



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

MET-UFAL-MS/019

**ESTUDO DA CORRENTE DE JATO PRÓXIMO
AO ESTADO DE ALAGOAS**

HELIOFÁBIO BARROS GOMES

Dissertação apresentada ao Departamento de Meteorologia/CCEN/UFAL, para obtenção do título de **Mestre em Meteorologia** – Área de concentração em **Processos de Superfície Terrestre**.

Maceió-AL
2003

ESTUDO DA CORRENTE DE JATO PRÓXIMO AO ESTADO DE ALAGOAS

HELIOFÁBIO BARROS GOMES



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**



Nº de Ordem: MET – UFAL – MS/019

**ESTUDO DA CORRENTE DE JATO PRÓXIMO
AO ESTADO DE ALAGOAS**

HELIOFÁBIO BARROS GOMES

**MACEIÓ - AL
AGOSTO – 2003**



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



Nº de Ordem: MET - UFAL MS/019

ESTUDO DA CORRENTE DE JATO PRÓXIMO AO ESTADO DE ALAGOAS

HELIOFÁBIO BARROS GOMES

Dissertação apresentada ao Departamento de Meteorologia /CCEN/UFAL, para a obtenção do título de **Mestre em Meteorologia** Área de concentração em **Processos de Superfície Terrestre**.

MACEIÓ - AL
AGOSTO - 2003

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

G633c Gomes, Heliofábio Barros.
Estudo da corrente de jato próximo ao estado de Alagoas / Heliofábio Barros Gomes. – Maceió, 2003.
xxi, 113f : il.

Orientador: Natalia Fedorova.
Dissertação (mestrado em Meteorologia : Processos de Superfície Terrestre) - Universidade Federal de Alagoas. Centro de Ciências Exatas e Naturais. Departamento de Meteorologia. Maceió, 2003.

Bibliografia: f. 96-105.
Anexos: f. 106-113

1. Meteorologia sinótica. 2. Ventos - Alagoas. 3. Vórtice ciclônico de altos níveis. I. Título

CDU 551.555(813.5)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



ESTUDO DA CORRENTE DE JATO PRÓXIMO
AO ESTADO DE ALAGOAS

POR

HELIOFÁBIO BARROS GOMES

ORIENTADORA: NATALIA FEDOROVA

MACEIÓ - AL
AGOSTO – 2003



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

ESTUDO DA CORRENTE DE JATO PRÓXIMO AO ESTADO DE ALAGOAS

HELIOFÁBIO BARROS GOMES

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 - Área de concentração em Processos de Superfície Terrestre.
Nº de ordem: MET - UFAL - MS - 019.

Aprovado pela banca examinadora composta por:

Prof.(a) Dr.(a) Natália Fedorova
(Orientadora)

Prof.(a) Dr.(a) Maria Regina da Silva Aragão

Prof. Dr. Manoel Toledo da Rocha Filho

MACEIÓ - AL
AGOSTO - 2003

DEDICATÓRIA

A Roberta Alves Ferreira,

Ofereço e Dedico.

Especialmente a minha esposa **Roberta Alves Ferreira** pela firmeza e seriedade com que sempre me incentivou durante toda minha vida acadêmica e pessoal desde o primeiro dia em que ficamos juntos, onde ela foi à base de todos meus objetivos para que fosse possível chegar até aqui hoje.

Aos meus pais, Hélio Soares Gomes e Solange Barros Gomes (**in memória**), aos meus irmãos Helber Barros Gomes, Heliton Barros Gomes, Helder Barros Gomes, Suelen Barros Gomes e a Cicera Lopes e seus filhos, pela o incentivo durante o desenrolar de minha vida.

Aos meus sogros Robson Maciel Ferreira e Ana Lúcia Alves Ferreira, e as minhas cunhadas pelo apoio que me deram. Sou muito grato por tudo que vocês fizeram por mim.

Essa é minha família que tanto prezo, e que tenho muito carinho e respeito, pois sempre estiveram do meu lado nas horas fáceis e difíceis da minha vida.

Dedico.

AGRADECIMENTOS

A **Deus** acima de tudo e de todos, por me conceder saúde, dando condições para realização desta dissertação.

Ao meu **Pai e Professor HÉLIO SOARES GOMES** pelo seu apoio e pela sua presença durante toda minha vida acadêmica e pessoal.

A Professora e minha Orientadora **Dr (a) Natalia Fedorova** pelo empenho, dedicação, competência, na hora em que mais precisei de ajuda, ela estendeu-me o braço, e acima de tudo pela paciência no encaminhamento desta dissertação, no qual foi sem dúvida imprescindível para a sua realização, além do mais, pela confiança em mim depositada.

Ao Professor **Dr. Manoel da Rocha Toledo Filho**, que nos momentos difíceis que passei a procura de um computador para escrever minha dissertação, concedeu-me o seu computador e participando de uma forma ou de outra do desenrolar da minha dissertação.

Aos relatores Prof. **Dr. Manoel Toledo da Rocha Filho** e a Prof.(a) **Dr.(a) Maria Regina da Silva Aragão** pela contribuição e paciência na leitura deste ensaio.

Aos meus verdadeiros amigos, tanto da Graduação como da Pós-Graduação, por todas as dificuldades que passamos juntos, pela força e demonstração de amizade, em especial a Helber (**irmão**), Cristiano, Alan, Alessandro, Daniel, Ranieri, George Kleber (**Bambam**) pelo apoio e estímulo.

A minha turma do **Curso de Pós-Graduação em Meteorologia**, Rosiberto, Gino, Sandro, Adriana, Gidelson, Márcia, Virginia, Iedo, pela ajuda de uma forma ou de outra durante esse período que passamos juntos.

Agradeço a **CAPES** (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoas de Nível Superior) pela bolsa concedida durante todo o período de estudo da minha Pós-Graduação

Agradeço também, a nova secretária da Pós-graduação (**Dona Ana**) pela compreensão e amizade no pouco tempo em que a conheci.

PENSAMENTOS

"Não é a força, mas a perseverança que realiza grandes coisas" (**S. Johnson**).

"Quanto mais alguém se aproxima da perfeição, menos a exige dos outros" (**Petit-Senn**).

"Uma das diferenças entre paixão e amor é o fator tempo. O tempo na paixão é limitado e no amor é infinito." (**Autor Desconhecido**).

"O homem que preserva seus amigos jamais é dominado pelas tempestades da existência; tem forças para ultrapassar as dificuldades e seguir adiante" (**Paulo Coelho**).

Os bons pensamentos produzem bons frutos, os maus pensamentos produzem maus frutos... e o homem é seu próprio jardineiro." (**James Allen**).

"Alcançou o sucesso àquele que viveu bem, riu com frequência e amou muito." (**Bessie Anderson Stanley**).

"O descobrimento é o primeiro passo na evolução de um homem ou de uma nação" (**Oscar Wilde**).

"Os miseráveis não têm outro remédio a não ser a esperança." (**William Shakespeare**).

...idades que a gente só pode dizer depois de ter conquistado o direito de dizê-

"Há certos momentos em que um pouquinho de verdade já basta para a gente formar uma opinião" (**Jean Rostand**).

"Hoje auxiliamos, amanhã seremos os necessitados de auxílio." (**Chico Xavier**).

"Uma família feliz nada mais é que o paraíso antecipado." (**Sir John Bowring**).

"A ciência sem a religião não anda, a religião sem a ciência é insatisfatória" (**Albert Einstein**).

2.4.1 – Corrente de Jato e Zonas frontais	19
2.4.2 – Corrente de Jato, Ciclones e Anticiclones	21
2.5 – Identificação da Corrente de Jato através de imagens satélites	24
2.6 – Fenômenos associados	25
2.7 – Situações sinóticas típicas sobre o NEB	26
2.7.1 – Anticiclone Subtropical	26
2.7.2 – Vórtice ciclone dos altos níveis (VCAN)	27
2.7.3 – Zonas Frontais	31
2.7.4 – Zona de convergência Intertropical (ZCIT)	32
3 – MATERIAL E MÉTODOS	35
3.1 – Localização da área de estudo	35
3.2 – Análise da Corrente de Jato próximo do NEB durante o ano de 2002	36
3.3 – Escolha do período de análise da Corrente de Jato próximo do NEB	37
3.4 – Análise da Corrente de Jato e sistemas sinóticos associados	37
3.5 – Análise da estrutura da Corrente de Jato	38
3.6 – Tempo associado a corrente de jato próximo do NEB	40
4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES	41
4.1 – Comportamento temporal da Corrente de Jato Subtropical	41
4.2 – Corrente de Jato nos dias 19 e 20/11/2002	42
4.2.1 – Análise da situação sinótica dos dias 19 e 20/11/2002, usando as imagens de satélites	42
4.2.2 – Corrente de Jato e sistemas sinóticos associados	45
4.2.3 – Análise da estrutura espacial da Corrente de Jato	48
4.2.4 – Análise dos movimentos verticais associados a Corrente de Jato	54
4.2.5 – Análise do tempo no Aeroporto Zumbi dos Palmares para o caso da Corrente de Jato sobre o NEB	56
4.3 – Corrente de Jato e VCAN do dia 29 de Novembro até 01 de Dezembro de 2002	58
4.3.1 – Análise da situação sinótica do dia 29 de novembro até 01 de dezembro de 2002, usando as imagens de satélites	58
4.3.2 – Sistemas sinóticos acompanhados da Corrente de Jato e VCAN do dia 29 de novembro até 01 de dezembro de 2002	61
4.3.3 – Análise da estrutura espacial da Corrente de Jato e VCAN	64
4.3.4 – Análise dos movimentos verticais associados a Corrente de Jato	

e VCAN	70
4.3.5 – Análise do tempo no Aeroporto Zumbi dos Palmares para o caso da Corrente de Jato e VCAN próximo ao NEB do dia 29/11 até 01/12/2002	72
4.4 – Corrente de Jato e VCAN do dia 25 a 31 de Janeiro de 2002	74
4.4.1 – Análise da situação sinótica do dia 25 a 31 de janeiro de 2002, usando as imagens de satélites	74
4.4.2 – Sistemas sinóticos acompanhados da Corrente de Jato e VCAN do dia 25 a 31 de janeiro de 2002	77
Análise da estrutura espacial da Corrente de Jato e VCAN do dia 25 a 31 de janeiro de 2002	81
4.4.4 – Análise dos movimentos verticais associados a Corrente de Jato e VCAN nos dias de 25 até 31 de janeiro de 2002	87
4.4.5 – Análise do tempo no Aeroporto Zumbi dos Palmares no caso da Corrente de Jato e VCAN próximo ao NEB do dia 25 a 31 de janeiro de 2002	89
4.5 – Modelo conceitual dos casos analisados	90
CONCLUSÕES E SUGESTÕES	94
o – REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96
ANEXOS	106

LISTA DE ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
AS	América do Sul
CJ	Corrente de Jato
CJNEB	Corrente de Jato do Nordeste Brasileiro
CJHN	Corrente de Jato do Hemisfério Norte
CJHS	Corrente de Jato do Hemisfério Sul
COLA	Center for Ocean Land Atmosphere Interactions
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DPV	Departamento de Proteção ao Vôo
DHM - AL	Diretória de Hidrometeorologia de Alagoas
EUMETSAT	European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
E	Leste
SE	Sudoeste
GOES	Satélite Meteorológico Geoestacionários
GrADS	Grid Analysis and Display System
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IR	Infravermelho
METEOSAT	Satélite Meteorológico Geostacionário da Agência Espacial Européia
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for environmental Prediction
NEB	Nordeste Brasileiro
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (Administração Nacional Oceânica e Atmosférica)
TL	Tempo Local
UTC	Unidade de Tempo de Referência
VCANs	Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis
WV	Vapor d' Água
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE FIGURAS

	Página
FIGURA 01 – Secção 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: PALMEN and NEWTON (1969).	05
FIGURA 02 – Representação esquemática de uma corrente de jato para o caso do Hemisfério Sul. Os símbolos \otimes e \bullet indicam um vento geostrófico que entra (sai) no (do) plano da figura. Fonte: GUEDES e SILVA DIAS (1984).	06
FIGURA 03 – Configuração do escoamento na troposfera média e superior, em função o cisalhamento e da curvatura. Fonte: KOUSKY et al., (1981).	07
FIGURA 04 – Esquema que ilustra as configurações de convergência e divergência em relação a posição de crista e de cavado em nível troposférico superior. Fonte: KOUSKY et al., (1981).	08
FIGURA 05 – Esquema da seção vertical com isotermas ($^{\circ}\text{C}$) próximo da corrente de jato (núcleo em J), mostrando um solenóide termodinâmico (em hachuriado). Fonte: DJURIC (1994).	11
FIGURA 06 – Modelo da Frente (linhas grossas), delineação da tropopausa (linhas com marcas de T) e as isotermas modificadas (linhas finas, $^{\circ}\text{C}$) da Figura 05. Fonte: DJURIC (1994).	13
FIGURA 07 – Seção vertical com temperatura potencial (K) computada da temperatura e da pressão da Figura 05. Fonte: DJURIC (1994). Modelo da frente e da tropopausa (linhas com t) com isolinhas de temperatura potencial modificada (K) da Figura 07. Fonte: DJURIC (1994).	14
FIGURA 09 – Seções meridionais do vento zonal geostrófico médio (m/s) e posição do eixo da corrente de jato em janeiro (a) e em julho (b). Fonte: NEWTON (1972).	17
FIGURA 10 – Posição das correntes de jato para o HS, em médias e altas latitudes, no inverno. As indicações 1-2-3 correspondem a posição da corrente com 4-6-3 ondas respectivamente; a indicação 4 corresponde a posição do jato antártico Fonte: ZVEREV (1968).	18

- FIGURA 11 – Seção vertical que mostra regiões com nuvens e regiões com agitação do avião na região da corrente de jato.
Fonte: MANUAL (1986). 19
- FIGURA 12 – Esquemas dos movimentos verticais na zona frontal e na corrente de jato. 1 – tropopausa e fronteiras da zona frontal; 2 – isotacas do vento na corrente de jato; 3 – isóbaras; 4 – direção da circulação transversal; 5 – fronteira entre o ar da troposfera e da estratosfera.
Fonte: FEDOROVA (1999). 20
- FIGURA 13 – O modelo da corrente de jato polar e da frente polar em uma seção vertical com as isotacas (finas, m/s) e isotermas (tracejadas, °C).
Fonte: DJURIC (1994). 20
- FIGURA 14 – Vetor vento e isotacas para junho de 1984 (a) e para março de 1984 (b) em 200hPa. Fonte: GAN (1982). 23
- FIGURA 15 – Esquema de um corte através do perfil vertical do vórtice ciclônico.
Fonte: KOUSKY and GAN (1981). 30
- FIGURA 16 – Formação esquemática de um VCAN. Fonte: BJERKNES (1951). 30
- FIGURA 17 – Seqüência esquemática da formação do vórtice ciclônico em 200hPa, sobre o oceano Atlântico Sul.
Fonte: KOUSKY e GAN (1981). 31
- FIGURA 18 – Posicionamento do vento numa superfície idealizada e a posição da ZCIT em janeiro (a) e em agosto (b). Fonte: LOCKWOOD (1974). 33
- FIGURA 19 – Mapa da Região do Nordeste do Brasil, seus respectivos estados e a localização da área estudada em destaque (*Estado de Alagoas*).
Fonte: DHM-AL. 35
- FIGURA 20 – Localização da área de estudo ampliada (*Estado de Alagoas*).
Fonte: DHM-AL. 36
- FIGURA 21 – Região de análise de ocorrência da corrente de jato durante o ano de 2002. 36
- FIGURA 22 – Esquema da seção vertical sobre Maceió (linha vermelha) e sobre o eixo da corrente de jato (linha preta). 39
- FIGURA 23 – Esquema da seção vertical sobre o VCAN (linha vermelha), sobre o eixo da corrente de jato (linha preta) e a localização de Maceió (circulo azul). 39

- FIGURA 24 – Esquema da seção vertical sobre o VCAN (linha vermelha), sobre o eixo da corrente de jato (linha preta) e a localização de Maceió (círculo azul). 40
- FIGURA 25 – Imagens do satélite GOES no canal infravermelho para os dias 19 (a) e 20 (b) de novembro de 2002, às 12:45 UTC, mostrando a nebulosidade da CJNEB (marcado com um círculo amarelo).
Fonte: CPTEC/INPE. 43
- FIGURA 26 – Imagens do satélite METEOSAT-7 nos canais IR (a) e WV (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 12:00 UTC, mostrando a nebulosidade da CJNEB (marcado com um círculo amarelo).
Fonte: EUMETSAT. 44
- FIGURA 27 – Campos de linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) no nível de 200 hPa para os dias 19 (a) e 20 (b) de novembro de 2002, às 1200UTC. Fonte: NCEP/NCAR. 46
- FIGURA 28 – Campos de linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) na superfície para os dias 19 (a) e 20 (b) de novembro de 2002, às 1200UTC. Fonte: NCEP/NCAR. 47
- FIGURA 29 – Campos de: (a) pressão na superfície (hPa) e (b) altura geopotencial (m. gp) em 200hPa para 19 de novembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 48
- FIGURA 30 – Seção vertical da velocidade do vento (m/s) ao longo de 10°S (a) e de 12°S (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 49
- FIGURA 31 – Seção vertical da velocidade do vento (m/s) ao longo de 35°W (a) e 18°W (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 50
- FIGURA 32 – Seção vertical da temperatura do ar (°C) ao longo de 10°S (a) e 12°S (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 51
- FIGURA 33 – Seção vertical da temperatura do ar (°C) ao longo de 35°W (a) e 18°W (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 52

- FIGURA 34 – Seção vertical da temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 10°S (a) e 12°S (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 53
- FIGURA 35 – Seção vertical da temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 35°W (a) e 18°W (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 54
- FIGURA 36 – Seção vertical do campo da velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo de 10°S (a) e 12°S (b) para o dia 20 de novembro de 2002 às 12UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 55
- FIGURA 37 – Seção vertical do campo da velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo de 35°W (a) e 18°W (b) para o dia 20 de novembro de 2002 às 12UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 56
- FIGURA 38 – Variação diária da temperatura do ar $T(^{\circ}\text{C})$ e umidade relativa do ar $\text{UR}(\%)$, para os dias 19 e 20 de Novembro de 2002. 57
- FIGURA 39 – Variação diária da direção ($^{\circ}$) e velocidade do vento (m/s), para os dias 19 e 20 de Novembro de 2002. 58
- FIGURA 40 – Imagens do satélite GOES no canal infravermelho para os dias 29/11 (a) e 01/12 (b) de 2002, às 14:15 UTC, mostrando a nebulosidade da CJ e VCAN (marcado com um círculo amarelo).
Fonte: CPTEC/INPE. 59
- FIGURA 41 – Imagens do satélite METEOSAT-7 nos canais IR (a) e WV (b) para o dia 01 de dezembro de 2002, às 1200 UTC, mostrando a nebulosidade da CJ e VCAN (marcado com um círculo amarelo).
Fonte: EUMETSAT. 60
- FIGURA 42 – Campos de linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) no nível de 200hPa para os dias 29/11 (a) e 01/12 (b) de 2002 às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 62
- FIGURA 43 – Campos de linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) na superfície para os dias 29/11 (a) e 01/12 (b) de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 63

- FIGURA 44 – Campos de altura geopotencial (m.gp) em 200hPa: (a) dia 29 de novembro e (b) dia 01 de dezembro de 2002 às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 63
- FIGURA 45 – Campos de pressão na superfície (hPa) para os dias 29/11 (a) e 01/12 (b) de 2002, às 1200UTC. Fonte: NCEP/NCAR. 64
- FIGURA 46 – Seção vertical da velocidade do vento (m/s) ao longo de 12°S (a) para o dia 01 dezembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 65
- FIGURA 47 – Seção vertical da velocidade do vento (m/s) ao longo de 40°W (a) e 32°W (b) para o dia 01 dezembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 66
- FIGURA 48 – Seção vertical da temperatura do ar (°C) ao longo de 12°S (a) para o dia 01 dezembro de 2002, às 1200UTC. Fonte: NCEP/NCAR. 67
- FIGURA 49 – Seção vertical da temperatura do ar (°C) ao longo de 40°W (a) e 32°W (b) para o dia 01 de dezembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 68
- FIGURA 50 – Seção vertical da temperatura potencial (°C) ao longo de 12°S (a) para o dia 01 dezembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 69
- FIGURA 51 – Seção vertical da temperatura potencial (°C) ao longo de 40°W (a) e 32°W (b) para o dia 01 de dezembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR.. 70
- FIGURA 52 – Seção vertical do campo da velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo de 12°S para o dia 01 de dezembro de 2002 às 12UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 71
- FIGURA 53 – Seção vertical do campo da velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo de 40°W (a) e 32°W (b) para o dia 01 de dezembro 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 72
- FIGURA 54 – Variação diária da temperatura do ar $T(^{\circ}\text{C})$ e umidade relativa do ar UR (%), para os dias 29-30/11 e 01/12/2002. 73
- FIGURA 55 – Variação diária da direção ($^{\circ}$) e velocidade do vento (m/s), para os dias 29 e 30 de novembro e 01 de dezembro de 2002. 74

- FIGURA 56 – Imagens do satélite GOES no canal infravermelho para os dias 25 (a) e 29 (b) de janeiro de 2002 às 1800UTC, mostrando a nebulosidade do VCAN e CJ (marcado com um círculo amarelo).
Fonte: CPTEC/INPE. 75
- FIGURA 57 – Imagens do satélite METEOSAT-7 nos canais IR (a) e WV (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200 UTC, mostrando a nebulosidade do VCAN e CJ (marcado com um círculo amarelo).
Fonte: EUMETSAT. 76
- FIGURA 58 – Trajetória do centro do VCAN nos dias de 25 até 31 de Janeiro de 2002. Fonte: CLIMANÁLISE / CPTEC / INPE. 77
- FIGURA 59 – Campos de linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) no nível de 200hPa para os dias 25 (a) e 29 (b) de janeiro de 2002 às 1200UTC. Fonte: NCEP/NCAR. 79
- FIGURA 60 – Campos de linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) na superfície: (a) dia 25 e (b) dia 29 de janeiro de 2002 às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 80
- FIGURA 61 – Campos de altura geopotencial (m.gp) em 200hPa: (a) dia 25 (b) dia 29 de janeiro de 2002 às 1200UTC. Fonte: NCEP/NCAR. 80
- FIGURA 62 – Campos de pressão na superfície (hPa) para os dias 25 (a) e 29 (b) de janeiro de 2002 às 1200UTC. Fonte: NCEP/NCAR. 81
- FIGURA 63 – Seção vertical da velocidade do vento (m/s) ao longo de 12°S (a) e 05°S (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 82
- FIGURA 64 – Seção vertical da velocidade do vento (m/s) ao longo de 48°W (a) e 38°W (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 83
- FIGURA 65 – Seção vertical da temperatura do ar (°C) ao longo de 12°S (a) e 05°S (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 84
- FIGURA 66 – Seção vertical da temperatura do ar (°C) ao longo de 48°W (a) e 38°W (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR. 85

FIGURA 67 –	Seção vertical da temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 12°S (a) e 05°S (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC. Fonte: NCEP/NCAR.	86
FIGURA 68 –	Seção vertical da temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 48°W (a) e 38°W (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC. Fonte: NCEP/NCAR.	87
FIGURA 69 –	Seção vertical do campo da velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo de 12°S (a) e 05°S (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC. Fonte: NCEP/NCAR.	88
FIGURA 70 –	Seção vertical do campo da velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo de 48°W (a) e 38°W (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC. Fonte: NCEP/NCAR.	89
FIGURA 71 –	Modelo conceitual do Caso 1.	91
FIGURA 72 –	Modelo conceitual do Caso 2.	92
FIGURA 73 –	Esquema estrutural do modelo conceitual do Caso 2.	92
FIGURA 74 –	Esquema dos movimentos verticais na região da CJ e VCAN no modelo conceitual do Caso 3.	93

LISTA DE TABELAS

	Página
TABELA 1 - Tabela 01: Informação sobre a estação meteorológica do Aeroporto Zumbi dos Palmares.	40
TABELA 2 - Tabela 02 – Velocidade (m/s) do vento (máxima, mínima e media) no núcleo da corrente de ar forte próximo do NEB e quantidade de dias da existência desta corrente com intensidade de 20 ate 30m/s e mais do que 30m/s.	42
TABELA 3 - Velocidade do vento máxima (<i>máx</i>) na região do estudo nos meses de janeiro, abril, julho e outubro do ano de 2002 e ocorrência do vento nos seguintes limites: entre 20 e 30 m/s (<i>20-30</i>) e maior do que 30 m/s (<i>> 30</i>).	113

RESUMO

GOMES, Heliofábio Barros. Estudo da Corrente de Jato próximo ao Estado de Alagoas. Orientador (a): Dr. (a) Natalia Fedorova. Maceió – AL, UFAL, 2003. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

Foram encontradas e analisadas as correntes de jato próximo ao NEB (CJNEB), utilizando os dados do reanálise, do National Center for Environmental Prediction (NCEP), dados de satélite GOES nos canais infravermelho e vapor d'água e dados convencionais do Aeroporto Zumbi dos Palmares, Rio Largo - Alagoas. Estas correntes foram registradas durante todas as estações do ano. As velocidades do vento, na maioria dos casos, foram no limite de velocidade das correntes de jato. No inverno e na primavera os valores médios da velocidade do vento no eixo da corrente foram maiores do que o limite (35m/s aproximadamente) e os valores máximos atingiram 50m/s. Estudou-se três casos destas correntes no período seco do ano com diferentes orientações espaciais: de noroeste para sudeste (caso 1), de sul para o norte (caso 2) e de sudeste para noroeste (caso3). O estudo sinótico foi baseado na análise tridimensional das linhas de corrente, velocidade do vento, temperatura, temperatura potencial e movimentos verticais. Os casos analisados mostram a ligação das CJNEB com os VCAN e com penetração dos sistemas frontais do HN na região equatorial (inverno do HN). A entrada da corrente de ar do HN estava associada com a CJNEB em todos os casos. No primeiro caso, a CJNEB se formou como resultado da união das correntes dos dois hemisférios e este processo ajudou na formação do VCAN sobre o continente (processo atípico). A intensificação das duas circulações anticiclônicas (Para o primeiro caso deu-se pela AB com a posição do seu centro atípico de leste e o segundo caso através da circulação anticiclônica próximo do equador) foi o processo responsável pela intensificação do cavado e isolamento do VCAN (caso1). A distribuição da temperatura desta CJNEB não estava típica e foi formada por ventos antialísios do HN e o ramo da CJ da Argentina. No segundo e terceiro caso, as CJNEB se formaram da confluência do ramo da corrente de jato subtropical na região central e norte da Argentina com a parte da corrente de jato do HN. O lado frio desta corrente coincidiu com o VCAN e ajudou na formação da estrutura típica deste vórtice com núcleo frio. No segundo caso a CJNEB formou a zona frontal dos altos níveis. Os movimentos descendentes no lado leste da CJNEB reprimiram os movimentos ascendentes na periferia oeste do VCAN até formar os movimentos descendentes fracos (caso 3). A existência da CJNEB influencia na intensificação do vento sobre o Aeroporto acima do nível de 500hPa (aproximadamente 5kn).

ABSTRACT

GOMES, Heliofábio Barros. Study of the Chain of Spurt next to the State to Alagoas. Manager: Dr. (a) Natalia Fedorova. Maceió – AL, UFAL, 2003. Dissertation (Master in Meteorology).

The jet streams near north-east part of Brazil (CJNEB) were discovered and analyzed, using data of the National Center for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis, satellite images at infrared and water vapor channels and conventional data of Zumbi dos Palmares Rio Largo Airport. These jet streams were registered during all seasons. The winds velocities were near low limit of jet streams for many cases. The averages wind velocities at the axis of the jet streams were more than that limit (35m/s, approximately) and the maximal values arrived 50m/s. Three of these cases were performed during dry time period of year with different space orientation: from northwest to southeast (first case), from south to north (second case) and from southeast to northwest (third case). The synoptic study was based on the three-dimensional analysis of streamlines, wind velocity, temperature, potential temperature and vertical movements. Analyzed cases show the connection of the CJNEB with upper level cyclonic vortices (VCAN) and with a penetration of the North Hemisphere (NH) frontal systems into the equatorial area (during the winter of NH). In the first case, the CJNEB was formed as a result of a confluence of the air current of the both Hemisphere. That process helps to VCAN formation under the continent (atypical process). Intensification of the trough and isolation of the VCAN were as a result of intensification of two anticyclones circulations (For the first case one gave for the anticyclone under Bolivia with the atypical east position and as the case through the anticyclonic circulation near equator) (first case). The temperature distribution at the CJNEB was atypical and was formed by the return trade from the Northern Hemisphere and the branch of the jet stream under Argentina. The second and third cases of the CJNEB were formed by confluence of the subtropical jet current branch from the region of the central and north part of Argentina with the part of the jet stream of the NH. The cold sides of these jet streams were coincided with the VCAN and helped for formation of the typical structure of that vortex with cold nucleus. The frontal zone at high levels was formed in the second CJNEB. The descending vertical movement at the east side of the CJNEB reprimanded the rises vertical movement in the west periphery of the VCAN and formed the weak descending movement (third case).

The existence of the CJNEB had influence at the wind intensification under the level 500hPa (5km, approximately) under the Airport.

INTRODUÇÃO

A corrente de jato é um escoamento estreito com ventos fortes (maiores que 60 nós), superiores a 30m/s, concentra-se ao longo de um eixo quase horizontal na troposfera superior ou estratosfera, acima do nível de 500hPa, caracterizado por forte cisalhamento vertical e lateral do vento (REITER, 1969). A corrente de jato tem sido identificada como um mecanismo gerador de condições favoráveis ao desenvolvimento de alguns sistemas meteorológicos, tanto em escala sinótica (por exemplo, ciclones) quanto em mesoescala (por exemplo, complexos convectivos de mesoescala).

Geralmente são apresentados dois sistemas principais de correntes de jato, que têm algumas características comuns, mas diferem em posição geográfica. Um deles é a corrente de jato polar conectada com zonas frontais em latitudes extratropicais e o outro é a corrente de jato subtropical posicionada em latitudes menores. A posição climatológica da corrente de jato sobre a América de Sul é, aproximadamente, 30°S, todavia os dados diários mostram a existência de correntes de ar com altas velocidades do vento próximo ao NEB.

Em altos níveis a corrente de jato influencia diretamente na aviação por causa dos fortes gradientes de vento encontrados em seu núcleo, e das regiões com movimentos verticais fortes ligadas a essa corrente. Além disso, as distribuições temporais e espaciais da nebulosidade da Corrente de jato e VCAN próximo ao estado de Alagoas é bastante importante para aviação no trafico aéreo e para as trajetórias das rotas para o caso de economizar combustível.

Este trabalho trata-se de um estudo sinótico observacional para fins operacionais com o objetivo principal de estudar a existência das correntes de jato e analisar suas ligações com os vórtices ciclônicos de altos níveis (VCAN) próximo ao NEB.

2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – Corrente de Jato Subtropical

Na década de 40, a descoberta da corrente de jato pela escola de Chicago foi talvez tão importante quanto a descoberta das frentes, vinte anos antes, pela escola de Bergen. Utilizando o advento de recursos meteorológicos e os esforços para investigar condições sinóticas acompanhadas de fortes tempestades forneceram o ímpeto para o estudo sobre correntes de jatos (BLUESTEIN, 1993).

Durante a Segunda Guerra Mundial, analisando relatórios de ações militares evidencia-se o encontro com uma corrente de jato, principalmente sobre o Japão onde elas são persistentes. As correntes de jatos, foram responsáveis por erros relativos a áreas de alvos, perdas de aviões e mudanças de táticas militares. Sobre o Mediterrâneo, correntes similares foram encontradas, embora não tão persistentes quanto sobre o Japão. Eram observados ventos fortes que ocorriam em faixas estreitas, com largura de centenas de quilômetros e milhares de quilômetros de comprimento. Aos pilotos pareceu-lhes como ventos provindos de um grande bocal, o que originou o nome “Corrente de Jato”. Esta não muito adequada para ser usada para outros escoamentos que em nada se assemelhavam com o escoamento original. A Organização Meteorológica Mundial estabeleceu que a corrente de jato é um escoamento estreito com ventos fortes superiores a 30 m/s, concentrando-se ao longo de um eixo quase horizontal na troposfera superior ou estratosfera, acima do nível de 500hPa, caracterizado por forte cisalhamento vertical e lateral do vento (REITER, 1969).

Geralmente são apresentados dois sistemas principais de correntes de jato, que têm algumas características comuns, mas diferem em posição geográfica. Um deles é a corrente de jato polar conectada com zonas frontais em latitudes extratropicais e o outro é a corrente de jato subtropical posicionada em latitudes menores.

O campo do vento num escoamento de corrente de jato tem uma estrutura assimétrica em torno do eixo (isotaca máxima). Essa assimetria verifica-se também em relação ao campo

de temperatura. A posição do centro de velocidades máximas varia e a corrente pode persistir por 24h e, às vezes, por 3 a 4 dias (FEDOROVA, 1999). É reconhecido 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).

A corrente de jato está intimamente relacionada com a zona de forte contraste térmico. No hemisfério sul, o ar frio se localiza à direita do jato (FORTUNE, 1980).

Existem várias regras para identificação do eixo com máxima velocidade do vento, entre elas têm-se:

a) O eixo do jato normalmente situa-se ao longo do contorno polar de uma extensa em forma de escudo, ligeiramente curvada (como uma letra "S") procedendo de latitudes subtropicais para latitudes polares e ampliando-se na largura. Este contorno é bem definido e pode provocar sombras visíveis. O eixo do jato atua como um contorno entre o ar úmido no lado anticiclônico tropical e o ar seco no lado úmido das áreas de movimento ascendente. O escudo dos cirrus começa a se formar no cavado da onda e a se dissipar no ponto onde o jato passa a adquirir circulação ciclônica.

b) Se as bordas de uma formação de nuvens se estenderem através da corrente de jato formando certo ângulo, então o vento máximo "torcerá" as bordas, produzindo uma curva ou um formato de letra V. As linhas transversais, também chamadas de trilhas de nuvens, identificam as regiões turbulentas de jatos velozes. Estas linhas, inicialmente perpendiculares ao jato, são curvadas em formato de V pelo vento máximo.

c) Quando as nuvens altas estiverem ausentes, o eixo do jato poderá se localizar ao longo das bordas, entre os diferentes tipos de cobertura de nuvens baixas. Esta regra se aplica melhor sobre áreas oceânicas, na região onde o jato apresenta circulação. Este fato pode separar uma área com formações celulares abertas, no lado polar, das áreas com formações celulares fechadas, no lado equatorial.

d) A localização do eixo do jato pode ser interpolada entre os locais encontrados através das regras a, b e c.

Bem acima da superfície terrestre, entre 8 e 15 quilômetros de altitude, ventos fortes de oeste para leste a velocidades de 320km/h: são as correntes de jato. Elas se formam nos limites entre as três grandes células de circulação em cada hemisfério, onde há o encontro de massas de ar de temperaturas muito diferente, originando grandes variações de pressão e

fortes ventos. No inverno, as diferenças de temperatura aumentam à medida que se intensificam as correntes de jato (CIVITA et al., 1995).

No verão setentrional, uma corrente de jato inversa – que sopra de leste para oeste – se forma sobre o oceano Índico e África. O continente asiático absorve tanto calor no verão que o ar acima dele se torna mais quente do que o do Equador. Esse ar quente em ascensão cria uma corrente de jato inversa, produzindo as monções da Índia.

A corrente de jato polar se forma na fronteira entre a circulação polar e a célula de Ferrel. As correntes de jato subtropicais se formam onde as células de Ferrel e Hadley se encontram.

A corrente de jato subtropical tem aspecto de uma banda longa e estreita de cirrus. Não apresenta nebulosidade nos níveis inferiores e se estende da ZCIT para os pólos e para leste, curvando-se anticiclonicamente. Do mesmo modo para o jato polar, o escudo de cirrus está justamente do lado equatorial do eixo do vento máximo “bandas transversais”, que servem para bons indicadores de turbulência (CIVITA et al., 1995).

A corrente de jato é um escoamento do ar na alta troposfera ou estratosfera, que apresenta velocidades maiores que 108km/h (30m/s), alcançando, por vezes, 160km/h. (FEDOROVA, 2001).

2.2 – Estrutura da Corrente de Jato Subtropical

A corrente de jato ocorre próximo à tropopausa, entre 9 e 13km de altura, limitando-se a poucos milhares de metros de profundidade e a dezenas de quilômetros, horizontalmente. Situa-se entre as massas de ar frio e quente, na região de máximos contrastes térmico e localiza-se acima das áreas onde ocorrem grandes perturbações atmosféricas à superfície. A corrente de jato com referência à posição da tropopausa e da zona baroclínica é mostrada no esquema da seção vertical da atmosfera na Figura 01 (PALMEN and NEWTON, 1969).

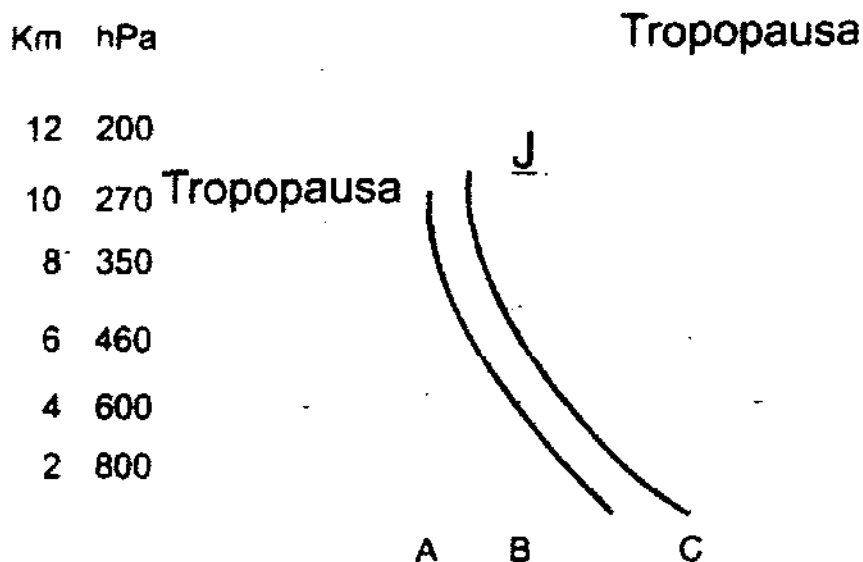


Figura 01 – Secção vertical, mostrando a zona de forte baroclinia na troposfera (entre A e C); zona frontal e corrente de jato (J), situada sobre a vertical B.
Fonte: PALMEN and NEWTON (1969).

A corrente de jato tem estrutura assimétrica no 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 estrutura da corrente de jato subtropical varia muito de um caso para outro. Alguns aspectos gerais são destacados por PALMÉN and NEWTON (1969). A corrente de jato subtropical apresenta uma largura apreciavelmente maior do que a corrente de jato polar. Isto é esperado pela diferença de latitudes destas correntes de jato. Porém, a profundidade vertical tende a ser comparativamente menor, a maior parte do cisalhamento troposférico, muitas vezes, estando concentrado numa camada de profundidade menor do que 100hPa. A ruptura da tropopausa subtropical e a corrente de jato subtropical determinam um limite entre o ar tropical e o ar de latitudes médias. Abaixo do nível da corrente de jato, uma zona baroclínica, às vezes chamada zona frontal subtropical, é tomada como fronteira das massas de ar.

A Figura 2a mostra a uma carta de altitude típica (250hPa) indicando as regiões de ar relativamente mais quente (lado equatorial do jato) e frio (lado polar do jato). As duas figuras inferiores correspondem a cortes transversais no plano (y,z) feitos na entrada (2b) e saída do jato (2c), mostram também a circulação ageostrófica secundária (GUEDES e SILVA DIAS, 1984).

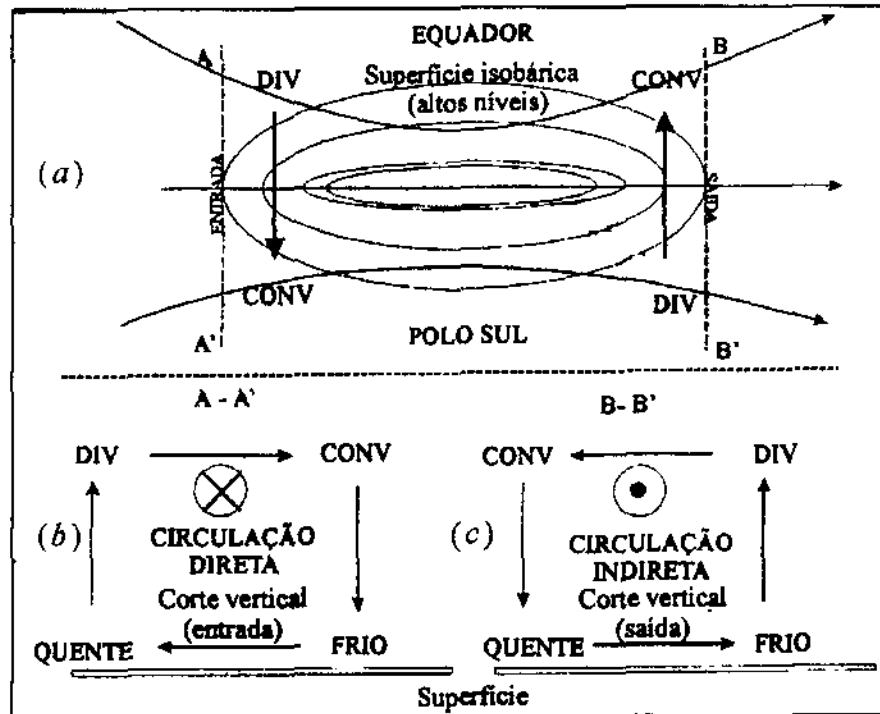


Figura 02 – Representação esquemática de uma corrente de jato para o caso do Hemisfério Sul. Os símbolos \otimes e \odot indicam um vento geostrófico que entra (sai) no (do) plano da figura.

Fonte: GUEDES e SILVA DIAS (1984).

Constata-se, portanto, que as acelerações das partículas que entram no jato podem ser explicadas somente por uma componente ageostrófica da velocidade do vento dirigida para o lado polar e, na região de saída, dirigida para o lado equatorial (HOLTON, 1979).

Este transporte transversal de massa determina as regiões de divergência e de convergência nas vizinhanças da corrente de jato. A divergência (ou convergência) em níveis troposféricos mais baixos, ou seja, a divergência horizontal induz convergência vertical e vice-versa (Figura 2b e 2c). Essas circulações transversais representam ramos de circulação térmica direta e indireta. Assim, na região de entrada do núcleo, a componente ageostrófica da velocidade do vento está dirigida para a direita da corrente e tem sentido oposto em níveis baixos, determinando subsidência de ar no pólo e ascensão no Equador, estabelecendo uma circulação térmica direta (Figura 2b). Um padrão oposto é verificado na região de saída, determinando uma circulação térmica indireta (Figura 2c).

Os efeitos de curvatura no escoamento influenciam as zonas de divergência e de convergência nas proximidades da corrente de jato. Qualitativamente esses efeitos podem ser explicados pela taxa de variação da componente vertical da vorticidade absoluta, acompanhando o movimento do ar. Na Figura 03, temos o diagrama esquemático da vorticidade para uma configuração de onda na alta troposfera no hemisfério sul (KOUSKY et al., 1981).

Na região I (norte do vento máximo) e na região II (sul do vento máximo) as componentes de vorticidade devido à curvatura e ao cisalhamento têm o mesmo sinal. A máxima vorticidade relativa ciclônica ocorre no lado ciclônico do jato nas vizinhanças do eixo do cavado; a máxima vorticidade relativa anticiclônica ocorre no lado anticiclônico nas vizinhanças da crista.

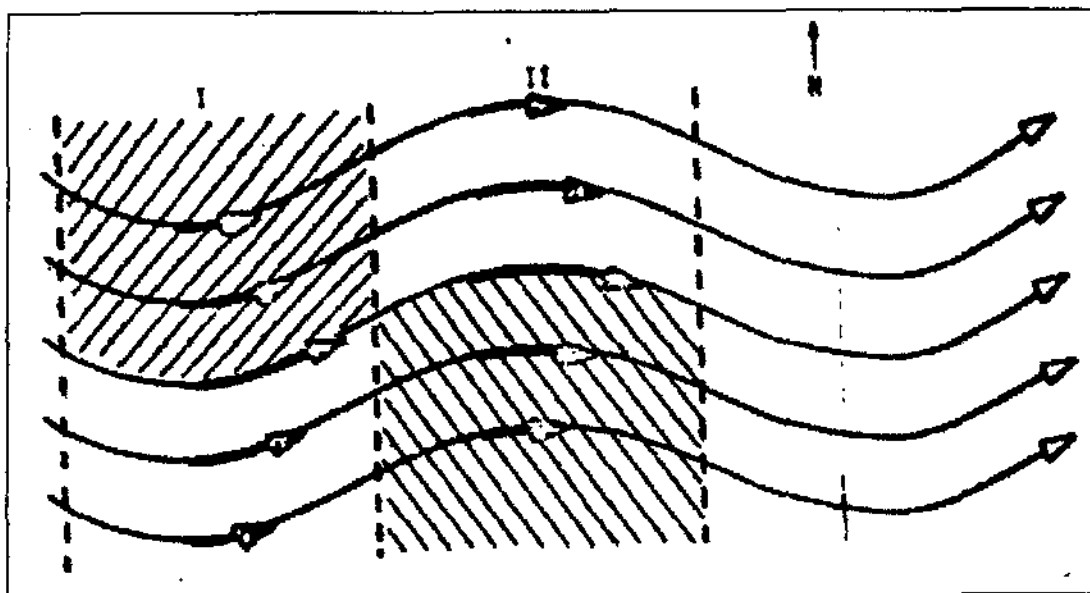


Figura 03 – Configuração do escoamento na troposfera média e superior, em função o cisalhamento e da curvatura.
Fonte: KOUSKY et al., (1981).

Pela equação da continuidade, a divergência (ou convergência) horizontal, induzindo convergência (ou divergência) vertical, associa-se à presença de movimentos verticais. Grande parte destes movimentos verticais compensatórios ocorre nos níveis médios, nas proximidades de 500mb.

A Figura 04 ilustra como as configurações de divergência (convergência) na troposfera são relacionados aos movimentos verticais na troposfera média e a convergência (divergência) na troposfera inferior (KOUSKY et al., 1981).

A convergência induzida nos baixos níveis favorece a formação de nuvens pelos movimentos ascendentes que se estabelecem, desde que, nesta região, a umidade seja suficientemente alta. Já a divergência induzida, nos baixos níveis, desenvolve movimentos de subsidência, geralmente em regiões secas, retardando a formação de nuvens.

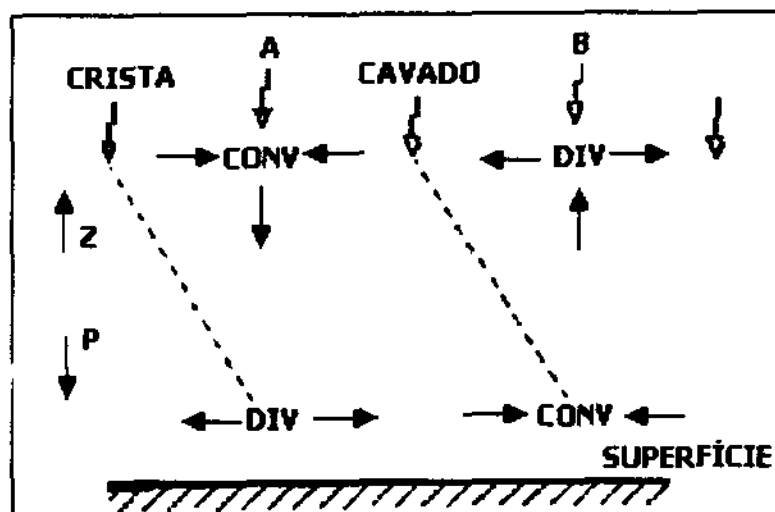


Figura 04 – Esquema que ilustra as configurações de convergência e divergência em relação a posição de crista e de cavado em nível troposférico superior.
Fonte: KOUSKY et al., (1981).

A ocorrência de severos temporais e tornados tem sido relacionados com campos de movimentos verticais ascendentes associados com correntes de jato de nível troposférico superior e acoplamento destas correntes com jatos troposféricos de níveis mais baixos. BEEBE and BATES (1955) indicaram as regiões mais favoráveis para a ocorrência de intensa convecção.

UCCELLINE and JOHNSON (1979) reexaminaram o modelo de BEEBE and BATES e mostraram que correntes de jato em altos níveis troposféricos e jatos em baixos níveis, freqüentemente estão acoplados por ajuste de massa e “momentum”. (Quantidade de movimento) associado com a propagação das linhas superiores. Geração de quantidade de movimento nos baixos níveis ajuda a criar um ambiente favorável para o desenvolvimento de tempestades, especialmente quando a interseção dos eixos dos jatos ocorre dentro da região de saída da linha de jato superior (MADDOX and DOSWELL, 1982).

UCCELLINI and JOHNSON (1979) apresentaram um estudo sobre aspectos tridimensionais do acoplamento entre jatos troposféricos superiores e jatos em níveis baixos para o hemisfério norte, num contexto isentrópico, com a concepção de escoamento adiabático.

Para analisar o termo advectivo inercial, segundo um modelo numérico usado pelos autores, foi encontrado na região da entrada (aumento do vento geostrófico), a componente ageostrófica máxima de 4,5m/s dirigida para o lado ciclônico da linha de jato. Na região de saída (decréscimo do vento geostrófico), a componente ageostrófica máxima de 8,5m/s dirigida para o lado anticiclônico. Este padrão básico propaga-se com a linha do jato. Na

baixa troposfera, a componente isalobárica (BLUESTEIN, 1992), modificada pela fricção, surge oposta a componente advectiva superior. Valores máximos são encontrados imediatamente à frente e atrás da linha. Também esse padrão básico propaga-se com a linha de jato. Estas componentes isalobáricas representam ramos troposféricos inferiores das circulações direta e indireta.

Este giro do vento na troposfera, associado às regiões de divergência e convergência, anteriormente descritas, é levado em conta para o necessário ajuste de massa entre troposfera superior e inferior. UCCELLINI and JOHNSON (1979) aplicaram o modelo a um caso real, constatando que o ajustamento de massa e a componente isalobárica do vento relacionaram-se com a formação de um jato em baixo nível, localizado abaixo da região de saída de uma linha de jato troposférica superior no ramo mais baixo de uma circulação indireta. O vento isalobárico do sul (HN) foi o grande responsável pela intensificação da componente meridional ageostrófica. Também foi evidenciado que o acoplamento produziu condições favoráveis para o desenvolvimento de tempestades convectivas intensas. A linha do jato de nível mais baixo surgiu de tal forma que um ângulo significativo entre os eixos dos jatos foi evidente. Este fato concorda com a concepção de NEWTON (1972) e PETTERSSSEN (1956) que vinculam o giro do vento com a altura e a subsequente advecção de umidade e temperatura com o ângulo entre os eixos do jato superior e inferior. O jato de nível mais baixo rapidamente transporta umidade e calor sensível dentro da troposfera mais baixa para o norte (HN), enquanto que o jato troposférico superior transporta ar mais frio e seco para leste dentro da troposfera média. O efeito líquido dos transportes gera instabilidade convectiva e conduz a formação de tempestade convectiva.

No estudo de VIRJI (1981), sobre a circulação troposférica na América do Sul, no verão, é destacada a presença de jatos em baixos níveis a leste dos Andes. O autor registra um escoamento deste tipo com velocidades superiores a 10m/s numa orientação noroeste em torno de 10°S e 65°W. Também é referida a presença da corrente de jato subtropical com seu eixo em torno de 35°S, sendo que este escoamento funde-se com o escoamento da Alta da Bolívia. Embora não haja alusão com respeito a acoplamentos destes jatos, pelas características descritas há possibilidade de que tal acoplamento tenha ocorrido. Relacionamentos entre jatos troposféricos de níveis superior e inferior, para a América do Sul, são mencionados em investigações a respeito de outros eventos meteorológicos. GUEDES (1995), por exemplo, relaciona o acoplamento entre esses jatos com a formação de tempestades em regiões do Paraguai e da Argentina. SUGAHARA et al. (1994), identificou os sistemas de latitudes médias (HS) como um dos mecanismos de formação de um jato de nível

baixo e destacou a interação com a presença da corrente de jato em níveis altos. CUSTÓDIO e HERDIES (1994) descrevem aspectos sinóticos associados à presença de um jato em 850hPa e a influência sobre a formação de aglomerados convectivos na região central da América do Sul. Nestes e em outros estudos sobre acoplamento da circulação em baixa e alta troposfera, os jatos em níveis baixos mostram-se como escoamentos de norte e de noroeste (HS), transportadores de umidade e de calor, do norte do Brasil e da Bolívia, para o Paraguai, norte e leste da Argentina e sul do Brasil.

MADDOX and DOSWELL (1982) destacaram que os locais de intensos temporais (HN) relativos à orientação das correntes de jato troposférica superiores e os jatos em níveis mais baixos demonstram considerável variabilidade; às vezes, tempestades ocorrem em regiões não consideradas favoráveis relativamente às concepções de acoplamentos de jatos. Para estes casos, a advecção quente na troposfera mais baixa é um fator relevante e que deve ser analisado.

Na descrição da estrutura vertical da corrente de jato subtropical, encontramos sua associação a uma zona frontal, chamada frente subtropical, quase permanente entre massas de ar diferentes em origem e história de vida. Esta zona frontal desenvolve-se na troposfera superior na região limite entre as circulações de Hadley e Ferrel. Em algumas regiões específicas (costa leste da Ásia e América do Norte) esta zona frontal surge distinta no campo do vento e de temperatura. A zona baroclínica, correspondente ao forte cisalhamento vertical do vento, em média, é mais pronunciada em regiões de vento máximo e mais difuso em regiões de ventos mais fracos (PALMÉM and NEWTON, 1969).

KRISHNAMUSTI (1961) avaliou o campo de temperatura para as três principais linhas de uma corrente de jato no HN e encontrou que a baroclínica é mais pronunciada nas cristas da corrente de jato subtropical o que é esperado pelos processos de confluência e difluência.

2.2.1 – Relação entre Frente e Corrente de Jato

2.2.1.1 – Vento térmico na zona frontal

As zonas baroclínicas na troposfera de 5-10km de profundidade são associadas normalmente com corrente de jato e frente na troposfera superior. Este relacionamento das Frentes e das correntes de jato é devido à forte tendência na atmosfera a partir do balanço do vento térmico.

O sistema coordenado é orientado ao longo o vento (vento geostrofico). Desde $V_g=0$, u_g é a velocidade do vento (geostrofico) neste caso. A equação do balanço do vento térmico mostra que o vento varia (geralmente aumenta) com altura em zonas baroclinicas. Esta equação implica também que o vento aumenta com altura até o nível onde o contraste da temperatura desaparece. Acima desse nível o vento diminui, e o gradiente de temperatura é invertido. O sinal dos gradientes muda acima do nível do vento máximo.

2.2.1.2 – Ilustração da Zona Frontal

O relacionamento da corrente de jato e do gradiente de temperatura é ilustrado na Figura 05. A inclinação das isotermas é idealizada e somente as características principais das zonas frontais observadas são mostradas. As isotermas inclinadas são concentradas na parcela central do esquema sob o núcleo do jato (J) e acima do núcleo do jato. Estas são as regiões de contraste térmico onde as massas de ar frias e quentes podem ser identificadas de lado a lado. O termo quente e frio é usado para a comparação horizontal (não vertical).

Os lados quentes e frios são diferentes sob e acima do núcleo do jato. Isto pode ser descrito como uma reversão do gradiente térmico. A reversão é observada pelas inclinações opostas das isotermas acima e abaixo do jato na Figura 05.

A isoterma horizontal é seleccionada intencionalmente como um membro do grupo de isotermas extraídas. É convenientemente escolhida em -50°C .

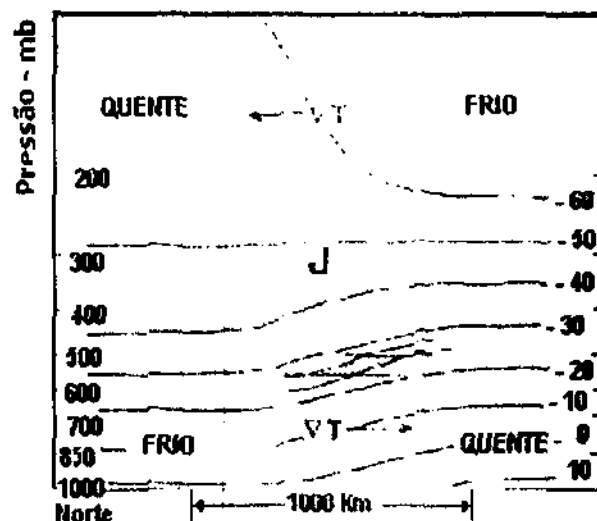


Figura 05 – Esquema da seção vertical com isotermas ($^{\circ}\text{C}$) próximo da corrente de jato (núcleo em J), mostrando um solenoide termodinâmico (em hachuriado).

Fonte: DJURIC (1994).

Os quadrantes formados por isóbaras interceptadas e isotermas na seção vertical são solenóides termodinâmicos (LEMES e MOURA, 2002). A existência dos solenóides termodinâmicos revela a atmosfera baroclínica e a possível frente. Há uma aceleração virando na presença do solenóide termodinâmico (aceleração da circulação) mesmo se o ar não se mova sempre ao longo desta aceleração.

A descrição acima dos solenóides aplica-se somente às seções verticais, não para cartas isobáricas (horizontais). Os solenóides nas cartas isobáricas são identificados pela existência das isotermas, irrespectivas interseções em contornos. Quando as interseções das isotermas e dos contornos existirem (em cartas isobáricas), então há um advecção de temperatura, e adição baroclínica.

A troposfera e a estratosfera são mostradas na Figura 05. A estratosfera está sob aproximadamente 400mb no lado norte e sob 200mb no lado sul. A região no topo, com quase nenhuma isoterma, é a estratosfera (DJURIC, 1994).

A troposfera no lado equatorial (Sul) é mais elevado do que a troposfera no lado polar devido a uma convecção mais forte em regiões mais quentes. A melhor transição repentina da altura da tropopausa próximo do jato desenvolveu devido à confluência em grande escala.

2.2.1.3 – Seção vertical em frentes descontínuas

As isotermas em uma zona frontal baroclínica permanecem raramente na forma mostrada na Figura 05. Os processos frontogenéticos próximo da corrente de jato agem geralmente de tal maneira que ocorre uma situação similar na Figura 06. Esta figura mostra uma camada frontal inclinada que muitas vezes estende-se com a troposfera e poucas outras características normalmente observadas em uma frente polar. A tropopausa e a camada frontal são indicadas por linhas grossas. Uma forte torção de vento (ciclone) é o indicador principal da frente vertical, desde que o contraste térmico desapareça. A frente vertical no nível do jato está entre a troposfera no lado equatorial da frente e na estratosfera no lado polar.

Uma camada frontal inclinada na troposfera é caracterizada pela grande estabilidade térmica (estática), como indicada pelo íngreme, ou nível invertido, isotermas dentro da camada frontal. As isotermas invertidas são características das inversões. A vertical, ou muitas isotermas espaciais é característica da alta estabilidade na estratosfera (DJURIC, 1994).

A tropopausa normalmente assume fortemente uma forma deformada ou descontínua na região da corrente de jato. O modelo na Figura 06 é extraído assumindo que a tropopausa é descontínua. Alguma outra forma da tropopausa próxima ao jato será mostrada abaixo.

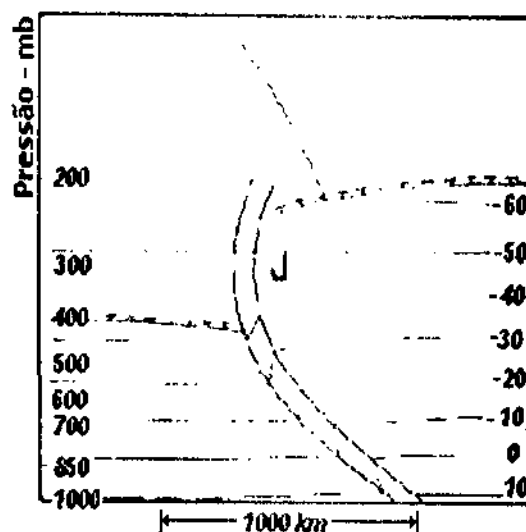


Figura 06 – Modelo da Frente (linhas grossas), delimitação da tropopausa (linhas com marcas de T) e as isothermas modificadas (linhas finas, °C) da Figura 05. Fonte: DJURIC (1994).

2.2.1.4 – Seções verticais com isolinhas de temperatura potencial

Os exemplos nas Figuras 05 e 06 são repetidos nas Figuras 07 e 08 usando as isolinhas de temperatura potencial, baseados na temperatura e na pressão da Figura 05. As camadas estáveis, especialmente na estratosfera, são caracterizadas por densas isolinhas de temperatura potencial. As isolinhas de temperatura potencial com menos espaços densos na troposfera indicam uma baixa estabilidade. As isolinhas de temperatura potencial inclinada sob a corrente de jato na Figura 07 são indicativos de uma possível frente.

As isolinhas de temperatura potencial na Figura 07 são inclinadas de uma maneira diferente das isothermas da Figura 05 devido aos sinais opostos das derivadas verticais de T e θ . Geralmente T diminuem com a altura, enquanto θ aumentam. A Frente e a tropopausa na Figura 08 estão mais ou menos idênticas a Figura 06. A única diferença é a forma da tropopausa próximo ao topo superior da frente. As isolinhas de temperatura potencial estratosféricas são convergidas dentro da camada frontal sugerindo o movimento do ar da estratosfera e da troposfera. Sob circunstâncias adiabáticas, o ar move-se ao longo das isolinhas de temperatura potencial. Conseqüentemente, concluímos que o ar estratosférico pode incorporar a camada frontal à ruptura entre duas tropopausas. Por esta razão, a parte superior da frente na Figura 08 está aberta para a estratosfera, sugerindo a entrada do ar estratosférico (DJURIC, 1994).

Quando o modelo frontal é aplicado, as isolinhas de temperatura potencial na camada frontal são extraídas do mesmo lugar. Isto enfatiza que a camada frontal é mais estável do que a atmosfera circunvizinha. As isolinhas de temperatura potencial continua incorporam a

camada frontal no topo sugerindo uma extensão de uma fatia da estratosfera estável na camada frontal. Este estilo de extrair a conexão entre a frente e a tropopausa pode também ser usado quando as isotermas são extraídas, embora seja mais comum com isolinhas de temperatura potencial (DJURIC, 1994).

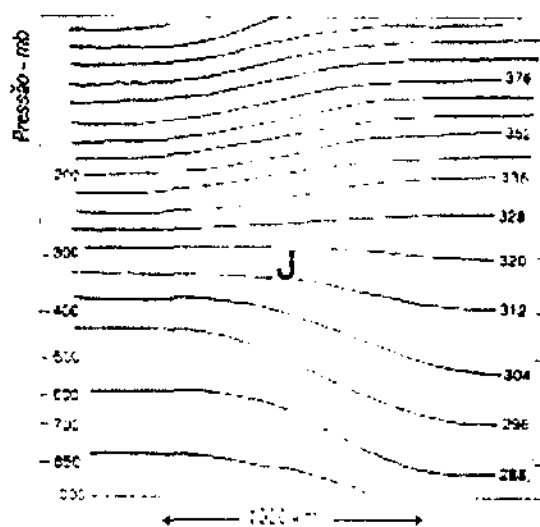


Figura 07 – Seção vertical com temperatura potencial (K) computada da temperatura e da pressão da Figura 05.
Fonte: DJURIC (1994).

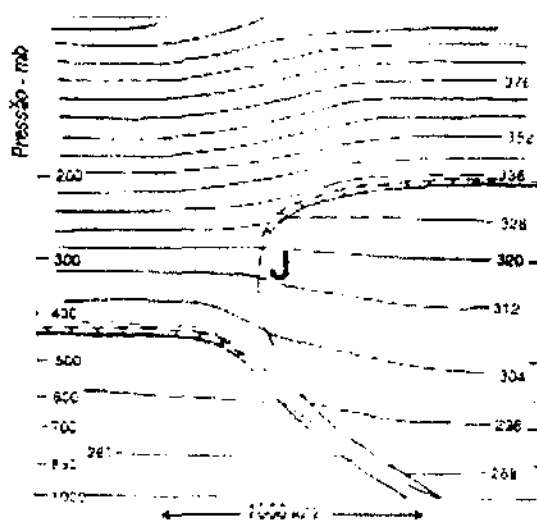


Figura 08 – Modelo da frente e da tropopausa (linhas com t) com isolinhas de temperatura potencial modificada (K) da Figura 07.
Fonte: DJURIC (1994).

2.3 - Posição geográfica da corrente de jato subtropical e relação com a circulação geral atmosférica

Em geral, os sistemas de circulação atmosférica são altamente assimétricos na forma, com ventos mais fortes e gradientes de temperatura concentrados em regiões limitadas. Estes sistemas são altamente baroclínicos variando muito com o aumento da altura. Parte desta complexibilidade é devida ao fato de que esses sistemas não estão superpostos num campo médio uniforme, mas em um escoamento de escala planetária que, por si só, é altamente baroclínico (HOLTON, 1979).

É reconhecido que uma simples circulação com ascensão de ar em baixas latitudes e descendência de ar em altas latitudes, geraria velocidades de vento excessivamente grandes, incompatíveis com valores registrados mesmo para jatos considerados muito intensos. O colapso da circulação em latitudes subtropicais e em latitudes mais altas em turbilhões ciclônicos e anticiclônicos foi visto como uma condição para o necessário ajustamento de transferências de energia e de quantidade de movimento na atmosfera. Por outro lado, o agente dirigente da circulação geral da atmosfera é a energia solar recebida pela Terra, principalmente em baixas latitudes. A diferença de distribuição latitudinal da radiação incidente determina a distribuição de temperatura com gradientes entre o equador (troposfera quente) e o pólo (troposfera fria). Esses gradientes representam reservatórios de energia potencial, tendo em vista a tendência do ar frio penetrar sob o ar quente, baixando o centro de gravidade do sistema. Isso implica em energia potencial disponível que pode ser convertida em energia cinética.

Na visão de PALMÉN and NEWTON (1969) na circulação geral, a Célula de Hadley opera para transferir quantidade de movimento angular para cima nos cintos tropicais e, através de suas circulações diretas solenoidais, quantidade de movimento angular, devido a rotação da Terra, e convertido em quantidade de movimento angular zonal. Esse é transferido através de latitudes subtropicais por turbilhões, principalmente em níveis superiores, mantendo as linhas oeste de médias latitudes que, caso contrário, seriam degradadas pelas circulações indiretas da Célula de Ferrel e pela dissipação friccional. As células ártica e antártica, também de circulação direta, igualmente geram quantidade de movimento e exportam para latitudes temperadas por processos turbilhão, mas em quantidade muito pequena. O fluxo mais forte de quantidade de movimento toma lugar próximo a latitudes subtropicais e próximo de latitudes das mais fortes linhas de vento oeste superiores. Essas linhas são representadas pelas correntes de jato subtropicais que são mantidas no limite

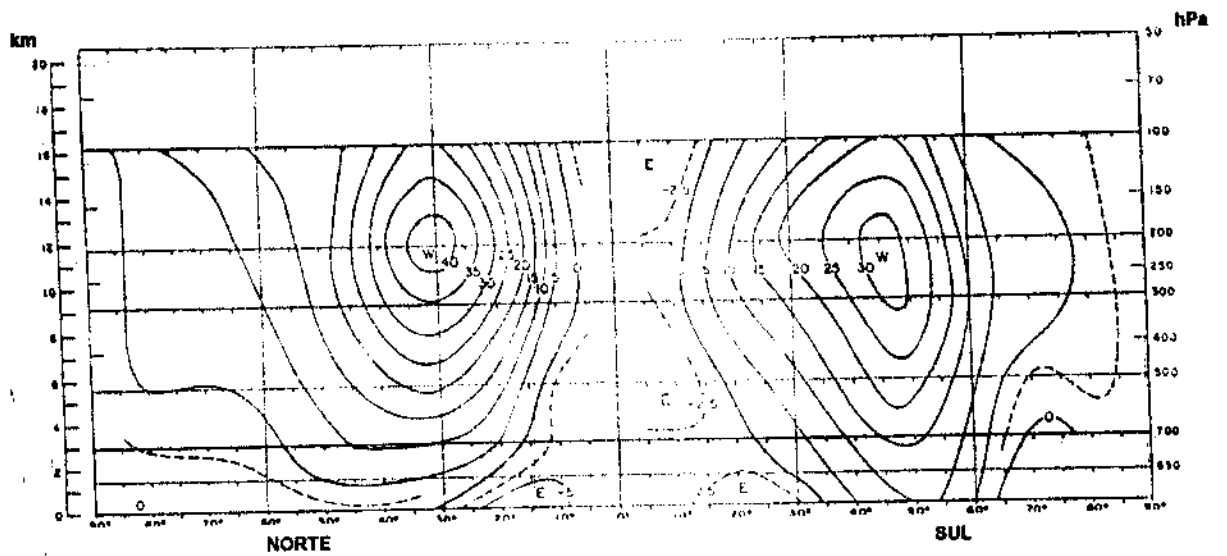
superior da célula de Hadley no qual a geração de energia cinética zonal toma lugar. Esta descrição do mecanismo físico ajusta-se a aspectos observados no inverno em ambos os hemisférios. A Célula de Hadley é mais forte no HS do que no HN e é consistente com a necessária transferência de quantidade de movimento para cima devido aos grandes torques de superfície no HS combinados com a exportação na troposfera superior através de 30°S . No verão, no HS, as informações sobre a corrente de jato subtropical são mais abundantes para longitudes próximas à Austrália, onde alguns estudos têm demonstrado a sua presença o todo ano, porém, mais fraca do que no inverno. Não está estabelecido a presença da corrente subtropical no HS como um aspecto existente em torno de todo o globo. É possível que sua posição flutue entre latitudes, tal que ela não surja em campos de isotacas médias, exceto praticamente em um terço do hemisfério. (NEWTON, 1972).

A corrente de jato subtropical é caracterizada por uma grande estabilidade, tanto em intensidade quanto em localização geográfica. O núcleo é observado aproximadamente nas latitudes 30°N e 30°S em altura de 10 a 12km. Situa-se entre as massas de ar originadas das altas latitudes e ar quente de origem tropical. Como um exemplo desta estabilidade pode citar o caso da corrente de jato subtropical sobre o sul da Ásia, durante o inverno e a primavera de 1949-1950 (PALMÉN and NEWTON, 1969). Ela foi localizada 80% do tempo entre 25°N e 30°N enquanto que a corrente de jato polar flutuou sobre ampla extensão de latitudes. Também, KRISHNAMURTI (1961) destacou os seguintes aspectos relativos a corrente de jato subtropical para o inverno de 1955-1956 no HN:

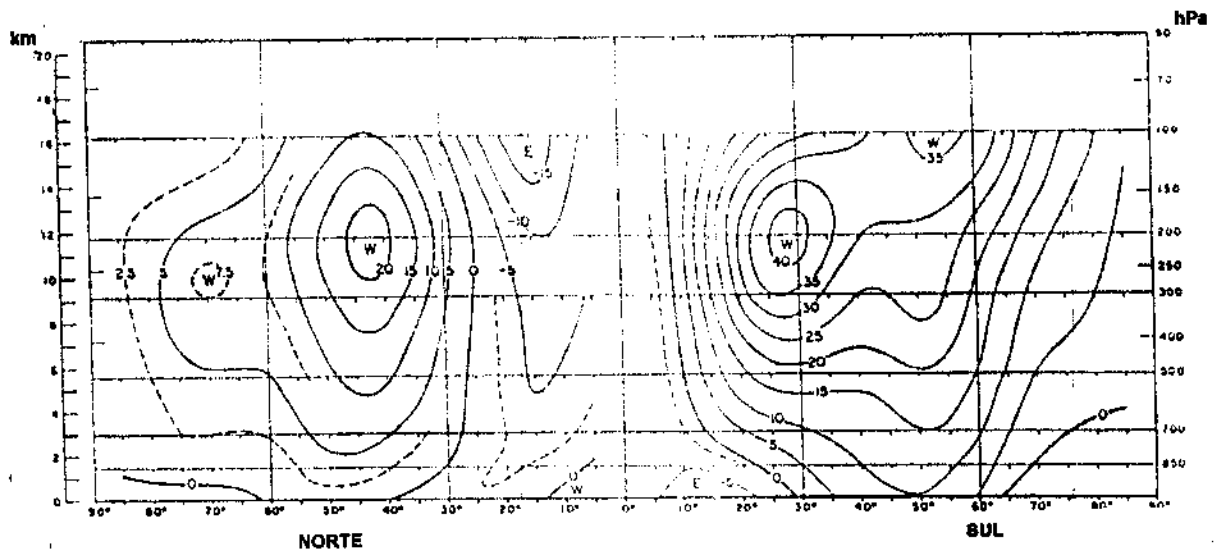
- A corrente de jato surgiu com um cinto contínuo em torno do globo.
- Um padrão básico de três ondas longas, quase-estacionárias, e com pouca propagação zonal. Os desvios de latitude do núcleo do jato, de um dia para outro, não foram significativos. Estas incursões foram mais proeminentes sobre a América e o Atlântico do que sobre a África e a Ásia.

Segundo PALMÉN and NEWTON (1969) a corrente de jato subtropical é gerada como um resultado do levar sistemático, para o pólo, de ar no ramo superior da Célula de Hadley da circulação geral, segundo o princípio da conservação do momento angular. De acordo com este conceito, a corrente de jato subtropical está localizada no limite superior desta célula. A constância latitudinal da corrente de jato está associada à localização estável dessa circulação. Do mesmo ponto de vista decorre a variação de intensidade da corrente de jato subtropical entre estações do ano, conforme pode ser visto nas Figuras 9a e 9b.

No verão, em ambos os hemisférios, os contrastes térmicos entre altas e baixas latitudes são menores do que no inverno, tanto à superfície como em altos níveis. Em consequência a corrente de jato é mais fraca nos dois hemisférios, sendo mais forte no HS. Isto está conectado a menor variação sazonal na circulação Hadley, devida basicamente as diferentes influências continentais.



(a)



(b)

Figura 09 – Seções meridionais do vento zonal geostrófico médio (m/s) e posição do eixo da corrente de jato em janeiro (a) e em julho (b).
Fonte: NEWTON (1972).

Numa visão global, a corrente de jato pode ser vista como ondas que circundam o globo (Figura 10). A corrente da Antártica é mais persistente e muita das informações sobre a corrente de jato, no Hemisfério Sul, provem de estudos sobre essa corrente.

As correntes com três ondas estão mais associadas com processos zonais, enquanto que as de maior número de ondas, 6 por exemplo, relaciona-se também a processos meridionais.

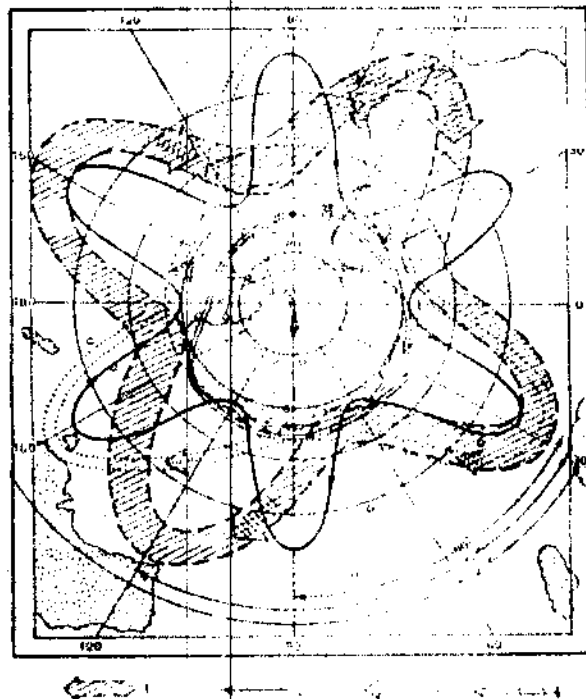
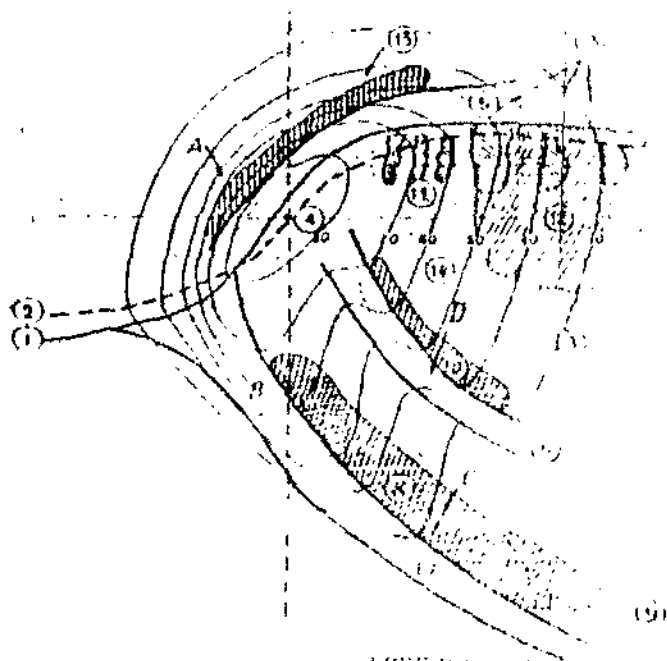


Figura 10 – Posição das correntes de jato para o HS, em médias e altas latitudes, no inverno. As indicações 1-2-3 correspondem a posição da corrente com 4-6-3 ondas respectivamente; a indicação 4 corresponde a posição do jato antártico. Fonte: ZVEREV (1968).

A corrente de jato exerce grande influência na navegação aérea, especialmente em aeronaves que voam a grandes alturas. Pode ser vista na Figura 11, a posição das nuvens e as zonas com agitação do avião na região da corrente de Jato.

As nuvens da corrente de jato ficam sobre níveis do vento máximo. As nuvens da troposfera alta ocorrem nas zonas com largura de 400 - 500km e à esquerda (no HN) do eixo. As nuvens da zona frontal principal são observadas à direita do eixo. Nas nuvens da corrente de jato formam-se ondas na direção perpendicular à direção do eixo.



1- Tropopausa; 2- níveis de vento máximo; 3- isotacas (m/s); 4- eixo da CJ; 5- zona frontal no ar superior sobre a CJ; 6- zona frontal no ar superior sob a CJ; 7- zona frontal principal; 8- nuvens para zona frontal principal; 9- níveis de condensação; 10- nuvens para frente no ar superior; 11- nuvens Ci; 12- massa de nuvens névoa seca; 13- nuvens para zona frontal no ar superior sobre a CJ; 14- névoa seca; A, B, C, D, E regiões com agitação do avião.

Figura 11 – Seção vertical que mostra regiões com nuvens e regiões com agitação do avião na região da corrente de jato.
Fonte: MANUAL (1986).

2.4 – Associação da corrente de jato com outros sistemas meteorológicos

2.4.1 – Corrente de Jato e Zonas Frontais

As correntes de jato são partes de zonas frontais altas. A intensidade da baroclinica, numa região pode ser estimada pelos gradientes horizontais de temperatura; quanto maior esses gradientes, maior a intensidade do vento térmico, o que representa o aumento do vento com a altura. Por isso, numa zona baroclínica, forma-se uma corrente de jato ao nível de giro do vento, devido à conservação do sinal do gradiente de temperatura desde a superfície até esse nível.

Pela Figura 12, pode-se constatar que os movimentos ascendentes ocorrem no lado quente da corrente de jato e os movimentos descendentes dentro da zona frontal alta. Também, no lado quente tem-se a tropopausa mais alta e mais baixa na zona frontal.

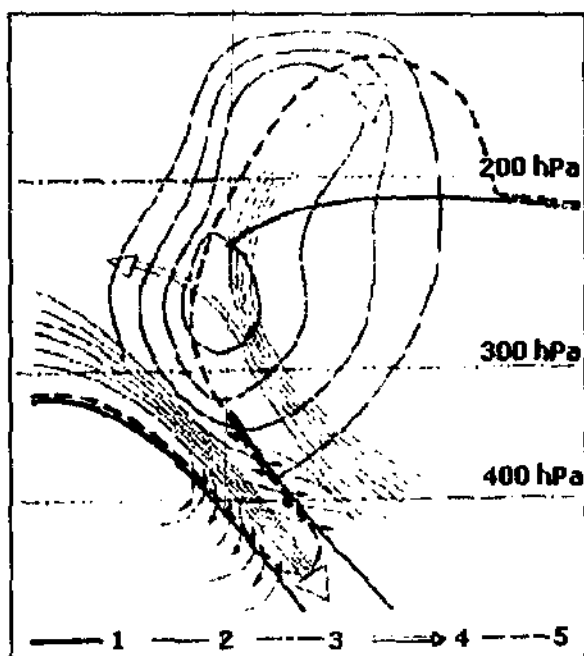


Figura 12 -- Esquemas dos movimentos verticais na zona frontal e na corrente de jato. 1 - tropopausa e fronteiras da zona frontal; 2 - isotacas do vento na corrente de jato; 3 - isóbaras; 4 - direção da circulação transversal; 5 - fronteira entre o ar da troposfera e da estratosfera. Fonte: FEDOROVA (1999).

Segundo DJURIC (1994), um modelo conceitual do sistema do frente-jato e o estilo usual com isotermas são sumariados na Figura 13. A tosquia de vento substitui o contraste térmico na camada frontal vertical perto de 300mb, como requerido em anteriormente para o caso $T_w \approx T_e$. A distinção é feita entre os termos zona frontal e camada frontal.

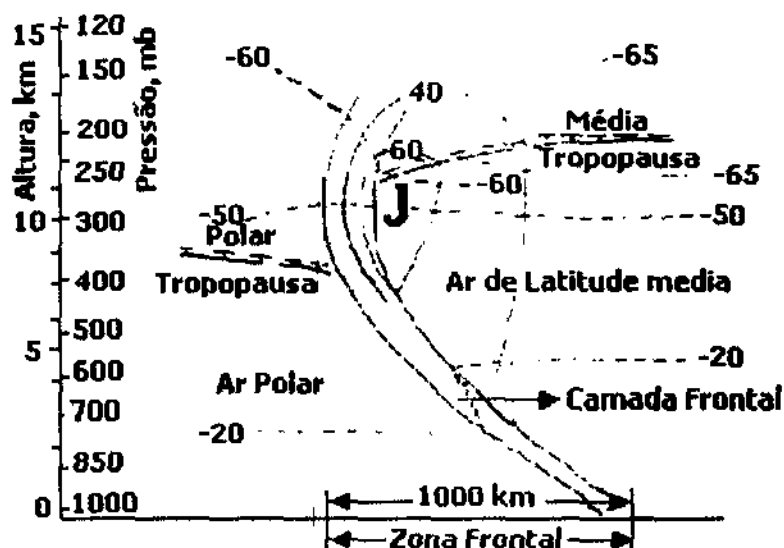


Figura 13 -- O modelo da corrente de jato polar e da frente polar em uma seção vertical com as isotacas (finas, m/s) e isotermas (tracejadas, °C). Fonte: DJURIC (1994).

2.4.2 – Corrente de Jato, Ciclones e Anticiclones

Como foi visto, as correntes de jato são partes de uma zona frontal alta e caracterizam-se como regiões de forte convergência e divergência na troposfera superior. Essas regiões provocam mudança na pressão à superfície. Por isso, a formação de ciclones e anticiclones leva em conta a estrutura da corrente de jato. A condição necessária, embora não suficiente, para a intensificação de ciclones e anticiclones de latitudes médias é: (i) a presença de uma zona baroclínica ou frontal e (ii) a aproximação de um cavado ou crista em nível superior (KOUSKY e ELIAS, 1982).

Os sistemas de baixa pressão inclinam-se para as regiões de ar frio à medida que aumenta a altura e os sistemas de alta pressão inclinam-se para as regiões de ar quente. Essa inclinação é necessária para que ocorra a conversão de energia potencial em cinética e, em consequência, a intensificação do sistema.

Ventos de oeste aumentam em magnitude com o aumento da altura e os sistemas sinóticos deslocam-se a uma velocidade aproximadamente igual a o vento na troposfera média. O cisalhamento vertical, produzido nas regiões baroclínicas, implica que o ar, em baixos níveis move-se mais vagorosamente do que os sistemas de pressão; nos altos níveis, o ar move-se mais rapidamente do que os sistemas de pressão. Considerando movimentos próximos ao nível de vento máximo, onde os movimentos verticais podem ser negligenciáveis.

Estabelecendo que, num determinado ponto, uma isolinha de vorticidade desloca-se com uma velocidade C e tendo-se em conta que a variação advectiva depende da velocidade do vento, enquanto que a variação local depende do deslocamento do sistema, em níveis altos, prevalece o termo de variação advectiva (PALMÉN and NEVVTON, 1969).

Visto que a velocidade do vento é maior próximo a corrente de jato, onde também os gradientes de vorticidade são grandes, divergência e convergência, em níveis superiores, alcançam maiores magnitudes nas vizinhanças da corrente de jato. Para ambos os hemisférios geralmente existem, em altos níveis, divergência a leste dos cavados e convergência a leste das cristas

Ciclones e anticiclones troposféricos de níveis baixos, de qualquer intensidade, são também caracterizados por regiões de apreciável convergência e divergência. Por esta razão, são caracteristicamente encontrados em estreita associação com a região baroclínica de correntes de jatos

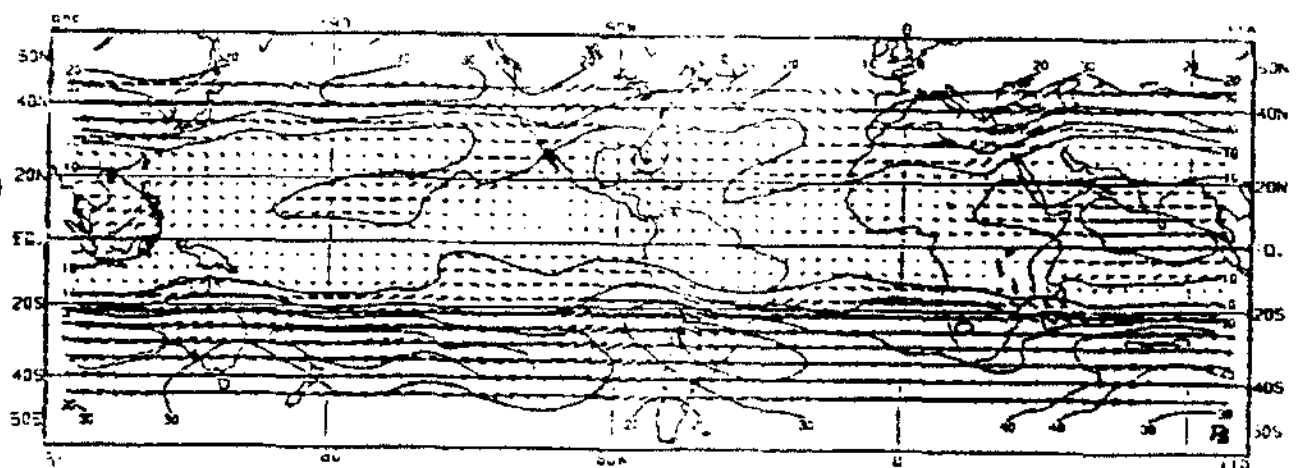
Como já mencionamos, as regiões de divergência (convergência) em altos níveis associam-se às regiões de convergência (divergência) em níveis baixos pelos movimentos verticais que se estabelecem. Em níveis troposféricos baixos o termo de variação local predomina relativamente ao termo de variação advectiva (KOUSKY e ELIAS, 1982).

Considerando um sistema de baixa pressão à superfície, o ar ganha vorticidade ciclônica à frente desse sistema, o que implica em convergência. Na retaguarda, o ar perde vorticidade ciclônica (ganha vorticidade anticiclônica) o que implica em divergência. A convergência em zonas baroclínicas favorece a ciclogênese e a divergência favorece a anticiclogênese. Uma análise similar pode ser feita em relação a um sistema de alta pressão na superfície.

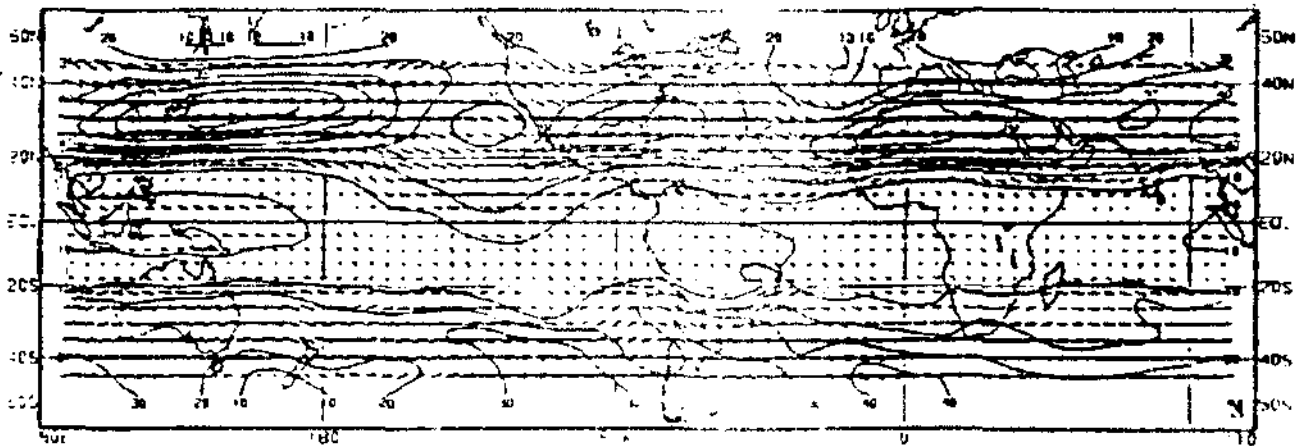
Em níveis troposféricos médios, o termo de variação local e o termo de variação advectiva praticamente se compensam. Nestes níveis há pouca divergência e convergência.

Um exemplo da influência da circulação em níveis altos na formação e desenvolvimento de ciclones pode ser constatado no estudo de GAN (1992) sobre ciclogênese na América do Sul. Na Figura 14a, tem-se um jato intenso com a posição da crista e do cavado favorecendo a ciclogênese sobre o continente.

Nessa área, o escoamento acontece no declive de um cavado, mudando de ciclônico para anticiclônico, determinando divergência em altos níveis e conseqüente convergência em baixos níveis. Na Figura 14b, o jato também é intenso, mas a posição da crista sobre o continente desfavorece a ciclogênese.



(a)



(b)

Figura 14 – Vetor vento e isotacas para junho de 1984 (a) e para março de 1984 (b) em 200hPa.

Fonte: GAN (1982).

A corrente de jato isoladamente favorece a formação de ciclones, devido ao cisalhamento vertical e zonal do vento, e a posição da onda, em níveis altos, define onde pode ocorrer a ciclogênese (GAN, 1992).

Um outro fator a ser levado em conta neste relacionamento entre escoamento ondulatório em altos níveis e desenvolvimento de circulações ciclônicas (anticiclônicas) em baixos níveis é a advecção de temperatura. A advecção negativa de temperatura, na camada atmosférica desde a superfície até níveis médios, significa que ar frio está sendo deslocado para a região onde se analisa o desenvolvimento. A entrada de ar frio nesses níveis, acima da superfície, vai causar uma redução de geopotencial e uma intensificação de cavados em altos níveis. Isso faz com que a advecção de vorticidade aumente, o que implica em maior divergência em altos níveis, movimentos ascendentes a leste do cavado e intensificação do ciclone em superfície (CAVALCANTI, 1995). Nos estágios de desenvolvimento de um ciclone, o eixo da corrente de jato acompanha as frentes frias e quentes. Na oclusão, esse eixo passa pelo ponto de oclusão. Observa-se também que os deslocamentos dos ciclones e dos anticiclones ocorrem em conformidade com o deslocamento das regiões de vento máximo.

O relacionamento entre a corrente de jato e a ciclogênese também pode ser visto por outro lado. Especialmente na oclusão, tem-se movimentos descendentes de ar frio e levantamento de ar quente, portanto há conversão de energia potencial disponível em energia cinética que, por sua vez, alimenta a corrente de jato.

2.5 - Identificação da Corrente de Jato através de imagens de satélites

Como a corrente de jato mostra ser relacionada com a circulação geral e, em especial, com alguns sistemas meteorológicos, é importante a identificação desse escoamento através de imagens de satélites, tendo assim o previsor mais um indicador de possível, ou não, ocorrência de certos processos atmosféricos.

Geralmente é possível a identificação do eixo da corrente de jato através de formações de nuvens Cirrus. Os movimentos verticais e horizontais, na troposfera alta, nas vizinhanças das correntes de jato, apresentam um efeito bem marcado na distribuição de nuvens Cirrus nessas vizinhanças, sendo que essas nuvens predominam no lado equatorial da corrente de jato. Essas nuvens podem projetar sombras sobre nuvens mais baixas as quais são visíveis em fotos de satélites (CONWAY, 1997).

Sobre os oceanos, as diferenças de instabilidade, em cada lado do núcleo, refletem-se nas aparências das nuvens. No lado direito (HS), ao longo da corrente, ocorrem baixas temperaturas e o ar é instável devido ao cisalhamento vertical das nuvens convectivas dos sistemas celulares abertos.

No lado esquerdo, ocorre subsidência e o ar mais quente associa-se a nebulosidade estratiforme, atenuada nos sistemas celulares fechados. As principais características de nuvens em correntes de jato são: grandes escudos de Cirrus com bordas agudas, Cirrus estriadas e faixas transversais dentro da formação Cirrus. A corrente de jato subtropical é mais bem identificada pelo Cirrus escudo, apresentando essa formação de nuvens certas características tais como: é bastante grande a razão entre o comprimento e a largura da formação; pode apresentar-se ligada a nebulosidade da zona de convergência intertropical ou irradiar-se de área próximas a essa zona; apresentam às vezes faixas em pequena escala que orientam-se perpendicularmente à direção da faixa principal. Nos estágios de desenvolvimento de um ciclone, o eixo da corrente de jato acompanha as frentes fria e quente. Na oclusão, esse eixo passa pelo ponto de oclusão o qual pode ser localizado pelos contornos da cirrus. A oclusão estende-se a partir da posição onde a banda de Cirrus atravessa a banda de nuvens frontais (CONWAY, 1997).

2.6 – Fenômenos associados

A variação diária do vento nas áreas litorâneas e sobre ilhas são fortemente influenciadas pelas brisas terrestres e marítimas, que são originárias da diferença de aquecimento e resfriamento sobre a terra e água.

Há ventos que mudam de direção com uma certa periodicidade, em função de inversões de sentido da componente horizontal do gradiente de pressão. Tais inversões são movidas por diferenças de aquecimento da superfície. Alguns desses ventos têm periodicidade diária, outros são sazonais.

A quantidade de vapor d'água na atmosfera varia no tempo e no espaço. O vapor d'água é de grande significado por diversas razões. Ele é origem de todas as formas de condensação e precipitação, desempenha o papel termoregulador e fornece indicações sobre o tempo futuro, logo se faz necessário compreender as variações de umidade, particularmente na região tropical (VAREJÃO-SILVA, 2000).

As circulações podem ocorrer quando uma diferença de temperatura é estabelecida entre duas regiões. As circulações da brisa marítimas e de vale-montanha são exemplos destas circulações térmicas diretas (ATKINSON, 1981; ROTUNNO, 1983; PIELKE, 1984; DALU and PIELKE, 1989).

Simulações numéricas (por exemplo, PIELKE, 1974; MAHRER and PIELKE, 1977; AVISSAR and PIELKE, 1989) mostram que as circulações de mesoescala similares à brisa do mar podem ser forçadas por superfícies heterogêneas.

CAVALCANTI e KOUSKY (1982) estudaram as linhas de instabilidades que ocorrem na costa norte-nordeste da América do Sul e concluíram que estes sistemas estão associados a brisa marítima e à proximidade da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical).

DUVEL and KANDEL (1985) estudaram o ciclo diurno em uma escala regional através de informações do satélite *Meteosat* e mostraram que sobre a região nordeste do Brasil foram encontrados sinais de que este ciclo modula a cobertura total de nebulosidade. MACHADO and ROSSOW (1993) mostraram que o ciclo diurno, além de modular a cobertura de nuvens, modifica a escala espacial de organização da convecção.

A distribuição espacial e temporal da nebulosidade apresenta uma grande variabilidade que se deve a muitos fatores, principalmente relevo e sazonalidade. TORSANI e MTSWAN ADILAM (1982) realizaram uma análise da flutuação da cobertura de nuvens no Brasil através da compilação de dados observados em 300 estações de superfície. Os

resultados mostraram que a variabilidade temporal da cobertura total de nuvens está relacionada com a topografia e a sazonalidade.

JANOWIAK et al., (1994) examinaram a influência do ciclo diurno na precipitação sobre os oceanos tropicais, com destaque para o horário de ocorrência dos máximos de precipitação e de nebulosidade.

2.7 – Situações sinóticas típicas sobre o NEB

2.7.1 – Anticiclone Subtropical

Os anticiclones são grandes sistemas meteorológicos e caracterizados por uma central de ventos leves e de subsidência. Não há movimento ascendente pronunciada necessária à formação de nuvens.

Os anticiclones subtropicais são sistemas quentes, intensos e são observados de baixos até altos níveis da atmosfera nas regiões de, aproximadamente, 30°N e 30°S (FEDOROVA, 2001). Nas regiões onde se situam os anticiclones subtropicais é observada divergência do vento, a qual é caracterizada por calma e céu claro.

A existência dos anticiclones subtropicais está associada com as ondas longas na corrente de oeste. Os anticiclones permanecem longo tempo, quando em altos níveis da atmosfera são observadas cristas.

Os centros dos anticiclones subtropicais são encontrados durante todo o ano em cada oceano, principalmente, sobre as regiões orientais dos oceanos.

As teorias da Circulação Geral explicam o processo do surgimento dos anticiclones subtropicais de várias maneiras (PEDELABORDE, 1954), ou seja:

- a teoria térmica clássica diz que os anticiclones subtropicais são conseqüências da convergência das correntes nas regiões equatoriais, ou seja, o aquecimento da superfície no equador provoca um abaixamento da pressão, o que, por sua vez, causa movimentos ascendentes no equador e descendentes nas regiões subtropicais formando os anticiclones subtropicais
- a teoria dinâmica de Rossby explica que a invasão do ar polar em direção às regiões subtropicais provoca a formação de séries de ciclones e anticiclones extratropicais, que ali se desenvolvem e que, sequencialmente, alimentam os anticiclones subtropicais.

Os anticiclones subtropicais existem, aproximadamente, por uma semana e depois é observada nova incursão do ar polar e a regeneração do anticiclone.

O anticiclone jovem é móvel com assimetria no campo de temperatura (a vanguarda é mais fria e a retaguarda mais quente). Durante seu deslocamento o anticiclone se aquece, intensifica-se e transforma-se num anticiclone quente e quase estacionário. Estes anticiclones alimentam e reforçam os anticiclones subtropicais mais velhos. O processo de regeneração do anticiclone ocorre depois da invasão do ar polar atrás da frente fria. A estrutura composta das massas de ar subtropicais com inversão térmica confirma a existência do processo de regeneração do anticiclone depois da invasão do ar polar.

Os anticiclones extratropicais são grandes massas de ar polar, que se formam na retaguarda das frentes e são caracterizados pela ausência de convecção, ventos calmos e pouca nebulosidade (ROSSBY, 1950). Todavia, as baixas temperaturas neles encontradas podem causar o fenômeno desastroso da geada, dependendo das condições de temperatura, cobertura do céu e da disponibilidade de umidade.

Segundo HARMAN (1987), os anticiclones extratropicais migram de oeste para leste com uma componente do movimento para o lado do equador. As massas de ar frio a eles associados são rasas e se modificam ao longo de suas trajetórias, passando por um processo de transformação devido aos efeitos de troca de calor e umidade com a superfície sobre as quais elas passam.

2.7.2 - Vórtices ciclônicos dos altos níveis (VCAN)

Os VCANs são sistemas de baixa pressão em grande escala, formados na alta troposfera e cuja circulação ciclônica fechada possui o centro mais frio do que a sua periferia. Na literatura meteorológica, também, encontra-se, para os vórtices ciclônicos, as seguintes denominações: baixas desprendidas, baixas frias, ciclones subtropicais, baixas de Palmén, ciclones tropicais de altos níveis e ciclone kona.

Através da análise do comportamento da circulação de altos níveis associado à precipitação sobre a América do Sul ARAGÃO (1976) observou uma circulação ciclônica fria, formada sempre sobre o Atlântico Tropical Sul, próxima à costa leste do NEB.

Em ciclones conhecidos, os vórtices ciclônicos dos altos níveis, em geral, são os mais persistentes (RAMAGE, 1962; PALMER, 1951). No entanto, FRANK (1966) observou que o tempo de vida varia consideravelmente, pois alguns permanecem por mais de uma semana, enquanto outros perduram por apenas algumas horas.

Os VCANs originam-se tanto do oceano Atlântico como no Pacífico (CARLSON, 1967. KOUSKY and GAN, 1981), embora, dependendo do mecanismo que os formam, possam ser do tipo de Palmén ou de origem tropical (FRANK, 1970). Os de Palmén surgem em qualquer época do ano, especialmente nos meses de inverno (SIMPSON, 1952; PALMER, 1951) e os de origem tropical, nos meses de primavera, verão e outono (FRANK, 1970; KOUSKY and GAN, 1981). Os vórtices ciclônicos originados nos trópicos diferem também dos de Palmén nos seguintes aspectos (PALMER, 1951):

- a) originam-se acima de 9000m, nas latitudes baixas;
- b) podem permanecer na região tropical por longos períodos;
- c) durante a passagem para as latitudes mais altas, geralmente eles intensificam-se.

A formação do VCAN deve-se a uma associação entre a intensificação de Alta da Bolívia (AB) e os sistemas frontais (SFs), que se deslocam sobre as regiões Sul e Sudeste, vindos de latitudes mais altas da América do Sul (AS). A advecção quente que precede o sistema, principalmente em baixos e médios níveis, induzem a amplificação da crista a leste da Alta da Bolívia e conseqüentemente, a intensificação do cavado corrente acima, provocando o seu fechamento e formando assim o VCAN (KOUSKY and GAN, 1981).

O VCAN é um dos principais sistemas de precipitação na pré-estação chuvosa do NEB (BLANCO et al., 1996). Consiste de uma circulação ciclônica fechada com núcleo frio e estende-se desde 200hPa até 500hPa (ARAGÃO, 1976; KOUSKY and GAN, 1981; GAN, 1982; HALLAK e SILVA DIAS, 1994; RAMIREZ, 1996; RAMIREZ et al., 1999).

Os VCANs localizam-se sobre o NEB, na região do Atlântico Sul (KOUSKY and GAN, 1981; RAMIREZ et al., 1999), sobre o Paraguai – Bolívia (HALLAK e SILVA DIAS, 1994; JUNIOR e SILVA DIAS, 1990; FEDOROVA et al., 1998; FEDOROVA et al., 1999) e sobre sul da América do Sul (LOURENÇO et al., 1996a e 1996b).

Os VACNs no NEB ocorrem principalmente no verão, com maior frequência em janeiro no NEB (GAN e KOUSKY, 1986; RAMIREZ et al., 1999). O tempo médio de vida varia de 4 a 11 dias (SILVA et al., 1990; RAMIREZ et al., 1999) e podem ficar estacionários até 4 dias (RAMIREZ et al., 1999). O deslocamento do VACN jovem é para leste (KOUSKY and GAN, 1981), mas geralmente para oeste (VIRJI, 1981; RAMIREZ, 1996; RAMIREZ et al., 1999).

Existe uma circulação direta, que apresenta movimento descendente de ar seco e frio no centro do VCAN e movimento ascendente de ar quente e úmido na periferia, justificando as precipitações na periferia; o mecanismo de desenvolvimento dos vórtices é a conversão de energia potencial em energia cinética através do processo de afundamento do ar no centro e

levantamento na periferia. Uma análise diagnóstica isentrópica mostrou no primeiro dia da existência do VCAN a conversão de energia cinética em potencial e no segundo dia, o contrário. O aquecimento adiabático no centro do VCAN é compensado por resfriamento radiativo. A liberação de calor latente nas torres convectivas permite manter o gradiente de temperatura e, conseqüentemente, o VCAN (KOUSKY and GAN, 1981; GAN e KOUSKY, 1986; JUNIOR e SILVA DIAS, 1990)

As baixas frias da alta troposfera nas latitudes subtropicais surgem entre os meses de setembro e maio. sua formação está associada a uma pré-intensificação da crista situada a sudoeste delas. Nos casos em que as baixas frias estão associadas ao escoamento das latitudes médias, elas deslocam-se para leste. Quando se desprendem deste escoamento, a advecção de vorticidade planetária passa a dominar, e então os ciclones orientam-se para oeste. O fornecimento de ar frio de um cavado de ar superior para uma baixa fria é uma possível explicação para sua manutenção (GAN, 1982).

Os principais sistemas associados com o VCAN são a Alta da Bolívia e o cavado profundo no nordeste do Brasil (KOUSKY and GAN, 1981; VIRJI, 1981; SILVA DIAS and BONATTI, 1985; RAO and BONATTI, 1987). A formação de VCANs ocorre devido à intensificação de um cavado de ar superior, com posterior intensificação da crista corrente abaixo (BJERKNES, 1951; KOUSKY and GAN, 1981; GAN, 1982). ANJOS et al. (1994) investigaram a existência de conexões entre o VCAN e a circulação do Hemisfério Norte.

SILVA DIAS et al (1990) atribuíram a formação da AB à dispersão de ondas de Rossby e Rossby-gravidade, resultantes da liberação de calor latente na Amazônia. Já o cavado a leste da AB forma-se devido à onda de Rossby e Rossby-gravidade de pequeno comprimento. Estudos realizados por GANDU (1996), evidenciaram a influencia da convecção na África sobre a circulação da América do Sul, concluindo que pode haver uma intensificação do cavado no Atlântico Tropical Sul devido à convecção na África.

A advecção de ar frio contribui diretamente para a intensificação do VCAN (SILVA et al., 1990, ANJOS e SOBRAL, 1992).

Uma análise do papel da instabilidade barotrópica na formação e desenvolvimento do VCAN mostrou que este mecanismo está presente, mas não o bastante para explicar totalmente o desenvolvimento do sistema (RAO and BONATTI, 1987).

KOUSKY and GAN (1981) sugerem como o mecanismo de influência de frentes na formação do VCAN, a amplificação da crista. Um VCAN sobre o Paraguai (HALLAK e SILVA DIAS, 1994) foi relacionado à frente fria e no outro caso, a frente fria associada a este

vórtice ciclônico de ar frio veio se dissipando à medida que avança em direção ao leste sobre o continente Sul-Americano.

Um esquema da estrutura vertical do VCAN proposto por KOUSKY and GAN (1981), é ilustrado na Figura 15, na qual é possível observar que o movimento vertical gerado pelo vórtice caracteriza uma circulação direta, com movimento subsidente seco e frio no centro (céu claro) e movimento ascendente quente na periferia (forte nebulosidade).

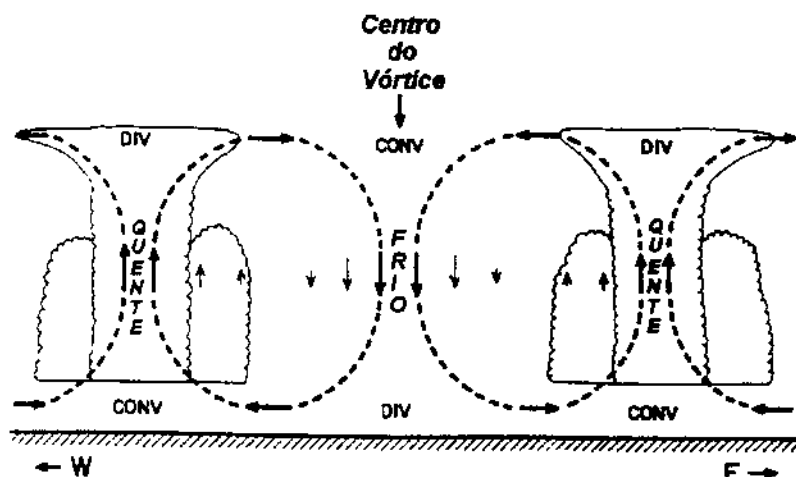


Figura 15 – Esquema de um corte através do perfil vertical do vórtice ciclônico.
Fonte: KOUSKY and GAN (1981).

Os vórtices ciclônicos do tipo Palmén formam-se devido a pré-existência de um cavado frio no ar superior, o qual foi desligado de sua região fonte polar (PALMÉN and NEWTON, 1969). Desse modo, um cavado frio em altos níveis de latitudes médias ao penetrar nos subtropicais, poderá ter uma inclinação meridional bem acentuada (Figura 16).

Essa inclinação faz com que a parte do cavado, nas baixas latitudes, tenha uma velocidade zonal inferior ao resto do cavado, atrasando-se até que se desprenda completamente deste. Assim nesta parte despreendida forma-se uma circulação fechada (SIMPSON, 1952).



Figura 16 – Formação esquemática de um VCAN
Fonte: BJERKNES (1951).

Portanto, GAN e KOUSKY (1986) observaram o seguinte mecanismo de formação dos vórtices ciclônicos de origem tropical (Figura 17), quando um sistema frontal penetra nas latitudes subtropicais, provoca forte advecção de ar quente no seu lado oeste. Esta advecção

amplifica a crista em altos níveis e, devido à conservação da vorticidade absoluta, o cavado que está a leste desta, também é intensificado, formando-se o ciclone na alta troposfera.

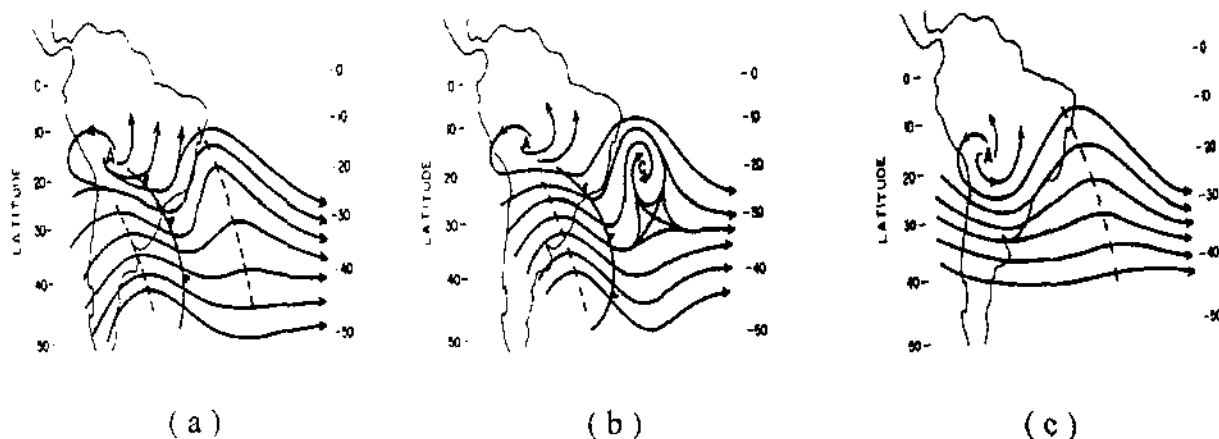


Figura 17 - Sequência esquemática da formação do vórtice ciclônico em 200hPa, sobre o oceano Atlântico Sul.

Fonte: KOUSKY e GAN (1981).

2.7.3 - Zonas Frontais

No contato entre duas massas de ar, de temperaturas diferentes, forma-se uma superfície de descontinuidade conhecida como superfície frontal. Esta descontinuidade é uma zona de transição estreita e inclinada, na qual os elementos meteorológicos variam mais ou menos abruptamente. A linha ou zona de contato da superfície frontal com a superfície do solo, ou qualquer outro plano horizontal, é chamada de frente. As frentes podem ser reconhecidas nas imagens de satélites através das seguintes características:

FRENTE FRIA – apresentam-se bem definidas em bandas com múltiplas camadas de nuvens, tendo uma largura entre 200 e 300km.

A identificação das frentes em latitudes tropicais da América do Sul é complicada devido aos fracos gradientes de temperatura e à convergência das correntes nos baixos níveis da atmosfera que é comum na região da ZCIT (PAEGLE, 1987). Por isso, KOUSKY and FERREIRA (1981) utilizaram variações de pressão e de temperatura potencial equivalente como as características de deslocamento das massas de ar da Amazônia.

As propriedades das frentes frias no NEB foram estudadas por PARMENTER (1976), KOUSKY (1979), KOUSKY and FERREIRA (1981), SOUZA e COSTA (1994). As invasões de frentes frias na direção norte do Brasil nos meses de inverno foram destacadas por KOUSKY and FERREIRA (1981) pela distribuição do segundo autovetor. Eles utilizaram o método das componentes principais e analisaram as variações de pressão de pressão à

superfície e associaram com estas frentes frias no Brasil. No verão a posição das frentes frias no sul e sudeste do Brasil foi determinada pela distribuição do terceiro autovetor. Na primavera as frentes frias no sul do Brasil foram identificadas pelo quarto autovetor.

A análise da passagem das frentes frias no nordeste do Brasil durante 10 anos é apresentada no trabalho de KOUSKY (1979). Os resultados mostram que as zonas frontais penetram na região de estudo durante todo o ano. A velocidade baixa do deslocamento das frentes frias está associada com a formação da onda na frente. O número de passagens frontais em Caravelas-BA, no primeiro semestre de 1985 é de 0 até 4 por mês e em janeiro não foram detectadas zonas frontais (ARAGÃO, 1994). De acordo com KOUSKY (1979) o número máximo de passagens frontais por mês foi 3.

KOUSKY (1979) mostrou que sistemas frontais representam um papel importante para um aumento das precipitações: 1) nos meses de dezembro e de janeiro na parte sul do Nordeste, na Bahia, 2) nos meses de inverno na região da Bahia até o Rio Grande do Norte e no norte do Ceará. A pressão baixa associada com as frentes favorece o deslocamento da ZCIT para o sul. As invasões de frentes frias na direção norte do Brasil nos meses de inverno também foram destacadas por KOUSKY and FERREIRA (1981).

2.7.4 – Zona de convergência intertropical (ZCIT)

A linha ao longo da qual os alísios de ambos os hemisférios convergem é conhecida como Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) ou baixa equatorial (VIANELLO e ALVES, 1991). No estudo de XAVIER et al., (2000), as posições da ZCIT foram obtidas como a linha de convergência dos ventos alísios de nordeste e sudeste, que é a linha de *velocidade meridional nula*.

O enfraquecimento da componente meridional do vento próximo à costa do Nordeste está claramente associado com a migração da ZCIT. MACHADO (1995) relaciona a posição da ZCIT com a zona de máxima cobertura de nuvens convectivas; na identificação da nebulosidade da ZCIT foram usados dados de satélite nos canais infravermelho (IR) sobre a América do Sul. Nesta zona predomina atmosférica calma sobre grandes extensões; daí ser conhecida, na terminologia náutica, como “zona de calmarias” ou “doldrums” (FEDOROVA, 2001).

Uma das características da ZCIT é a sua posição e sua periódica migração entre os dois hemisférios de uma estação para outra (por exemplo, LOCKWOOD, 1974). As

conseqüências desse deslocamento da ZCIT no tempo e no clima das regiões tropicais são enormes. Sobre a amplitude desta migração existem diferentes informações.

De acordo com o mesmo autor, esta migração ocorre numa faixa de até 15° ou mais de latitude, com relação ao equador, ora deslocando-se para o norte, ora para o sul. Em geral, atinge sua posição média mais ao norte, em torno de 10° N, em setembro, e mais ao sul, em torno de 5° S, em março, coincidindo, aproximadamente, com as latitudes em que ocorrem as máximas temperaturas médias sobre os oceanos. A Figura 18 mostra as posições da ZCIT nos meses de janeiro e agosto.

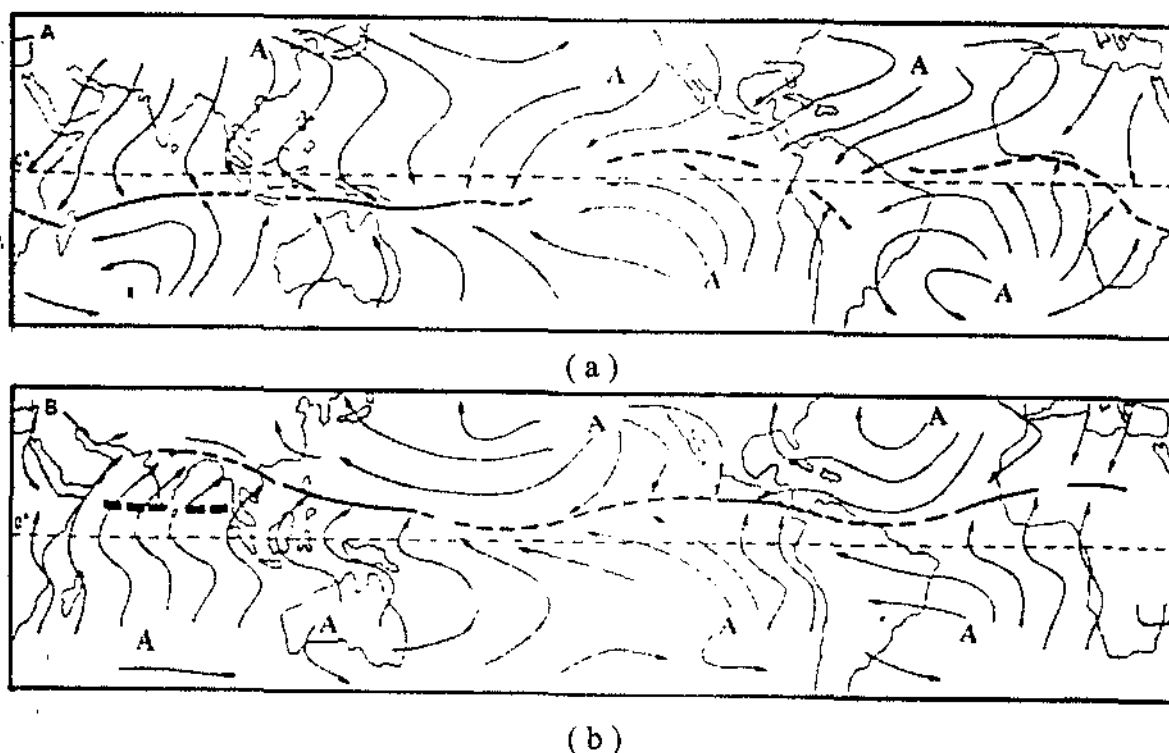


Figura 18 – Posicionamento do vento numa superfície idealizada e a posição da ZCIT em janeiro (a) e em agosto (b).
Fonte: LOCKWOOD (1974).

Na carta de janeiro, a ZCIT pode ser traçada no delta do Amazonas, na costa sul da Colômbia. Em julho, a ZCIT está cerca de 10° mais ao norte, no Atlântico, cruza a costa norte da América do Sul e Panamá e alcança quase os 15° ao sul da Baixa Califórnia. É importante observar que as migrações sazonais da ZCIT são pequenas sobre o Atlântico e o Pacífico, mas destaca-se sobre os continentes, especialmente sobre a América do Sul. Em agosto a ZCIT está a cerca de 10° mais ao norte, no Atlântico, cruza a costa norte da América do Sul e Panamá, alcança quase os 15° ao sul da Baixa Califórnia, aprofunda-se próximo do equador nas longitudes dos grupos das ilhas Marshall, Gilbert e Carolinas, então se estende para noroeste até a costa da China, onde ela deve unir-se com a baixa térmica da Ásia meridional e África setentrional. Há algumas indicações de uma linha de convergência secundária

estendendo-se das vizinhanças de 15° S, 160° W e unindo-se à outra próxima a 155° E. A maior amplitude anual, na posição da ZCIT, e também do cavado de pressão, ocorre entre fevereiro e agosto, em melhor concordância com o ciclo anual das temperaturas da superfície dos oceanos.

De acordo com GARBELL (1947), a migração da ZCIT para a América do Sul tem uma amplitude maior do que a citada anteriormente e ocorre entre 10° N no inverno e 20° S no verão.

A amplitude de movimentação da ZCIT sobre os oceanos é pequena, mas é grande sobre o continente. A localização da ZCIT é mais persistente, de dia para dia, em algumas áreas do que em outras. É mais variável no Pacífico ocidental, onde a sua posição dada pelos ventos resultantes pode diferir mais da sua posição média diária. A maior amplitude sazonal, em localização, ocorre no hemisfério oriental. A amplitude anual mais ampla, na posição da ZCIT, e também do cavado de pressão, ocorre entre fevereiro e agosto, em melhor concordância com o ciclo anual das temperaturas da superfície dos oceanos.

Existem duas teorias (PEDELABORDE, 1954) que explicam as causas da formação da ZCIT:

- a teoria térmica da Circulação Geral da Atmosfera determina a causa principal da formação do ZCIT pelo aquecimento da superfície na região do equador;
- a teoria dinâmica da Circulação Geral da atmosfera e movimentos ascendentes sobre o equador como a resposta dos processos de formação das famílias dos ciclones e anticiclones nas regiões polares.

Na região da ZCIT o ar tende a se elevar, ocorre intensa formação de nuvens cumuliformes, resultando na formação de abundantes chuvas convectivas. As estações chuvosas, frequentemente desastrosas, nas regiões tropicais, estão associadas com o deslocamento da ZCIT. Algumas regiões tropicais têm duas estações chuvosas distintas: uma quando a ZCIT cruza a região, indo para o norte, e outra quando retorna para o sul. Entre essas duas passagens é observada a estação seca. Por exemplo, sobre o Estado do Ceará, a migração da ZCIT é o mecanismo atmosférico responsável pelo desencadeamento de chuvas regulares (XAVIER et al., 2000). Estes fenômenos meteorológicos, além das consequências imediatas sobre o tempo e o clima, também são responsáveis pela liberação de enormes quantidades de energia para a atmosfera superior, isto é, a conversão de energia na forma de calor latente para calor sensível. Portanto, a atmosfera tropical é considerada a maior fonte de energia para a atmosfera terrestre.

3 – MATERIAL E MÉTODOS

3.1 – Localização da área de estudo

O estado de Alagoas possui um clima tropical, com temperatura média anual de 24°C e índices pluviométricos mensais no período chuvoso de 113,6mm (Abril-Maio-Junho-Julho) e período seco de 14,3mm (Setembro-Outubro-Novembro-Dezembro), situado na região nordeste do Brasil (FIGUEIREDO, 2002) ocupando uma área de 27.793 km², localizando-se na Latitude 09° 31'S e Longitude 35° 47'W. Na Figura 19, pode observar o mapa da Região do Nordeste do Brasil, seus respectivos estados e a área estudada em destaque (Estado de Alagoas). Já na Figura 20, observa a área de interesse do estudo ampliada.

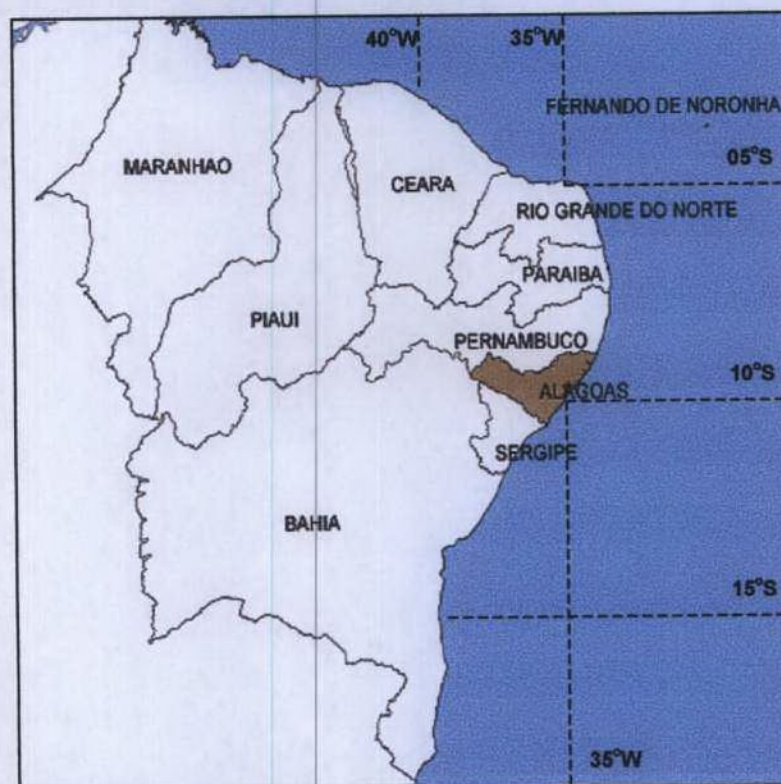


Figura 19 – Mapa da Região do Nordeste do Brasil, seus respectivos estados e a localização da área estudada em destaque (*Estado de Alagoas*).
Fonte: DHM-AL.

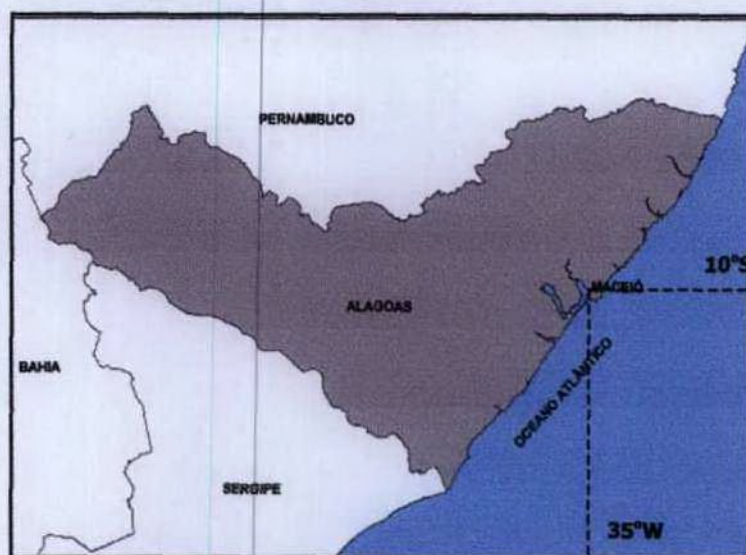


Figura 20 – Localização da área de estudo ampliada (*Estado de Alagoas*).
Fonte: DHM-AL.

3.2 – Análise da ocorrência da corrente de jato próximo do NEB durante o ano de 2002

Para análise da ocorrência da corrente de jato próximo do NEB durante o ano de 2002, foram utilizados os mapas de linha de corrente e magnitude do vento diário as 00:00 horas no nível de 200hPa, utilizando o software GrADS para visualização e análise dos dados em ponto de grade. A região escolhida para esta análise pode ser vista no esquema da região de análise visualizado na Figura 21.

Foi escolhido um mês de cada estação do ano (Janeiro, Abril, Julho e Outubro) para observar as ocorrências da corrente de jato durante o ano. Sabendo que a corrente de jato é determinada a partir de 30 m/s, foram observadas as velocidades que podem ocasionar a existência da corrente de jato, velocidade entre 20 e 30 m/s e maior do que 30 m/s.

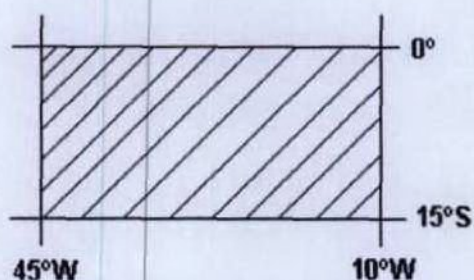


Figura 21 – Região de análise de ocorrência da corrente de jato durante o ano de 2002.

3.3 - Escolha do período de análise da corrente de jato próximo do NEB

Escolha do período de análise da corrente de jato próximo do NEB foi feita pelos dados dos satélites GOES e METEOSAT nos canais infravermelho (IR) e vapor d'água (WV). Para análise geral foram utilizados os dados dos satélites GOES e METEOSAT nos canais IR e WV para os meses de janeiro, novembro e dezembro do ano 2002, quatro vezes por dia com a finalidade de encontrar casos com nebulosidade típica da corrente de jato, utilizando a descrição clássica (RAO et al., 1990; CONWAY, 1997). Os meses de verão foram escolhidos porque neste período do ano são mais frequentes os VCAN, os quais são responsáveis pelas precipitações no período seco do ano no Estado de Alagoas. A região de análise foi a mesma para análise da ocorrência de corrente de jato próximo do NEB (Figura 21). Os dados de satélite foram obtidos através dos órgãos de pesquisas: CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos), INPE (Instituto de Pesquisas Espaciais) na página <http://www.cptec.inpe.br/satelite/>, e EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) na página <http://www.eumetsat.de/>.

Para confirmar a ocorrência da corrente de jato foram utilizados os mesmos campos de linhas de correntes no nível de 200hPa, descritos no item 3.2. Finalmente, foram escolhidos 3 situações sinóticas diferentes:

- 1º Caso – Corrente de Jato próximo do NEB e formação do VCAN sobre continente nos dias 19 e 20 de novembro,
- 2º Caso – Corrente de Jato próximo do NEB vindo do HS e VCAN próximo ao Estado de Alagoas do dia 29 de novembro até 01 de dezembro,
- 3º Caso – Corrente de Jato próximo do NEB vindo do HN e VCAN próximo ao Estado de Alagoas de 25 até 31 de janeiro

3.4 - Análise da corrente de jato e sistemas sinóticos associados

Para analisar as situações sinóticas, utilizou-se os mapas, construídos pelo software GrADS (Grid Analysis and Display System, versão: 2.8SL, referenciado por DOTY, 1992) do Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions (COLA) na página

<http://grads.iges.org/grads/>, onde o GrADS é essencialmente um software para visualização e análise de dados em ponto de grade. A dimensão espacial esteve entre 45°S e 40°N de latitude e 90°W e 60°E de longitude. Foram utilizados dados do NCEP – NCAR (National Centers for environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) do projeto reanalysis (KALNAY et al., 1996) na página http://www.cdc.noaa.gov/cgi-bin/db_searchMenus.pl. Entretanto, para cada caso encontrado foram utilizados os seguintes horários 00UTC, 06UTC, 12UTC e 18UTC e os campos foram os mesmos para todos os casos:

- Linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) na superfície e nos níveis de 1000, 900, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 200 e 100hPa,
- Altura geopotencial (m) no nível de 200hPa,
- Pressão na superfície (hPa),
- Omega ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) em 1000, 900, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 200 e 100hPa,
- Temperatura do ar e Temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) em 1000, 900, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 200 e 100hPa.

Todos estes campos e as imagens de satélite foram utilizados para a análise da situação sinótica em todos os dias, para os quais foi analisada a distribuição da nebulosidade da Corrente de jato e do VCAN.

3.5 – Análise da estrutura da corrente de jato

Para analisar a estrutura da corrente de jato, foram construídas as seções verticais do vento, da temperatura do ar, da temperatura potencial e dos movimentos verticais. Estas seções foram elaboradas relativamente dos eixos das correntes de jato, do VCAN e da localização próximo do estado de Alagoas. Os esquemas da localização das seções são apresentados a seguir para cada caso analisado.

- 1º Caso – Corrente de Jato próximo do NEB e formação do VCAN sobre continente:

Para o 1º Caso, foram feitas seções verticais próximo do núcleo da corrente de jato em 12°S e 18°W e sobre Maceió em, aproximadamente, 10°S e 35°W com observações distintas com valores de linhas de corrente e magnitude do vento um pouco diferenciado, podendo ser visto na Figura 22.

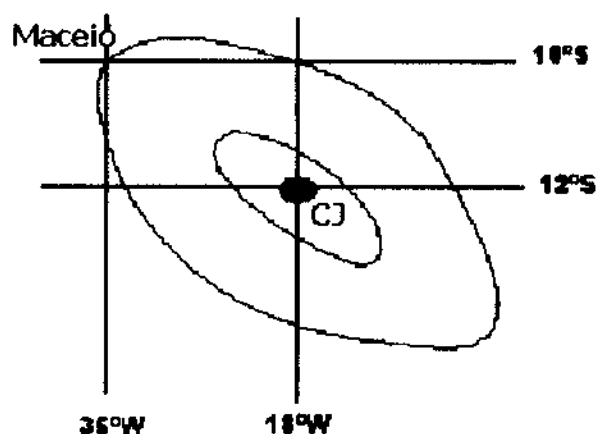


Figura 22 – Esquema da seção vertical sobre Maceió (linha vermelha) e sobre o eixo da corrente de jato (linha preta).

- 2º Caso – Corrente de Jato próximo do NEB vindo do HS e VCAN próximo ao Estado de Alagoas:

No 2º caso, uma seção vertical foi realizada ao longo da longitude 40°W , o qual corresponde ao eixo da corrente de jato vinda do Hemisfério Sul (Figura 23). A outra seção foi feita ao longo da longitude 32°W para atravessar o centro do VCAN. Ao longo da latitude foi elaborada somente uma seção ao longo de 12°S , porque o centro do VCAN e o núcleo da CJ foram observados próximo desta latitude.

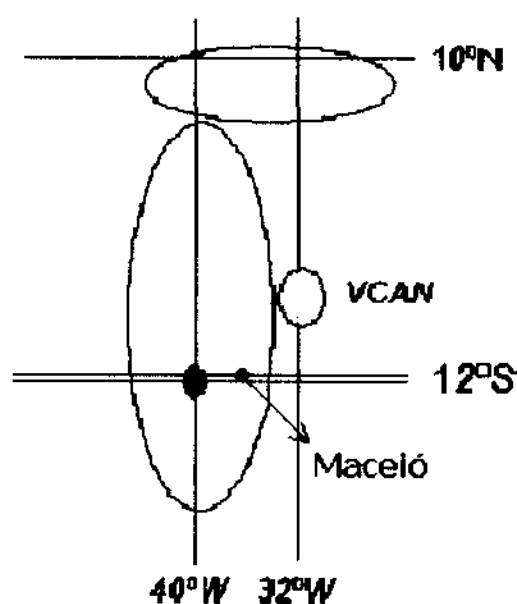


Figura 23 – Esquema da seção vertical sobre o VCAN (linha vermelha), sobre o eixo da corrente de jato (linha preta) e a localização de Maceió (círculo azul).

- 3º Caso – Corrente de Jato próximo do NEB vindo do HN e VCAN próximo ao Estado de Alagoas:

Logo, no 3º caso as seções verticais foram feitas para atravessar o centro do VCAN (linhas vermelhas) ao longo de 05°S e 38°W e cruzar o núcleo da corrente de jato (linhas pretas) ao longo de 12°S e 48°W (Figura 24).

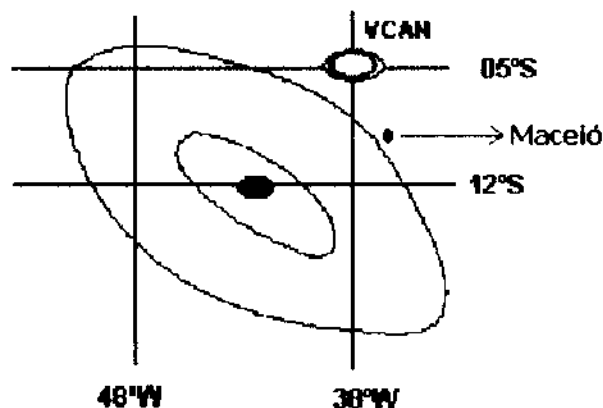


Figura 24 – Esquema da seção vertical sobre o VCAN (linha vermelha), sobre o eixo da corrente de jato (linha preta) e a localização de Maceió (circulo azul).

3.6 – Tempo associado à corrente de jato próximo do NEB

A análise do tempo, associado as correntes de jato próximo do NEB, foi feito para os três casos escolhidos através dos dados fornecidos pelo Aeroporto Zumbi dos Palmares da divisão de Meteorologia Aeronáutica. A informação sobre esta estação meteorológica está apresentada na tabela 01. Foram utilizados os dados horários das seguintes variáveis: direção do vento (°), velocidade do vento (m/s), temperatura (°C), pressão (hPa), precipitação (mm), visibilidade (m), Quantidade, tipo e altura (m) das nuvens.

Para a análise da distribuição espacial da velocidade e direção do vento os dados do vento do aeroporto foram comparados com os campos das linhas de correntes e magnitude na superfície, obtidos do NCEP/NCAR (National Centers for environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research).

Tabela 01: Informação sobre a estação meteorológica do Aeroporto Zumbi dos Palmares

Comando da Aeronáutica / Divisão de Meteorologia Aeronáutica		
Diretória de Eletrônica e Proteção ao Voo		
Estação: SBMO	Latitude: 09° 31' S	Número Sinótico: 82993
Classe: EMS – 2	Longitude: 35° 47' W	Altitude da estação: 117 m

Fonte: DIVISÃO DE PROTEÇÃO AO VOO

4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 – Comportamento temporal da Corrente de Jato

Neste trabalho foi feito um estudo observacional da ocorrência de corrente de jato próximo ao NEB durante o ano de 2002 utilizando os campos de linhas de correntes e magnitude do vento a 200hPa, escolhendo um mês central de cada estação do ano (Janeiro, Abril, Julho e Outubro). Segundo FEDOROVA (2001) a corrente de jato é um escoamento do ar na alta troposfera ou estratosfera, que apresenta velocidades maiores que 30m/s, portanto foram analisadas as correntes de ar com velocidade do vento no núcleo próximo deste valor.

Analisando a tabela 02, observa-se que nos meses de janeiro (verão) e abril (outono) a velocidade média do vento ficou abaixo de 30m/s e nos meses de julho (inverno) e outubro (primavera) estava acima deste valor. Todavia, nos meses com vento mais fraco, ou seja, em janeiro e abril, os valores máximos de velocidade do vento no núcleo da corrente foram maiores do que 30m/s e atingiram 40 e 35m/s, respectivamente. Nos meses de julho e outubro os valores máximos de velocidade do vento foram ainda maiores, 50 e 45m/s, respectivamente. Também, nestes dois últimos meses as correntes de ar com velocidades de 20 até 30m/s foram observadas diariamente e foi registrado o maior número das correntes com velocidades acima de 30m/s, 20 e 17 casos por mês.

Em geral em altos níveis (200hPa), nos meses de inverno e primavera a velocidade do vento no núcleo da corrente de jato e a frequência do vento forte foram maiores do que nos meses de verão e outono.

Tabela 02 - Velocidade (m/s) do vento (máxima, mínima e média) no núcleo da corrente de ar forte próximo do NEB e quantidade de dias da existência desta corrente com intensidade de 20 até 30 m/s e mais do que 30 m/s.

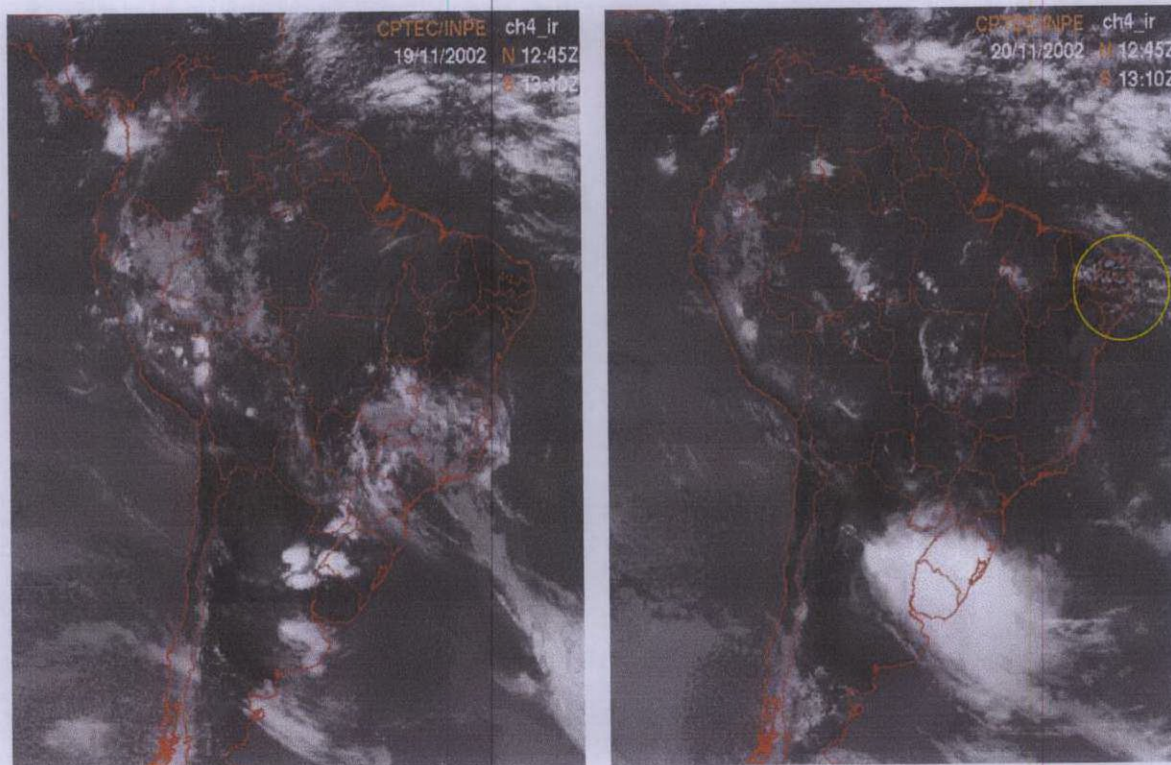
Meses	Velocidade do vento			Quantidade de dias	
	Media	Min	Max	20 - 30 m/s	> 30 m/s
Janeiro	30	15	40	27	03
Abril	14	10	35	13	01
Julho	31	20	50	11	20
Outubro	31	25	45	14	17

4.2 - Corrente de Jato nos dias 19 e 20/11/2002

4.2.1 - Análise da situação sinótica nos dias 19 e 20/11/2002 usando as imagens de satélite.

Nas imagens do satélite GOES no canal infravermelho às 12:45 UTC, para os dias 19 e 20 de novembro de 2002 foi observado a nebulosidade típica da corrente de jato. A Figura 25b identifica claramente a nebulosidade da corrente de jato (marcado com um círculo amarelo), ou seja, as nuvens dos altos níveis (*Cr* e *Cc*) de estrutura linear, na direção quase zonal e estruturas perpendiculares (transversais) dentro destas linhas. Esta localização da corrente de jato próximo da costa leste do Nordeste não é típica do ponto de vista climatológico, como foi mostrado no item 2 (Revisão Bibliográfica). Posteriormente no presente estudo esta corrente de jato foi denominada como CJNEB.

Na imagem da Figura 25a, mostra a zona frontal do hemisfério sul vinda do Sul da América do Sul na direção de São Paulo. No dia seguinte (Figura 25b), 20 de novembro, a zona frontal que estava sobre São Paulo enfraqueceu e saiu na direção do oceano Atlântico; outra zona frontal deslocou-se no extremo sul do Brasil, confirmando nas imagens globais (Figura 26a e 26b).



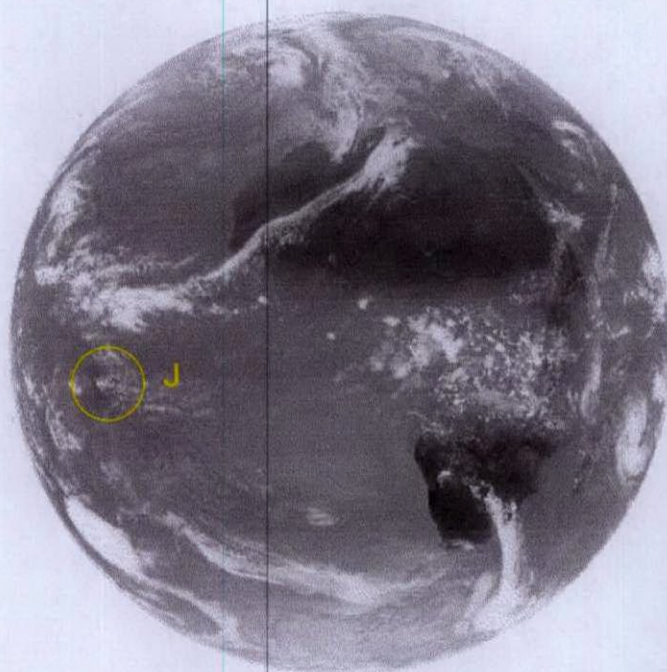
(a) (b)

Figura 25 – Imagens do satélite GOES no canal infravermelho para os dias 19 (a) e 20 (b) de novembro de 2002, às 12:45 UTC, mostrando a nebulosidade da CJNEB (marcado com um círculo amarelo).
Fonte: CPTEC/INPE.

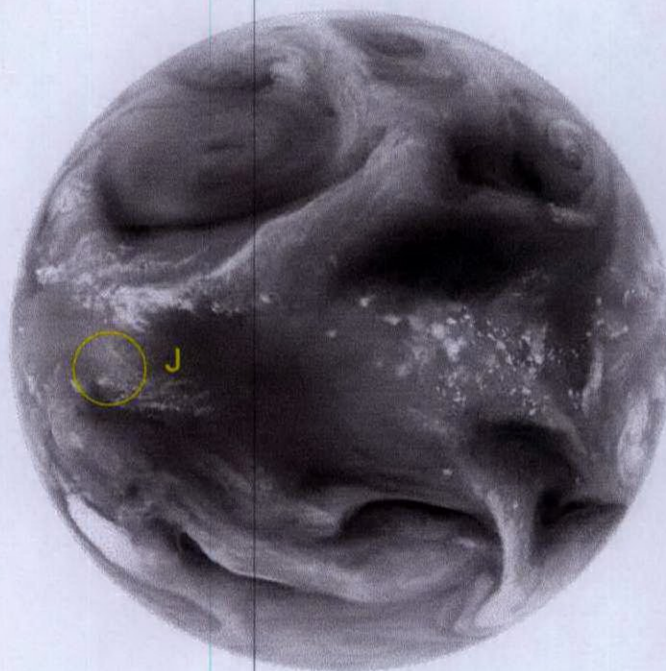
A ocorrência de nebulosidade da CJNEB foi confirmada na imagem global mostrada na Figura 26a (marcado com um círculo amarelo). Esta última imagem, também, mostra as dimensões desta massa de nebulosidade, ou seja, aproximadamente, 1000 km de largura e 500 km de comprimento.

Ao norte da nebulosidade da CJNEB pode ser vista a outra região com nebulosidade (Figura 25). Pelas imagens globais é possível identificar que essa extremidade é da frente vinda do hemisfério norte.

Finalmente, pela análise das imagens de satélite pode ser concluído que a CJNEB estava associada a duas zonas frontais em altos níveis, uma no HN e outra no HS e a ZCIT bem evidenciada (Figura 26).



(a)



(b)

Figura 26 – Imagens do satélite METEOSAT-7 nos canais IR (a) e WV (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 12:00 UTC, mostrando a nebulosidade da CJNEB (marcado com um círculo amarelo).
Fonte: EUMETSAT.

4.2.2 – Corrente de Jato e sistemas sinóticos associados

Analisando os mapas de linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) em 200hPa nos dias 19 e 20 de novembro de 2002 às 1200 UTC, foi possível localizar a Corrente de Jato nestes dias (Figura 27) próximo do NEB.

No HS a CJNEB localiza-se sobre o Atlântico Sul desde o nordeste do Brasil na direção sudeste da África (Figura 27a) mantendo-se numa posição de noroeste para sudeste. No dia seguinte sua posição mudou para mais zonal deslocando-se um pouco para leste com seu eixo aproximadamente em 12°S (Figura 27b). A velocidade do vento máximo no núcleo da CJNEB atingiu 25-30 m s⁻¹, ou seja, estava na limite da velocidade, quando a corrente pode ser denominada corrente de jato.

Além disso, é observado a outra corrente de jato próximo da sua posição climatológica típica em, aproximadamente, 30°S, sendo essa posição mais zonal. Esta corrente de jato do HS localiza-se na parte central da Argentina cruzando a América do Sul na latitude de aproximadamente 32°S. A CJNEB é um ramo da corrente de jato climatológica localizada sobre a Argentina.

No hemisfério norte observa-se uma corrente de jato vinda do norte da América do Sul na direção da África (Figura 27a e 27b), sendo que essa corrente permaneceu com sua posição quase zonal nos dois dias.

No dia 19 de novembro de 2002, um cavado estava presente em 200hPa sobre o Oceano Atlântico e estava localizado ao sul e quase paralelo a CJNEB, o que pode ser visto nos mapas de linhas de corrente e magnitude do vento (Figura 27a) e altura geopotencial a 200hPa (Figura 29b).

No lado equatorial da CJNEB próximo ao equador, em altos níveis, é observada a circulação anti-horária (anticiclônica no HS) no dia 19 (Figura 27a). Esta circulação intensificou-se no dia seguinte com centro em torno de 18°W e 02°S. Sob esta circulação, em baixos níveis podem ser vistos os Alísios, ligados com o anticiclone do Atlântico Sul. Devido ao deslocamento deste anticiclone um pouco para leste durante o período de análise, conseqüentemente as correntes de ar de baixos níveis mudaram-se de sudeste-noroeste para mais zonais (Figuras 28a e 28b).

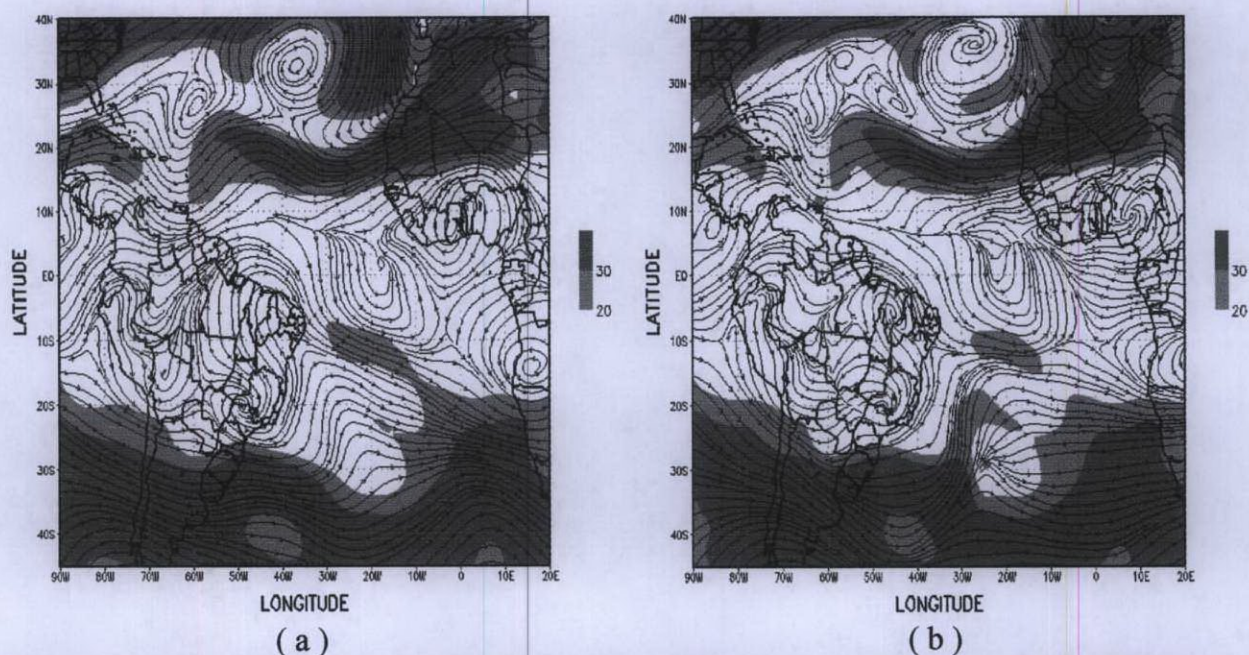


Figura 27 – Campos de linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) no nível de 200hPa para os dias 19 (a) e 20 (b) de novembro de 2002, às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.

Em baixos níveis sob o cavado dos altos níveis localiza-se a crista (Figura 28a e 29a). No dia seguinte, o cavado posicionou-se mais zonal, intensificou-se formando uma circulação fechada, conseqüentemente um VCAN sobre o continente (02°S e 45°W) (Figura 27b). A região de formação do VCAN não é clássica, pois se formou sobre o continente; geralmente os VCAN originam-se do oceano Atlântico (CARLSON, 1967; KOUSKY and GAN, 1981).

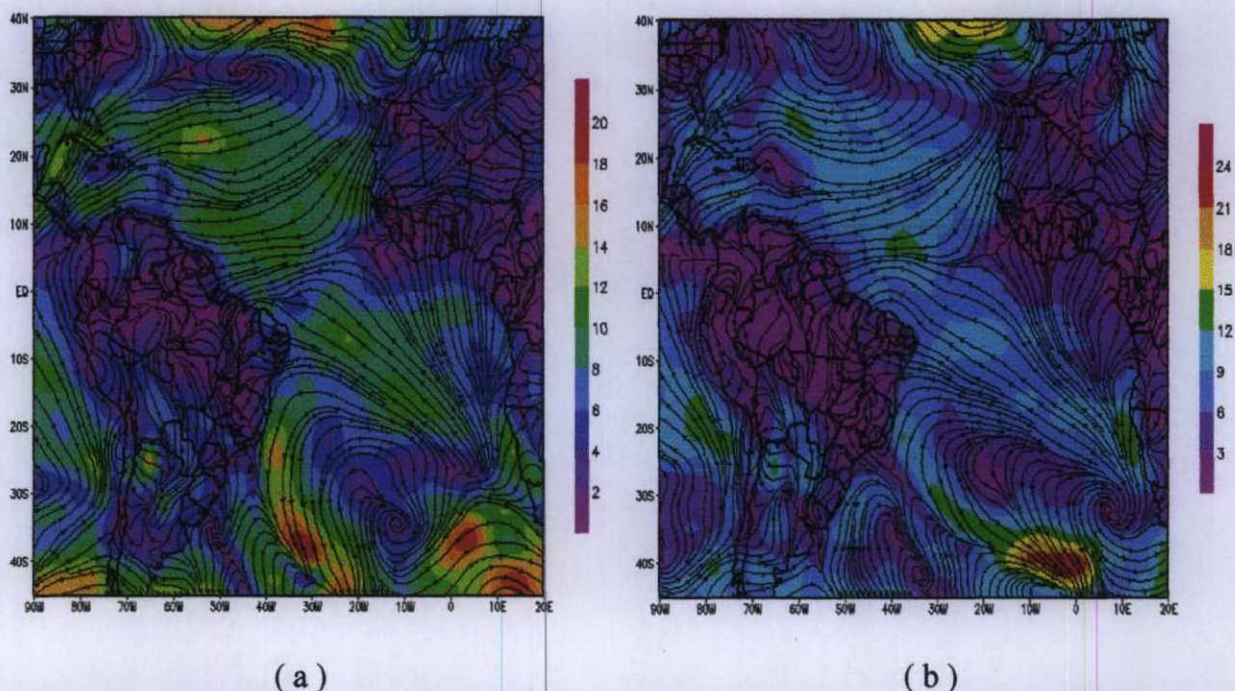
Um dos sistemas sinóticos associados ao VCAN do tipo clássico é Alta da Bolívia (RAO and BONATTI, 1987; GAN, 1982; VIRJI, 1981). No caso analisado este sistema também esteve presente. No dia 19 foram encontrados duas circulações anticiclônicas, uma com o centro próximo de São Paulo e outra na costa oeste do Brasil (Figura 27a e 29a). Em seguida no dia 20 essas duas circulações uniram-se formando uma única circulação com o centro próximo do Mato Grosso e Brasília (Figura 27b e 29a). Além disso, apareceu uma bifurcação sobre a Bolívia (Figura 27b). Todavia, as bifurcações foram descritas como acompanhantes dos processos de VCAN dos tipos Alta e Africana I e II. (GANDÚ and SILVA DIAS, 1998).

O outro sistema sinótico associado ao VCAN do tipo clássico é a zona frontal (KOUSKY and GAN, 1981). Na Figura 28a, tem-se uma frente no oceano Atlântico na direção noroeste, próximo de São Paulo com convergência de norte e sul indicando o que foi encontrado na imagem de satélite (Figura 25). No dia 20, à frente que estava quase na mesma posição e pouco mais ao norte, enfraqueceu devido ao quase desaparecimento do cavado e

mudando sua posição para mais zonal. Em seguida apareceu outra frente no extremo sul do Uruguai na direção 50°W com cavado em baixos níveis muito intenso (Figura 28b e 29a).

No hemisfério norte, em altos níveis é observado uma circulação anticiclônica em 33°N e 38°W com cavado bem evidente ao longo costa oeste da África e crista ao longo de longitude de, aproximadamente, 50°W (Figura 27a e 27b). Ao sul desta circulação anticiclônica, é localizado um ramo da corrente de jato do Hemisfério Norte e o outro ramo fica quase meridional ao longo da longitude de 20°W . Comparando em geral as correntes de jato nos dois lados do equador, nota-se que a corrente de jato no hemisfério sul é mais zonal do que no hemisfério norte (Figura 27), devido da circulação ser mais zonal no hemisfério sul (Figura 29b).

As linhas de corrente em altos níveis, também, mostram a ligação da CJNEB com ZCIT. Neste nível a ZCIT encontra-se aproximadamente em 10°N com divergência em altos níveis (Figura 27b). A localização da ZCIT pelo campo das linhas de corrente em baixos níveis (Figura 28a e 28b) e pressão à superfície (Figura 29a) encontra-se de 0° na costa da América do sul até 7°N na costa Africana. Portanto ocorre diferença da localização da ZCIT em baixos e altos níveis com a inclinação em altos níveis na direção ao norte. De acordo com GARBELL (1947), a migração da ZCIT para a América do Sul tem uma amplitude maior do que a citada anteriormente por LOCKWOOD (1974), e ocorre entre 10°N no inverno e 20°S no verão.



(a) (b)
 Figura 28 – Campos de linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) na superfície para os dias 19 (a) e 20 (b) de novembro de 2002, às 1200UTC.
 Fonte: NCEP/NCAR.

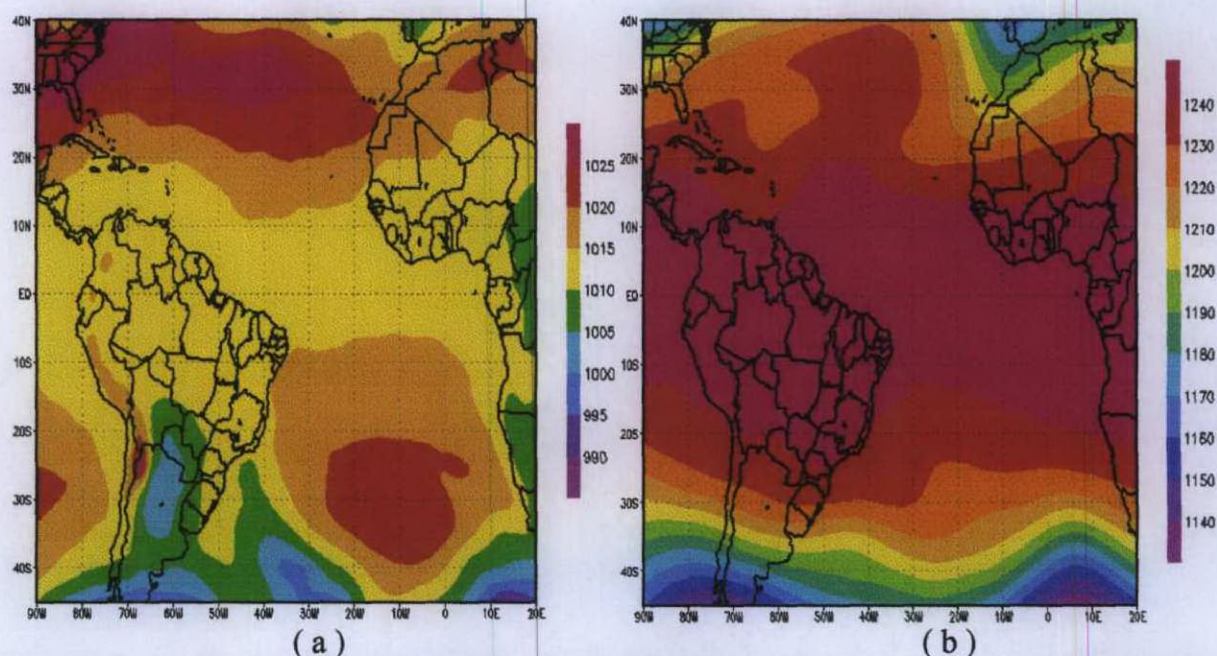


Figura 29 – Campos de: (a) pressão na superfície (hPa) e (b) altura geopotencial (m.gp) em 200hPa para 19 de novembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR.

4.2.3 – Análise da estrutura espacial da Corrente de Jato

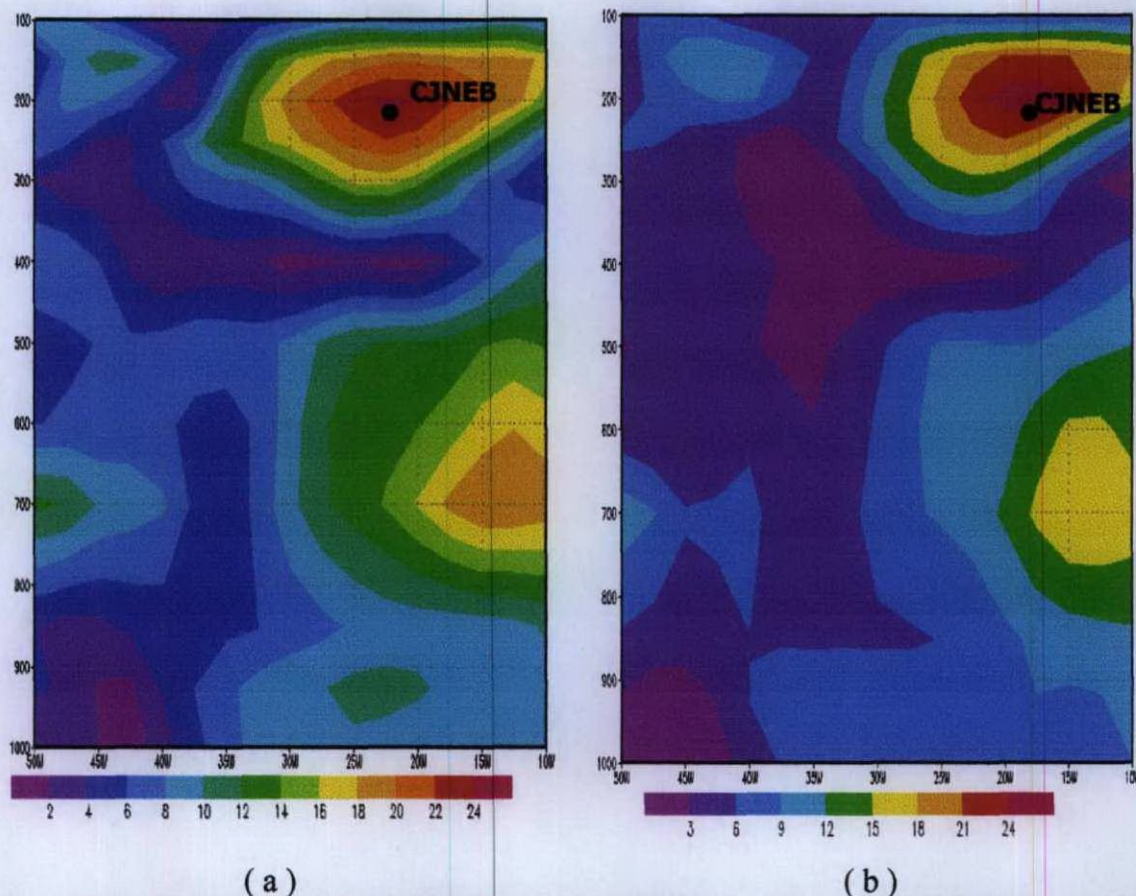
As Figuras 30 mostram as seções verticais de velocidade do vento (m/s) ao longo de 10°S (a) e 12°S (b), para o dia 20 de novembro de 2002 às 1200UTC. Como não houve variação entre os dias 19 e 20, por isso, serão apresentadas somente figuras para um dia.

No nível de 200hPa ao longo de 10°S (Figura 30a) entre 22°W e 24°W observa um núcleo bastante intenso de vento forte, no lado equatorial e perto da entrada da corrente de jato com velocidades do vento até 26 m/s. Outro núcleo aparece no nível de 700hPa entre 10°W e 20°W com ventos entre 18-20 m/s.

Ao longo de 12°S no nível de 200hPa (Figura 30b) o núcleo do vento intenso localiza-se entre 15°W e 20°W . Comparando com o núcleo ao longo de 10°S observa que na Figura 30a o núcleo está mais alongado em 200hPa, enquanto na Figura 30b está mais compacto.

Ao longo de 10°S no nível de 700hPa, abaixo da corrente de jato, o núcleo está mais forte que ao longo de 12°S .

Entre os níveis de 200 e 300hPa ao longo de 12°S , nota-se que no lado equatorial da corrente de jato os gradientes de velocidade do vento são maiores do que no lado polar entre 18°W e 10°W . Ou seja, contrário do modelo da corrente de jato típica (DJURIC, 1994).



(a) (b)
 Figura 30 – Seção vertical da velocidade do vento (m/s) ao longo de 10°S (a) e de 12°S (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 1200UTC.
 Fonte: NCEP/NCAR.

Nas seções verticais ao longo de 35°W (a) e 18°W (b) observa que a localização do núcleo da corrente de jato permanece no mesmo nível (200hPa), têm-se um núcleo com gradientes de velocidade do vento quase iguais nos dois lados da corrente de jato, somente um pouco maiores no lado norte e menores no lado sul da corrente de jato, ao contrario da mostrada no capítulo da revisão bibliográfica e citado acima neste item (DJURIC, 1994).

Em 700hPa, abaixo da corrente de jato, observa-se o núcleo de vento forte (com velocidade do vento no núcleo até 20m/s na latitude, aproximadamente 12°S) (Figura 31b). Este mesmo núcleo estende-se até altos níveis (300hPa) e inclinado em altos níveis na direção do equador. Entre os níveis de 300 e 200hPa pode ser vista a ligação entre este núcleo e corrente de jato em altos níveis.

Ou seja, essas Figuras (30 e 31) mostram que existe o corrente de ar em altos níveis (200hPa) com a velocidade do vento um pouco abaixo do limite da corrente de jato e gradientes fortes de velocidade do vento em torno do eixo, ou seja, característica típica de corrente de jato.

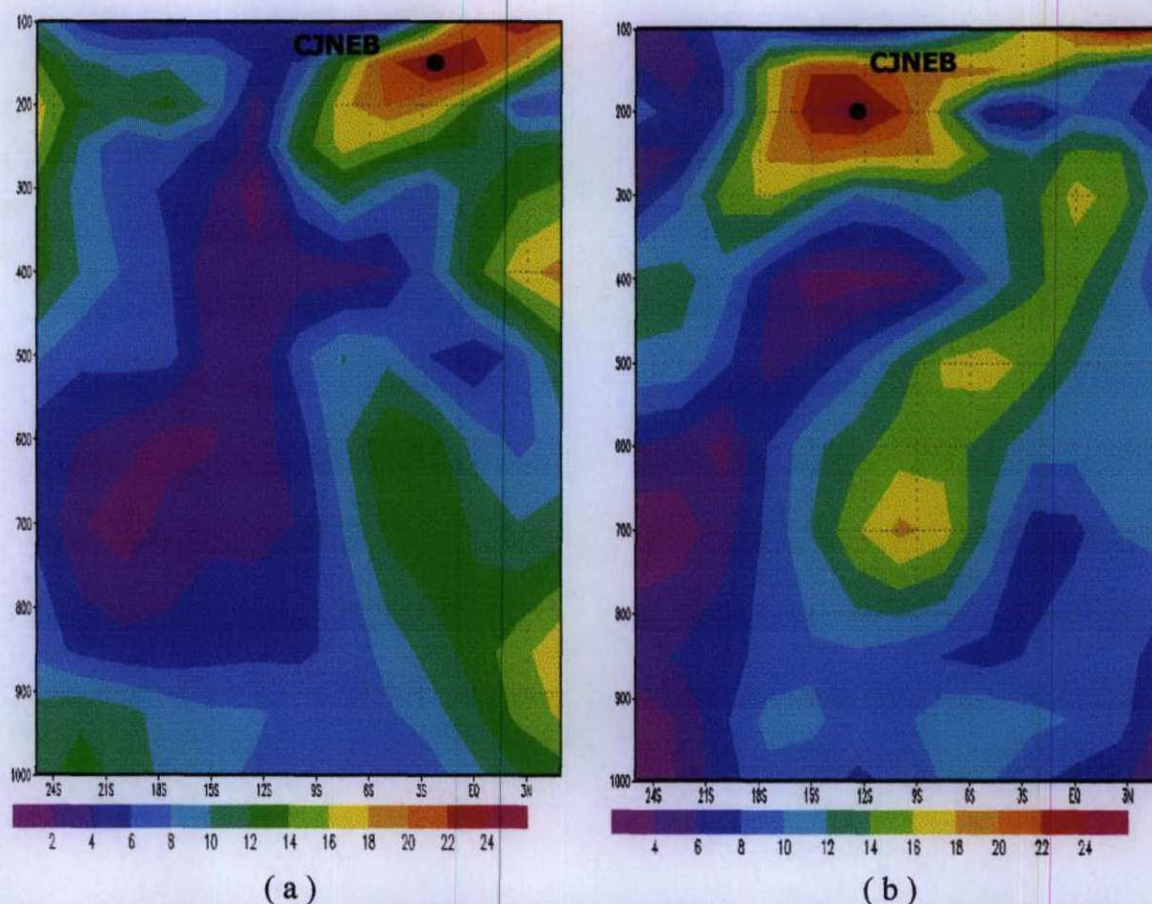


Figura 31 – Seção vertical da velocidade do vento (m/s) ao longo de 35°W (a) e 18°W (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR.

Analisando as seções verticais de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 10°S e 12°S (Figura 32a e b) pode ser visto que no nível da corrente de jato as isotermas de temperatura são horizontais, estas distribuições das isotermas são típicas no nível do eixo da corrente de jato. Todavia, no modelo conceitual da corrente de jato, nos níveis mais altos e mais baixos do eixo da corrente de jato os gradientes de temperatura têm sinais diferentes (DJURIC, 1994). Este não foi observado claramente no caso analisado, foi marcada somente uma fraca inclinação das isotermas acima de 400hPa como mostram neste caso. Também, tem que acentuar que o ar mais frio na camada entre 200 e 400hPa esteve no lado equatorial da corrente de jato ao longo 12°S. Nas Figuras 32a e b pode ser vista a assimetria na distribuição de temperatura em baixos níveis até 850hPa, ou seja, camada superficial mais quente sobre o continente do que sobre o oceano. Também, estas figuras mostram que não tem nenhuma zona frontal associada com esta corrente de jato.

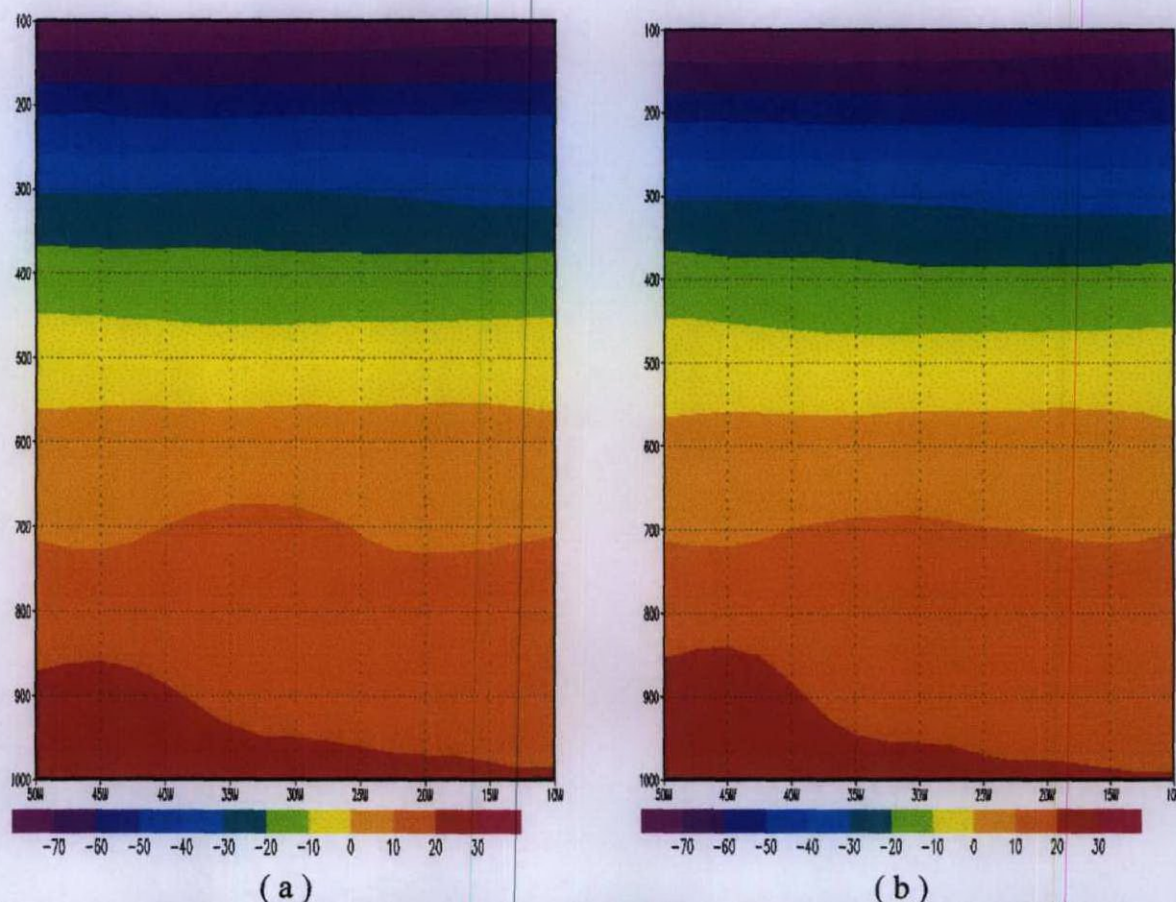


Figura 32 – Seção vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 10°S (a) e 12°S (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.

A Figura 33 mostra a seção vertical da temperatura do ar ao longo de 35°W (a) e 18°W (b), onde pode observar que ao longo de 35°W não ocorreu variação de temperatura, com isotermas quase horizontais em todos os níveis, incluindo o nível 200hPa no eixo da corrente de jato. Ao longo de 18°W , ou seja, próximo do núcleo do eixo da CJNEB, está claramente apresentado na Figura 33b a inclinação das isotermas acima do nível de 600hPa.

Já no nível de 180hPa a isoterma adquire posição horizontal e acima deste nível a inclinação muda de posição. Entre os níveis baixos até os médios níveis têm temperaturas mais frias no lado equatorial da corrente de jato ao longo de 18°W (Figura 33b). Todos estes dados mostram a localização do eixo da corrente de jato no nível de 180hPa e que na direção norte (até 3°N que pode ser visto na Figura 33) o ar se aquece.

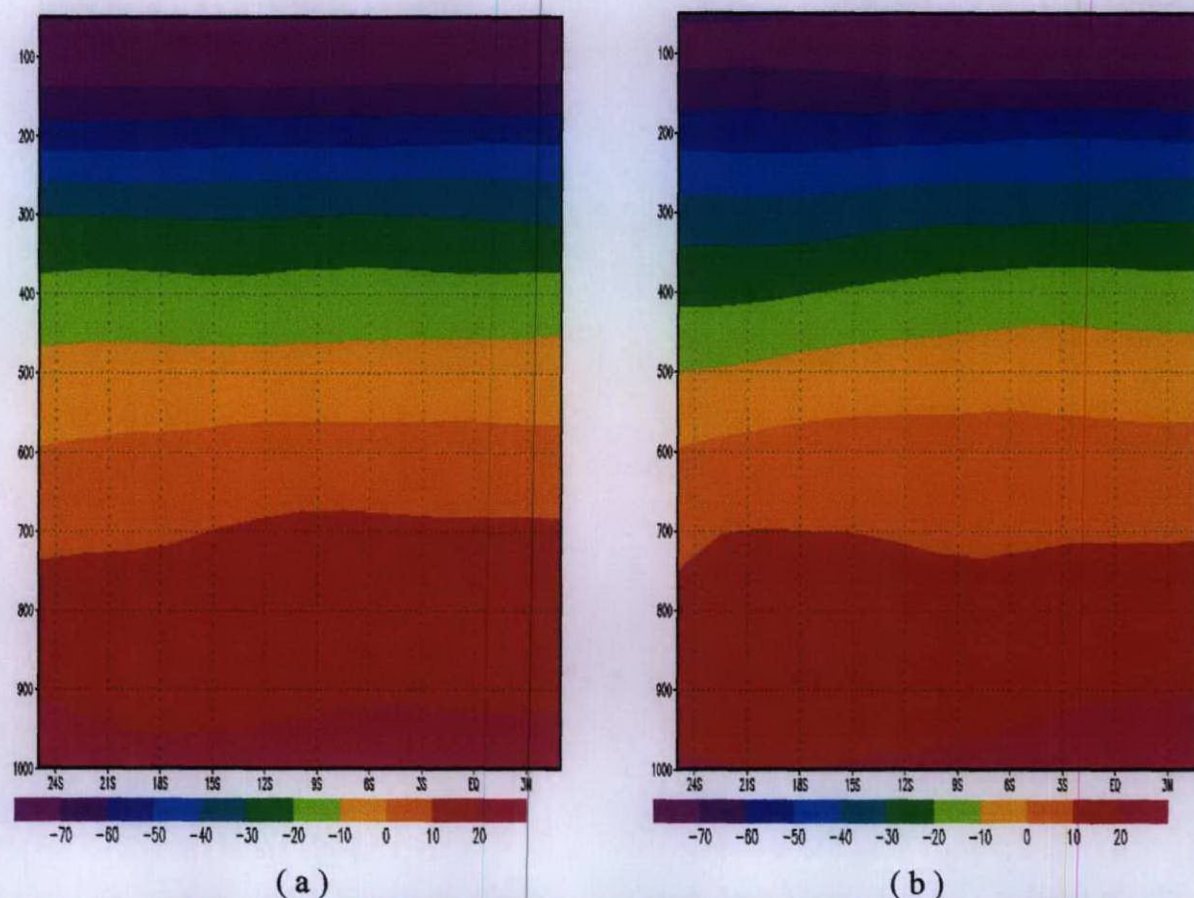


Figura 33 – Seção vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 35°W (a) e 18°W (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.

As seções verticais de temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 10°S e 12°S (Figura 34) mostram (pela inclinação das isotermas de temperatura potencial) a existência da corrente de jato no mesmo nível de 200hPa, apresentada anteriormente na Figura 33. Além disso, estas figuras mostram mais evidentemente do que as seções de temperatura, a existência do ar mais frio na camada de 400 até 200hPa no lado equatorial da corrente de jato próximo da saída desta corrente.

Portanto, acima da corrente de jato em 200hPa pode ser visto gradientes de temperatura potencial bastante altos. Sendo assim, concordando com a distribuição típica da temperatura potencial mostrada no capítulo da revisão bibliográfica (DJURIC, 1994).

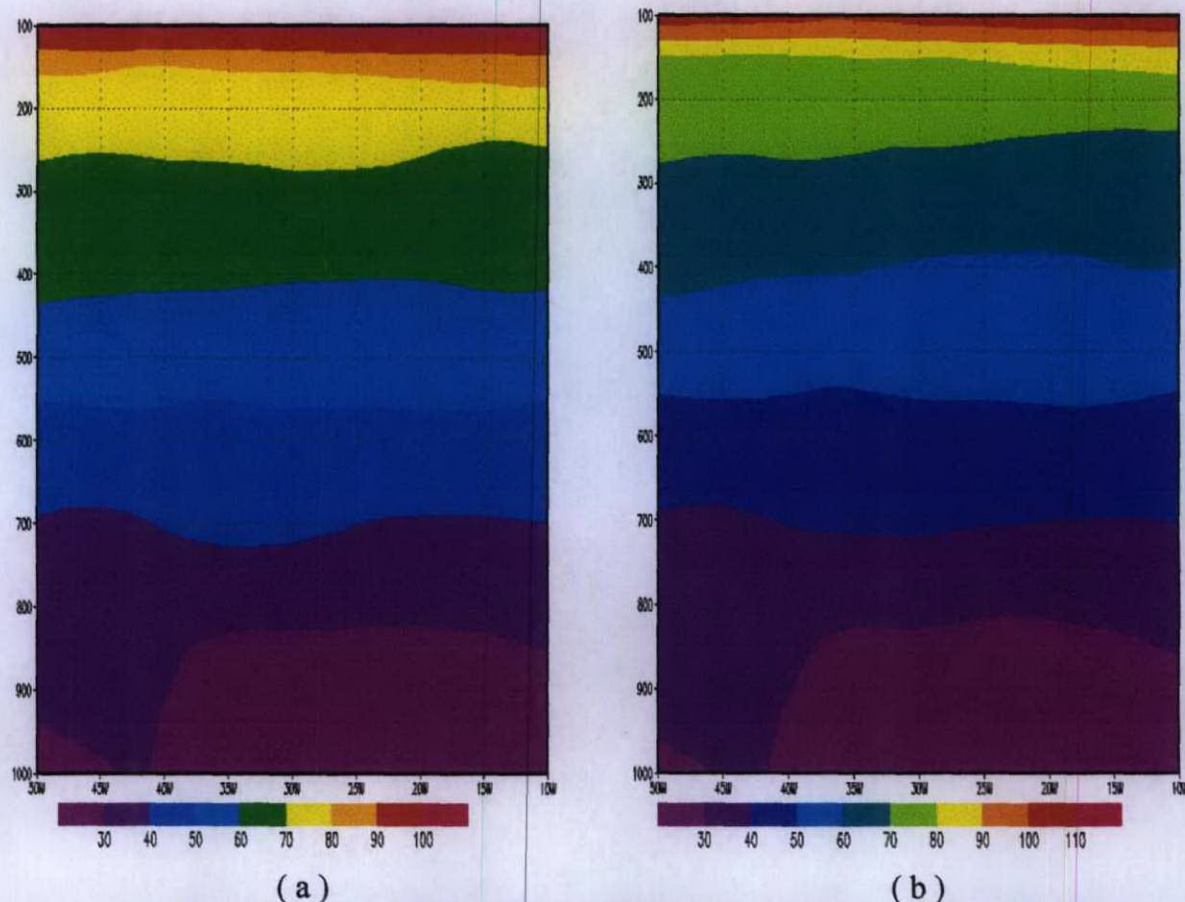


Figura 34 – Seção vertical da temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 10°S (a) e 12°S (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR.

Na Figura 35a, ao longo de 35°W observa que em todas as camadas as isotermas permanecem quase horizontais sem nenhuma variação nas seções verticais de temperatura potencial, apresentando gradientes de temperatura muito elevados acima do nível de 100hPa mostrando a posição da corrente de jato entre 200 e 150hPa.

Na seção vertical ao longo de 18°W , abaixo da corrente de jato em 200hPa, observa-se a camada quente ao norte de 12°S (Figura 35b), conforme mostra o modelo conceitual da corrente de jato típica (DJURIC, 1994).

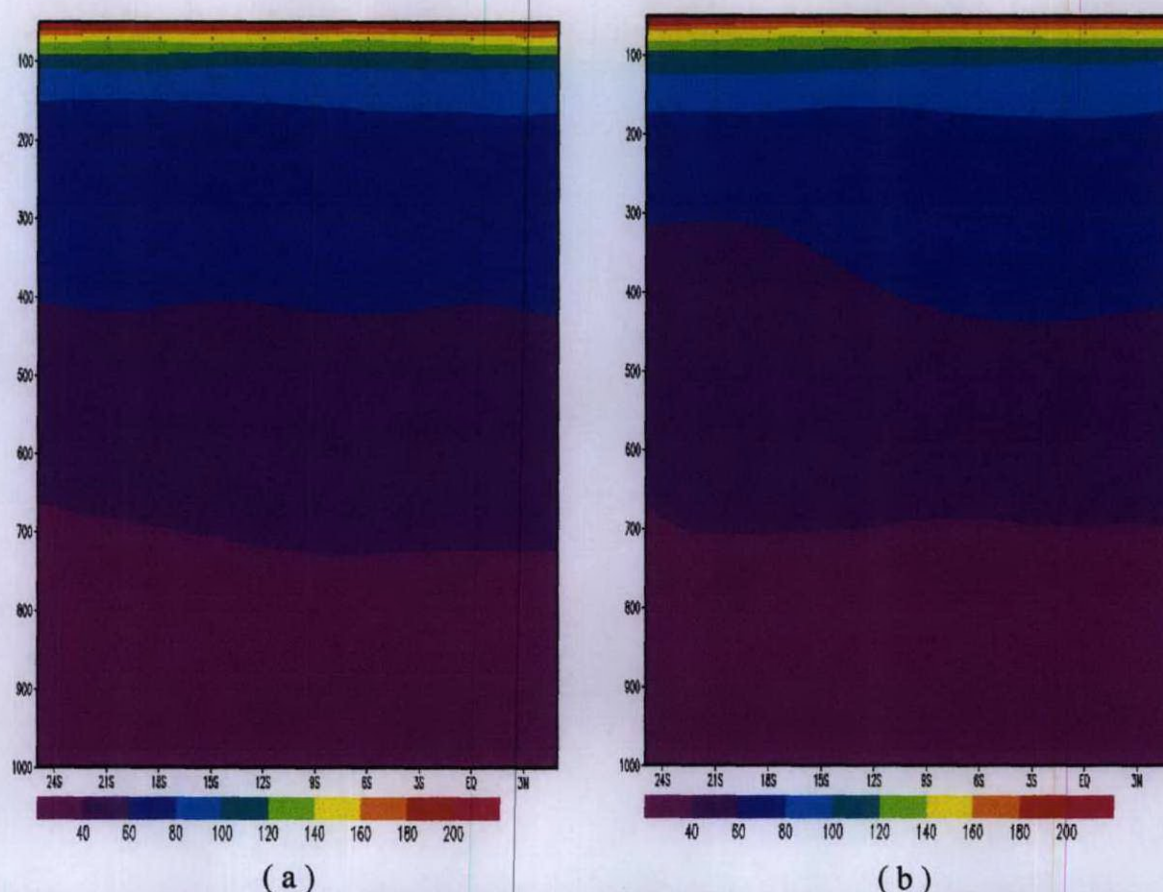


Figura 35 – Seção vertical da temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 35°W (a) e 18°W (b) para o dia 20 de novembro de 2002, às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.

4.2.4 – Análise dos movimentos verticais associados à Corrente de Jato

Nas seções de movimentos verticais vê-se que, ao longo de 10°S (Figura 36a) em médios e altos níveis núcleos de movimentos ascendentes, em 150hPa a 27°W ($-0,04$ a $0\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) e em 500hPa a 32°W ($-0,06$ a $0\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) no lado equatorial da corrente de jato (Figura 30a). Observa se, também, núcleos de movimentos descendentes em 450hPa a 23°W ($0,01$ a $0,16\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) e em 300hPa a 38°W ($0,06$ a $0,14\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) um pouco abaixo da corrente de jato (Figura 36a).

Em 400hPa, ao longo de 12°S (Figura 36b) verifica-se um núcleo de movimento ascendente em 30°W ($-0,06$ a $0\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) abaixo da corrente de jato (Figura 30b), outro núcleo pode ser visto em 700hPa em quase 18°W ($-0,06$ a $0\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) de baixo até médios níveis.

Verificam-se também, núcleos de movimentos descendentes em 230hPa ($0,06$ a $0,12\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) no nível da corrente de jato a 10°W e em 600hPa a 45°W ($0,18$ a $0,27\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) abaixo da corrente de jato (Figura 36b).

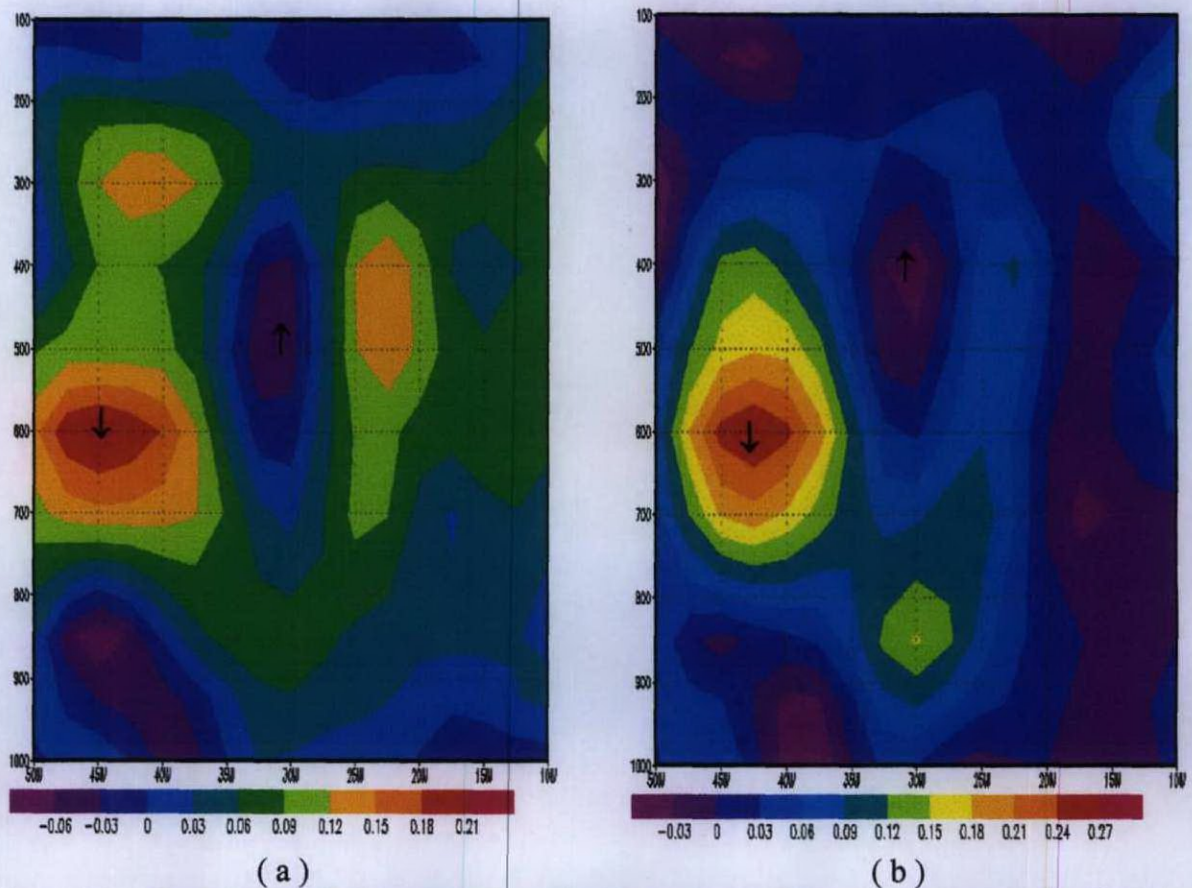


Figura 36 – Seção vertical do campo da velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo de 10°S (a) e 12°S (b) para o dia 20 de novembro de 2002 às 12UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.

Nota-se que nas seções de movimentos verticais ao longo de 35°W (Figura 37a) núcleos de movimentos descendentes em 500hPa a 02°S ($0,01$ a $0,20\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) e em 600hPa a 14°S ($0,01$ a $0,15\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$), confirmando o que foi mostrado na Figura 36a.

Na Figura 37b, ao longo de 18°W observa-se movimentos ascendentes entre 400 e 600hPa ($-0,15$ a $-0,06\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) a 16°S de baixo até altos níveis, abaixo do núcleo e do lado quente da corrente de jato.

Observam-se núcleos de movimentos descendentes de altos até médios níveis (300 a 600hPa) na região do equador próximo da saída da CJNEB no lado frio (Figura 37b).

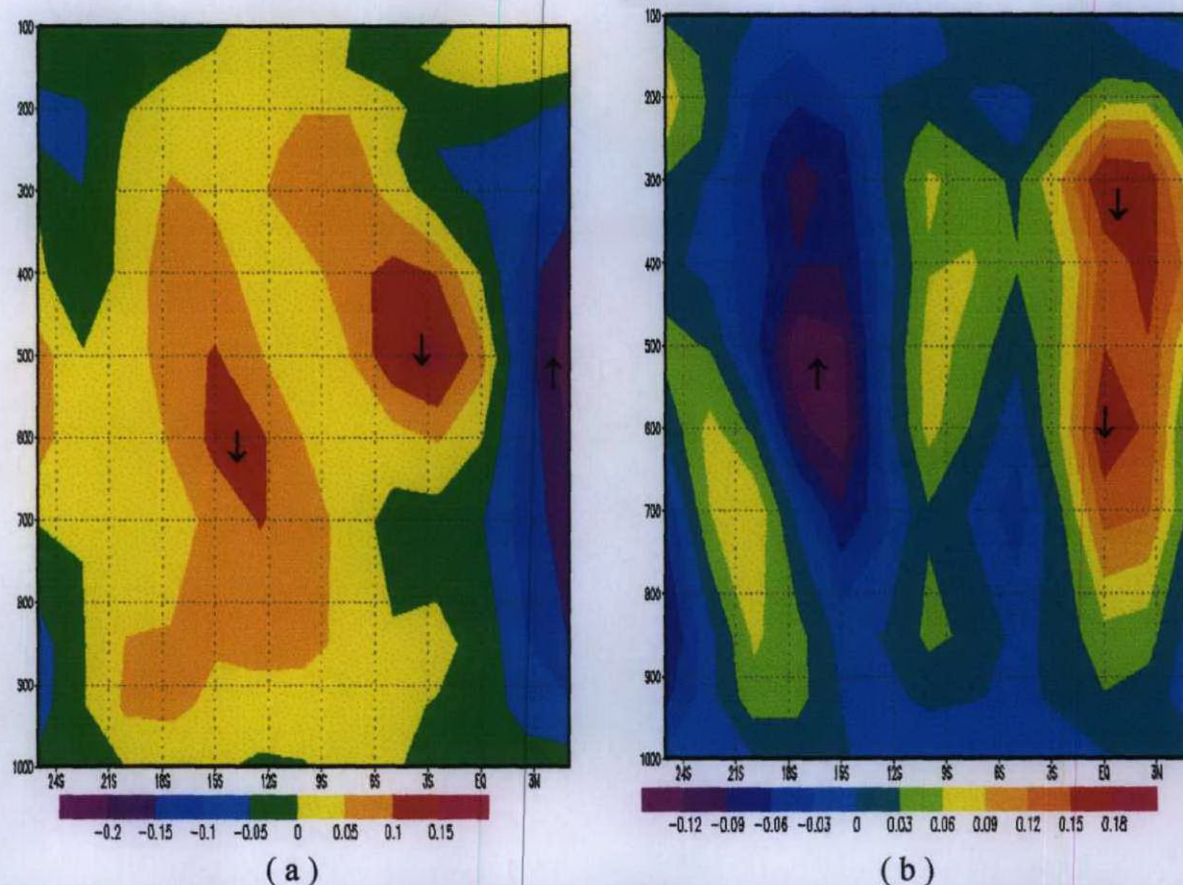


Figura 37 – Seção vertical do campo da velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo de 35°W (a) e 18°W (b) para o dia 20 de novembro de 2002 às 12UTC.
Fonte: NCEP/NCAR.

4.2.5 – Análise do tempo no Aeroporto Zumbi dos Palmares para o caso da Corrente de Jato sobre NEB

Com base nos dados convencionais fornecidos pelo Aeroporto Zumbi dos Palmares, observar-se que os valores máximos e mínimos da umidade relativa do ar (%) e temperatura do ar ($^\circ\text{C}$). A temperatura e a umidade relativa tem seu ciclo diurno e noturno típico, durante o dia a temperatura do ar aumenta enquanto a umidade diminui e durante à tarde a temperatura diminui e a umidade aumenta durante os dois dias (Figura 38).

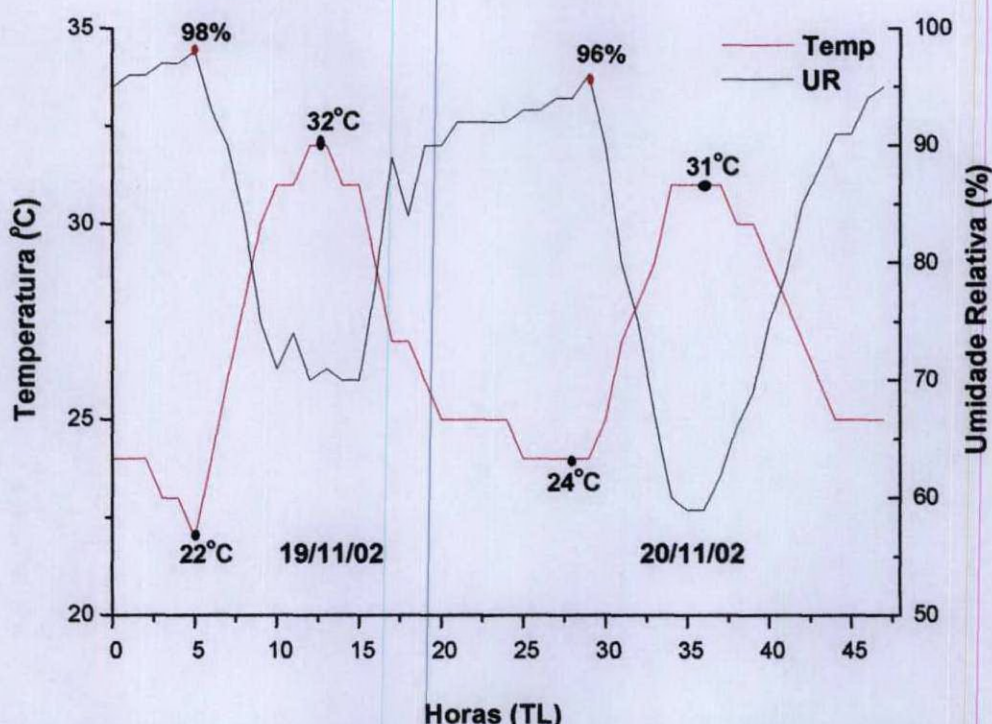


Figura 38 – Variação diária da temperatura do ar T(°C) e umidade relativa do ar UR(%), para os dias 19 e 20 de Novembro de 2002.

Observar-se que durante os dias 19 e 20/11/2002 a temperatura do ar máxima permaneceu constante entre 31 e 32°C, já a temperatura mínima variou de um dia para o outro de 22 a 24°C. Logo, a umidade relativa do ar obteve seus valores máximos as 05:00TL do dia 19 e 20 em 98% e 96%, respectivamente, e mínimos em 70 e 59%. Ou seja, a amplitude da temperatura diminuiu e a amplitude da umidade aumentou no segundo dia da existência da extremidade da corrente de jato sobre a região do Aeroporto. Esta variação das amplitudes pode estar associada com a nebulosidade da corrente de jato. No dia 19, as imagens de satélite não mostram a nebulosidade sobre o Estado e no dia 20 confirmam o desenvolvimento as nuvens dos altos níveis (Figuras 25a e b). Nos dados obtidos no DPV do Aeroporto Zumbi dos Palmares no dia 20, foram observados nuvens de desenvolvimento vertical (Cu com a altura da base 600m) e nuvens altas (Ci ou Cc com a altura da base 9000m) mostrando que esses dados estão compatíveis.

A velocidade do vento para os dias 19 e 20/11/2002 esteve entre 4 e 6 m/s variando na direção típica de E-SE observados através dos dados convencionais do Aeroporto (Figura 39). Ou seja, a direção e velocidade do vento nos dias da existência da extremidade da corrente de jato sobre Maceió foram típicas.

Observando a seção vertical do vento em 10°S (Figura 30a) e 35°W (Figura 31a), pode-se dizer que não houve influência na velocidade do vento em baixos níveis, mas esta influência foi significativa sobre o aeroporto acima 3km (Figura 30a).

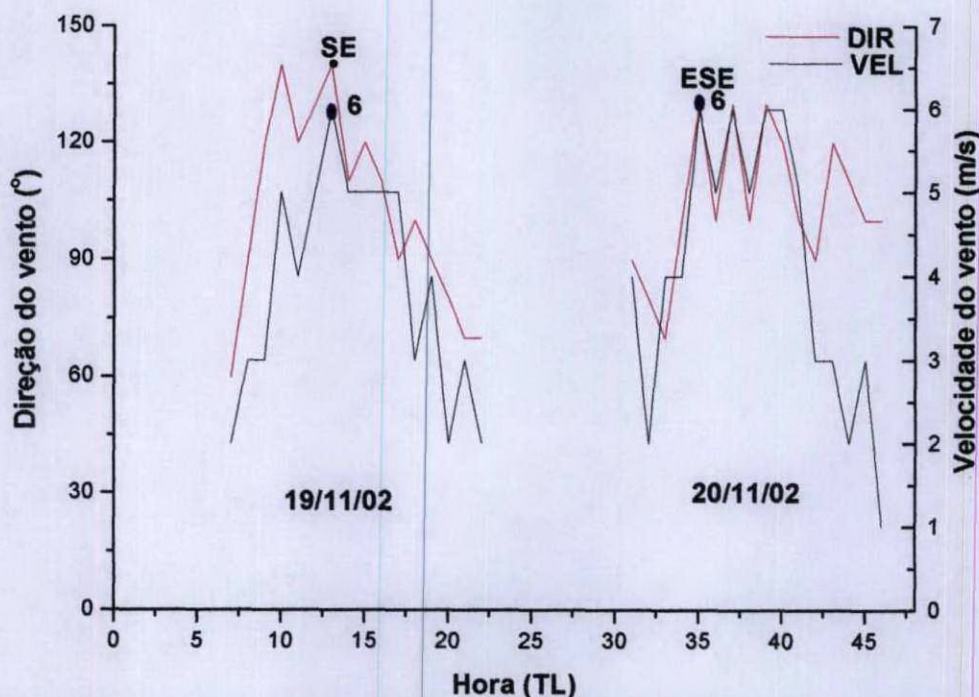


Figura 39 – Variação diária da direção (°) e velocidade do vento (m/s), para os dias 19 e 20 de Novembro de 2002.

4.3 – Corrente de Jato e VCAN do dia 29 de Novembro até 01 de Dezembro de 2002

4.3.1 – Análise da situação sinótica do dia 29 de Novembro até 01 de Dezembro de 2002, usando as imagens de satélite.

Na imagem do satélite GOES no canal infravermelho nos dias de 29 de novembro a 01 de dezembro de 2002, próximo do NEB foi observado a massa de nebulosidade com estrutura linear com orientação de noroeste para sudeste (Figura 40a) e posteriormente com as linhas perpendiculares desta direção (Figura 40b) (marcado com um círculo amarelo). Estas estruturas evidenciam a existência de corrente de jato (SCHWERDTFEGER, 1976). As imagens globais (Figura 41) mostram que esta nebulosidade da corrente de jato é uma parte da nebulosidade do VCAN (a localização da nebulosidade da CJ e VCAN está marcada com um círculo amarelo).

Nas regiões do sudeste e sul do Brasil durante os dias analisados foram observadas as passagens das zonas frontais com deslocamento quase zonal. No começo do período de estudo (Figura 40a), pode ser visto a extremidade da zona frontal vinda proveniente do sul da

América do Sul na direção sudeste do Brasil. As imagens globais (Figura 41) mostram estas zonas frontais sobre o oceano Atlântico. No fim do período de estudo (Figura 40b) esta zona frontal, quase em dissipação, foi vista mais ao norte vinda do oceano em direção ao oceano Atlântico; na região sul do Brasil é observado já outra extremidade da zona frontal com a nebulosidade ciclogênética (FEDOROVA et al., 1999).

Alem disso, estas imagens mostram durante todo período de estudo as linhas de nuvens *Ci* ao longo da corrente de jato na região norte e central de Argentina. Esta posição da corrente é típica e pode ser vista nos mapas climatológicos (RAO et al., 1990; CONOVER, 1962).

No norte da América do Sul, a nebulosidade é localizada entre as latitudes de 05° e 10°N. As imagens globais do satélite METEOSAT-7 nos canais infravermelho e vapor d'água para os dias analisadas (Figura 41) mostram que esta nebulosidade está associada a extremidade da zona frontal do Hemisfério Norte.

Finalmente pode ser concluído que através de imagens de satélite foram identificados zonas frontais nos HS e HN nos dois lados da nebulosidade do VCAN e da corrente de jato.

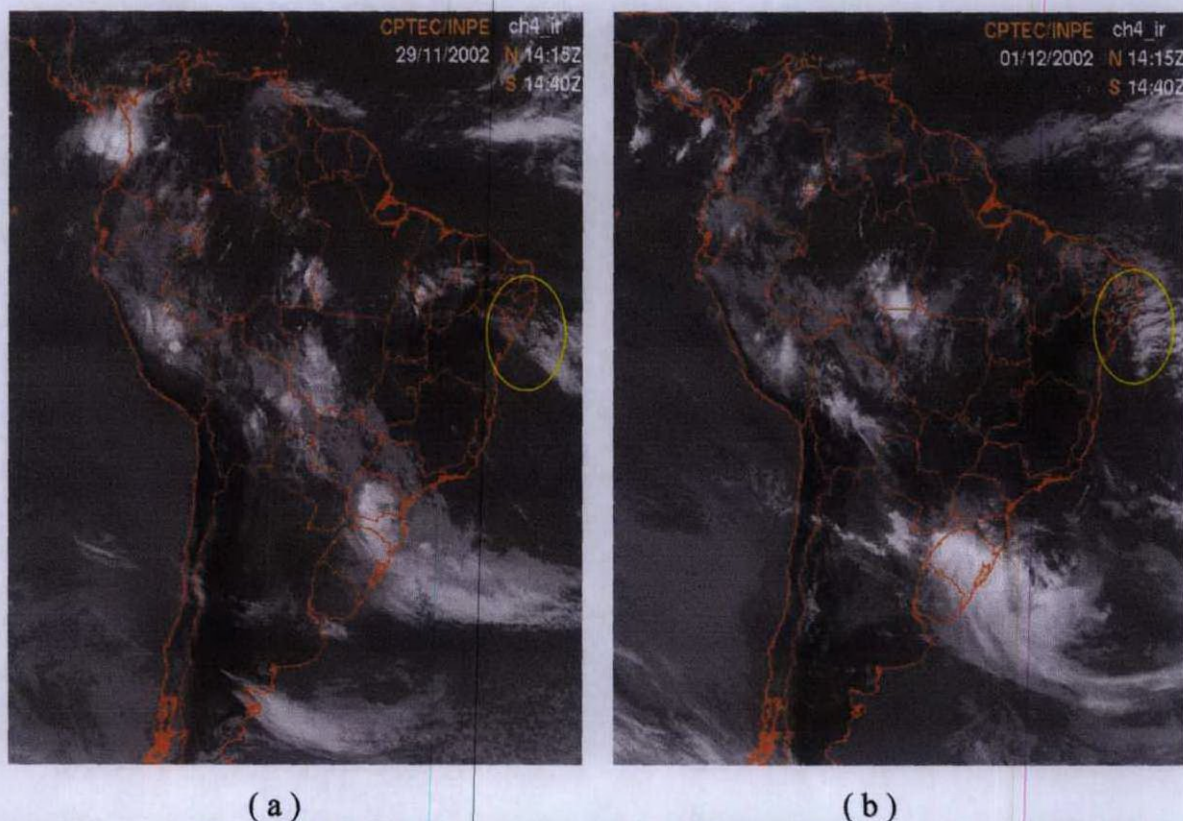
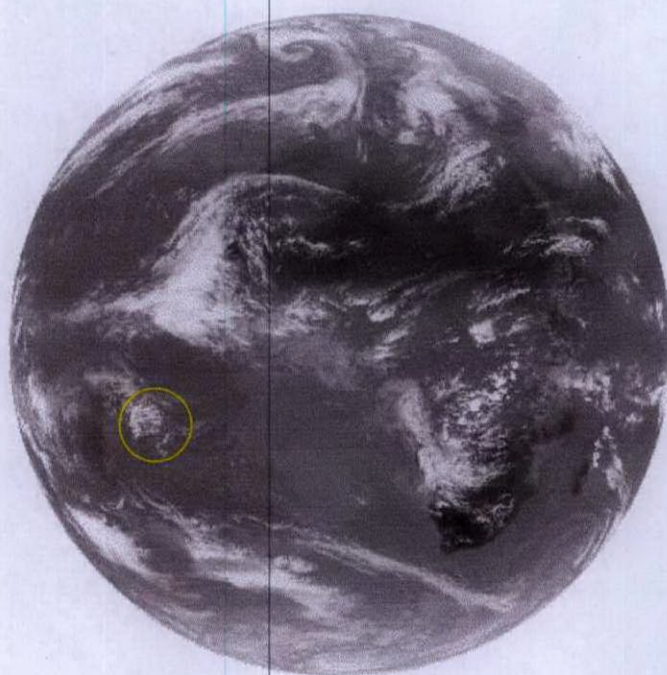
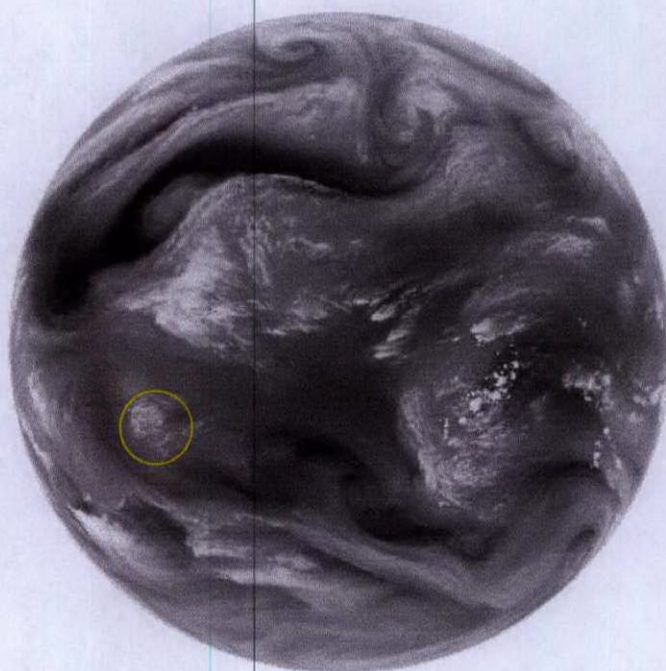


Figura 40 – Imagens do satélite GOES no canal infravermelho para os dias 29/11 (a) e 01/12 (b) de 2002, às 14:15 UTC, mostrando a nebulosidade da CJ e VCAN (marcado com um círculo amarelo).

Fonte: CPTEC/INPE.



(a)



(b)

Figura 41 – Imagens do satélite METEOSAT-7 nos canais IR (a) e WV (b) para o dia 01 de dezembro de 2002, às 1200 UTC, mostrando a nebulosidade da CJ e VCAN (marcado com um círculo amarelo).
Fonte: EUMETSAT.

4.3.2 Sistemas sinóticos acompanhados da Corrente de Jato e VCAN do dia 29 de Novembro até 01 de Dezembro de 2002

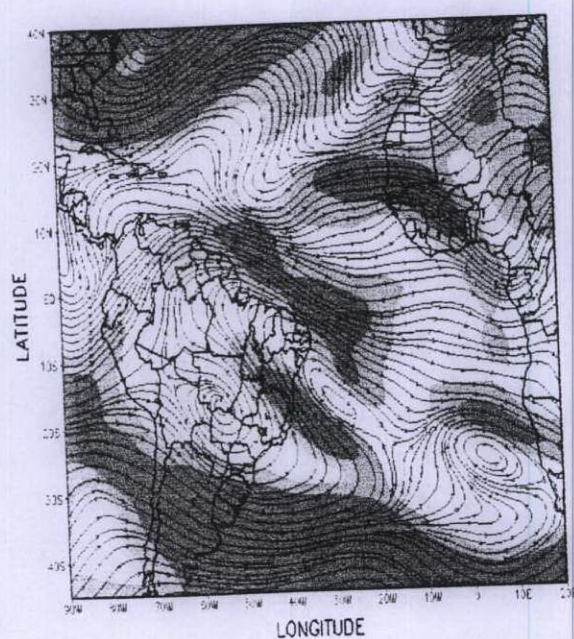
A trajetória do vórtice através dos dados do climanálise durante o mês de novembro foi notado que quase todos se formaram sobre o oceano Atlântico, e posicionou-se posteriormente sobre o NEB. Comparando com alguns resultados obtidos por outros autores: GAN (1982) observou que os VCAN possuem tendência de deslocamento com trajetória no sentido anti-horário, porém PAIXÃO (1999) observou que os VCAN iniciam sua trajetória desde o oceano até o continente. Ou seja, o VCAN em estudo esteve posicionado próximo à costa leste do NEB durante todo período de vida do dia 29/11 (Figura 42a) até 01.12 (Figura 42b) com a representação de um VCAN do tipo clássico.

No dia 29 de novembro, o VCAN esteve posicionado sobre o oceano Atlântico em 17°S e 28°W próximo ao NEB. Perto deste VCAN, um pouco mais ao norte foi observado um ramo da corrente de jato, vinda do HN da região, aproximadamente de 10°N (Figura 42a). A velocidade máxima do vento no núcleo desta corrente de jato esteve entre 30 e 40 m s⁻¹. Ao sul deste VCAN foi registrado outro ramo da corrente de jato do sudeste do Brasil na direção noroeste, o qual foi mais intenso, do que corrente de jato ao norte do VCAN, com as velocidades do vento no núcleo até 50 m s⁻¹. Este último ramo é continuação da corrente de jato no norte da Argentina. O ramo da corrente de jato ao sul do VCAN foi mais zonal no dia 29 com seu núcleo em 22°S, porém, no dia 01 de dezembro sua posição muda-se para mais meridional com seu núcleo em 10°S (Figura 42b).

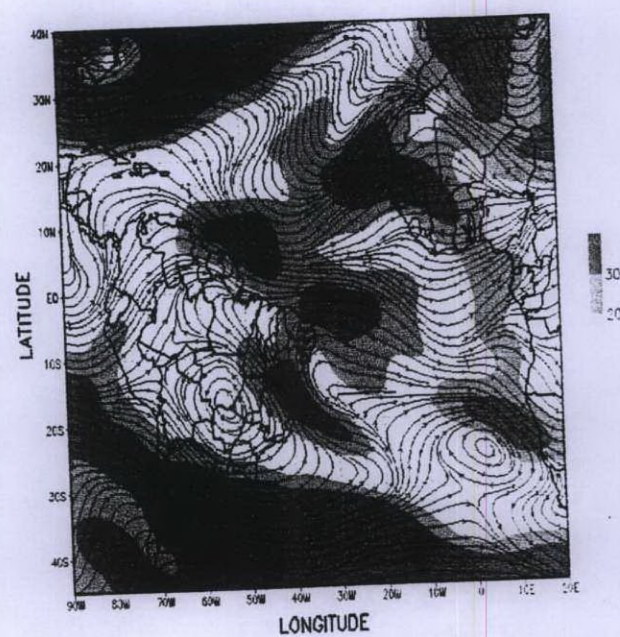
No dia 01 ocorreu o enfraquecimento do VCAN com cavado posicionado a 10°S e 31°W (Figura 42b). Ou seja, duração de vida desse VCAN foi de 03 dias. Comparando com o tempo médio de vida, o qual varia de 4 a 11 dias (SILVA et al., 1990; RAMIREZ et al., 1999) e podem ficar estacionários até 4 dias (RAMIREZ et al., 1999). Na descrição do VCAN (GAN, 1982; PAIXÃO, 1999) este tipo dos VCAN foi chamado como clássico. Todavia, nestes estudos dos VCAN não foram feitas a descrição e análise das correntes de jato associadas.

Observa-se que o VCAN está associada com um cavado bastante intenso em altos níveis durante esses dias (Figura 44), e a crista em baixos níveis (Figura 43).

A Alta da Bolívia no dia 29 estava sobre o norte do Mato Grosso do sul (Figura 42a) e ocorreu uma pequena mudança na orientação de seu eixo estendendo-se sobre o Mato Grosso no dia 01 de dezembro (Figura 42b). Esta posição do AB nos casos do VCAN do tipo clássico é bastante semelhante a qual estava registrada antes (GANDÚ and SILVA DIAS, 1998).



(a)



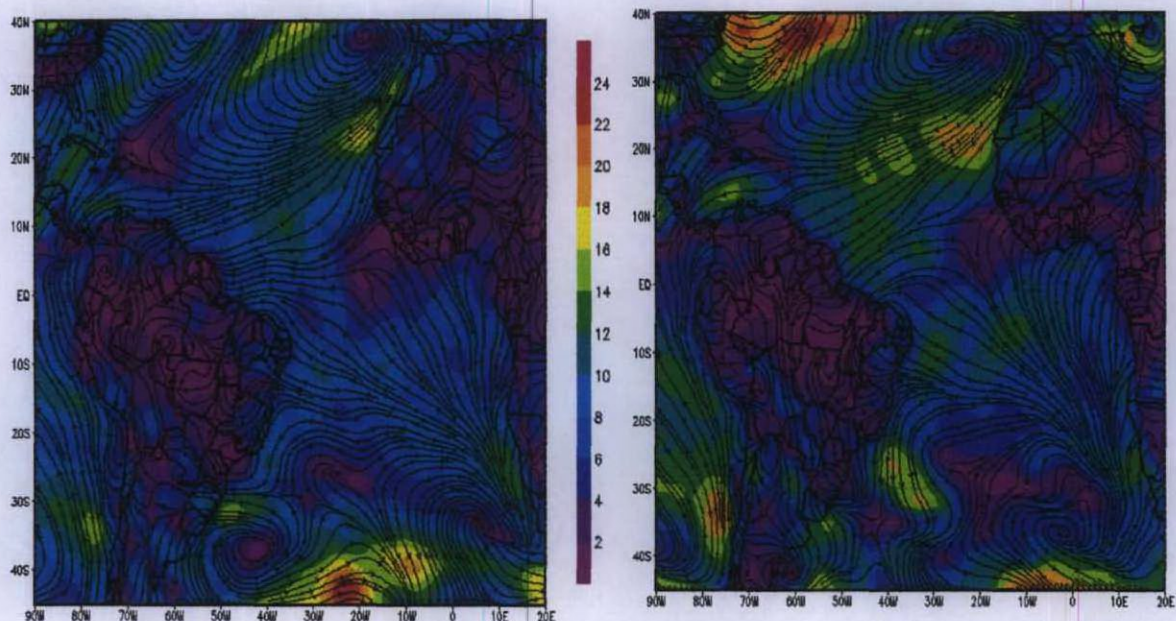
(b)

Figura 42 – Campos de linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) no nível de 200hPa para os dias 29/11 (a) e 01/12 (b) de 2002 às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR.

No HN em altos níveis foi observado um cavado (Figuras 42b e 44b). A posição do cavado do HN esteve bastante simétrica com o cavado e VCAN do HS. Em geral, a circulação nestes níveis é mais zonal no HS do que no HN (Figuras 31a e b). Tem que acentuar que na descrição do processo do VCAN clássico estes sistemas do HN não foram registrados (GAN, 1982; PAIXÃO, 1999).

A análise da atmosfera em baixos níveis confirma, pela convergência das linhas de corrente e pelo cavado à superfície, a existência e passagens das frentes sobre a América do Sul e oceano Atlântico. No começo do processo analisado o cavado se estendeu do oceano na direção sudeste do Brasil (Figuras 43a e 45a), ou seja, foi confirmada a posição da zona frontal o que foi encontrado na imagem de satélite (Figura 40a). O cavado do oceano no extremo sul do Brasil e Paraguai com alargamento sobre o continente evidenciou a existência do ciclogênese na extremidade esta zona frontal, a qual foi vista nas imagens (Figura 40b).

A localização da ZCIT durante o todo período do estudo é, aproximadamente, ao longo da latitude de 2°N (Figuras 44 e 45). As linhas de corrente à superfície mostram mais detalhes com posição um pouco mais ao norte (até 8°N) próximo da costa Africana (Figura 43).

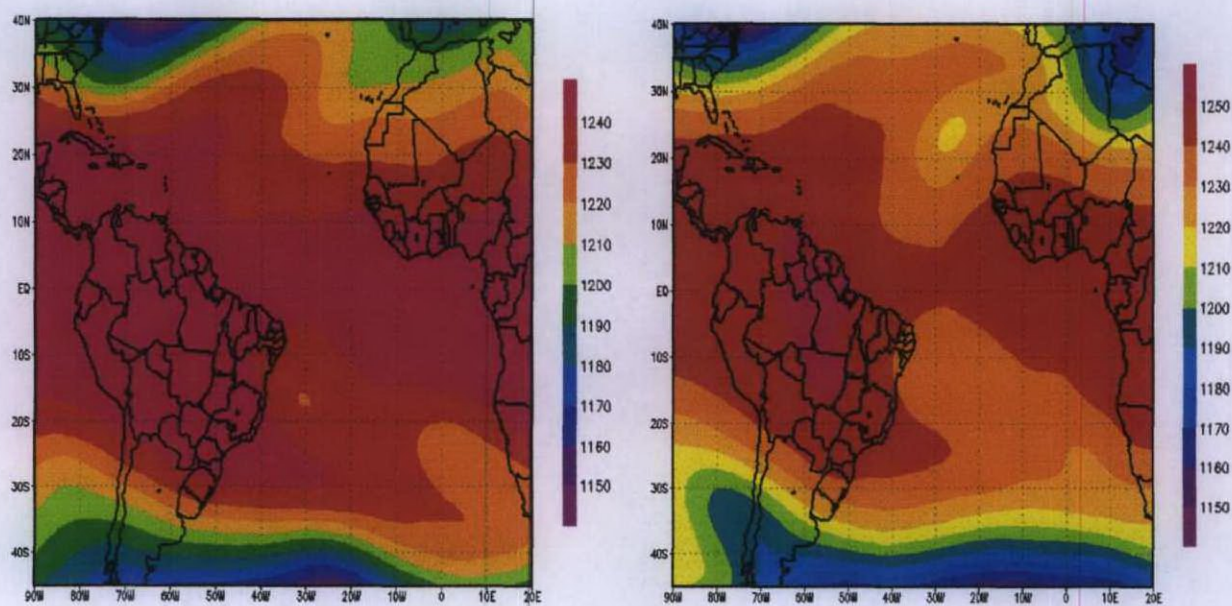


(a)

(b)

Figura 43 – Campos de linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) na superfície para os dias 29/11 (a) e 01/12 (b) de 2002, às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.



(a)

(b)

Figura 44 – Campos de altura geopotencial (m.gp) em 200hPa: (a) dia 29 de novembro e (b) dia 01 de dezembro de 2002 às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.

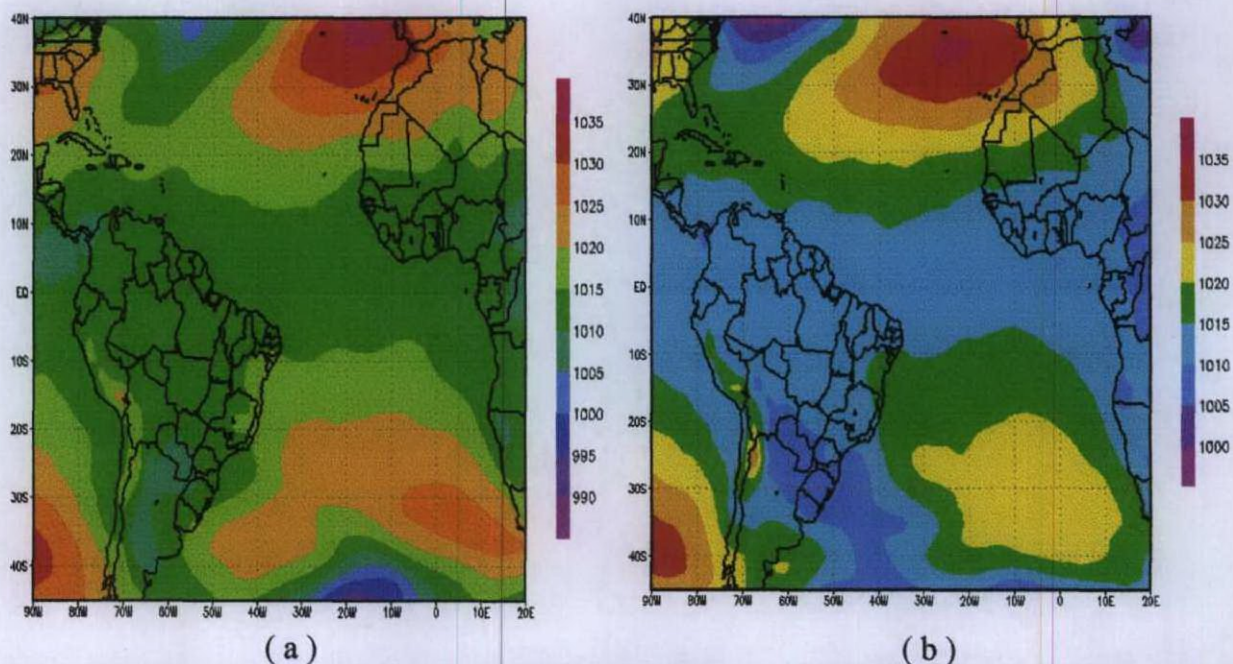


Figura 45 – Campos de pressão na superfície (hPa) para os dias 29/11 (a) e 01/12 (b) de 2002, às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.

4.3.3 – Análise da estrutura espacial da Corrente de Jato e VCAN

A Figura 46 mostra a seção vertical da velocidade do vento (m/s) ao longo de 12°S, para o dia 01 de dezembro de 2002 às 1200UTC.

Entre os níveis de 200 e 300hPa ao longo de 12°S, observa-se um núcleo bastante intenso de vento forte (com velocidades do vento até 30m/s) entre 39°W e 44°W, próximo da saída da corrente de jato. Nota-se, ainda, que os gradientes de velocidade do vento são maiores no lado leste da corrente de jato onde os gradientes de temperatura do ar são mais frio (Figura 48), do que no lado oeste onde são mais quentes. Ou seja, contrario do modelo da corrente de jato típica (DJURIC, 1994).

Na região do VCAN, no nível de 180hPa ao longo de 12°S entre 30°W e 32°W observa um núcleo com ventos bem mais calmos (com velocidades do vento até 9m/s) do que na região da corrente de jato (Figura 46).

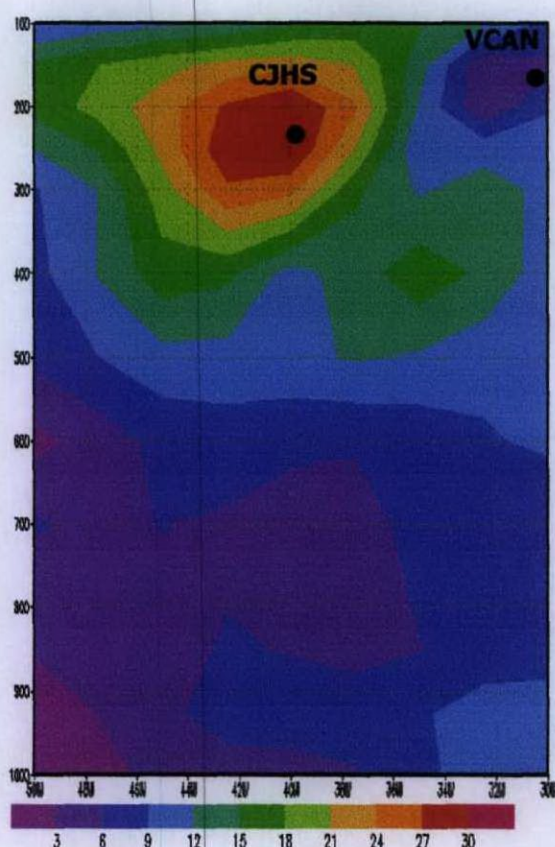
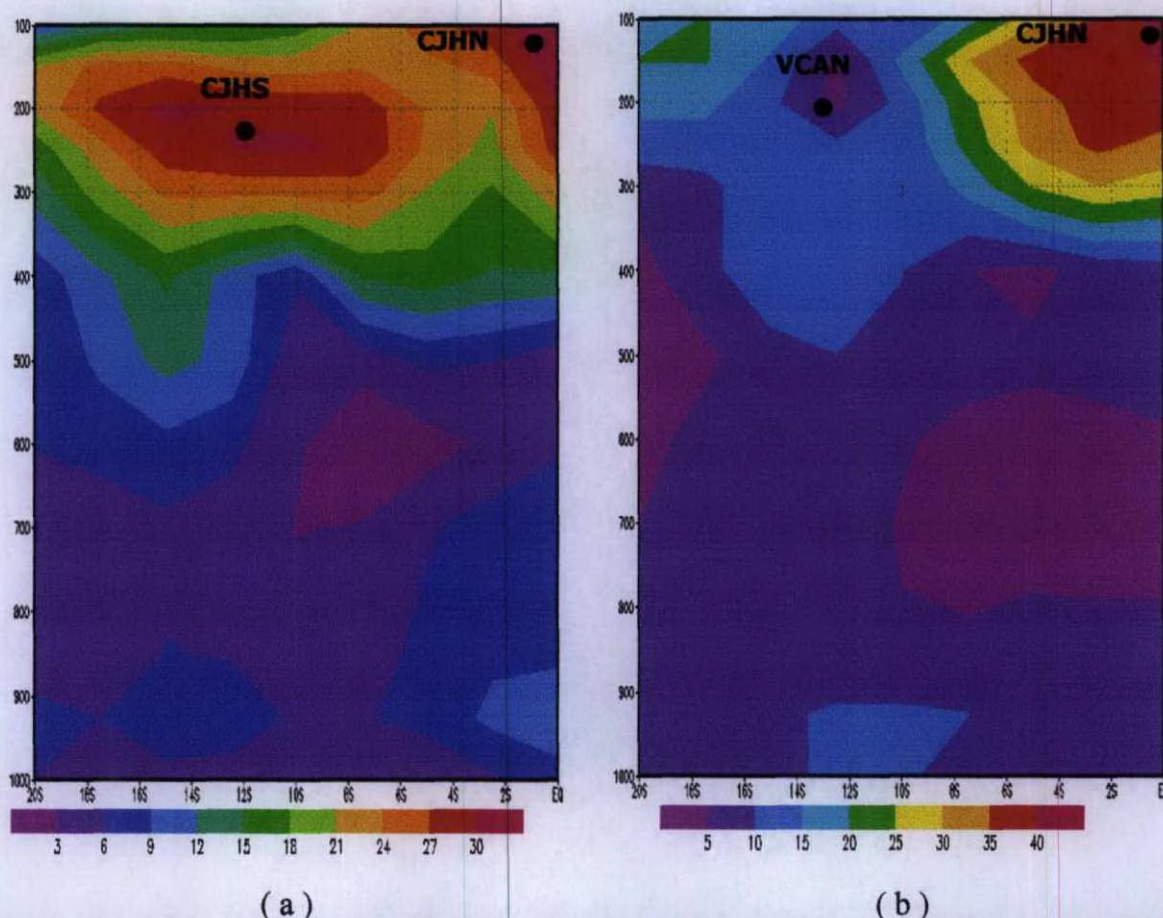


Figura 46 – Seção vertical da velocidade do vento (m/s) ao longo de 12°S
(a) para o dia 01 dezembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR.

A Figura 47 mostra a localização dois núcleos ao longo de 40°W, onde pode ser visto bem evidente o núcleo da corrente de jato entre 10°S e 14°S referente a corrente do HS com velocidade atingindo 30m/s e uma parte do núcleo da corrente do HN próximo do Equador com ventos atingindo 35m/s.

Na seção vertical ao longo de 32°W em altos níveis, tem-se um núcleo com gradientes de velocidade do vento bastante intensos próximo do Equador, confirmando a localização da corrente de jato do HN. No lado sul desta corrente de jato, observa-se a localização do VCAN próximo de um núcleo de ventos fracos em 13°S no nível 200hPa.

Ou seja, essas Figuras (46 e 47) mostram que existe o corrente de ar em altos níveis (200hPa) com a velocidade do vento permanecendo no limite da corrente de jato e com gradientes de velocidade do vento fortes em torno do eixo, ou seja, característica típica de corrente de jato.



(a) (b)
 Figura 47 – Seção vertical da velocidade do vento (m/s) ao longo de 40°W (a) e 32°W (b) para o dia 01 dezembro de 2002, às 1200UTC.
 Fonte: NCEP/NCAR.

Na seção vertical de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 12°S (Figura 48) pode ser visto que entre 200 e 450hPa, o ar está mais quente no lado oeste onde os gradientes de velocidade do vento (Figura 46) são mais fracos e no lado frio (leste) onde as velocidades são mais fortes, tendo assim a mesma configuração mostrada no caso anterior (DJURIC, 1994).

A Figura 48 também mostra que as regiões com variação horizontal de temperatura estão localizadas em 40°W no nível de 500hPa e em 34°W no nível de 250hPa, ou seja, entre os níveis de 500hPa até 250hPa estas regiões estão inclinadas na direção leste de médios a altos níveis. Estes dados mostram que a corrente de jato está associada com a zona frontal nestes níveis.

Em médios níveis (600hPa) as isotermas de temperatura são quase horizontais. Já em 700hPa, a inclinação ficou o contrário. Em baixos níveis até 850hPa, pode ser vista a assimetria na distribuição da temperatura do ar, ou seja, camada superficial mais quente sobre o continente do que sobre o oceano.

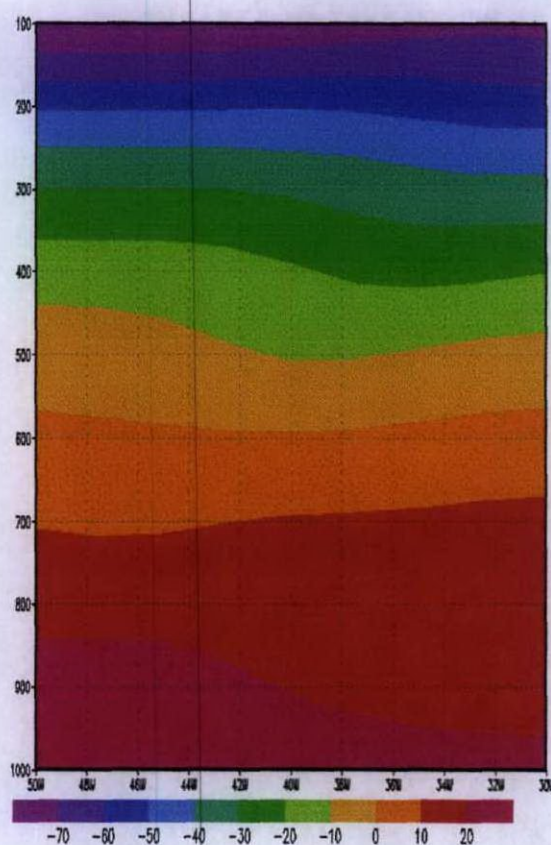


Figura 48 – Seção vertical da temperatura do ar (°C) ao longo de 12°S (a) para o dia 01 dezembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR.

A Figura 49 mostra a seção vertical da temperatura do ar ao longo de 40°W e 32°W. Pode-se observar que ao longo de 40°W (Figura 49a) no nível da corrente de jato as isotermas de temperatura são quase horizontais, estas distribuições das isotermas mostram bem evidente a posição da corrente de jato. Abaixo do núcleo da corrente de jato, observa uma camada com ar frio em 500hPa em torno de 12°S.

Ao longo de 32°W (Figura 49b) na região do VCAN, verifica-se ao sul de 07°S uma camada de ar mais frio do que na parte norte. Nos níveis 500 e 600hPa observa que as isotermas permanecem horizontais. Em baixos níveis, em torno de 1000hPa nota-se camada mais quente sobre o equador e mais fria sobre a parte sul.

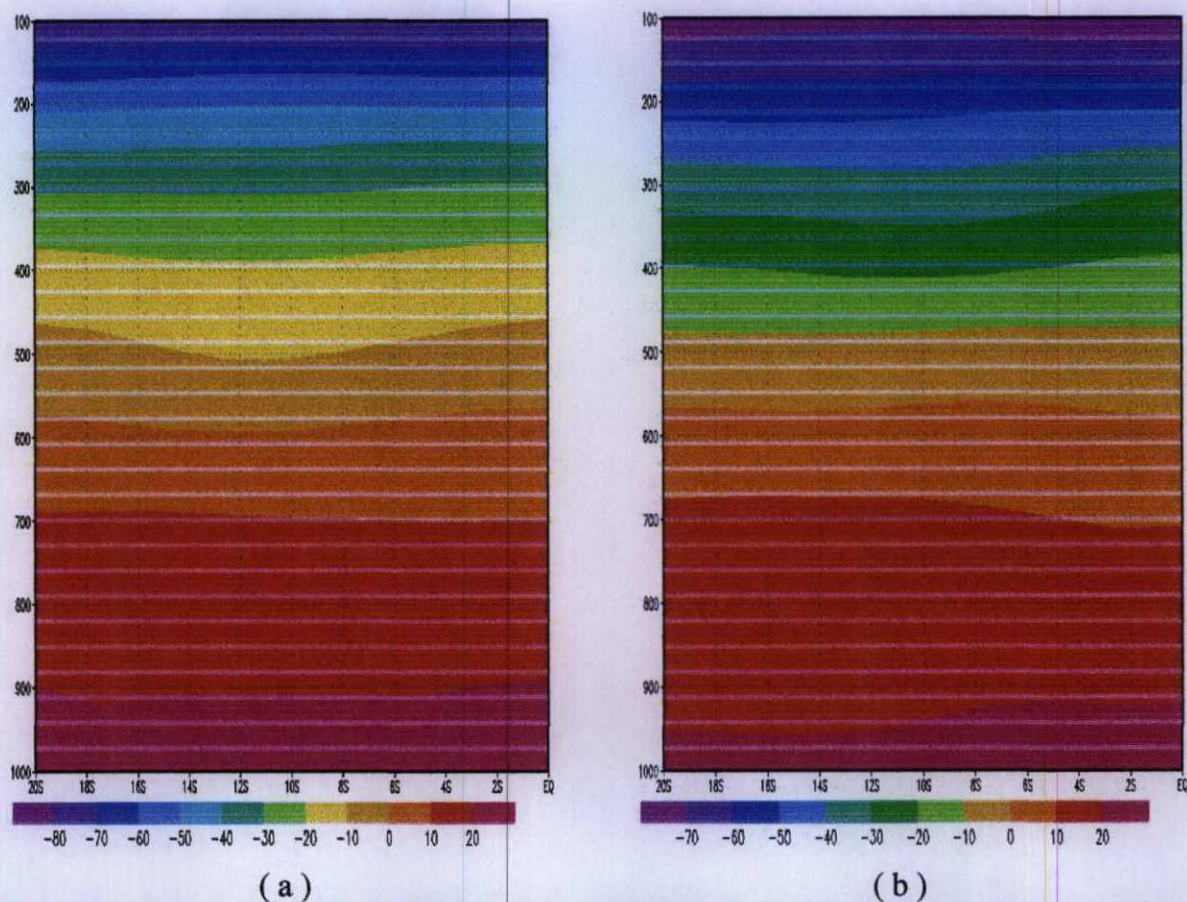


Figura 49 – Seção vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 40°W (a) e 32°W (b) para o dia 01 de dezembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR.

A seção vertical de temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 12°S (Figura 50) indica bem evidente o que foi visto nas seções de temperatura do ar, ou seja, a existência da corrente de jato no nível de, aproximadamente, 200hPa e o lado frio da CJ ao leste do eixo desta corrente entre os níveis de 200 e 500hPa (Figura 48). No nível de 500hPa entre o núcleo do VCAN e eixo da CJ, aproximadamente entre 35°W e 41°W , pode ser observado o núcleo de ar frio.

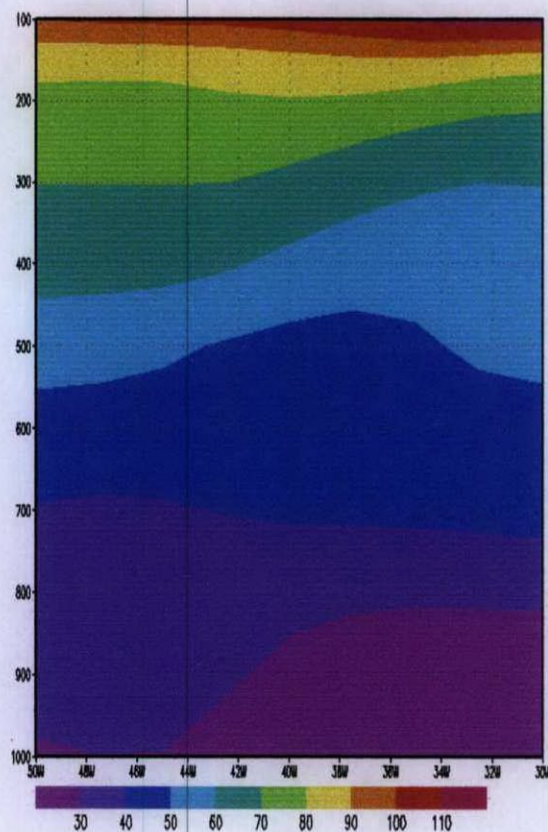


Figura 50 – Seção vertical da temperatura potencial (°C) ao longo de 12°S (a) para o dia 01 dezembro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR.

Ao longo de 40°W (Figura 51a), abaixo da corrente de jato entre 10°S e 12°S observa-se camadas mais frias nos níveis 400 e 500hPa. Além do mais, tudo que foi observado no campo de temperatura (Figura 48 e 49) pode ser confirmado nestas seções verticais de temperatura potencial.

Além disso, ao longo de 32°W, nos níveis de 200 e 300hPa, na Figura 51b observa-se que o ar apresenta-se mais quente ao norte do centro do VCAN do que ao sul.

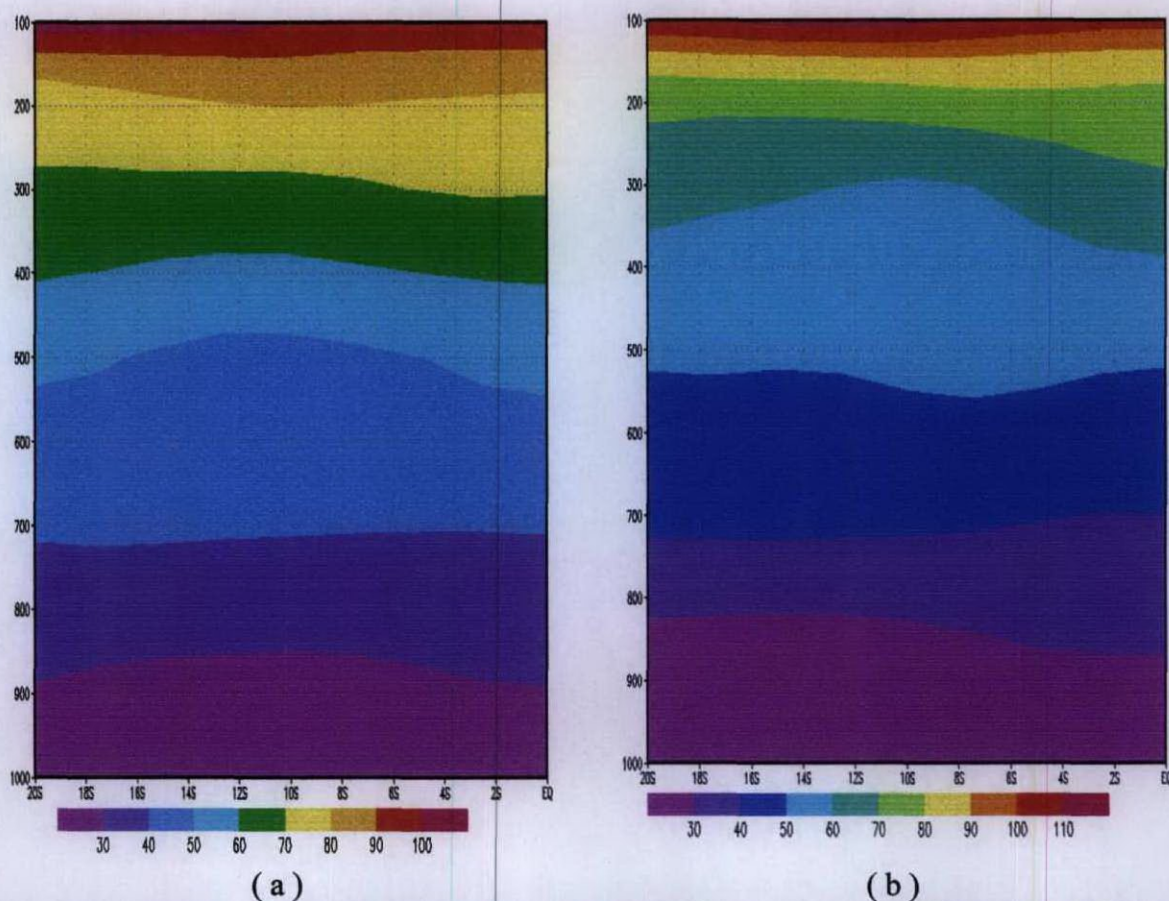


Figura 51 – Seção vertical da temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 40°W (a) e 32°W (b) para o dia 01 de dezembro de 2002, às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.

4.3.4 – Análise dos movimentos verticais associados à Corrente de Jato e VCAN

Em 500hPa, verifica-se um núcleo de movimentos descendentes ($0,15$ a $0,24\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) em 40°W abaixo do núcleo da corrente de jato (Figura 52). Nesta longitude os movimentos descendentes estendendo-se de altos até baixos níveis (900hPa). Os movimentos descendentes até baixos níveis sob o núcleo da corrente de jato foram citados por FEDOROVA (1999). Abaixo do núcleo do VCAN em 32°W , observa-se os movimentos ascendentes ($-0,06$ a $0\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) entre 600 e 400hPa. No centro do VCAN em 32°W , nota-se movimentos descendentes ($0,06$ a $0,09\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) até 400hPa, concordando com o esquema da estrutura vertical do VCAN (KOUSKY and GAN, 1981).

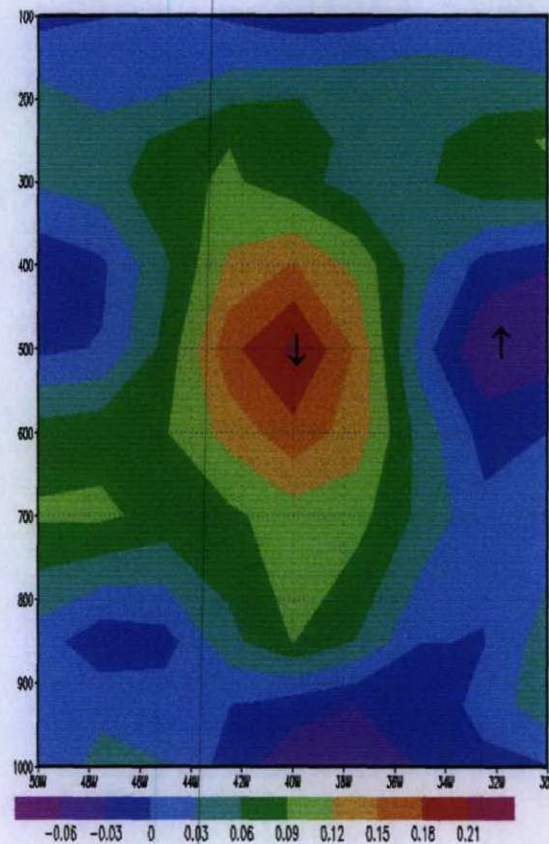
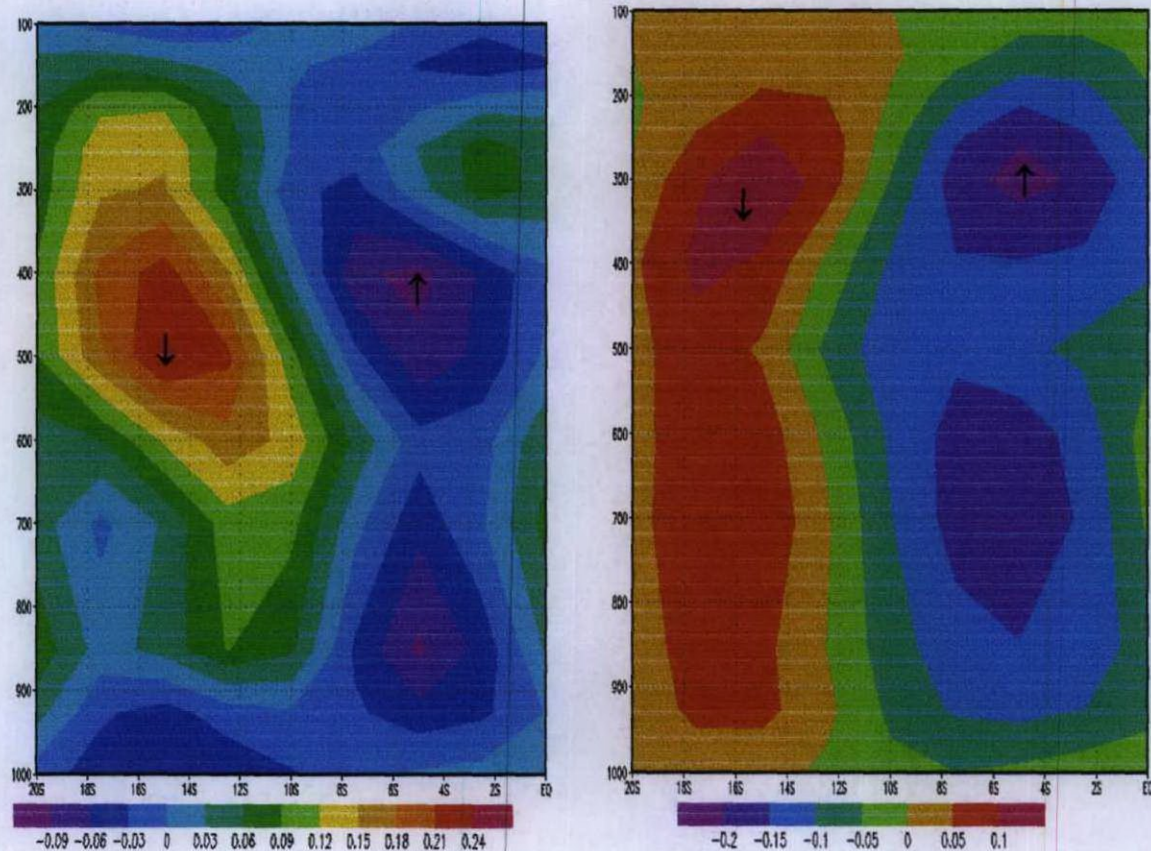


Figura 52 – Seção vertical do campo da velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo de 12°S para o dia 01 de dezembro de 2002 às 12UTC.
Fonte: NCEP/NCAR.

Nota-se na seção de movimentos verticais ao longo de 40°W (Figura 53a) núcleos de movimentos ascendentes na saída da corrente de jato em torno de 05°S em todos os níveis. Abaixo da entrada da corrente de jato em 15°S observa movimentos descendentes quase em todos os níveis e no núcleo estes movimentos atingem $0,24\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$ no nível de 500hPa.

Ao longo de 32°W , em toda atmosfera verifica-se movimentos ascendentes (até $-0,20\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) em 05°S de baixo até altos níveis, e movimentos descendentes (até $0,10\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) em 15°S . O VCAN (10°S) localiza-se na região entre os núcleos de movimentos ascendentes e descendentes, ou seja, a distribuição dos movimentos verticais é diferente do que apresentada por KOUSKY and GAN (1981).



(a)

(b)

Figura 53 – Seção vertical do campo da velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo de 40°W (a) e 32°W (b) para o dia 01 de dezembro 2002, às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.

4.3.5 – Análise do tempo no aeroporto Zumbi dos Palmares para o caso da Corrente de Jato e VCAN próximo ao NEB nos dias 29 e 30/11 e 01/12.

Analisando os dados meteorológicos convencionais do Aeroporto, foi registrado que a temperatura e a umidade relativa mantêm seu ciclo diurno e noturno típico: durante todo o dia a temperatura do ar aumenta enquanto a umidade diminui e durante à tarde a temperatura diminui e a umidade aumenta durante todo o período (Figura 54).

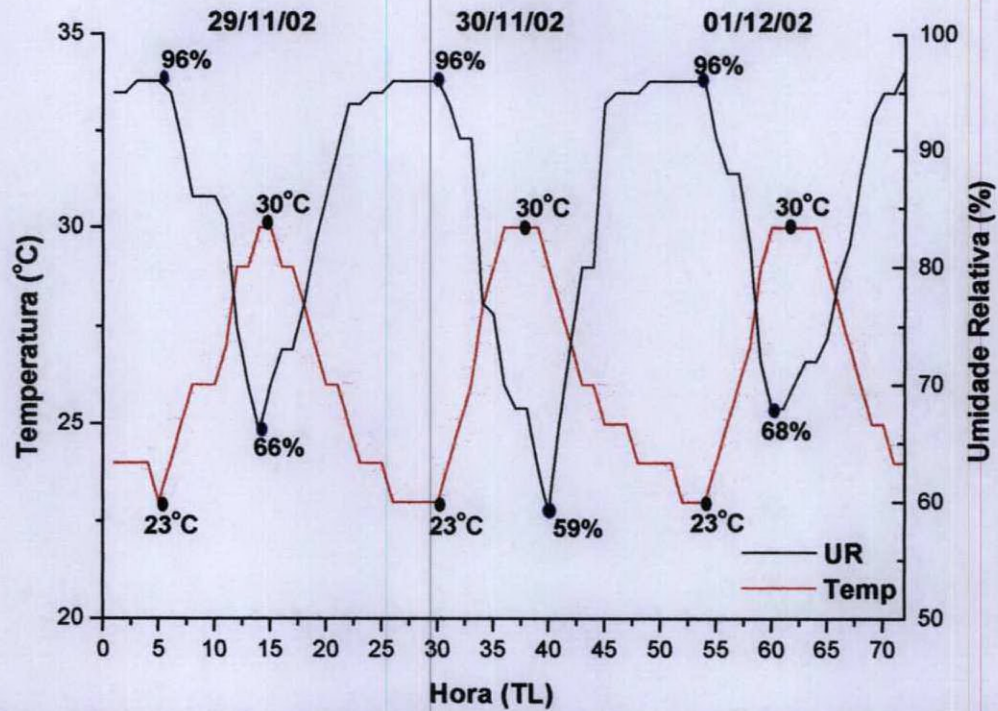


Figura 54 – Variação diária da temperatura do ar $T(^{\circ}\text{C})$ e umidade relativa do ar UR (%), para os dias 29-30/11 e 01/12/2002.

A velocidade do vento para os dias 29-30/11 e 01/12/2002 esteve entre 5 e 6m/s variando na direção típica de SE-ESE. Nas linhas de corrente na superfície (pelos dados do NCEP - Figura 43), observar-se que os ventos estão vindo desde o sul do oceano Atlântico até o NEB, onde sobre o estado de Alagoas nota-se ventos variando de 4 a 6m/s, e sobre o oceano Atlântico sul próximo a costa nordestina ventos variando de 4 a 12m/s com a mesma direção típica de E-SE.

Nos dados obtidos no DPV do Aeroporto Zumbi dos Palmares no dia 01/12, foram observados nuvens de desenvolvimento vertical (Cu com a altura da base 600m) e nuvens altas (Ci ou Cc com a altura da base 9000m) mostrando que esses dados estão compatíveis.

As velocidades de vento fortes não influenciaram no tempo do aeroporto em baixos níveis e foram significativos sobre o aeroporto desde o nível de 500hPa.

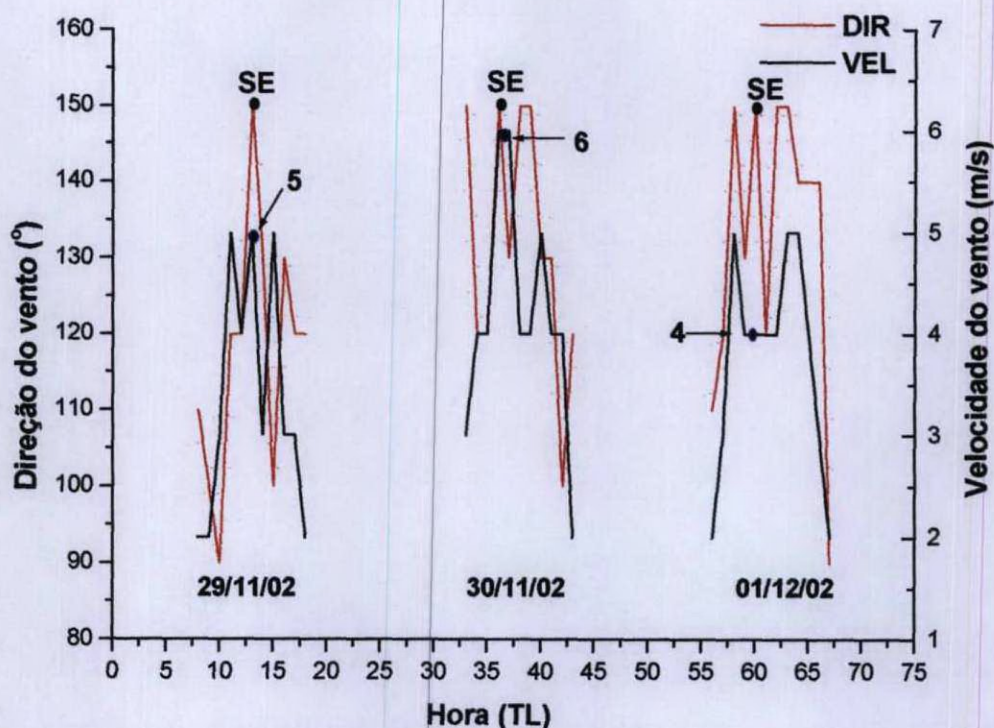


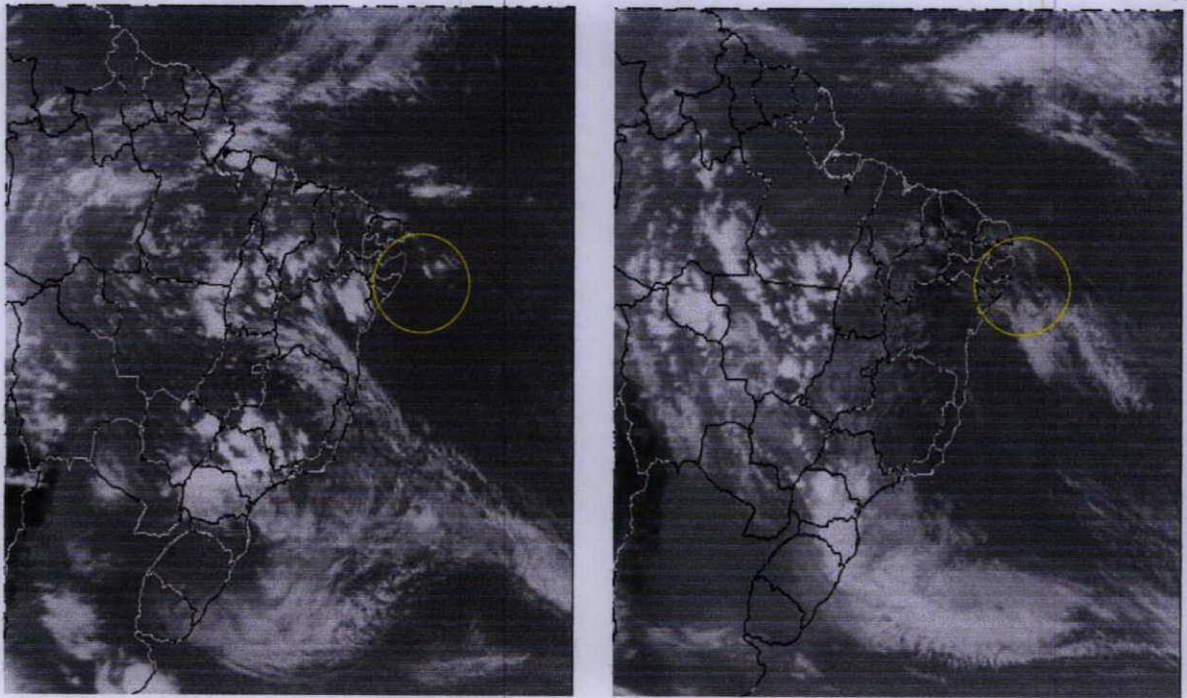
Figura 55 – Variação diária da direção ($^{\circ}$) e velocidade do vento (m/s), para os dias 29 e 30 de novembro e 01 de dezembro de 2002.

4.4 – Corrente de Jato e VCAN do dia 25 a 31 de Janeiro de 2002

4.4.1 – Análise da situação sinótica do dia 25 a 31 de Janeiro de 2002, usando as imagens de satélite.

Na imagem do satélite GOES no canal infravermelho às 1800UTC, para o dia de 29/01/2002, foi observada próximo do NEB a nebulosidade com a estrutura linear estendida na direção sudeste e linhas com dimensões menores e perpendiculares em toda massa, ou seja, a nebulosidade com estrutura típica da corrente de jato (Figura 56b) (marcado com um círculo amarelo). Por isso, foram analisados os sistemas e processos sinóticos, associados com esta nebulosidade de corrente de jato.

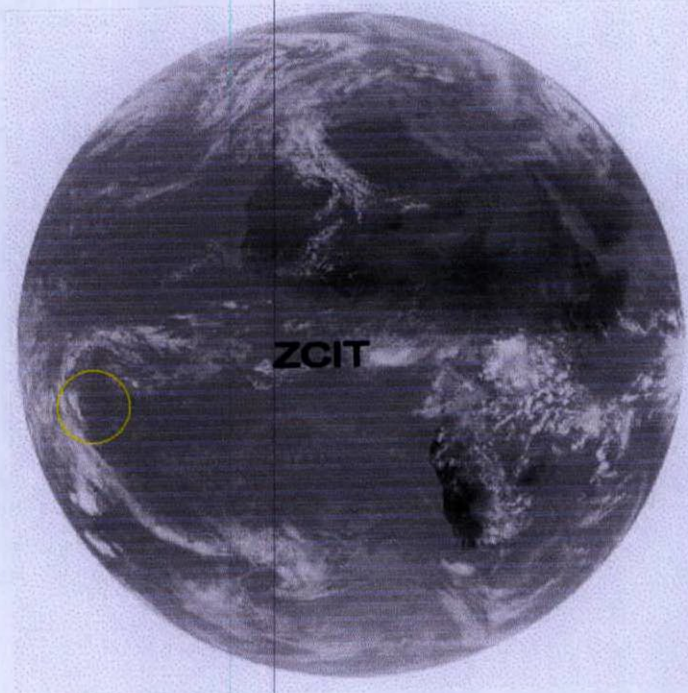
No extremo sul do Brasil no dia de 25/01/2002 (Figura 56a) (marcado com um círculo amarelo) pode ser vista a nebulosidade do vórtice ciclônico. Esta nebulosidade junto com a nebulosidade próxima do NEB forma a estrutura do tipo letra “S”, a qual foi chamada por KOUSKY and GAN (1981), como típica para o VCAN. As imagens globais do satélite METEOSAT-7 (Figura 57) mostram que o vórtice no sul do Brasil é um da família dos ciclones com zonas frontais, os quais cruzam o oceano Atlântico na direção sul Africano.



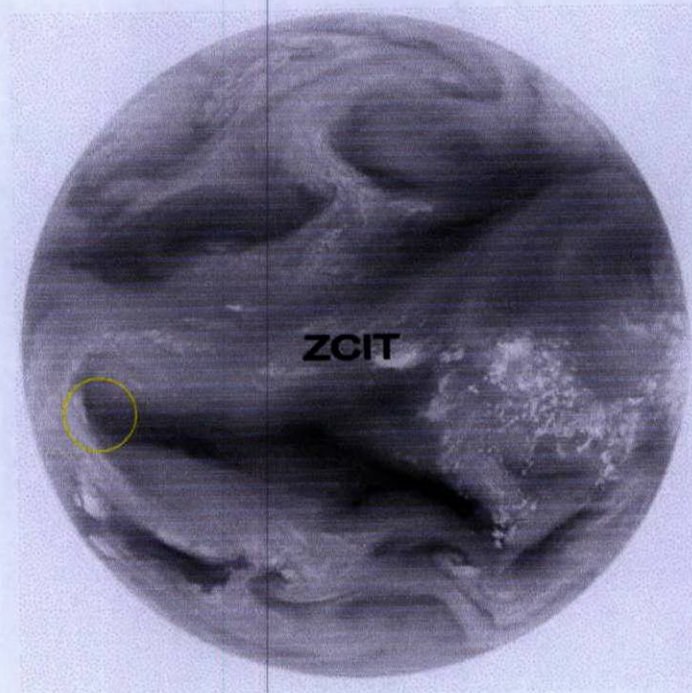
(a) (b)
 Figura 56 – Imagens do satélite GOES no canal infravermelho para os dias 25 (a) e 29 (b) de janeiro de 2002 às 1800UTC, mostrando a nebulosidade do VCAN e CJ (marcado com um círculo amarelo).
 Fonte: CPTEC/INPE.

As imagens METEOSAT-7, também, mostram a massa das nuvens ao norte do equador vinda na direção nordeste (Figura 56). Pelas imagens globais do METEOSAT-7 no canal WV (Figura 57b) pode ser vista a ligação desta massa com a ZCIT e a zona frontal do HN.

Em todo período de estudo verificou-se a permanência do VCAN e nebulosidade da corrente de jato próximo do NEB em conjunto com a ZCIT e duas zonas frontais dos hemisférios Norte e Sul.



(a)



(b)

Figura 57 – Imagens do satélite METEOSAT-7 nos canais IR (a) e WV (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200 UTC, mostrando a nebulosidade do VCAN e CJ (marcado com um círculo amarelo).
Fonte: EUMETSAT.

4.4.2 - Sistemas sinóticos acompanhados da Corrente de Jato e VCAN do dia 25 a 31 de Janeiro de 2002.

A trajetória do deslocamento do VCAN, obtida pelos dados do climanálise e confirmada pelos mapas de linhas de corrente e altura geopotencial nos níveis de 200 hPa (Figuras 59 e 61), mostra que o vórtice se formou no dia 25 ainda um pouco alongado da costa do NEB, deslocando-se lentamente para oeste nos dias seguintes e estava quase estacionário nos últimos dias de vida, ou seja, nos dias de 30 e 31 (Figura 58). O VCAN teve a duração de vida de 7 dias, o que é bastante típico para os VCAN clássicos, confirmando os resultados obtidos por SILVA et al. (1990) e RAMIREZ et al. (1999). Na Figura 58, pode-se observar a variação exata da posição do VCAN nos dias 25, 26, 27, 28, 29, 30 e 31 de janeiro de 2002.

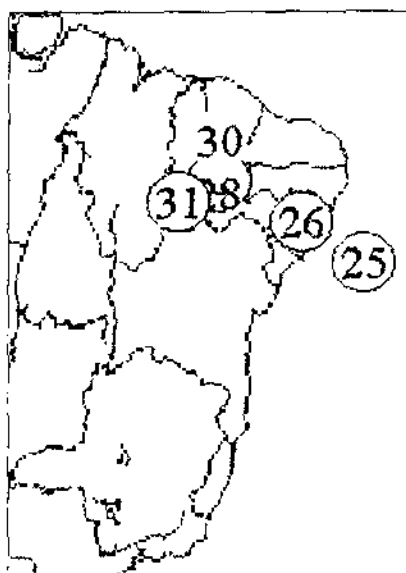


Figura 58 – Trajetória do centro do VCAN nos dias de 25 até 31 de Janeiro de 2002.
Fonte: CLIMANÁLISE / CPTEC / INPE.

As regiões com vento forte ($20-30\text{m.s}^{-1}$) ao norte e oeste do centro do VCAN apareceram no primeiro dia de vida deste vórtice (Figura 59a), atingiram a velocidade máxima ($20-35\text{m.s}^{-1}$) no centro do corrente de jato no dia 29 (Figura 59b), e permaneceram sem variação de velocidade nos dias de 25 até 31 de janeiro. O núcleo da corrente de jato ao oeste do centro do VCAN é continuação da corrente de jato subtropical no norte da Argentina, a qual se virou na direção norte. Ou seja, este ramo da corrente de jato é semelhante a que foi descrito no 2º caso. Depois da passagem do equador esta corrente vinda de leste se unia com a corrente de jato do HN, com posição do núcleo na latitude de, aproximadamente, 10°N . Ou seja, diferente dos outros casos analisados, esta corrente de jato vinda do HS e na direção

do HN; por esta corrente está ligado as correntes de jatos nos dois hemisférios e ocorre a troca de ar entre os HN e HS.

Além do vórtice próximo do NEB (com coordenadas do centro 10°S e 33°W) no mesmo dia 25 foi possível observar o aparecimento de outro vórtice (com coordenadas do centro 08°S e 55°W) (Figuras 59a e 61a). Nos dias seguintes ocorreram mudanças de localização do segundo vórtice, deslocando-se para noroeste de sua posição inicial até o dia 28, ou seja, o período de vida foi 3 dias. No dia 29 ocorreu uma intensificação do VCAN próximo do NEB em 05°S e 39°W sendo confirmado na Figuras 61b, com o desaparecimento do segundo vórtice no dia 28.

O cavado em altos níveis (Figura 59), associado com VCAN próximo do NEB, resultante da intensificação da Alta da Bolívia, estava localizado quase meridional no começo do processo, e apareceu a inclinação NW – SE durante o desenvolvimento e completo fechamento do cavado. Ou seja, o desenvolvimento deste cavado foi bastante típico para o VCAN clássico.

A circulação anticiclônica no norte da América do Sul, típica para o VCAN clássico (PAIXÃO, 1999; GAN, 1982), não foi observado no caso estudado. Todavia, nesta região foi uma crista (ao longo da longitude de 75°W) no começo do período de estudo, a qual se desapareceu durante desenvolvimento do VCAN.

A bifurcação inter-hemisférica das correntes nos altos níveis no Pacífico leste, semelhante ao processo clássico, foi registrada no caso em análise. De acordo com o estudo de PAIXÃO (1999), esta bifurcação é resultado do escoamento induzido pela convecção na Amazônia equatorial e sua interação com o escoamento induzido pela convecção no Pacífico equatorial.

A Alta da Bolívia, acompanhante típica do processo do VCAN clássico, durante todo o período (de 25 a 31 de janeiro) permaneceu constante sobre o norte da Argentina e Sul da Bolívia.

Um anticiclone com posição no centro no dia 25, com as coordenadas de 30°S e 05°W a oeste da África se deslocou para leste e no dia 29 nesta região foi vista a crista (Figura 59).

O ciclone com zonas frontais no norte da Argentina e no sul do Brasil já foram identificados pelas imagens de satélite no dia 25 e confirmados pelos dados de pressão (Figura 62a). Durante o processo este ciclone permaneceu sobre o norte da Argentina e no sul do Brasil por 4 dias com pouca variação de posição, junto com eles as frentes observadas se deslocaram um pouco no dia 28 para o oceano e reaparecendo no dia 29 (Figura 60b e 62b).

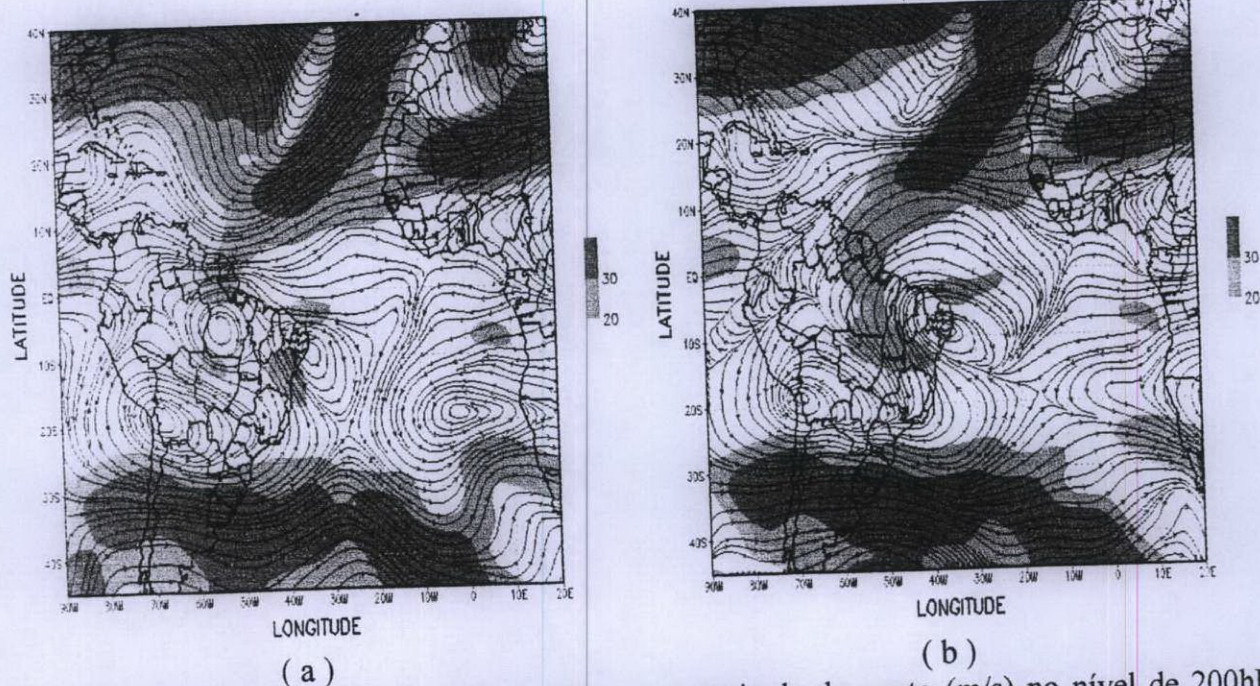
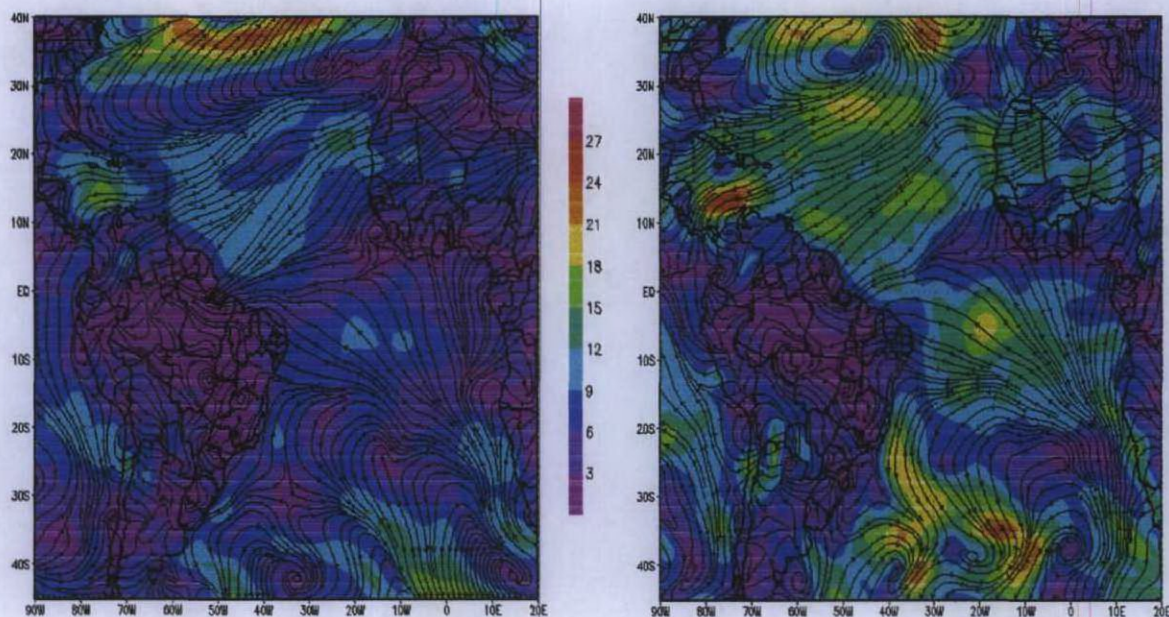


Figura 59 – Campos de linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) no nível de 200hPa para os dias 25 (a) e 29 (b) de janeiro de 2002 às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR.

Em baixos níveis, tem-se uma frente no extremo sul do Brasil relacionada com uma crista em baixo nível bem zonal (Figura 60a e 62a) indicando o que foi encontrado na imagem de satélite (Figura 56a) com a posição exata da zona frontal.

A ZCIT em baixos níveis no dia 25 encontra-se, aproximadamente, próximo ao equador na costa Sul Americana e em 10°N próximo da costa África (Figura 60a e 62a). Em altos níveis no dia 25 encontra-se próximo ao equador em 05°N (Figura 59a e 62a), onde ocorreu pouca variação durante o período de estudo. Comparando com casos clássicos e com os casos 1 e 2 estudados, pode-se dizer que se obteve um resultado bastante comum entre todos os casos, onde todos se comportaram com a posição clássica da ZCIT, atingindo sua posição média mais ao norte, em torno de 10°N .

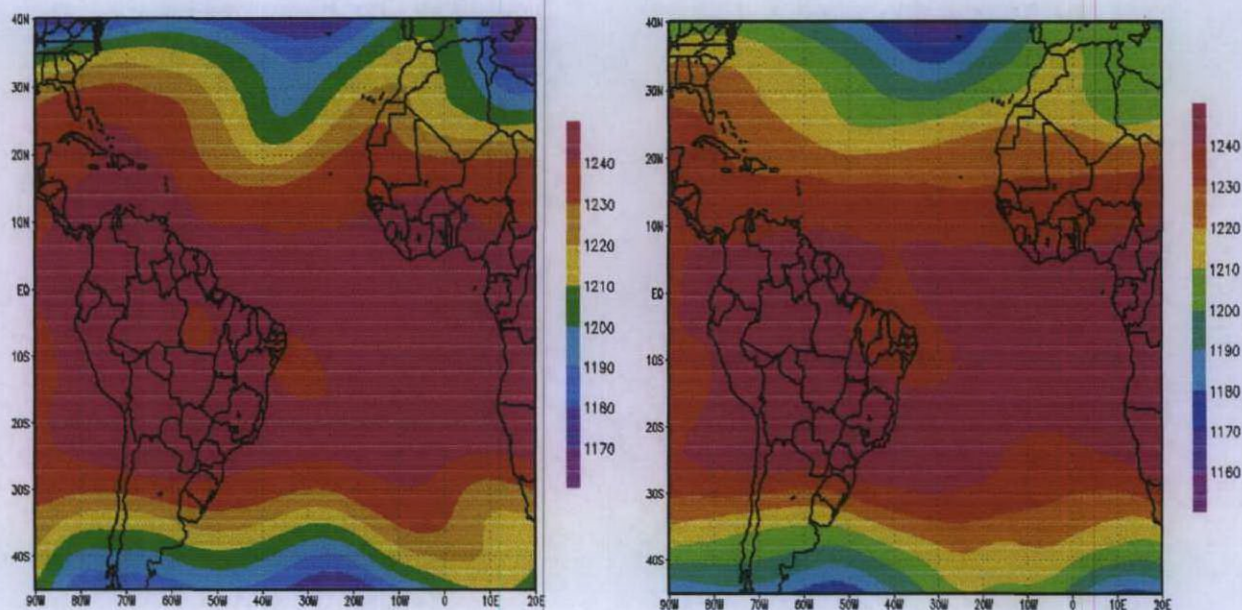


(a)

(b)

Figura 60 – Campos de linhas de correntes e magnitude do vento (m/s) na superfície: (a) dia 25 e (b) dia 29 de janeiro de 2002 às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.

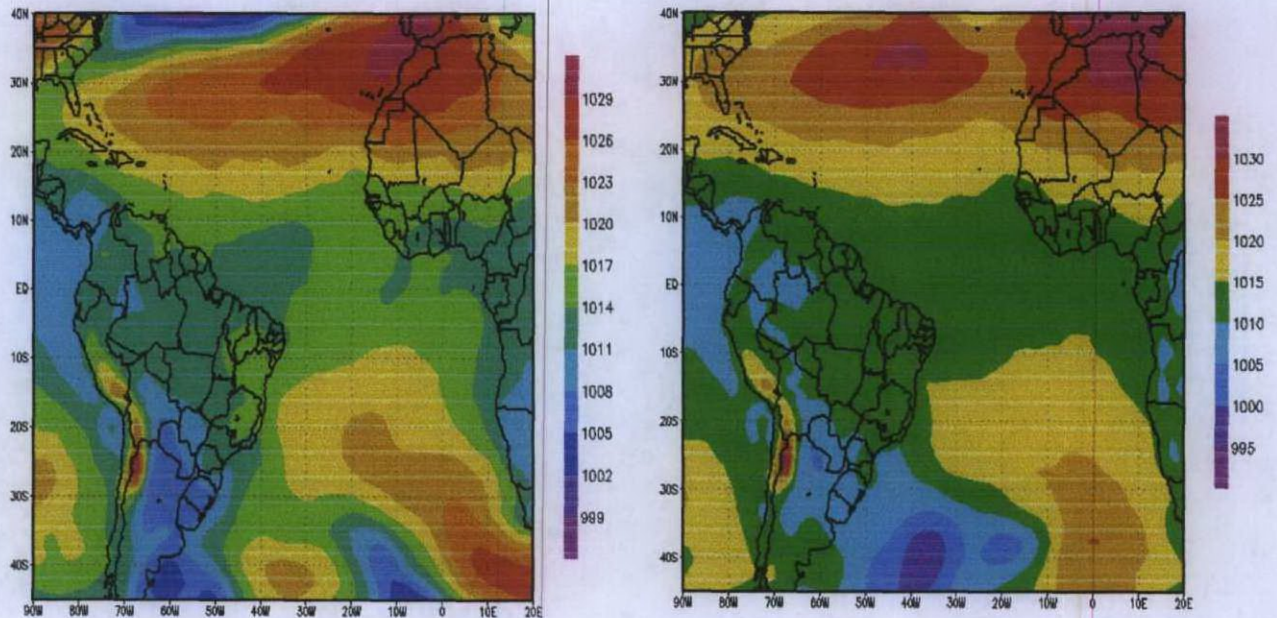


(a)

(b)

Figura 61 – Campos de altura geopotencial (m.gp) em 200hPa: (a) dia 25 (b) dia 29 de janeiro de 2002 às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.



(a) (b)
 Figura 62 – Campos de pressão na superfície (hPa) para os dias 25 (a) e 29 (b) de janeiro de 2002 às 1200UTC.
 Fonte: NCEP/NCAR.

4.4.3 – Análise da estrutura espacial da Corrente de Jato e VCAN do dia 25 a 31 de janeiro de 2002.

As Figuras 63 mostram as seções verticais de velocidade do vento (m/s) ao longo de 12°S e 05°S , para o dia 29 de janeiro de 2002 às 1200UTC. Serão apresentadas figuras apenas para o dia 29 de janeiro, porque neste dia o VCAN estava localizado sobre NEB (esta posição foi mais próximo de Alagoas) e a corrente de jato foi mais intensa.

Ao longo de 12°S (Figura 63a), no nível de 200hPa verifica-se entre 46°W e 50°W (próximo do núcleo da CJ) uma região de vento forte (com velocidades do vento até 30 m/s).

Ao longo de 05°S no nível de 200hPa o núcleo do vento intenso localiza-se mais a oeste, do que na seção ao longo de 12°S , ou seja, em 50°W (Figura 63b). Também, nesta figura pode ser vista próximo de 30°W uma parte da corrente de jato do HN. Ainda, ao longo de 05°S no nível de 300hPa nota-se uma região (em torno de 38°W) com velocidade do vento bem fraca; este região corresponde ao VCAN.

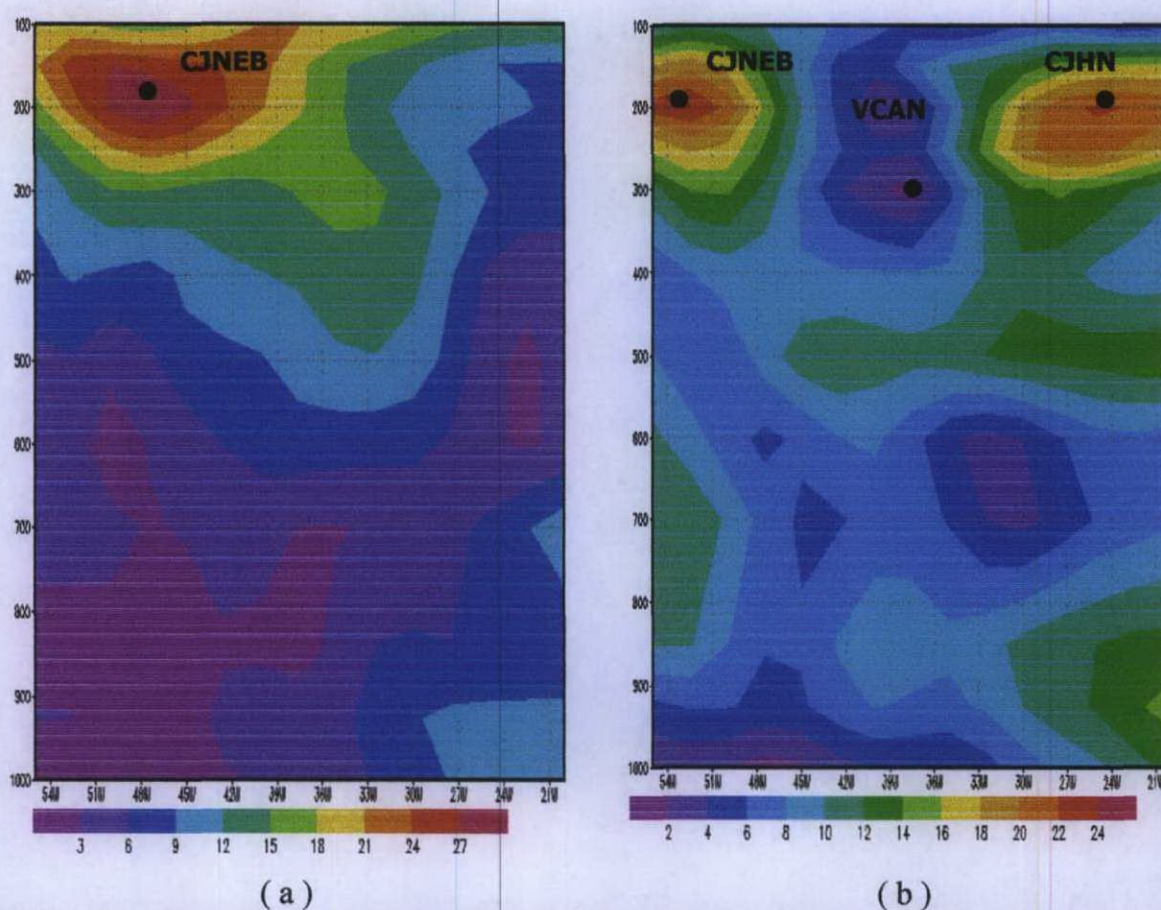


Figura 63 – Seção vertical da velocidade do vento (m/s) ao longo de 12°S (a) e 05°S (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.

Na Figura 64, pode-se observar melhor a localização desses núcleos ao longo de 48°W e 38°W, onde pode verificar no nível de 200hPa o núcleo da corrente de jato do HN em 10°N e o outro núcleo em 12°S (na seção ao longo de 48°W) e em 16°S (na seção ao longo de 38°W), o qual corresponde a CJNEB (Figura 64b).

Na região do VCAN (próximo de 05°S na seção vertical ao longo de 38°W) nos níveis de 200 e 300hPa observa-se o vento fraco entre dois núcleos da corrente de jato.

Ou seja, observando as Figuras 63 e 64 nota-se a existência da corrente de jato do NEB em altos níveis (200hPa) com a velocidade do vento no limite do vento considerado como corrente de jato e com gradientes fortes de velocidade do vento em torno do eixo, logo, são características típicas de corrente de jato.

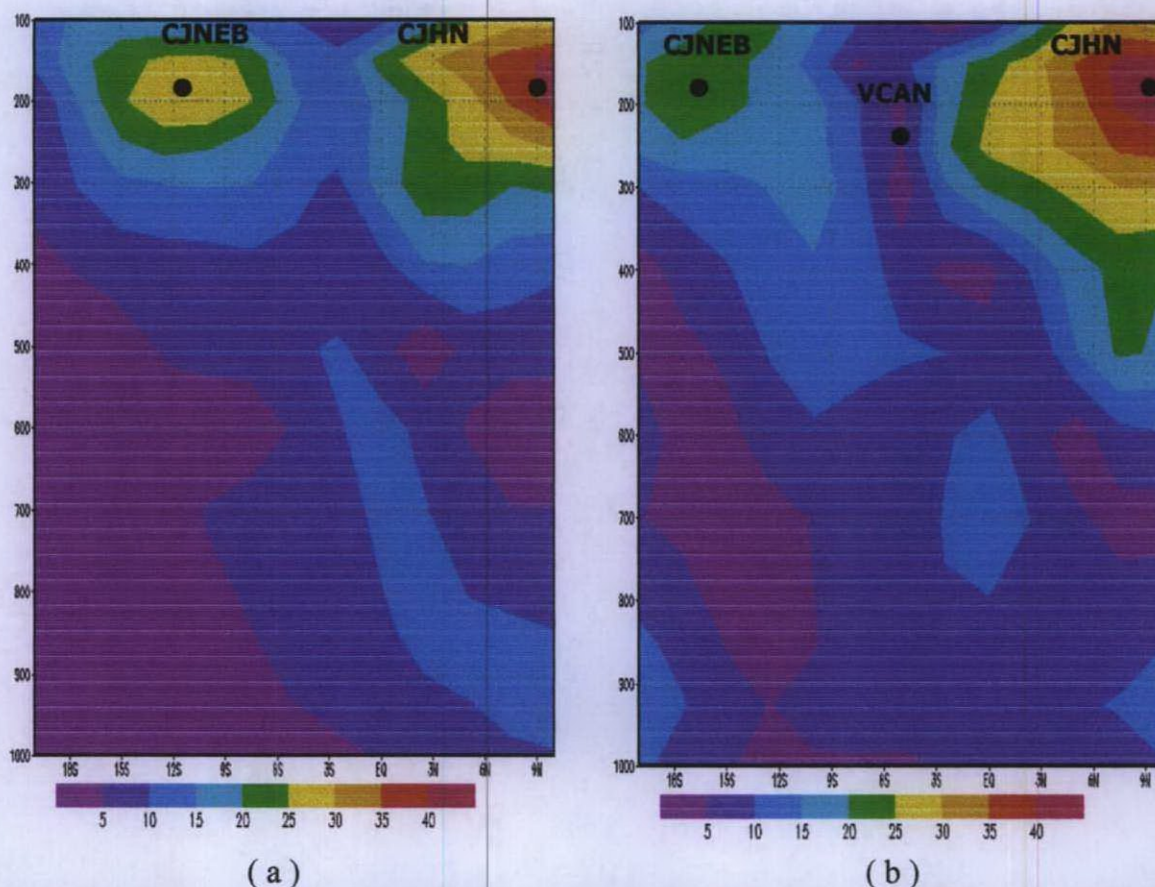


Figura 64 – Seção vertical da velocidade do vento (m/s) ao longo de 48°W (a) e 38°W (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR.

Analisando as seções verticais de temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 12°S e 05°S (Figura 65) não pode ser visto nitidamente a localização da corrente de jato, pois as isotermas de temperatura estão todas horizontais. No modelo conceitual da corrente de jato, nos níveis mais altos e mais baixos do que o eixo da corrente de jato, onde os gradientes de temperatura têm sinais diferentes (DJURIC, 1994). Logo, isto não foi observado claramente nestas seções verticais de temperatura.

Nas mesmas Figuras 65a e b observa-se que a distribuição de temperatura tem a assimetria somente em baixos níveis até 850hPa, ou seja, camada superficial mais quente sobre o continente do que sobre o oceano. Também, nesta figuras mostram que não tem nenhuma zona frontal associada a esta corrente de jato.

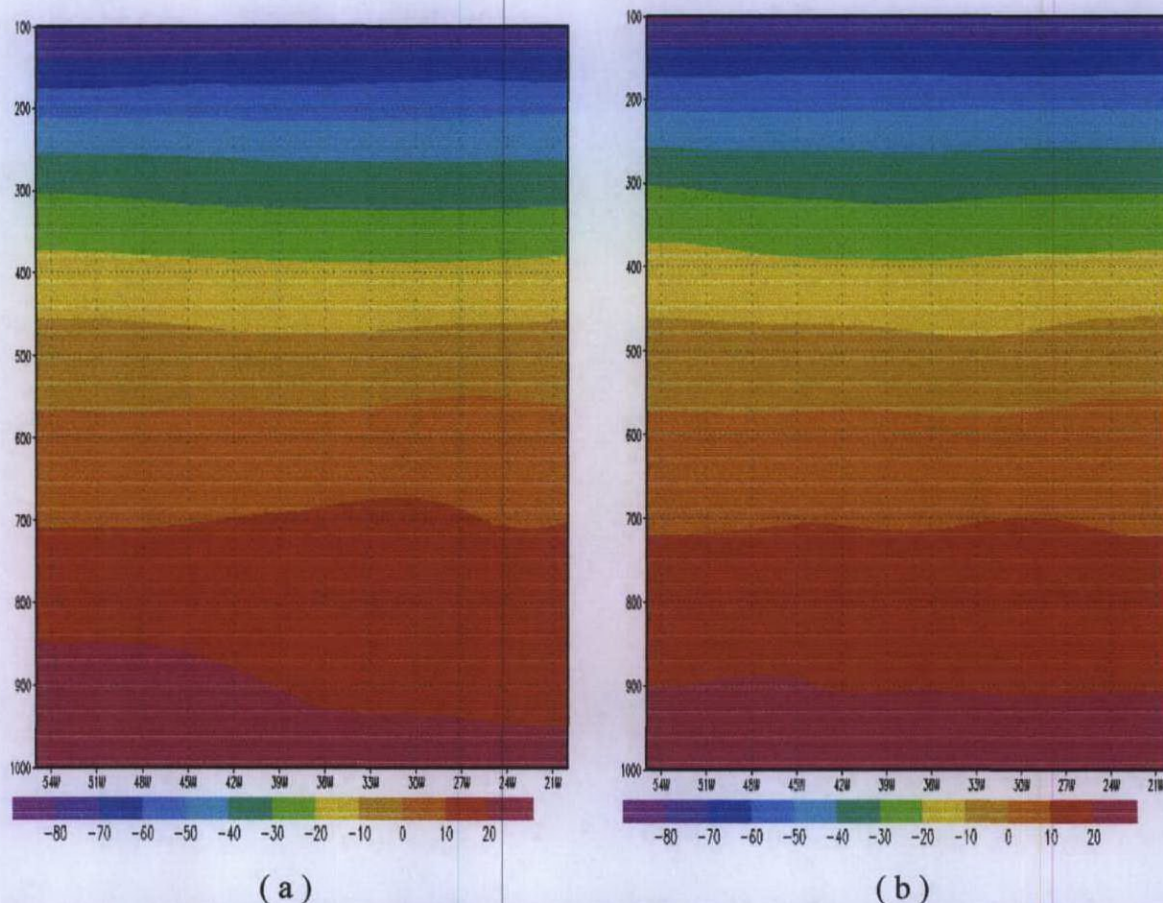
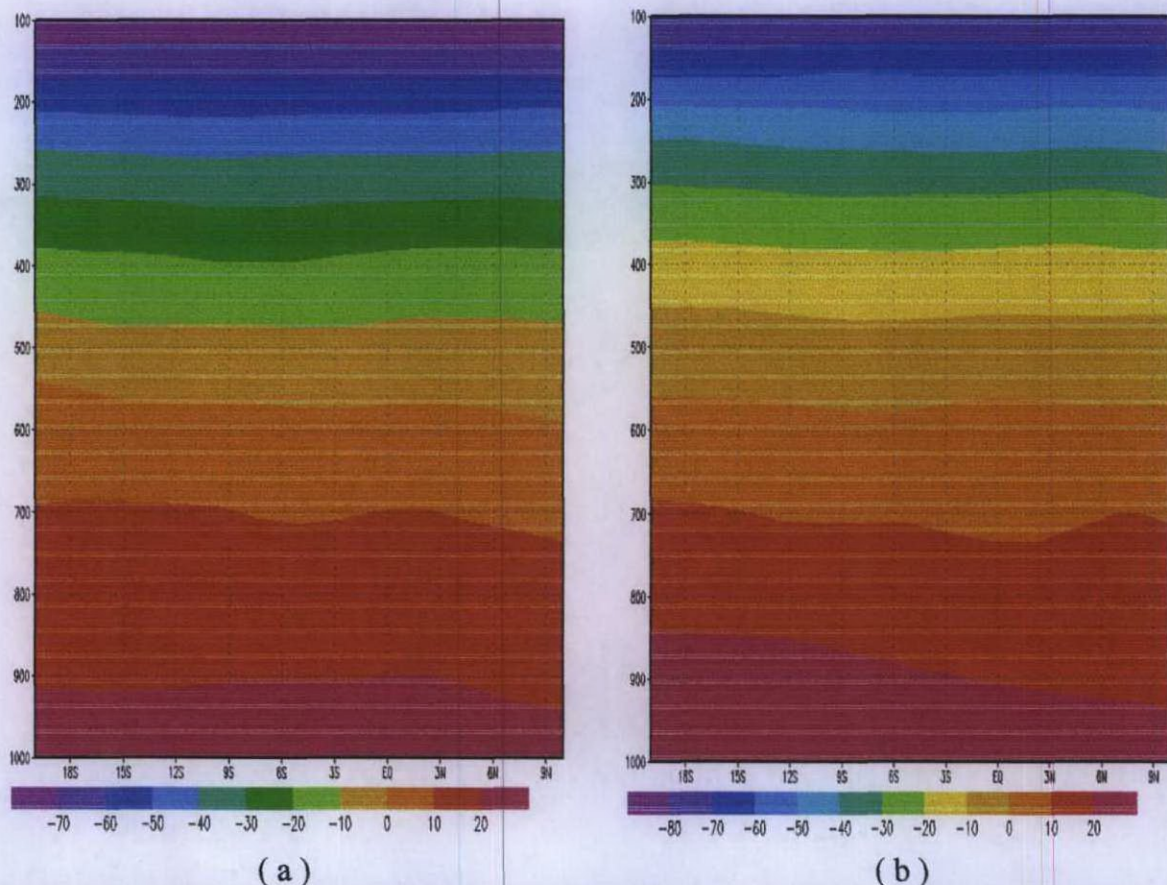


Figura 65 – Seção vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 12°S (a) e 05°S (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.

A Figura 66 mostra as seções verticais de temperatura do ar ao longo de 48°W e 38°W , onde pode observar que ao longo de 48°W (Figura 66a) não ocorreu variação de temperatura, com isotermas quase horizontais em todos os níveis e um pouco mais frios entre os níveis de 300 e 400hPa entre 5°S e 10°S (oeste do núcleo de VCAN).

Enquanto, ao longo de 38°W entre 6°S e 10°S no nível, aproximadamente 500hPa, ou seja, abaixo do núcleo do VCAN nota-se pequenas variações nas isotermas com camada mais fria nesta região.



(a) (b)
 Figura 66 – Seção vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 48°W (a) e 38°W (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC.
 Fonte: NCEP/NCAR.

As seções verticais de temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 12°S e 05°S (Figura 67) mostram (pela inclinação das isotermas de temperatura potencial) a existência da corrente de jato no nível de 200hPa que não foi possível ser observada claramente nas seções verticais de temperatura. Em 200hPa, acima da corrente de jato pode ser visto gradientes de temperatura potencial bastante altos. Sendo assim, concordando com a distribuição típica da temperatura potencial (DJURIC, 1994).

Além disso, estas figuras mostram evidentemente a existência do ar mais frio na camada de 400 até 200hPa no lado leste da corrente de jato, do que no lado oeste (Figura 67a).

Ao longo de 05°S (Figura 67b) abaixo do núcleo do VCAN (na longitude de, aproximadamente, 38°W) nota-se no nível de 400hPa, camadas mais frias e mais quentes a oeste do eixo da CJ (50°W).

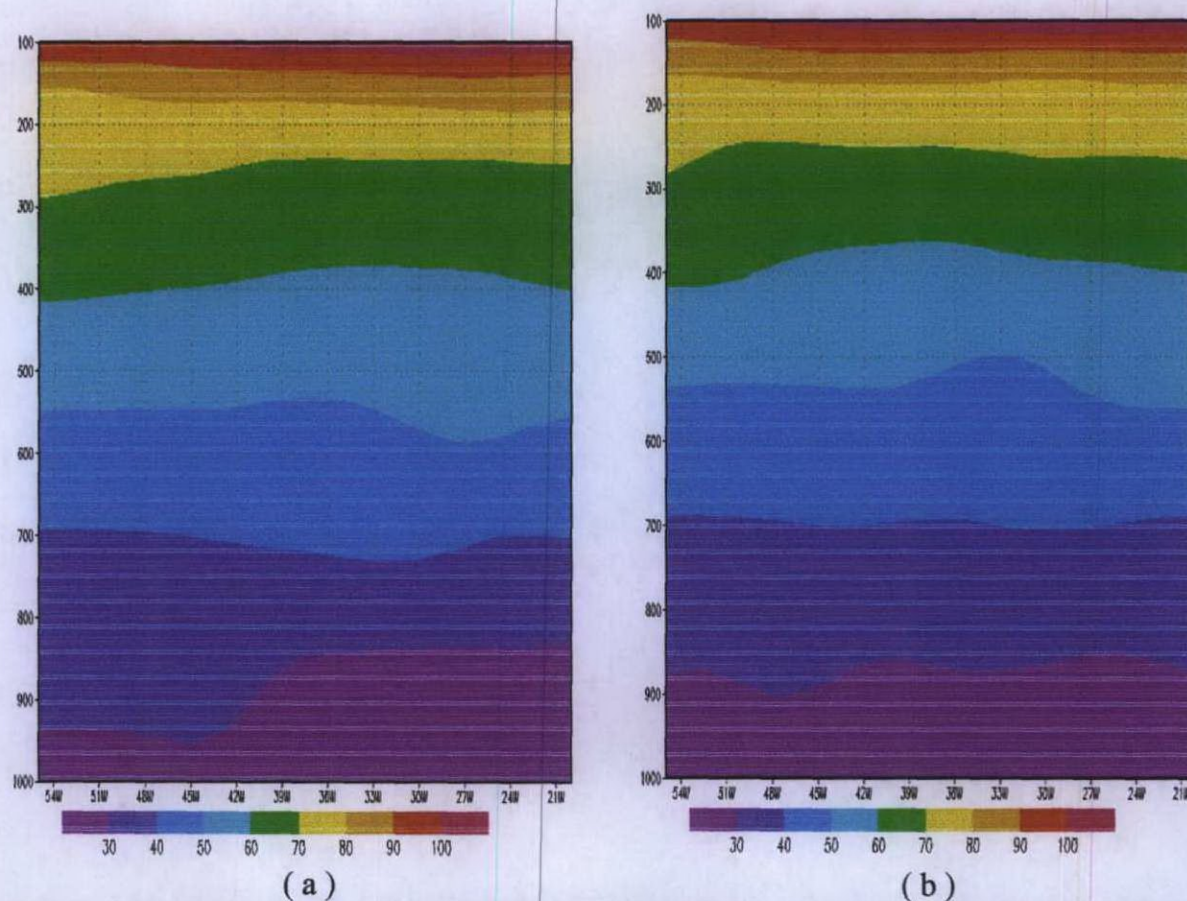


Figura 67 – Seção vertical da temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 12°S (a) e 05°S (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR.

Na Figura 68a, nas seções verticais de temperatura potencial ao longo de 48°W observa que em altos níveis as camadas das isotermas permanecem quase horizontais sem nenhuma variação, e os gradientes desta temperatura estão muito elevados acima do nível de 200hPa mostrando a posição da corrente de jato entre 200 e 150hPa. Abaixo do eixo da corrente de jato em 400hPa observa-se as camadas mais frias na região entre 5°S e 12°S , ou seja, no lado equatorial da CJ. A região mais quente no mesmo nível estava localizada no NH, ao norte do equador.

Na seção vertical ao longo de 38°W nos níveis de 300-400hPa é observado o aumento de temperatura do ar na região equatorial na direção ao sul.

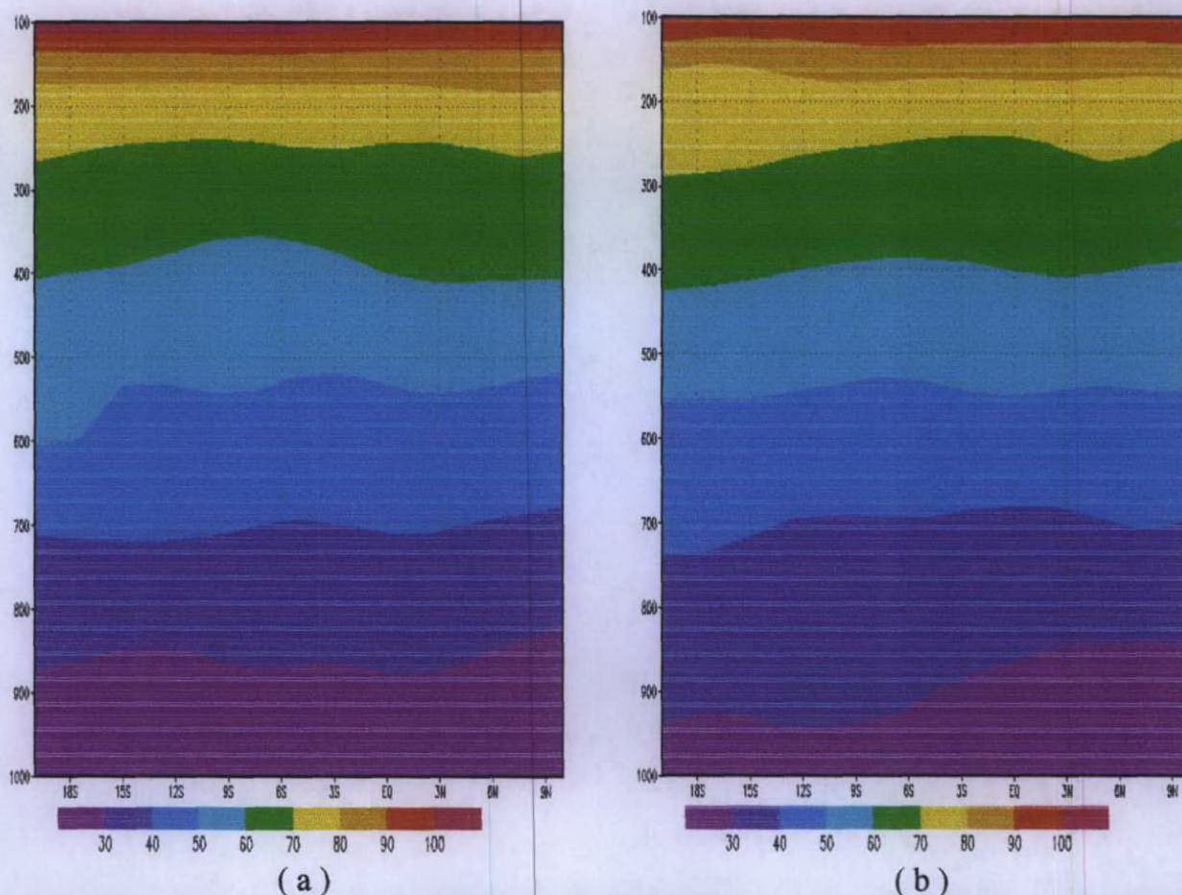


Figura 68 – Seção vertical da temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) ao longo de 48°W (a) e 38°W (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR..

4.4.4 – Análise dos movimentos verticais associados à corrente de jato e VCAN do dia 25 a 31 de janeiro de 2002

Nas seções de movimentos verticais, vê-se que, ao longo de 12°S em 300hPa observa-se um núcleo de movimentos ascendentes no lado oeste da corrente de jato (até $-0,06\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) e movimentos descendentes com o núcleo no nível de 650hPa a 44°W ($0,12$ a $0,21\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) no lado leste da corrente de jato (Figura 69a).

Ao longo de 05°S verifica-se núcleos de movimentos descendentes quase em toda troposfera na longitude de 45°W , a leste do eixo da corrente de jato com núcleo no nível de 400hPa (até $0,15\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) (Figura 69b). A outra grande região com os mesmos movimentos da mesma intensidade foi localizado a leste da longitude de 21°W . A região com os movimentos ascendentes foi próximo de 30°W (até $-0,26\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) e foi estendido de baixos até altos níveis.

Na extremidade deste núcleo foi localizado o VCAN. Todavia preciso acentuar que abaixo deste VCAN foram os movimentos descendentes, com o núcleo no nível de 500hPa.

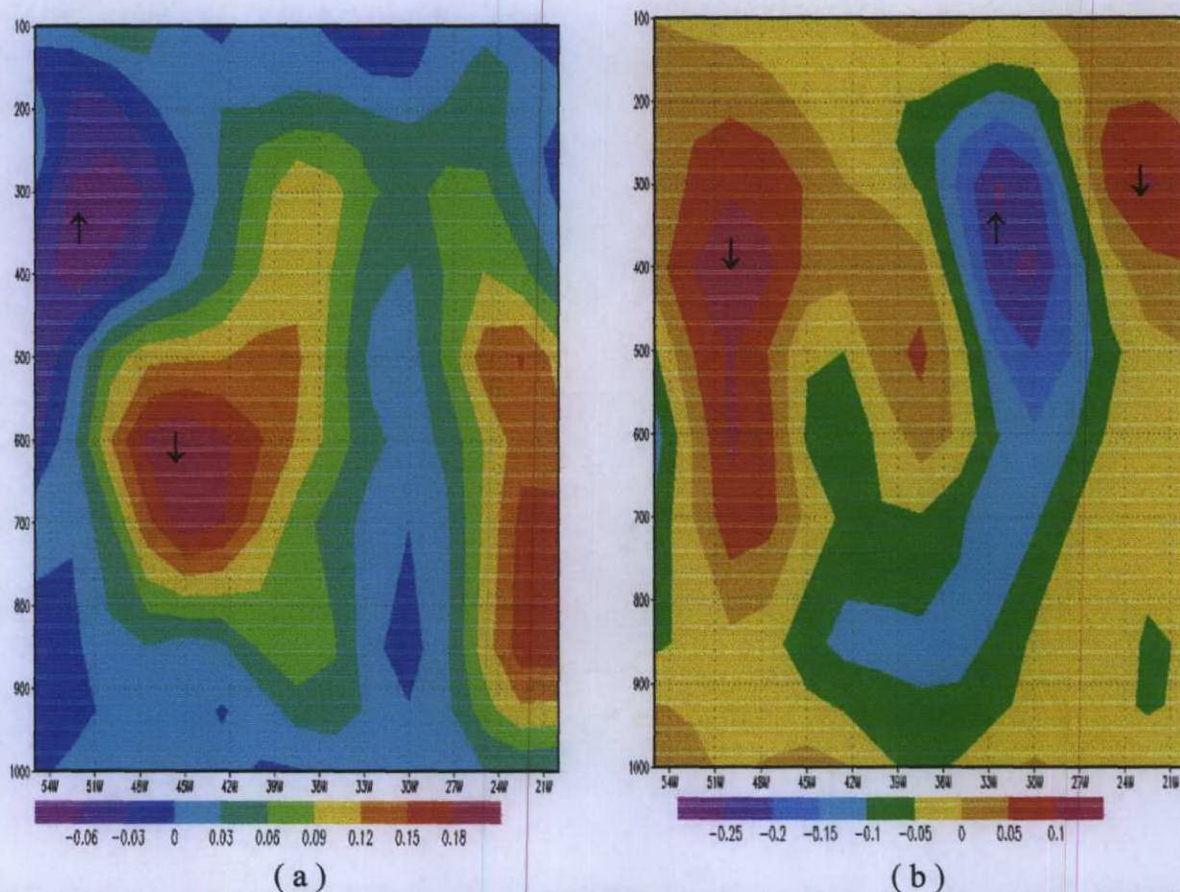


Figura 69 – Seção vertical do campo da velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo de 12°S (a) e 05°S (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC.

Fonte: NCEP/NCAR..

Nota-se que nas seções de movimentos verticais ao longo de 48°W (Figura 70a) a região principal de movimentos descendentes fica no nível de 600hPa abaixo do núcleo da corrente de jato (próximo de 12°S , até $0,20\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$). Acima deste núcleo, mais próximo do eixo da corrente de jato verifica-se movimentos ascendentes fracos (até $-0,15\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$). Os movimentos ascendentes em toda atmosfera são observados ao norte do equador ($2-4^{\circ}\text{N}$) e são associados com a CJ do HN.

Na seção vertical ao longo de 38°W , abaixo do núcleo do VCAN observa-se movimentos ascendentes de baixos até médios níveis (até 600hPa), entre os níveis de 600 e 350hPa estes movimentos se mudam para descendentes e, finalmente, acima de 350hPa, próximo do VCAN novamente aparecem os movimentos ascendentes. Os movimentos verticais parecidos são observados em toda região ao norte, com núcleos nas latitudes de $6-8^{\circ}\text{N}$.

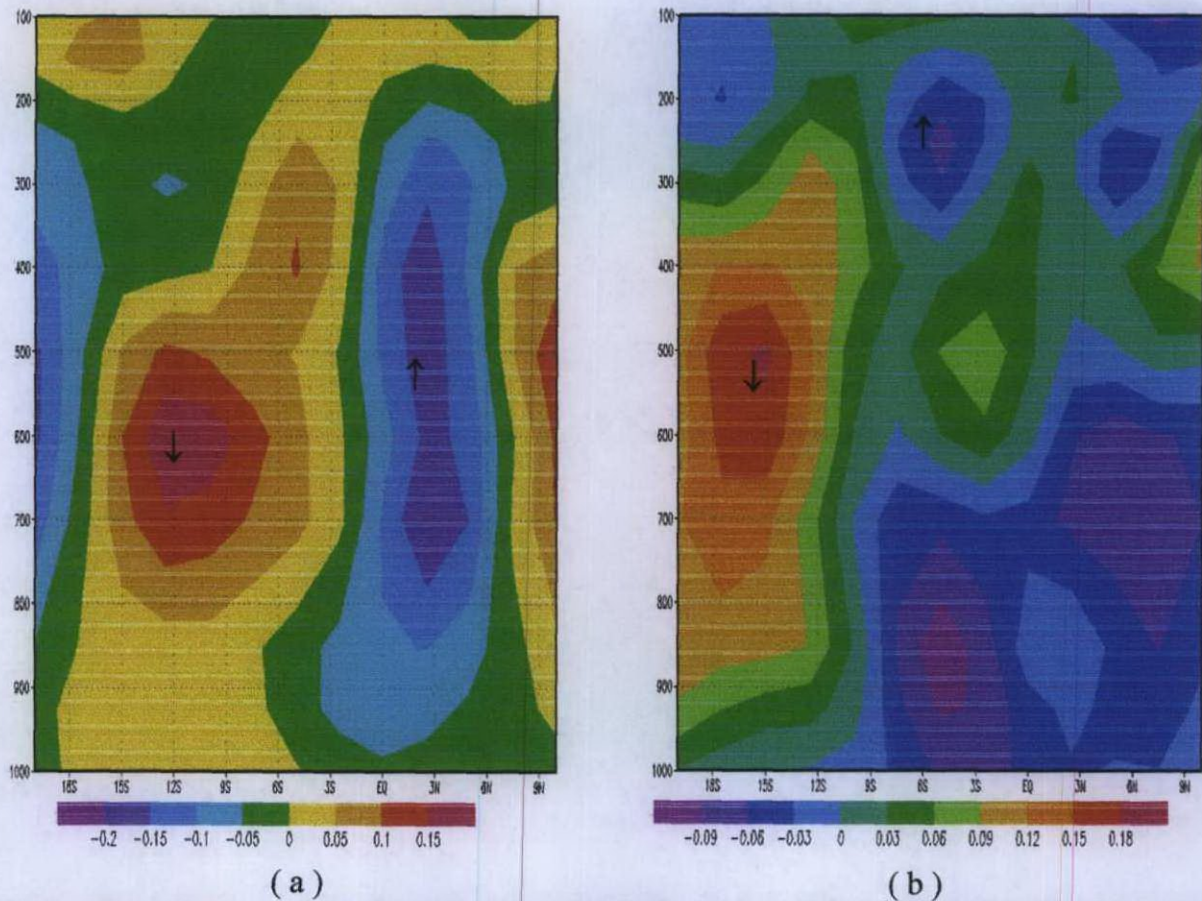


Figura 70 – Seção vertical do campo da velocidade vertical ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) ao longo de 48°W (a) e 38°W (b) para o dia 29 de janeiro de 2002, às 1200UTC.
Fonte: NCEP/NCAR..

4.4.5 – Análise do tempo no aeroporto Zumbi dos Palmares para o caso da Corrente de Jato e VCAN próximo ao NEB do dia 25 a 31 de janeiro de 2002.

Analisando os mapas de linhas de corrente e magnitude do vento na superfície (m/s), observa-se próximo ao estado de Alagoas no dia 25 ventos variando de 3 a 9m/s (Figura 60a), já no dia 29 os ventos intensificaram um pouco mais, próximo ao estado com velocidades de 6 a 12m/s, com direções típicas de E-SE idênticos aos casos anteriores.

Ou seja, a direção e velocidade do vento nos dias de existência da extremidade da corrente de jato e VCAN sobre Maceió foram típicas.

Observando a seção vertical do vento em 12°S (Figura 63a) e 48°W (Figura 64a) observa-se que, essa velocidade do vento não influenciou no tempo em baixos níveis, mas esta influência foi significativa sobre o aeroporto acima 3km (Figura 63a).

4.5 – Modelos Conceituais dos eventos analisados e discussão

A partir desses estudos foi possível elaborar os modelos conceituais das correntes de jato próximo ao NEB com diferentes orientações: de noroeste para sudeste (Caso 1), de sul ao norte (Caso 2) e de sudeste para noroeste (Caso3).

Caso 1.

O setor do ar quente foi localizado na região da entrada da corrente de jato até o núcleo e o setor de ar frio estava na saída desta corrente. Esta distribuição de temperatura não é típica para as correntes de jato, onde geralmente o lado equatorial é mais frio do que polar. Esta distribuição de temperatura pode ser o resultado da influência dos ventos antialísios em altos níveis, ligados com ZCIT. Do outro lado da CJNEB o ar chegou das regiões centrais e norte da Argentina com as temperaturas baixas. Estes duas correntes são responsáveis pela formação da CJ e assimetria na distribuição de temperatura.

A distribuição da temperatura na região da CJNEB estava de acordo com os movimentos verticais, ou seja, com os movimentos ascendentes nas proximidades do núcleo e um pouco abaixo do mesmo no todo setor quente e movimentos descendentes no setor frio um pouco acima do núcleo da CJ.

Na formação da CJNEB influenciou, também, a circulação anti-horária (anticiclônica no HS) próxima ao Equador. Esta circulação funcionou como barreira para penetração do ar na região norte da Argentina e na região equatorial. Além disso, os gradientes altos da velocidade do vento foram encontrados próximo do núcleo da CJNEB no lado esquerdo desta corrente, tanto no ar quente quanto no ar frio. Esta, também, não concordou com o esquema típico da corrente de jato com gradientes altos no lado frio da corrente. Todavia, estes gradientes são típicos para periferia oeste e sudoeste do anticiclone (PALMEN and NEWTON, 1969; ZVEREV, 1968), ou seja, mostram a influência desta circulação na formação da CJNEB.

A intensificação das duas circulações anticiclônicas, ou seja, AB com a posição de seu centro atípico de leste e circulação anticiclônica próximo do equador, foram os processos responsáveis pela intensificação do cavado e isolamento do VCAN.

A corrente do HN participou no processo de formação do CJNEB. Além disso, convém ressaltar que esta corrente do HN, a qual foi encontrado no caso I, foi associado com a formação do VCAN sobre o continente, mas não é típico do VCAN do tipo clássico. Ou

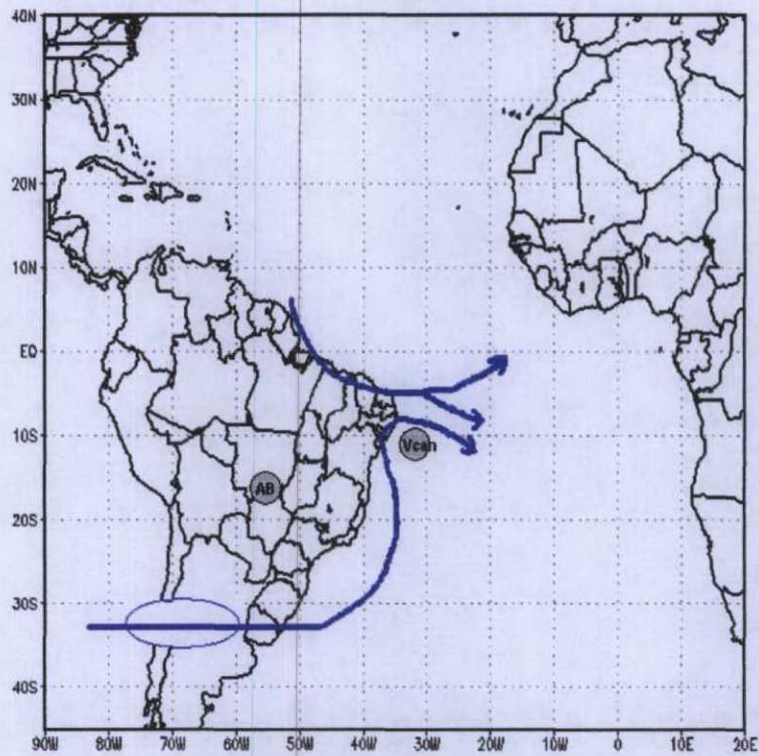


Figura 72 – Modelo conceitual do Caso 2.

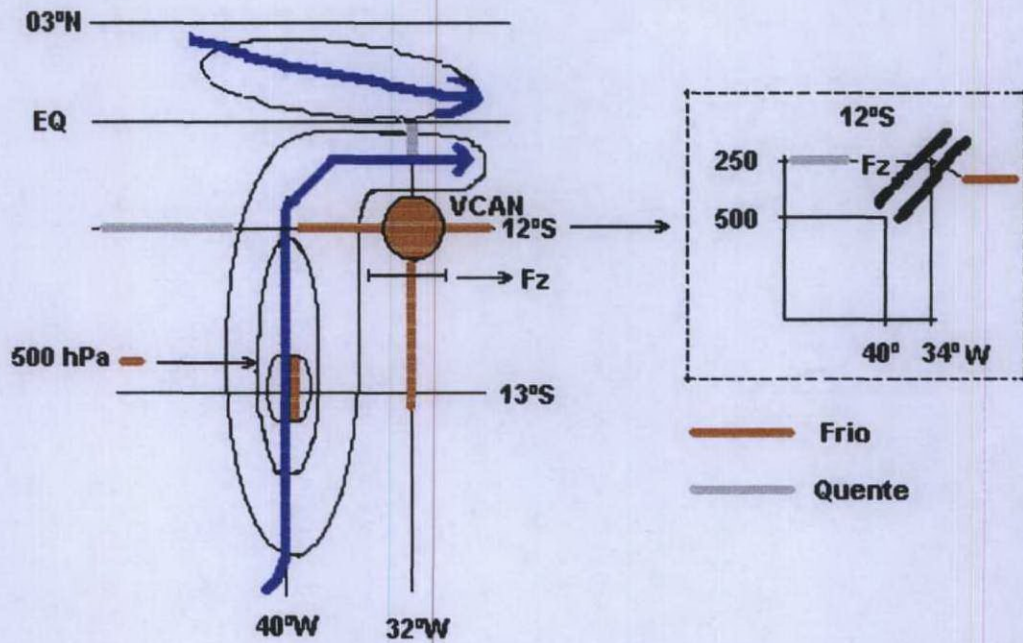


Figura 73 – Esquema estrutural do modelo conceitual do Caso 2.

Caso 3

As correntes de ar, as quais se formaram os casos 2 e 3 foram parecidas. As diferenças foram relacionadas com orientação da CJ do HS, a qual foi mais meridional no caso 2 e de sudeste para noroeste no caso 3. Além disso, no caso 3 a região do encontro das correntes do HN e HS foi localizado mais ao norte do que no caso 2, ou seja, na latitude de, aproximadamente, 10°N . O lado frio da CJ (a direita do eixo da corrente) coincide com o VCAN, ajudando na formação da estrutura típica deste vórtice com núcleo frio.

Na região do núcleo da CJ, os movimentos ascendentes, próximos do eixo e no lado quente da CJ, e os movimentos descendentes, abaixo do eixo e no lado frio, estavam típicas para a CJ. Todavia, estes movimentos descendentes da CJ interromperam os movimentos ascendentes ao leste do VCAN e formaram os movimentos descendentes fracos, o que modificou a estrutura dos movimentos verticais dos VCAN clássico.

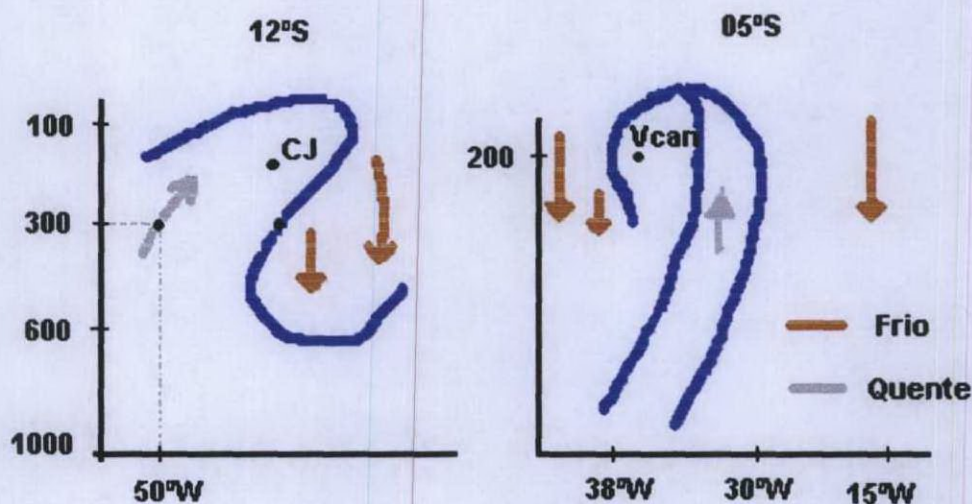


Figura 74 – Esquema dos movimentos verticais na região da CJ e VCAN no modelo conceitual do Caso 3.

5 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Neste trabalho foram identificadas as correntes de ar forte em altos níveis na troposfera próximo ao NEB. Estas correntes foram registradas durante todas as estações do ano. As velocidades do vento, na maioria dos casos foram no limite de velocidade característica das CJ, quando as correntes se chamam correntes de jato. Entretanto, no inverno e na primavera os valores médios da velocidade do vento no eixo da corrente foram maiores do que o limite (31m/s, respectivamente) e os valores máximos atingiram 50m/s.

A análise detalhado dos três casos destas correntes no período seco do ano (Novembro-Dezembro-Janeiro) mostra as ligações com os VCAN, os quais são os principais sistemas sinóticos responsáveis pela formação das precipitações nesta época do ano. Nestes três casos de CJ as orientações espaciais foram diferentes: de noroeste para sudeste (Caso 1), de sul para norte (Caso 2) e de sudeste para noroeste (Caso3).

O Jato subtropical do HN esteve em sua posição mais equatorial, indicando que os sistemas frontais do HN estavam penetrando mais profundamente na região equatorial durante o inverno naquele hemisfério. Essa parece ser uma condição necessária para que se formem os VCAN próximo do NEB (Casos 2 e 3) e sobre o continente Sul Americano (Caso 1).

No primeiro caso a CJNEB se formou como resultado da união das correntes dos dois hemisférios e ajudou na formação do VCAN sobre o continente Sul Americano, o que é um processo atípico. A estrutura desta CJ não estava típica, do ponto de vista da distribuição da temperatura, todavia, os movimentos verticais foram bastante semelhantes aos descritos na literatura.

A circulação anticiclônica perto do equador (anticiclônica no HS) provavelmente foi um dos mecanismos responsáveis para formação da CJNEB (Caso 1), intensificação do cavado sobre a costa brasileira e, posteriormente, formação do VCAN.

A entrada parcial da corrente de ar do HN (Casos 2 e 3), também, ajudou na formação da CJNEB.

O lado frio da CJNEB (a direita do eixo da corrente) coincide com o VCAN, ajudando na formação da estrutura típica deste vórtice com núcleo frio.

A CJNEB (Caso 2) formou-se a partir da zona frontal dos altos níveis, a qual foi identificada claramente nas seções verticais de temperatura e de temperatura potencial.

A CJNEB (Caso 3) influenciou nos movimentos verticais ao redor do VCAN, reprimindo os movimentos ascendentes na periferia oeste deste vórtice até formar os movimentos descendentes fracos.

A existência das CJNEB não alterou as condições do tempo em baixos níveis, no Aeroporto Zumbi dos Palmares, mas a influência destas correntes ocorre pela intensificação do vento sobre o Aeroporto onde foi registrada desde nível de 500hPa (aproximadamente 5km) e atingiu os valores máximos do vento no nível de 200hPa (aproximadamente 12km).

Sugestões para trabalhos futuros:

- Aumentar o arquivo dos dados sobre as correntes de jato próximo ao NEB para obter os dados sobre a climatologia desta corrente
- Obter as características das correntes de jato próximo ao NEB, utilizando os arquivos dos dados para alguns anos.
- Estudar se existem sempre ou não ligações entre as correntes de jato próximo ao NEB com formação do VCAN.
- Esclarecer o papel e os mecanismos das ligações entre as correntes de jato próximo ao NEB com as correntes do Hemisfério Norte.
- Analisar os mecanismos da influência das correntes de jato próximo ao NEB na formação do VCAN.
- Estudar o papel das correntes de jato próximo ao NEB na formação dos fenômenos adversos na região do nordeste.

6 – REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ANJOS, B. L., SOBRAL, Z. R. **Vórtice ciclônico sobre o Nordeste do Brasil** – novembro de 1986. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 7, São Paulo, 1994. *Anais* v. 2, p. 691-695, 1992.

ANJOS, B. L., ARAGÃO, M. R. S., SOBRAL, Z. R. **Conexões entre a circulação do hemisfério norte e os vórtices ciclônicos da alta troposfera na região nordeste do Brasil**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9, Belo Horizonte, *Anais...* v. 3, p. 583-585, 1994.

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.

ARAGÃO, M. R. S., CORREIA, M. F. **Uma investigação sobre a influência de sistemas frontais em Petrolina-PE: o ano de 1985**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8, Belo Horizonte, 1994. *Anais*, v. 2, p. 586-589, 1994.

ATKINSON, B. W. **Meso-Scale Atmospheric Circulations**. Academic Press, p. 495, 1981.

AVISSAR, R., PIELKE, R. A. A parameterization of heterogeneous land-surface for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. **Mon. Wea. Rev.**, 2113-2136p., 1989

BEJBE, R. G., BATES, F.C. A mechanism for assisting in the release of convective instability. **Mon. Wea. Rev.**, 83, p. 1-10, 1955.

BJERKNES, J. *Extratropical cyclones compendium of meteorology. Americ. Meteor. Soc.:* Thomas F. Malone. p. 577-598. 1951

BLANCO, C. M. R., GANDU, D. A. W., MELLO, E. N. G. S. **A atuação do vórtice ciclônico de ar superior na região Nordeste do Brasil durante o mês de janeiro de 1996: um estudo de caso.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9, Campos do Jordão, *Anais*, v. 1, p. 434-438. 1996.

BLUESTEIN, H. B. **Observations and Theory of Weather Systems. Synotic – Dynamic Meteorology in Mid-latitudes.** Oxford: Oxford University Press, v.1, p. 431, 1992.

BLUESTEIN, H. B. **Observations and Theory of Weather Systems. Synotic – Dynamic Meteorology in Mid-latitudes.** Oxford: Oxford University Press, v.2, p. 594, 1993.

CARLSON, T. N. Structure of a Steady-State Cold low. **Monthly Weather Review**, 95 (11) p. 763-777, Nov., 1967

CAVALCANTI, J. F. A., KOUSKY, V. E. **Influência da circulação de escala sinótica na circulação da brisa marítima na costa N-NE da América do Sul.** INPE-2573-pre/221, S. J. dos Campos, SP. 1982.

CAVALCANTI, J. F. **Sistemas Frontais e Ciclones Extratropicais.** Curso de Interpretação de Imagens e Análise Meteorológica. Curso de Extensão Universitária. São José dos Campos: Universidade do Vale do Paraíba, p. 11, 1995.

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

CONOVER, J. H. **Cloud interpretation from satellite altitudes.** Research Note 81, USAF Cambridge Research Lab., Bedford, MA, 77 p., 1962.

CONWAY, E. D. **An Introduction to Satellite Image Interpretation.** London: The Johns Hopkins Press, p. 242, 1997

CPTEC. **Centro Espacial de Pesquisas Tecnológicas**. Disponível na INTERNET via <http://www.cptec.inpe.br/satelite/>. Consultado em dezembro de 2002.

CUSTÓDIO, M. A. M., HERDIES, D. L. **O jato dos baixos níveis a leste dos Andes – um estudo de caso**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8, Belo Horizonte. Anais..., v.2, Belo Horizonte, MG, p. 617-619, 1994.

DALU, G. A., PIELKE, R. A. An analytical study of the sea breeze. **J. Atmos. Sci.**, 46, p. 1815-1825, 1989.

DJURIC, D. **Weather analysis**. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, p. 304, 1994.

DOTY, B.E. **Using Grid Analysis and Display System. Maryland: Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions – University of Maryland**, Jul. 1992.

DUVEL, J. P., KANDEL, R. S. Regional scale diurnal variations of outgoing infrared radiation observed by Meteosat. **J. Climate and Appl. Meteor.**, v. 24, p. 335-349, 1985.

EUMETSAT. **European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites**. Disponível na INTERNET via <http://www.eumetsat.de/>. Consultado em dezembro de 2002.

FEDOROVA, N., CARVALHO, M.H., FEDOROV, D. **Formação de vórtices no campo de nebulosidade sobre a América do Sul**. Parte IV. O ciclone em médios e altos níveis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10, Brasília, *Anais* . . , v. 1, 434-438p., 1998

_____. **Meteorologia Sinótica** Pelotas: Ed. Universidade Federal de Pelotas, v.1, p. 259, 1999

_____. CARVALHO, M.H., FEDOROV, D. Formação de vórtices no campo de nebulosidade sobre a América do Sul. **Rev. Bras. Met.** V. 14, n.2, 15-27p., 1999.

_____. **Meteorologia Sinótica**: Volume 2, Pelotas: Universidade Federal de Pelotas. Ed. Universitaria. p 242, 2001.

FIGUEIREDO, J. O. G. R. **Distribuição espacial da pluviometria em Alagoas com ênfase à variabilidade causada pelos padrões de temperatura do mar.** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Alagoas – UFAL, Maceió, p. 148, 2002.

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

FRANK, N. L. The weather distribution with upper tropospheric cold lows in the tropics. U. S. **Weather Bureau, Southern Region, Oct., (Technical Memorandum nº 28), 1966.**

FRANK, N. L. **On the energetics of cold lows. Proceedings of the Symposium on Tropical Meteorology, American meteorological Society., EIV I-EIV 6, June, 1970.**

GANDÚ, G. V. M. W., SILVA DIAS, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysical Research,** 103, p. 6001-6015, 1998.

GANDÚ, G. V. M. W., **Análise de distúrbios ondulatórios de leste que afetam o Nordeste Brasileiro: um estudo de caso.** In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Campos do Jordão, v.1, p. 450-454, 1996.

GAN, M. A. **Um estudo observacional sobre as Baixas Frias a alta Troposfera, nas Latitudes Subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil.** Inpe -2685-Tdl/126, p. 65, 1982.

_____, KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. **Rev. Bras. Met., v. 1, p. 19-28, 1986.**

_____, **Ciclogênese e Ciclones sobre a América do Sul.** Tese (Doutorado), INPE, São Paulo, p 221, 1992.

GARBEL, M. A. **Tropical and equatorial meteorology.** New York. Pitman Publishing Corporation, p. 237, 1947.

GUEDES, R. L., SILVA DIAS, M. A. F. **Estudo de Tempestades Severas Associadas com Jato Subtropical na América do Sul.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 3, Belo Horizonte. *Anais...*, v.2, Belo Horizonte, MG, p. 289-296, 1984.

GUEDES, R. L. **Sistemas de Mesoescala.** Curso de interpretação de Imagens e Análise Meteorológica. Curso de Extensão Universitária. São José dos Campos: Universidade do Vale do Paraíba, p. 28, 1995.

HALLAK, R., SILVA DIAS, M. A. F. **Análise de casos de formação de vórtices de ar frio.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8, Belo Horizonte, *Anais ..* v. 2, p. 613-616.. 1994.

HARMAN, J. R. Mean Monthly North American Anticyclone Frequencies, 1950-1979. **Mon. Wea. Rev.** 115, p 2840-2848, 1987.

HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology.** 2 ed. New York, p. 391, 1979.

JANOWIAK, J. E., ARKIW, P. A., MORRISSEY, M. An examination of the diurnal cycle in oceanic tropical rainfall using satellite and in situ data. **Mon. Wea. Rev.**, v. 122, p. 2296-2311, 1994

JUNIOR, A. M.D. A., SILVA DIAS, M. A. F. **Vórtices de ar frio na América do Sul: Análise diagnóstica.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 6, Salvador, *Anais* v 2, p 560-564, 1990.

KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R. et al. The NCEP/NCAR - 40 - Year Reanalysis Project. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 77, p. 437-471, 1996.

KOOSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Mon. Weath. Rev.**, v. 107, p. 1140-1153, 1979

___ FERREIRA, N. J. Interdiurnal surface pressure variations in Brazil: Their spatial distributions, origins and effects. **Mon. Weath. Rev.**, v. 109, p. 1999-2008, 1981.

_____. GAN, M. A. **Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic.** *Tellus*, 33, p. 538-551, 1981.

_____. ELIAS, M. FERREIRA, N. J. **Interpretação de Imagens de Satélites.** Curso de Satélites Meteorológicos - Aplicações e Foto Interpretação – Parte C. São José dos Campos: INPE - 2235 - MD:015, p. 25, 1981.

_____. ELIAS, M. **Meteorologia sinótica. Parte I.** São José dos Campos: INPE - 2605 - MD:021, p. 107, 1982.

KRISHNAMUSTI, T. N. **The Subtropical Jet Stream of Winter.** *Journal of Meteorology*, v.18 p. 172-191, 1961

LOCKWOOD, J. G. **World Climatology. An environmental approach.** Lecturer in Geography, New York. University of Leeds. St. Martin's Press, p. 330, 1974.

LEMES, M. A. M., MOURA, A. D. **Fundamentos de Dinâmica Aplicados à Meteorologia e Oceanografia.** Editora Holos, 2ª edição, Ribeirão Preto, il.; 28, p. 296, 2002.

LOURENÇO, M. C. M., GAN, M. A., FERREIRA, N. J. **Estudo de um caso de vórtice ciclônico em altos níveis que atuou no Sul da América do Sul: Parte A- Aspectos sinóticos** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9, Campos do Jordão. *Anais* v. 1, p. 470-473, 1996a.

LOURENÇO, M. C. M., FERREIRA, N. J., GAN, M. A. **Estudo de um caso de vórtice ciclônico em altos níveis que atuou no Sul da América do Sul: Parte B- Análise da vorticidade potencial isentrópica.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9, Campos do Jordão, *Anais* v. 1, p. 474-476, 1996b.

MACHADO, L. A., ROSSOW, W. B. **Structural characteristic and radiative properties of tropical cloud clusters** *Mon. Wea. Rev.* v. 121, p. 3234-3260, 1993.

MACHADO, L. A. T. **Sistemas convectivos tropicais observados por satélites meteorológicos**, In: CURSO DE INTERPRETAÇÃO DE IMAGENS E ANÁLISE METEOROLÓGICA. 4, São José dos Campos, 1995.

MADDOX, R., DOSWELL, C. A. An Examination of Jet Stream Configurations, 500mb Vorticity Advection and Low-Level Patterns During Extended Periods of Intense Convection. **Monthly Weather review**, v. 110, p. 184-197, 1982.

MAHRER, Y., PIELKE, R. A. A numerical study of the air flow over irregular terrain. **Contrib. Atmos. Phys.**, 50, p.98-113, 1977.

MANUAL de Previsão do tempo a Curto Prazo. v. I. Leningrad: **Hydrometevisdat**, 74-77, 314-332. p 55-63, 1986.

NCEP, NOAA. **The National Centers for Environmental Prediction**. Disponível na INTERNET via http://www.cdc.noaa.gov/cgi-bin/db_searchMenus.pl. Arquivo consultado em 2002.

NEWTON, C. W. Meteorology of the Southern Hemisphere. Ed. **American Meteorology Society** p 263, 1972.

PAIXÃO, E. B **Caracterização do Vórtice Ciclônico de Ar Superior no Nordeste Brasileiro** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de São Paulo – IAG-DCA, São Paulo, p 86, 1999

PAEGLE, J **Interaction between convective and large-scale motion over Amazonia**. In: Geophysiology of Amazonia: Vegetation and Climate Interactions, R. Dickinson, Ed., Wiley, p. 347-390, 1987.

PALMI, N. 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.** Transactions of American Geophysics Union, 32 (5): p. 683-695, Oct., 1951.

PARMENTER, F.C. A southern hemisphere cold front passage at the equator. *Bul. Amer. Met. Soc.*, v. 57(12), p. 1435-1440, 1976.

PEDELABORDE, P. **Les Moussons**, Paris, p. 195, 1954.

PETTERSEN, S. **Weather and Weather Systems.** In: *Weather Analysis and Forecasting.* New York. McGraw-Hill Book Company, v. II, p. 266, 1956.

PIELKE, R. A three-dimensional numerical model of the sea breezes over south Florida. *Mon. Wea. Rev.*, 102, p. 115-139, 1974.

PIELKE, R. **Mesoscale Meteorology Modeling.** Academic Press, p. 612, 1984.

RAMAGE, C. S. The tropical cyclone. *Journal of Geophysical Research*, 67 (4): p. 1401-1411, April, 1962

RAMIREZ, M. C. V. **Padrões climáticos dos vórtices ciclônicos em altos níveis no Nordeste do Brasil.** São Jose dos Campos, SP, Dissertação (Mestrado em Meteorologia), INPE-6408-TDI/618, 1996.

RAMIREZ, 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, P. K., HOLMES, S. J., ANDERSON, R. K., WINSTON, J. S., LEHR, P. E. (Eds.): *Weather Satellites Systems, Data, and Environmental Applications.* American Meteorological Society, Boston, EUA, p. 503, 1990.

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. *Met., Atm. Phys.*, v. 37, p. 11-16, 1987

- REITER, E. R. **Jet Stream Meteorology**. The University of Chicago Press, p. 515, 1969.
- ROTUNNO, R. On the linear theory of the land sea breeze. **J. Atmos. Sci.**, 40, p. 1999-2009, 1983
- ROSSBY, C. G. On the dynamics of certain types of blocking waves. **J. Chin. Geop. Scien.**, 2 (1), p. 1-13, 1950.
- SHWERDTFEGER, W. **Climates of Central and South America**. World Survey of Climatology Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam – Oxford, New York. v. 12, 1976
- SILVA DIAS, P. L., BONATTI, J. P. A preliminary study of the observed vertical mode structure of the summer circulation over tropical South America. **Tellus**, 37 A, p. 185-195, 1985
- SILVA, F. M., PAZ, D. A., PAZ, R. S. **Vórtice ciclônico da alta troposfera: um caso no Nordeste do Brasil: Fase II**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 6, Salvador, 1990. *Anais* v. II, p. 554-556, 1990.
- SIMPSON, R. H. Evolution of the kona storm, a subtropical cyclone. **Journal of Meteorology**, 9 (1): p. 24-35, 1952.
- SOUZA, I. F., COSTA, O. A. **Atuação da frente fria no estado de Sergipe- outubro/1993**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8, Belo Horizonte, 1994. *Anais...*, v. 1, p. 149-151, 1994
- SUGAHARA, S., ROCHA, R. P., RODRIGUES, M. L. **Condições Atmosféricas de Grande Escala Associadas a Jatos de Baixos Níveis na América do Sul**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8. Belo Horizonte. *Anais...*, Belo Horizonte – MG. v. 2, p. 573-577, 1994
- TORSANI, J. A., VISWANADHAM, Y. **Distribuição de nebulosidade total no Brasil** INPI -2575- pre 223, São Jose dos Campos, SP, 1982.

UCCELLINE, L. W., JOHSON. D. R. The Coupling of Upper and Lower Tropospheric Jet stream Implications for the Development of Severe convective Storms. **Monthly Weather review.**, v. 107, p. 682-703, 1979.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia** – Brasília: INMET, Gráfica e Editora Stilo, p. 532, 2000.

VIANELLO, R. L., ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, Imprensa Universitária, p. 449, 1991.

VIRJI, II. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Mon. Wea. Rev.**, 109, p. 599-610, 1981.

XAVIER. T. M. B. S., XAVIER, A. F. S., SILVA DIAS, P. L., SILVA DIAS, M. A. F. A zona de Convergência Intertropical – ZCIT e suas relações com a chuva no Ceará (1964-98). **Rev. Bras. Met.**, v.15, n. 1, p. 27-43, 2000.

ZVEREV, A. S. **Meteorologia sinótica e base do cálculo do tempo**. Leningrad: Hydrometeoisdat, p 744, 1968.

ANEXOS

Esses scripts foram construídos para os meses de janeiro, outubro, novembro e dezembro de 2002 para a obtenção das seguintes variáveis: Pressão (Spf.), Linhas de Correntes (Spf.), Magnitude do Vento (Spf.), Altura Geopotencial (200 hPa), Linhas de correntes (200 hPa), Magnitude do Vento (200 hPa) e Temperatura do ar (°C).

ANEXO A - Scriptes1.gs

Obs: (Linha de Corrente e Magnitude do vento na Spf. – Jan/2002)

```
'reinit'
'sdfopen c:/heliofabio/dados/uwindjan.nc'
'sdfopen c:/heliofabio/dados/vwindjan.nc'
'set display color white'
'c'
'set gxout shaded'
'set lon 270 420'
'set lat -45 40'
'set csmooth on linear'
'set mpdset brmap_mres'
't=1
while(t =124)
'set t 't
'q time'
res=subwrd(result,3)
date= substr(res,1,12)
'set grads off'
'set parea 0 5 10 1 9'
'd mag(uwnd,vwnd,2)'
'run cbar'
'set cmt 2'
'set gxout stream'
'd uwnd,vwnd 2'
'draw title Linha de Corrente e magnitude do vento na Spf (m/s)\date"
'printu c:/heliofabio/ventoSpf\date'.gif
t=t+1
```

```
'e'
endwhile
```

ANEXO B – Scripttese3.gs

Obs: (Pressão na Spf. – Jan/2002)

```
'remit'
'sdfopen c:/heliofabio/dados/pressaojan.nc'
'set display color white'
'e'
'set gxout shaded'
'set lat -45 40'
'set lon 270 420'
'set csmooth on linear'
t=1
while(t<=124)
'set t 't
'q time'
res=subwrd(result,3)
date=substr(res,1,12)
'set grads off'
'set parea 0 5 10 1 9'
'set mpdset brmap_mres'
'd slp 100'
'run cbar'
'set cint 2'
'draw title Pressao na Superficie (hPa):'date''
'printim C:/heliofabio/slp'date' gif
t=t+1
'e'
endwhile
```

ANEXO C – Scripttesejan.gs

Obs (Linha de Corrente e Magnitude do vento em 200 hPa. – Jan/2002)

```

'remit'
'sdfopen c:/heliofabio/dados/uwindjan200hPa.nc'
'sdfopen c:/heliofabio/dados/vwindjan200hPa.nc'
'set display color white'
'c'
'set gxout shaded'
'set lon 270 420'
'set lat -45 40'
'set csmooth on linear'
'set mpdset brmap_mres'
t=1
while(t/=124)
'set t 't'
'q time'
res=subwrđ(result,3)
date=substr(res,1,12)
'set grads off'
'set parea 0.5 10 1 9'
'd mag(uwnd,vwnd,2)'
'run char'
'set cint 2'
'set gxout stream'
'd uwnd;vwnd 2'
'draw title Linha de Corrente e magnitude do Vento 200 hPa (m/s)'date"
'printm C:/heliofabio/vento200hPa'date'.gif'
t=t+1
'c'
endwhile

```

ANEXO D - hgpjan.gs

(Obs - Altura Geopotencial em 200 hPa - Jan. 2002)

'remit'

```
'sdfopen c:/heliofabio/dados/hgp200hPajan.nc'
'set display color white'
'c'
'set gxout shaded'
'set lon 270 420'
'set lat -45 40'
'set lev 200'
'set grads off'
'set ccolor 1'
'set cterp on'
'set mpdset brmap_mres'
'set csmooth on linear'
t=1
while(t<=124)
'set t t'
'q time'
res=subwrd(result,3)
date=substr(res,1,12)
'set grads off'
'set parea 0.5 10 1 9'
'd hgt 10'
'run cbar'
'draw title Altura Geopotencial (200hPa)'date"
'printum c heliofabio/hgp200hPa'date'.gif
t=t+1
'c'
endwhile
```

ANEXO E - temp01Caso-12s.gs

Obs (Seção vertical da Temperatura do ar de 1000-100 hPa - Nov/2002)

```
'remit'
'sdfopen c:/heliofabio/dados/tempnov.nc'
'set display color white'
```

```

'c'
'set t 3'
'set lat -12'
'set lon 310 360'
'set lev 1000 100'
'set gxout shaded'
'set grads off'
'd air-273'
'run cbar'
**'set cmt 2'
'draw title Perfil Vertical da temperatura(°C),12°S 12Z19Nov2002'
'printim c. heliofabio/temp12s12Z19Nov2002.gif'
'c'
'set t 7'
'set lat -12'
'set lon 310 360'
'set lev 1000 100'
'set gxout shaded'
'set grads off'
'd air-273'
'run cbar'
**'set cmt 2'
'draw title Perfil Vertical da temperatura(°C),12°S 12Z20Nov2002'
'printum c. heliofabio/temp12s12Z20Nov2002.gif'

```

ANEXO F - Ic-intervalos1.gs

(Obs: Linhas de correntes e magnitude com intervalos definidos p/ o mês de Novembro 2002)

```

'reinit'
'sdfopen c. heliofabio.dados.uwindnov1000-100hPa.nc'
'sdfopen c. heliofabio.dados.vwindnov1000-100hPa.nc'
'set display color white'
'c'
'set grads off'
'set gxout shaded'
'set csmooth on linear'
'set mpdset brmap_mres'
'set map 1 1 8'
'set lon 270 380'

```

```

'set lat -45 40'
'set lev 200'
'set t 3'
'define vzonal=uwnd'
'set dfile 2'
'define vmerid=vwnd'
*
'set rgb 72 132 130 130'
'set rgb 73 78 74 75'
'set gxout shaded'
'set clevs 20 30'
'set ccols 0 72 73'
'd mag(vzonal,vmerid)'
'set gxout stream'
'run cbar'
*
'd vzonal,vmerid'
'draw xlab LONGITUDE'
'draw ylab LATITUDE'
'draw title Lc em 200hPa em 19 de novembro de 2002'
'printim C:/heliofabio/Lc200hPa'12Z19Nov2002'.gif'
'c'
'set grads off'
'set gxout shaded'
'set csmooth on linear'
'set mpdset brmap_mres'
'set map 1 1 8'
'set lon 270 380'
'set lat -45 40'
'set lev 200'
'set t 7'
'define vzonal=uwnd'
'set dfile 2'
'define vmerid=vwnd'
*
'set rgb 72 132 130 130'
'set rgb 73 78 74 75'
'set gxout shaded'
'set clevs 20 30'
'set ccols 0 72 73'
'd mag(vzonal,vmerid)'
'set gxout stream'
'run cbar'
*
'd vzonal,vmerid'
'draw xlab LONGITUDE'
'draw ylab LATITUDE'
'draw title Lc em 200hPa em 20 de novembro de 2002'
'printim C:/heliofabio/Lc200hPa'12Z20Nov2002'.gif'

```

Tabela 03 – Velocidade do vento máxima (*máx*) na região do estudo nos meses de janeiro, abril, julho e outubro do ano de 2002 e ocorrência do vento nos seguintes limites: entre 20 e 30 m/s (20-30) e maior do que 30 m/s (> 30).

Dias	Janeiro			Abril			Julho			Outubro		
	<i>máx</i>	20 - 30	> 30	<i>máx</i>	20 - 30	> 30	<i>máx</i>	20 - 30	> 30	<i>máx</i>	20 - 30	> 30
01	20	SIM	----	10	----	----	35	----	SIM	35	----	SIM
02	30	SIM	----	15	----	----	40	----	SIM	30	SIM	----
03	30	SIM	----	20	SIM	----	35	----	SIM	25	SIM	----
04	30	SIM	----	15	----	----	35	----	SIM	30	SIM	----
05	35	----	SIM	25	SIM	----	40	----	SIM	25	SIM	----
06	35	----	SIM	25	SIM	----	40	----	SIM	25	SIM	----
07	30	SIM	----	25	SIM	----	35	----	SIM	25	SIM	----
08	40	SIM	SIM	25	SIM	----	35	----	SIM	25	SIM	----
09	30	SIM	----	30	SIM	----	30	SIM	----	30	SIM	----
10	25	SIM	----	25	SIM	----	25	SIM	----	30	SIM	----
11	25	SIM	----	25	SIM	----	25	SIM	----	25	SIM	----
12	25	SIM	----	15	----	----	30	SIM	----	30	SIM	----
13	30	SIM	----	15	----	----	30	SIM	----	30	SIM	----
14	25	SIM	----	10	----	----	35	----	----	25	SIM	----
15	15	----	----	10	----	----	35	----	SIM	25	SIM	----
16	15	----	----	10	----	----	35	----	SIM	30	SIM	----
17	20	SIM	----	10	----	----	40	----	SIM	35	----	SIM
18	20	SIM	----	10	----	----	35	----	SIM	35	----	SIM
19	20	SIM	----	10	----	----	35	----	SIM	35	----	SIM
20	30	SIM	----	10	----	----	35	----	SIM	40	----	SIM
21	20	SIM	----	15	----	----	40	----	SIM	35	----	SIM
22	20	SIM	----	15	----	----	40	----	SIM	35	----	SIM
23	25	SIM	----	25	SIM	----	40	----	SIM	35	----	SIM
24	20	SIM	----	25	SIM	----	50	----	SIM	40	----	SIM
25	30	SIM	----	35	----	SIM	35	----	SIM	40	----	SIM
26	30	SIM	----	30	SIM	----	25	SIM	----	40	----	SIM
27	30	SIM	----	20	SIM	----	20	SIM	----	40	----	SIM
28	30	SIM	----	20	SIM	----	25	SIM	----	40	----	SIM
29	25	SIM	----	10	----	----	30	SIM	----	45	----	SIM
30	25	SIM	----	25	SIM	----	30	SIM	----	35	----	SIM
31	30	SIM	----	----	----	----	25	SIM	----	35	----	SIM