0	0
10	dez	2002	5	0	0	0	12	8	12	4	dez	2006	5	4	4	8	2	0	8
11	dez	2002	0	0	0	1	0	0	1	28	jan	2007	0	0	0	0	0	0	0
12	dez	2002	2	2	0	0	0	0	2	30	jan	2007	0	0	0	0	0	0	0
2	jan	2003	0	0	0	0	0	0	0	31	jan	2007	0	0	0	0	0	0	0
3	jan	2003	0	0	0	0	0	0	0	1	fev	2007	0	0	0	0	0	0	0
12	jan	2003	0	0	0	0	0	0	0	2	fev	2007	0	0	0	0	0	0	0
13	jan	2003	0	0	0	0	0	0	0	4	fev	2007	0	0	0	0	11	0	11
14	jan	2003	0	0	0	0	0	0	0	5	fev	2007	0	0	0	0	0	0	0
		TOTAL (MÁX)	50	37	37	91	28	44	91			TOTAL (MÁX)	39	4	74	43	66	43	74

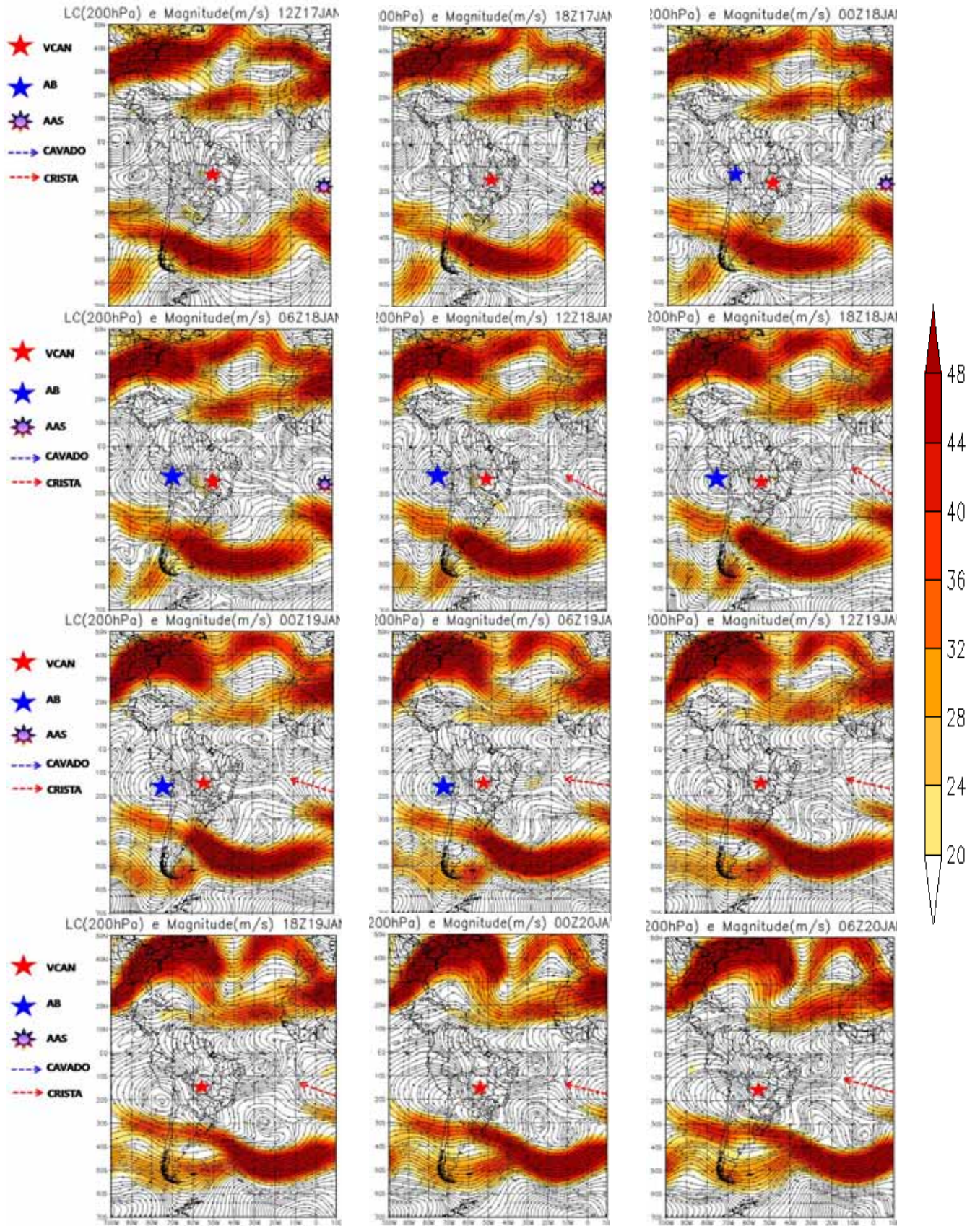
FIGURA 46 – Linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento ($m \cdot s^{-1}$) dos dias 05 a 21 de janeiro de 2001, em quatro horários UTC (Tipo ZONAL).











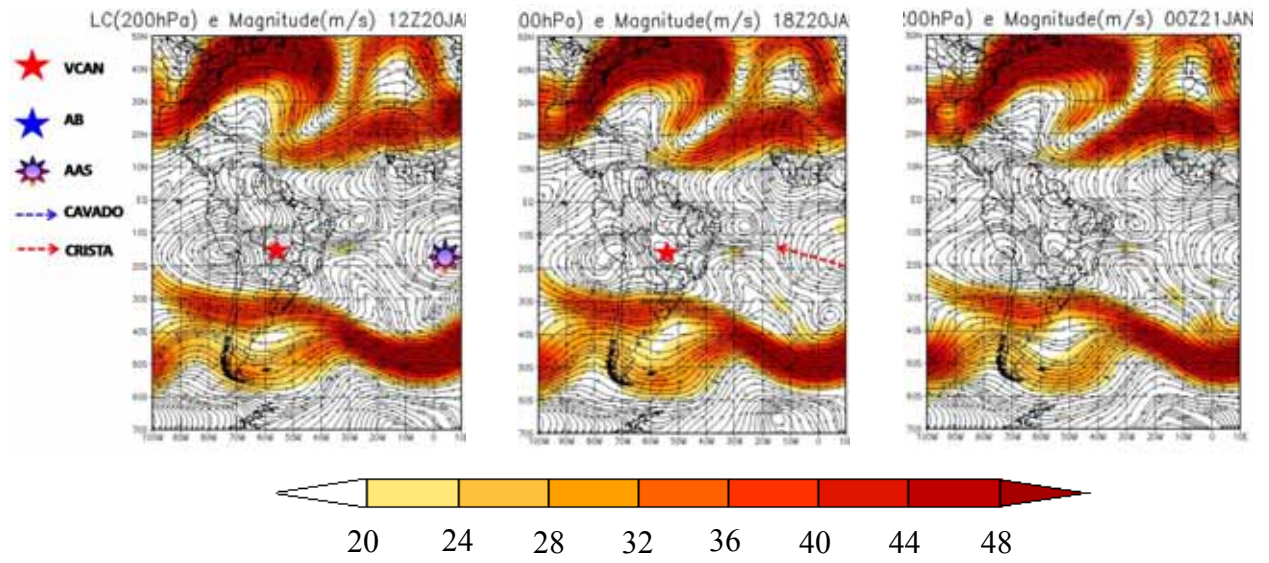
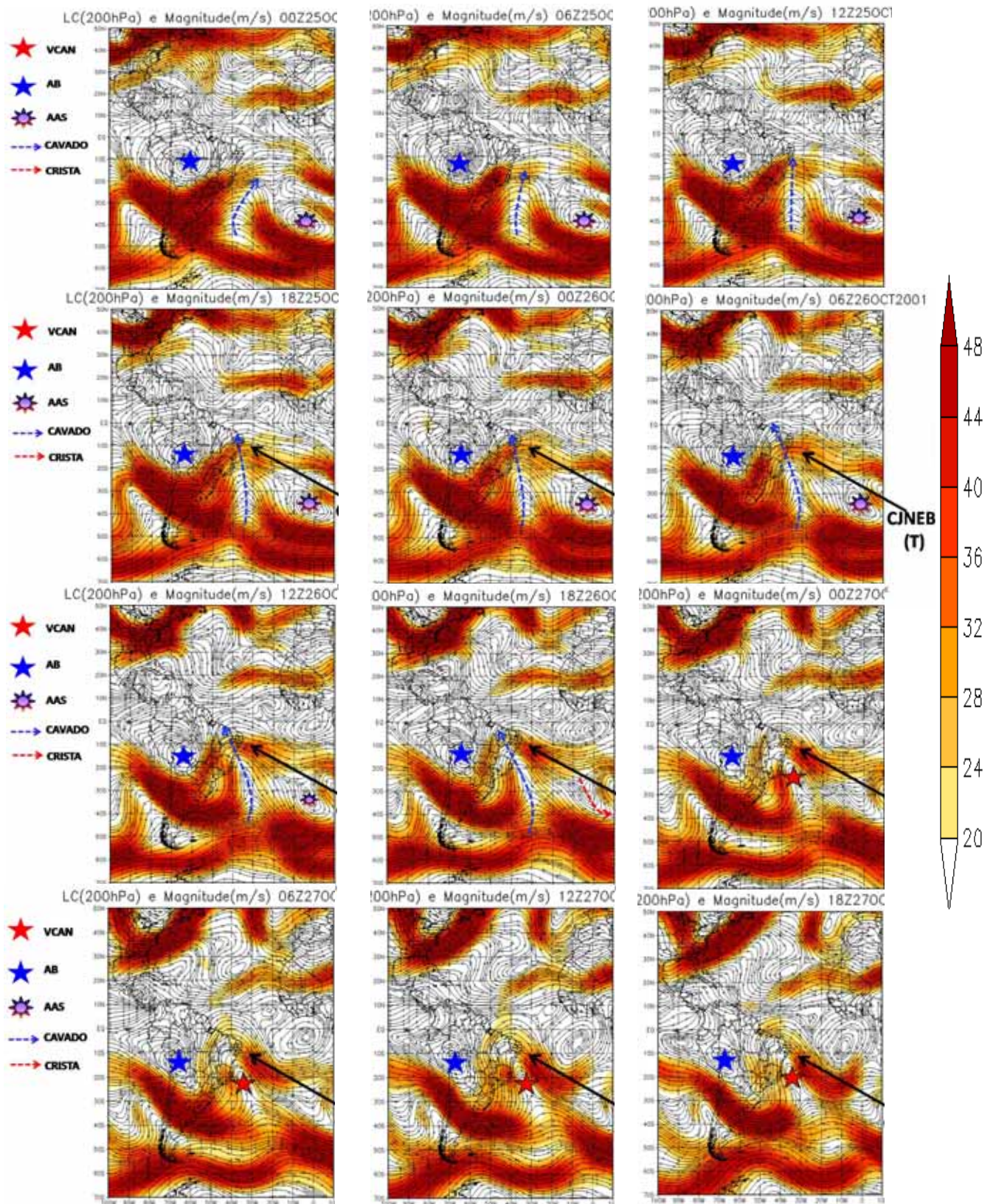
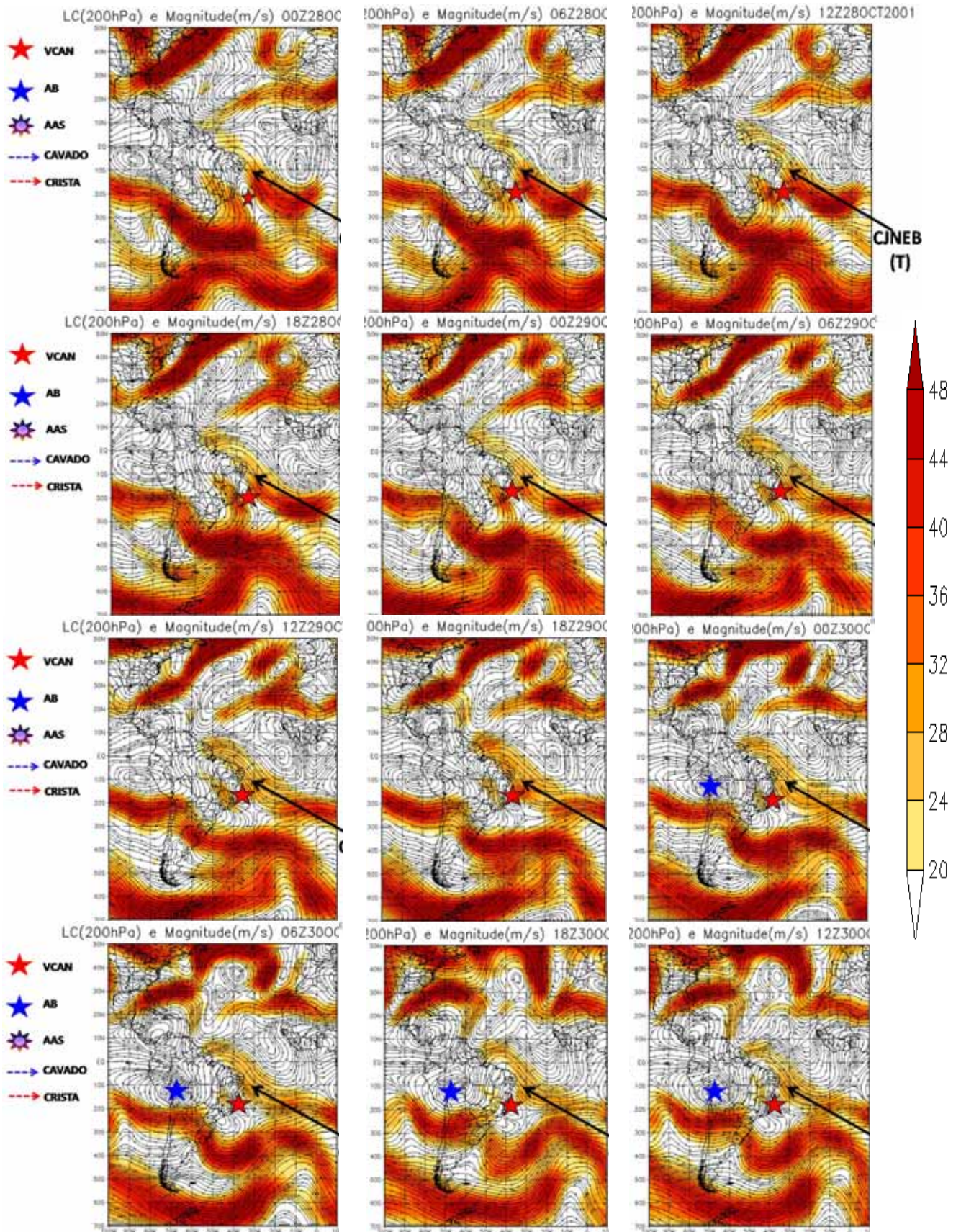


FIGURA 47 – Linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) dos dias 25 a 31 de outubro de 2001, em quatro horários UTC (Tipo TRANSVERSAL).





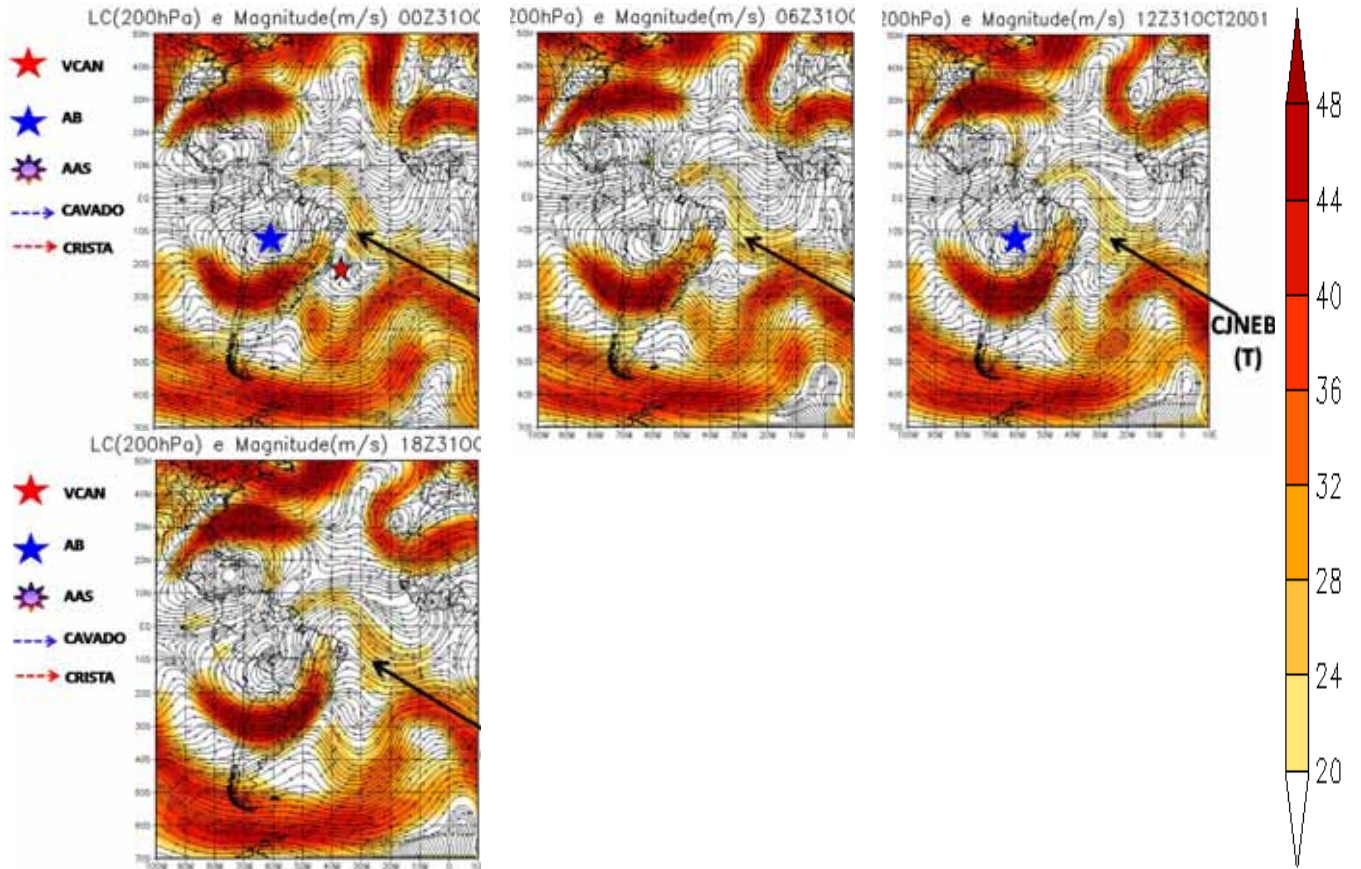


FIGURA 48 – Linhas de corrente em 200 hPa e magnitude do vento ($m.s^{-1}$) dos dias 24 de novembro à 16 de dezembro de 2001, em quatro horários UTC (Tipo MERIDIONAL).

