



UNIVERSIDADE DE ÉVORA

**BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA DE UMA ONDA DE LESTE
NA REGIÃO DA MONÇÃO AFRICANA**

Dissertação submetida à Universidade de Évora para obtenção
do grau de Mestre em Clima e Ambiente Atmosférico

Ester Araújo de Brito

Tese orientada por:
Professor Doutor João Alexandre Medina Corte-Real

Évora - 2006



UNIVERSIDADE DE ÉVORA

**BALANÇO DA ENERGIA CINÉTICA DE UMA ONDA DE LESTE
NA REGIÃO DA MONÇÃO AFRICANA**

Dissertação submetida à Universidade de Évora para obtenção
do grau de Mestre em Clima e Ambiente Atmosférico

Ester Araújo de Brito



160 733

Tese orientada por:
Professor Doutor João Alexandre Medina Corte-Real

Évora - 2006

RESUMO

As ondas de leste Africanas (OLA), cuja variabilidade e intensidade são determinados pelas transformações energéticas, constituem factor fundamental para o regime pluviométrico de Cabo Verde, durante o verão do hemisfério norte. Deste modo, o cálculo do balanço da energia cinética das referidas ondas, na região da África Ocidental e o Atlântico adjacente, constitui o principal propósito do estudo.

Os termos do balanço da energia cinética da corrente geral e das perturbações, determinados pelas equações de energia (Masters e Kung, 1986) caracterizam as transformações energéticas, as quais alimentam as OLA durante o seu desenvolvimento. A análise sinóptica dos campos dinâmicos e termodinâmicos permitiu identificar os principais parâmetros que participam na evolução da OLA.

A interpretação e análise dos balanços de energia cinética obtidos para as diferentes fases de desenvolvimento da onda, mostraram que, na fase inicial, a energia cinética das perturbações é devida às conversões baroclínicas e barotrópicas na baixa e média troposfera, enquanto que na segunda fase é dominante a conversão baroclínica. Na terceira fase de desenvolvimento da onda junto a costa ocidental Africana, e sobre o Atlântico adjacente, as conversões baroclínicas enfraquecem-se por um lado, contudo a convecção intensifica-se.

Nos balanços de energia cinética da corrente geral e das perturbações, os termos de geração e de dissipação de energia cinética identificaram-se como os mais relevantes.

Dos balanços de energia cinética analisados, as fontes de energia determinantes no desenvolvimento das OLA na região em estudo, provêm das conversões energéticas baroclínicas e barotrópicas, que se observam na baixa e na média troposfera e ao nível das correntes de jacto.

KINETIC ENERGY BUDGET OF AN AFRICAN EASTERLY WAVE IN THE AFRICAN MONSOON REGION

The African easterly waves (AEW), which variability and intensity are determined by the energetic transformations, constitute a fundamental factor for the Capverdean pluviometric regimen, during the summer on the north hemisphere. In this way, the calculation of the kinetic energy of these referred waves, in the West African regions and the adjacent Atlantic, constitutes the main propose of the study.

The terms of the kinetic energy budget of the regional flow and the eddies, determined by the energetic equation (Masters and Kung, 1986), characterize the energetic transformation that maintains the AEW throughout its development. The synoptic analyses of the dynamic and thermodynamic fields enabled us to identify the main parameters that take part in the AEW evolution.

The interpretation and analyses of the results obtained in the different phases of the wave development from the kinetic energy budget, indicates that in the initial phase, the eddy kinetic energy is due to the baroclinic and barotropic energy conversion in the low and medium troposphere at the same time as in the second phase prevails the baroclinic conversion. In the third of the wave development in the west coast of Africa and over the adjacent Atlantic, the baroclinic conversions grow weak and the other hand the convection enhances.

In the kinetic energy budget of the general flow and the eddies, the terms of generation and dissipation of the kinetic energy was identified as the most relevant.

From the kinetic energy budget analyzed, the determinant energies sources for the AEW development in the study region proceed from the baroclinic and barotropic conversion observed in the low and medium troposphere and at the jet stream's level.

AGRADECIMENTOS

Ao professor Doutor João Alexandre Medina Corte-Real pela atenção, dedicação, incentivo, disponibilidade e amizade, e pelos conhecimentos transmitidos ao longo da realização deste trabalho.

Aos professores Fernando Janeiro e Célia Gouveia pela ajuda prestada na utilização do Matlab.

À todos os colegas do curso do mestrado, pela amizade e por compartilharem momentos de dificuldades e êxitos juntos, em especial à minha amiga Susana Mendes pela sua paciência e constante disponibilidade em momentos mais difíceis.

À professora Doutora Ana Maria Almeida e Silva por todo o apoio e facilidades dispensados durante o curso de mestrado.

À minha irmã Lídia, com muito carinho, pela valiosa ajuda na elaboração do relatório da dissertação.

Ao IPAD (Instituto de Apoio ao Desenvolvimento) pelo suporte financeiro durante o período da realização da dissertação.

A todos que, com sua amizade e colaboração me ajudaram a concluir este trabalho.

À minha mãe Lídia e à memória do meu querido pai

*Aos meus irmãos Eunice, Rute, Lóide, Firmina, Lídia e Círiaco
com especial carinho*

INDÍCE

| | |
|---|-----------|
| INDÍCE | I |
| INDÍCE DE FIGURAS | IV |
| INDÍCE DE TABELAS | VIII |
| ABREVIATURAS | X |
| INTRODUÇÃO | 1 |
| PARTE 1 - ENQUADRAMENTO TEÓRICO | 5 |
| Capítulo I: Ondas de Leste da África do Norte..... | 5 |
| 1. As ondas de leste - aspectos teóricos e observacionais | 5 |
| 2. As ondas de leste Africanas (OLA) | 9 |
| 2.1. Origem das ondas de leste Africanas (OLA) | 10 |
| 2.2 Característica e Estrutura das OLA | 13 |
| Capítulo II: A energética das OLA..... | 20 |
| 1. Formação das ondas de leste..... | 20 |
| 2. As conversões energéticas | 22 |
| 2.1. As conversões energéticas nas OLA..... | 22 |
| 2.2. Equações gerais das conversões de energia..... | 24 |
| Capítulo III: Objectivos e formulação do problema..... | 28 |
| 1. Formulação do problema..... | 28 |
| 2. Objectivos do estudo | 31 |
| 3. Limitações do estudo | 32 |
| PARTE 2 - METODOLOGIA E DADOS | 33 |
| Capítulo I: Metodologia | 33 |
| 1. Enquadramento do estudo | 33 |
| 1.1 - Caso de Estudo | 35 |
| 2. Instrumentos utilizados..... | 37 |
| 2.1 Análise sinóptica do caso de estudo..... | 38 |
| 2.2 Análise das transformações energéticas..... | 38 |
| 2.2.1 Equação de balanço da energia cinética | 39 |
| Capítulo II. Descrição dos dados | 44 |
| PARTE 3 - APRESENTAÇÃO E ANÁLISE INTERPRETATIVA DOS RESULTADOS | 46 |
| Capítulo I: Análise da estrutura sinóptica | 47 |
| 1.1 Análise à superfície | 47 |
| 1.1.1 Campo de vento à superfície..... | 51 |
| 1.1.2 Campo de divergência e vorticidade a superfície | 53 |
| 1.2 Análise em altitude | 57 |
| 1.2.1 Estrutura horizontal | 57 |
| 1.2.1.1 Campo do vento | 57 |

| | |
|--|------------|
| 1.2.1.2 Campos de divergência e vorticidade..... | 60 |
| 1.2.1.3 Campos da temperatura e da altura do geopotencial | 64 |
| 1.2.2 Estrutura vertical | 66 |
| Capítulo II: Análise da energética | 73 |
| 1. Análise da energia cinética específica..... | 75 |
| 2. Fase inicial..... | 78 |
| 2.1 Balanço de energia cinética da corrente geral..... | 78 |
| 2.1.1 Tendência da energia cinética | 80 |
| 2.1.2 Termos de transporte da energia cinética | 81 |
| 2.1.3 Termo de geração da energia cinética..... | 84 |
| 2.1.4 Análise do termo $-\left[\vec{V} \cdot \nabla T\right]$ | 91 |
| 2.2 Balanço de energia cinética das perturbações | 92 |
| 2.2.1 Termo de geração adiabática das perturbações $-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right]$ | 93 |
| 2.2.2 Termos de transporte horizontal $-\left[\nabla \cdot \vec{V} k_e\right]$, e vertical $-\left[\frac{\partial \omega k_e}{\partial p}\right]$ | 98 |
| 2.2.3 Termo conversão energia cinética zonal em energia cinética das perturbações | 100 |
| 2.2.4 Termo de dissipação..... | 101 |
| 2.3 Síntese do balanço da energia cinética na fase inicial..... | 102 |
| 3. Fase de desenvolvimento baroclínico..... | 103 |
| 3.1 Balanço da energia cinética na corrente geral | 103 |
| 3.1.1 Termo de geração $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$ | 104 |
| 3.1.2 Termos de transporte de energia cinética | 108 |
| 3.1.3. Termo de dissipação | 110 |
| 3.1.4 A advecção da temperatura $-\left[\vec{V} \cdot \nabla T\right]$ | 111 |
| 3.2 Balanço de energia cinética das perturbações | 112 |
| 3.2.1 Termo de geração $-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right]$ | 114 |
| 3.2.2 Termos transporte da energia cinética das perturbações | 118 |
| 3.2.3 Termo de conversão da energia cinética zonal em energia cinética das perturbações..... | 120 |
| 3.3 Síntese do balanço da energia cinética na fase de desenvolvimento baroclínico... | 121 |
| 4. Fase de desenvolvimento junto à costa do continente Africano..... | 122 |
| 4.1 Balanço da energia cinética da corrente geral | 122 |
| 4.1.1. Termo de geração adiabática $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$ | 123 |
| 4.1.2 Termos de transporte de energia cinética | 125 |
| 4.2 Balanço de energia cinética das perturbações | 126 |
| 4.2.1 Geração adiabática | 127 |
| 4.2.2 Termos transporte da energia cinética das perturbações | 129 |
| 5. Fase de desenvolvimento da depressão tropical..... | 132 |
| 5.1 Balanço da energia cinética da corrente geral | 132 |
| 5.2 Balanço da energia cinética nas perturbações | 135 |
| 6. Evolução temporal dos termos da equação de balanço..... | 137 |
| Conclusões | 140 |
| Recomendações | 147 |
| Referências bibliográficas..... | 148 |
| ANEXOS | 154 |
| ANEXO I..... | 155 |
| 1. Expressões matemáticas dos termos das equações de energia..... | 156 |

| | |
|---|------------|
| 2. Notações | 158 |
| ANEXO II | 159 |
| ANEXO III | 162 |
| 1. Método numérico de diferenças finitas..... | 163 |
| 2. Regras de integração numérica usadas no estudo | 164 |
| 2.1 Regra de Simpson | 164 |
| 2.2 Regra dos Trapézios..... | 164 |
| ANEXO IV | 165 |
| Campos de energia cinética específica $k = (u^2 + v^2)/2$ (J.kg ⁻¹), nos instantes de T4 a T24, referentes ao período de 9 à 14 de Agosto de 2004, às 12:00UTC, nos níveis isobáricos de 1000hPa à 500hPa | 165 |

INDÍCE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1.1 Modelo clássico de uma onda de leste sobre as Caraíbas apresentado por Riehl em 1954 | 6 |
| Figura 1.2 Modelo de uma secção vertical de uma onda de leste (McGregor and Nieuwlot, 1998) | 7 |
| Figura 1.3 Vento médio zonal na região norte da África (30°W a 10°E). O intervalo dos contornos são de 2.5m.s^{-1} , e a latitude=0 corresponde a 12°N (Holton, 1992) | 13 |
| Figura 1.4 Secções verticais dos seguintes parâmetros na latitude de 12°N: (a) O vento meridional (m.s^{-1}), (b) o vento zonal (m.s^{-1}), (c) a vorticidade (10^{-5}s^{-1}) e (d) a divergência (10^{-6}s^{-1}) (Reed et al., 1977)..... | 15 |
| Figura 1.5 Secções verticais dos parâmetros termodinâmicos na latitude 12°N. (a) A velocidade vertical (hPa.h^{-1}) e (b) anomalias da temperatura (°C), (Reed et al., 1977)..... | 16 |
| Figura 1.6 Trajectórias das ondas de leste de Agosto a Setembro de 1985 (Reed et. al., 1988) | 17 |
| Figura 2.1 A região de estudo na malha de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ entre as latitudes de 0° e 37.5°N e as longitudes de 17.5°E e 45°W | 37 |
| Figura 3.1 Desenvolvimento sequencial da onda de leste nas cartas sinópticas de superfície(a) e nas imagens de satélite (b) de 9 a 16 de Agosto de 2004 | 50 |
| Figura 3.2 Campos de pressão (hPa) e temperatura (K) à superfície no período de 9 a 12 de Agosto de 2004; ---- temperatura; ____ pressão | 51 |
| Figura 3.3 Campo do vento horizontal (m.s^{-1}) e as linhas de corrente à superfície, de 9 a 14 de Agosto, às 12:00UTC..... | 53 |
| Figura 3.4 Campos da divergência em 10^{-6}s^{-1} (a) e vorticidade em 10^{-5}s^{-1} (b), à superfície no período de 9 a 14 de Agosto de 2004, às 12:00UTC..... | 55 |
| Figura 3.5 Campos do vento horizontal (m.s^{-1}), e linhas de corrente, nos níveis de 850hPa (a) e de 700hPa (b). | 59 |
| Figura 3.6 Campos da vorticidade nos níveis de 850hPa(a) e 700hPa (b), no período de 9 à 14 de Agosto de 2004, às 12:00UTC. | 61 |
| Figura 3.7 Campos da divergência em 10^{-6}s^{-1} nos níveis de 850hPa(a) e 700hPa (b), no período de 9 à 14 de Agosto de 2004, às 12:00UTC..... | 64 |
| Figura 3.8 Campos da temperatura (K) e da altura do geopotencial (m), nos níveis de 850hPa(a) e 500hPa (b), no período de 9 a 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC | 66 |

| | |
|--|----|
| Figura 3.9 Perfis longitudinais(a) e latitudinais (b) do vento zonal u ($m.s^{-1}$), no período de 9 a 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC..... | 68 |
| Figura 3.10 Perfis longitudinais (a) e latitudinais (b) da componente meridional do vento v ($m.s^{-1}$), de 9 a 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC | 70 |
| Figura 3.11 Secções longitudinais de velocidade vertical, ω ($Pa.s^{-1}$), de 9 a 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC | 71 |
| Figura 3.12 Evolução temporal de $[K]$, nos níveis de 1000, 850, 700, 600, 500 e 300hPa no período de 8 a 16 de Agosto de 2004 | 76 |
| Figura 3.13 Perfis longitudinais da energia cinética específica $k = (u^2 + v^2)/2$ em $J.kg^{-1}$, na latitude de 15°N, nos instantes T4(a) e T9 (b)..... | 81 |
| Figura 3.14 Perfis latitudinal do termo $-(\nabla \cdot \vec{V} K)$, nas longitudes 0°E e 7.5°W, nos instantes T4 e T9 | 82 |
| Figura 3.15 Perfis verticais médios dos termo $-\left[\nabla \cdot \vec{V} k\right]$ (a), e $-\left[\partial \omega k / \partial p\right]$ (b), nos instantes T4 e T9 | 83 |
| Figura 3.16 Perfis latitudinais do termo $-(\partial \omega k / \partial p)$, nas longitudes de 0°E e 7.5°W, nos instantes T4 e T9..... | 84 |
| Figura 3.17 Perfis latitudinais do termo $-(\vec{V} \cdot \nabla \phi)$ nas longitudes de 0°E e de 7.5°W, nos instantes T4 e T9..... | 87 |
| Figura 3.18 Perfis latitudinais do termo da conversão $-\left[\omega \alpha\right]$, nos instantes T4(a) e T9 (b), nas longitudes de 0°E e 5°W..... | 88 |
| Figura 3.19 Perfis verticais médios dos termos a) $-\left[\nabla \cdot \vec{V} \phi\right]$ e b) $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$, nos instantes T4 e T9 | 89 |
| Figura 3.20 Perfis longitudinais da velocidade vertical do vento (ω) em $Pa.s^{-1}$ e da componente zonal do vento horizontal (u) em $m.s^{-1}$, nos instantes T4(a) e T9 (b)..... | 90 |
| Figura 3.21 Perfis longitudinais do termo de advecção de temperatura em $K.d^{-1}$ nos instantes T4 e T9 | 91 |
| Figura 3.22 Perfis verticais médios do termo $-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right]$ nos instantes T4 e T9 | 95 |
| Figura 3.23 Perfis latitudinais do termo $-\left[\omega^* \alpha^*\right]$, nos instantes T4(a) e T9 (b), nas longitudes de 0°E e 5°W..... | 96 |
| Figura 3.24 Perfis latitudinais de $-(\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*)$, nos instantes T4(a) e T9 (b) | 97 |

| | |
|--|-----|
| Figura 3.25 Perfis latitudinais dos termos transporte de energia cinética; | 99 |
| Figura 3.26 Perfis latitudinais da velocidade vertical ómega (ω) em $Pa.s^{-1}$, nos instantes T4 e T9, nas longitudes $0^{\circ}E$ e $7.5^{\circ}W$ | 100 |
| Figura 3.27 Perfis verticais das taxas de geração(a) e de dissipação (b) da energia cinética das perturbações nos instantes T4 e T9..... | 101 |
| Figura 3.28 Perfis verticais do termo médio $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$, nos instantes T12 e T16 | 106 |
| Figura 3.29 Perfis latitudinais de $-\left(\vec{V} \cdot \nabla \phi\right)$, nos instantes T12(a) e T16 (b) (dias 11 e 12 de Agosto 2004, as 12:00UTC). | 107 |
| Figura 3.30 Perfis verticais médios dos termos a) $-\left[\nabla \cdot \vec{V} k\right]$ e b) $-\left[\partial \omega k / \partial p\right]$, nos instantes T12 e T16 | 108 |
| Figura 3.31 Perfis latitudinais do termo transporte horizontal $-\left(\nabla \cdot \vec{V} k\right)$, nos instantes T12(a) e T16 (b), 11 e 12 de Agosto de 2004, às 12:00UTC | 109 |
| Figura 3.32 Perfis latitudinais do termo $-\left(\partial \omega k / \partial p\right)$ nos instantes T12(a) e T16 (b), dia 11 e 12 de Agosto de 2004, às 12:00UTC..... | 110 |
| Figura 3.33 Perfis verticais das taxas de dissipação $-\left[E\right]$ e de geração $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$ para os instantes T12(a) e T16 (b) | 111 |
| Figura 3.34 Perfis latitudinais da advecção da temperatura $-\left[\vec{V} \cdot \nabla T\right]$, na latitude de $15^{\circ}N$, para os instantes T12 e T16 | 112 |
| Figura 3.35 Perfis verticais médios do termo $-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right]$, nos instantes T12 e T19 | 115 |
| Figura 3.36 Perfis latitudinais da taxa de conversão de energia potencial disponível das perturbações $-\left(\omega^* \alpha^*\right)$, nos instantes T12(a) e T16 (b) | 116 |
| Figura 3.37 Perfis latitudinais do termo de geração $-\left(\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right)$, nos instantes T 12 (a) e T16 (b), dias 11 e 12 de Agosto de 2004 às 12:00UTC | 117 |
| Figura 3.38 Perfis latitudinais da velocidade vertical ómega (ω) em $Pa.s^{-1}$, nos instantes T12 (a) e T16 (b)..... | 118 |
| Figura 3.39 Perfis latitudinais do termo transporte horizontal perturbado, $-\left(\nabla \cdot \vec{V} k_e\right)$, nos instantes T12(a) e T16 (b) | 119 |
| Figura 3.40 Perfis latitudinais do termo transporte vertical $-\left(\partial \omega k_e / \partial p\right)$, nos instantes T12(a) e T16 (b) | 120 |

| | |
|---|-----|
| Figura 3.41 Perfil vertical médio do termo geração adiabática da energia cinética no instante T20, dia 13 de Agosto às 12:00UTC | 123 |
| Figura 3.42 Perfis latitudinais dos termos $-\left(\bar{\vec{v}} \cdot \nabla \phi\right)$ (a), e $-(\omega \alpha)$ (b), para o instante T20, na longitude de 22.5°W | 125 |
| Figura 3.43 Perfis latitudinais dos termos de transporte horizontal(a) e vertical (b) da energia cinética da corrente geral, no instante T20..... | 126 |
| Figura 3.44 Perfis verticais médios dos termos perturbados $-\left[\bar{\vec{v}}^* \cdot \nabla \phi^*\right]$ e $-\left[\nabla \cdot \bar{\vec{v}}^* \phi^*\right]$, no instante T20..... | 128 |
| Figura 3.45 Perfis latitudinais dos termos de transporte horizontal $-\left(\nabla \cdot \bar{\vec{v}} k_e\right)$ (a) e vertical $-\left(\partial \omega k_e / \partial p\right)$ (b) no instante T20, na longitude de 22.5°W | 130 |
| Figura 3.46 Advecção da temperatura em $K.d^{-1}$ (a), e velocidade vertical ómega em $Pa.s^{-1}$ (b) na longitude de 22.5°W no dia 13 de Agosto de 2004 às 12:00UTC. | 131 |
| Figura 3.47 Perfis latitudinais de $-\left(\bar{\vec{v}} \cdot \nabla \phi\right)$ (a) e perfis verticais do termo médio $-\left[\bar{\vec{v}} \cdot \nabla \phi\right]$ (b), nos instantes T24 e T28, dia 14 e 15 de Agosto de 2004 às 12:00 | 133 |
| Figura 3.48 Perfis latitudinais de $-\left[\omega \alpha\right]$ em $W.kg^{-1}$ (a), e $\left[\omega\right]$ em $Pa.s^{-1}$ (b), no dia 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC | 134 |
| Figura 3.49 Evolução temporal dos termos $-\left[\bar{\vec{v}} \cdot \nabla \phi\right]$, $-\left[\nabla \cdot \bar{\vec{v}} k\right]$ e $-\left[\omega \alpha\right]$, no período de 8 a 16 de Agosto de 2004, de 6 em 6 horas, da corrente geral..... | 138 |
| Figura 3.50 Evolução temporal dos termos perturbados de $-\left[\bar{\vec{v}}^* \cdot \nabla \phi^*\right]$, de $-\left[\nabla \cdot \bar{\vec{v}} k_e\right]$ e de $-\left[\omega^* \alpha^*\right]$ em $W.m^{-2}$, no período de 8 a 16 de Agosto de 2004. | 139 |

ÍNDICE DE TABELAS

| | |
|---|-----|
| Tabela 1.1 Estatísticas médias de actividade das ondas de leste Africanas..... | 19 |
| Tabela 2.1 Identificação da localização da perturbação à superfície no período de 9 à 16 de Agosto de 2004 | 36 |
| Tabela 3.1 Balanço médio da energia cinética da corrente geral nos níveis de pressão em $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no instante T4, dia 9 de Agosto de 2004 às 12:00UTC | 79 |
| Tabela 3.2 Balanço médio da energia cinética da corrente geral nos níveis de pressão $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no instante T9, dia 10 de Agosto às 18:00UTC..... | 79 |
| Tabela 3.3 Geração adiabática da energia cinética nos níveis isobáricos em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 9 de Agosto de 2004 às 12:00UTC | 86 |
| Tabela 3.4 Geração adiabática da energia cinética nos níveis isobáricos em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 10 de Agosto de 2004 às 18:00UTC..... | 86 |
| Tabela 3.5 Balanço da energia cinética das perturbações no níveis de pressão em $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no dia 9 de Agosto de 2004 às 12:00UTC..... | 92 |
| Tabela 3.6 Balanço da energia cinética das perturbações no níveis de pressão em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$ no dia 10 de Agosto de 2004 as 18:00UTC | 93 |
| Tabela 3.7 Geração adiabática da energia cinética das perturbações nas superfícies isobáricas, em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 9 de Agosto de 2004 às 12:00UTC..... | 94 |
| Tabela 3.8 Geração adiabática da energia cinética das perturbações nas superfícies isobáricas, em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 10 de Agosto de 2004 as 18:00UTC | 94 |
| Tabela 3.9 Balanço médio da energia cinética da corrente geral nos níveis de pressão $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no instante T12, dia 11 de Agosto as 12:00UTC | 103 |
| Tabela 3.10 Balanço médio da energia cinética da corrente geral nos níveis de pressão $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no instante T16, dia 12 de Agosto de 2004 as 12:00UTC..... | 104 |
| Tabela 3.11 Geração adiabática da energia cinética nos níveis isobáricos em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no instante T12, dia 11 de Agosto de 2004 às 12:00UTC | 105 |
| Tabela 3.12 Geração adiabática da energia cinética nos níveis isobáricos em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no instante T16, dia 12 de Agosto às 12:00UTC..... | 106 |

| | |
|--|-----|
| Tabela 3.13 Balanço da energia cinética das perturbações em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 11 de Agosto de 2004 | 113 |
| Tabela 3.14 Balanço da energia cinética das perturbações em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 12 de Agosto de 2004 | 113 |
| Tabela 3.15 Geração adiabática da energia cinética das perturbações nas superfícies isobáricas, em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 11 de Agosto de 2004 as 12:00UTC | 114 |
| Tabela 3.16 Geração adiabática da energia cinética das perturbações nas superfícies isobáricas, em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 12 de Agosto de 2003 as 12:00UTC | 114 |
| Tabela 3.17 Balanço médio da energia cinética da corrente geral nos níveis de pressão $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no instante T20, dia 13 de Agosto de 2004 às 12:00UTC..... | 122 |
| Tabela 3.18 Geração adiabática da energia cinética nos níveis isobáricos em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no instante T20, dia 13 de Agosto de 2004..... | 124 |
| Tabela 3.19 Balanço da energia cinética das perturbações no níveis de pressão em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 13 de Agosto de 2004 às 12:00UTC..... | 127 |
| Tabela 3.20 Geração adiabática da energia cinética das perturbações em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no instante T20, dia 13 de Agosto de 2004 às 12:00UTC | 128 |
| Tabela 3.21 Balanço médio da energia cinética da corrente geral nos níveis de pressão $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no dia 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC | 132 |
| Tabela 3.22 Geração adiabática da energia cinética em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC..... | 134 |
| Tabela 3.23 Balanço da energia cinética das perturbações em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC | 135 |
| Tabela 3.24 Geração adiabática da energia cinética das perturbações em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC..... | 136 |

ABREVIATURAS

AEW - African Easterly Wave

ECMWF - European Centre for Medium-Range Weather Forecast

CISK - Conditional Instability of the Second Kind

GATE - Global Atlantic Tropical Experiment

GrADS - Grid Analysis and Display System

JAL - Jacto Africano de Leste

JTL - Jacto Tropical de Leste

MATLab - MATrix LABoratory

NCAR - Nacional Center for Environmental Prediction

NCEP - Nacional Center for Atmospheric Research

NetCDF - Network Common Data Form

NCO - NetCDF operators

OLA - Ondas de Leste Africanas

UTC - Universal Time, Coordinated

ZCIT - Zona de Convergência Inter-tropical

INTRODUÇÃO

Identificados como os sistemas sinóticos dominantes durante o verão no hemisfério norte sobre a África Ocidental e o Atlântico tropical, as ondas de leste Africanas, são caracterizados por apresentarem um comprimento de onda na ordem de 3000km, com um período de 3-5dias e de se propagarem para o oeste com a velocidade de fase de cerca de 7-8 graus de longitude por dia(Holton, 1992).

Estas ondas tem um papel importante na determinação do período de chuvas na África Ocidental, e são considerados os principais precursores dos ciclones tropicais no oceano Atlântico, pelo que, a variabilidade do clima na região está relacionada com a variabilidade anual da intensidade das ondas de leste Africanas (OLA).

Anteriormente, antes dos resultados dos estudos de Riehl (1954), era assumido um cenário muito simples que definia a estação das chuvas na região da África Ocidental, na qual as chuvas eram consequências das tempestades localizadas, associadas à zona de convergência inter-tropical (ZCIT) e à sua migração sazonal. No entanto, estudos com a descrição dinâmica e termodinâmica da região mostraram a presença de outras estruturas importantes que determinam a climatologia da região. A presença de uma corrente de jacto na média troposfera durante o verão, designada de jacto Africano de leste (JAL), parece ter um papel mais importante que o ZCIT. Os sistemas nebulosos e as chuvas que se observam na região estão geralmente associados a uma onda transiente de escala sinótica. Estas ondas são em geral originadas devido ao mecanismo da instabilidade mista, baroclínica e barotrópica no JAL nos níveis de 700-600hPa, associadas às perturbações nos gradientes meridionais da vorticidade potencial no núcleo e nos flancos do jacto e ao gradiente da temperatura potencial na baixa troposfera, na região onde se observam as precipitações (Burpee, 1972, Thorncroft e Hoskins, 1994a).

A formação e o desenvolvimento de uma OLA dependem de diversos factores, tais como as poeiras do deserto Sahara, a magnitude do cisalhamento horizontal e vertical no JAL, da intensidade da libertação do calor latente (Norquist et al. 1977), que associadas às conversões de energia barotrópicas e baroclínicas contribuem para a manutenção da onda. A questão fundamental reside em determinar as fontes de energia responsáveis para o desenvolvimento e manutenção da OLA. Esta questão pode ser interpretada tendo em consideração as magnitudes da energia cinética média zonal e a energia cinética das perturbações. A tendência de um aumento da energia cinética das perturbações numa mesma região pode ser devido a alguns fenómenos, tais como a instabilidade barotrópica, ao mecanismo de Instabilidade condicional da segunda espécie (CISK) (Thorncroft e Hoskins, 1994), a instabilidade baroclínica e o trabalho das forças de pressão nas paredes laterais da região.

Riehl (1967), sugeriu que as OLA são sistemas físicos com manutenção própria, i.e., geram a sua própria energia cinética. A existência de um núcleo quente na alta troposfera que testemunha a ocorrência de movimentos convectivos nestas regiões, indica a presença de uma circulação directa. Ele ainda sugere que a circulação directa também se observa nos níveis baixos da troposfera, onde sob a influência da evaporação a partir das precipitações, o movimento do ar frio é subsidente. Esta energia cinética é gerada pela conversão da energia potencial disponível. Contudo, Estoque e Lin (1977), Norquist et al. (1977) mostraram que esta conversão não pode ser considerada determinante na geração de energia cinética, e que ambas as conversões barotrópicas e baroclínicas contribuem igualmente para a manutenção da energia cinética da onda.

No entanto, alguns estudos foram realizados incidindo sobre as principais fontes e formas de energia em perturbações tropicais no Pacífico, com base na análise do balanço energético. Destaca-se neste contexto, os estudos de Kung e Merritt (1974) e de kung (1975), dedicados à análise do balanço da energia cinética da corrente geral e das perturbações, da circulação tropical

sobre o Oceano Pacífico, onde mostraram que estas formas de energia cinética são mantidas tanto pelas fontes internas como pelas fontes externas, sendo que as internas têm maior contribuição na manutenção da energia cinética das perturbações. É nesse enquadramento contextual e com base na análise do balanço da energia cinética da corrente geral e das perturbações na região que abrange parte da África Ocidental e o Atlântico tropical que, durante o estudo, procuraremos identificar as diferentes formas de energia que contribuem para a manutenção das ondas de leste Africanas.

Considerando que o clima das ilhas de Cabo Verde, localizados no oceano Atlântico junto à costa ocidental Africana, entre as latitudes de 14.5°N e 17.5°N, e as longitudes de 22.5°W e 25.5°W, dos meses de Julho à Outubro, é determinado principalmente pela passagem das ondas de leste, e que, dependendo da intensidade da onda, essa passagem pode ser ou não acompanhada de precipitações, as quais determinam o regime pluviométrico na região, motivou-nos para a realização deste estudo.

Com a determinação das transformações de energia que garantem o desenvolvimento e manutenção das ondas durante a sua deslocação para oeste, é possível avaliar se as condições energéticas são ou não favoráveis à sua intensificação na região de estudo.

O relatório do estudo foi estruturado em quatro partes. A primeira parte é dedicada à revisão bibliográfica, com o objectivo da identificação do problema e encontra-se organizada em três capítulos. No primeiro capítulo é feita uma revisão sobre os principais aspectos da origem e da estrutura dinâmica e termodinâmica das ondas de leste em geral, e das ondas de leste Africanas em particular. O segundo capítulo refere-se aos estudos realizados sobre a energética das ondas, e no terceiro capítulo formulamos o problema do estudo. Na segunda parte é apresentada os procedimentos metodológicos utilizados no estudo e encontra-se estruturada em dois capítulos. O primeiro capítulo é dedicado ao enquadramento contextual da metodologia adoptada no estudo, a identificação do caso de estudo bem como a introdução aos

instrumentos utilizados. No segundo capítulo faz-se a descrição dos dados recolhidos para o estudo.

A apresentação e análise interpretativa dos resultados constituem a terceira parte do estudo, e encontram-se organizados em dois capítulos, sendo que, no primeiro é apresentada a análise dinâmica e termodinâmica da estrutura sinóptica da onda. O segundo capítulo incide sobre a interpretação e análise dos dados obtidos referentes aos balanços da energia cinética na região de estudo. Esta análise é feita para as quatro fases de desenvolvimento da onda de leste definidos em regiões diferentes de acordo com a localização da onda durante a sua propagação para oeste.

Na quarta parte procuramos apresentar as possíveis conclusões do estudo, e as recomendações propostas para estudos futuros.

PARTE 1 - ENQUADRAMENTO TEÓRICO

CAPITULO I: ONDAS DE LESTE DA ÁFRICA DO NORTE

1. AS ONDAS DE LESTE - ASPECTOS TEÓRICOS E OBSERVACIONAIS

As ondas de leste, segundo Holton (1992), são perturbações ondulatórias de escala sinóptica, que ocorrem em diversas regiões tropicais e se deslocam com os alísios para oeste, na zona de cisalhamento ciclónico a sul do jacto Africano de leste na baixa troposfera, apresentando configurações ondulatórias nos campos do vento e da pressão.

Estas ondas já tinham sido identificadas por Dunn (1940), como centros isalobáricos na superfície movimentando-se para oeste, sobre as ilhas, nas regiões tropicais. Com maior quantidade de dados disponíveis, Riehl (1954) notou que as mudanças na direcção do vento acompanhavam os centros isalobáricos, sugerindo que esses centros seriam a manifestação da propagação de ondas de leste para oeste. A condição fundamental para o desenvolvimento das ondas de leste segundo Riehl (1979) seria a existência de um fluxo de leste profundo e bem definido desde os níveis baixos até a alta troposfera, semelhante às ondas nas correntes de oeste.

O primeiro modelo clássico de descrição da estrutura de uma onda de leste foi proposto por Riehl (1954), baseado em observações realizadas na região do Caribe (figura 1.1). A onda é representada como um vale depressionário, inserido no escoamento dos alísios; o vale estende-se na direcção dos pólos e é orientado na direcção sudoeste-nordeste no hemisfério norte, com uma inclinação para leste em altitude. A onda é mais intensa na baixa troposfera onde geralmente existe uma fraca circulação ciclónica (Hastenrath, 1991). Na troposfera o núcleo de temperaturas mais baixas encontra-se junto ao eixo da onda. O arrefecimento na zona de maior actividade resulta da diminuição da insolação devido a cobertura das nuvens, a evaporação da chuvas caídas e dos

movimentos descendentes (downdrafts) nas nuvens de grande actividade convectiva.

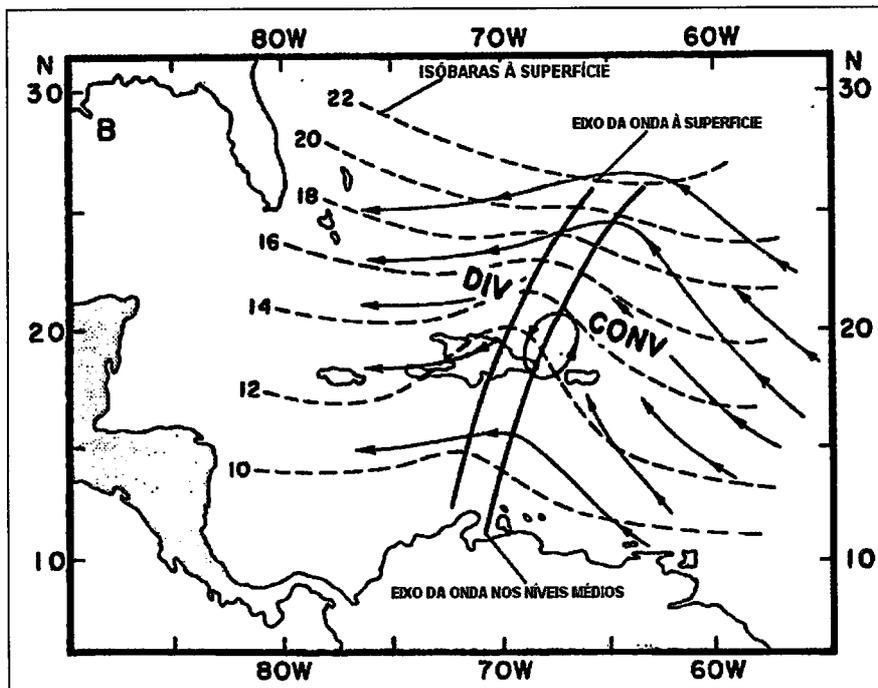


Figura 1.1 Modelo clássico de uma onda de leste sobre as Caraíbas apresentado por Riehl em 1954

As ondas de leste apresentam características similares às depressões observadas nas latitudes médias (Barry e Chorley, 1998). Estes sistemas são em geral formados por uma depressão fraca em forma de onda, com o eixo inclinado na vertical para leste, e a presença do desenvolvimento de nuvens cumuliformes que provocam a ocorrência de chuvas principalmente na parte leste do eixo do vale da onda (figura 1.2).

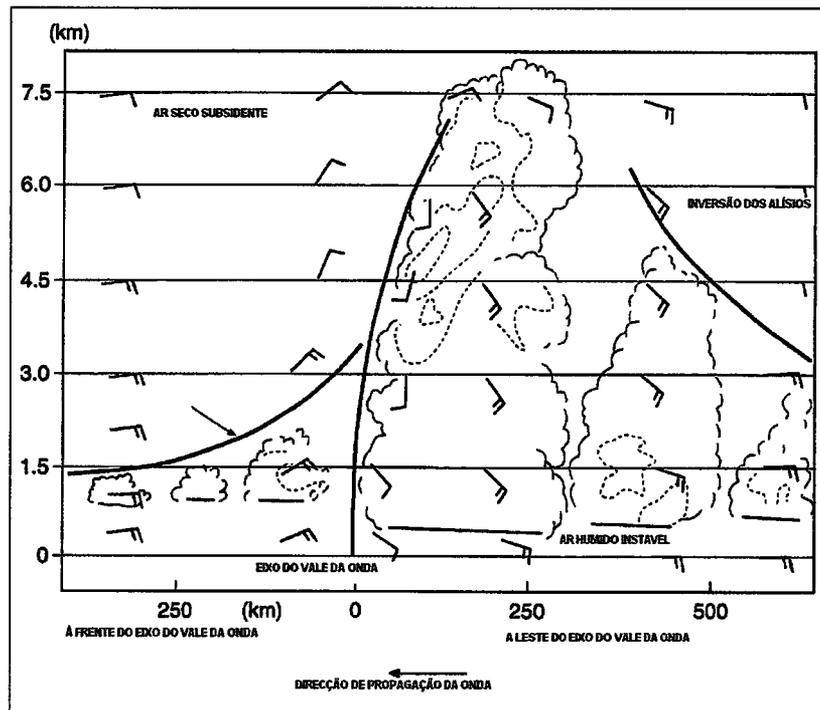


Figura 1.2 Modelo de uma secção vertical de uma onda de leste (McGregor and Nieuwlot, 1998)

A leste do eixo do vale da onda verifica-se a convergência nos níveis baixos e a predominância de fortes movimentos ascendentes e convecção profunda, enquanto que, na parte oeste do eixo vale há divergência e movimentos subsidentes nos baixos níveis. Estes processos podem ser explicados através da equação de conservação da vorticidade potencial (equação 1.1), admitindo que o movimento horizontal é, em cada nível, isentrópico.

$$\frac{f + \zeta}{\Delta p} = k \quad (1.1)$$

onde f é o parâmetro de Coriolis, ζ a vorticidade relativa e Δp a altura da coluna de ar na troposfera. Quando o ar se desloca na direcção dos pólos (f aumenta) numa zona com a curvatura ciclónica (ζ aumenta), então Δp deve aumentar, se o primeiro membro da equação deve permanecer constante. Como consequência verifica-se uma expansão vertical da coluna de ar que provoca convergência nos níveis baixos. De maneira recíproca existe divergência à frente do vale. A zona de divergência é caracterizada por subsidência, ar seco e uma pequena camada de ar húmido junto à superfície, enquanto que junto ao vale e a leste, a camada de ar húmido pode atingir 4500 metros ou mais.

A passagem de uma onda de leste é em geral acompanhada das seguintes sequências no tempo real:

1. Na crista e à frente do vale da onda observam-se bom tempo, presença de cúmulos dispersos e alguma neblina;
2. Junto do eixo do vale verifica-se cúmulos bem desenvolvidos, chuva ocasional e melhoramento da visibilidade
3. Atrás do vale verifica-se variação na direcção do vento, cúmulos profundos e cumulonimbos, a ocorrência de chuva moderada e fortes tempestades, aguaceiros e descida de temperatura à superfície.

As ondas de leste existem na região tropical de ambos os hemisférios, no entanto são mais marcadas durante o período de Junho a Setembro no hemisfério norte. No Pacífico Oeste Central, as ondas de leste originam-se como fracos sistemas depressionários, perto do ZCIT (zona de convergência inter-tropical), desenvolvendo-se para depressões tropicais e ocasionalmente para tufões que afectam as Filipinas, o sul do Mar da China, Vietname, sudeste da China e Japão. Podem também ser detectadas sobre o norte do Continente Africano, a oeste dos 30°E, intensificam-se à medida que movem para oeste, atingindo o seu máximo desenvolvimento antes de cruzar a costa oeste da África. No Oceano Atlântico, em geral, enfraquecem consideravelmente, mas ao atingir o Atlântico Central e Oeste, são geralmente intensificadas e propiciam o desenvolvimento dos furacões que afectam o Golfo do México e a costa sudeste dos EUA.

2. AS ONDAS DE LESTE AFRICANAS (OLA)

Durante o verão do hemisfério norte, no continente Africano, na região do Sahara, devido ao intenso aquecimento da superfície, originam-se fortes gradientes de temperatura entre o equador e a latitude 25°N. O vento térmico resultante é responsável pela existência de um núcleo intenso da corrente de jacto de leste perto da latitude de 16°N. A sul do núcleo do jacto, formam-se perturbações de escala sinóptica, que se propagam para oeste no regime dos ventos alísios (Holton, 1992).

Estas perturbações são conhecidas como ondas de leste Africanas (OLA). Tipicamente, elas têm um período de 3-5 dias, com um comprimento de onda de cerca de 2000-4000 km, e deslocam-se para oeste com uma velocidade média de 6-7° de longitude por dia ($7-9 \text{ ms}^{-1}$) na latitude média de 11°N sobre o continente e 12°N sobre o oceano (Reed, Norquist e Recker, 1997), que frequentemente atingem as Caraíbas e mesmo o oceano Pacífico. Também, são conhecidas pela sua contribuição, não só na ciclogénese tropical no Atlântico e Caraíbas (Riehl, 1954; Frank, 1970), mas também na bacia do Pacífico (Avila e Pash, 1992).

2.1. Origem das ondas de leste Africanas (OLA)

A formação das ondas de leste sobre a África Ocidental foi objecto de vários estudos teóricos e observacionais, mas a questão da origem das OLA, tanto em relação aos mecanismos físicos como a região geográfica da sua formação teve maior ênfase nos estudos de Burpee (1972, 1974). Através da análise espectral de uma série de dados de observações sinópticas de altitude realizadas em algumas estações meteorológicas da África Central e Ocidental durante cinco anos, determinou a região com condições mais propícias para formação de perturbações, nas proximidades de Fort Lamy e Khartoum entre 15°E e 30°E. Burpee (1974) foi o primeiro a sugerir que as OLA podiam estar associadas à instabilidade dinâmica do jacto africano de leste (JAL) na média troposfera. Ele demonstrou, usando o critério de instabilidade de Charney e Stern (1962), que a corrente de jacto de leste na média troposfera permanece a sul de Sahara durante o período de Junho a Outubro, e que é instável em quase toda a sua extensão. Ambos os efeitos de corte, lateral e vertical, verificados no fluxo médio zonal, são importantes fontes de energia para as ondas de leste, e as OLA desenvolvem-se a sul do núcleo do JAL na região onde o fluxo médio zonal é mais instável.

Igualmente, Albignat e Reed (1980), usando o método da análise espectral nos dados observados durante a fase III do GATE (Global Atlantic Tropical Experiment), demonstraram que as ondas de leste bem definidas sobre a África Ocidental e o Atlântico leste observadas durante este período, se formam em geral entre 10°E e 0°E, notando também que nesta região o JAL, apresenta a máxima instabilidade, sendo que as instabilidades barotrópica e baroclínica constituíam as fontes de energias das ondas. Junto à costa ocidental do continente Africano as OLA atingem a intensidade máxima, que pode ser resultado da redução do atrito da superfície quando as ondas passam do continente para o oceano, associados à forte instabilidade do jacto e ao efeito da instabilidade devido à convecção nas ondas. No oceano, ao deslocarem-se para o oeste, ambas as instabilidades, a do jacto e a

convectiva diminuam. Com o enfraquecimento da baroclinicidade nos níveis baixos as OLA tem a tendência a diminuir de intensidade.

Thorncroft e Hoskins (1994a e b) realizaram estudos teóricos, simulando o comportamento das OLA, nos modos linear e não linear, e os resultados confirmaram que as OLA podem desenvolver-se através do mecanismo misto de instabilidade barotrópica-baroclínica, sendo que a libertação do calor latente desempenha um papel importante no aumento da conversão baroclínica de energia em relação a conversão barotrópica. Contudo, mesmo considerando o efeito de calor latente, a conversão barotrópica de energia continua sendo a fonte de energia dominante na instabilidade.

Viltard, de Felice e Oubuih (1997), com dados das reanálises do NCEP/NCAR e do ECMWF ao nível de pressão de 700hPa, definiram dois tipos de ondas com estrutura e velocidade de fase diferentes, que se desenvolvem tanto a sul como a norte do JAL (Diedhiou, Janicot, Viltard e de Felice, 1999). As OLA a sul do jacto são caracterizadas por possuírem uma inclinação horizontal de sudoeste-nordeste indicando a existência da conversão barotrópica de energia. A norte do jacto, as OLA são caracterizadas pela conversão baroclínica de energia expressa na inclinação oposta da onda em relação ao efeito de corte vertical.

Todavia, as OLA não podem ser vistas simplesmente como perturbações aos 700hPa na região chuvosa da África Ocidental. Pytharoulis e Thorncroft (1999), examinaram a estrutura e características das OLA, baseando-se na hipótese que as OLA se formam devido à instabilidade do gradiente meridional da vorticidade potencial de Ertel (PV; $\partial\bar{q}/\partial y$) negativa ao nível do JAL, e do gradiente da temperatura potencial ($\partial\bar{\theta}/\partial y$) nos níveis baixos, a condição necessária de instabilidade, de Charney e Stern. Os resultados mostraram que as OLA não se formam apenas junto ao flanco sul ao nível do jacto, mas, também, no flanco norte do JAL associado a fortes gradientes de temperatura potencial junto à superfície e à baixa estabilidade estática na região, confirmando os resultados de Diedhiou et al., (1999). As ondas que se formam

junto ao flanco norte do JAL, propagam-se para o oeste seguindo perpendicularmente o gradiente da temperatura potencial à superfície, enquanto que a onda que se forma ao sul do JAL se propaga no nível de 700hPa seguindo perpendicularmente o gradiente de vorticidade potencial, tanto sobre o continente como também sobre o oceano. Ao aproximarem-se da costa ocidental Africana as suas trajectórias convergem e a estrutura da onda torna-se mais profunda.

As conclusões dos diversos estudos acima mencionados mostram que as OLA são sistemas sinópticos com uma estrutura complexa composta por dois centros de circulação, um nos níveis baixos a norte do jacto e outro no nível do jacto. Podem ainda ter regimes diferentes que depende da região do JAL onde se formam. Continuam sendo uma área com muito ainda por investigar, sendo o estudo das transformações energéticas nas OLA e na região da sua origem um dos indicadores que permitem determinar as causas da formação e desenvolvimento das OLA.

2.2 Característica e Estrutura das OLA

Vários estudos foram realizados sobre a estrutura das OLA baseados tanto em dados observacionais como em simulações com modelos numéricos, dando maior ênfase à estrutura das OLA a sul e ao nível do JAL.

Carlson (1969) usando os dados das análises sinópticas diárias e as cartas das linhas de corrente de 2000-ft e 10 000-ft (700hPa) relativas a 1968, e Burpee (1972,1974), através da análise espectral de dados observacionais, identificaram perturbações ondulatórias aos 700hPa sobre a Africa Central e Ocidental, que se propagam para oeste com uma velocidade de fase de 8 m.s^{-1} , e um comprimento de onda entre 2000 e 4000km, com um período de 3 a 5 dias.

Contudo, a estrutura de uma onda de leste apresentada por Reed et al. (1977) foi a que mais se aproximou das características mais comuns que definam um sistema sinóptico do tipo da onda de leste. Também apresentaram os campos médios da troposfera, no seio dos quais estão embebidos os movimentos ondulatórios.

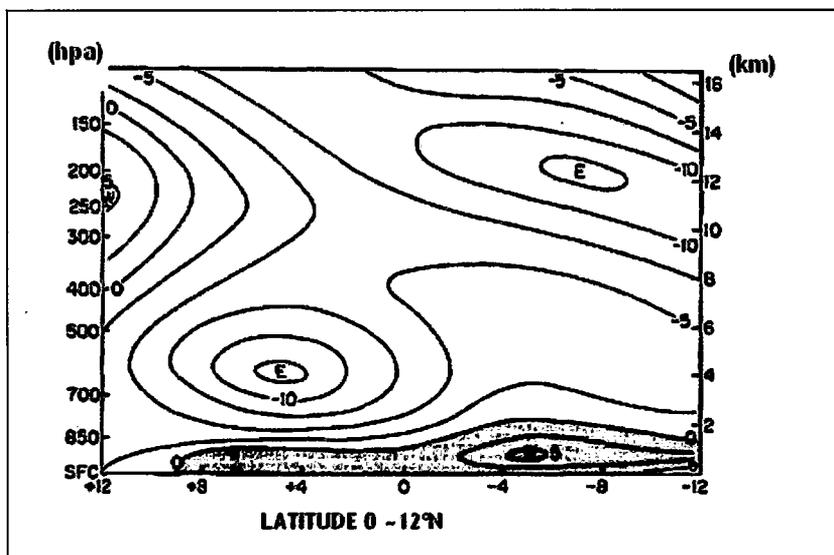


Figura 1.3 Vento médio zonal na região norte da África (30°W a 10°E). O intervalo dos contornos são de 2.5 m.s^{-1} , e a latitude=0 corresponde a 12°N (Holton, 1992)

A figura 1.3 representa uma secção meridional do campo médio da componente zonal do vento, analisado durante o GATE entre 10°E e 31°W, região provável da formação e desenvolvimento das OLA, onde podemos identificar os aspectos essenciais que caracterizam a corrente geral sobre a África Ocidental durante o verão:

- no nível de 600hPa o JAL localizado perto de 15°N com um pico de velocidade entre 12 - 15 m.s⁻¹;
- a corrente de jacto tropical de leste (JTL) no nível de 200hPa;
- a corrente de jacto de oeste das latitudes médias;
- os ventos de oeste da monção nos níveis baixos, aproximadamente a 6°N, onde atingem a velocidade média de 6m.s⁻¹;

Os jactos, JAL e JTL e os ventos de oeste nos níveis baixos atingem a intensidade máxima durante o verão do hemisfério norte. São características típicas da monção de verão na África Ocidental. Estas características mostram claramente que o fluxo nesta região é muito complexo.

Reed et al. (1977) apresentam ainda, no estudo referido, a uma estrutura vertical de uma onda de leste, ao analisar a variação das componentes zonal e meridional do vento, da divergência, da vorticidade, da temperatura e da humidade relativa.

Nas figuras seguintes uma onda de leste é representada ao longo do eixo das abcissas, com os indicadores N (vento de direcção norte), T (vale), S (vento de direcção sul) e R (crista) respectivamente.

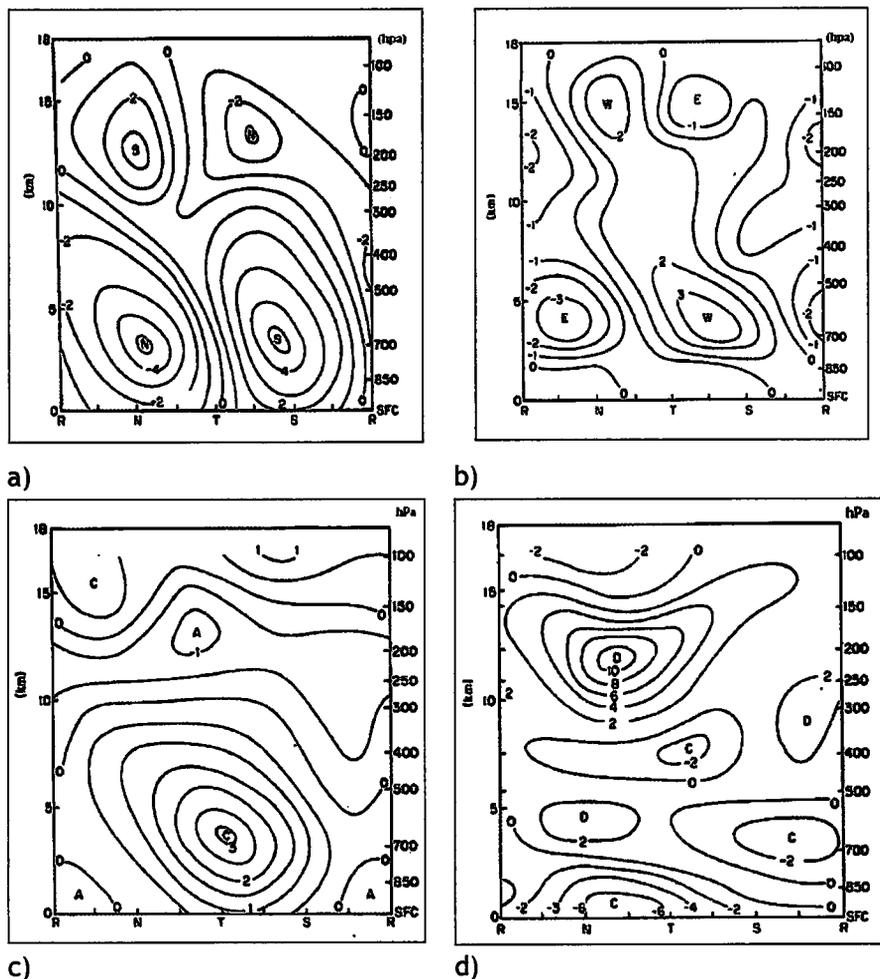


Figura 1.4 Secções verticais dos seguintes parâmetros na latitude de 12°N : (a) O vento meridional (m.s^{-1}), (b) o vento zonal (m.s^{-1}), (c) a vorticidade (10^{-5}s^{-1}) e (d) a divergência (10^{-6}s^{-1}) (Reed et al., 1977)

As componentes meridional e zonal (figura 1.4a,b) do vento, apresentam ambas uma grande flutuação na superfície de 650hPa atingindo a magnitude de 5m.s^{-1} , e o segundo máximo nas proximidades do nível de 200hPa. As duas figuras mostram que os ventos de leste e de oeste estão bem correlacionados como os ventos de norte e sul, o que é indicativo de que as ondas transportam para sul a impulsão de oeste. O eixo da onda encontra-se quase-vertical abaixo do nível 700hPa, inclinado para oeste (Burpee, 1974).

O campo da vorticidade (figura 1.4c) mostra um máximo perto do nível de 650hPa. Uma vorticidade bastante pronunciada é localizada junto do nível de 200hPa, encontrando-se directamente acima do centro de vorticidade ciclónica nos níveis baixos.

O campo de divergência é mais complexo (figura 1.4d). Perto da superfície, à frente do eixo do vale, ocorre forte convergência, com os movimentos verticais ascendentes a atingirem o valor máximo de $1-2 \text{ m.s}^{-1}$, e a divergência máxima ocorre acima dos níveis de 200 - 250hPa. A subsidência é muito fraca e é observada junto da crista aos 850hPa e na alta troposfera. O núcleo de precipitação mais intensa está geralmente associado com o máximo dos movimentos verticais ascendentes. A composição das anomalias da temperatura indica um núcleo frio no vale junto ao nível de 700hPa, e um núcleo relativamente quente entre os níveis de 300hPa e de 400hPa (figura 1.5). A humidade relativa tem o valor máximo nos níveis baixos onde os ventos predominantes são de sul, e nas regiões onde os ventos são de norte atinge o valor mínimo.

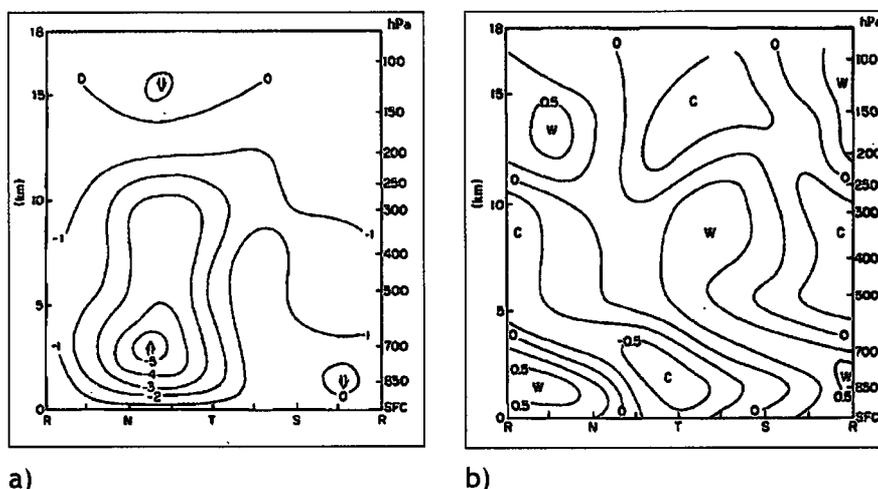


Figura 1.5 Secções verticais dos parâmetros termodinâmicos na latitude 12°N . (a) A velocidade vertical (hPa.h^{-1}) e (b) anomalias da temperatura ($^{\circ}\text{C}$), (Reed et al., 1977)

Estas perturbações, com estrutura aparentemente simples, são ondas complexas que apresentam grande variabilidade nas características, estrutura e regime. Dos estudos revistos, foram identificados dois regimes nas ondas de leste, que passamos a referir adiante.

Reed, Hollingsworth, Heckley e Delsol (1988) notaram que estas perturbações formadas nestas regiões, se propagam com duas trajectórias diferentes,

quando atingem a costa Ocidental Africana, fundem-se, deslocando-se no Atlântico ao longo da latitude 15°N (figura 1.6).

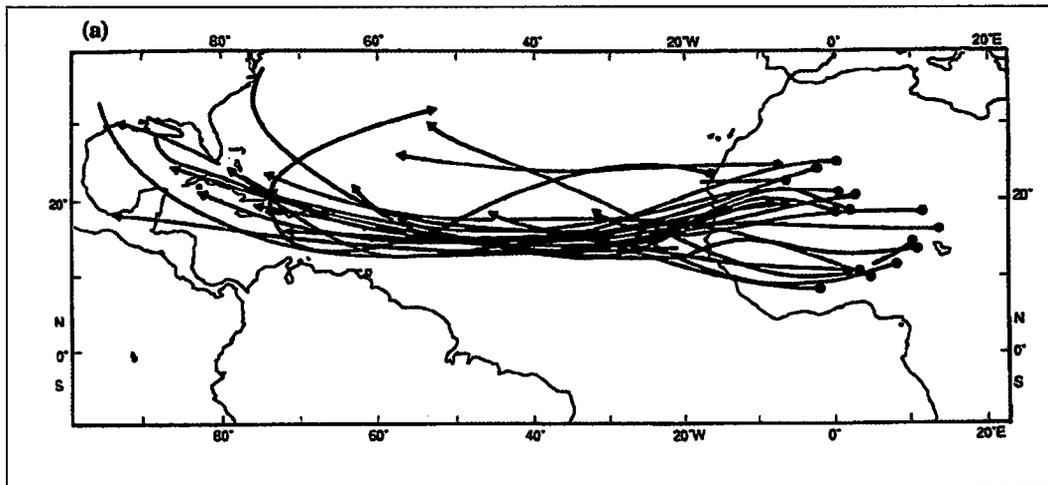


Figura 1.6 Trajectórias das ondas de leste de Agosto a Setembro de 1985 (Reed et. al., 1988)

De Félice et al. (1990,1993) usando os dados do ECMWF descreveram outra perturbação de escala sinóptica sobre a África Ocidental durante o verão de 1981, caracterizada por um período de 6 - 9 dias e a velocidade de fase de 8.5 graus de longitude por dia, propagando-se para oeste, com um comprimento de onda de cerca de 6000km. Diedhiou et al. (1999), continuando com a mesma linha de investigação, determinaram pormenorizadamente as características das OLA de regime de 3-5 e de 6-9 dias de período:

- Ondas com 3-5 dias de período - o comprimento de onda é de cerca de 3000km a 17.5°N e aumenta para 4500km sobre a costa sul a 5°N. A velocidade de fase varia de 8-9 m.s⁻¹ a 15°N para 12 m.s⁻¹ nos 5°N. A propagação é principalmente zonal e para oeste entre 30°N e 20°N. Entre os vales da onda, as cristas são caracterizadas por uma circulação anticiclónica moderada;
- Ondas com 6-9 dias de período - o comprimento de onda é praticamente constante, entre 4500 e 5000km no domínio 10°N - 30°N. A velocidade fase para oeste entre 6 e 7 m.s⁻¹. Ao contrário das ondas de 3-5 dias de período, a circulação anticiclónica nas cristas é bastante desenvolvida, e estende-se a mais de 20° de longitude.

Estas ondas estão directamente relacionadas com a convecção profunda e ocorrência das chuvas na região da África Ocidental (Diedhiou et al., 1999). As ondas de regime de 3-5 dias estão associadas a uma anomalia positiva de precipitação que se estende na meridional, localizado à frente e no eixo do vale da onda, que é consistente com a extensão meridional da onda. As ondas de 6-9 dias estão relacionadas com um dipólo meridional das anomalias de precipitações zonal sobre a África Ocidental, com anomalias de sinal contrário sobre Sahel/Sudão e a costa da Guiné. Neste regime a convecção é mais profunda no eixo e antes do vale, e está associada a ventos de sul com advecção de ar húmido. Atrás do eixo do vale da onda a velocidade na circulação ciclónica é intensa, levando ao aumento do efeito de corte na vertical entre os níveis baixos e médios. Estas condições podem ser favoráveis ao desenvolvimento de linhas de instabilidade explicando a localização de convecção profunda antes do eixo do vale. O grande comprimento de onda neste tipo de regime pode também levar ao desenvolvimento de alguns sistemas convectivos complexos de meso-escala no mesmo sector da onda, localizados na mesma latitude a diferentes longitudes. As OLAs de regime de 6-9 dias sobre a África Ocidental, podem também ser interpretadas como uma interacção entre fortes células anticiclónicas que se desenvolvem em altitude sobre a baixa térmica de Sahara e os sistemas depressionários que se formam no lado norte do JAL, no regime das OLA de 3 - 5 dias, (Diedhiou et al. 2002).

A Tabela 1.1 sintetiza as estatísticas da variação interanual dos parâmetros das OLA, obtidas a partir do estudo realizado por Cook, Patricola e Vizy (2004), onde estabeleceram a climatologia das actividades das OLAs, usando as Reanálises II do NCEP - DOE AMIP de 1979 a 2002, para os períodos de Julho a Setembro (JAS).

Tabela 1.1 Estatísticas médias de actividade das ondas de leste Africanas (Cook et al., 2004)

| | Ondas, regime 3-5 dias, centradas entre 7.5°N e 10°W durante JAS | | Ondas, regime 3-5 dias, centradas entre 20°N e 10°W durante JAS | | Ondas, regime 5-9 dias, centradas entre 22.5°N e 10°W durante JAS | |
|-----------------------------|--|-------------------------------|---|-------------------------------|---|-------------------------------|
| | c.d.o (km) | V.de fase (ms ⁻¹) | c.d.o (km) | V.de fase (ms ⁻¹) | c.d.o (km) | V.de fase (ms ⁻¹) |
| Média todos anos | 4100 | 12.2 | 3100 | 9.0 | 4100 | 7.2 |
| Desvio padrão de todos anos | 410 | 1.5 | 230 | 0.8 | 380 | 0.7 |
| Média eventos anos quentes | 4200 | 12.7 | 3000 | 9.2 | 4100 | 7.2 |
| Média eventos em anos frios | 4000 | 12.0 | 3100 | 8.8 | 4300 | 7.2 |

Cook et. al. (2004) concluíram que os ciclos sazonais das ondas de regime de 3-5 dias e de 5-9 dias são diferentes, e demonstraram que as ondas de 3-5 dias têm um máximo de actividade em Agosto, diminuindo durante o mês de Setembro, e depois aumenta significativamente no mês de Outubro, enquanto que as ondas de regime de 5-9 dias atingem a actividade máxima em Setembro e continuam intensas ao longo dos meses de Outubro e de Novembro. Observaram ainda que as ondas de regime de 3-5 dias são bastante activas em duas zonas diferentes, em anos diferentes; de 2°N a 20°N sobre a Africa Ocidental e de 8°N a 27°N sobre o Atlântico tropical. As ondas de regime 5-9 dias têm a tendência de ter sempre a actividade máxima na mesma faixa zonal (20°N-27°N).

A variabilidade interanual das OLAs tanto na estrutura como na intensidade, sugere que as OLAs estão associadas a mecanismos múltiplos, alguns responsáveis pela sua geração e outros pela sua amplificação.

CAPITULO II: A ENERGÉTICA DAS OLA

1. FORMAÇÃO DAS ONDAS DE LESTE

Como indicamos no capítulo anterior, aceita-se, de maneira geral, que a formação e desenvolvimento das ondas de leste sobre a Africa Central e Ocidental, provém das instabilidades dinâmicas observadas na corrente de jacto de leste Africana (Burpee 1972, Tripoly e Krishnamurti 1975), de acordo com o critério de Charney e Stern (1962), de ocorrência da instabilidade barotrópica e baroclínica.

Holton (1992) define a instabilidade barotrópica de uma perturbação estando associada a cisalhamento horizontal numa corrente de jacto; a perturbação desenvolve-se através da extracção de energia cinética do movimento médio a qual converte em energia cinética da perturbação. A instabilidade baroclínica, por sua vez, está associada ao cisalhamento vertical do movimento médio, sendo que a perturbação se amplifica através da conversão da energia potencial disponível associada ao gradiente horizontal da temperatura média, que assegura o balanço do vento de temperatura no estado de referência.

A estabilidade da corrente média zonal pode ser determinada através do cálculo da vorticidade potencial média de Ertel sobre uma superfície isentrópica (Fyfe, 1999):

$$\bar{\Pi} = \left[- \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right)_{\theta} + f \right] g \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \quad (2.1)$$

Nesta expressão θ é a temperatura potencial, f é o parâmetro de Coriolis e g a constante gravitacional. O gradiente médio meridional da vorticidade potencial (PV) $\partial \bar{\Pi} / \partial y$, ao longo da superfície isentrópica de 315K (próxima da

superfície de 700hPa), é praticamente negativo sobre continente e o Atlântico, confirmando a instabilidade do jacto.

Nos estudos desenvolvidos por Thorncroft e Hoskins (1994 a e b), mostra-se que a condição necessária da instabilidade barotrópica é satisfeita, quando o gradiente meridional do PV negativo está associado ao núcleo do jacto e o PV positivo, associado aos flancos do jacto. A condição necessária para que a instabilidade baroclínica seja satisfeita no JAL, é a presença de um gradiente meridional do PV negativo no núcleo do jacto e um gradiente de temperatura positivo junto à superfície. O gradiente PV no núcleo do jacto, dominado pelo termo $-\partial^2 u / \partial y^2$, é particularmente importante, visto que está associado tanto à instabilidade barotrópica como à instabilidade baroclínica do jacto. É então de esperar que quando este termo é muito negativo, o JAL será mais instável e, conseqüentemente, as ondas de leste daí resultantes desenvolvem-se com maiores amplitudes.

Mais recentemente, Diedhiou et al. (2002), estimaram a energética das ondas de 3-5 dias e de 6-9 dias, e sugeriram que as ondas de 3-5 dias resultam principalmente da instabilidade barotrópica do jacto, enquanto que as outras ondas crescem através de ambas as conversões, a barotrópica e a baroclínica, abaixo do nível do jacto.

Num dos estudos actuais sobre as OLA, Hsieh e Cook (2004), questionaram a presença de instabilidade no JAL sobre as condições de formação das OLA, e estudaram a relação entre a formação das OLA e o critério de instabilidade de Charney-Stern, mais precisamente com o gradiente meridional da vorticidade potencial isentrópica negativo, usando um modelo regional de clima. Os resultados do estudo sugerem que a origem das OLA está associada às instabilidades induzidas pela convecção verificada na ZCIT, i.e., as OLA podem ser geradas e mantidas por outras fontes de energia, como a conversão baroclínica de energia associada a convecção.

A estrutura complexa das OLA indica a existência de circulações indirectas nas ondas, bem como o decréscimo da energia cinética do movimento médio, sugerindo que a conversão desta em energia cinética da perturbação seja o possível mecanismo de formação e manutenção das OLA.

2. AS CONVERSÕES ENERGÉTICAS

2.1. As conversões energéticas nas OLA

Uma das formas de entender como as perturbações ondulatórias são originadas e mantidas durante o seu ciclo de vida, é através do diagnóstico das transformações energéticas que acompanham a sua evolução. Em alguns estudos sobre a dinâmica das ondas tropicais foram identificadas as seguintes fontes de energia que contribuem para a formação e desenvolvimento das ondas de leste:

- a) - A transformação da energia cinética média zonal em energia cinética das perturbações;
- b) - A geração da energia potencial disponível das perturbações pela libertação do calor latente;
- c) - O forçamento das latitudes médias pela interacção do trabalho da força de pressão numa parede latitudinal. Há ainda a possibilidade de uma fonte adicional de energia ser a transformação da energia potencial disponível zonal em energia potencial disponível das perturbações (processo baroclínico).

Burpee (1972) ao fazer uso de dados observacionais, calculou as covariâncias das componentes zonal e meridional do vento ($\overline{u'v'}$) e da temperatura e do vento meridional ($\overline{T'v'}$) e notou que o valor da covariância ($\overline{u'v'}$) indicava um transporte do momento angular da corrente de oeste direccionada para nível do JAL. Isto tende a enfraquecer a intensidade do JAL e consequentemente aumentar as transformações da energia cinética zonal K_z em energia cinética das perturbações K_E , que em forma da taxa de conversão pode ser expressa da seguinte forma:

$$\langle K_Z \cdot K_E \rangle = \bar{u} \frac{\partial}{\partial y} \overline{u'v'} \quad (2.2)$$

Com $\bar{u} < 0$ e $\frac{\partial}{\partial y} \overline{u'v'} < 0$, K_Z converte-se em K_E , constituindo uma transformação energética barotrópica. Burpee também notou que $\overline{T'v'} < 0$, i.e., o calor sensível é transportado na direcção do equador, e $\frac{\partial \bar{T}}{\partial y} > 0$, a temperatura média aumenta na direcção norte. Estas transferências de calor são consistentes com as propriedades baroclínicas das ondas; assim as OLA em princípio são mantidas pelos efeitos de corte horizontal e vertical no JAL.

Com o aparecimento dos dados de GATE, foi feito algum progresso nos estudos das OLA. Tripoli e Krishnamurti (1975), examinaram o processo responsável pelo crescimento da energia cinética das perturbações e concluíram que a conversão a partir da energia cinética zonal é superior em uma ordem de magnitude, à conversão a partir da energia potencial disponível das perturbações, na região entre 7°N e 27°N. Por outro lado, Norquist, Recker e Reed (1977), usando as equações de balanço da energia cinética e da energia potencial disponível, investigaram os principais processos que contribuem para a manutenção da energia cinética e da energia potencial das ondas, encontrando algumas diferenças nas transformações energéticas, sobre o continente e sobre o oceano. Sobre o continente, a conversão da energia potencial disponível das perturbações em energia cinética das perturbações é maior do que sobre o oceano, e a conversão da energia cinética zonal em energia cinéticas das perturbações é relativamente pequena. Mas as conversões da energia potencial disponível zonal em energia potencial disponível das perturbações, tanto no continente como no oceano são iguais. Com estes resultados deduziram que a libertação do calor latente tem um papel importante na energização da onda sobre o continente, enquanto que os efeitos diabáticos parecem extrair a energia da onda sobre o oceano, podendo ser um dos motivos do enfraquecimento da onda sobre o oceano. Contudo eles não estimaram o efeito da libertação do calor latente e da dissipação devido ao atrito nas transformações energéticas das ondas.

As conversões energéticas nas OLA foram ainda investigadas através de modelos numéricos diferentes. Estoque e Lin (1977) estudaram a energética de uma onda de leste clássica, movendo-se para oeste no Atlântico através da simulação numérica usando o modelo quasi-geostrófico, tendo encontrado que o aquecimento diabático é a fonte fundamental de energia para a geração da energia potencial disponível na alta troposfera, que é de imediato transformada em energia cinética da onda, a qual é exportada, pelo fluxo de energia potencial para os níveis baixos onde compensa as perdas devidas à dissipação pelo atrito.

Recentemente, Hsieh e Cook (2006), com base num modelo regional de clima, realizaram simulações que conseguem aproximar de forma real a climatologia das OLAs, sugeriram que as ondas de leste não se formam devido a instabilidade barotrópica do jacto, concluindo que as ondas mais activas são geradas principalmente pela instabilidade induzida pela convecção na corrente zonal, observando que a ocorrência de conversões barotrópicas estão directamente associadas com a convecção, i.e., com a convecção profunda nas massas de ar húmidas ou convecção nos cúmulos rasos associados à ZCIT.

2.2. Equações gerais das conversões de energia

As principais formas de energia na atmosfera que desempenham um papel relevante na circulação geral são a energia cinética K , a energia potencial gravítica ou geopotencial Φ e a energia interna I (Peixoto e Oort, 1991). A energia cinética total por unidade de área pode ser definida como:

$$\int_{p_0}^p K \frac{dp}{g} = \frac{1}{2g} \int_{p_0}^p c^2 dp, \quad (2.3)$$

onde c representa a velocidade do vento. Considerando que, em condições normais da atmosfera a energia cinética representa uma quantidade muito pequena da energia total da atmosfera, i.e., $K/(\Phi + I) \approx 10^{-3}$, conclui-se que a energia interna e a energia potencial constituem as únicas fontes de onde

provêm a energia cinética que mantêm os movimentos organizados na atmosfera. Os mecanismos de conversão da energia potencial e da energia interna em energia cinética estão associados as forças de gravidade e de pressão. A conversão de energia potencial em energia cinética está relacionada com a força de gravidade, enquanto que na conversão da energia interna em energia cinética a força interveniente é a força de pressão. Contudo, só uma parte da energia potencial total e da energia interna estão disponíveis para a conversão em energia cinética. A disponibilidade da energia potencial total é definida como:

$$\Lambda = \int (\Phi + I) dm - \int (\Phi + I)_r dm, \quad (2.4)$$

a qual representa a quantidade máxima possível de energia potencial que pode ser convertida em energia cinética, é definida como a energia potencial disponível, que pode ser determinada pela aproximação definida segundo Lorenz(1955) pela expressão:

$$P = \frac{c_p}{2} \int \Gamma (T^2 - \tilde{T}^2) dm, \quad (2.5)$$

a qual representa a energia potencial disponível em termos de variância bidimensional da temperatura numa superfície isobárica.

Um sistema de escala sinóptica de dimensões das OLAs, pode ser considerada como sendo uma perturbação da corrente média zonal. As equações apropriadas para a investigação do desenvolvimento energético das ondas foram primeiramente derivadas por Lorenz (1955), que subdividiu a energia cinética e a energia potencial nas suas componentes média e perturbada.

Oort (1964) apresentou três métodos diferentes que permitem a separação da energia cinética total e da energia potencial disponível nas suas componentes média e perturbada nos domínios temporal, espacial, e espaço-temporal, definindo as formas de energia e identificando os vários processos de conversão de energia entre formas distintas.

Considerando o carácter zonal da propagação das OLAs, as transformações energéticas podem ser melhor representadas nas componentes média zonal e



perturbada. Estas equações expressam as taxas de variação temporal da energia cinética das perturbações e da energia potencial disponível das perturbações, como segue:

$$\frac{\partial K_E}{\partial t} = C_E + C_K + BK_E + B\Phi_E - D_E \quad (2.6)$$

e

$$\frac{\partial A_E}{\partial t} = C_A - C_K + BA_E + G_E \quad (2.7)$$

As expressões matemáticas dos termos das equações (2.6) e (2.7) são representadas no Anexo I. Na equação (2.6), K_E representa a energia cinética das perturbações enquanto que A_E é a energia potencial disponível das perturbações. C_E representa a taxa de conversão barotrópica de energia, que está aliada à conversão da energia cinética média zonal em energia cinética das perturbações, através dos efeitos de corte das componentes zonal ($[u]$) e meridional ($[v]$) do movimento horizontal. C_K é a taxa de conversão baroclínica de energia de energia potencial disponível das perturbações em energia cinética das mesmas perturbações. Este termo está associado a uma circulação vertical secundária no seio da perturbação. O sinal contrário deste termo na segunda equação indica que a energia potencial disponível das perturbações é convertida em energia cinética das perturbações ou vice-versa. D_E representa a taxa de dissipação, que actua sempre como sumidouro da energia cinética das perturbações.

C_A na equação (2.7) representa a taxa de conversão da energia potencial disponível zonal em energia potencial disponível das perturbações devido ao fluxo turbulento de calor ao longo do gradiente zonal de temperatura. G_E representa a taxa de geração da energia potencial disponível pelo aquecimento diabático. Um valor positivo de G_E (geração de A_E) é o resultado do aquecimento nas regiões quentes ou arrefecimento nas regiões frias à mesma latitude, enquanto que um valor negativos de G_E (destruição de

A_E) é devido ao arrefecimento em regiões quentes ou aquecimento em regiões frias à mesma latitude.

BK_E e BA_E representam respectivamente os fluxos de energia cinética e de energia potencial disponível das perturbações, dentro ou para fora da região de interesse. $B\Phi_E$ indica o trabalho da força de pressão na fronteira, realizado pelas perturbações, que produz energia cinética das perturbações.

CAPITULO III: OBJECTIVOS E FORMULAÇÃO DO PROBLEMA

1. FORMULAÇÃO DO PROBLEMA

Ao longo dos capítulos anteriores foram revistos estudos diversos sobre as ondas de leste Africanas, que nos permitem pôr em destaque alguns aspectos fundamentais do problema que propomos estudar, relativos às transformações energéticas que ocorrem nas ondas de leste.

1. Tipicamente, as OLAs estão categorizadas em dois grupos: um com ondas de período entre 3 e 5 dias, e outro com ondas de período entre 6 e 9 dias, que estão associadas a duas trajectórias ao longo das latitudes 5°N e 15°N sobre o continente, e sobre o Atlântico convergem numa única trajectória ao longo dos 17.5°N.
2. A origem e o desenvolvimento das OLAs estão associados à instabilidade hidrodinâmica do jacto Africano de leste, que se forma em níveis entre 600 - 700 hPa, sendo condição necessária para a instabilidade do jacto o critério de Charney-Stern.
3. Contudo, outros estudos, sugerem que as OLAs resultam da instabilidade do fluxo zonal associado à ZCIT, i.e., a geração das OLAs está mais associada à instabilidade provocada pelo aquecimento diabático na ZCIT do que à instabilidade no JAL.
4. Foi demonstrado que a conversão baroclínica é a fonte de energia dominante, todavia as conversões barotrópicas podem ser igualmente importantes quando ao sul do jacto existe convecção do ar húmido ou convecção nos cúmulos rasos abaixo do jacto.

Estes dois mecanismos principais discutidos nos estudos anteriormente mencionados, i.e., a instabilidade do jacto e a convecção na ZCIT, exigem que o gradiente meridional da vorticidade potencial seja negativa ou nula, e estão associados ao critério de instabilidade de Charney e Stern.

A ligação entre as ondas e a ZCIT subentende que as conversões baroclínicas representam a fonte primária de energia da onda, enquanto que a relação com o jacto significa que as conversões barotrópicas são dominantes. Contudo, a importância da convecção na ZCIT e do cisalhamento junto do jacto, na formação das OLA ainda não está totalmente esclarecida.

A complexidade da estrutura das ondas, a variabilidade sazonal do seu comportamento durante o ciclo de vida é um indicativo que as OLAs devem estar relacionadas não só com o JAL e a ZCIT, mas também com outros fenómenos, não só a escala regional, como também fenómenos de larga escala.

O estudo das transformações energéticas que mantêm a energia cinética nas OLAs, transformações essas que podem ser determinadas através do cálculo do balanço da energia cinética, as quais além de permitir a identificação dos tipos de processos responsáveis pela grande variabilidade no regime das OLAs e da intensidade do seu desenvolvimento durante a propagação para o oeste, pode também ajudar a esclarecer algumas questões tais como:

- Que tipos de conversões energéticas são responsáveis pela formação de este fenómeno, e as possíveis causas físicas?
- Quais as formas de energia que contribuem na intensificação da onda sobre o continente, e por que razão o máximo da sua actividade é observado junto à costa ocidental da África quando passa para o oceano?
- Quais as principais conversões energéticas que causam o enfraquecimento da onda sobre o oceano, ou a sua intensificação e o consequente início da ciclogénese que origina os ciclones tropicais?

Desse modo, o estudo pormenorizado das conversões energéticas nas ondas pode ser uma forma de compreender o comportamento destes sistemas, podendo possivelmente dar resposta a algumas destas questões.

2. OBJECTIVOS DO ESTUDO

Face ao exposto, os principais objectivos deste estudo foram agrupados em dois blocos referentes aos dois capítulos da parte 3 respectivamente:

1. Analisar a estrutura sinóptica de uma onda de leste activa sobre a África, e identificar os diferentes estágios de desenvolvimento, seguindo a sua propagação para oeste, a sua variação espacial e temporal, durante o período seleccionado, usando as cartas de análise sinóptica de superfície, as reanálises do NCEP/NCAR e as imagens de satélite da EUMETSAT.

- 1.1 Analisar os campos de temperatura, da altura do geopotencial, do vento, da divergência e da vorticidade à superfície e nos níveis de pressão em altitude;

- 1.2 Analisar a variação destes campos na vertical, sobre as regiões identificadas onde a onda tem maior actividade.

2. Realizar os estudos computacionais do balanço da energia cinética para os casos identificados e analisados anteriormente.

- 2.1 Calcular os termos da equação de balanço de energia cinética, para as diferentes fases da onda, seguindo a sua propagação para oeste

- 2.2 Analisar os termos da equação de balanço da energia cinética, e as suas contribuições para as conversões energéticas, no seio da onda.

3. LIMITAÇÕES DO ESTUDO

As limitações deste estudo estão relacionadas com os seguintes factores:

- 1- Limitações de tempo, as quais se deveram a imposições legais de um período de um ano para a realização da dissertação de mestrado;
- 2- Limitações em relação aos dados, visto que a única fonte para a acesso à informação necessária foi a Internet. Os dados considerados primários para a realização deste estudo são as reanálises do NCEP/NCAR, que estão definidos numa malha global de 2.5° de latitude por 2.5° de longitude e na vertical em todos os níveis de pressão sem limite a nível temporal. Não foi possível o uso de dados observacionais das diferentes estações na região de estudo, visto que o processo de solicitação dos dados aos centros de arquivo é longo e bastante burocrático.

Todavia consideramos que os resultados deste estudo podem ser mais uma contribuição nos estudos da energética nas ondas de leste, e ser também motivação para estudos mais detalhados na região de Africa Ocidental.

PARTE 2 - METODOLOGIA E DADOS

Esta parte encontra-se organizada em dois capítulos, sendo o primeiro dedicado à metodologia adoptada neste estudo e o segundo capítulo à descrição dos dados.

CAPÍTULO I: METODOLOGIA

1. ENQUADRAMENTO DO ESTUDO

A determinação do balanço de energia cinética na região de estudo, com o objectivo de identificar as transformações energéticas durante as fases de desenvolvimento da onda de leste, sobre a África Ocidental e o Atlântico leste, foi baseada nos procedimentos descritos nos estudos de Masters e Kung (1986) e de Kung (1975).

No primeiro estudo Masters e Kung determinaram as transformações energéticas de uma depressão que se desenvolveu dentro da região da monção de Inverno Asiática, e no segundo estudo Kung dedicou-se ao balanço da energia cinética na circulação tropical sobre o Pacífico Ocidental.

A metodologia utilizada em ambos os estudos baseou-se principalmente na análise computacional dos termos da equação de balanço de energia cinética, identificando as transformações energéticas que se processam nos estágios da depressão, sobre o Pacífico Ocidental.

No primeiro estudo, o balanço de energia cinética foi determinado para cada fase de desenvolvimento da depressão e examinadas as conversões energéticas identificando assim as principais fontes de energia cinética neste tipo de depressão.

No segundo estudo, o balanço de energia cinética foi determinado no âmbito da geral nos trópicos, examinando todos os termos da equação de balanço de energia cinética, usando os dados de observação em altitude na região das ilhas Marshall, e determinando as principais conversões energéticas que ocorrem na corrente geral.

1.1 - Caso de Estudo

A partir dos dados de precipitação registados em Cabo Verde durante o ano de 2004, durante o verão foi identificado um episódio onde se registou a ocorrência de chuva principalmente nas ilhas do sul do arquipélago, que estavam associado a passagem de uma depressão tropical que se formou a sul das Ilhas. Dos dados da precipitação registados durante o período de 12 a 15 de Agosto encontram-se no Anexo 2. A partir das cartas sinópticas de superfície identificou-se o sistema que se formou a sul de Cabo Verde, e analisando as cartas dos dias anteriores, foi possível identificar a onda de leste sobre o continente Africano que se desenvolveu e se transformou na depressão tropical.

Os dias seleccionados durante o mês de Agosto de 2004 são apresentados na Tabela 2.1. Seguindo a depressão que foi identificada sobre a África Ocidental do dia 8 de Agosto às 18:00 UTC ao dia 17 às 00:00UTC, seleccionaram-se 34 instantes temporais de 6 em 6 horas, que coincidem com a dimensão temporal dos dados nos ficheiros netcdf, sendo os dois instantes, o inicial e final, considerados instantes na fronteira da região.

Depois de identificado o caso de estudo e baseado na propagação e desenvolvimento da perturbação ao longo dos dias mencionados, foi definido o domínio espacial do estudo, com as seguintes coordenadas: entre as latitudes de 0° e 37.5°N e entre as longitudes de 17.5°E e 45°W (figura 2.1).

Os dados ficaram assim definidos numa rede, constituída por 16 latitudes e 26 longitudes, com um espaçamento de 2.5°, área que cobre a parte central e a costa ocidental do continente Africano desde 17.5°E e parte do Oceano Atlântico desde a costa ocidental de África até 45°W, e na vertical até o nível de 200hPa, ou seja quase toda a troposfera.

Tabela 2.1 Identificação da localização da perturbação à superfície no período de 9 à 16 de Agosto de 2004

| AGOSTO 2004 | | Localização da perturbação à superfície | | | | Coordenadas do centro da perturbação | |
|--|----------------------------|---|-----|-----------|-----|--------------------------------------|-------|
| Dia / hora (UTC) | T (instante temporal) | Latitude | | Longitude | | Lat | Long |
| 08/18:00 | T ₁ (fronteira) | | | | | | |
| 09/00:00 | T ₂ | 10N | 30N | 10 E | 10W | 25N | 03E |
| 09/06:00 | T ₃ | 10N | 30N | 10 E | 10W | 25N | 03E |
| 09/12:00 | T ₄ | 10N | 30N | 10 E | 10W | 22N | 02E |
| 09/18:00 | T ₅ | 10N | 30N | 10 E | 10W | 22N | 02E |
| 10/00:00 | T ₆ | 10N | 25N | 5E | 15W | 17N | 08W |
| 10/06:00 | T ₇ | 10N | 25N | 5E | 15W | 17N | 08W |
| 10/12:00 | T ₅ | 10N | 25N | 5E | 15W | 17N | 08W |
| 10/18:00 | T ₉ | 10N | 25N | 5E | 15W | 17N | 08W |
| 11/00:00 | T ₁₀ | 5N | 25N | 0E | 20W | 15N | 10W |
| 11/06:00 | T ₁₁ | 5N | 25N | 0E | 20W | 15N | 10W |
| 11/12:00 | T ₁₂ | 5N | 25N | 0E | 20W | 15N | 12W |
| 11/18:00 | T ₁₃ | 5N | 25N | 0E | 20W | 15N | 14W |
| Saída da onda no Oceano Atlântico | | | | | | | |
| 12/00:00 | T ₁₄ | 5N | 25N | 5W | 25W | 15N | 15W |
| 12/06:00 | T ₁₅ | 5N | 25N | 5W | 25W | 15N | 16W |
| 12/12:00 | T ₁₆ | 5N | 25N | 5W | 25W | 15N | 17W |
| 12/18:00 | T ₁₇ | 5N | 25N | 5W | 25W | 15N | 17W |
| Intensificação da onda e transformação em TD | | | | | | | |
| 13/00:00 | T ₁₈ | 5N | 25N | 10W | 30W | 12N | 20W |
| 13/06:00 | T ₁₉ | 5N | 25N | 10W | 30W | 12N | 20W |
| 13/12:00 | T ₂₀ | 5N | 25N | 10W | 30W | 12N | 22W |
| 13/18:00 | T ₂₁ | 5N | 25N | 10W | 30W | 13N | 23W |
| Intensificação da TD e transformação no TS "Danielle" | | | | | | | |
| 14/00:00 | T ₂₂ | 5N | 25N | 15W | 35W | 13N | 24W |
| 14/06:00 | T ₂₃ | 5N | 25N | 15W | 35W | 13N | 25W |
| 14/12:00 | T ₂₄ | 5N | 25N | 15W | 35W | 14N | 26W |
| 14/18:00 | T ₂₅ | 5N | 25N | 15W | 35W | 14N | 27W |
| TS "Danielle" intensifica-se e transforma-se no furacão "Danielle" | | | | | | | |
| 15/00:00 | T ₂₆ | 5N | 25N | 20W | 40W | 14N | 30W |
| 15/06:00 | T ₂₇ | 5N | 25N | 20W | 40W | 14N | 31W |
| 15/12:00 | T ₂₈ | 5N | 25N | 20W | 40W | 15N | 32.7W |
| 15/18:00 | T ₂₉ | 5N | 25N | 20W | 40W | 15N | 34W |
| 16/00:00 | T ₃₀ | 5N | 25N | 25W | 40W | 16.4N | 35.4W |
| 16/06:00 | T ₃₁ | 5N | 25N | 25W | 40W | 17.2N | 36.3W |
| 16/12:00 | T ₃₂ | 5N | 25N | 25W | 40W | 18.2N | 37.7W |
| 16/18:00 | T ₃₃ | 5N | 25N | 25W | 40W | 19.7N | 38.6W |
| 17/18:00 | T ₃₄ | | | | | | |

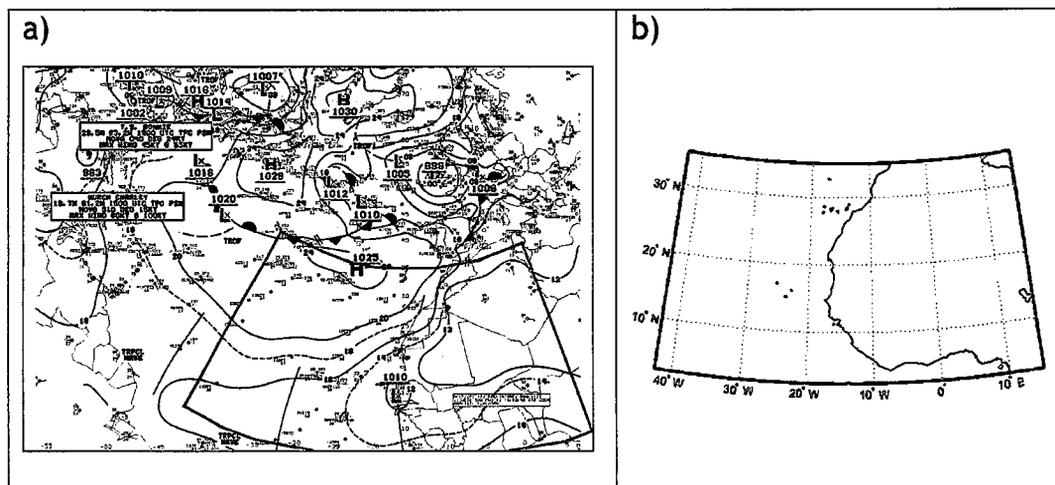


Figura 2.1 A região de estudo na malha de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ entre as latitudes de 0° e 37.5°N e as longitudes de 17.5°E e 45°W

2. INSTRUMENTOS UTILIZADOS

A principal ferramenta utilizada ao longo deste estudo e transversalmente às diferentes análises foi o software MATLAB (MATrix LABoratory), que foi por nós seleccionado, porque além de permitir a realização de cálculos e de programação, contém módulos de visualização gráfica possibilitando a elaboração de gráficos, tabelas e quadros com os dados obtidos dos cálculos efectuados. Está estruturado para usar um vasto conjunto de ficheiros, os M-files e possui os seus próprios M-files. Para a realização dos cálculos no presente estudo, foram programados vários códigos no formato M-files do tipo scripts e funções, os quais permitiram calcular os termos da equação de balanço da energia cinética na região de estudo. Para descodificar os dados de forma a serem usados no MATLAB, foi necessária a instalação de duas bibliotecas importantes, o pacote netcdf toolbox e o Mexcdf para MATLAB que contém os códigos que permitem a leitura destes ficheiros.

Sendo que as reanálises do NCEP se encontram em ficheiros de dimensão global, usámos os comandos NCO (netcdf operators) para extrair dos ficheiros netCDF os dados relativos a região em estudo.

2.1 Análise sinóptica do caso de estudo

Uma das componentes deste estudo é a análise sinóptica das fases de desenvolvimento da perturbação, com base nas cartas de superfície e nos mapas dos campos gerados com base nas reanálises do NCEP, a partir do software MATLAB. Esta análise foi complementada com as imagens de satélite tiradas do arquivo da EUMETSAT. Foram analisadas em pormenor as situações relativas, às 12:00UTC, no que se refere aos parâmetros que caracterizam a perturbação, ou seja, aos campos do vento, da temperatura e do geopotencial. Foi feita a análise da estrutura vertical e horizontal da perturbação nas diferentes fases de desenvolvimento.

Usámos também os campos da divergência horizontal e da vorticidade à superfície aos níveis de pressão de 850, 700, 600 e 500hPa gerados no GrADS ao analisar a estrutura sinóptica da perturbação e a sua variabilidade.

2.2 Análise das transformações energéticas

A outra componente, objectivo principal do presente estudo, é dedicada à análise das conversões energéticas no seio da perturbação, a partir da análise dos termos da equação de balanço de energia cinética. Nesta fase usámos exclusivamente as reanálises do NCEP referentes ao período em estudo. Os cálculos dos termos foram realizados com programas elaborados no Matlab. O método de diferenças finitas centradas (Anexo 3) foi utilizado para calcular todas as derivadas parciais. Os integrais foram calculados usando as regras de Simpson e dos trapézios (Anexo 3). Todos os campos foram definidos em coordenadas esféricas. A maioria dos termos da equação foi obtida directamente das variáveis definidas nos pontos da malha.

2.2.1 Equação de balanço da energia cinética

As equações de balanço da energia cinética do movimento médio e o do movimento perturbado são deduzidas a partir das equações primitivas do movimento.

As equações primitivas do movimento quasi-horizontal definidas em coordenadas esféricas no sistema p , com a coordenada velocidade vertical, ω , definida como $\omega = dp/dt$ (Saltzman B. 1957), são expressas nas suas componentes zonal e meridional por:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} = - \frac{\partial \phi}{\partial x} + fv + F_x \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} = - \frac{\partial \phi}{\partial y} - fu + F_y \quad (2.2)$$

onde x representa a direcção zonal, oeste - este, y representa a direcção meridional, sul - norte, t é o tempo, u e v são as componentes zonal e meridional do vector vento horizontal, ϕ representa o geopotencial, $f = 2\Omega \sin \varphi$ o parâmetro de Coriolis, e F_x e F_y são as componentes zonal e meridional da força de atrito respectivamente.

Multiplicando a equação (2.1) por u e a equação (2.2) por v , adicionando os dois resultados, e fazendo uso da equação de continuidade $\nabla \cdot \vec{V} + \partial \omega / \partial p = 0$, tendo em conta a definição de energia cinética total do movimento horizontal, por unidade de massa, $k = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$, obtém-se a equação da energia cinética para a corrente geral:

$$\frac{\partial k}{\partial t} = - \nabla \cdot \vec{V} k - \frac{\partial \omega k}{\partial p} - \vec{V} \cdot \nabla \phi - E, \quad (2.3)$$

onde E representa a taxa de dissipação da energia cinética, $\vec{V} = u\vec{i} + v\vec{j}$ (\vec{i} e \vec{j} são vectores unitários nas direcções este e norte) é o vector vento horizontal, $\nabla = i(a \cos \phi)^{-1} \partial / \partial \lambda + ja^{-1} \partial / \partial \phi$ é o operador gradiente, onde a representa o raio da terra.

Definindo o valor médio de uma variável arbitrária X , sobre um volume da atmosfera determinada pela área de análise A , limitada pelas superfícies isobáricas $p = p_1$ e $p = p_2$, como:

$$[X] = \frac{1}{gA} \int_{p_1}^{p_2} \int_A X dA dp, \text{ com } p_1 > p_2, \text{ a equação (2.3) pode transformar-se na}$$

seguinte equação:

$$\left[\frac{\partial k}{\partial t} \right] = -[\nabla \cdot \vec{V}k] - \left[\frac{\partial \omega k}{\partial p} \right] - [\vec{V} \cdot \nabla \phi] - [E] \quad (2.4)$$

Para uma região limitada, como a região utilizada no nosso estudo, um método conveniente de descrever as perturbações espaciais, é particionar a variável no seu valor médio $[X]$ e na componente perturbada X^* como:

$$X = [X] + X^* \quad (2.5)$$

Desta forma, a energia cinética específica das perturbações pode ser definida como (Kung 1975):

$$k_e = \frac{1}{2} (u^{*2} + v^{*2}) \quad (2.6)$$

Aplicando (2.5) às equações (2.1) e (2.2) depois de multiplicadas por $[u]$ e $[v]$ respectivamente obtêm-se a equação da energia cinética média; subtraindo esta equação de (2.4), vem a equação da energia cinética das perturbações.

$$\left[\frac{\partial k_e}{\partial t} \right] = -[\nabla \cdot \vec{V}k_e] - \left[\frac{\partial \omega k_e}{\partial p} \right] - \left[[u^* \omega^*] \frac{\partial [u]}{\partial p} + [v^* \omega^*] \frac{\partial [v]}{\partial p} \right] - [\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*] - [E^*] \quad (2.7)$$

Deve realçar-se que o balanço da energia cinética representado na equação (2.7) quando aplicado a uma perturbação ondulatória é uma componente do balanço da energia cinética descrito pela equação (2.4).

Nestas equações (2.4 e 2.7) os termos têm o significado seguinte:

Os termos $\left[\frac{\partial k}{\partial t} \right]$ e $\left[\frac{\partial k_e}{\partial t} \right]$, representam a taxa de variação média da energia

cinética na corrente geral e nas perturbações;

$-\left[\nabla \cdot \vec{V}k \right]$ e $-\left[\nabla \cdot \vec{V}k_e \right]$, representam a convergência dos fluxos horizontais de energia cinética e de energia cinética das perturbações para a região em estudo;

$-\left[\frac{\partial \omega k}{\partial p} \right]$ e $-\left[\frac{\partial \omega k_e}{\partial p} \right]$, representam a convergência dos fluxos verticais de

energia cinética na corrente geral e nas perturbações para o volume de atmosfera na região considerada;

$-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi \right]$ e $-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^* \right]$, representam as taxas médias de geração adiabática da energia cinética na corrente geral e no seio das perturbações;

e os termos $[E]$ e $[E^*]$ representam as taxas média de dissipação de energia cinética na corrente geral e nas perturbações.

Os termos que contém as divergências dos fluxos de energia cinética são os termos de transporte considerados como fontes externas de energia cinética, que é importada para a massa da atmosfera sobre a região em análise.

O termo $C = -\left[[u^* \omega^*] \frac{\partial [u]}{\partial p} + [v^* \omega^*] \frac{\partial [v]}{\partial p} \right]$, representa a taxa de conversão de

energia cinética média em energia cinética das perturbações, onde os termos

$-\left[u^* \omega^* \right] \frac{\partial [u]}{\partial p}$ e $-\left[v^* \omega^* \right] \frac{\partial [v]}{\partial p}$, medem separadamente as taxas de conversão

associadas as componentes zonal e meridional do movimento.

As quantidades $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi \right]$ e $-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^* \right]$ podem ser consideradas como fontes interna de energia cinética; estes termos medem a produção adiabática de

energia cinética, devida a aceleração ageostrófica do fluxo através das isohipsas, que corresponde ao abastecimento de energia cinética de reservatórios de energia potencial disponível na atmosfera devida à potência da força do gradiente de pressão; se o valor numérico deste termo é negativo significa que existe destruição adiabática de energia cinética que se converte em energia interna.

Os termos de geração podem ser ainda formulados de seguinte forma:

$$-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right] = -\left[\nabla \cdot \vec{V} \phi\right] - \left[\frac{\partial \omega \phi}{\partial p}\right] - [\omega \alpha] \quad (2.8)$$

e

$$-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right] = -\left[\nabla \cdot \vec{V}^* \phi^*\right] - \left[\frac{\partial \omega^* \phi^*}{\partial p}\right] - [\omega^* \alpha^*] \quad (2.9)$$

Os termos $-\left[\omega \alpha\right]$ e $-\left[\omega^* \alpha^*\right]$, representam a taxa de conversão da energia potencial disponível em energia cinética na corrente geral e no seio das perturbações;

Os termos $-\left[\nabla \cdot \vec{V} \phi\right]$ e $-\left[\nabla \cdot \vec{V}^* \phi^*\right]$, representam os fluxos de convergência horizontais da energia potencial, i.e., fluxos não convectivos de energia cinética para a região em estudo, associados ao trabalho das forças de pressão na fronteiras laterais do domínio considerado.

Os termos $-\left[\frac{\partial \omega \phi}{\partial p}\right]$ e $-\left[\frac{\partial \omega^* \phi^*}{\partial p}\right]$, representam os fluxos da energia potencial associados ao movimento vertical na base e no topo da região considerada. Estes termos de convergência do fluxo da energia potencial estão associados ao trabalho das forças de pressão nas fronteiras inferiores e superiores da região em estudo.

kung (1974), mostrou que os termos $-\left[\nabla \cdot \vec{V} \phi\right]$ e $-\left[\nabla \cdot \vec{V}^* \phi^*\right]$, nas regiões tropicais, podem ser determinados adequadamente com as seguintes expressões:

$$-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right] = -\left[\nabla \cdot \vec{V} \phi\right] - \left[\phi \nabla \cdot \vec{V}\right] \quad (2.10)$$

e

$$-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right] = -\left[\nabla \cdot \vec{V}^* \phi^*\right] - \left[\phi^* \nabla \cdot \vec{V}^*\right] \quad (2.11)$$

Os termos de dissipação de energia cinética média e perturbada, $[E]$ e $[E^*]$, envolvem todos os efeitos residuais de sub escala, e são calculados como termos residuais nas equações de balanço. As distribuições verticais destes termos segue muito perto a distribuição do termo geração adiabática de energia cinética, sendo conhecidos como os termos de sumidouro de energia cinética.

CAPITULO II. DESCRIÇÃO DOS DADOS

Os dados usados neste estudo são, respectivamente:

- 1) - Reanálises do NCAR/NCEP - National Center for Environmental Prediction e do National Center for Atmospheric Research, para o mês de Agosto de 2004.
- 2) - Cartas de análise sinóptica de superfície do NCDC - National Climatic Data Center, em Agosto de 2004.
- 3) - Imagens do satélite referentes aos dias de estudo.
- 4) - Dados de precipitação diária nas Ilhas de Cabo Verde referentes ao mês de Agosto de 2004.

Os dados das reanálises do NCEP/NCAR foram extraídas da página <http://www.cdc.noaa.gov/> e são disponibilizados pelo NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA.

As reanálises do NCEP/NCAR são dados armazenados em ficheiros com o formato netCDF, que é um formato binário, que contém as seguintes componentes: dimensões, variáveis e os atributos. As dimensões latitude, longitude, níveis verticais e tempo, servirão para definir as variáveis. Os ficheiros têm todos a extensão *.nc. Os ficheiros netCDF do NCEP apresentam uma resolução horizontal de 2.5° de latitude por 2.5° de longitude numa malha global de 144x73 pontos, de 90°N a 90°S e de 0°E a 357.5°W. A cobertura temporal é de 6 em 6 horas, e inclui 17 níveis de pressão na vertical: 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa.

Neste estudo faremos uso dos seguintes ficheiros netCDF do NCEP que contêm os seguintes dados diários definidos em 4 instantes temporais, de 6 em 6 horas: a temperatura do ar (T), as componentes zonal e meridional do vento (u) e (v), a altura geopotencial ϕ , a humidade específica (q), a velocidade vertical ómega (ω), todos definidos nos 10 primeiros níveis de pressão, de 1000hPa à 200hPa, assim como a pressão e a temperatura à superfície, definidos em todos os pontos da malha, de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, na região de estudo, entre as latitudes de 0° e 37.5°N e as longitudes de 17.5°E e 45°W (Figura 1).

As cartas sinópticas de análise de superfície disponíveis no NCDC são referentes à área que cobre a costa ocidental Africana e a todo o Atlântico tropical. Estas cartas estão disponíveis na Internet nas páginas do NCDC. Encontram-se no SRRS Analysis and Forecast Charts, com vários tipos de cartas, como as de altitude, de superfície, estado do mar e outros. Para este estudo extraímos as cartas do tipo “Atlantic Surface Analysis Preliminary”, que apresentam a análise sinóptica de superfície na região do Atlântico, de 6 em 6 horas, i.e., nas horas sinópticas das 00, 06, 12, e 18 horas UTC.

As imagens de satélites foram tiradas do arquivo histórico da galeria de imagens da EUMETSAT.

Os dados de precipitação diária observados nas ilhas de Cabo Verde durante o mês de Agosto de 2004 foram fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica de Cabo Verde.

PARTE 3 - APRESENTAÇÃO E ANÁLISE INTERPRETATIVA DOS RESULTADOS

Esta parte está estruturada em dois capítulos, nos quais serão apresentados e analisados bem como interpretados os resultados dos cálculos dos termos da equação de balanço de energia cinética referente aos dias em que a onda de leste está mais activa, i.e., serão analisadas as conversões energéticas que impulsionam o desenvolvimento, o enfraquecimento, a destruição da onda ou a transformação em outros sistemas sinóticos, durante os instantes identificados na análise sinótica.

Para compreender o papel que as transformações energéticas representam nos sistemas sinóticos é necessário proceder à classificação da estrutura sinótica da região em estudo. O primeiro capítulo será dedicado a análise da estrutura sinótica da onda em todos os instantes temporais, seguindo a evolução do seu desenvolvimento durante a propagação para oeste, na superfície, e na altitude, nos níveis de pressão de 850, 700, 600 e 500hPa, tendo como objectivo a descrição da estrutura da região de estudo.

No segundo capítulo, que contém o objectivo principal do estudo, serão realizadas as análises dos diversos campos e perfis verticais dos termos médios, bem como dos resultados numéricos obtidos a partir dos cálculos dos termos da equação de balanço de energia cinética da corrente geral e das perturbações, para as diferentes fases do desenvolvimento da onda. Por ultimo procedemos à análise do balanço da energia cinética obtido para a região de estudo.

CAPÍTULO I: ANÁLISE DA ESTRUTURA SINÓPTICA

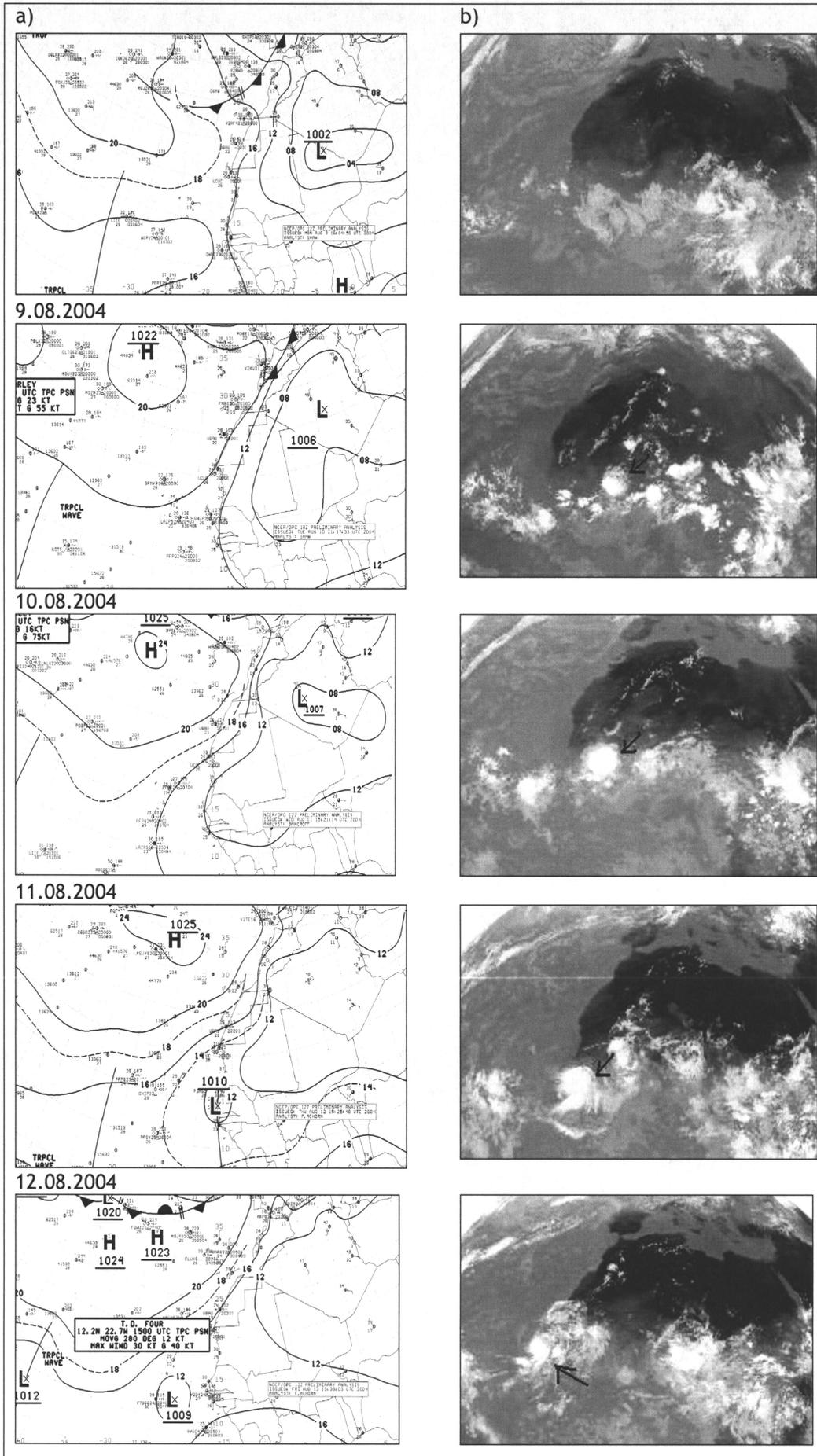
1.1 ANÁLISE À SUPERFÍCIE

A análise da estrutura sinóptica à superfície das diferentes fases de desenvolvimento da onda de leste, é feita principalmente nas cartas sinópticas de superfície, no período desde a sua detecção sobre o continente Africano, até se transformar num ciclone tropical no oceano Atlântico, de 8 a 17 de Agosto de 2004. Nessas cartas, e apesar de apresentarem com rigor a análise sinóptica, os dados observacionais só se encontram representados sobre o oceano e na costa ocidental do referido continente, pelo que recorreremos aos dados das reanálises do NCEP para procedermos à análise sobre o continente propriamente dito. Com o software GrADs gerou-se campos de determinados parâmetros, tais como o de temperatura à superfície, da pressão ao nível médio do mar, do vento, da divergência e da vorticidade. Assim foi possível identificar e caracterizar a perturbação à superfície, bem como seguir os diferentes estágios de desenvolvimento da onda, que deverá atingir a intensidade máxima junto a costa Ocidental da África quando entra no Oceano Atlântico (Reed et al., 1977, Burpee et. al., 1972,1974). Deste modo o método utilizado para a determinação do local de origem da onda não foi exacto, limitando-nos a identificação da região onde se desenvolvia a perturbação, com as análises dos campos de pressão e de temperatura à superfície, pois que segundo Burpee (1974), estas perturbações à superfície são identificadas por uma região de baixas pressões orientada na direcção este-oeste próxima da latitude de 20°N.

Dos instantes temporais definidos nos capítulos anteriores para o período considerado, escolheu-se para a análise os seguintes, onde foi possível identificar a presença da onda nas cartas de superfície: os instantes temporais T4, T9, T12, T16, T20, T24, T28 e T31, correspondentes aos dias de 9 a 16 de Agosto de 2004, os quais encontram-se especificados na Tabela 2.1, da parte 2 do estudo (pag.36). Quase todos os instantes correspondem a hora sinóptica

de 12:00UTC, com exceção dos dias 10, em que T9 corresponde as 18:00UTC, e no dia 16 em que T31 corresponde as 06:00UTC.

A figura 3.1 expõe a sequência das cartas de superfície entre às 12:00UTC do dia 9 de Agosto de 2004 e às 06:00UTC do dia 16 de Agosto de 2004, e as correspondentes imagens do satélite da EUMETSAT, no canal infra-vermelho. Nestas imagens é possível identificar um sistema organizado de nuvens sobre o continente Africano a sul do Sahara, deslocando-se para o oeste entre as latitudes de 15°N e 18°N. Nas cartas de superfície e nas imagens do satélite, este sistema de nuvens convectivas associados ao vale depressionário ao sul do Sahara, desenvolve-se e intensifica-se enquanto se desloca sobre o continente, e atinge a amplitude máxima ao atravessar a costa ocidental Africana para o oceano Atlântico. Ao sul das Ilhas de Cabo Verde transforma-se numa depressão tropical. Segundo os dados fornecidos pelo INMG, nesses dois dias, 13 e 14 de Agosto de 2004, observou-se alguma precipitação que ocorreu em quase todas as ilhas, com maior intensidade nas ilhas do Sul (Anexo II). Identificados no Atlântico como furacões, a depressão tropical propaga-se no Atlântico onde ganha energia, e no dia 15 às 12:00UTC, a intensidade do vento à superfície atingiu a velocidade máxima de 70 nós, quando se localizava à 15°N e 32.7°W, com a pressão mínima no centro de 1010hpa adquirindo a categoria de um furacão.



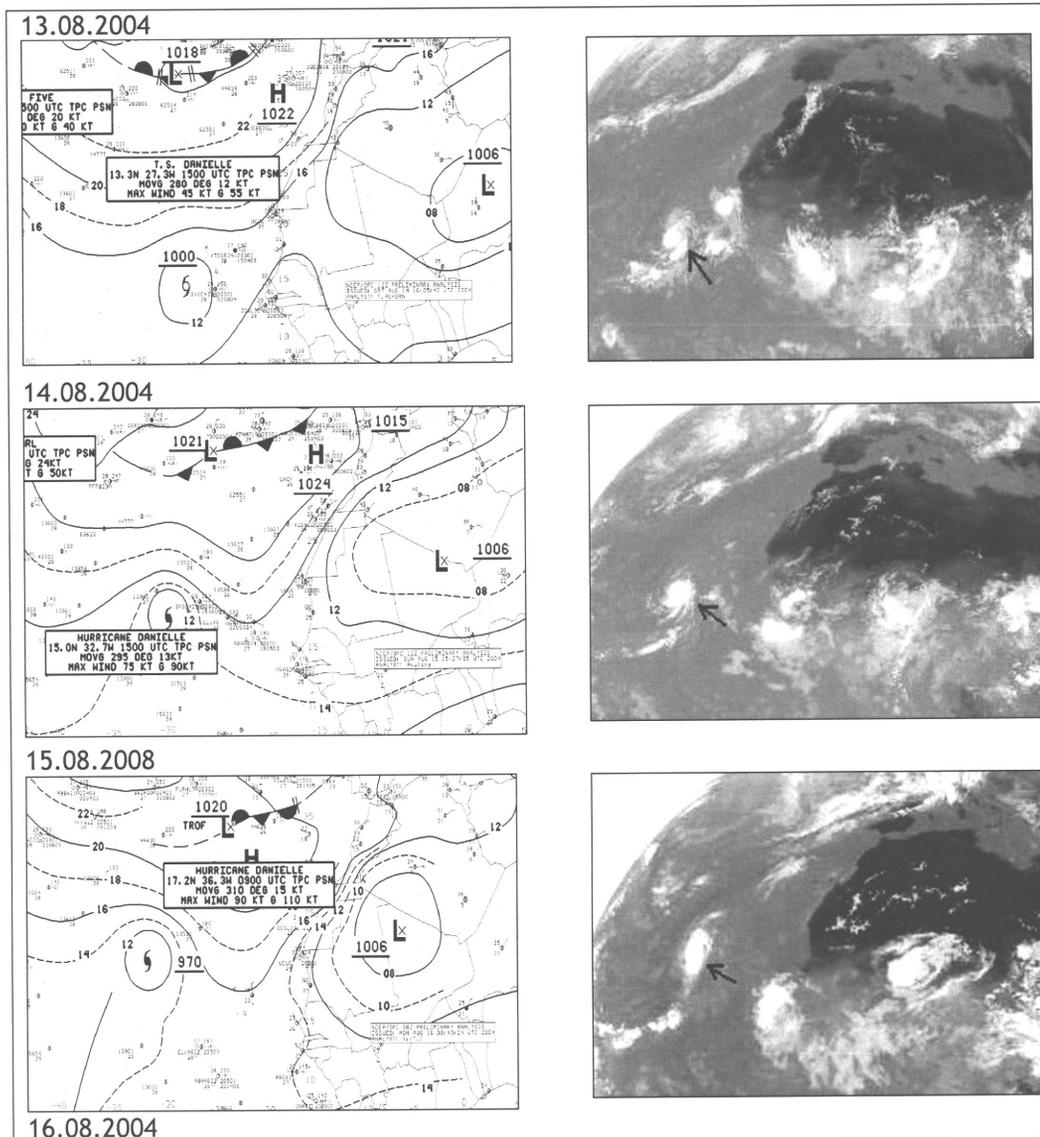


Figura 3.1 Desenvolvimento sequencial da onda de leste nas cartas sinópticas de superfície(a) e nas imagens de satélite (b) de 9 a 16 de Agosto de 2004

No instante inicial T4, o campo de pressão à superfície apresenta as configurações típicas da região nesta época do ano, com uma baixa térmica sobre o Sahara, que se estende sobre todo o Norte de Africa, e o Anticiclone de Açores sobre o Atlântico um pouco deslocado para o Norte. A sul do Sahara nota-se um vale pouco pronunciado na direcção sudoeste que se desenvolve nos dias seguintes. Este vale depressionário bem definido nos campos de temperatura e pressão à superfície (Figura 3.2), coincide com a região onde se observam fortes gradientes de temperatura, indicando a existência de uma zona de forte baroclinicidade a sul do deserto Sahara (Burpee, 1972; Reed et.

al., 1977), supondo-se que seja a região propícia para a formação da onda de leste, ou da intensificação de uma onda já formada.

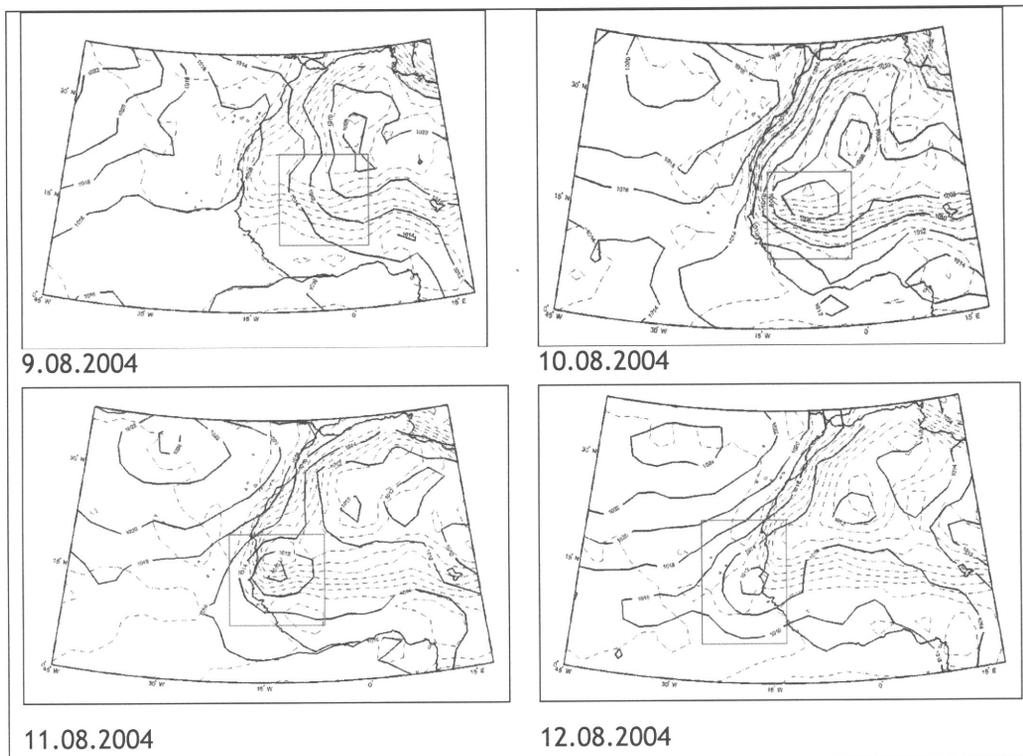


Figura 3.2 Campos de pressão (hPa) e temperatura (K) à superfície no período de 9 a 12 de Agosto de 2004; ---- temperatura; ____ pressão

1.1.1 Campo de vento à superfície

Tendo sido identificada a região onde provavelmente se desenvolve a perturbação junto à superfície, procedeu-se a análise da estrutura dinâmica da onda, tomando em consideração os campos de vento, da divergência e da vorticidade, gerados com as reanálises do NCEP à superfície.

A evolução do vento à superfície durante a propagação da onda para o oeste, está representada na figura 3.3. Para efeito de análise, escolheu-se seis instantes temporais de T4 à T24, que corresponde aos dias de 9 a 14 de Agosto, às 12:00UTC, definidos na parte 2 do estudo. O campo de vento à superfície, mostram grande instabilidade no regime dos ventos de nordeste e

de leste. A presença dos ventos de sul e de sudoeste é notada durante todo o período, evidenciando a entrada dos ventos da monção Africana na região central e ocidental do continente Africano.

No dia 9 de Agosto às 12:00UTC, observa-se uma linha de confluência dos ventos de sul e sudoeste com os ventos de norte e noroeste, que se estende na direcção quase-zonal, ao longo da latitude de 12°N, entre 0°E e 12°W, que se transforma num vórtice ciclónico no dia 10 às 12:00UTC, com um centro de circulação ciclónica centrado a 15°N e 5°W. A linha de confluência deslocou-se para norte com a intensificação da penetração dos ventos de sul e de sudoeste. O núcleo de circulação ciclónica desloca-se para o oeste e atinge a intensidade máxima, com a categoria de uma depressão tropical, no oceano Atlântico ao sul do Arquipélago de Cabo Verde, no dia 14 de Agosto.

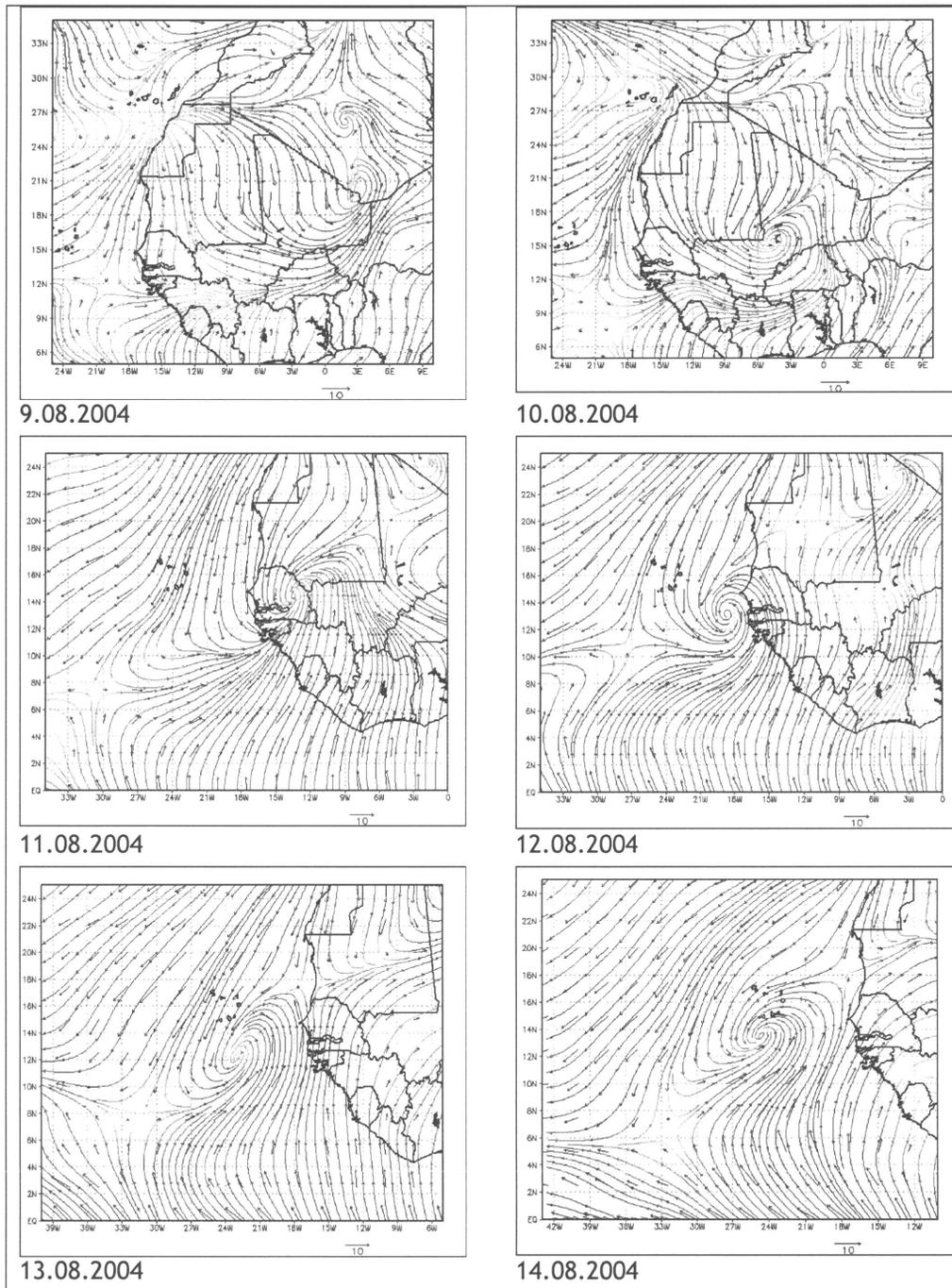
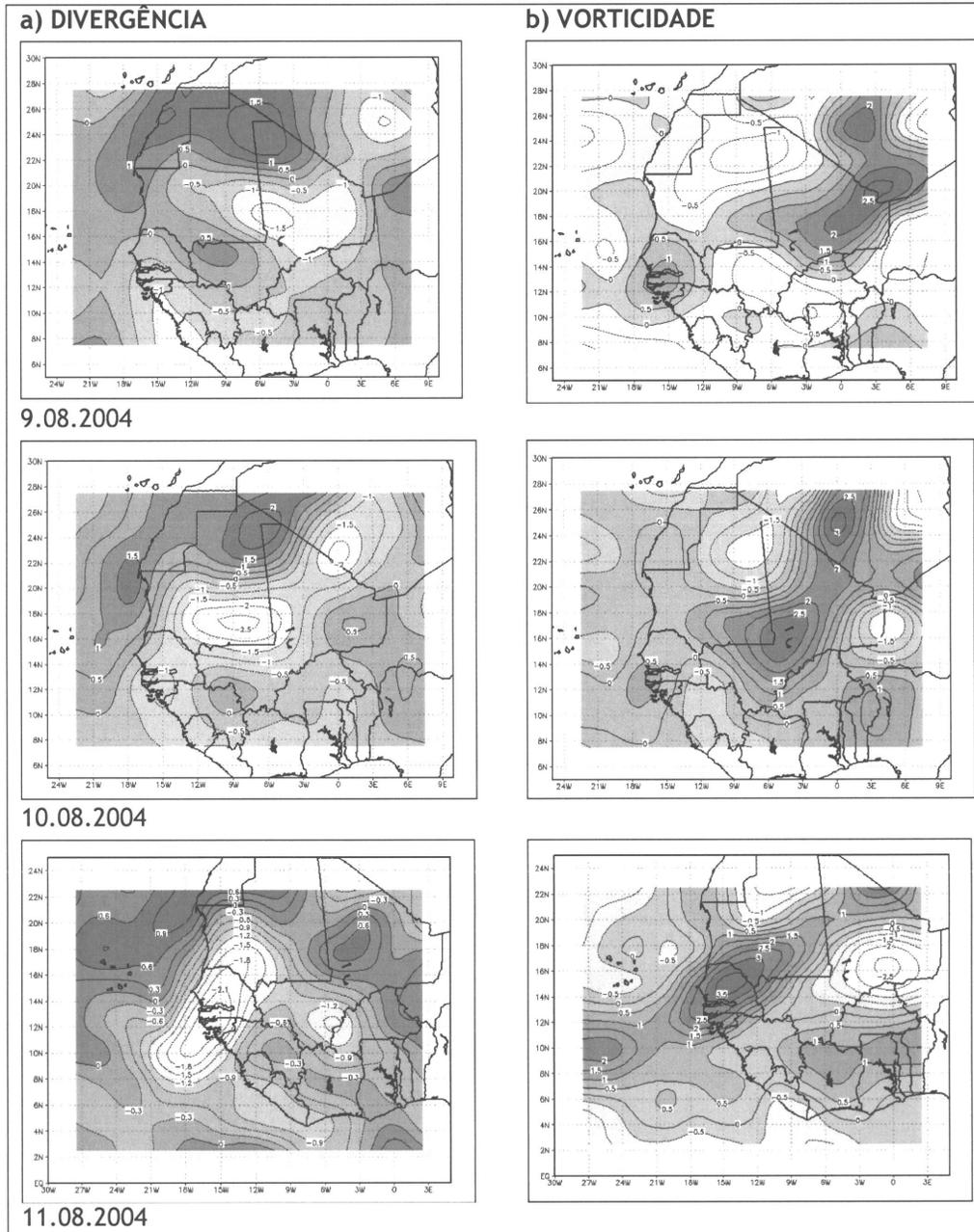


Figura 3.3 Campo do vento horizontal ($m.s^{-1}$) e as linhas de corrente à superfície, de 9 a 14 de Agosto, às 12:00UTC

1.1.2 Campo de divergência e vorticidade a superfície

As análises anteriores indicam que a região apresenta condições próprias para o desenvolvimento de sistemas instáveis, tais como, fortes gradientes de temperatura, linhas de confluência e circulação ciclônica a sul do Sahara.

Estas características instáveis são confirmadas na análise dos campos da divergência e da vorticidade representadas na figura 3.4. Os núcleos de divergência e convergência observados correspondem às configurações ciclônicas e anticiclônicas nos campos de vento nos respectivos instantes temporais.



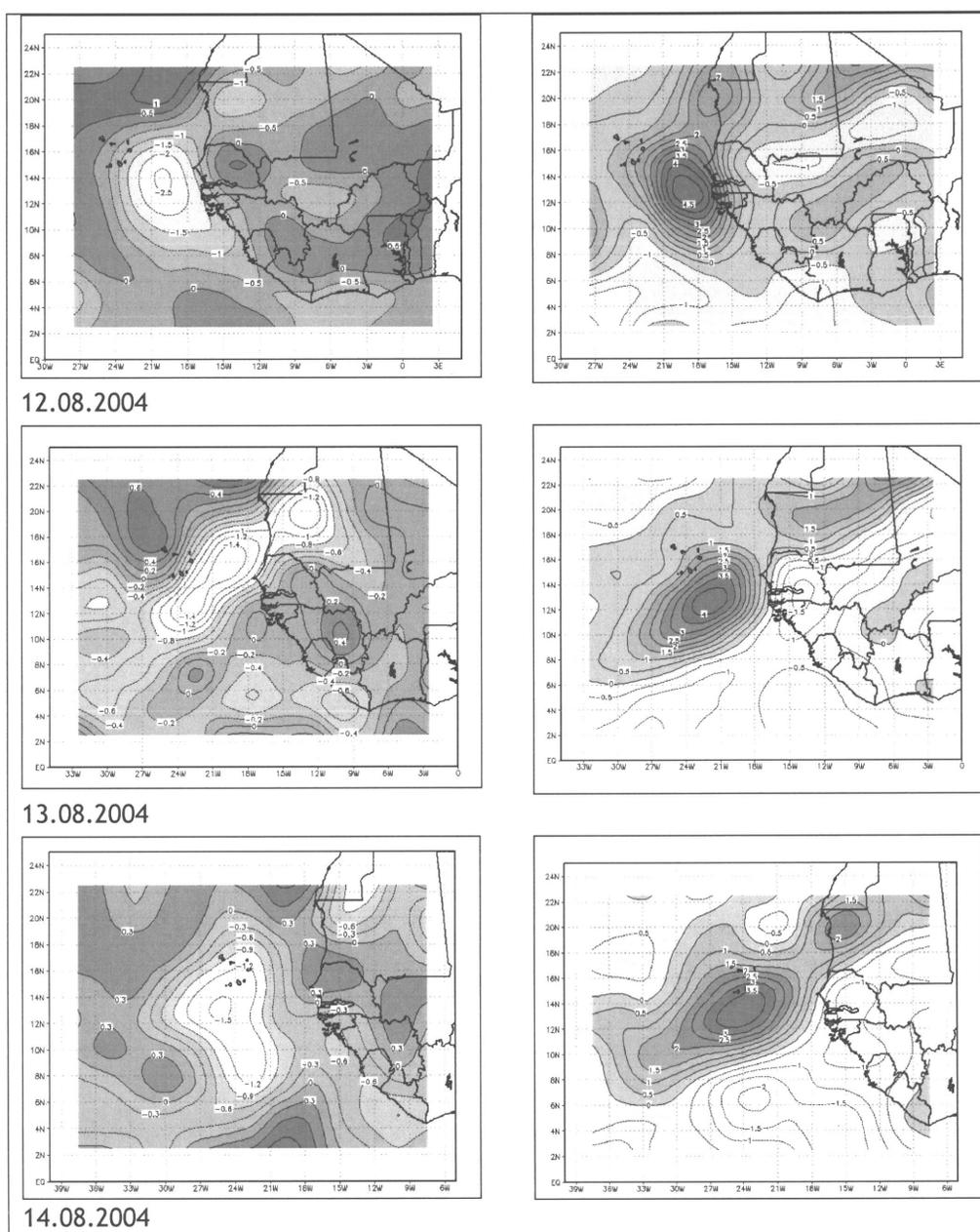


Figura 3.4 Campos da divergência em $10^{-6} s^{-1}$ (a) e vorticidade em $10^{-5} s^{-1}$ (b), à superfície no período de 9 a 14 de Agosto de 2004, às 12:00UTC.

A sequência dos campos analisados indica a existência de uma certa correlação entre os núcleos de convergência e os núcleos da vorticidade positiva (cyclônica), que coincidem com as regiões de circulação que intensificam ao longo do tempo.

A presença de um núcleo de convergência e de vorticidade positiva a sul do Sahara, embora não intensos, indicam a existência de movimentos verticais ascendentes na região. Esta região está associada à parte norte da ZCIT, zona de forte convergência à superfície, mas pouca ou inexistência de precipitação

que se deve ao facto de o ar ser extremamente seco junto a superfície, verificando-se deste modo a ausência de nuvens na região no dia 9 de Agosto. No dia 11, com a penetração do vento de sul e sudoeste trazendo ar mais húmido, observa-se a formação de nuvens convectivas bem organizadas na região. Estes núcleos de divergência negativa e vorticidade ciclónica, em geral, e de acordo com Burpee (1972,1974) encontram-se na parte leste ou abaixo do eixo do vale da onda, em que à superfície é acompanhada de aguaceiros fortes e tempestades. Podemos verificar que, em ambos os campos de divergência e de vorticidade, o valor máximo é atingido junto à costa ocidental Africana e quando entram no oceano, à sul das Ilhas de Cabo Verde. Com a transformação da onda no ciclone tropical, observa-se que os núcleos de forte intensidade se propagam de forma isolados no oceano Atlântico para o oeste.

Da análise geral dos campos do vento, da divergência e da vorticidade, associados às análises das cartas sinópticas à superfície e às imagens de satélite, verifica-se que a onda tem maior expressão ao atingir a costa Atlântica da Africa Ocidental. A região onde a onda se desenvolveu apresenta as seguintes características que garantem o desenvolvimento da onda e a sua transformação no ciclone tropical no Atlântico:

- a génese das ondas está associada a uma vasta região onde predomina a divergência negativa, i.e., de forte convergência à sul do Sahara;
- a existência de fortes gradientes de temperatura à superfície na região, i.e., desenvolve-se numa região de forte baroclinicidade;
- a penetração de ventos húmidos do sul e do sudoeste na baixa troposfera na região e para o centro do continente Africano;

1.2 ANÁLISE EM ALTITUDE

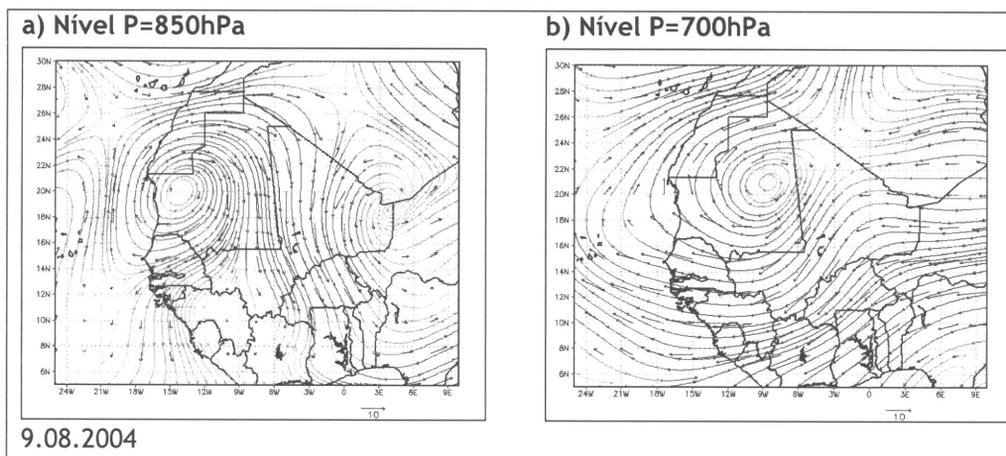
Sendo um sistema sinóptico que se forma e se desenvolve na baixa e média troposfera, estas perturbações são geralmente bem definidas na superfície isobárica de 700hPa, na zona do cisalhamento dos ventos de leste abaixo do JAL, que se encontra durante o verão do hemisfério norte localizado aproximadamente nos 600hpa. A análise da estrutura da onda na baixa e média troposfera mostra-nos alguns aspectos do comportamento da onda.

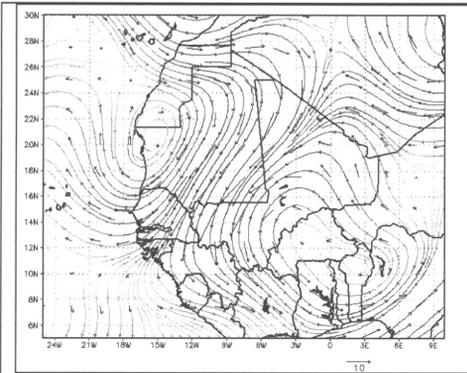
A análise da estrutura sinóptica na altitude será feita em níveis de pressão seleccionados para os diferentes campos de vento, da temperatura, do geopotencial, da divergência e da vorticidade, tanto na horizontal como na vertical.

1.2.1 Estrutura horizontal

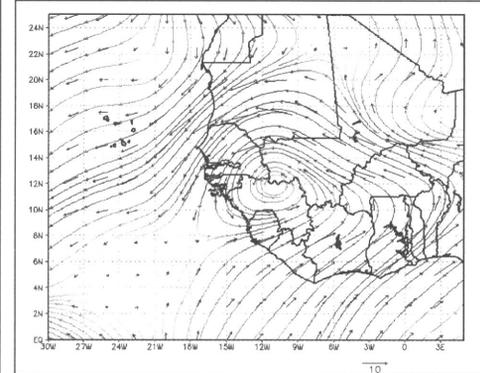
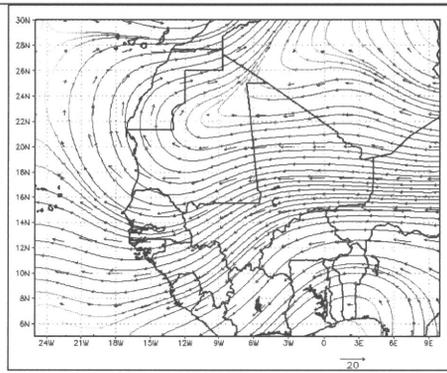
1.2.1.1 *Campo do vento*

Para a análise do campo do vento na horizontal seleccionou-se os níveis de 850 e 700hPa representados na Figura 3.5, para os dias 9, 10, 11,12,13 e 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC.

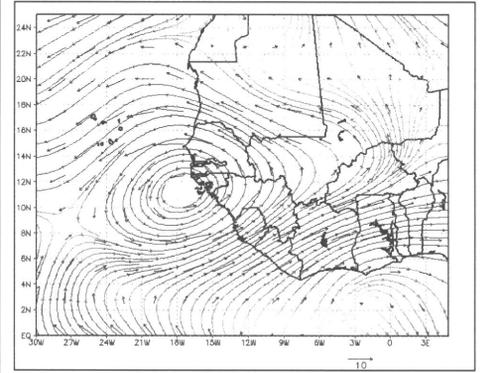
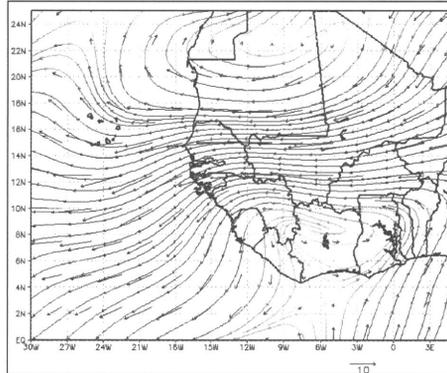




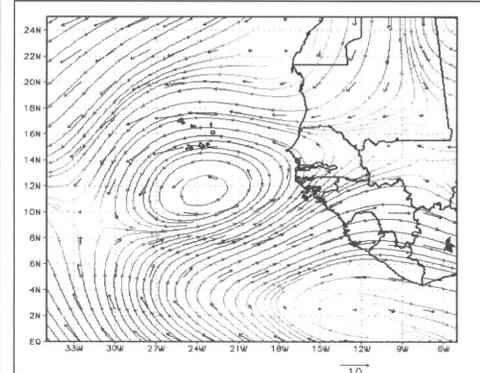
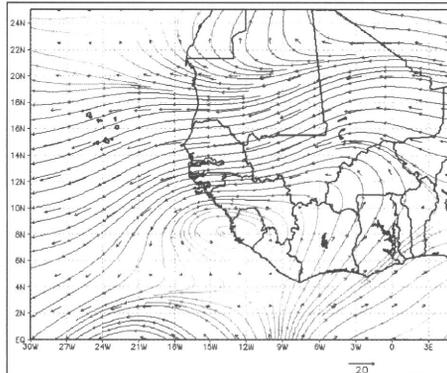
10.08.2004



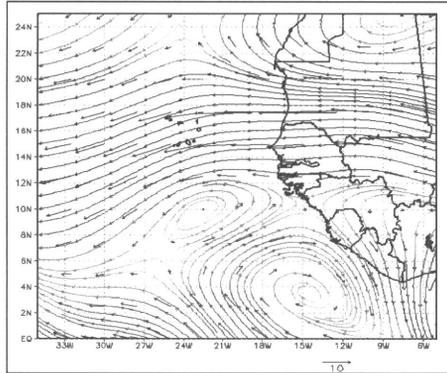
11.08.2004



12.08.2004



13.08.2004



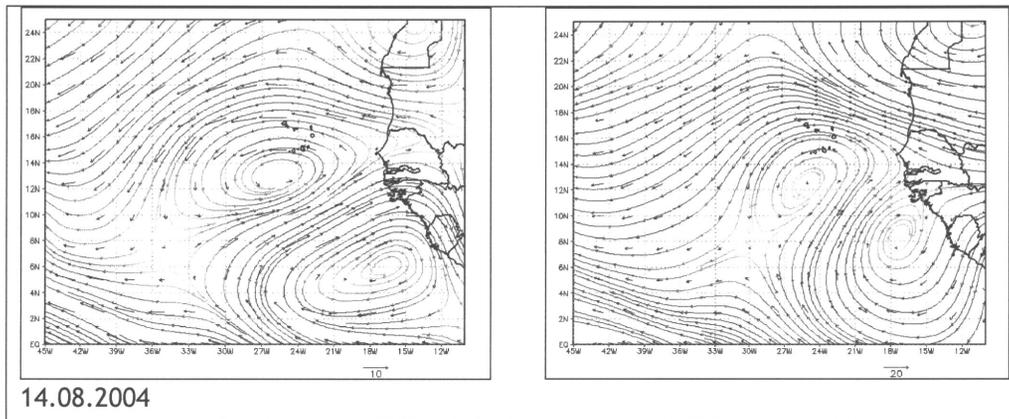


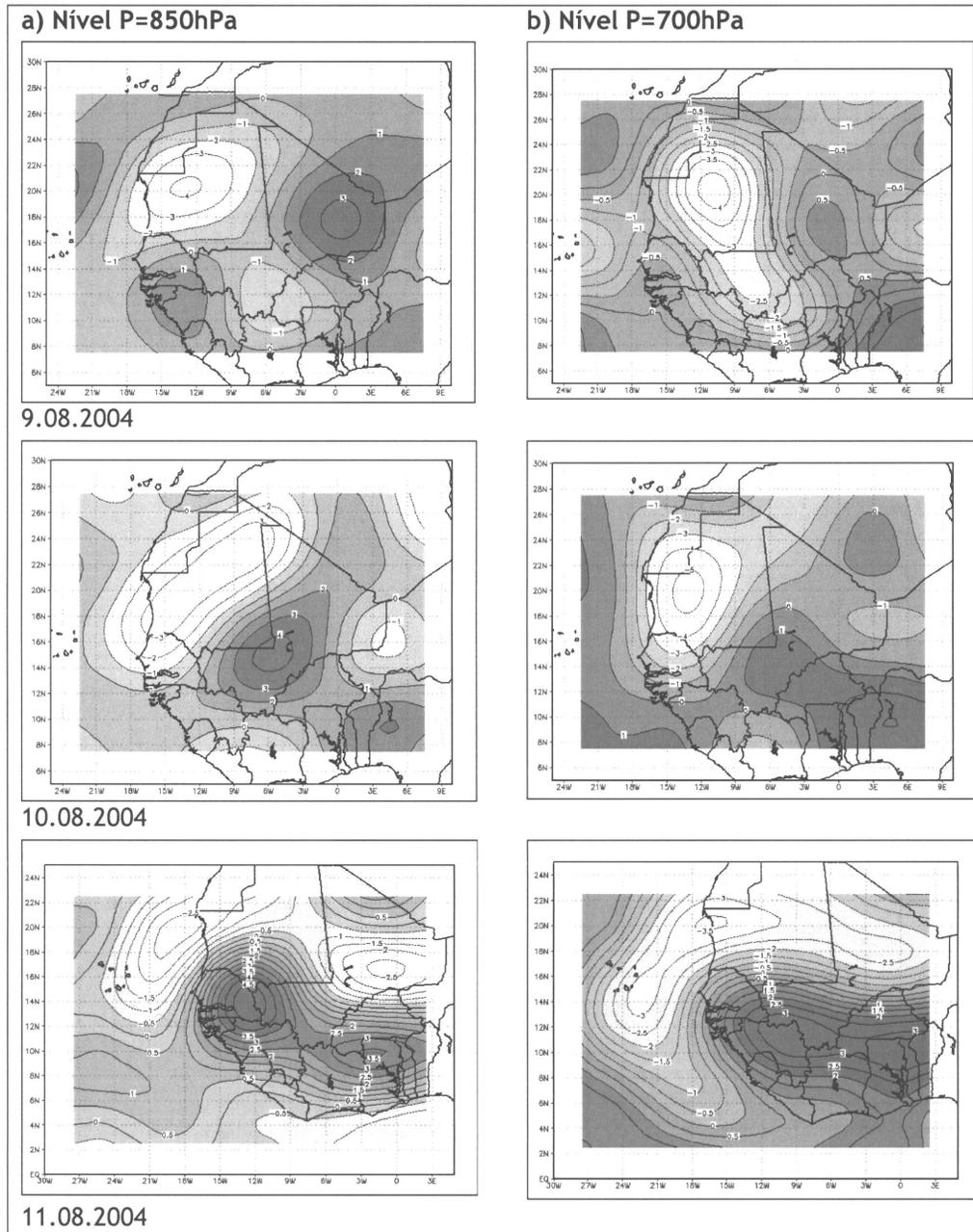
Figura 3.5 Campos do vento horizontal ($m.s^{-1}$), e linhas de corrente, nos níveis de 850hPa (a) e de 700hPa (b).

No nível de pressão de 850hPa, o fluxo está definido por dois núcleos de circulação dispostos em paralelo, uma de circulação ciclónica situada sobre o deserto Sahara e o núcleo de circulação anticiclónica junto à costa ocidental Africana, e entre estes núcleos observa-se uma zona de confluência de ventos de norte sobre o meridiano de $5^{\circ}W$. Esta configuração mantém-se no dia seguinte, com a posição dos núcleos a deslocarem-se no sentido dos ponteiros de relógio, ficando a circulação ciclónica situada mais para o sul, e a zona de confluência inclinada no sentido sudoeste nordeste desde $15^{\circ}W$ a $6^{\circ}W$ aproximadamente. No nível de 700hPa, a circulação de leste é mais uniforme, mas observa-se entre as latitudes de $8^{\circ}N$ e $20^{\circ}N$ uma ligeira ondulação no fluxo. A posição da onda só é bem definida a partir do dia 11 de Agosto. Aos 850hPa a perturbação é identificada como um centro de circulação ciclónica bem definida, situada um pouco a sudoeste da zona de confluência observada à superfície. No nível de 700hPa a perturbação está definida como o vale de uma onda aberta. Verifica-se a sua intensificação nestes dois níveis ao deslocar-se para o oeste, onde no dia 12 ao atingir a intensidade máxima, é possível observar uma pequena inclinação do eixo da onda na direcção este oeste, ao contrário dos resultados anteriores (Burpee, 1974) em que o eixo da onda tinha uma inclinação nordeste sudoeste, mas que é consistente como os resultados de Reed et al. (1977). No oceano, verificámos a transformação do vale da onda num centro de circulação ciclónica profundo e definido desde a superfície e em quase toda a troposfera.

1.2.1.2 Campos de divergência e vorticidade

Os campos de vorticidade e de divergência são também analisados nos dois níveis de pressão de 850 e 700hPa.

Os campos de vorticidade estão apresentados na figura 3.6.



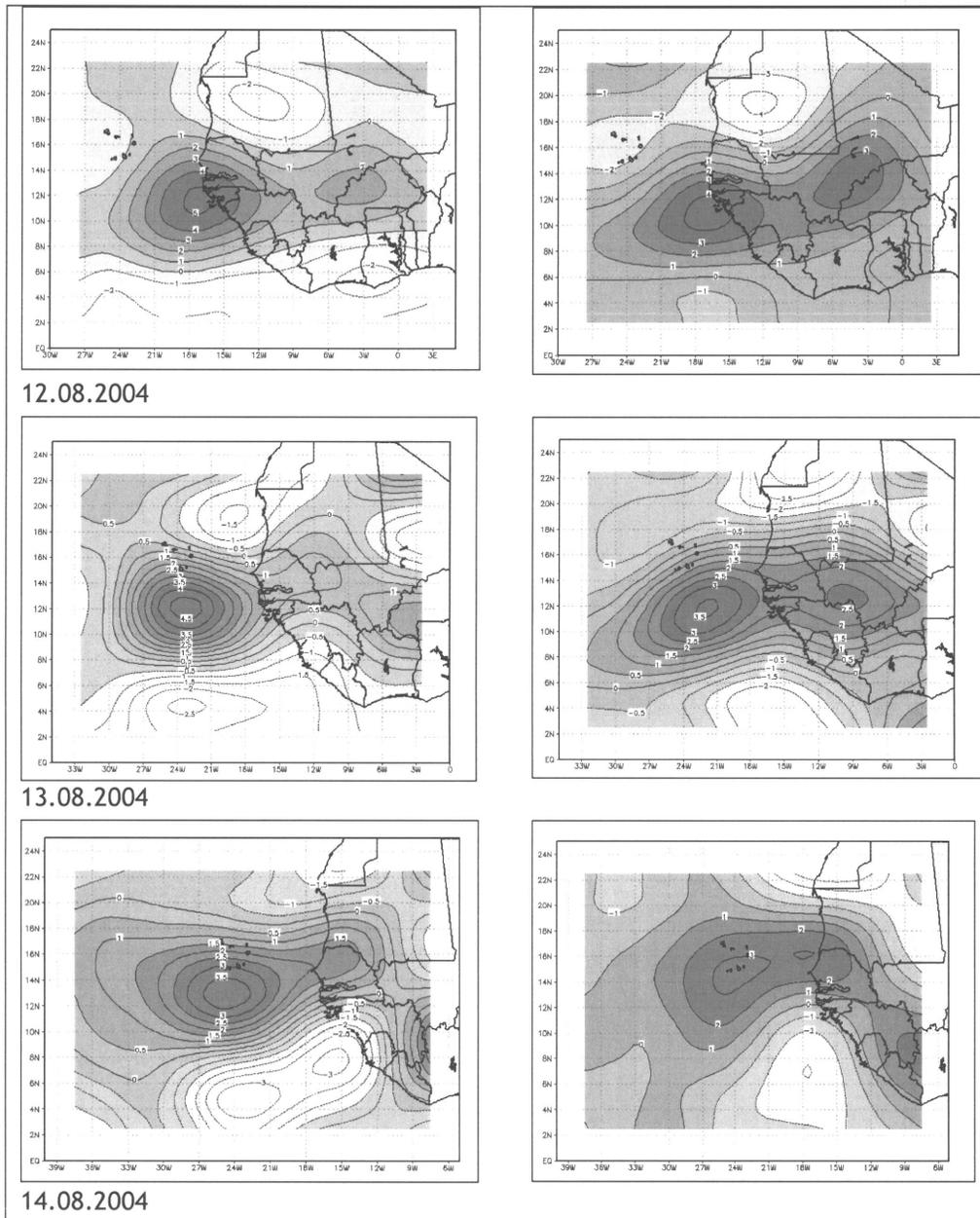
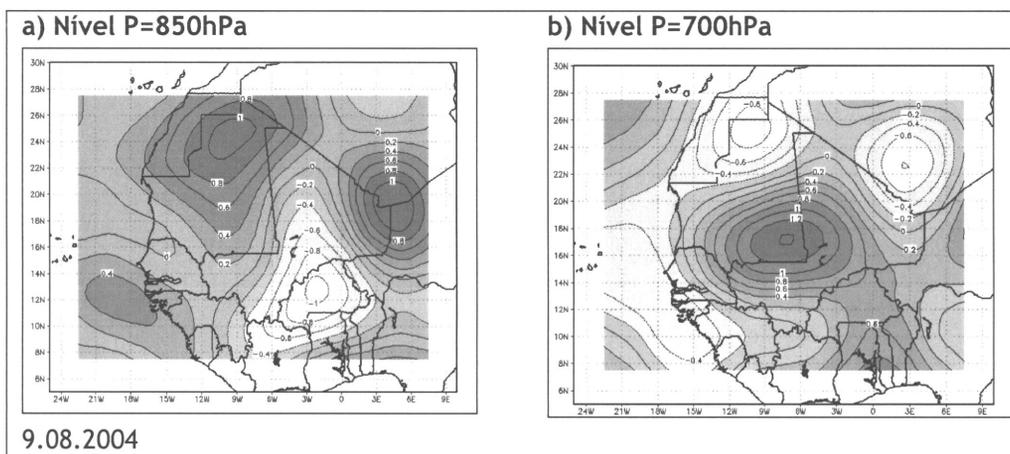


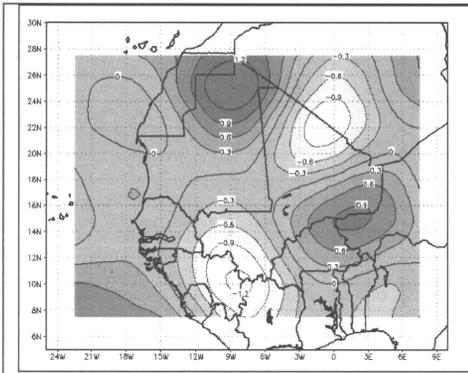
Figura 3.6 Campos da vorticidade nos níveis de 850hPa(a) e 700hPa (b), no período de 9 a 14 de Agosto de 2004, às 12:00UTC.

Os campos de vorticidade em ambos os níveis considerados apresentam núcleos com máximos positivos da vorticidade que se encontram com uma ligeira inclinação para o norte em relação aos núcleos observados nos níveis isobáricos na baixa troposfera. Isso demonstra a presença de circulação do tipo ciclónico, que acompanha o deslocamento da onda. Nos dias 12 e 13, observámos uma vasta zona de vorticidade positiva entre as latitudes de 8° e 12°N que se estende de 5°E a 25°W com dois núcleos de vorticidade máxima, uma sobre o continente e outro sobre o oceano a sul das Ilhas de Cabo Verde.

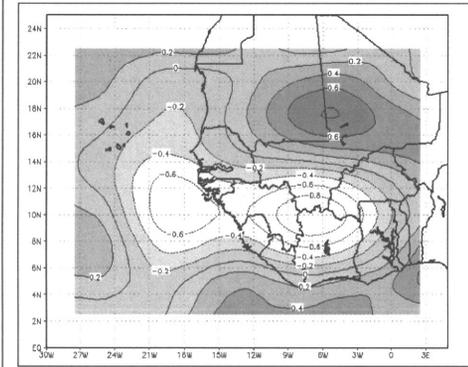
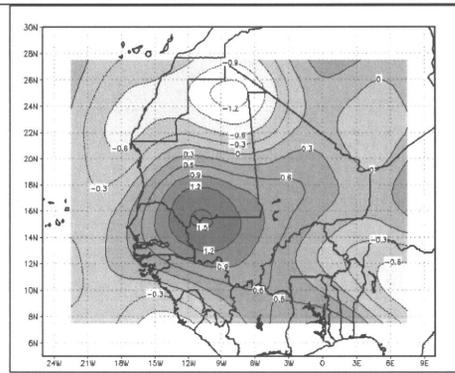
O ‘mosaico’ nos campos de vorticidade e divergência mostram a alternância das zonas de convergência e de divergência, que estão relacionados com a posição do vale e da crista da onda.

De acordo com os estudos de Burpee (1972) e Reed et al. (1977), a circulação ciclônica encontra-se antes do eixo do vale da onda e um pouco à frente, enquanto que junto a crista a circulação é anticiclônica. Podémos verificar que nos campos de divergência (Figura 3.7), no primeiro instante o núcleo de convergência no nível de 850hPa encontra-se bem definido na região à sul do deserto Sahara, enquanto que ao nível dos 700hPa, observa-se a divergência. Nos outros instantes o cenário se repete, com os núcleos de convergência no nível de 850hPa a corresponderem à núcleos de divergência no nível de 700hPa, com excepção dos dias 13 e 14 de Agosto, nas quais a convergência está definida até o nível de 700hPa. A existência de convergência no campo de divergência na superfície de 700hPa é um índice da intensificação da convergência nos níveis mais altos. Essa intensificação provocou um desenvolvimento extraordinário da onda, atingindo a amplitude máxima, que provocou o colapso da onda junto ao vale, originando a formação de um vórtice ciclônico, destruindo o modelo da onda. Este vórtice intensifica-se e transforma-se numa depressão tropical, que se propaga para o oeste, transformando-se nos dias seguintes num ciclone tropical.

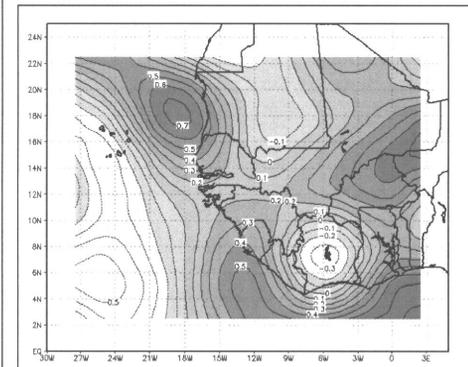
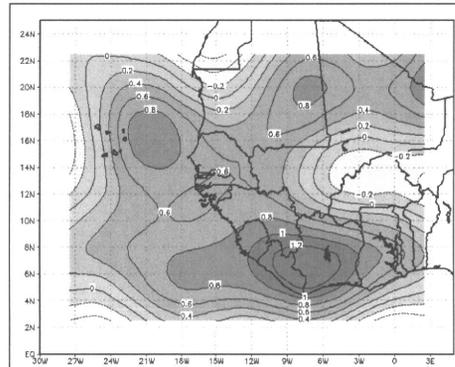




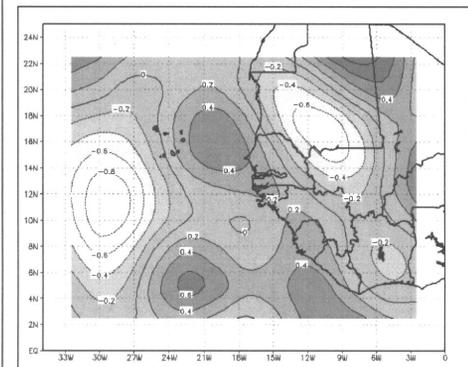
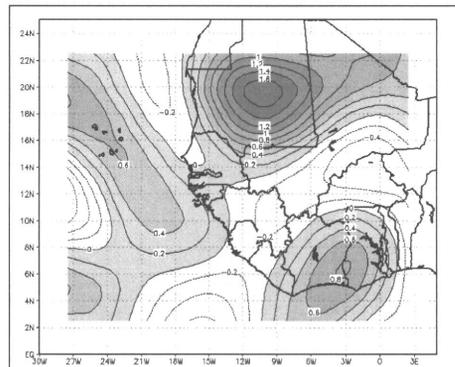
10.08.2004



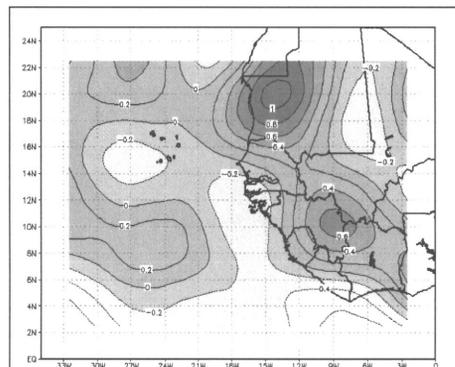
11.08.2004



12.08.2004



13.08.2004



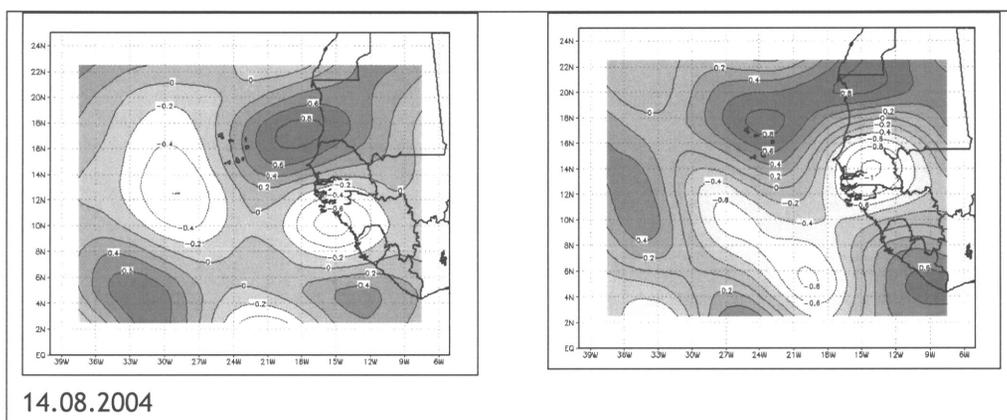
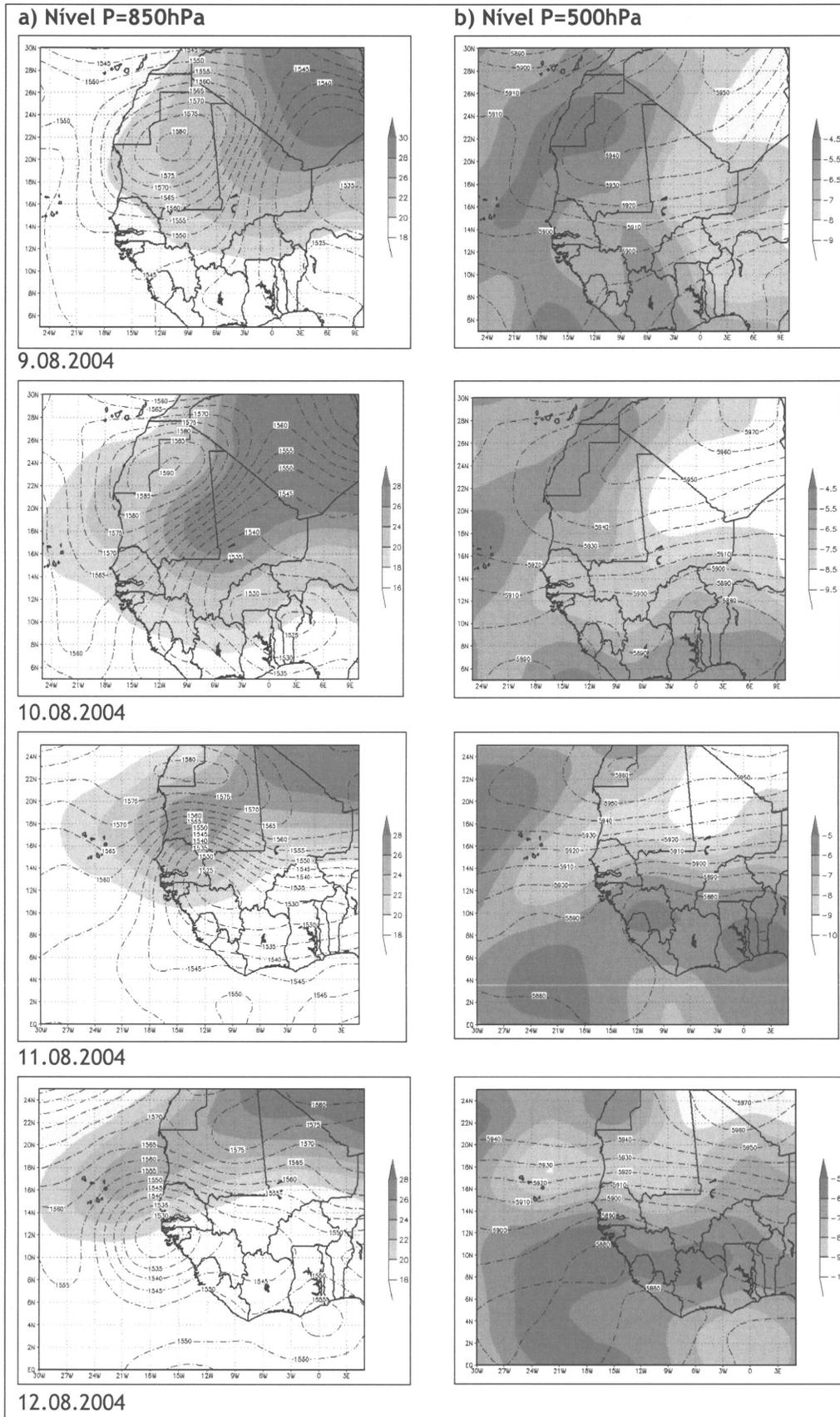


Figura 3.7 Campos da divergência em 10^{-6} s^{-1} nos níveis de 850hPa(a) e 700hPa (b), no período de 9 à 14 de Agosto de 2004, às 12:00UTC.

1.2.1.3 Campos da temperatura e da altura do geopotencial

Os campos de temperatura e geopotencial apresentados na figura 3.8 são observados nos níveis de 850 e 500hPa. Nos níveis de 800hPa ainda se observa o forte gradiente meridional de temperatura, e na região onde se desenvolve a onda. Verificámos que a advecção de ar húmido e fresco de sul nos 850hPa na região a sul do Sahara intensifica-se durante o período de estudo, empurrando o núcleo de ar quente e seco mais para norte. Na superfície de 500hPa sobre a região de estudo observa-se zonas de advecção de ar relativamente quente.

A advecção horizontal de temperatura na média troposfera e o forte gradiente meridional de temperatura indicam a existência do cisalhamento vertical do vento da temperatura. No dia 12 de Agosto a onda atinge a intensidade máxima junto à costa, e no nível de 850hPa está definida como um centro de baixas pressões na qual se observa a advecção de ar mais quente e seco do Sahara a norte, e a sul advecção de ar menos quente e húmido do oceano. Mais acima no nível de 500hPa é bem definida a advecção de ar frio. Quando se dá o colapso da onda, o centro de baixas pressões separa-se da onda e propaga-se no oceano para o oeste, apresentando menos contraste de temperatura nas duas superfícies consideradas, indicando que passou a desenvolver em condições atmosféricas mais aproximadas da barotrópica.



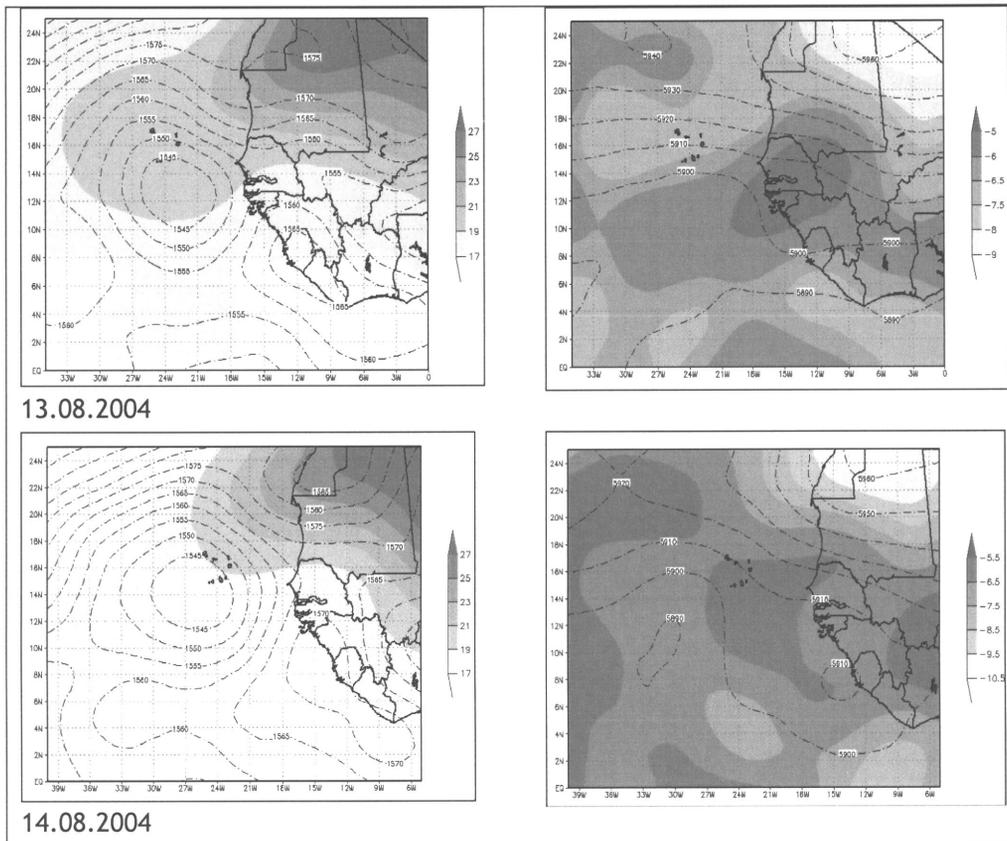


Figura 3.8 Campos da temperatura (K) e da altura do geopotencial (m), nos níveis de 850hPa(a) e 500hPa (b), no período de 9 a 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

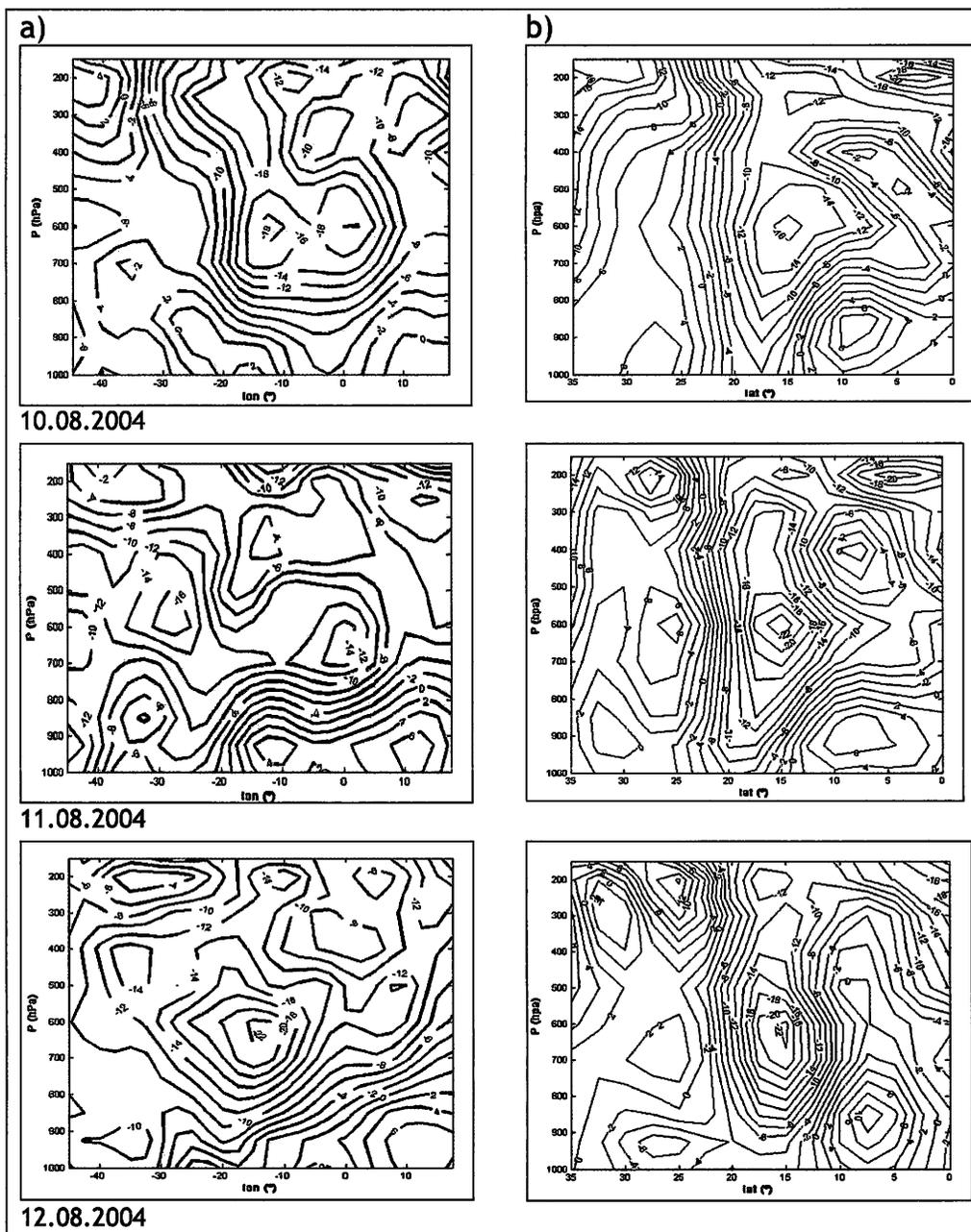
1.2.2 Estrutura vertical

A análise da estrutura vertical da região onde se desenvolve a OLA, foi feita através das secções longitudinais e latitudinais das componentes zonal e meridional do vento, u e v , e de ómega, a velocidade vertical.

As secções longitudinais são feitas na latitude de 15°N, seguindo a trajectória média da onda quando se propaga para oeste, e as secções meridionais são feitas segundo a localização da onda nos instantes escolhidos para a análise, i.e., nas longitudes 5°, 7.5°, 12.5°, 15°, 17.5° e 20°W dos dias 9 a 14 de Agosto às 12:00UTC.

O vento zonal representado na figura 3.9 apresenta alguns máximos distintos, sendo o de leste mais intenso, localizado no nível de 600hPa e estende entre as longitudes 10°E e 20°W e entre as latitudes de 10° e 20°N. Este máximo

representa a corrente de jacto Africana de leste que, durante o período de verão no hemisfério norte, se localiza nas proximidades do nível de 600hPa. Mesmo abaixo do jacto, observámos dois máximos, menos intensos que o anterior, mas de direcção de oeste, que representa a entrada dos ventos da monção. A partir do dia 12 de Agosto é possível identificar nas secções meridionais dois máximos paralelos de sinal contrário entre as latitudes 0° a 20°N.



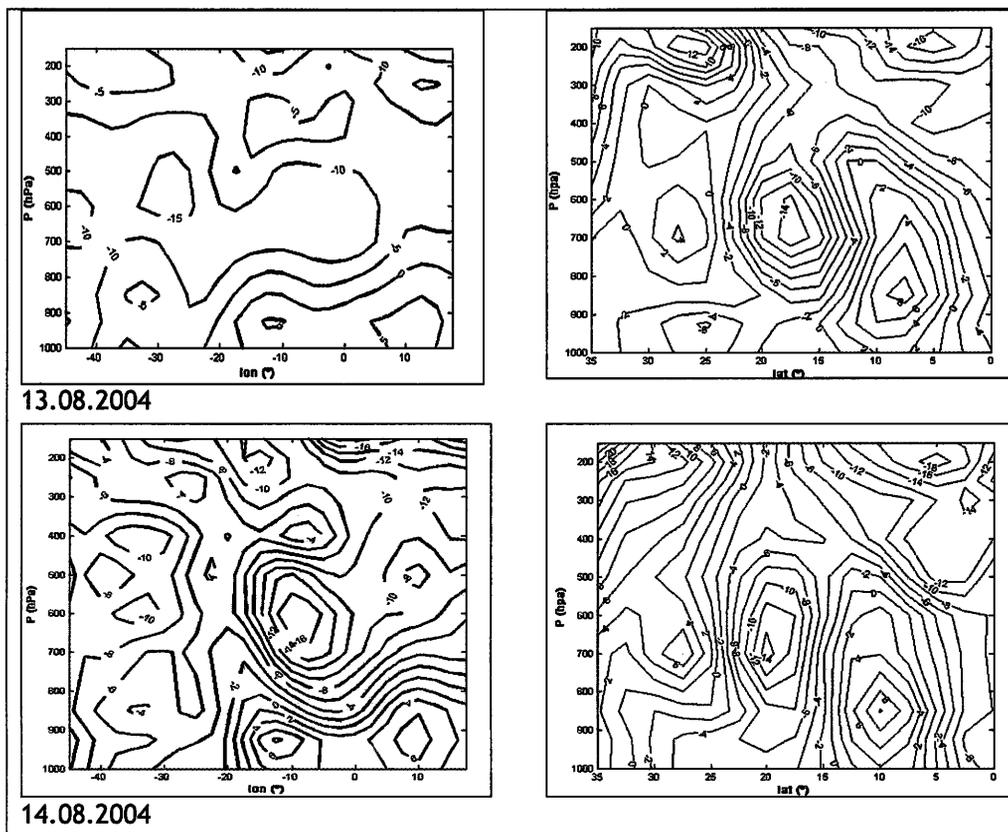
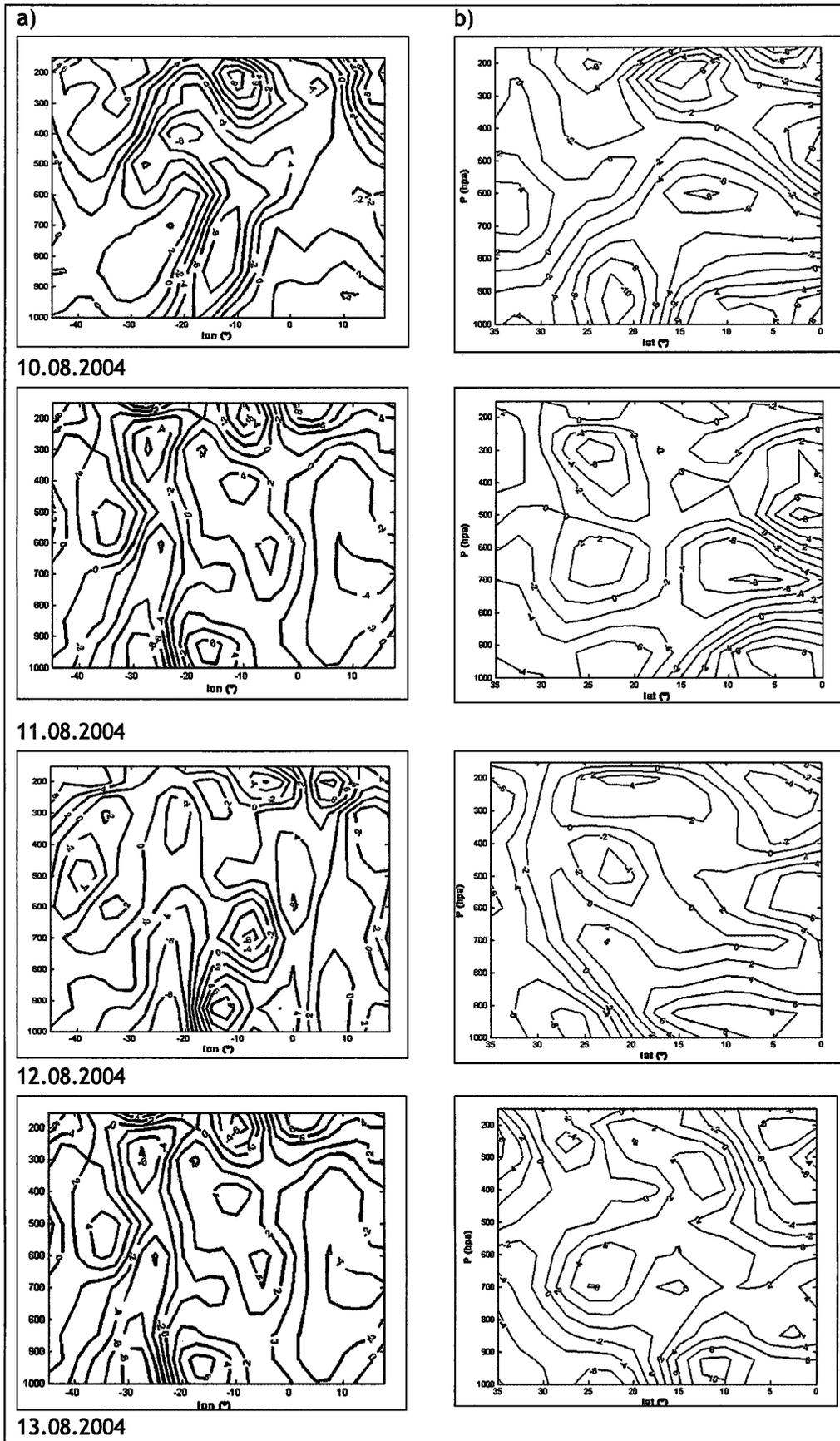


Figura 3.9 Perfis longitudinais(a) e latitudinais (b) do vento zonal u ($m.s^{-1}$), no período de 9 a 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC.

O vento meridional (figura 3.10) apresenta-se com menor intensidade que o vento zonal, mas com alguns máximos significativos, situados entre as longitudes $10^{\circ}E$ e $20^{\circ}W$ que mostram a entrada dos ventos de sul até aproximadamente os $15^{\circ}N$, que se intensifica nos dias seguintes e é observado até ao nível de 600hPa. Na baixa troposfera, até aproximadamente à superfície isobárica de 850hPa, a presença da componente meridional do vento é mais intensa, mas alternando-se ao longo da longitude, sendo mais notável nos dias 11 e 12, quando a onda atinge a amplitude máxima.



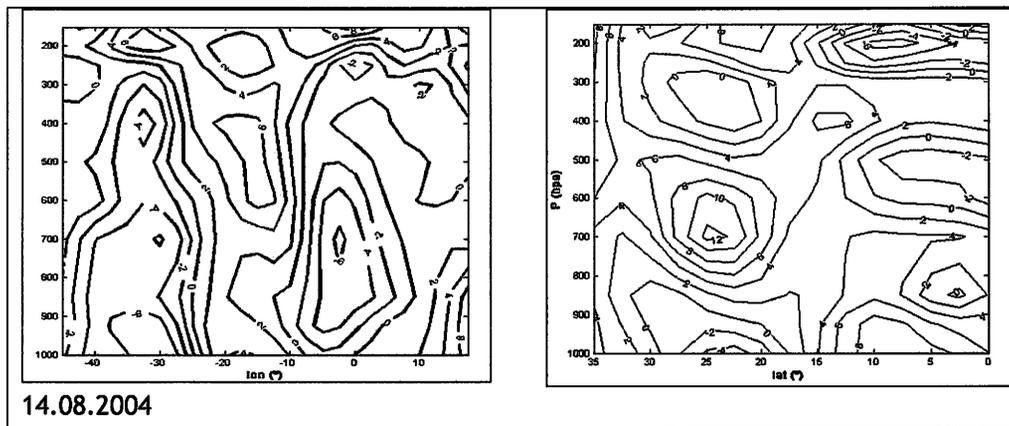


Figura 3.10 Perfis longitudinais (a) e latitudinais (b) da componente meridional do vento v ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), de 9 a 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

No campo da velocidade vertical ω , as regiões distinguem-se de acordo com o tipo de movimento vertical verificado, se $\omega < 0$, os movimentos são ascendentes ou convectivos associados a nuvens tipo cúmulos e cumuloninbos, chuva moderada e forte, tempestades e mau tempo; se $\omega > 0$ os movimentos são descendentes ou de subsidência, significando ausência de nuvens, céu limpo e bom tempo.

A configuração dos campos de ω , representados na figura 3.11, apresenta núcleos de velocidade vertical ascendente alternando com núcleos de subsidência na região em estudo. Os núcleos com a velocidade máxima ascendente que se observam desde a superfície até o nível de 600hPa em geral coincidem com as zonas de convergência observadas anteriormente. Estes núcleos intensificam-se e, a partir do dia 13 e estão desenvolvidos em quase toda a troposfera. Nos dias em que a onda atinge a intensidade máxima, i.e., nos dias 11 e 12 de Agosto verifica-se que a velocidade vertical ascendente desenvolve até ao nível de 600hPa, abaixo da corrente de jacto, consistente com a hipótese que a onda desenvolve na média troposfera. A partir do dia 13, a convecção intensifica, ficando definido até a alta troposfera na região onde se desenvolve a depressão tropical.

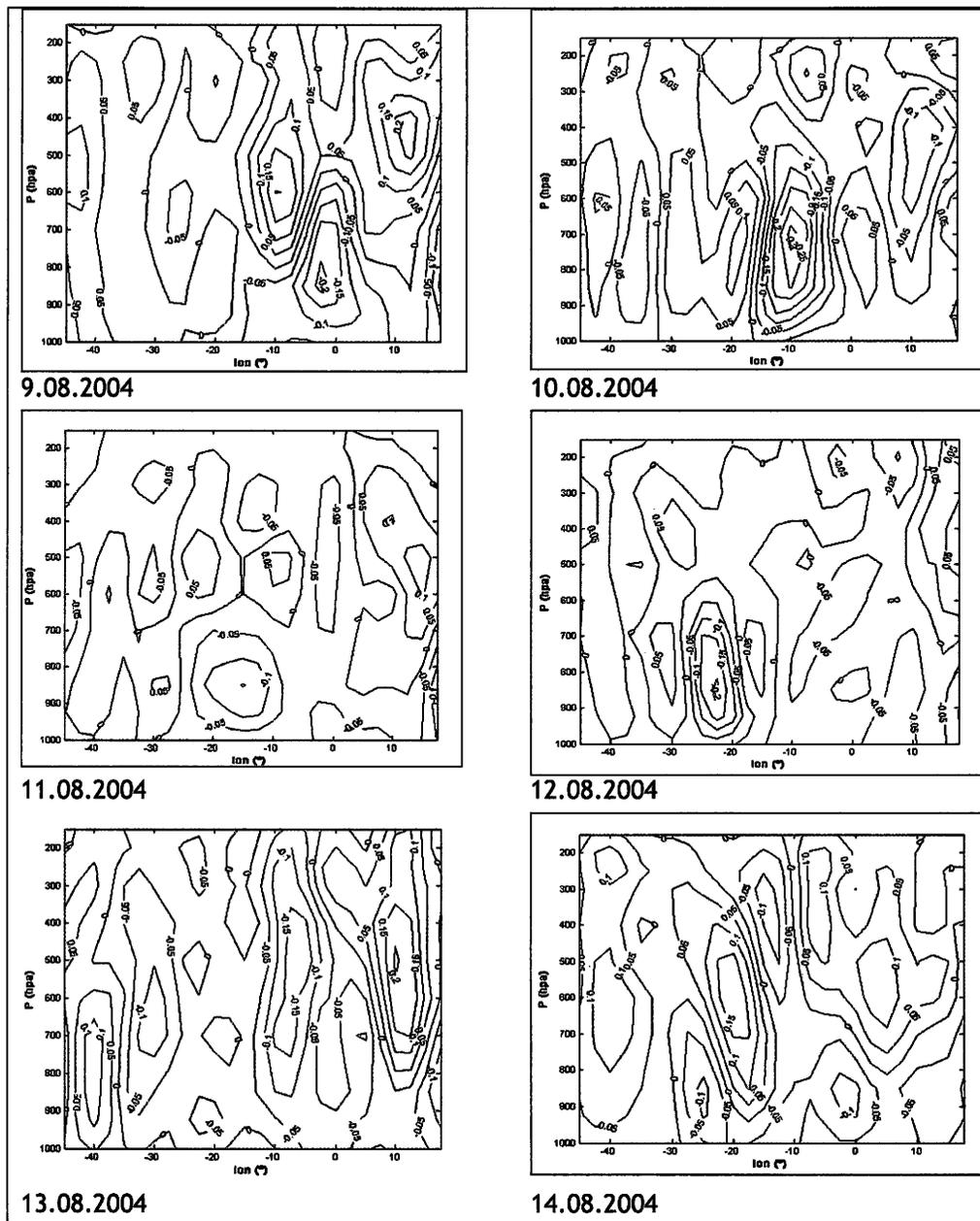


Figura 3.11 Secções longitudinais de velocidade vertical, ω ($\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$), de 9 a 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

A análise da estrutura sinóptica da região onde se desenvolve a onda de leste, à superfície e em altitude, mostra uma circulação complexa na baixa e média troposfera, onde os ventos constantes de nordeste, os alísios, estão praticamente deformados. A onda formou-se e desenvolveu-se durante os 4 primeiros dias, atingindo a actividade máxima no dia 12 de Agosto ao atravessar a costa ocidental do continente Africano para o oceano Atlântico, onde tem um desenvolvimento extraordinário, dando origem ao início da génese da depressão tropical que se formou nos dias seguintes. Foram

identificados as seguintes características na estrutura da região, principalmente na média troposfera, até a superfície isobárica de 500hPa:

- a onda de leste está bem definida e propaga-se entre as superfícies de 850 e 700hPa;
- o jacto Africano de leste durante o período de estudo localiza-se junto da superfície dos 600hPa;
- as zonas de convergência à superfície e nos níveis de 850hPa, que correspondem à zonas de divergência ao 700hPa;
- é uma região de intensa actividade convectiva;
- nota-se forte presença de vento de sul e sudoeste à superfície;
- a presença de fortes gradientes de temperatura, que se observa também no nível de 850hPa;
- a existência de vorticidade positiva à superfície e no nível de 850hPa no vale da onda.

CAPÍTULO II: ANÁLISE DA ENERGÉTICA

Neste capítulo apresentam-se os resultados obtidos no cálculo dos termos da equação de balanço da energia cinética, nos instantes temporais definidos no início do estudo, no período de 8 a 17 de Agosto de 2004.

Os resultados apresentados sob forma de tabelas e gráficos, serão interpretados e analisados, com o objectivo de identificar as principais transformações energéticas que se processam na região de estudo, e que actuam como fontes ou sumidouros de energia cinética, uma das principais forma de energia que mantém a estrutura da onda durante as diferentes fases do seu desenvolvimento.

Os campos da energia cinética específica são analisados em todos os instantes temporais considerados, para a região de estudo.

Para a análise, definiram-se dentro da região de estudo, quatro sub-regiões que correspondem a quatro grupos de instantes temporais. Estas sub-regiões foram definidas seguindo no espaço o desenvolvimento da perturbação, e correspondem às diferentes fases de desenvolvimento de uma onda de leste. As classificações das fases do desenvolvimento da onda foram definidas tendo em conta o estudo de Berry e Thorncroft (2005), onde dividem o ciclo de vida de uma onda em três fases principais: a fase inicial, a fase de desenvolvimento baroclínico e a fase de desenvolvimento na costa ocidental. Neste estudo, estas fases foram enquadradas nas sub-regiões, e os cálculos dos termos médios da equação de balanço foram feitos separadamente para cada sub-região.

Dos instantes temporais definidos para a região do estudo em geral, para os cálculos na primeira sub-região consideramos os instantes de T1 a T12, dias 8 de Agosto às 18:00UTC e 11 de Agosto às 12:00UTC. A sub-região ficou definida numa área entre as latitudes 0°N e 30°N e as longitudes de 10°E e

25°W. Dentro do período considerado, identificado como a fase inicial do desenvolvimento da onda, é apresentada a análise e interpretação dos resultados do balanço da energia cinética nesta sub-região nos instantes T4 e T9.

A segunda sub-região, onde se observa a intensificação da onda, foi definida entre as latitudes de 0°N e 30°N e as longitudes de 5°E e 35°W. Para os cálculos considerou-se os dados correspondentes ao período definido entre os instantes T8 a T19. Considerado a fase de desenvolvimento baroclínico da onda e início do desenvolvimento junto à costa, durante este período o balanço da energia cinética é analisado nos instantes T12 e T16.

Na terceira sub-região, definida entre as latitude de 0°N e 30°N e as longitudes de 0°E e 35°W, os cálculos foram realizados no período definido entre os instantes T16 a T24, onde analisou-se o instante T20 que corresponde ao dia 13 de Agosto às 12:00UTC. Este período foi considerado a fase de desenvolvimento máximo junto à costa ocidental, e o início da gênese de um ciclone tropical no Atlântico;

A quarta sub-região, definida entre as latitudes de 0°N e 30°N e as longitudes de 5°W e 40°W corresponde a região onde se observa o desenvolvimento do ciclone tropical. O período considerado para os cálculos compreende os instantes temporais de T20 a T24 e foi definido como a fase de desenvolvimento da depressão tropical que se formou na fase anterior. Nesta fase é apresentado o balanço da energia cinética no instante T24.

Durante a análise procurar-se-á identificar as principais conversões energéticas no balanço da energia cinética, que dominam cada uma das fases definidas, interpretando os valores obtidos de acordo com a metodologia apresentada.

1. ANÁLISE DA ENERGIA CINÉTICA ESPECÍFICA

Como introdução à análise das transformações energéticas responsáveis pela geração da energia cinética responsável pela manutenção da onda, procedeu-se uma breve análise da variação da energia cinética específica $[K]$, que representa a energia cinética horizontal por unidade de massa. A análise é feita para os instantes temporais definidos no estudo, para os níveis isobáricos considerados, para a área do estudo em geral.

A energia cinética foi calculada para todos os pontos da malha, em todos os intervalos de tempo pela expressão seguinte:

$$K = (u^2 + v^2)/2$$

Nos campos de K , apresentados no Anexo IV, é possível observar a variação da intensidade da onda ao longo dos intervalos de tempo considerados, e nos diferentes níveis de pressão.

Do dia 9 ao dia 13 de Agosto, observa-se na região onde se desenvolve a onda que K intensifica rapidamente, atingindo a intensidade máxima junto à costa ocidental Africana, ao sair para o oceano no dia 12 de Agosto. A partir do dia 13 nota-se uma diminuição na intensidade da energia cinética.

A variação de K nos diferentes níveis isobáricos mostram que a onda está definida até o nível de 700hPa. No nível de 600hPa é evidente a presença do JAL, ao longo da latitude de 13°N. Nessa região K , torna-se mais intensa até o dia 12. A partir do dia 13, sobre o oceano, nota-se que K diminui de intensidade principalmente na região onde desenvolve a depressão tropical. Observa-se também o enfraquecimento do jacto sobre o continente.

Nos instantes de T4 a T16, a energia cinética específica é mais intensa na baixa e média troposfera, nos níveis isobáricos acima de 500hPa observa-se uma diminuição da intensidade de K .

Estas zonas de grande intensidade de K que se observam na baixa troposfera até o nível de 700hPa correspondem aos locais onde desenvolvimento da onda é mais acentuado.

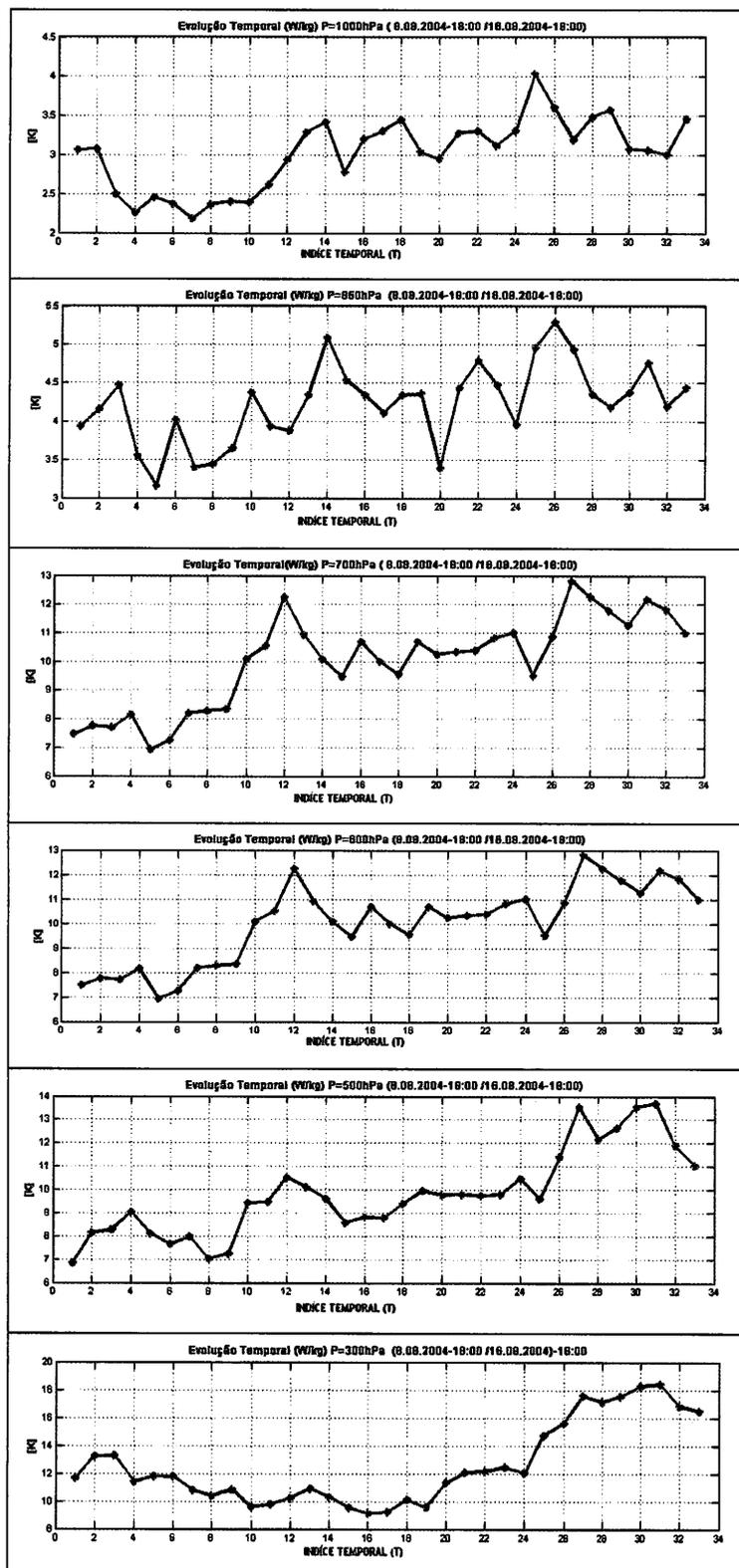


Figura 3.12 Evolução temporal de $[K]$, nos níveis de 1000, 850, 700, 600, 500 e 300hPa no período de 8 a 16 de Agosto de 2004

Nos gráficos de evolução temporal de energia cinética média areolar, observa-se que no período em que a onda propaga-se sobre o continente, de T1 a T16, $[K]$ aumenta a partir do instante T8 e atinge a intensidade máxima no instante T12, aumento esse que é observado com a altitude até o nível de 600hPa onde se regista o valor máximo, indicando a presença do JAL. A partir do nível de 500hPa $[K]$ começa a diminuir. Sobre o oceano, nos instantes de T13 a T24, a intensificação de $[K]$ está associado tanto ao desenvolvimento do ciclone tropical, bem como às perturbações que se observam mais à sul, junto do ZCIT, como é possível observar nas figuras no Anexo IV.

2. FASE INICIAL

O início do ciclo da vida de uma onda de leste, segundo Berry e Thorncroft (2005), é marcada pela convecção em larga escala que se desenvolve na região devido ao forte aquecimento ao sul do Sahara, que provoca perturbações significativas no campo uniforme do vento de leste, que se amplificam transformando-se em ondas de leste.

Nesta fase, é feita a análise da variação dos termos da equação de balanço da energia cinética nos dias 9 e 10 de Agosto para os instantes T4 e T9.

2.1 Balanço de energia cinética da corrente geral

As Tabelas 3.1 e 3.2 representam a distribuição vertical do balanço médio da energia cinética da corrente geral, bem como o balanço total integrado para todos os níveis isobáricos definidos no estudo, nos instantes T4 e T9, calculados a partir da equação seguinte:

$$\left[\frac{\partial k}{\partial t} \right] = -[\nabla \cdot \vec{V}k] - \left[\frac{\partial \omega k}{\partial p} \right] - [\vec{V} \cdot \nabla \phi] - [E] \quad (3.1)$$

Nas Tabelas 3.1 e 3.2 encontram-se os termos da equação (3.1), referentes aos instantes T4 e T9, bem como os valores médios da energia cinética por unidade de massa calculada também para os níveis de pressão.

Para o balanço da energia cinética são considerados os quatro termos $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi \right]$, $-\left[\nabla \cdot \vec{V}k \right]$, $-\left[\frac{\partial \omega k}{\partial p} \right]$ e $-[E]$, sendo o termo $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi \right]$, um dos mais importantes, pois representa a fonte de geração interna da energia cinética, será analisado pormenorizadamente nas Tabelas 3.3 e 3.4. Em termos numéricos, como é observado nas Tabelas 3.1 e 3.2, é o termo da equação

com maior expressão e que balança com o termo sumidouro [E]. Este termo que representa a taxa de dissipação foi calculado como termo residual na equação de balanço (3.1).

Tabela 3.1 Balanço médio da energia cinética da corrente geral nos níveis de pressão em $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no instante T4, dia 9 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

| Balanço da Energia Cinética Instante T4 (9.08.2004-12:00UTC) | | | | | | |
|---|-------------------------|------------------------------|---------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|---------------------------|
| níveis pressão (hPa) | [K] (J/kgs) | [dk/dt] ($10^{-5}W/kg$) | -[VgradFi] ($10^{-2}W/kg$) | -[divVK] ($10^{-2}W/kg$) | -[dwk/dp] ($10^{-2}W/kg$) | -[E] ($10^{-2}W/kg$) |
| 200 | 31.19 | 1.709 | 1.418 | 0.036 | 0.003 | -1.458 |
| 250 | 18.92 | 4.864 | 1.305 | 0.019 | -0.004 | -1.325 |
| 300 | 12.74 | 5.889 | 0.717 | 0.009 | -0.002 | -0.727 |
| 400 | 8.29 | 0.648 | 0.432 | 0.005 | -0.001 | -0.437 |
| 500 | 8.59 | -2.366 | 0.264 | 0.003 | 0.001 | -0.270 |
| 600 | 9.44 | -1.678 | 0.102 | -0.001 | 0.005 | -0.108 |
| 700 | 8.57 | -2.647 | 0.078 | 0.001 | -0.001 | -0.087 |
| 850 | 3.65 | 1.286 | 0.040 | 0.000 | -0.003 | -0.041 |
| 925 | 3.11 | 5.673 | 0.036 | -0.000 | -0.001 | -0.040 |
| 1000 | 2.16 | 0.455 | 0.005 | 0.000 | -0.001 | -0.003 |
| Total | ($10^5J/m^2$) 0.85 | (W/m^2) -0.266 | ($10^2W/m^2$) 0.337 | (W/m^2) 0.514 | (W/m^2) -0.017 | ($10^2W/m^2$) -0.345 |

Tabela 3.2 Balanço médio da energia cinética da corrente geral nos níveis de pressão $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no instante T9, dia 10 de Agosto às 18:00UTC

| Balanço da Energia Cinética Instante T9 (10.08.2004-18:00UTC) | | | | | | |
|--|-------------------------|------------------------------|---------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|---------------------------|
| níveis pressão (hPa) | [K] (J/kgs) | [dk/dt] ($10^{-5}W/kg$) | -[VgradFi] ($10^{-2}W/kg$) | -[divVK] ($10^{-2}W/kg$) | -[dwk/dp] ($10^{-2}W/kg$) | -[E] ($10^{-2}W/kg$) |
| 200 | 26.63 | -18.473 | 0.478 | 0.026 | 0.004 | -0.504 |
| 250 | 18.93 | -10.334 | -0.066 | 0.007 | -0.000 | 0.063 |
| 300 | 12.14 | -1.261 | -0.125 | 0.001 | -0.002 | 0.125 |
| 400 | 7.88 | 4.793 | 0.005 | 0.002 | -0.002 | -0.001 |
| 500 | 7.99 | 8.504 | 0.235 | -0.000 | 0.004 | -0.228 |
| 600 | 10.80 | 9.378 | 0.356 | -0.001 | 0.002 | -0.350 |
| 700 | 8.36 | 5.209 | 0.233 | 0.001 | -0.002 | -0.230 |
| 850 | 4.23 | 1.740 | 0.056 | 0.000 | -0.001 | -0.051 |
| 925 | 4.46 | 6.405 | 0.030 | 0.000 | -0.001 | -0.023 |
| 1000 | 3.15 | 0.643 | 0.001 | 0.000 | -0.000 | -0.000 |
| Total | ($10^5J/m^2$) 0.83 | (W/m^2) 0.351 | ($10^2W/m^2$) 0.139 | (W/m^2) 0.242 | (W/m^2) -0.006 | ($10^2W/m^2$) -0.137 |

2.1.1 Tendência da energia cinética

A tendência da energia cinética, definida na equação pelo termo $\left[\frac{\partial k}{\partial t} \right]$ em $W.kg^{-1}$, tem pouca expressão no balanço da energia cinética, por os valores serem de ordem muito inferior aos outros termos. O seu papel na equação é apenas para o balanço dos outros termos. Apesar de apresentar valores muito pequenos, verifica-se alguma variação com a altitude e nos dois instantes. No instante T4, na camada junto à superfície o valor é positivo o qual, diminui com a altitude até no nível 700hPa onde atinge máximo negativo, depois continua a aumentar com a altitude.

No instante T9, 24 horas depois, a tendência da energia cinética é em geral positiva, aumenta com altitude e tem o valor máximo no nível de 600hPa. Estes valores são devidos ao facto da energia cinética específica $[K]$, nessa região, apresentar valores elevados. O valor médio de $[K]$ aumenta com a altitude, apresentando dois máximos localizados no nível 600hPa e outro nível 200hPa, as quais estão associados as duas correntes de jacto tropicais, na média troposfera e na alta troposfera respectivamente. Verifica-se que o máximo localizado no nível de 600hPa aumenta no instante T9 enquanto que o máximo no nível 200hPa apresenta um valor menor. Estes máximos de $[K]$, encontram-se bem definidos nos perfis longitudinais de energia cinética específica (K) representadas na figura 3.13, ao longo da latitude de 15°N, e caracterizam a intensidade das componentes do vento horizontal, indicam a presença das duas correntes jactos tropicais, uma na alta troposfera que corresponde à corrente de jacto tropical de leste e outra, na média troposfera com os núcleos centrados no nível 600hPa, corresponde à corrente de jacto Africano de leste. São as correntes de jacto sazonais que têm maior expressividade durante o verão do hemisfério norte (Hastenrath, 1991).

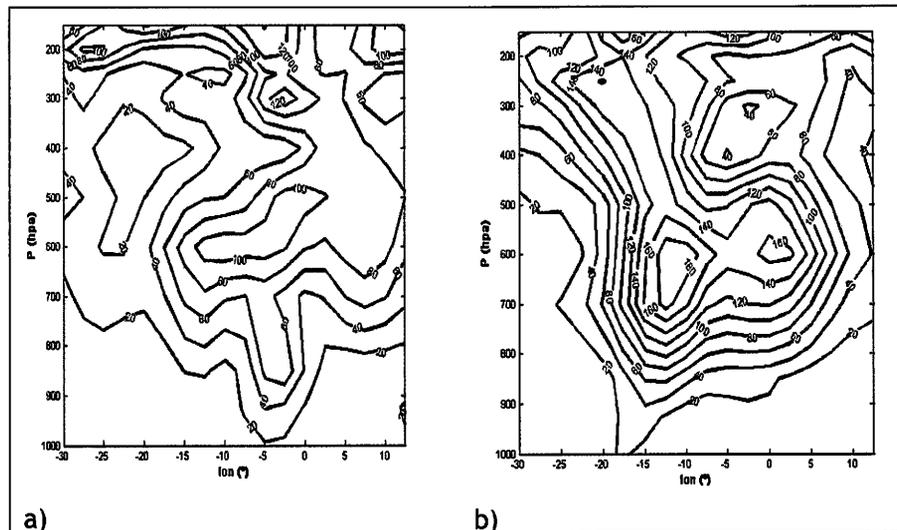


Figura 3.13 Perfis longitudinais da energia cinética específica $k = (u^2 + v^2)/2$ em $J.kg^{-1}$, na latitude de $15^\circ N$, nos instantes T4(a) e T9 (b).

2.1.2 Termos de transporte da energia cinética

Os termos $-\left[\nabla \cdot \vec{V}k\right]$ e $-\left[\frac{\partial \omega k}{\partial p}\right]$ são considerados as fontes externas da energia cinética que é importada para uma determinada massa de atmosfera sobre uma dada região. O termo $-\left[\nabla \cdot \vec{V}k\right]$ representa o transporte horizontal de energia cinética, e $-\left[\frac{\partial \omega k}{\partial p}\right]$ o transporte vertical da energia cinética.

Os valores dos termos de transporte na horizontal e na vertical são muito pequenos em relação aos termos de geração $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$ e de dissipação $[E]$, menores em cerca de duas ordens de grandeza. Em termos numéricos apresentam valores próximos de zero. Apesar de apresentarem valores reduzidos, é possível verificar a existência de zonas de convergência e de divergência do fluxo horizontal nos perfis latitudinais representados na figura 3.14. No instante T4, a zona de convergência definida entre os níveis de 700hPa e 500hPa nas latitudes de $12^\circ N$ e $20^\circ N$, intensifica no instante T9 deslocando-se para norte entre as latitudes de $18^\circ N$ e $25^\circ N$, indicando que no local se verifica o transporte na horizontal para a região. A vasta zona de divergência horizontal que no instante T4, se encontrava definida da

superfície até o nível de 300hPa, no instante T9 intensificou-se, observando a presença de dois máximos aos 700hPa na latitude de 15°N e ao nível de 500hPa. Na alta troposfera no nível de 200hPa na latitude de 10°N observa-se uma zona de intensa convergência horizontal.

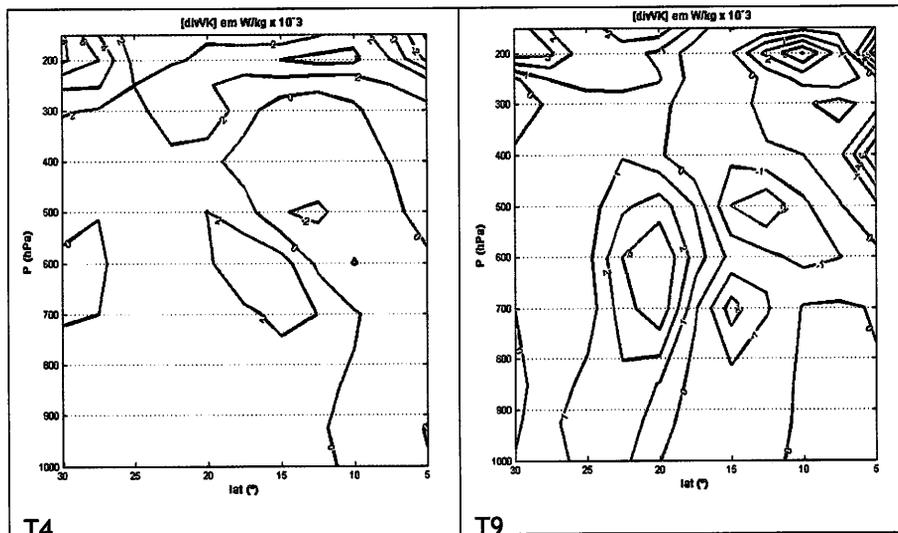


Figura 3.14 Perfis latitudinal do termo $-(\nabla \cdot \vec{V} K)$, nas longitudes 0°E e 7.5°W, nos instantes T4 e T9

Nos perfis verticais dos dois instantes representados na figura 3.15, nota-se uma fraca divergência até o nível 600hPa. Na alta troposfera a convergência é dominante e atinge o valor máximo ao nível de 200hPa. A este nível a energia cinética é transportada para a região de estudo, contribuindo para a intensificação da energia cinética.

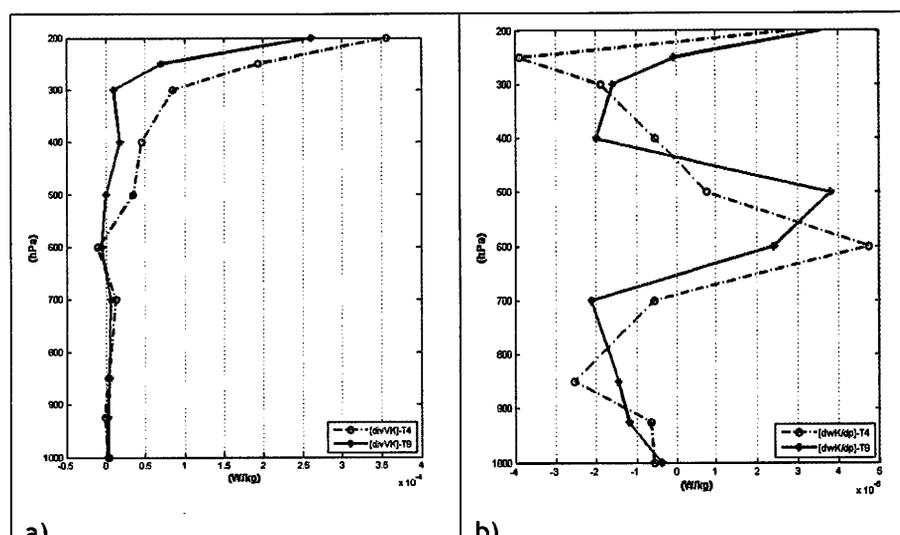


Figura 3.15 Perfis verticais médios dos termo $-\left[\nabla \cdot \bar{V}k\right]$ (a), e $-\left[\partial \omega k / \partial p\right]$ (b), nos instantes T4 e T9

Os perfis verticais do termo de transporte vertical da energia cinética, representados na figura 3.15 (b), apresentam uma maior variação com a altitude do que o termo $-\left[\nabla \cdot \bar{V}k\right]$. A presença de valores negativos na camada entre 1000hPa e 700hPa indica a presença de divergência do fluxo vertical de energia cinética. O máximo positivo é observado no nível de 600hPa no instante T4 e no instante T9 é observado no nível de 500hPa. Do nível de 500hPa ao nível 300hPa o fluxo vertical divergente se transforma em fluxos convergentes até o nível de 200hPa.

Nos perfis latitudinais do termo de transporte vertical da energia cinética (figura 3.16), nas longitudes de 0°E e de 7.5°W , a configuração da distribuição na vertical nos dois instantes é semelhante. Na baixa troposfera é dominante a divergência intensificando no instante T9 até o nível de 600hPa. O núcleo de convergência localizado nos 600hPa no instante T4, também intensifica na vertical apresentando dois máximos, no nível de 600hPa e outro no nível de 500hPa. Na alta troposfera é dominante a divergência do fluxo vertical.

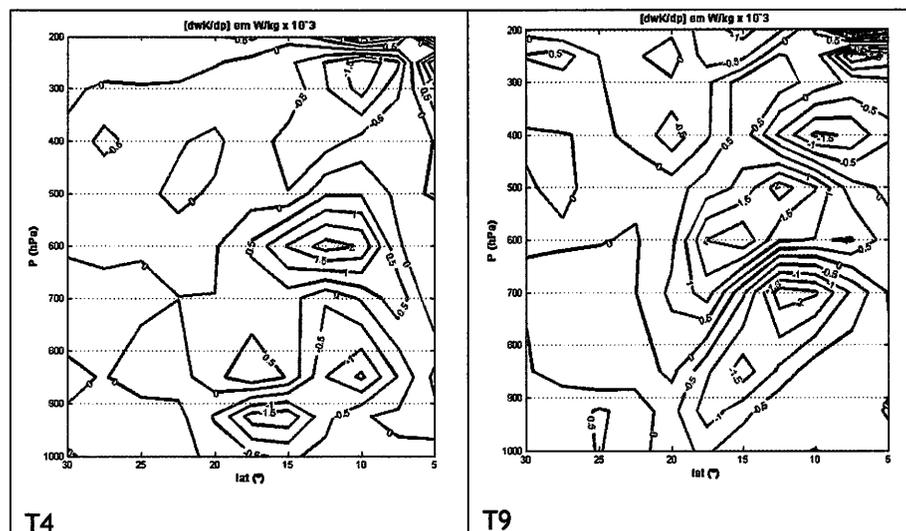


Figura 3.16 Perfis latitudinais do termo $-(\partial \omega k / \partial p)$, nas longitudes de 0°E e 7.5°W , nos instantes T4 e T9

As contribuições dos termos de transporte de energia cinética no balanço da energia cinética nos instantes T4 e T9, têm maior expressão na média troposfera entre os níveis de 700hPa e de 600hPa, onde a onda de leste e a corrente de jacto Africana de leste estão definidos, e na alta troposfera, no nível de 200hPa onde se desenvolve o jacto tropical de leste.

2.1.3 Termo de geração da energia cinética

Este termo representa a fonte interna da energia cinética, é um dos termos mais importantes na análise do balanço da energia cinética. Como é possível verificar nas Tabelas 3.1 e 3.2 (pag.77), numericamente é o termo que balança com o termo de dissipação da energia cinética $[E]$. Na equação de balanço é definida pela expressão $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$, e representa a geração adiabática da energia cinética.

O termo geração é calculado pela equação (3.2) como soma dos três termos seguintes, já definidos na parte 2 do estudo.

$$-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right] = -\left[\nabla \cdot \vec{V} \phi\right] - \left[\frac{\partial \omega \phi}{\partial p}\right] - [\omega \alpha] \quad (3.2)$$

Dado que a variação do termo $-\left[\vec{v} \cdot \nabla \phi\right]$ com a altitude, nos trópicos, não é tão significativa como nas latitudes médias, o termo é calculado de forma directa (Kung, 1974), como soma de dois termos, pela expressão seguinte:

$$-\left[\vec{v} \cdot \nabla \phi\right] = -\left[\nabla \cdot \vec{v} \phi\right] - \left[\phi \nabla \cdot \vec{v}\right] \quad (3.3)$$

Se o valor do termo $-\left[\vec{v} \cdot \nabla \phi\right]$ é negativo, significa a ocorrência de destruição adiabática da energia cinética que resulta na recarga do reservatório atmosférico da energia potencial disponível, se for positivo, indica a geração de energia cinética.

O termo $-\left[\frac{\partial \omega \phi}{\partial p}\right]$ é calculado como termo residual da equação (3.2).

Nas Tabelas 3.3 e 3.4 encontram-se os valores médios dos termos obtidos da equação (3.2) para cada nível de pressão, nos instantes T4 e T9.

A distribuição vertical do termo médio $-\left[\vec{v} \cdot \nabla \phi\right]$ no instante T4 mostra geração de energia cinética em toda a coluna de atmosfera considerada. O termo com valores positivos próximos do zero junto a superfície aumenta com a altitude atingindo valores máximos nos níveis de 250hPa e 200hPa. No instante T9, nos níveis de 300hPa e 250hPa os valores negativos denotam a destruição adiabática da energia cinética.

Tabela 3.3 Geração adiabática da energia cinética nos níveis isobáricos em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 9 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

| Geração adiabática da Energia Cinética T4(9.08.2004-12:00UTC) | | | | |
|--|--------------------------|--------------------------|--------------------------|---------------------------|
| níveis pressão (hPa) | -[VgradFi] (W/kg) | -[w_alfa] (W/kg) | -[divVFi] (W/kg) | -[dwFi/dp] (W/kg) |
| 200 | 0.0142 | -0.0070 | 0.0183 | 0.0030 |
| 250 | 0.0130 | -0.0086 | 0.0137 | 0.0080 |
| 300 | 0.0072 | -0.0116 | 0.0084 | 0.0103 |
| 400 | 0.0043 | -0.0379 | 0.0059 | 0.0363 |
| 500 | 0.0026 | -0.0726 | 0.0036 | 0.0716 |
| 600 | 0.0010 | -0.0545 | 0.0016 | 0.0539 |
| 700 | 0.0008 | 0.0048 | 0.0012 | -0.0053 |
| 850 | 0.0004 | 0.3884 | 0.0002 | -0.3883 |
| 925 | 0.0004 | 0.9650 | 0.0002 | -0.9648 |
| 1000 | 0.0001 | 6.1479 | 0.0000 | -6.1478 |
| Total | ($10^2W/m^2$) 0.337 | ($10^2W/m^2$) 6.353 | ($10^2W/m^2$) 0.416 | ($10^2W/m^2$) -6.432 |

Tabela 3.4 Geração adiabática da energia cinética nos níveis isobáricos em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 10 de Agosto de 2004 às 18:00UTC

| Geração adiabática da Energia Cinética T9(10.08.2004-18:00UTC) | | | | |
|---|--------------------------|---------------------------|--------------------------|--------------------------|
| níveis pressão (hPa) | -[VgradFi] (W/kg) | -[w_alfa] (W/kg) | -[divVFi] (W/kg) | -[dwFi/dp] (W/kg) |
| 200 | 0.0048 | -0.0062 | 0.0123 | -0.0013 |
| 250 | -0.0007 | -0.0082 | 0.0051 | 0.0024 |
| 300 | -0.0013 | -0.0105 | 0.0024 | 0.0068 |
| 400 | 0.0000 | -0.0119 | 0.0018 | 0.0101 |
| 500 | 0.0023 | -0.0302 | 0.0019 | 0.0306 |
| 600 | 0.0036 | -0.0459 | 0.0026 | 0.0468 |
| 700 | 0.0023 | -0.0366 | 0.0017 | 0.0372 |
| 850 | 0.0006 | 0.0436 | 0.0003 | -0.0433 |
| 925 | 0.0003 | 0.0983 | 0.0002 | -0.0982 |
| 1000 | 0.0000 | -1.0829 | 0.0000 | 1.0829 |
| Total | ($10^2W/m^2$) 0.139 | ($10^2W/m^2$) -0.646 | ($10^2W/m^2$) 0.240 | ($10^2W/m^2$) 0.544 |

A distribuição das áreas de geração e de destruição adiabática da energia cinética representadas nos perfis latitudinais de $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$ na figura 3.17 mostram que a geração ocorre principalmente na alta troposfera. Na baixa e média troposfera a geração é praticamente nula. No entanto, no instante T9,

entre as latitudes de 12° e 18°N, da superfície ao nível de 700hPa observa-se uma área de geração fraca de energia cinética, que corresponde ao jacto inferior.

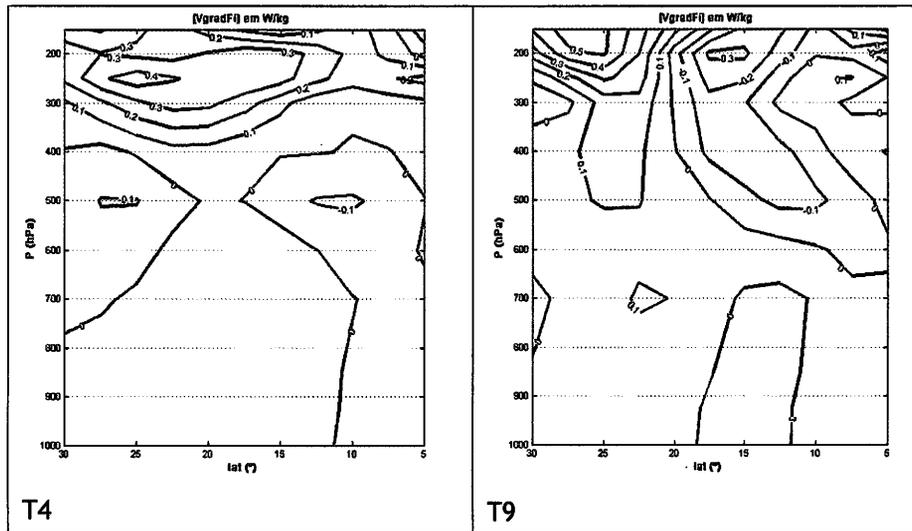


Figura 3.17 Perfis latitudinais do termo $-(\vec{V} \cdot \nabla \phi)$ nas longitudes de 0°E e de 7.5°W, nos instantes T4 e T9

O termo $-[\omega\alpha]$ representa a taxa de conversão da energia potencial disponível em energia cinética, é indispensável na geração da energia cinética. Se $-[\omega\alpha]$ é positivo, existe conversão de energia potencial disponível em energia cinética, contribuindo para a geração adiabática de energia cinética, se $-[\omega\alpha]$ é negativo, o processo não se realiza, e ocorre a destruição adiabática da energia cinética. No instante T4 a conversão de energia potencial disponível em energia cinética observa-se principalmente na baixa troposfera até o nível de 700hPa, onde $-[\omega\alpha]$ tem valores positivos (figura 3.18). No instante T9 esta zona de conversão de energia intensifica e verifica-se em toda a baixa e média troposfera, concentra um máximo entre os níveis de 925 e 850hPa. Esta região onde se observa a conversão da energia potencial disponível coincide com a região de geração presente na figura 3.17, indicando que a geração de energia cinética na região do desenvolvimento da OLA é devida principalmente a conversão de energia potencial disponível em energia cinética.

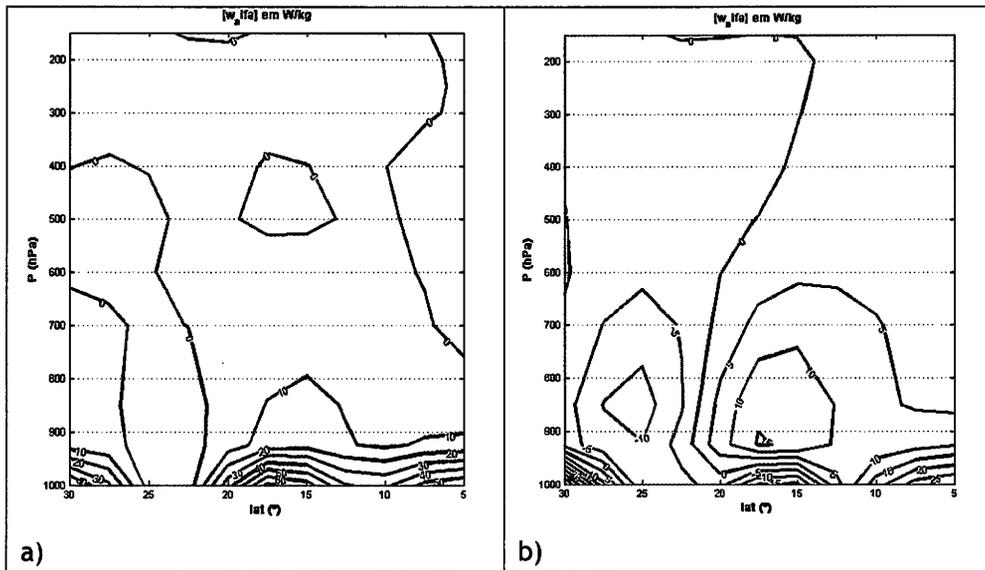


Figura 3.18 Perfis latitudinais do termo da conversão $-[\omega\alpha]$, nos instantes T4(a) e T9 (b), nas longitudes de 0°E e 5°W

A interpretação dos três termos de $-\left[\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \phi\right]$, mostram que a energia cinética gerada nos dois instantes na alta e média troposfera é devida principalmente a contribuição dos termos $-\left[\nabla \cdot \bar{\mathbf{v}} \phi\right]$ e $-\left[\frac{\partial \omega \phi}{\partial p}\right]$, que são positivos em quase todos os níveis isobáricos considerados. O fluxo horizontal da energia potencial é convergente ao longo de toda a troposfera e no instante T4 aumenta com a altitude atingindo o valor máximo no nível 200hPa. No instante T9 observa-se dois máximos positivos nos níveis 600hPa e 200hPa.

O fluxo vertical da energia potencial $-\left[\frac{\partial \omega \phi}{\partial p}\right]$, com valores negativos na baixa troposfera, apontam para a existência da divergência do fluxo vertical ao longo da camada entre 1000hPa e 700hPa no instante T4, reduzindo de intensidade no instante T9, ficando definido entre os níveis de 925hPa e de 850hPa. Esta divergência é substituída pela convergência vertical do fluxo de energia potencial até o nível de 250hPa.

Nos perfis verticais de $-\left[\bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \phi\right]$ e $-\left[\nabla \cdot \bar{\mathbf{v}} \phi\right]$ (figura 3.19), é possível verificar a existência de uma correlação entre a variação na vertical os dois termos, no instante T4, indicando que a geração de energia cinética neste instante é devido principalmente a convergência horizontal do fluxo de energia

potencial. No instante T9, na camada entre os níveis de 700hPa e de 500hPa, a geração de energia cinética intensifica, indicando a intensificação do JAL no nível de 600hPa. Os dois máximos nos perfis verticais de $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$ referente ao instante T9, indicam a ocorrência da geração de energia cinética devida as instabilidades nas correntes jacto na média e alta troposfera, que são devidas as conversões barotrópicas e baroclínicas de energia.

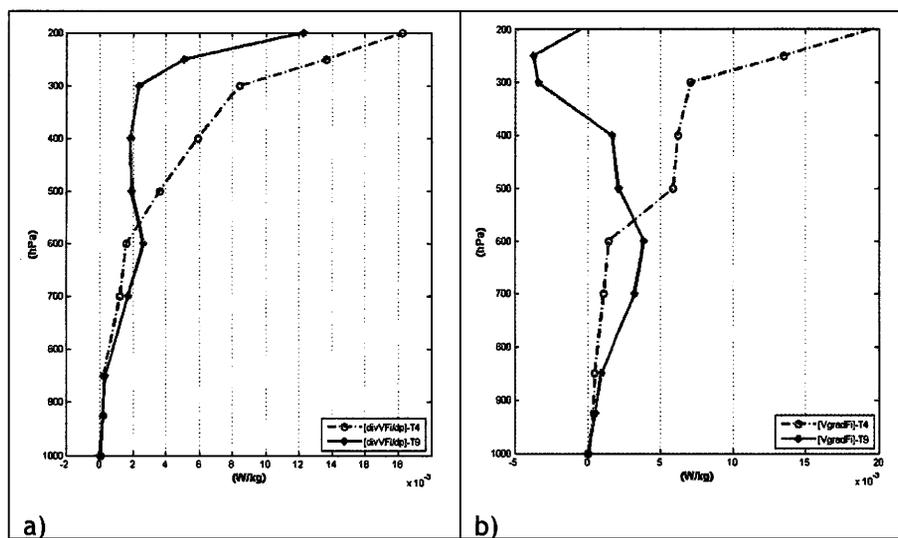


Figura 3.19 Perfis verticais médios dos termos a) $-\left[\nabla \cdot \vec{V} \phi\right]$ e b) $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$, nos instantes T4 e T9

Na baixa troposfera, na região onde se forma e se desenvolve a perturbação, são dominantes as conversões baroclínicas de energia, enquanto que nos níveis acima dos 600hPa as conversões barotrópicas são dominantes.

Nos perfis longitudinais da velocidade vertical ω , e da componente do vento zonal u , feitas na latitude de 15°N (figura 3.20), verifica-se que entre as longitudes de 0°E a 5°W no instante T4, e entre 3°W e 12°W no instante T9, os movimentos verticais ascendentes encontram-se bem definidos desde o nível 1000hPa até aos 500hPa, intensificando no instante T9. Esta variação é consistente com a variação do termo de transporte vertical da energia cinética, e com as zonas convergência vertical do fluxo de energia potencial nos níveis mais baixos da troposfera. A zona de intensificação do vento zonal na média troposfera coincide com a zona abaixo do nível do jacto, onde as ondas de leste têm maior desenvolvimento.

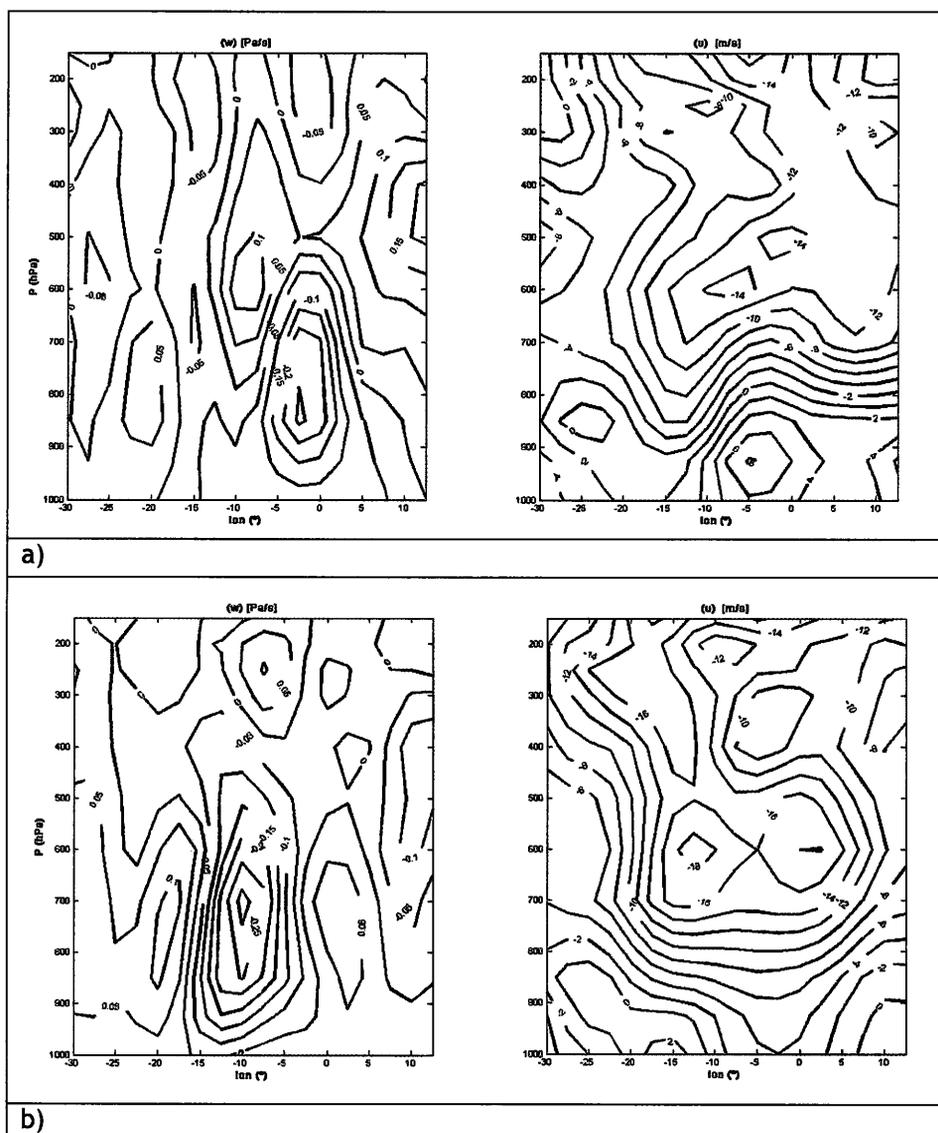


Figura 3.20 Perfis longitudinais da velocidade vertical do vento (ω) em $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ e da componente zonal do vento horizontal (u) em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, nos instantes T4(a) e T9 (b)

A geração da energia cinética na região durante a fase inicial está relacionada com as variações em altitude dos fluxos horizontais e verticais da energia potencial. Na alta troposfera é garantida principalmente pela convergência do fluxo horizontal e vertical da energia potencial, que por sua vez depende da variação dos movimentos verticais na região, as quais estão definidos até o nível de 600hPa . O núcleo máximo de ω localizado no nível dos 700hPa corresponde a parte leste do eixo do vale onde a actividade convectiva é muito intensa.

2.1.4 Análise do termo $-\left[\vec{V} \cdot \nabla T\right]$

Considerando a principal causa da formação destas perturbações é a existência de fortes gradientes de temperatura provocados pelo forte aquecimento na região, nesta fase de formação da onda, a análise da advecção meridional da temperatura à superfície e em altitude é um dos principais factores do desenvolvimento da perturbação. Na figura 3.21 encontram-se representadas os perfis longitudinais do termo $-\left[\vec{V} \cdot \nabla T\right]$ na latitude de 15°N, nos instantes T4 e T9.

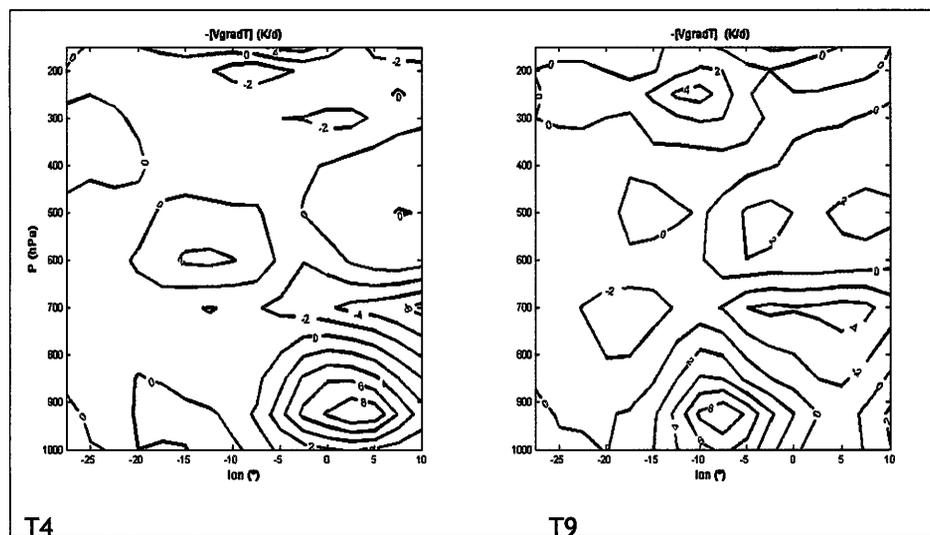


Figura 3.21 Perfis longitudinais do termo de advecção de temperatura em $K \cdot d^{-1}$ nos instantes T4 e T9

Observa-se a advecção de ar quente na região onde desenvolve a perturbação desde a superfície até aproximadamente o nível de 700hPa, que se mantém no dia seguinte na região para onde se deslocou a perturbação. É mais intensa no nível de 925hPa onde atinge o valor de 8K por dia. A advecção de ar frio é menos intensa e observa-se no nível 700hPa. Nos outros níveis a advecção é muito fraca, observando-se no entanto entre os níveis de 300hPa e 200hPa uma zona de advecção positiva, com um núcleo na mesma longitude da perturbação nos níveis mais baixos. Esta advecção diferenciada, devida ao forte gradiente de temperatura que se observa na horizontal e na vertical nos níveis de pressão, é indicada como um dos processos essenciais para o

desenvolvimento de perturbações, i.e., é necessário que a atmosfera seja baroclínica (Peixoto e Oort, 1992).

2.2 Balanço de energia cinética das perturbações

As distribuições verticais dos termos da equação de balanço da energia cinética das perturbações estão apresentadas nas Tabelas 3.5 e 3.6. Sendo uma componente do balanço de energia cinética na corrente geral, os termos desta equação foram calculados a partir da composição $X = [X] + X^*$, sendo X^* a variável perturbada.

$$\left[\frac{\partial k_e}{\partial t} \right] = -[\nabla \cdot \mathbf{V} k_e] - \left[\frac{\partial \omega k_e}{\partial p} \right] - \left[[u^* \omega^*] \frac{\partial [u]}{\partial p} + [v^* \omega^*] \frac{\partial [v]}{\partial p} \right] - [V^* \cdot \nabla \phi^*] - [E^*] \quad (3.5)$$

As médias de todos os termos perturbados foram obtidas para cada latitude e para todos os níveis de pressão considerados e em todos os instantes temporais definidos para esta fase. Afim de caracterizarmos a variação dos termos da equação, será feita a análise de cada um dos termos apresentados nas Tabelas 3.5 e 3.6.

Tabela 3.5 Balanço da energia cinética das perturbações no níveis de pressão em $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no dia 9 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

| Balanço da Energia Cinética da perturbação Instante T4 (9.08.2004-12:00UTC) | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|-------------------------------|
| níveis pressão (hPa) | $-[V^* \text{grad} \phi^*]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[div \mathbf{V} k^*]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[d\omega k^*/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[u^* \cdot \omega^*] d[u]/dp$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[v^* \cdot \omega^*] d[v]/dp$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[E^*]$ ($10^{-3}W/kg$) |
| 200 | 11.521 | 0.483 | -0.004 | 0.006 | 0.006 | -11.998 |
| 250 | 11.183 | 0.203 | 0.021 | -0.004 | 0.003 | -11.363 |
| 300 | 6.905 | 0.078 | 0.006 | -0.003 | -0.000 | -6.933 |
| 400 | 3.214 | 0.050 | -0.009 | 0.000 | -0.000 | -3.249 |
| 500 | -0.117 | 0.035 | 0.007 | 0.000 | -0.000 | 0.055 |
| 600 | 0.196 | -0.006 | 0.031 | 0.000 | 0.000 | -0.237 |
| 700 | 0.299 | 0.008 | -0.010 | -0.000 | 0.000 | -0.323 |
| 850 | 0.329 | -0.008 | -0.005 | 0.000 | 0.000 | -0.304 |
| 925 | 0.256 | -0.016 | 0.012 | 0.000 | 0.001 | -0.199 |
| 1000 | 0.016 | -0.003 | -0.012 | -0.000 | 0.000 | 0.002 |
| Total | ($10^{-2}W/m^2$) 0.24 | (W/m^2) 0.572 | (W/m^2) 0.036 | (W/m^2) -0.002 | (W/m^2) 0.004 | ($10^{-2}W/m^2$) -0.25 |

Tabela 3.6 Balanço da energia cinética das perturbações no níveis de pressão em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$ no dia 10 de Agosto de 2004 as 18:00UTC

| Balanço da Energia Cinética da perturbação Instante T9 (10.08.2004-18:00UTC) | | | | | | |
|---|---|-----------------------------------|------------------------------------|---|---|-------------------------------|
| níveis pressão (hPa) | $-[V^*grad\phi^*]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[divVK^*]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[dwk^*/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[u^*.w^*]d[u]/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[v^*.w^*]d[v]/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[E^*]$ ($10^{-3}W/kg$) |
| 200 | 7.867 | 0.332 | 0.010 | 0.001 | 0.001 | -8.389 |
| 250 | 1.133 | 0.131 | -0.015 | -0.001 | 0.000 | -1.349 |
| 300 | 0.223 | 0.043 | -0.041 | -0.002 | -0.000 | -0.233 |
| 400 | 1.399 | 0.032 | -0.006 | -0.000 | 0.000 | -1.385 |
| 500 | 2.873 | 0.002 | 0.039 | 0.000 | 0.000 | -2.852 |
| 600 | 2.992 | -0.015 | 0.004 | 0.001 | 0.000 | -2.915 |
| 700 | 2.061 | 0.001 | -0.014 | -0.002 | -0.000 | -2.011 |
| 850 | 0.546 | -0.010 | 0.001 | -0.002 | 0.000 | -0.520 |
| 925 | 0.389 | -0.018 | -0.008 | 0.000 | 0.001 | -0.299 |
| 1000 | 0.017 | -0.003 | -0.012 | -0.000 | -0.000 | 0.004 |
| Total | ($10^2W/m^2$) 0.19 | (W/m^2) 0.322 | (W/m^2) -0.013 | (W/m^2) -0.006 | (W/m^2) 0.001 | ($10^2W/m^2$) -0.19 |

2.2.1 Termo de geração adiabática das perturbações $-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right]$

O termo $-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right]$ representa a componente do termo médio da geração de energia cinética associada às perturbações espaciais do movimento. É calculado como soma de três termos fontes, como demonstrado na Parte 2 do estudo, expressas na equação seguinte:

$$-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right] = -\left[\nabla \cdot V^* \phi^*\right] - \left[\frac{\partial \omega^* \phi^*}{\partial p}\right] - [\omega^* \alpha^*] \quad (3.6)$$

Esta equação descreve os processos de geração adiabática da energia cinética das perturbações representados nas Tabelas 3.7 e 3.8.

Tabela 3.7 Geração adiabática da energia cinética das perturbações nas superfícies isobáricas, em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 9 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

| Geração adiabática da Energia Cinética da perturbação T4 (9.08.2004-12:00UTC) | | | | |
|--|--------------------------|-----------------------------|-------------------------|--------------------------|
| níveis pressão (hPa) | $-[V*gradFi*]$ (W/kg) | $-[w*_{\alpha}*]$ (W/kg) | $-[divV*Fi*]$ (W/kg) | $-[dw*Fi*/dp]$ (W/Kg) |
| 200 | 0.0115 | -0.0047 | 0.0144 | 0.0019 |
| 250 | 0.0112 | -0.0006 | 0.0114 | 0.0004 |
| 300 | 0.0069 | 0.0034 | 0.0070 | -0.0035 |
| 400 | 0.0032 | -0.0026 | 0.0040 | 0.0018 |
| 500 | -0.0001 | -0.0157 | 0.0012 | 0.0144 |
| 600 | 0.0002 | -0.0162 | 0.0007 | 0.0158 |
| 700 | 0.0003 | -0.0152 | 0.0006 | 0.0149 |
| 850 | 0.0003 | 0.0694 | 0.0002 | -0.0693 |
| 925 | 0.0003 | 0.1384 | 0.0002 | -0.1383 |
| 1000 | 0.0000 | 0.0992 | 0.0000 | -0.0992 |
| Total | ($10^2W/m^2$) 0.24 | ($10^2W/m^2$) 0.76 | ($10^2W/m^2$) 0.29 | ($10^2W/m^2$) -0.82 |

Tabela 3.8 Geração adiabática da energia cinética das perturbações nas superfícies isobáricas, em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 10 de Agosto de 2004 as 18:00UTC

| Geração adiabática da Energia Cinética da perturbação T9 (10.08.2004-18:00UTC) | | | | |
|---|--------------------------|-----------------------------|-------------------------|--------------------------|
| níveis pressão (hPa) | $-[V*gradFi*]$ (W/kg) | $-[w*_{\alpha}*]$ (W/kg) | $-[divV*Fi*]$ (W/kg) | $-[dw*Fi*/dp]$ (W/Kg) |
| 200 | 0.0079 | 0.0051 | 0.0116 | -0.0088 |
| 250 | 0.0011 | 0.0083 | 0.0046 | -0.0118 |
| 300 | 0.0002 | 0.0060 | 0.0022 | -0.0079 |
| 400 | 0.0014 | -0.0043 | 0.0017 | 0.0040 |
| 500 | 0.0029 | -0.0090 | 0.0019 | 0.0099 |
| 600 | 0.0030 | 0.0213 | 0.0021 | -0.0204 |
| 700 | 0.0021 | 0.0911 | 0.0014 | -0.0904 |
| 850 | 0.0005 | 0.3036 | 0.0002 | -0.3033 |
| 925 | 0.0004 | 0.4803 | 0.0002 | -0.4801 |
| 1000 | 0.0000 | 1.8066 | 0.0000 | -1.8066 |
| Total | ($10^2W/m^2$) 0.19 | ($10^2W/m^2$) 6.68 | ($10^2W/m^2$) 0.22 | ($10^2W/m^2$) -6.71 |

O termo de geração $-\left[\vec{V} * \nabla \phi^*\right]$, com valores positivos significativos a partir do nível de 400hPa no instante T4, indica que a geração de energia cinética das perturbações nesse instante ocorre principalmente na alta troposfera. No instante T9, a geração se processa em todos os níveis, com maior intensidade na camada entre os níveis de 700hPa e 500hPa, com o valor máximo no nível de 600hPa. Este máximo indica o surgimento da corrente de jacto.

Os perfis verticais do termo $-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right]$, apresentados na figura 3.22, reflectem a variação vertical nos dois instantes temporais, indicando a geração máxima no nível 200hPa nos dois instantes, e na camada entre os níveis de 600 e 500hPa, no instante T9.

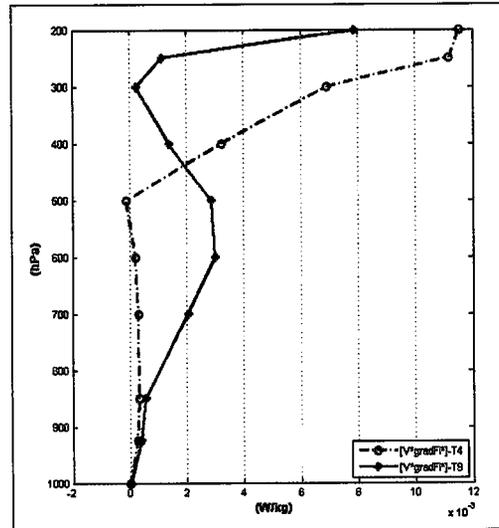


Figura 3.22 Perfis verticais médios do termo $-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right]$ nos instantes T4 e T9

Da análise do termos da equação, observa-se que a geração da energia cinética das perturbações, na média troposfera, é devida principalmente à conversão da energia potencial disponível em energia cinética das, descritas pelo valor positivo de $-\left[\omega^* \alpha^*\right]$.

Os perfis latitudinais representados na figura 3.23 mostram alguma semelhança com os perfis de $-\left[\omega \alpha\right]$, indicando que no seio das perturbações a conversão de energia potencial disponível processa-se com a mesma intensidade da observada na corrente geral dentro da região de estudo.

No instante T4, essa conversão observa-se principalmente na baixa troposfera, entre os níveis de 1000hPa e 850hPa, e no nível 300hPa. Nos níveis isobáricos acima os valores de $-\left[\omega^* \alpha^*\right]$ são negativos, indicando a destruição adiabática da energia cinética das perturbações, i.e., a energia cinética das perturbações converte-se em energia potencial disponível das mesmas perturbações. No instante T9, a conversão máxima ocorre junto à camada limite, onde $-\left[\omega^* \alpha^*\right]$ tem um valor máximo positivo, e em toda a baixa

troposfera até o nível de 600hPa. Nos níveis de 500 e 400hPa $-\left[\omega^* \alpha^*\right]$ apresenta valores negativos, indicando a destruição adiabática da energia cinética, enquanto que nos níveis até 200hPa verifica-se a conversão de energia.

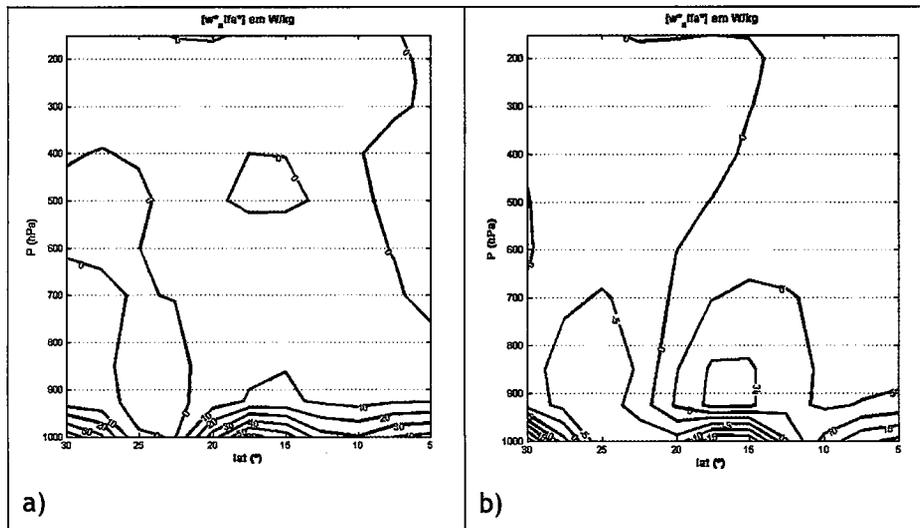


Figura 3.23 Perfis latitudinais do termo $-\left[\omega^* \alpha^*\right]$, nos instantes T4(a) e T9 (b), nas longitudes de 0°E e 5°W

O transporte horizontal da energia potencial nas paredes laterais da região, $-\left[\nabla \cdot \bar{V}^* \phi^*\right]$, nos dois instantes considerados, é positivo em toda a troposfera, com valores máximos no nível 200hPa, e os mínimos na baixa troposfera. Esta distribuição indica a presença da convergência horizontal do fluxo de energia potencial das perturbações na média e alta troposfera, sendo mais intenso na alta troposfera.

O termo do fluxo vertical $-\left[\frac{\partial \omega^* \phi^*}{\partial p}\right]$ tem a função de distribuição da energia cinética das perturbações dentro da área considerada. Nos dois instantes é predominante a divergência do fluxo vertical na baixa troposfera. A convergência é predominante entre os níveis de 700hPa e de 400hPa, e 250hPa e de 200hPa no instante T4, no instante T9 a convergência se observa só nos níveis de 500 e 400hPa.

Os perfis latitudinais de $-(\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*)$ para os instantes T4 e T9, encontram-se representados na figura 3.24. A geração na baixa e média troposfera encontra-se intensificada no instante T9 e ocorre entre as latitudes de 12°N e 17°N, da superfície ao nível de 700hPa. Essa região coincide com a zona de geração observada na corrente geral, que corresponde a zona de conversão de energia potencial disponível observada na figura 3.23.

A zona de intensa geração de energia cinética das perturbações concentra-se na alta troposfera.

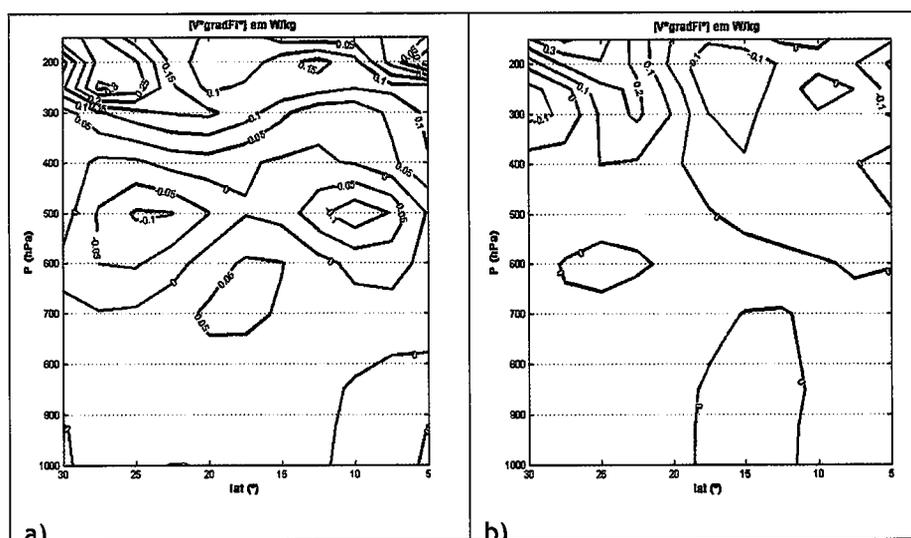


Figura 3.24 Perfis latitudinais de $-(\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*)$, nos instantes T4(a) e T9 (b)

Da análise dos três termos da geração adiabática, afigura-se que a geração de energia cinética das perturbações na baixa troposfera até o nível de 600hPa, é devida, principalmente, a conversão da energia potencial disponível das perturbações, e na alta troposfera, resulta da convergência do fluxo horizontal da energia potencial.

Em termos numéricos, e considerando o integral dos termos na vertical, do nível de 1000hPa ao nível de 200hPa apresentados nas Tabelas 3.7 e 3.8 (pag.92), é evidente que a maior parte de energia convertida é exportada para fora da região, através do fluxo vertical. No instante T4, do balanço da geração adiabática da energia cinética das perturbações, verifica-se que do total de energia cinética derivada da conversão da energia potencial das

perturbações, 31% é utilizado na geração de energia cinética das perturbações, e no instante T9 essa quantidade é muito menor e constitui cerca de 3% de energia convertida na região de estudo. Esta pequena fracção de energia, que é utilizada na geração de energia cinética das perturbações, representa a fonte interna de energia no balanço de energia cinética das perturbações representada nas Tabelas 3.5 e 3.6 (pag.90).

2.2.2 Termos de transporte horizontal $-\left[\nabla \cdot \vec{v} k_e\right]$, e vertical $-\left[\frac{\partial \omega k_e}{\partial p}\right]$

A variação na vertical do termo $-\left[\nabla \cdot \vec{v} k_e\right]$ nos dois instantes, apresentam a mesma configuração, com valores negativos na baixa troposfera e no nível de 600hPa, tornando-se positivo a partir do nível 500hPa até ao nível 200hPa, onde atinge o valor máximo. A existência de divergência na baixa troposfera indica que a energia cinética das perturbações é exportada para fora da região, e na alta troposfera, onde a convergência é dominante, observa-se a importação de energia cinética para a área de estudo.

Nos perfis latitudinais dos termos transporte horizontal e vertical nos instantes T4 e T9, representados na figura 3.25, é possível identificar as áreas de convergência e divergência dos fluxos horizontal e vertical de energia cinética das perturbações. Nota-se que a configuração geral dos campos dos dois termos nos dois instantes sofre poucas alterações. Na baixa troposfera, até 700hPa o transporte na horizontal é quase nulo. Entre os níveis de 700hPa e de 400hPa observam-se duas zonas de sinal contrário, a de convergência entre as latitudes de 17° e 30°N, e a de divergência entre 5°N e 15°N, indicando que na primeira região observa-se a importação de energia cinética das perturbações, enquanto que na outra a energia cinética é exportada para fora da região. No instante T9 estas duas zonas intensificam na alta troposfera.

O transporte na vertical é menos intenso que o transporte de energia cinética na horizontal, contudo mantém a mesma configuração nos dois instantes, com dois núcleos de sinais contrários localizados na mesma latitude mas em níveis isobáricos diferentes: uma zona de divergência do fluxo vertical na baixa troposfera até ao nível de 700hPa, com dois centros; ao nível de 925hPa na latitude de 15°N, e a outra ao nível de 850hPa. A zona de convergência encontra-se entre os níveis de 700 e 400hPa, com o núcleo de convergência máxima ao nível de 600hPa. No instante T9, verifica-se a intensificação destes núcleos tanto na baixa troposfera como na média troposfera.

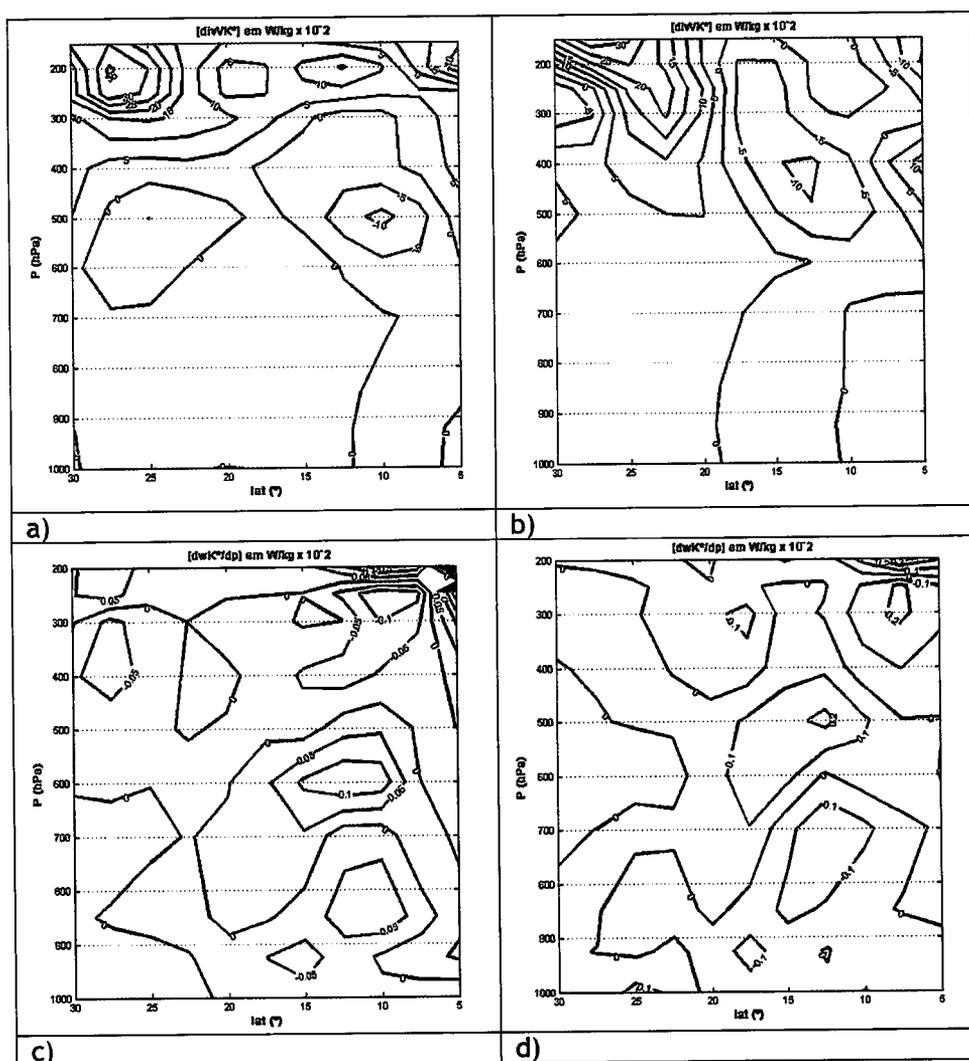


Figura 3.25 Perfis latitudinais dos termos transporte de energia cinética;
 a) e b) transporte horizontal $-\left[\nabla \cdot \vec{V} k_e\right]$ nos instantes T4 e T9
 c) e d) transporte vertical $-\left[\partial \omega k_e / \partial p\right]$ nos instantes T4 e T9

A configuração dos perfis latitudinais é consistente com os movimentos verticais, apresentados na figura 3.26. Os movimentos verticais ascendentes que se observavam no instante T4, definidos na baixa troposfera e média troposfera entre as latitudes de 5°N a 20°N, intensificam-se, e no instante T9 encontram-se definidos em toda a troposfera. Nas latitudes ao norte de 20°N, os movimentos verticais são de subsidência em toda a troposfera.

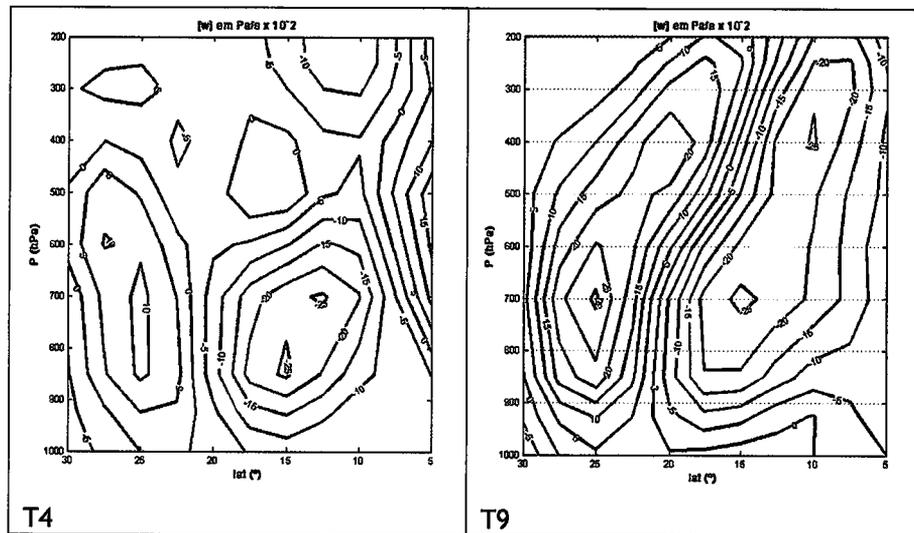


Figura 3.26 Perfis latitudinais da velocidade vertical ómega (ω) em $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$, nos instantes T4 e T9, nas longitudes 0°E e 7.5°W.

2.2.3 Termo conversão energia cinética zonal em energia cinética das perturbações

O termo de conversão de energia cinética é definido como soma de dois termos que representam as conversões nas componentes zonais e meridionais

$$\text{pela expressão, } C = - \left[[u^* \omega^*] \frac{\partial [u]}{\partial p} + [v^* \omega^*] \frac{\partial [v]}{\partial p} \right].$$

Nas Tabelas 3.5 e 3.6 (pag.90), em relação às componentes do termo C, os valores positivos mostram a existência de conversão de energia do fluxo médio zonal em energia cinética das perturbações, que no instante T4 se verifica nos níveis isobáricos de 925, de 850 e de 600hPa, enquanto que nos outros níveis observa-se o oposto, a conversão da energia cinética das

perturbações em energia cinética da corrente média. No instante T9 estas conversões alternam-se ao longo da troposfera. Nota-se também que a componente zonal $-[u^* \omega^*] \frac{\partial[u]}{\partial p}$ converte mais energia que a componente meridional $-[v^* \omega^*] \frac{\partial[v]}{\partial p}$. As conversões devidas a este termo são muito pequenas em relação aos outros termos, pelo que a sua contribuição no balanço da energia cinética das perturbações não é muito importante.

2.2.4 Termo de dissipação

O termo $[E^*]$ representa a dissipação da energia cinética das perturbações. É normalmente calculado como um termo residual na equação de balanço, devido as incertezas que o seu cálculo directo envolve (Kung, 1975). Considerado o sumidouro de energia cinética da perturbação, a variação do termo de dissipação com a altitude segue a do termo de geração de energia cinética das perturbações, como é possível observar nos perfis verticais das taxas dissipação e de geração da energia cinética na figura 3.27.

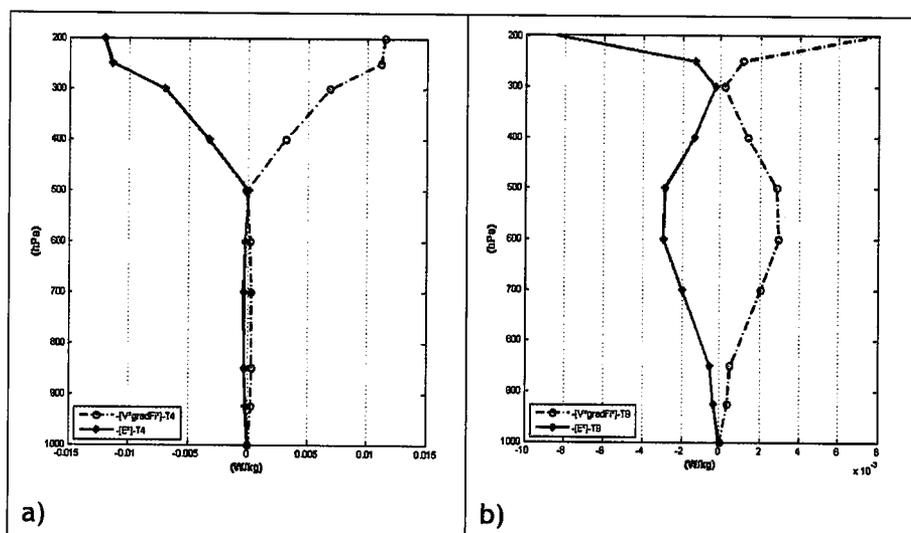


Figura 3.27 Perfis verticais das taxas de geração(a) e de dissipação (b) da energia cinética das perturbações nos instantes T4 e T9

2.3 Síntese do balanço da energia cinética na fase inicial

A tendência da energia cinética $\left[\frac{\partial k}{\partial t} \right]$ apresenta valores muito pequenos (10^{-5}) em relação aos outros termos da equação de balanço, pelo que no balanço de energia cinética este termo não é considerado.

Dos termos da geração adiabática da energia cinética das perturbações verificou-se que, a quantidade da energia potencial disponível convertida em energia cinética das perturbações utilizada dentro da região na geração da energia cinética corresponde no instante T4 a 31% do total convertido, e 3% no instante T9.

No balanço da energia cinética das perturbações, representado nas Tabelas 3.5 e 3.6 (pag.90), verifica-se que do total do balanço dos termos integrados na vertical entre os níveis 1000hPa e 200hPa, o termo de geração constitui 48,8% da energia cinética das perturbações, enquanto que os termos que representam as fontes externas, o transporte horizontal e o transporte vertical, constituem apenas 1,2% e 0,07% do total. Cerca de 49,9% do total é devida ao termo dissipação da energia cinética das perturbações dentro da região de estudo. Do balanço pressupõe-se que no seio das perturbações a principal fonte de energia cinética provêm das conversões baroclínicas.

No balanço da energia cinética da corrente geral (Tabelas 3.1 e 3.2), verifica-se que a fonte principal de energia cinética é a interna, resultado da geração adiabática e constitui cerca 49% do total. Da geração adiabática 5,3% do total da energia cinética gerada é derivada da conversão da energia potencial disponível no instante T4, i.e., a geração da energia cinética neste instante é proveniente das conversões baroclínicas, enquanto que no instante T9, a geração da energia cinética é devida principalmente as conversões barotrópicas. A contribuição dos termos de transporte horizontal e vertical da energia cinética é muito pequena, em relação aos termos fonte e de dissipação, que constituem cerca de 99% do total da energia cinética, concluindo que o balanço de energia cinética é determinado principalmente pelos termos de geração e de dissipação.

3. FASE DE DESENVOLVIMENTO BAROCLÍNICO

Nesta fase a perturbação é facilmente identificada nas imagens de satélite, permitindo a sua localização nas cartas de superfície com mais precisão. Para a análise foram considerados os instantes T12 e T16 referentes aos dias 11 e 12 de Agosto de 2004 às 12:00 UTC. Os perfis latitudinais e longitudinais foram feitos nas seguintes coordenadas onde à superfície a perturbação tinha maior expressão: nas longitudes de 12.5°W para o instante T12, e 17.5°W para o instante T16, e na latitude de 15°N para todas os perfis latitudinais. Para o balanço de energia cinética serão avaliados os principais termos da equação, à semelhança da análise realizada da fase anterior.

3.1 Balanço da energia cinética na corrente geral

O balanço da energia cinética na corrente geral, em $W.kg^{-1}$, em cada um dos níveis isobáricos considerados, e o total do balanço da coluna de atmosfera entre os níveis de 1000hPa a 200hPa, em $W.m^2$, nos instantes T12 e T16, dias 11 e 12 de Agosto de 2004 às 12:00UTC, encontram-se representados nas Tabelas 3.9 e 3.10.

Tabela 3.9 Balanço médio da energia cinética da corrente geral nos níveis de pressão $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no instante T12, dia 11 de Agosto as 12:00UTC

| Balanço da Energia Cinética Instante T12 (11.08.2004-12:00UTC) | | | | | | |
|---|-------------------------|------------------------------|---------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|---------------------------|
| níveis pressão (hPa) | [K] (J/kg) | [dk/dt] ($10^{-5}W/kg$) | -[VgradFi] ($10^{-2}W/kg$) | -[divVK] ($10^{-2}W/kg$) | -[dk/dp] ($10^{-2}W/kg$) | -[E] ($10^{-2}W/kg$) |
| 200 | 12.46 | 4.785 | 0.202 | 0.011 | 0.001 | -0.208 |
| 250 | 9.57 | 2.351 | -0.133 | 0.002 | 0.000 | 0.133 |
| 300 | 7.85 | 0.539 | -0.251 | -0.000 | 0.000 | 0.252 |
| 400 | 7.22 | 2.309 | 0.028 | 0.001 | -0.001 | -0.026 |
| 500 | 8.51 | 2.248 | 0.239 | 0.001 | 0.000 | -0.237 |
| 600 | 11.84 | 1.895 | 0.307 | 0.002 | 0.003 | -0.309 |
| 700 | 8.50 | -1.615 | 0.226 | 0.003 | 0.001 | -0.231 |
| 850 | 3.22 | 2.267 | 0.036 | -0.000 | -0.002 | -0.032 |
| 925 | 4.17 | 2.058 | 0.015 | -0.000 | -0.000 | -0.012 |
| 1000 | 2.89 | 2.544 | 0.000 | -0.000 | -0.000 | 0.003 |
| Total | ($10^5J/m^2$) 0.67 | (W/m^2) 0.133 | ($10^2W/m^2$) 0.078 | (W/m^2) 0.144 | (W/m^2) 0.003 | ($10^2W/m^2$) -0.078 |

Tabela 3.10 Balanço médio da energia cinética da corrente geral nos níveis de pressão $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no instante T16, dia 12 de Agosto de 2004 as 12:00UTC

| Balanço da Energia Cinética Instante T16(12.08.2004-12:00UTC) | | | | | | |
|--|-------------------------|------------------------------|---------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|---------------------------|
| níveis pressão (hPa) | [K] (J/kgs) | [dk/dt] ($10^{-5}W/kg$) | -[VgradFi] ($10^{-2}W/kg$) | -[divVK] ($10^{-2}W/kg$) | -[dwk/dp] ($10^{-2}W/kg$) | -[E] ($10^{-2}W/kg$) |
| 200 | 9.62 | -3.897 | 0.617 | 0.009 | 0.001 | -0.631 |
| 250 | 7.44 | -4.373 | 0.536 | 0.005 | -0.000 | -0.545 |
| 300 | 6.33 | -3.635 | 0.492 | 0.004 | -0.001 | -0.499 |
| 400 | 5.52 | -2.656 | 0.470 | 0.003 | -0.001 | -0.474 |
| 500 | 6.55 | -3.120 | 0.347 | 0.002 | 0.000 | -0.352 |
| 600 | 9.60 | -4.114 | 0.194 | 0.001 | 0.001 | -0.200 |
| 700 | 6.10 | -2.695 | 0.054 | -0.000 | 0.001 | -0.057 |
| 850 | 3.91 | -1.672 | -0.010 | -0.001 | -0.001 | 0.010 |
| 925 | 4.68 | -2.170 | 0.016 | -0.000 | -0.000 | -0.018 |
| 1000 | 3.28 | 1.017 | 0.001 | 0.000 | -0.000 | -0.000 |
| Total | ($10^5J/m^2$) 0.55 | (W/m^2) -0.244 | ($10^2W/m^2$) 0.222 | (W/m^2) 0.159 | (W/m^2) 0.005 | ($10^2W/m^2$) -0.226 |

Da análise da fase inicial de desenvolvimento para os instantes analisados nesta fase, notou-se que a energia cinética média específica, $[k]$, diminuiu de intensidade durante esse mesmo período, conservando todavia, os dois máximos aos níveis de 600hPa e de 200hpa, tanto no instante T12 como no instante T16, indicando que as duas correntes de jactos diminuiram também de intensidade. No instante T16, a onda de leste se encontra localizada junto a costa ocidental Africana no oceano Atlântico, o que justifica a diminuição na intensidade do jacto, pois no oceano com a diminuição da baroclinicidade a corrente de jacto da média troposfera tende a desaparecer.

3.1.1 Termo de geração $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$

A geração da energia cinética no instante T12, com valores próximos de zero na baixa troposfera aumenta com a altitude e aos 600hPa atinge o valor máximo, que depois diminui até ao nível de 300hPa onde se observa a energia cinética. No instante T16, a geração de energia cinética ocorre em toda a troposfera acima do nível 850hPa.

A geração e a destruição da energia cinética é determinada pelas contribuições dos três termos definidos nas Tabelas 3.11 e 3.12, que adicionados representam as diferentes formas da acção da força de pressão nas paredes da região de estudo na geração da energia cinética.

Os valores positivos do termo de conversão $-\omega\alpha$ na camada entre os níveis de 1000hPa e 500hPa indicam que a geração da energia cinética deveu-se principalmente a conversão da energia potencial disponível em energia cinética, a qual é verificada nos dois instantes considerados. Nos níveis acima de 500hPa, os valores negativos de $-\omega\alpha$, indicam a destruição adiabática da energia cinética entre os níveis 400 e 200hPa, que se reflecte no sinal do termo geração. No entanto no instante T16, apesar de não se observar a conversão de energia potencial disponível, o termo $-\vec{V}\cdot\nabla\phi$ é positivo, significando que a geração de energia cinética está associada à convergência horizontal do fluxo de energia potencial na média e alta troposfera, e ao fluxo de convergência vertical $-\left[\frac{\partial\omega\phi}{\partial p}\right]$ que se observa na camada entre os níveis de 400hPa e de 200hPa.

Tabela 3.11 Geração adiabática da energia cinética nos níveis isobáricos em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no instante T12, dia 11 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

| Geração adiabática da Energia Cinética T12 (11.08.2004-12:00UTC) | | | | |
|---|-------------------------------|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------------|
| níveis pressão (hPa) | $-\nabla\omega\phi$ (W/kg) | $-\omega\alpha$ (W/kg) | $-\nabla\omega\phi$ (W/kg) | $-\frac{d\omega\phi}{dp}$ (W/kg) |
| 200 | 0.0020 | -0.0035 | 0.0064 | -0.0009 |
| 250 | -0.0013 | -0.0039 | 0.0022 | 0.0003 |
| 300 | -0.0025 | -0.0057 | -0.0000 | 0.0032 |
| 400 | 0.0003 | -0.0034 | 0.0010 | 0.0027 |
| 500 | 0.0024 | 0.0088 | 0.0017 | -0.0080 |
| 600 | 0.0031 | 0.0304 | 0.0021 | -0.0294 |
| 700 | 0.0023 | 0.0946 | 0.0016 | -0.0940 |
| 850 | 0.0004 | 0.3229 | 0.0000 | -0.3226 |
| 925 | 0.0002 | 0.5785 | -0.0000 | -0.5783 |
| 1000 | 0.0000 | 2.7065 | -0.0000 | -2.7065 |
| Total | ($10^{-2}W/m^2$) 0.078 | ($10^{-2}W/m^2$) 19.977 | ($10^{-2}W/m^2$) 0.126 | ($10^{-2}W/m^2$) -20.025 |

Tabela 3.12 Geração adiabática da energia cinética nos níveis isobáricos em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no instante T16, dia 12 de Agosto às 12:00UTC

| Geração adiabática da Energia Cinética T16 (12.08.2004-12:00UTC) | | | | |
|---|---------------------------|----------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| níveis pressão (hPa) | -[VgradFi] (W/kg) | -[w_alfa] (W/kg) | -[divvFi] (W/kg) | -[dwFi/dp] (W/kg) |
| 200 | 0.0062 | -0.0046 | 0.0080 | 0.0027 |
| 250 | 0.0054 | -0.0072 | 0.0056 | 0.0069 |
| 300 | 0.0049 | -0.0108 | 0.0041 | 0.0116 |
| 400 | 0.0047 | -0.0093 | 0.0038 | 0.0102 |
| 500 | 0.0035 | 0.0079 | 0.0027 | -0.0072 |
| 600 | 0.0019 | 0.0112 | 0.0014 | -0.0107 |
| 700 | 0.0005 | 0.0479 | 0.0003 | -0.0476 |
| 850 | -0.0001 | 0.2635 | -0.0003 | -0.2634 |
| 925 | 0.0002 | 0.5046 | -0.0000 | -0.5045 |
| 1000 | 0.0000 | 2.3768 | 0.0000 | -2.3767 |
| Total | ($10^2 W/m^2$) 0.222 | ($10^2 W/m^2$) 16.546 | ($10^2 W/m^2$) 0.204 | ($10^2 W/m^2$) -16.528 |

A geração da energia cinética nos dois instantes na baixa e média troposfera, está associada tanto à conversão da energia potencial disponível em energia cinética como ao fluxo horizontal convergente da energia potencial, sendo que na alta troposfera a maior contribuição vem da convergência horizontal do fluxo da energia potencial. Os perfis verticais do termo médio $-\left[\bar{V} \cdot \nabla \phi\right]$ (figura 3.28) mostram a variação do termo geração da energia cinética na vertical, onde é evidente a sua intensificação no nível de 600hPa.

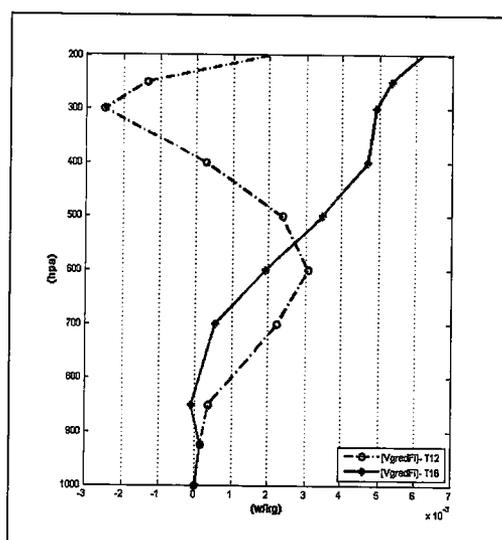
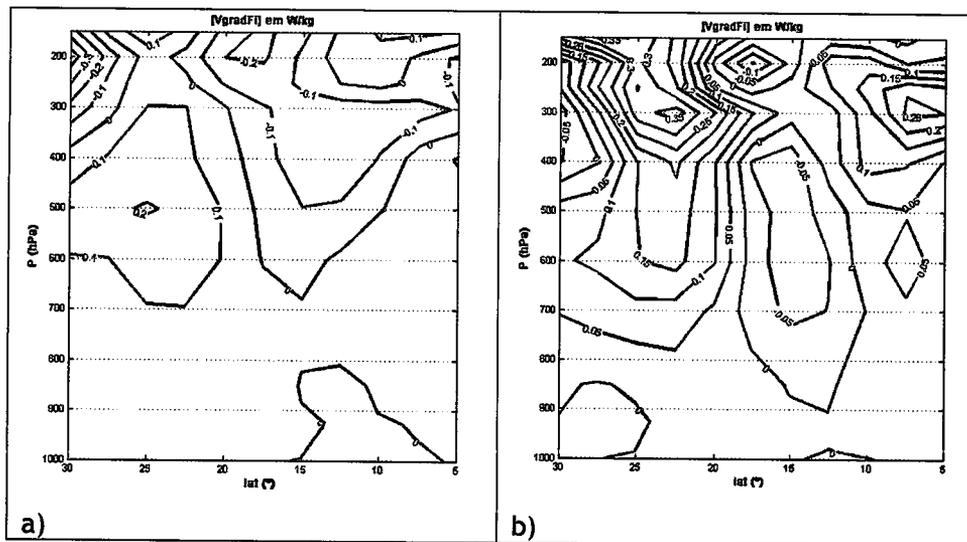


Figura 3.28 Perfis verticais do termo médio $-\left[\bar{V} \cdot \nabla \phi\right]$, nos instantes T12 e T16

Nos perfis latitudinais do termo $-(\vec{v} \cdot \nabla \phi)$, apresentadas na figura 3.29 nas longitudes de 12.5°W para o instante T12 e 17.5°W para o instante T16, mostram que a zona de fraca geração de energia cinética que se encontrava definida entre as latitudes de 12°N e 17°N até o nível de 700hPa no instante T9, diminuiu de intensidade e ficou definida só na baixa troposfera no instante T12, desaparecendo no instante T16. Enquanto que as duas zonas de geração e destruição adiabática que se observavam na alta troposfera intensificaram-se, e no instante T16 observam-se três zonas de sinais diferentes; uma onde ocorre a destruição localizada entre as latitudes de 10°N e 15°N, uma vasta região de geração de energia cinética entre as latitudes de 15°N e 30°N com a geração máxima no nível de 300hPa, e ainda outra zona que se observa a partir do nível de 500hPa localizada entre as latitudes de 5°N e 10°N.



3.1.2 Termos de transporte de energia cinética

Os termos de transporte horizontal e vertical da energia cinética apresentam valores muito pequenos, em comparação com os termos de geração e de dissipação, contudo têm uma contribuição importante no balanço da energia cinética. Nos perfis verticais médios de $-\left[\nabla \cdot \vec{V}k\right]$, apresentados na figura 3.30(a), verifica-se que o termo transporte horizontal não varia muito com a altitude, com valores próximos de zero na baixa troposfera, e apresentando uma zona de convergência máxima no nível de 700hPa, no instante T12.

O termo $-\left[\frac{\partial \omega k}{\partial p}\right]$ apresenta também valores muito pequenos, mas com maior variação na vertical. A presença de um mínimo no nível de 850hPa indica uma zona de divergência do fluxo vertical, e no nível de 600hPa observa-se uma zona de convergência do fluxo vertical de energia cinética.

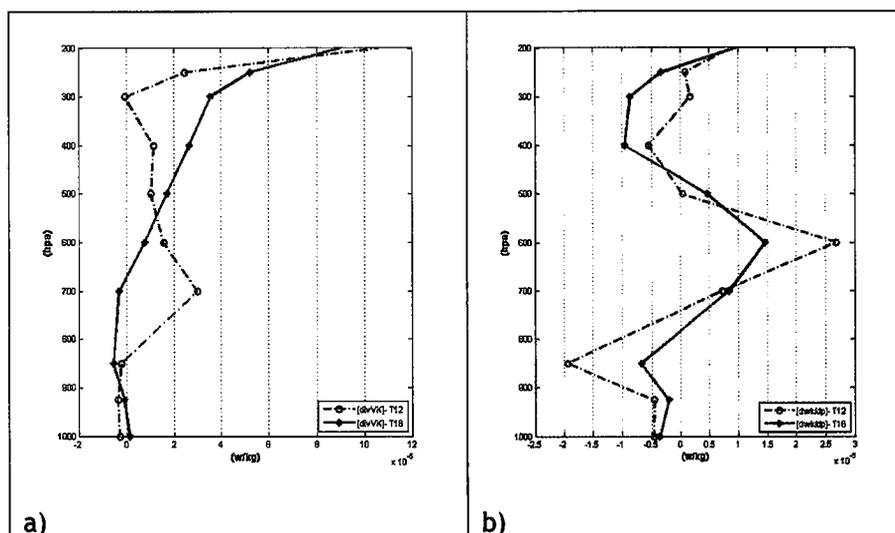


Figura 3.30 Perfis verticais médios dos termos a) $-\left[\nabla \cdot \vec{V}k\right]$ e b) $-\left[\frac{\partial \omega k}{\partial p}\right]$, nos instantes T12 e T16

Estas zonas de convergência e de divergência do transporte de energia cinética na horizontal e na vertical são facilmente identificáveis nos perfis latitudinais de $-\left(\nabla \cdot \vec{V}k\right)$ e $-\left(\frac{\partial \omega k}{\partial p}\right)$ representados na figura 3.31. As regiões com valor negativo correspondem às zonas onde o transporte é feito

para fora, e às com valor positivo, correspondem às zonas onde o transporte é feito para a região.

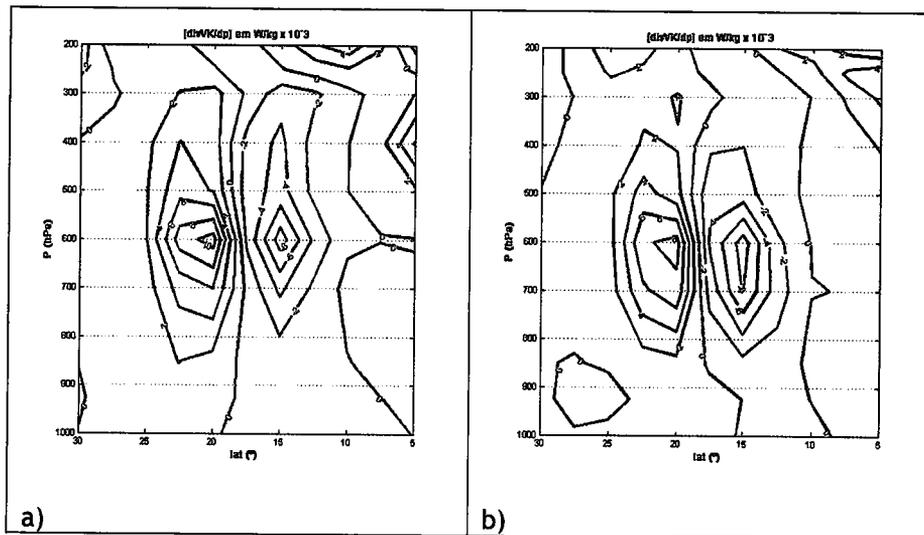


Figura 3.31 Perfis latitudinais do termo transporte horizontal $-(\nabla \cdot \vec{V}k)$, nos instantes T12(a) e T16 (b), 11 e 12 de Agosto de 2004, às 12:00UTC

Nos perfis latitudinais do termo $-(\nabla \cdot \vec{V}k)$, observam-se duas zonas distintas em paralelo, uma de convergência à norte da latitude de 20°N e outra de divergência ao sul da latitude de 20°N . Ambos estão localizados entre os níveis de 800 a 400hPa com os centros máximos localizados no nível de 600hPa, indicando que à norte da latitude de 20°N ocorre o transporte na horizontal, de energia cinética, para a região, enquanto que ao sul o transporte é para fora da região.

Os perfis latitudinais do termo transporte vertical da energia cinética $-(\partial\omega k/\partial p)$, representados na figura 3.32, mostram que na região onde se observava a zona de divergência na baixa troposfera, no instante T16 é substituída por uma zona de convergência vertical com um núcleo máximo nos 850hPa. No instante T12 a zona de convergência vertical estende-se na vertical com inclinação para sul entre os níveis de 800 e 500hPa, com dois máximos no nível de 600hPa e 700hPa.

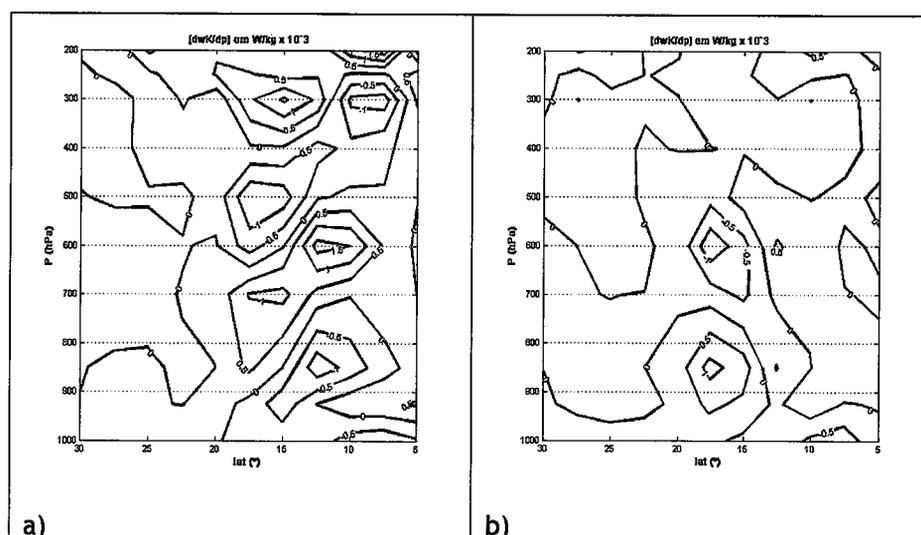


Figura 3.32 Perfis latitudinais do termo $-(\partial\omega k/\partial p)$ nos instantes T12(a) e T16 (b), dia 11 e 12 de Agosto de 2004, às 12:00UTC

A diminuição da intensidade dos fluxos horizontal e vertical da energia potencial mostra a redução das conversões barotrópicas observadas ao nível do JAL no instante T16.

3.1.3. Termo de dissipação

Sendo o termo que envolve todos os efeitos residuais de todas as outras escalas, então a energia cinética dissipada é destinada a sistemas de subescala. A taxa de dissipação apresenta valores aproximados do termo geração da energia cinética. Os perfis verticais representados na figura 3.33 mostram uma variação vertical da taxa de dissipação $[E]$ idêntica à do termo geração $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$, significando que na equação de balanço da energia cinética a contribuição destes dois termos é igual.

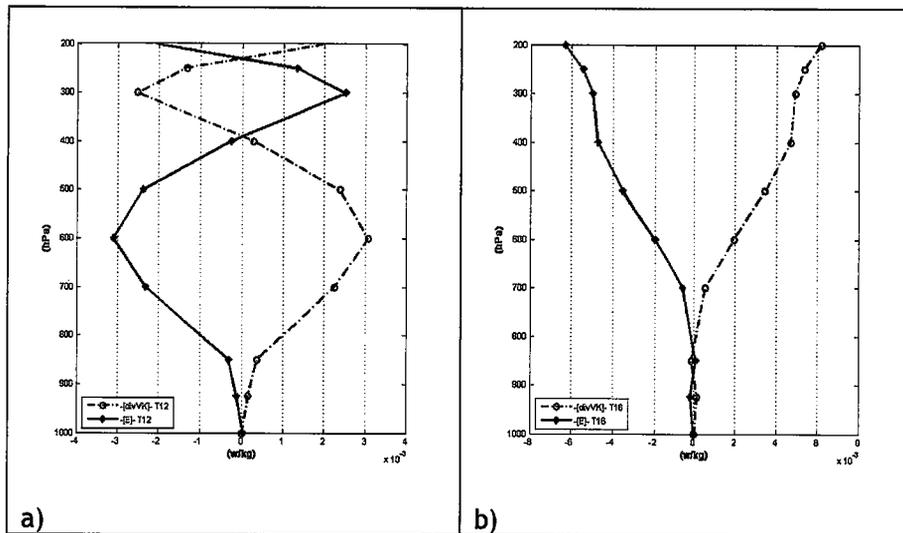


Figura 3.33 Perfis verticais das taxas de dissipação $-[E]$ e de geração $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$ para os instantes T12(a) e T16 (b)

Os valores positivos de $[E]$ na alta troposfera indicam que a energia cinética é dissipada através das interações entre as diferentes escalas de movimento, i.e., a energia cinética dissipada vai alimentar perturbações de escala inferior.

3.1.4 A advecção da temperatura $-\left[\vec{V} \cdot \nabla T\right]$

A advecção horizontal da temperatura nos diferentes níveis isobáricos, é determinada pela variação do termo $-\left[\vec{V} \cdot \nabla T\right]$. Nos perfis latitudinais representados na figura 3.34, indicam uma vasta zona de advecção positiva, entre as latitudes de 5°N a 15°N , da superfície até ao nível de 700hPa, com a advecção máxima de 4K por dia localizado entre os níveis de 900hPa e de 800hPa nos dois instantes considerados. No nível de 500hPa também se observa advecção positiva da temperatura. Entre as latitudes de 25°N e 15°N verifica-se uma faixa de advecção negativa de temperatura até o nível de 600hPa, com a máxima junto à superfície de -4K por dia. A advecção horizontal positiva da temperatura até ao nível de 700hPa e ao longo da latitude 13°N indica que os movimentos convectivos associados aos processos

diabáticos na região a sul do Sahara ainda são intensos, e responsáveis pelas conversões baroclínicas que se observam principalmente na média troposfera.

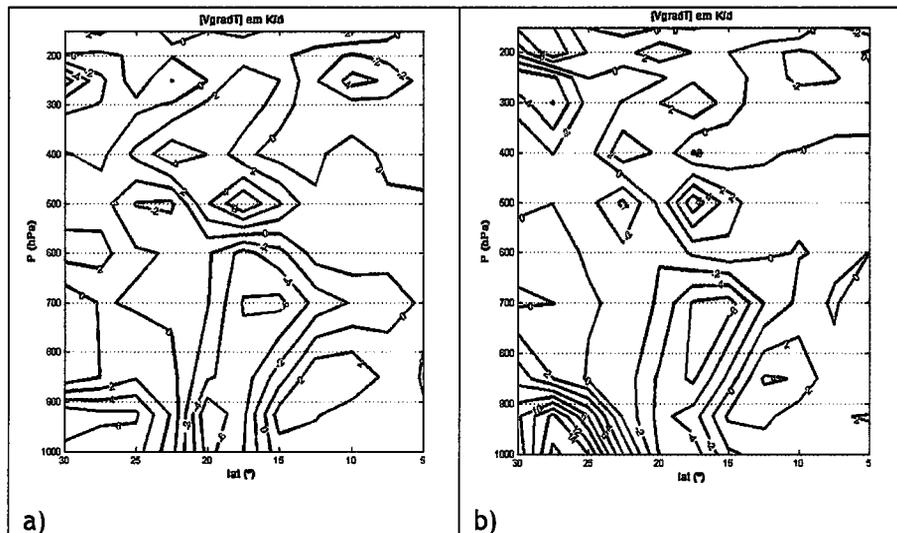


Figura 3.34 Perfis latitudinais da advecção da temperatura $-\left[\vec{V} \cdot \nabla T\right]$, na latitude de 15°N , para os instantes T12 e T16

3.2 Balanço de energia cinética das perturbações

As tabelas 3.13 e 3.14 contêm os valores médios dos termos da equação de balanço da energia cinética das perturbações, nos instantes T12 e T16 respectivamente. O total dos termos perturbados integrados na coluna de atmosfera do nível de 200hPa ao nível de 1000hPa estão representados também nas referidas tabelas.

Tabela 3.13 Balanço da energia cinética das perturbações em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 11 de Agosto de 2004

| Balanço da Energia Cinética da perturbação Instante T12 (11.08.2004-12:00UTC) | | | | | | |
|--|-------------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|---|---|------------------------------|
| níveis pressão (hPa) | $-[V*gradFi*]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[divVK*]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[dwk*/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[u*.w*]d[u]/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[v*.w*]d[v]/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[E*]$ ($10^{-3}W/kg$) |
| 200 | 4.933 | 0.197 | -0.026 | 0.001 | 0.000 | -5.083 |
| 250 | 3.037 | 0.090 | 0.013 | -0.000 | 0.000 | -3.128 |
| 300 | 0.960 | 0.025 | 0.019 | 0.001 | 0.000 | -1.000 |
| 400 | 2.188 | 0.014 | -0.003 | -0.000 | 0.000 | -2.192 |
| 500 | 2.423 | 0.002 | -0.000 | 0.000 | 0.000 | -2.434 |
| 600 | 1.784 | -0.007 | 0.020 | 0.001 | 0.000 | -1.845 |
| 700 | 0.775 | -0.003 | 0.010 | -0.001 | 0.000 | -0.838 |
| 850 | 0.170 | -0.020 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | -0.119 |
| 925 | 0.091 | -0.025 | -0.004 | 0.001 | 0.000 | -0.026 |
| 1000 | -0.004 | -0.008 | -0.019 | 0.000 | -0.000 | 0.040 |
| Total | ($10^{-2}W/m^2$) 0.13 | (W/m^2) 0.162 | (W/m^2) 0.026 | (W/m^2) 0.022 | (W/m^2) 0.011 | ($10^{-2}W/m^2$) -0.13 |

Tabela 3.14 Balanço da energia cinética das perturbações em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 12 de Agosto de 2004

| Balanço da Energia Cinética da perturbação Instante T16 (12.08.2004-12:00UTC) | | | | | | |
|--|-------------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|---|---|------------------------------|
| níveis pressão (hPa) | $-[V*gradFi*]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[divVK*]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[dwk*/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[u*.w*]d[u]/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[v*.w*]d[v]/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[E*]$ ($10^{-3}W/kg$) |
| 200 | 7.018 | 0.089 | -0.007 | 0.000 | -0.000 | -7.076 |
| 250 | 5.965 | 0.037 | -0.003 | 0.000 | -0.000 | -5.983 |
| 300 | 5.148 | 0.019 | -0.010 | 0.000 | 0.000 | -5.137 |
| 400 | 4.035 | 0.019 | -0.002 | 0.000 | -0.000 | -4.030 |
| 500 | 1.855 | 0.008 | 0.007 | 0.000 | 0.000 | -1.871 |
| 600 | 0.854 | 0.004 | 0.005 | 0.000 | 0.000 | -0.927 |
| 700 | 0.149 | 0.001 | 0.008 | -0.000 | 0.000 | -0.196 |
| 850 | -0.196 | -0.007 | 0.003 | 0.001 | 0.000 | 0.190 |
| 925 | 0.033 | -0.005 | -0.001 | 0.000 | 0.000 | -0.020 |
| 1000 | 0.004 | -0.002 | -0.008 | 0.000 | 0.000 | 0.010 |
| Total | ($10^{-2}W/m^2$) 0.19 | (W/m^2) 0.124 | (W/m^2) 0.010 | (W/m^2) 0.014 | (W/m^2) 0.003 | ($10^{-2}W/m^2$) -0.20 |

Os valores das tabelas revelam a importância do termo de geração no balanço da energia cinética das perturbações. A geração verifica-se na média e alta troposfera, onde atinge o valor positivo máximo. O termo positivo, de convergência de transporte horizontal de energia cinética nestes níveis contribui em parte para o aumento de energia cinética na região.

3.2.1 Termo de geração $-[V^* \cdot \nabla \phi^*]$

Para os dois instantes considerados na análise, representados nas Tabelas 3.15 e 3.16, a geração da energia cinética das perturbações ocorre em quase toda a troposfera. No instante T12 esta geração é mais intensa entre os níveis de 600 e de 400hPa, e no nível 200hPa. No instante T16, a partir do nível de 500hPa observa-se a intensificação da geração de energia que atinge valores máximos no nível de 200hPa.

Tabela 3.15 Geração adiabática da energia cinética das perturbações nas superfícies isobáricas, em $W \cdot kg^{-1}$, e a total em $W \cdot m^{-2}$, no dia 11 de Agosto de 2004 as 12:00UTC

| Geração adiabática da Energia Cinética da perturbação T12 (11.08.2004-12:00UTC) | | | | |
|--|---------------------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|
| níveis pressão (hPa) | $-[V^* \text{grad} \phi^*]$ (W/kg) | $-[w^* \alpha^*]$ (W/kg) | $-[\text{div} V^* \phi^*]$ (W/kg) | $-[dw^* \phi^* / dp]$ (W/Kg) |
| 200 | 0.0049 | -0.0030 | 0.0081 | -0.0001 |
| 250 | 0.0030 | -0.0040 | 0.0052 | 0.0018 |
| 300 | 0.0010 | -0.0046 | 0.0025 | 0.0030 |
| 400 | 0.0022 | -0.0001 | 0.0023 | -0.0000 |
| 500 | 0.0024 | 0.0129 | 0.0019 | -0.0124 |
| 600 | 0.0018 | 0.0273 | 0.0014 | -0.0269 |
| 700 | 0.0008 | 0.0573 | 0.0006 | -0.0571 |
| 850 | 0.0002 | 0.1496 | -0.0001 | -0.1494 |
| 925 | 0.0001 | 0.1777 | -0.0000 | -0.1775 |
| 1000 | -0.0000 | -0.1280 | -0.0000 | 0.1280 |
| Total | ($10^2 W/m^2$) 0.13 | ($10^2 W/m^2$) 3.47 | ($10^2 W/m^2$) 0.16 | ($10^2 W/m^2$) -3.50 |

Tabela 3.16 Geração adiabática da energia cinética das perturbações nas superfícies isobáricas, em $W \cdot kg^{-1}$, e a total em $W \cdot m^{-2}$, no dia 12 de Agosto de 2003 as 12:00UTC

| Geração adiabática da Energia Cinética da perturbação T16 (12.08.2004-12:00UTC) | | | | |
|--|---------------------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|---------------------------------|
| níveis pressão (hPa) | $-[V^* \text{grad} \phi^*]$ (W/kg) | $-[w^* \alpha^*]$ (W/kg) | $-[\text{div} V^* \phi^*]$ (W/kg) | $-[dw^* \phi^* / dp]$ (W/Kg) |
| 200 | 0.0070 | 0.0003 | 0.0076 | -0.0009 |
| 250 | 0.0060 | -0.0008 | 0.0053 | 0.0015 |
| 300 | 0.0051 | -0.0000 | 0.0039 | 0.0012 |
| 400 | 0.0040 | 0.0070 | 0.0033 | -0.0063 |
| 500 | 0.0019 | 0.0072 | 0.0018 | -0.0071 |
| 600 | 0.0009 | -0.0084 | 0.0008 | 0.0085 |
| 700 | 0.0001 | -0.0225 | 0.0001 | 0.0225 |
| 850 | -0.0002 | -0.0359 | -0.0002 | 0.0359 |
| 925 | 0.0000 | -0.1129 | 0.0000 | 0.1129 |
| 1000 | 0.0000 | -1.2476 | 0.0000 | 1.2476 |
| Total | ($10^2 W/m^2$) 0.19 | ($10^2 W/m^2$) -1.06 | ($10^2 W/m^2$) 0.18 | ($10^2 W/m^2$) 1.08 |

Os perfis verticais médios de $-[V^* \cdot \nabla \phi^*]$, representados na figura 3.35, mostram a geração máxima da energia cinética das perturbações na média e alta troposfera, no nível de 500hPa no instante T12, e no nível 200hPa respectivamente.

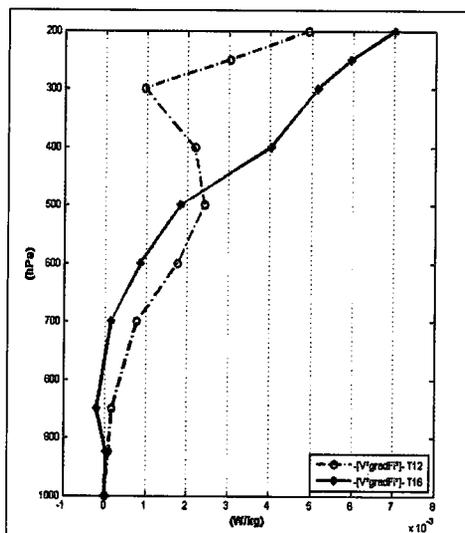


Figura 3.35 Perfis verticais médios do termo $-[V^* \cdot \nabla \phi^*]$, nos instantes T12 e T19

A distribuição vertical da taxa de conversão de energia potencial disponível das perturbações $-[\omega^* \alpha^*]$, representada nas Tabelas 3.15 e 3.16, mostram que no instante T12, esta conversão ocorre na baixa e média troposfera entre os níveis de 925hPa e 500hPa. Nos perfis latitudinais de $-(\omega^* \alpha^*)$, para os instantes T12 e T16 (figura 3.36), é evidente que a conversão de energia se processa em geral na baixa troposfera até o nível de 700hPa, principalmente entre as latitudes de 5°N e 15°N. Nos níveis isobáricos acima observa-se a destruição adiabática da energia cinética. No entanto, esta destruição é em duas ordens inferior em relação a conversão que se observa na baixa atmosfera.

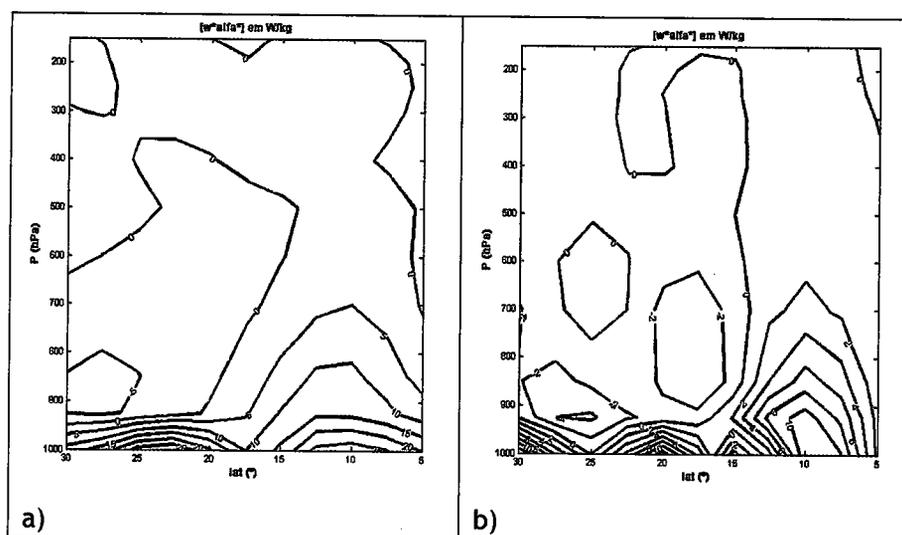


Figura 3.36 Perfis latitudinais da taxa de conversão de energia potencial disponível das perturbações $-(\omega^* \alpha^*)$, nos instantes T12(a) e T16 (b)

No instante T16, a conversão de energia ocorre nos níveis de 500hPa e de 400hPa, e na alta troposfera no nível de 200hPa. Nos outros níveis, principalmente na baixa e média troposfera observa-se a destruição da energia cinética. O máximo do valor negativo observado na baixa troposfera devido ao atrito junto à superfície reflecte na geração de energia cinética, que é aproximadamente igual a zero neste nível. A convergência fluxo horizontal da energia potencial nas paredes laterais da região, $-\left[\nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}^* \phi^*\right]$, tem maior expressão na média e alta troposfera onde atinge o valor máximo positivo. Nestes níveis a geração da energia cinética é principalmente devida à convergência dos fluxos horizontais da energia potencial das perturbações.

As regiões de geração e destruição adiabática da energia cinética das perturbações, representadas nos perfis latitudinais (figura 3.37), mostram alguma semelhança com os perfis latitudinais da geração de energia cinética da corrente geral, indicando que a contribuição da componente perturbada na geração de energia cinética é da mesma magnitude que a do termo de geração de energia cinética da corrente geral.

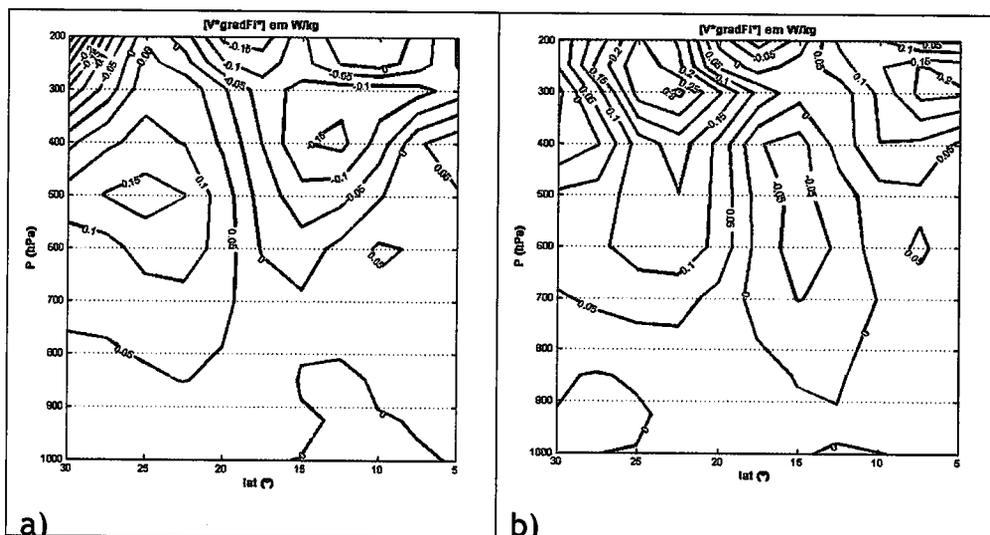


Figura 3.37 Perfis latitudinais do termo de geração $-(\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*)$, nos instantes T 12 (a) e T16 (b), dias 11 e 12 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

Comparando os perfis latitudinais do termo conversão nas perturbações $-(\omega^* \alpha^*)$ (figura 3.38) e as do termo geração $-(\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*)$, é possível verificar que no instante T12 a zona de conversão que se observa na baixa troposfera corresponde a zona de fraca geração de energia cinética, enquanto que no instante T16, apesar de se observar a intensificação da conversão da energia potencial disponível, na mesma região não se observa a zona de geração. A energia convertida é totalmente transportada para a alta troposfera, devido aos fortes movimentos ascendentes que se observam a sul da latitude de 15°N (figura 3.38).

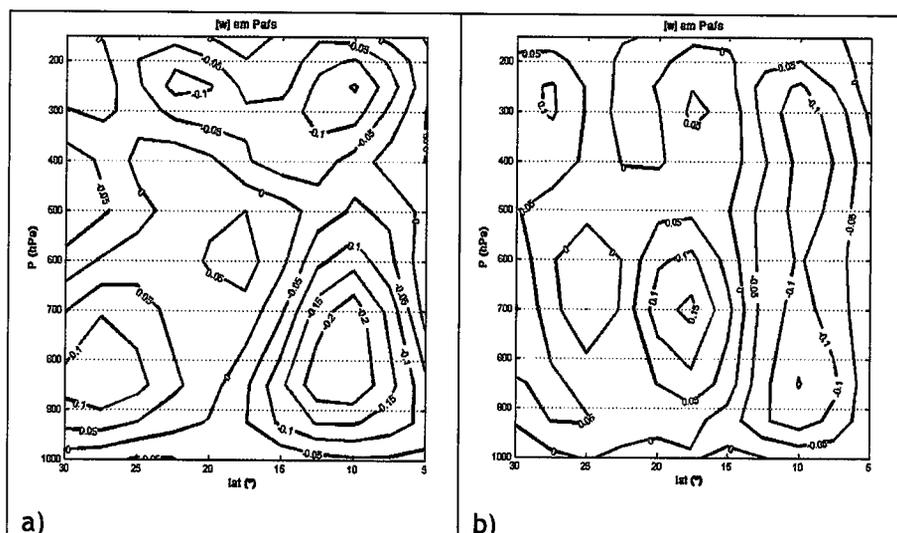


Figura 3.38 Perfis latitudinais da velocidade vertical ω em $Pa.s^{-1}$, nos instantes T12 (a) e T16 (b)

3.2.2 Termos transporte da energia cinética das perturbações

Os valores negativos dos termos de transporte nas Tabelas 3.11 e 3.12 (pag.104), indicam a existência de divergência do fluxo de energia cinética tanto na horizontal como na vertical, na baixa e média troposfera, no instante T12, enquanto que no instante T16 a divergência horizontal se concentra nos níveis abaixo de 850hPa, e a divergência no fluxo vertical, do nível de 400hPa à 200hPa. A convergência do fluxo horizontal é observada em toda a média e alta troposfera onde atinge o valor máximo.

As configurações dos perfis latitudinais do termo $-\left[\nabla \cdot \vec{V} k_e\right]$ no fluxo perturbado, representadas na figura 3.39, são semelhantes às observadas na corrente geral (pag.108). Observam-se as duas regiões, com dois núcleos de sinais contrários, a de divergência a sul da latitude de $20^\circ N$, e a de convergência a norte dos $20^\circ N$. A convergência e a divergência máxima do fluxo de energia cinética da perturbação observam-se ambos no nível de 600hPa. De salientar que este nível corresponde ao nível do desenvolvimento máximo do jacto de leste Africano localizado entre as latitudes de $10^\circ N$ e $15^\circ N$.

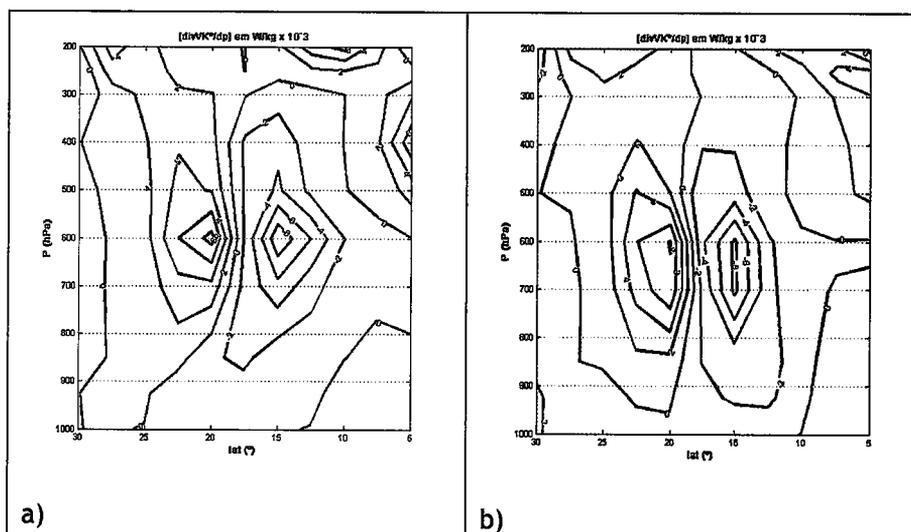


Figura 3.39 Perfis latitudinais do termo transporte horizontal perturbado, $-(\nabla \cdot \vec{V} k_e)$, nos instantes T12(a) e T16 (b)

No instante T12, nos perfis latitudinais de $-\left[\frac{\partial \omega k_e}{\partial p}\right]$, nas longitudes de 12.5°W e 17.5°W (figura 3.40), entre as latitudes de 10°N e 20°N os centros de convergência e de divergência vertical do fluxo da energia cinética, encontram-se distribuídos de forma alternada. Na baixa troposfera até ao nível de 850hPa observa-se a divergência do fluxo vertical, entre os níveis de 850hPa e de 600hPa encontra-se um núcleo de convergência centrado nos 700hPa , acima do nível de 600hPa observa-se a divergência.

No instante T16, a região de convergência se observa em toda a baixa troposfera até o nível de 700hPa com um máximo centrado nos 850hPa na latitude de 15°N . Na mesma latitude no nível de 600hPa observa-se um núcleo máximo de divergência do fluxo vertical da energia cinética.

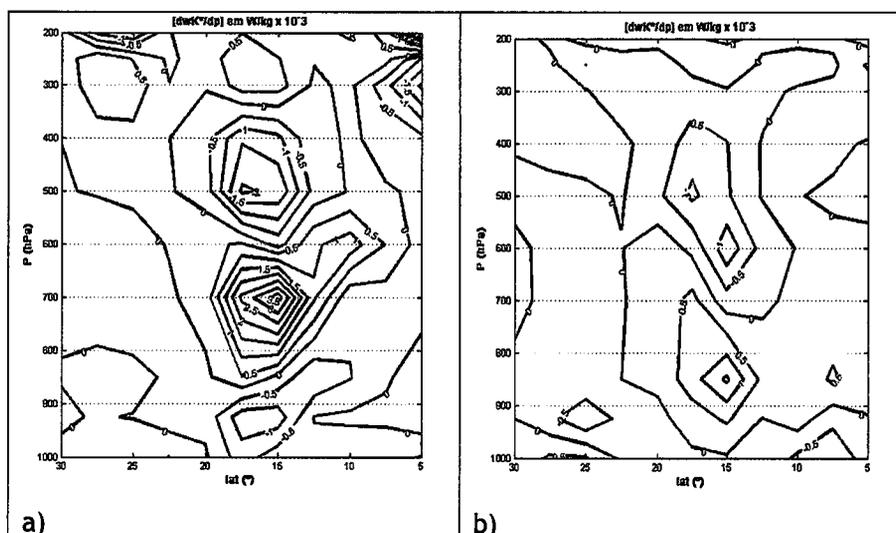


Figura 3.40 Perfis latitudinais do termo transporte vertical $-(\partial \omega_k / \partial p)$, nos instantes T12(a) e T16 (b)

Da análise dos perfis latitudinais verifica-se que na zona do desenvolvimento do JAL, na latitude de 15°N , no nível de 600hPa observa-se um transporte intenso na horizontal de energia cinética das perturbações para fora da região, enquanto que na vertical no nível de 700hPa, onde a perturbação ondulatória tem maior expressão, o fluxo de convergência vertical é mais intenso.

3.2.3 Termo de conversão da energia cinética zonal em energia cinética das perturbações

As componentes zonal $-[u^* \omega^*] \frac{\partial [u]}{\partial p}$, e meridional $-[v^* \omega^*] \frac{\partial [v]}{\partial p}$, da conversão da energia cinética média em energia cinética das perturbações dentro da região, indicam que dentro da área de estudo, principalmente no instante T12, observa-se alguma conversão de energia cinética das perturbações na energia cinética da corrente geral com o máximo negativo no nível de 700hPa, enquanto que na baixa troposfera e na alta troposfera no nível de 200hPa observa-se a conversão da energia cinética da corrente geral em energia cinética das perturbações dentro da região. No instante T16, esta conversão se processa em toda a troposfera. O valor destes termos é muito pequenos em

relação aos outros termos da equação de balanço, pelo que são insignificantes no balanço total da energia cinética.

3.3 Síntese do balanço da energia cinética na fase de desenvolvimento baroclínico

A análise da variação dos termos dos balanços da energia cinética da corrente geral e das perturbações representados nas Tabelas 3.9 e 3.10 (pag.102) e nas Tabelas 3.13 e 3.14 (pag.112) respectivamente, mostram que nesta fase de desenvolvimento da onda, a geração da energia cinética das perturbações tem maior contribuição no balanço da energia cinética.

Durante este período a taxa de conversão de energia potencial disponível em energia cinética da corrente geral $-[\omega\alpha]$ atinge valores significativos. A maior parte desta energia é exportada para a alta troposfera pelos fluxos de convergência vertical associados aos intensos movimentos verticais que se verificam na região. Apenas uma pequena quantidade, cerca de 1,5% da energia convertida, é destinada a geração de energia cinética na corrente geral dentro da região de estudo. Esta pequena quantidade constitui cerca de 50% do total do balanço da energia cinética na corrente geral.

No balanço da energia cinética das perturbações, no instante T16, observa-se principalmente a destruição adiabática da energia cinética. A geração de energia ocorre nos níveis acima de 700hPa e constitui cerca de 95% do fluxo de convergência horizontal da energia potencial das perturbações, i.e., o fluxo horizontal convergente da energia potencial tem o papel principal na determinação do valor do termo da geração da energia cinética na região de estudo.

4. FASE DE DESENVOLVIMENTO JUNTO À COSTA DO CONTINENTE AFRICANO

Segundo Berry e Thorncroft (2005), é a fase do ciclo da vida da onda que precede a ciclogênese tropical, e nesta fase a onda perde as suas características baroclínicas. No Oceano Atlântico ao sul das ilhas de Cabo Verde, nas cartas sinópticas de superfície, observa-se uma depressão, que no campo de vento corresponde a um vórtice ciclónico definido na baixa e média troposfera. Esta depressão é também identificada como um sistema de nuvens do tipo convectivo em forma de espiral nas imagens de satélite.

Nesta fase é feita o balanço da energia cinética no instante T20, que corresponde ao dia 13 de Agosto de 2004 às 12:00UTC. Serão analisadas as diferentes formas de energia que participam no balanço da energia cinética.

4.1 Balanço da energia cinética da corrente geral

O balanço da energia cinética da corrente geral durante a fase do desenvolvimento da onda junto a costa ocidental Africana, é exemplificada no instante T20. A variação dos termos da equação de balanço estão representados na Tabela 3.17.

Tabela 3.17 Balanço médio da energia cinética da corrente geral nos níveis de pressão $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no instante T20, dia 13 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

| Balanço da Energia Cinética Instante T20 (13.08.2004-12:00UTC) | | | | | | |
|---|--------------------------|------------------------------|---------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|----------------------------|
| níveis pressão (hPa) | [K] (J/kgs) | [dk/dt] ($10^{-5}W/kg$) | -[VgradFi] ($10^{-2}W/kg$) | -[divVK] ($10^{-2}W/kg$) | -[dwk/dp] ($10^{-2}W/kg$) | -[E] ($10^{-2}W/kg$) |
| 200 | 8.71 | 3.823 | 0.302 | 0.007 | -0.001 | -0.305 |
| 250 | 6.20 | 2.667 | 0.290 | 0.004 | 0.000 | -0.292 |
| 300 | 5.21 | 1.382 | 0.217 | 0.002 | -0.001 | -0.217 |
| 400 | 4.28 | -2.283 | 0.312 | 0.003 | 0.000 | -0.317 |
| 500 | 4.11 | -2.541 | 0.220 | 0.001 | 0.000 | -0.224 |
| 600 | 4.48 | -1.840 | 0.076 | -0.000 | 0.001 | -0.078 |
| 700 | 3.17 | -0.913 | 0.003 | 0.000 | -0.000 | -0.004 |
| 850 | 1.96 | -0.125 | -0.020 | -0.000 | -0.000 | 0.020 |
| 925 | 2.72 | -1.907 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | -0.005 |
| 1000 | 2.08 | -0.585 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | -0.002 |
| Total | ($10^5 J/m^2$) 0.34 | (W/m^2) -0.035 | ($10^2 W/m^2$) 0.122 | (W/m^2) 0.130 | (W/m^2) 0.005 | ($10^2 W/m^2$) -0.124 |

Os valores da energia cinética específica média $[K]$, nos diferentes níveis de pressão diminuíram consideravelmente em relação as fases anteriores. O valor máximo que se observa no nível de 200hPa de $8\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\text{s}^{-1}$, no instante inicial neste nível atingiu o valor de $31\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\text{s}^{-1}$. Esta diferença nos valores da energia cinética, pode ser justificada com a saída da onda para o Atlântico, onde as correntes de jacto enfraquecem e acabam por desaparecer. A ausência de contrastes térmicos acentuados no oceano é uma das principais causas da ausência do JAL oceano, é observado principalmente sobre o continente.

4.1.1. Termo de geração adiabática $-\left[\vec{V}\cdot\nabla\phi\right]$

Em termos médios a geração ocorre na média e alta troposfera com a exceção do nível de 850hPa, onde se observa a destruição da energia cinética. No perfil vertical observa-se que os valores positivos de $-\left[\vec{V}\cdot\nabla\phi\right]$ aumentam com a altitude e atinge o máximo aos 400hPa. Na baixa troposfera o termo geração apresenta valores muito pequenos, próximos de zero.

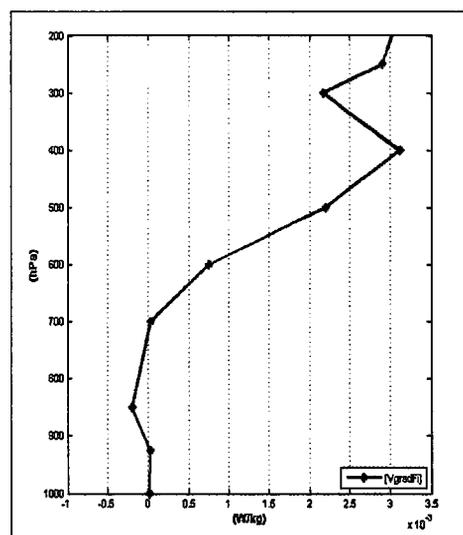


Figura 3.41 Perfil vertical médio do termo geração adiabática da energia cinética no instante T20, dia 13 de Agosto às 12:00UTC

A variação na altitude dos termos médios da equação da geração adiabática da energia cinética encontra representada na Tabela 3.18.

Tabela 3.18 Geração adiabática da energia cinética nos níveis isobáricos em $W \cdot kg^{-1}$, e a total em $W \cdot m^{-2}$, no instante T20, dia 13 de Agosto de 2004

| Geração adiabática da Energia Cinética T20 (13.08.2004-12:00UTC) | | | | |
|---|---------------------------|---------------------------|---------------------------|----------------------------|
| níveis pressão (hPa) | -[VgradFi] (W/kg) | -[w_alfa] (W/kg) | -[divVFi] (W/kg) | -[dwFi/dp] (W/kg) |
| 200 | 0.0030 | -0.0015 | 0.0052 | -0.0006 |
| 250 | 0.0029 | -0.0015 | 0.0036 | 0.0008 |
| 300 | 0.0022 | -0.0048 | 0.0025 | 0.0045 |
| 400 | 0.0031 | -0.0107 | 0.0031 | 0.0107 |
| 500 | 0.0022 | -0.0011 | 0.0020 | 0.0013 |
| 600 | 0.0008 | 0.0020 | 0.0007 | -0.0019 |
| 700 | 0.0000 | 0.0071 | 0.0001 | -0.0072 |
| 850 | -0.0002 | 0.0556 | -0.0001 | -0.0557 |
| 925 | 0.0000 | 0.1437 | 0.0000 | -0.1437 |
| 1000 | 0.0000 | 0.8003 | 0.0000 | -0.8003 |
| Total | ($10^2 W/m^2$) 0.122 | ($10^2 W/m^2$) 1.124 | ($10^2 W/m^2$) 0.142 | ($10^2 W/m^2$) -1.144 |

Na baixa troposfera até ao nível de 600hPa $-\omega\alpha$ apresenta valores positivos, indicando a conversão da energia potencial disponível em energia cinética, com um valor máximo positivo junto à superfície. Acima do nível de 600hPa e na alta troposfera o termo $-\omega\alpha$ negativo indica a destruição adiabática de energia cinética. Toda a energia convertida é transportada para a alta troposfera pelo fluxo vertical divergente da energia potencial associada aos movimentos verticais ascendentes que se observam em toda a troposfera na região onde se desenvolve a depressão tropical. No entanto a geração de energia cinética ocorre com mais intensidade nos níveis onde se observa a destruição adiabática, indicando que a energia cinética da corrente geral é garantida pelos fluxos da energia potencial na horizontal e na vertical que, nestes níveis, são convergentes.

Os perfis latitudinais dos termos de geração $-\vec{V} \cdot \nabla \phi$ e de conversão $-\omega\alpha$, apresentadas na figura 3.42, verifica-se que a zona de conversão da energia potencial disponível em energia cinética está localizada na baixa troposfera, enquanto que a geração se concentra na alta e media troposfera à norte da latitude de $18^\circ N$, a sul desta latitude observa-se a destruição adiabática da energia cinética com o máximo negativo no nível de 500hPa na latitude $12^\circ N$.

Em relação ao instante anterior, T16 (pag.106), observa-se que a zona de geração localizada à norte de 18°N intensificou enquanto que a zona de destruição se concentrou entre os níveis de 700hPa e 400hPa.

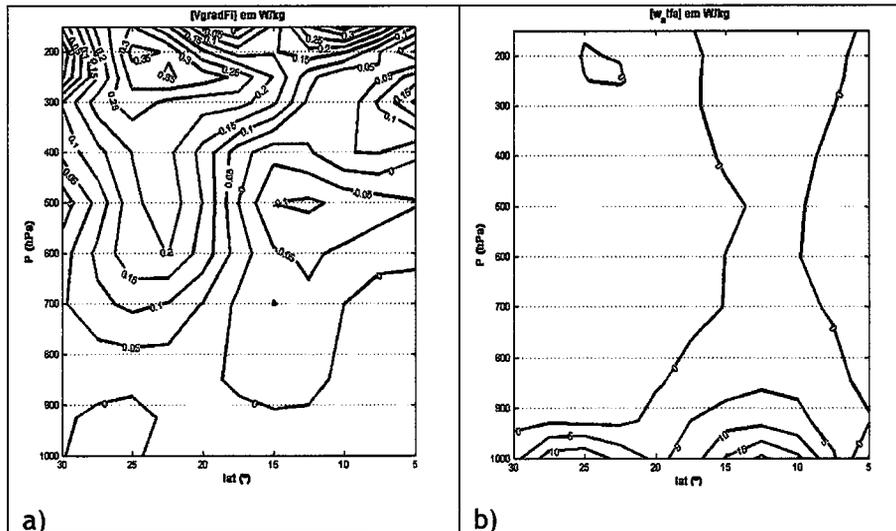


Figura 3.42 Perfis latitudinais dos termos $-(\vec{V} \cdot \nabla \phi)$ (a), e $-(\omega \alpha)$ (b), para o instante T20, na longitude de 22.5°W

Da interpretação da variação dos termos de geração adiabática da energia cinética é evidente que a geração da energia cinética da corrente geral se processa na média e alta troposfera e é devida aos fluxos convergentes da energia potencial nas fronteiras da região, i.e., é dominante as conversões barotrópicas da energia.

4.1.2 Termos de transporte de energia cinética

Os termos de transporte horizontal e vertical da energia cinética são ambos positivos na baixa troposfera, denotando a presença de convergência tanto na horizontal como na vertical. Verifica-se uma fraca divergência horizontal nos níveis de 850hPa e de 600hPa. A partir dos 500hPa transforma-se em convergência, e aumenta de intensidade atingindo o valor máximo no nível de 200hPa, indicando o transporte de energia cinética para a região de estudo.

Nos perfis latitudinais representados na figura 3.43, verifica-se que as duas zonas de convergência e divergência que se observavam no instante T16

diminuíram de intensidade mas se mantêm no mesmo local. Entre as latitudes de 10°N e 20°N encontra-se uma zona de divergência, indicando que a energia cinética gerada nesse local é transportado para fora.

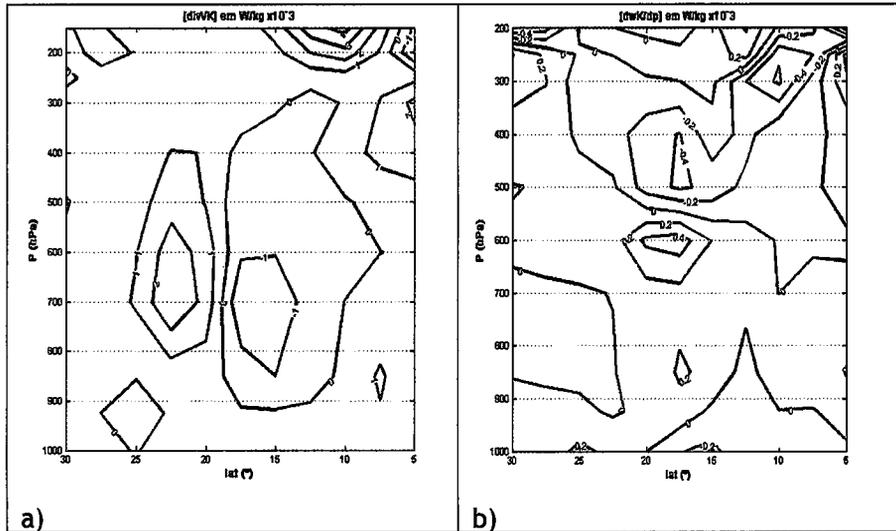


Figura 3.43 Perfis latitudinais dos termos de transporte horizontal(a) e vertical (b) da energia cinética da corrente geral, no instante T20.

A existência da convergência do fluxo horizontal na alta troposfera, indica que a contribuição do termo transporte horizontal no balanço de energia cinética na corrente geral verifica-se principalmente na alta troposfera.

4.2 Balanço de energia cinética das perturbações

O balanço da energia cinética no seio das perturbações (Tabela 3.19) dá-nos as contribuições das diferentes formas de energia na geração ou destruição da energia cinética das perturbações, nos diferentes níveis isobáricos.

Tabela 3.19 Balanço da energia cinética das perturbações no níveis de pressão em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 13 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

| Balanço da Energia Cinética da perturbação Instante T20 (13.08.2004-12:00UTC) | | | | | | |
|--|---|--|------------------------------------|---|---|-------------------------------|
| níveis pressão (hPa) | $-[V*\text{grad}\Phi^*]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[\text{div}VK^*]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[dwk^*/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[u^*.w^*]d[u]/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[v^*.w^*]d[v]/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[E^*]$ ($10^{-3}W/kg$) |
| 200 | 4.037 | 0.108 | -0.004 | -0.000 | 0.000 | -4.076 |
| 250 | 4.281 | 0.060 | 0.008 | 0.000 | -0.000 | -4.305 |
| 300 | 2.632 | 0.038 | -0.006 | 0.000 | 0.000 | -2.647 |
| 400 | 2.414 | 0.023 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | -2.445 |
| 500 | 1.419 | 0.009 | 0.006 | 0.000 | -0.000 | -1.438 |
| 600 | 0.130 | 0.004 | 0.008 | -0.000 | 0.000 | -0.145 |
| 700 | 0.124 | -0.000 | -0.002 | -0.000 | 0.000 | -0.121 |
| 850 | -0.113 | 0.003 | -0.004 | 0.000 | -0.000 | 0.127 |
| 925 | 0.041 | 0.002 | -0.002 | -0.000 | 0.000 | -0.035 |
| 1000 | 0.007 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | -0.006 |
| Total | ($10^{-2}W/m^2$) 0.12 | (W/m^2) 0.179 | (W/m^2) 0.007 | (W/m^2) 0.000 | (W/m^2) 0.000 | ($10^{-2}W/m^2$) -0.12 |

Os termos de geração e de dissipação da energia cinética das perturbações apresentam a mesma ordem de grandeza, i.e., na média e alta troposfera, tanto na corrente geral como no seio da perturbação, verifica-se a existência de um intensa geração bem como a dissipação da energia cinética.

4.2.1 Geração adiabática

A geração da energia cinética das perturbações, ocorre na média e alta troposfera onde $-\left[\vec{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right]$ apresenta valores positivos significantes, atingindo o máximo nos níveis de 250 e de 200hPa. Como se pode observar na Tabela 3.20, a conversão da energia potencial disponível das perturbações em energia cinética, ocorre em toda a troposfera, com a conversão máxima na baixa troposfera. No entanto esta energia é exportada para os níveis superiores pelo fluxo vertical que é divergente em toda a troposfera.

Tabela 3.20 Geração adiabática da energia cinética das perturbações em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no instante T20, dia 13 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

| Geração adiabática da Energia Cinética da perturbação T20 (13.08.2004-12:00UTC) | | | | |
|--|------------------------------------|---------------------------|-----------------------------------|-----------------------------|
| níveis pressão (hPa) | $-[V*\text{grad}\Phi^*]$ (W/kg) | $-[w*\alpha^*]$ (W/kg) | $-[\text{div}V*\Phi^*]$ (W/kg) | $-[dw*\Phi^*/dp]$ (W/Kg) |
| 200 | 0.0040 | 0.0016 | 0.0058 | -0.0034 |
| 250 | 0.0043 | 0.0045 | 0.0046 | -0.0049 |
| 300 | 0.0026 | 0.0069 | 0.0028 | -0.0070 |
| 400 | 0.0024 | 0.0103 | 0.0025 | -0.0104 |
| 500 | 0.0014 | 0.0147 | 0.0015 | -0.0148 |
| 600 | 0.0001 | 0.0147 | 0.0004 | -0.0150 |
| 700 | 0.0001 | 0.0210 | 0.0002 | -0.0211 |
| 850 | -0.0001 | 0.0504 | -0.0000 | -0.0505 |
| 925 | 0.0000 | 0.0781 | 0.0000 | -0.0781 |
| 1000 | 0.0000 | 0.3980 | 0.0000 | -0.3980 |
| Total | $(10^2W/m^2)$ 0.12 | $(10^2W/m^2)$ 1.63 | $(10^2W/m^2)$ 0.14 | $(10^2W/m^2)$ -1.65 |

A convergência do fluxo horizontal da energia potencial das perturbações na média e alta troposfera é o factor determinante na geração da energia cinética das perturbações nesta fase. Nos perfis verticais dos termos de geração e de transporte horizontal representados na figura 26, é evidente a correlação entre a variação dos dois termos na vertical. O aumento da geração da energia cinética das perturbações com a altitude corresponde ao aumento da convergência do fluxo horizontal da energia potencial das perturbações.

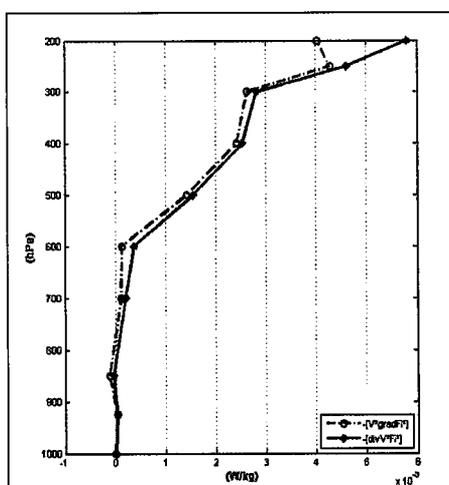


Figura 3.44 Perfis verticais médios dos termos perturbados $-\bar{V}*\nabla\phi^*$ e $-\nabla\cdot\bar{V}*\phi^*$, no instante T20

4.2.2 Termos transporte da energia cinética das perturbações

No balanço da energia cinética das perturbações apresentado na Tabela 3.20, os termos transporte horizontal $-\left[\nabla \cdot \vec{V}k_e\right]$ e vertical $-\left[\partial\omega k_e/\partial p\right]$ da energia cinética, são de uma a duas ordens de grandeza menores que o termo geração. Em toda a troposfera o fluxo médio horizontal é convergente, sendo de maior intensidade na alta troposfera, indicando que a energia cinética das perturbações é importado para a região de estudo.

Na baixa troposfera junto à superfície o fluxo vertical é convergente, nos níveis superiores até 700hPa observa-se a divergência do fluxo vertical. Entre os níveis de 600hPa e de 400hPa onde o fluxo vertical é convergente, a energia é transportada para os níveis mais baixos, acima destes níveis o fluxo divergente transporta a energia cinética das perturbações para a alta troposfera. O perfil latitudinal de $-\left(\nabla \cdot \vec{V}k_e\right)$ (figura 3.45a) mostra a diminuição da intensidade do transporte horizontal da energia cinética das perturbação em relação ao instante T16 (pag.117). A zona de convergência à norte da latitude de 20°N bem como a de divergência à sul, apresentam um núcleo máximo aos 700hPa mas relativamente menos intenso que no instante T16. O perfil do fluxo vertical é caracterizado por uma vasta zona de divergência na média e alta troposfera, e outra na baixa troposfera até o nível de 900hPa. Na camada entre os níveis de 900hpa e de 600hPa observa-se a existência de fraca convergência do fluxo vertical.

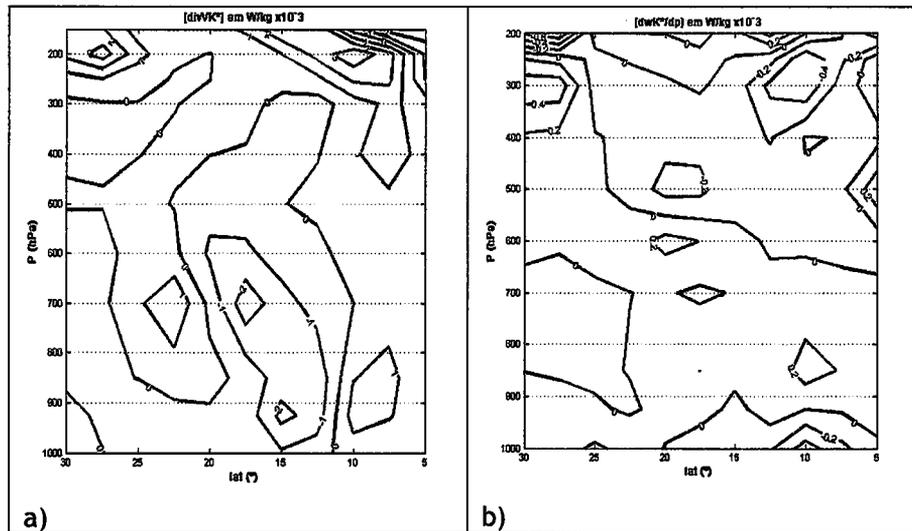


Figura 3.45 Perfis latitudinais dos termos de transporte horizontal $-(\nabla \cdot \vec{V} k_e)$ (a) e vertical $-(\partial \omega k_e / \partial p)$ (b) no instante T20, na longitude de 22.5°W

Os perfis latitudinais dos termos de transporte da energia cinética das perturbações apresentam configurações semelhantes aos dos mesmos termos da corrente geral, indicando que o transporte nas perturbações e na corrente geral ocorre com a mesma intensidade na região.

É importante notar que nesta fase de desenvolvimento da onda, a advecção de temperatura com a altitude diminuiu, e como se pode observar nos perfis de $-\vec{V} \cdot \nabla T$ representados na figura 3.46(a), a advecção positiva observa-se principalmente na baixa troposfera a sul da latitude de 15°N com a intensidade de 2K por dia. Acima deste nível a advecção é aproximadamente nula. A advecção negativa é observada entre as latitudes de 15°N e 20°N em toda a baixa e média troposfera com maior intensidade que a positiva, com o valor máximo de -4k por dia no nível de 700hPa.

A convecção, na região ao sul da latitude de 20°N, onde se desenvolve a depressão tropical, ocorre em toda a troposfera (figura 3.46b). A diminuição da intensidade da advecção horizontal da temperatura é um índice da diminuição da baroclinicidade na região.

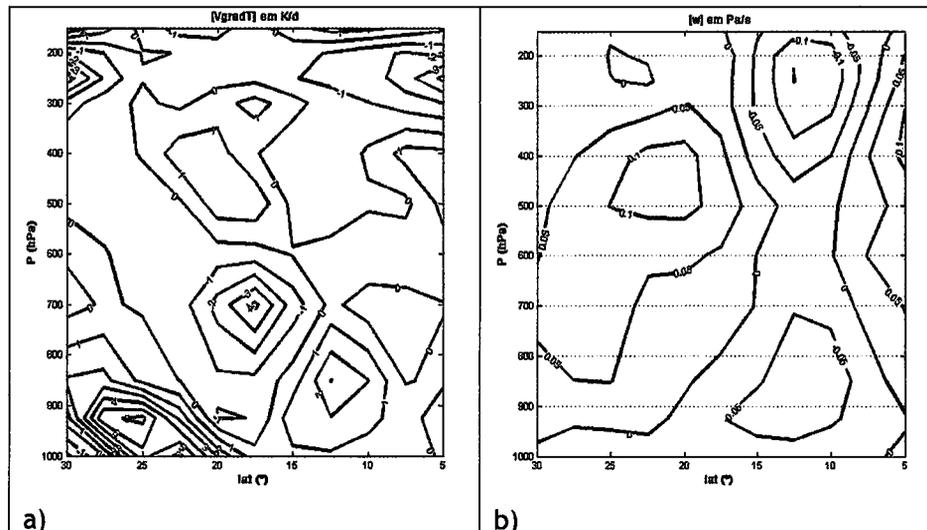


Figura 3.46 Advecção da temperatura em $K.d^{-1}$ (a), e velocidade vertical ómega em $Pa.s^{-1}$ (b) na longitude de $22.5^{\circ}W$ no dia 13 de Agosto de 2004 às 12:00UTC.

No instante temporal considerado, verifica-se que as características energéticas que caracterizavam o desenvolvimento da onda diminuíram de intensidade, pois sendo a OLA uma perturbação que desenvolve na baixa e média troposfera, nesta fase as transformações energéticas importantes se observam principalmente na alta troposfera. No entanto observa-se na baixa e média troposfera uma intensa conversão da energia potencial disponível em energia cinética tanto da corrente geral como das perturbações, energia esta que é totalmente exportada para a alta troposfera, que corresponde ao modelo típico de um ciclone tropical, em que a presença das nuvens de convecção profunda e fortes movimentos convectivos são as características que acompanham o seu desenvolvimento.

5. FASE DE DESENVOLVIMENTO DA DEPRESSÃO TROPICAL

É de interesse analisar o balanço da energia cinética na região onde se formou a depressão tropical, que se encontra bem definida nas cartas de superfície e nas imagens de satélite.

O balanço da energia cinética da corrente geral e das perturbações na região do desenvolvimento do sistema estão indicados respectivamente nas Tabelas 3.21 e 3.23.

A variação do termo de geração adiabática da energia cinética da corrente geral e das perturbações, que representa a fonte interna da energia cinética será analisado pela variação dos termos apresentados nas Tabelas 3.22 e 3.24.

5.1 Balanço da energia cinética da corrente geral

As diferentes contribuições dos termos da equação de balanço da energia cinética representados na Tabela 3.21, revelam a importância dos termos de geração e de dissipação da energia cinética. De notar a contribuição do termo de transporte horizontal da energia cinética na média e alta troposfera.

Tabela 3.21 Balanço médio da energia cinética da corrente geral nos níveis de pressão $W.kg^{-1}$, e o total em $W.m^{-2}$, no dia 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

| Balanço da Energia Cinética Instante T24 (14.08.2004-12:00UTC) | | | | | | |
|---|-------------------------|------------------------------|---------------------------------|-------------------------------|--------------------------------|---------------------------|
| níveis pressão (hPa) | [K] (J/kgs) | [dk/dt] ($10^{-5}W/kg$) | -[VgradFi] ($10^{-2}W/kg$) | -[divVK] ($10^{-2}W/kg$) | -[dwk/dp] ($10^{-2}W/kg$) | -[E] ($10^{-2}W/kg$) |
| 200 | 10.23 | 5.391 | 1.284 | 0.018 | 0.001 | -1.199 |
| 250 | 6.67 | 3.894 | 0.992 | 0.010 | 0.001 | -0.944 |
| 300 | 4.26 | 0.722 | 0.716 | 0.005 | -0.001 | -0.646 |
| 400 | 3.43 | 0.972 | 0.315 | 0.002 | -0.000 | -0.293 |
| 500 | 3.05 | 0.076 | 0.236 | 0.002 | -0.001 | -0.291 |
| 600 | 3.54 | -0.408 | 0.112 | 0.001 | -0.001 | -0.169 |
| 700 | 2.96 | 0.578 | 0.062 | 0.000 | 0.000 | -0.082 |
| 850 | 1.45 | 1.056 | 0.004 | 0.000 | 0.001 | -0.023 |
| 925 | 1.99 | 0.277 | 0.003 | 0.000 | -0.000 | -0.010 |
| 1000 | 1.75 | 0.578 | 0.000 | 0.000 | -0.000 | -0.002 |
| Total | ($10^5J/m^2$) 0.31 | (W/m ²) 0.087 | ($10^2W/m^2$) 0.279 | (W/m ²) 0.269 | (W/m ²) -0.006 | ($10^2W/m^2$) -0.281 |

A variação na vertical da energia cinética específica $[K]$, bem como a do termo geração $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$, apresenta alguma diferença em relação as fases de desenvolvimento da onda sobre o continente, nas quais é característico nos perfis verticais destes termos a presença de dois máximos, um na média troposfera e outro na alta troposfera. No oceano, a distribuição vertical é uniforme, observa-se que a geração intensifica com a altitude e atinge o valor máximo na alta troposfera, como se pode observar nos perfis verticais representados na figura 3.47 (b). Na Perfis latitudinais é possível observar a concentração da zona de geração máxima na alta troposfera.

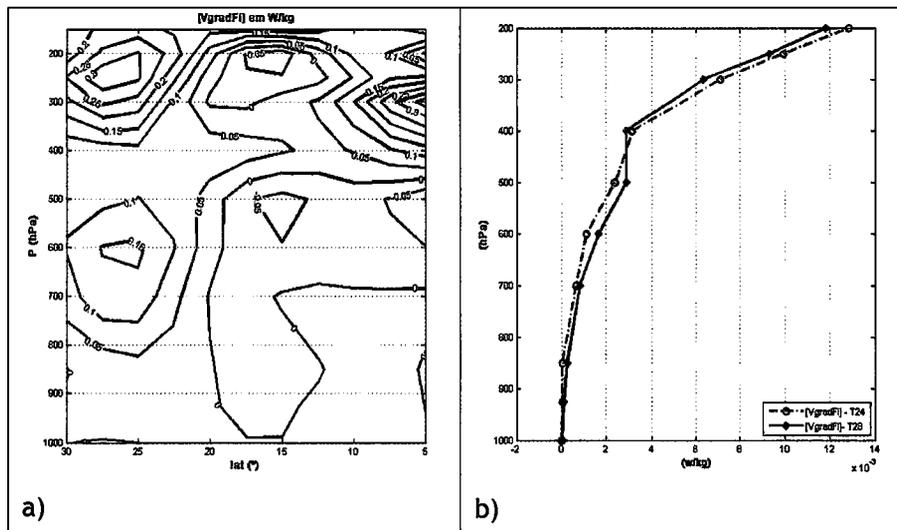


Figura 3.47 Perfis latitudinais de $-\left(\vec{V} \cdot \nabla \phi\right)$ (a) e perfis verticais do termo médio $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$ (b), nos instantes T24 e T28, dia 14 e 15 de Agosto de 2004 às 12:00

Da análise da contribuição dos termos fontes da geração da energia cinética apresentados na Tabela 3.22, verifica-se que toda a energia potencial disponível convertida em energia cinética na baixa troposfera é transportada para os níveis isobáricos superiores onde ocorre a destruição adiabática de energia cinética. A geração de energia cinética na média e alta troposfera, é derivada dos fluxos convergentes da energia potencial na horizontal e na vertical, i.e., a geração é devida a força de pressão exercida por estes fluxos nas fronteiras da região. De notar que o termo $-\left[\omega \alpha\right]$ nestes níveis tem valor negativo, indicando a destruição adiabática da energia cinética na média e alta troposfera.

Tabela 3.22 Geração adiabática da energia cinética em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

| Geração adiabática da Energia Cinética T24 (14.08.2004-12:00UTC) | | | | |
|---|---------------------------|---------------------------|---------------------------|----------------------------|
| níveis pressão (hPa) | $-[VgradFi]$ (W/kg) | $-[w_alfa]$ (W/kg) | $-[divVF_i]$ (W/kg) | $-[dwFi/dp]$ (W/kg) |
| 200 | 0.0128 | -0.0033 | 0.0109 | 0.0052 |
| 250 | 0.0099 | -0.0029 | 0.0080 | 0.0048 |
| 300 | 0.0072 | -0.0025 | 0.0056 | 0.0040 |
| 400 | 0.0031 | -0.0005 | 0.0030 | 0.0007 |
| 500 | 0.0024 | 0.0029 | 0.0021 | -0.0026 |
| 600 | 0.0011 | -0.0017 | 0.0011 | 0.0017 |
| 700 | 0.0006 | -0.0110 | 0.0006 | 0.0110 |
| 850 | 0.0000 | 0.0380 | 0.0001 | -0.0381 |
| 925 | 0.0000 | 0.1374 | 0.0001 | -0.1374 |
| 1000 | 0.0000 | 0.8866 | 0.0000 | -0.8866 |
| Total | ($10^2 W/m^2$) 0.279 | ($10^2 W/m^2$) 0.775 | ($10^2 W/m^2$) 0.240 | ($10^2 W/m^2$) -0.735 |

Nos perfis latitudinais da taxa de conversão de energia $-\omega\alpha$ e da velocidade vertical $[\omega]$ (figura 30), é evidente que a existência da convecção profunda na região contribui para a exportação para os níveis superiores toda a energia convertida na baixa troposfera.

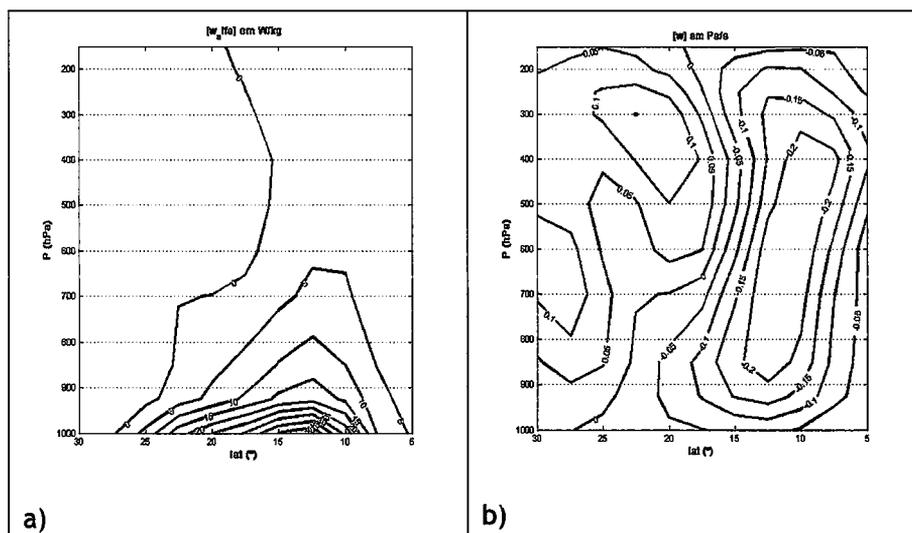


Figura 3.48 Perfis latitudinais de $-\omega\alpha$ em $W.kg^{-1}$ (a), e $[\omega]$ em $Pa.s^{-1}$ (b), no dia 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

As contribuições dos termos que representam a fonte externa da energia cinética são muito pequena em relação a fonte interna. Na média e na alta troposfera nota-se a convergência do fluxo horizontal que traduz o transporte

de energia cinética para a região nestes níveis, enquanto que o transporte na vertical é muito insignificante com valores muito próximos do zero.

5.2 Balanço da energia cinética nas perturbações

A energia cinética gerada no seio das perturbações, como se pode observar nas Tabelas 3.21, e Tabela 3.23, é da mesma ordem de grandeza da energia cinética gerada na corrente média geral, e apresenta um valor muito elevado em relação aos termos transporte, indicando que o termo geração continua sendo o termo com papel dominante no balanço da energia cinética das perturbações, visto que o termo dissipação representa a energia cinética que dissipa para alimentar outras perturbações de menor escala.

Tabela 3.23 Balanço da energia cinética das perturbações em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

| Balanço da Energia Cinética da perturbação Instante T24 (14.08.2004-12:00UTC) | | | | | | |
|--|-------------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|---|---|------------------------------|
| níveis pressão (hPa) | $-[V*gradFi*]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[divVK*]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[dwk*/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[u*.w*]d[u]/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[v*.w*]d[v]/dp]$ ($10^{-3}W/kg$) | $-[E*]$ ($10^{-3}W/kg$) |
| 200 | 11.888 | 0.146 | 0.001 | -0.000 | -0.000 | -12.015 |
| 250 | 9.415 | 0.092 | 0.007 | -0.000 | -0.000 | -9.467 |
| 300 | 7.075 | 0.045 | -0.006 | 0.000 | -0.000 | -7.073 |
| 400 | 3.185 | 0.024 | -0.006 | -0.000 | 0.000 | -3.184 |
| 500 | 2.499 | 0.012 | -0.002 | 0.000 | 0.000 | -2.486 |
| 600 | 1.139 | 0.008 | -0.004 | -0.000 | -0.000 | -1.124 |
| 700 | 0.506 | 0.006 | 0.001 | -0.000 | 0.000 | -0.496 |
| 850 | 0.043 | 0.007 | 0.006 | 0.000 | 0.000 | -0.042 |
| 925 | 0.012 | 0.007 | -0.002 | -0.000 | 0.000 | -0.006 |
| 1000 | -0.000 | 0.004 | -0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.004 |
| Total | ($10^{-2}W/m^2$) 0.27 | (W/m^2) 0.246 | (W/m^2) -0.005 | (W/m^2) -0.000 | (W/m^2) 0.000 | ($10^{-2}W/m^2$) -0.27 |

A variação vertical do termo $-\left[\vec{V} * \cdot \nabla \phi^*\right]$ mostra que a geração de energia cinética das perturbações se processa principalmente na média e alta troposfera atingindo o valor máximo na alta troposfera.

O balanço médio dos termos fonte de energia cinética representado na Tabela 3.23 indica que só uma pequena fracção da energia convertida é usada na

geração da energia cinética das perturbações. Na baixa troposfera, nos níveis de 1000hPa e 925hPa o termo $-\left[\omega^* \alpha^*\right]$ com valores negativos indica a destruição adiabática da energia cinética nestes níveis. É importante salientar que os níveis onde se observa a máxima conversão da energia potencial disponível correspondem aos níveis onde a geração é reduzida. A energia convertida dentro da região de estudo é redistribuída na vertical para os níveis na alta troposfera. O fluxo convergente da energia potencial das perturbações $-\left[\nabla \cdot \bar{V}^* \phi^*\right]$, que se observa na média e alta troposfera afigura-se ser a principal fonte de energia que determina a geração da energia cinética das perturbações na região. O termo é positivo em toda a troposfera, aumenta com a altitude e atinge o valor máximo no nível de 200hPa.

Tabela 3.24 Geração adiabática da energia cinética das perturbações em $W.kg^{-1}$, e a total em $W.m^{-2}$, no dia 14 de Agosto de 2004 às 12:00UTC

| Geração adiabática da Energia Cinética da perturbação T24 (14.08.2004-12:00UTC) | | | | |
|--|--|--|---|--|
| níveis pressão (hPa) | $-\left[V^* \text{grad} \phi^*\right]$ (W/kg) | $-\left[w^* \alpha^*\right]$ (W/kg) | $-\left[\text{div} V^* \phi^*\right]$ (W/kg) | $-\left[dw^* \phi^* / dp\right]$ (W/Kg) |
| 200 | 0.0119 | 0.0060 | 0.0101 | -0.0042 |
| 250 | 0.0094 | 0.0082 | 0.0077 | -0.0065 |
| 300 | 0.0071 | 0.0089 | 0.0056 | -0.0075 |
| 400 | 0.0032 | 0.0042 | 0.0029 | -0.0040 |
| 500 | 0.0025 | 0.0040 | 0.0021 | -0.0036 |
| 600 | 0.0011 | 0.0176 | 0.0011 | -0.0176 |
| 700 | 0.0005 | 0.0322 | 0.0006 | -0.0322 |
| 850 | 0.0000 | 0.0043 | 0.0001 | -0.0044 |
| 925 | 0.0000 | -0.0172 | 0.0000 | 0.0171 |
| 1000 | -0.0000 | -0.0097 | 0.0000 | 0.0097 |
| Total | ($10^2 W/m^2$) 0.27 | ($10^2 W/m^2$) 0.80 | ($10^2 W/m^2$) 0.23 | ($10^2 W/m^2$) -0.76 |

No balanço da energia cinética das perturbações (Tabela 3.23), o termo transporte horizontal da energia cinética é positiva em toda a coluna da troposfera, sendo mais intenso na alta troposfera, i.e., verifica-se a importação da energia cinética das perturbações para a região de estudo. Na vertical, o transporte não é uniforme, notando zonas de divergência e de convergência na vertical, que somando resulta na exportação na vertical da energia cinética das perturbações para fora da região de estudo.

Os termos que representam a conversão da energia cinética da corrente geral em energia cinética das perturbações apresentam valores muito pequenos e insignificantes para o balanço da energia cinética. No entanto a predominância dos valores negativos mostram a existência da conversão da energia cinética das perturbações em energia cinética da corrente geral.

Em termos numéricos, os termos mais expressivos no balanço da energia cinética, são o termo de geração e o termo de dissipação da energia cinética. Ambos representam cerca de 49% do total da energia cinética, respectivamente. O valor elevado do termo dissipação significa que cerca de 50% da energia cinética vai alimentar perturbações de subescala, sendo que uma pequena percentagem é dissipada na baixa troposfera devido ao atrito junto à superfície, que é muito pequeno visto que a perturbação se encontra sobre o oceano.

6. EVOLUÇÃO TEMPORAL DOS TERMOS DA EQUAÇÃO DE BALANÇO

A contribuição dos termos da equação de balanço de energia cinética com maior representatividade na manutenção da energia cinética na região de estudo, bem como a sua variação temporal, é evidenciada nos gráficos que representam a evolução temporal destes termos (figura 3.49).

Os valores nos gráficos representam os termos médios do balanço da energia cinética na corrente geral e nas perturbações, nos diferentes níveis isobáricos integrados ao longo da vertical para cada instante temporal. Os valores médios são referentes a área da região inicialmente definida entre as latitudes de 0° e 37.5°N e entre as longitudes de 17.5°E e 45°W.

A análise dos gráficos que representam a evolução temporal dos termos geração da energia cinética $-\left[\vec{v} \cdot \nabla \phi\right]$, termo transporte horizontal $-\left[\nabla \cdot \vec{v} k\right]$ e conversão da energia potencial disponível em energia cinética $-\left[\omega \alpha\right]$, mostra a ocorrência durante o período de estudo de dois processos com

características energéticas diferentes. Do instante inicial ao instante T18, e outro do instante T18 até o ultimo instante considerado. O primeiro processo corresponde ao ciclo de vida da onda de leste, e o segundo processo corresponde a génese de uma depressão tropical.

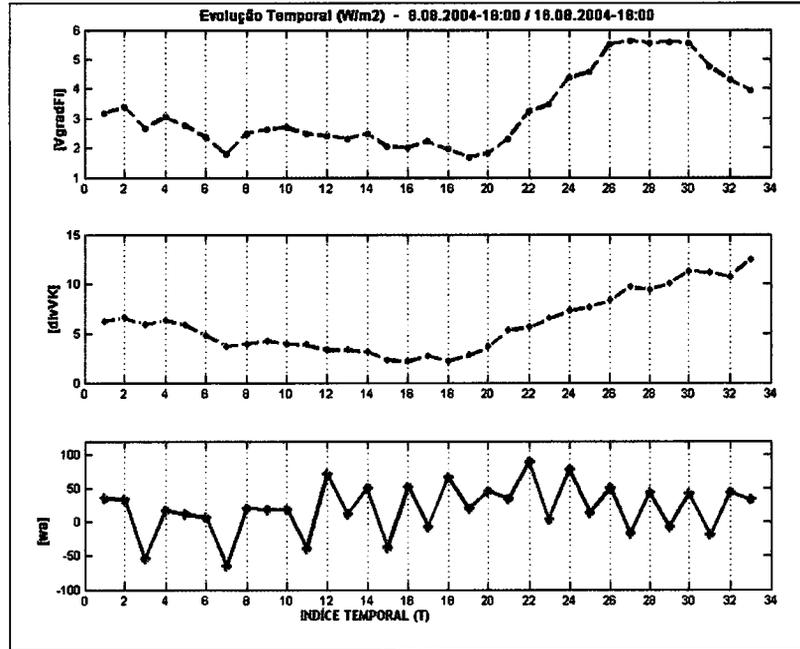


Figura 3.49 Evolução temporal dos termos $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$, $-\left[\nabla \cdot \vec{V} k\right]$ e $-\left[\omega \alpha\right]$, no período de 8 a 16 de Agosto de 2004, de 6 em 6 horas, da corrente geral

O gráfico da evolução temporal do termo geração da energia cinética da corrente geral $-\left[\vec{V} \cdot \nabla \phi\right]$, mostra que este termo mantém positivo durante todo o período. Durante a fase de desenvolvimento baroclínico mantém praticamente constante até o instante T14, a partir de onde começa a diminuir e atinge o valor mínimo quando a onda sai para o oceano no instante T19. A partir deste instante observa-se a intensificação da geração da energia cinética que atinge os valores máximos no instante T30, quando a depressão possui a categoria de um ciclone tropical. Em termos médios a evolução da conversão da energia potencial disponível em energia cinética mostra-se uma grande oscilação, que pode estar relacionado com a variação diária do termo. Em geral aumenta de forma irregular até T22. Durante as fases do desenvolvimento da onda este termo tem uma contribuição significativa na geração da energia cinética, principalmente na fase de desenvolvimento

baroclínico entre T9 e T14. No processo da ciclogénese verifica-se que a contribuição mais importante vem do termo transporte horizontal da energia cinética.

Para o balanço da energia cinética das perturbações, a evolução temporal dos termos analisados (figura 3.50) apresentam uma variação semelhante a da corrente geral ao longo do período considerado. De notar que o termo $-\left[\omega^* \alpha^*\right]$, apresenta valores superiores nas fases iniciais e baroclínicas de desenvolvimento, indicando uma maior contribuição da energia cinética das perturbações no desenvolvimento da onda. Durante o processo de ciclogénese este termo com algumas oscilações apresenta a tendência em manter constante. É evidente que no processo da ciclogénese o termo transporte horizontal da energia cinética das perturbações é a principal fonte externa da geração da energia cinética das perturbações.

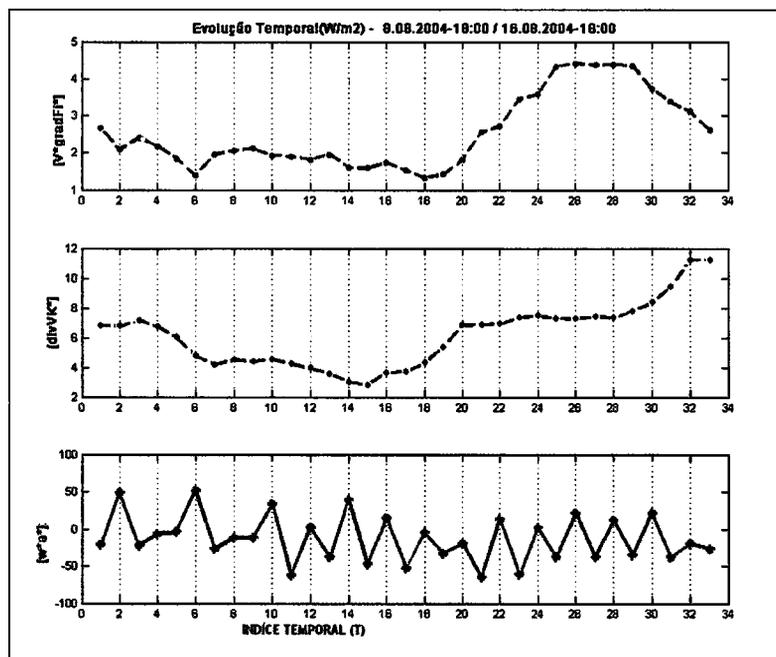


Figura 3.50 Evolução temporal dos termos perturbados de $-\left[\bar{V}^* \cdot \nabla \phi^*\right]$, de $-\left[\nabla \cdot \bar{V}^* k_e\right]$ e de $-\left[\omega^* \alpha^*\right]$ em $W \cdot m^{-2}$, no período de 8 a 16 de Agosto de 2004.

CONCLUSÕES

No estudo que agora concluímos, dedicado ao balanço da energia cinética na região da África Ocidental e o Atlântico, sob a influência da monção Africana no período de 9 a 16 de Agosto de 2004, incidiu-se especificamente sobre uma perturbação ondulatória de escala sinóptica, identificado como uma onda de leste Africana, que se formou no referido período. A determinação do balanço da energia cinética da corrente geral e da perturbação ondulatória com base nas equações da energética da atmosfera, teve como principal objectivo identificar as principais formas de transformações energéticas que contribuem para a manutenção da energia cinética enquanto responsável pelo desenvolvimento da onda de leste Africana.

Dos resultados obtidos no decorrer da parte dedicada à análise e interpretação dos dados, sintetizamos essas informações nas seguintes conclusões:

1. A análise sinóptica feita na região onde se desenvolveu a onda de leste durante o período de 9 a 16 de Agosto de 2004 evidencia uma região com uma estrutura dinâmica e termodinâmica complexa junto à superfície e nos diferentes níveis isobáricos ao longo da vertical. Durante os 4 primeiros dias, a onda desenvolveu-se rapidamente e atingiu a actividade máxima no dia 12 de Agosto ao atravessar a costa ocidental do continente Africano para o oceano Atlântico, onde ao sul do Arquipélago de Cabo Verde se transformou numa depressão tropical. À superfície a génese das ondas de leste está associada a uma vasta região à sul do Sahara onde predomina a convergência horizontal e fortes gradientes de temperatura à superfície, correspondendo a uma região de forte baroclinicidade, consistente com o verificado nos diversos estudos realizados sobre a origem e estrutura da onda de leste Africana (Burpee, 1972,1974, Reed et. al., 1977, Thorncroft and Hoskins, 1994a,b). A advecção de ventos húmidos do sul e do sudoeste

na baixa troposfera na região e no centro do continente Africano, conduz a formação de uma zona de convergência dos fluxos de sul e sudoeste com o fluxo de norte e nordeste à superfície. Devido à existência de fortes movimentos ascendentes na região, verifica-se a formação de nuvens do tipo convectivo que são responsáveis pelas tempestades e precipitações que se observam com a passagem da onda de leste.

2. A análise dos parâmetros que caracterizam a estrutura dinâmica e termodinâmica da região de estudo, permitiu estabelecer as seguintes evidências:

o jacto Africano de leste da média troposfera é localizado sobre o continente Africano, ao longo da latitude de 15°N, no nível de 600hPa; a onda de leste na troposfera tem melhor definição entre as superfícies isobáricas de 850 e 700hPa, propagando-se para o oeste entre estas superfícies;

- as zonas de convergência à superfície e nos níveis de 850hPa correspondem a zonas de divergência ao 700hPa, indicando que a convecção associada à onda de leste se observa abaixo do nível onde a corrente de jacto é mais intensa;
- é uma região de intensa actividade convectiva;
- à superfície é predominam os ventos de sul e de sudoeste ;
- é uma região com fortes gradientes de temperatura à superfície e na baixa troposfera até o nível de 850hPa;
- a existência de vortacidade positiva à superfície e no nível de 850hPa, indicando que a região é caracterizada por uma zona de circulação ciclónica definida na baixa e média troposfera. Este núcleo de vortacidade positiva coincide com as zonas de convergência observadas na região.

Os resultados da análise parecem concordar com as conclusões já obtidas em vários estudos sobre as características e estruturas das ondas de leste, referidos na Parte 1 do estudo (Burpee, 1972,1974,

Reed et al, 1977). A perturbação ondulatória que se formou sobre a África Ocidental na região compreendida entre as latitudes de 15°N e 25°N e as longitudes de 5°E e 5°W, no dia 9 de Agosto de 2004, desenvolve-se na baixa troposfera com maior intensidade entre os níveis de 850hPa e 700hPa, abaixo do Jacto Africano de Leste. Esta perturbação enquadra-se no grupo das ondas de leste com o período de 3-5 dias que se propagam para oeste sobre o continente na faixa entre 17.5°N e 15°N, as quais, segundo Cook et. al., (2004) atingem a actividade máxima durante o mês de Agosto.

3. O estudo do balanço da energia cinética da corrente geral e das perturbações foi realizado nas diferentes fases de desenvolvimento da onda de leste consideradas no estudo. A análise e interpretação dos termos médios da equação de balanço da energia cinética nos instantes temporais definidos para o estudo, permitiu-nos chegar a algumas considerações conclusivas sobre as principais formas de transformações energéticas que determinam o balanço da energia cinética na região, nas diferentes fases de desenvolvimento da onda:

- 3.1. Para a fase de desenvolvimento inicial da OLA, analisada nos instantes T4 e T9, dias 9 e 10 de Agosto de 2004 às 12:00 e 18:00UTC constatámos que:

- A geração da energia cinética da corrente geral na região ocorre em quase toda a troposfera, excepto nos níveis de 300 e 250hPa onde se observa a destruição adiabática da energia cinética. A presença de dois máximos positivos nos níveis de 600hPa e de 200hPa indicam as zonas onde a geração é mais intensa, que correspondem as duas correntes de jacto tropical na média e alta troposfera.

Pela análise dos termos responsáveis pela geração interna da energia cinética, conclui-se que os termos, a taxa de conversão da energia potencial disponível em energia cinética e a de convergência do fluxo horizontal da energia potencial nas fronteiras laterais da região de estudo contribuem para a geração da energia cinética que mantém a

corrente geral na região. Na alta troposfera a energia cinética gerada é devida unicamente à convergência horizontal da energia potencial. Relativamente às perturbações, a conversão de energia potencial disponível em energia cinética, é mais intensa na baixa troposfera. No entanto, a maior parte da energia convertida é exportada para fora da região, e apenas 3% da total convertido foi usado na geração da energia cinética. Nas perturbações as conversões baroclínicas são dominantes, enquanto que na corrente geral na média troposfera ambas as conversões barotrópicas e baroclínicas são responsáveis pela geração da energia cinética. Na alta troposfera são dominantes as conversões barotrópicas.

- Do balanço geral da energia cinética conclui-se que os termos de geração e de dissipação da energia cinética representam os processos de transformação de energia dominantes na região. O valor elevado da taxa de dissipação sugere que a energia cinética é utilizada para alimentar outras perturbações de subescala na região. Os resultados do balanço no seio das perturbações mostram que a energia cinética das perturbações é uma das principais fontes da energia cinética da corrente geral.

3.2. Durante a fase considerada de desenvolvimento baroclínico, as transformações energéticas nos balanços de energia cinética da corrente geral e das perturbações, foram analisadas nos instantes temporais T12 e T16, correspondentes aos dias 11 e 13 de Agosto de 2004 às 12:00UTC. As transformações energéticas dominantes continuam sendo as que estão relacionadas com o termo de geração e de dissipação de energia cinética. As contribuições dos termos de transporte horizontal e vertical de energia cinética, em geral são muito pequenas comparadas com os termos de geração e de dissipação. Deve realçar-se que essa pequena contribuição é observada na média e alta troposfera, nos níveis onde as correntes de jacto são mais intensas. Nos dois instantes T12 e T16, a geração de energia cinética da corrente geral na baixa e média troposfera provém da

intensificação da conversão da energia potencial disponível. Nas perturbações essa geração nos dois instantes tem fontes distintas. No instante T12 é devida à conversão de energia potencial disponível das perturbações, enquanto que no instante T16 é devida essencialmente à convergência dos fluxos horizontais e verticais da energia potencial das perturbações. Estas conclusões evidenciam a predominância das conversões baroclínicas na corrente geral dentro da região. No instante T16, no seio das perturbações, as conversões barotrópicas têm maior expressão na média e baixa troposfera. Neste instante, a onda de leste ao atingir a costa ocidental do continente apresenta um desenvolvimento máximo. É evidente a diminuição da advecção da temperatura, que contribui para a diminuição da baroclinicidade. A presença da advecção de ar mais fresco e húmido junto a costa contribui para o início da diminuição da intensidade do JAL que se observa no instante T16.

3.3. Para esta fase que se considerou como sendo o de desenvolvimento da onda junto à costa ocidental da África, no oceano Atlântico, foi objecto de análise, o instante T20, no dia 13 de Agosto de 2004 às 12:00UTC. Nesta fase, a onda atinge um desenvolvimento extraordinário, resultando na génese de um ciclone tropical, ao sul das Ilhas de Cabo Verde.

Em termos energéticos, a geração de energia cinética da corrente geral processa-se na média e alta troposfera, e resulta da convergência dos fluxos horizontal e vertical da energia potencial nas paredes da região. A conversão de energia potencial em energia cinética que ocorre na baixa troposfera é totalmente exportada pelo fluxo vertical para a alta troposfera. No seio da perturbação a conversão da energia potencial disponível em energia cinética, é mais intensa e ocorre em todos os níveis isobáricos. No entanto apenas uma pequena parte desta energia, é usada na geração de energia cinética destas mesmas perturbações. A outra parte é exportada para fora da

região ou é consumida dentro da região nos locais onde se observa a subsidência.

Dos balanços da energia cinética na corrente geral e nas perturbações verifica-se que a geração da energia cinética ocorre em geral na média e alta troposfera, onde a geração é máxima. A existência de um único máximo nos perfis do termo geração indica a ausência da corrente de jacto de leste, que se observava sobre o continente. Considerando os resultados destas análises, conclui-se que na corrente geral são predominantes as conversões barotrópicas de energia na média e alta troposfera, enquanto que no seio das perturbações as conversões baroclínicas têm o papel principal na geração da energia cinética. Os resultados dos balanços de energia cinética das perturbações e da corrente geral indicam que a energia cinética das perturbações representa a principal fonte de energia cinética dentro da região.

3.4. A última fase, é aquela em que o ciclone tropical se intensifica e atinge a categoria de um furacão. Do instante T24 analisado para este período, verificou-se que as conversões energéticas dominantes são semelhantes às observadas na fase anterior. Na corrente geral a geração da energia cinética é devida a conversões barotrópicas de energia que se observam na média e alta troposfera. Nas perturbações, ambas as conversões barotrópicas e baroclínicas contribuem para geração da energia cinética.

Da análise dos gráficos da evolução temporal dos principais termos que determinam o balanço da energia cinética da corrente geral e das perturbações, durante o período considerado para o estudo, de T1 a T33, de 8 a 16 de Agosto de 2004, é evidente a ocorrência de dois fenómenos da escala sinóptica, que são mantidas por conversões energéticas distintas. O primeiro sistema observado sobre o continente durante o período compreendido entre os instantes de T1 a T16 corresponde a uma onda de leste que se desenvolve na baixa troposfera e que é mantida pelas conversões baroclínicas e barotrópicas observados no JAL. O sistema que se desenvolve sobre o oceano

Atlântico nos instantes T16 a T33, corresponde a um ciclone tropical que desenvolve em quase toda a troposfera, e é mantida principalmente pelas conversões barotrópicas.

RECOMENDAÇÕES

O presente estudo que agora concluímos, permitiu-nos identificar as principais transformações energéticas que garantem a manutenção da energia cinética na região da África Ocidental e no Atlântico oriental, mais concretamente sobre a região onde se observa o ciclo de vida de uma onda de leste. Os resultados obtidos mostram a importância das conversões barotrópicas e baroclínicas de energia nas diferentes fases da onda.

Sendo um tipo de sistema sinóptico que apresenta grande variabilidade, tanto no regime como nas características estruturais e considerando que o regime pluviométrico de Cabo Verde durante o verão é determinado principalmente pela passagem destas ondas, seria de interesse a continuação do estudo, com base nos aspectos energéticos agora determinados, alargando-o de um caso para multicasos, dedicados às ondas de leste que durante o verão do hemisfério norte de 2004, influenciaram o clima de Cabo Verde. Desta forma seria possível obter um conjunto de estatísticas caracterizadoras do comportamento típico de uma onda de leste africana.

Outro desenvolvimento interessante seria utilizar modelos de meso-escala para simular os parâmetros energéticos do caso da onda de leste agora estudada, e comparar os resultados calculados no estudo com o simulado. Aplicar o mesmo procedimento para o período de verão de 2004. A partir dos parâmetros energéticos simulados prever o comportamento das ondas de leste, i.e., a sua trajectória, a variação da intensidade durante o seu desenvolvimento em direcção ao oeste.

Procurar estabelecer a periodicidade da passagem das ondas de leste pelo arquipélago de Cabo Verde.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Albignat, J.P. and R.J. Reed (1980). The origin of African wave disturbances during phase III of GATE. *Monthly Weather Review* 108, 1827 - 1839.

Avila, A.L. and R.J. Pash (1992). Atlantic tropical systems of 1991. *Monthly Weather Review* 120, 2688 - 2696.

Barry R.G. and R.J. Chorley (1998). *Atmosphere, weather and climate*. Seventh edition. Routledge.

Berry, G.J. and C.D. Thorncroft (2005). Case study of an intense African easterly wave. *Monthly Weather Review* 133, 752 - 766.

Burpee, R.W. (1972). The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of Atmospheric Sciences* 29, 77 - 90.

Burpee, R.W. (1974). Characteristics of North African easterly waves during the summers of 1968 and 1969. *Journal of Atmospheric Sciences* 31, 1556 - 1570.

Carlson, T.N. (1969). Synoptic histories of three African disturbances that developed into Atlantic hurricanes. *Monthly Weather Review* 97, 256 - 276.

Charney, J.G., and M.E. Stern (1962). On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences* 19, 159 - 172.

Cook, K.H., Patriola, C.M., and E.K. Vizy (2004). Easterly waves in the tropical Atlantic: Climatology and Variability. Cornell University. Department of Earth and Science. Submit to *Monthly Weather Review*.

Corte Real, J.A.M. (1977). O ciclo da energética da circulação geral da atmosfera no hemisfério sul. Tese apresentada a faculdade de Ciências de Lisboa para obtenção do grau de doutor.

De Felice, P., Viltard, A., Monkam, D. and C.Ouss (1990). Characteristics of north African 6-9 day waves during summer 1981. *Monthly Weather Review* 118, 2624 - 2633.

De Felice, P., Viltard, and J. Oubuih (1993). A synoptic-scale wave of 6-9 day period in the Atlantic tropical troposphere during summer 1981. *Monthly Weather Review* 121, 1291 - 1298.

Diedhiou A., Janicot S., Viltard A., P. de Felice (2002). Energetics of easterly wave disturbances over West Africa and tropical Atlantic: climatology from 1979-95 NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dynamic* 18, 487 - 500.

Diedhiou A., Janicot S., Viltard A., P. de Felice (2001). Composite patterns of easterly disturbances over West Africa and tropical Atlantic: climatology from 1979-95 NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dynamic* 18, 241 - 253.

Diedhiou A., Janicot S., Viltard A., P. de Felice (1999). Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dynamic* 15, 795 - 822.

Dunn G.E. (1940). Cyclogenesis in the tropical Atlantic. *Bulletin of American Meteorology Society* 21, 215 - 229.

Estoque, M.A. and M.S. Lin (1977). Energetics of easterly waves. *Monthly Weather Review* 105, 582 - 589.

Fyfe, J.C. (1999). Climate simulations of African easterly waves. *J. Climate* 12, 1747 - 1769.

Hastenrath, S. (1991). Climate dynamics of the tropics. Update edition from Climate and circulation of the tropics. Kluwer Academic Publishers.

Holton, J.R. (1992). An introduction to dynamic meteorology. Third edition. Academic Press.

Hsieh, J.H. and K.H.Cook (2005). A study of the energetics of African easterly waves using a regional climate model. Department of Earth and Atmospheric Sciences, Cornell University. Submitted to Journal of Atmospheric Sciences.

Hsieh, J.H. and K.H.Cook (2004). Generation of African easterly waves: Reversals of the potential vorticity gradient. Department of Earth and Atmospheric Sciences, Cornell University. Submitted to Journal of Atmospheric Sciences.

Krishnamurti, T.N. (1979). Compendium of meteorology for use by Class I and Class II meteorological personnel. Volume II - Part 4: Tropical meteorology. WMO technical publication n° 364.

Kung, E.C., Masters, S.E. and Corte Real, J.A.M. (1983). Large-scale energy transformations in the high latitudes of northern hemisphere. Journal of Atmospheric Sciences 40, 1061 - 1072.

Kung, E.C. (1975). Balance of kinetic energy in the tropical circulation over the western Pacific. Quart. J. Met. Soc. 101, 293 - 312.

Kung, E.C. and L.P.Merritt (1974). Kinetic energy sources in large-scale tropical disturbances over the Marshall Islands area. Monthly Weather Review 102, 489 - 502.

Kung, E.C. (1966). Large-scale balance of kinetic energy in the atmosphere. Monthly Weather Review 94, 627 - 640.

Lorenz, E.N. (1955). Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus VII 2*, 271 - 281.

Masters S.E. and E.C.Kung (1986). An energetics analysis of cyclonic development in the Asian Winter Monsoon. *J. Meteo. Soc. Japan 64*: 35 - 51.

McGregor, G.R. and S.Nieuwlot (1998). *Tropical Climatology*. Second edition. John Wiley & Sons Ltd.

Moustaoui, M., J.F.Royer, F.Chauvin (2002). African easterly wave activity in a variable resolution GCM. *Climate Dynamic 19*, 289 - 301

Norquist, C.D., Recker, E.E. and R.J. Reed (1977). The energetics of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Monthly Weather Review 105*, 334 - 342.

Oort, A.H. (1964). On estimates of the atmospheric energy cycle. *Monthly Weather Review 92*, 483 - 493.

Oubuih, J., de Felice, P. and A.Viltard (1999). Influence of the 6-9day disturbances on temperature, vorticity and cloud cover over the Tropical Atlantic during summer 1985. *Meteorology and Atmospheric physics 69*, 137 - 144.

Pasch, R.J., Avila, L.A. and J.G. Jiing (1998). Atlantic tropical systems of 1994 and 1995: A comparison of a quiet season to a near-record-breaking one. *Monthly Weather Review 126*, 1106 - 1123.

Peixoto, J.P. and A.H. Oort (1992). *Physics of Climate*. Springer.

Pytharoulis, I. and C.D.Thorncroft (1999). The low-level structure of African easterly waves in 1995. *Monthly Weather Review 127*, 2266 - 2280.

Reed, R.J., Hollingsworth, A., Heckley, W.A. and F. Delsol (1988). An evaluation of the performance of the ECMWF operational system in analyzing and forecasting easterly wave disturbances over Africa and the Tropical Atlantic. *Monthly Weather Review* 116, 824 - 865.

Reed, R.J., Norquist, D.C. and E.E. Recker (1977). The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Monthly Weather Review* 105, 317 - 333.

Riehl, H. (1979). *Climate and weather in the tropics*. Academic Press.

Riehl, H. (1954). *Tropical meteorology*. McGraw-Hill Book Company.

Saltzman, B. (1957). Equations governing the energetics of the larger scales of atmospheric turbulence in the domain of wave number. *J. Meteor.* 14, 289 - 299.

Taleb, E.R. and, L.M.Druyan (2003). Relationships between rainfall and west African wave disturbance in station observations. *Int. J. Climatol.* 23, 305 - 313.

Thorncroft, C.D. and K. Hodges (2001). African easterly wave and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity. *J. Climate* 14, 1166 - 1179.

Thorncroft, C.D. and D.P Rowell (1998). Interannual variability of African wave activity in General Circulation Model, *Int. J. Climatol.* 18, 1305 - 1323.

Thorncroft, C.D. and B.J.Hoskins (1994). An idealized study of African easterly waves. I: A linear view. *Quart. J. Roy. Meteor.* 120, 953 - 982.

Thorncroft, C.D. and B.J.Hoskins (1994). An idealized study of African easterly waves. II: A nonlinear view. *Quart. J. Roy. Meteor.* 120, 983 - 1015.

Tripoly G.J. and T.N.Krishnamurti (1975). Low-level flows over the GATE area during summer 1972. *Monthly Weather Review* 103, 197 - 216.

Viltard, A., P de Felice, and J. Oubuih (1997). Comparison of the African and the 6 - 9 day wave-like disturbance patterns over West-Africa and Tropical Atlantic during summer 1985. *Meteorology and Atmospheric Physics* 62, 91-99.

ANEXOS

ANEXO I

Expressões matemáticas dos termos das equações de energia e as notações

1. EXPRESSÕES MATEMÁTICAS DOS TERMOS DAS EQUAÇÕES DE ENERGIA

$$K_Z = \int_{p_2}^{p_1} \frac{[u]^2 + [v]^2}{2g} dp \quad (1.1)$$

$$A_Z = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[T]^2}{2\bar{\sigma}} dp \quad (1.2)$$

$$C_Z = - \int_{p_1}^{p_2} \frac{R}{p} [\omega]^* [T]^* \frac{dp}{g} \quad (1.3)$$

$$K_E = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[u'^2 + v'^2]}{2g} dp \quad (1.4)$$

$$A_E = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[T'^2]}{2\bar{\sigma}} dp \quad (1.5)$$

$$C_E = C_{E1} + C_{E2} + C_{E3} + C_{E4} =$$

$$= - \int_{p_1}^{p_2} \frac{[u' v']}{\bar{\sigma}} \frac{\partial [u]}{\partial y} \frac{dp}{g} - \int_{p_1}^{p_2} \frac{[u' \omega']}{\bar{\sigma}} \frac{\partial [u]}{\partial p} \frac{dp}{g} - \int_{p_1}^{p_2} \frac{[v'^2]}{\bar{\sigma}} \frac{\partial [v]}{\partial y} \frac{dp}{g} - \int_{p_1}^{p_2} \frac{[v' \omega']}{\bar{\sigma}} \frac{\partial [v]}{\partial p} \frac{dp}{g} \quad (1.6)$$

$$C_K = - \int_{p_1}^{p_2} \frac{R}{p} [\omega' T'] \frac{dp}{g} \quad (1.7)$$

$$C_A = C_{A1} + C_{A2} = - \int_{p_1}^{p_2} \frac{[v' T']}{\bar{\sigma}} \frac{\partial [T]}{\partial p} dp - \int_{p_1}^{p_2} \frac{[\omega' T']}{\bar{\sigma}} \frac{\partial [T]^*}{\partial p} dp \quad (1.8)$$

$$G_E = \int_{p_1}^{p_2} \frac{[T' Q']}{\bar{\sigma} c_p} dp \quad (1.9)$$

$$D_E = - \int_{p_1}^{p_2} [u' F'_x + v' F'_y] \frac{dp}{g} \quad (1.10)$$

$$BK_E = \frac{1}{L_x} \int_{p_1}^{p_2} \left(\left[\frac{u(u'^2 + v'^2)}{2g} \right]_{x_1} - \left[\frac{u(u'^2 + v'^2)}{2g} \right]_{x_2} \right) dp + \frac{1}{L_y} \int_{p_1}^{p_2} \left(\left[\frac{v(u'^2 + v'^2)}{2g} \right]_{y_1} - \left[\frac{v(u'^2 + v'^2)}{2g} \right]_{y_2} \right) dp \\ + \left[\frac{\omega(u'^2 + v'^2)}{2g} \right]_{p_2} - \left[\frac{\omega(u'^2 + v'^2)}{2g} \right]_{p_1} \quad (1.11)$$

$$B\Phi_E = \frac{1}{L_x} \int_{p_1}^{p_2} \left([u'\phi']_{x_1} - [u'\phi']_{x_2} \right) \frac{dp}{g} + \frac{1}{L_y} \int_{p_1}^{p_2} \left([v'\phi']_{y_1} - [v'\phi']_{y_2} \right) \frac{dp}{g} + \frac{1}{g} \left([\phi'\omega']_{p_1} - [\phi'\omega']_{p_2} \right) \quad (1.12)$$

$$BA_E = \frac{1}{L_x} \int_{p_1}^{p_2} \left(\left[\frac{uT'^2}{2\bar{\sigma}} \right]_{x_1} - \left[\frac{uT'^2}{2\bar{\sigma}} \right]_{x_2} \right) dp + \frac{1}{L_y} \int_{p_1}^{p_2} \left(\left[\frac{vT'^2}{2\bar{\sigma}} \right]_{y_1} - \left[\frac{vT'^2}{2\bar{\sigma}} \right]_{y_2} \right) dp + \left(\left[\frac{\omega T'^2}{2\bar{\sigma}} \right]_{p_1} - \left[\frac{\omega T'^2}{2\bar{\sigma}} \right]_{p_2} \right) \quad (1.13)$$

Nas formulações acima $[()]$ representam a média zonal de uma quantidade $()$ enquanto que $[\bar{ ()}]$ representa a média meridional da média zonal.

$()'$ representam o desvio da média zonal, e $()^*$ o desvio média aureolar numa superfície isobárica. Assim $() = [()] + ()'$ e $[\bar{ ()}] = [\bar{ ()}] + ()^*$.

K_z representa energia cinética média zonal e A_z é a energia potencial disponível zonal que é gerada pelo aquecimento diferencial na direcção meridional.

C_E composto por 4 termos de conversão, das quais todos estão associados com os ventos de corte zonal e meridional. Os dois primeiros termos C_{E1} e C_{E2} são fluxos do momento

2. NOTAÇÕES

u - velocidade da componente zonal do vento

v - velocidade da componente meridional do vento

ω - velocidade vertical em coordenadas de pressão ($\omega = dp/dt$)

T - temperatura do ar

θ - temperatura potencial

p - pressão atmosférica

F_x - atrito na direcção zonal

F_y - atrito na direcção meridional

Q - aquecimento diabático

Φ - altura do geopotencial

Γ - parâmetro de estabilidade média ($\Gamma = (\gamma_d / \bar{T})(\gamma_d - \tilde{\gamma})^{-1}$)

$\gamma_d = g/c_p$ - gradiente vertical da temperatura adiabático seco

$\tilde{\gamma}$ - gradiente vertical de temperatura adiabático médio global

$\bar{\sigma}$ - estabilidade estática média ($\bar{\sigma} = gc_p^{-1} [\bar{T}] - gpR^{-1} \partial[\bar{T}]/\partial p$)

c_p - calor específico a pressão constante

R - constante universal dos gases para ar seco

g - aceleração da gravidade

x - coordenada zonal, positiva para este

y - coordenada meridional, positiva para norte

L_x - distância zonal do domínio médio

L_y - distância latitudinal do domínio médio

dm - incremento da massa

a - raio da Terra

f - parâmetro de Coriolis

ANEXO II

Boletim pluviométrico de Cabo Verde

**INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA E GEOFÍSICA
DELEGAÇÃO DA PRAIA**

BOLETIM PLUVIOMETRICO (mm) 2004

MÊS DE AGOSTO DE 12 A 15

| Stations/Postes | Dias/Pluviometria (mm) | | | | |
|----------------------|------------------------|-------|-------|-------|-------|
| | 12/08 | 13/08 | 14/08 | 15/08 | Total |
| Ilha Santiago | | | | | |
| Achada Carreira | | 22,3 | | 3,1 | 25,4 |
| Achada Falcão | | 52,0 | | | 52,0 |
| Achada Longueira | | 25,3 | | | 25,3 |
| Achada Moerão | | 17,0 | | | 17,0 |
| Achada Monte | | 80,9 | | | 80,9 |
| Alto Casanaia | | | | 14,5* | 14,5* |
| Alto Figueirinha | | 13,0 | 1,5 | | 14,5 |
| Alto Godim | | | | 15,0* | 15,0* |
| Assomada | | | | 54,3* | 54,3* |
| Babosa Picos | | 41,0 | | | 41,0 |
| Chão Bom | | 38,5 | | 7,0 | 45,5 |
| Currallinho | | 26,0 | | | 26,0 |
| Escola Agró-Pecuária | | | | 28,0* | 28,0* |
| Guindão | | 30,9 | | | 30,9 |
| Joao Goto | | 22,7 | | | 22,7 |
| Lém Pereira (S.D.) | | | | 15,0* | 15,0* |
| Mato Limão | | | | 25,3* | 25,3* |
| Mato Mendes | | 26,0 | | 4,0 | 30,0 |
| Praia Aeroporto | | 22,0 | | 0,8 | 22,8 |
| Rui Vaz | | 20,0 | | | 20,0 |
| S. Domingos | 1,3 | 6,3 | | | 7,6 |
| S. Francisco | | 3,0 | | 0,5 | 3,5 |
| S. Jorge dos Orgãos | 0,2 | 15,0 | 2,5 | 0,1 | 17,8 |
| Sala | | 45,0 | | | 45,0 |
| Serra Malagueta | | 32,5 | | | 32,5 |
| Vale de Mesa | | 15,0 | | | 15,0 |
| Varzea de Santana | | 26,3 | | | 26,3 |
| Ilha Fogo | | | | | |
| Achada Furna | | 2,8 | | | 2,8 |
| Atalaia | | 28,5 | | | 28,5 |
| Brandão | | 4,0 | | | 4,0 |
| Cocho | | 25,0 | | | 25,0 |
| Fonte Aleixo | | 2,5 | | | 2,5 |
| Galinheiro | | 28,0 | | | 28,0 |
| lagariça | | 5,0 | | | 5,0 |
| Miguel Gonçalves | | 3,0 | | | 3,0 |
| Mira Mira | | 4,0 | | | 4,0 |
| Monte Barro | | 17,0 | | | 17,0 |
| Monte Largo | | 2,5 | | | 2,5 |
| Nhoco | | 5,0 | | | 5,0 |
| Panteada | | 3,0 | | | 3,0 |
| Patim | | 2,5 | | | 2,5 |
| Pau Cortado | | 20,0 | | | 20,0 |
| Ponta Verde | | 3,0 | | | 3,0 |
| Ribeira Filipe | | 9,0 | | | 9,0 |
| S. Filipe | | 2,0 | | | 2,0 |
| Salto | | 2,0 | | | 2,0 |
| Monte Grande | | 2,0 | | | 2,0 |

| Stations/Postes | Dias/Pluviometria (mm) | | | | |
|---------------------------------|------------------------|-------|-------|-------|-------|
| | 12/08 | 13/08 | 14/08 | 15/08 | Total |
| <u>Ilha Santo Antão</u> | | | | | |
| Afonso Martinho | | | 30,4 | 4,4 | 34,8 |
| Agua das Caldeiras | | | 20,3 | | 20,3 |
| Alto Mira | | | 1,5 | | 1,5 |
| Boca de Coruja | | | 1,4 | | 1,4 |
| Chã de Arroz | | | 29,4 | 5,8 | 35,2 |
| Chã de Lagoa | | | 13,1 | | 13,1 |
| Chocho | | | 7,3 | | 7,3 |
| Cova | | | 13,2 | | 13,2 |
| Covão | | | 26,0 | | 26,0 |
| Fajã Dom. Benta | | | 30,0 | | 30,0 |
| Figueiral Paúl | | | 58,0 | 8,0 | 66,0 |
| Figueiral R ^a Grande | | | 3,0 | | 3,0 |
| Jorge Luís | | | 1,2 | | 1,2 |
| Lagedos | | | 1,5 | | 1,5 |
| Passagem | | | 35,0 | 7,0 | 42,0 |
| Pero Dias | | | 17,0 | | 17,0 |
| Pinhão | | | 30,0 | 6,1 | 36,1 |
| Rabo Curto | | | 35,0 | | 35,0 |
| Ribeira das Patas | | | 6,0 | | 6,0 |
| <u>Ilha Brava</u> | | | | | |
| Campo Baixo | 5,5 | | | | 5,5 |
| Campo das Fontes | 7,1 | | | | 7,1 |
| Cova Galinha | 8,6 | | | | 8,6 |
| Cova Joana | 13,0 | | | | 13,0 |
| Cova Rodela | 14,0 | | | | 14,0 |
| Favatal | 5,5 | | | | 5,5 |
| Furna | 3,5 | | | | 3,5 |
| Mato | 7,0 | | | | 7,0 |
| Mato Grande | 3,0 | | | | 3,0 |
| Vila | 7,5 | | | | 7,5 |
| <u>Ilha S. Vicente</u> | | | | | |
| Calhau | | | | 7,4 | 7,4 |
| Madeiral | | | | 3,8 | 3,8 |
| Mato Inglês | | | | 2,4 | 2,4 |
| Mindelo | | | | 2,5 | 2,5 |
| Ribeira da Vinha | | | | 2,2 | 2,2 |

Fonte : INMG - Delegação da Praia

*.....: Pluviometria acumulada

ANEXO III

Métodos numéricos usados no cálculo dos integrais de energia

1. MÉTODO NUMÉRICO DE DIFERENÇAS FINITAS

No cálculo das derivadas do tipo $\partial f(x)/\partial x$, utilizou-se o esquema clássico de diferenças finitas.

Se se considerar uma função arbitrária $f(x)$ e a sua expansão em forma da série que resulta do desenvolvimento de Taylor,

$$f(x \pm \Delta x) = f(x) \pm f'(x)\Delta x + f''(x)\frac{\Delta x^2}{2!} \pm f'''(x)\frac{\Delta x^3}{3!} \pm \dots \quad (2.1)$$

então a solução para a primeira derivada pode ser expressa nas seguintes formas:

$$f'(x) = \frac{f(x + \Delta x) - f(x)}{\Delta x} + R \quad (2.2)$$

Na expressão, R refere-se ao erro de aproximação da ordem de $O(\Delta x)$: se R for omitido na equação (2.2), obtêm-se a aproximação por diferenças finitas avançadas. Se usarmos o sinal menos na equação (2.1) obtemos a aproximação por diferenças finitas retardadas:

$$f'(x) = \frac{f(x - \Delta x) - f(x)}{\Delta x} \quad (2.3)$$

Se a diferença e a soma das duas séries na equação (2.1) são consideradas (uma com sinal mais e outra com sinal menos), resulta a aproximação por diferenças finitas centradas, com o erro de aproximação de ordem de $O(\Delta x^2)$, representada pela seguinte expressão:

$$f'(x) = \frac{f(x + \Delta x) - f(x - \Delta x)}{2\Delta x} \quad (2.4)$$

Em geral, a elevada ordem do erro de aproximação em relação a Δx , o mais exacto é a aproximação por diferenças finitas.

2. REGRAS DE INTEGRAÇÃO NUMÉRICA USADAS NO ESTUDO

2.1 Regra de Simpson

Seja f uma função real de variável real, contínua no intervalo $[a, b]$. A regra de Simpson simples resulta de aproximarmos a função integrando f por um polinómio de grau dois. Para a regra de Simpson composta, a função f é dada pela expressão seguinte:

$$I = \int_a^b f(x) dx \approx \frac{h}{3} \times [f_0 + 4 \times (f_1 + f_3 + \dots + f_{n-1}) + 2 \times (f_2 + f_4 + \dots + f_{n-2}) + f_n] \quad (2.5)$$

onde $h = \frac{b-a}{n}$, e x_0, x_1, \dots, x_n , os $n+1$ nós que subdividem o intervalo $[a, b]$ num numero par de subintervalos de igual amplitude (n).

Esta regra foi utilizada no cálculo das médias aureolares nas superfícies isobáricas.

2.2 Regra dos Trapézios

A regra dos trapézios foi usada no cálculo da soma dos valores médios ao longo da vertical para todos os níveis de pressão considerados.

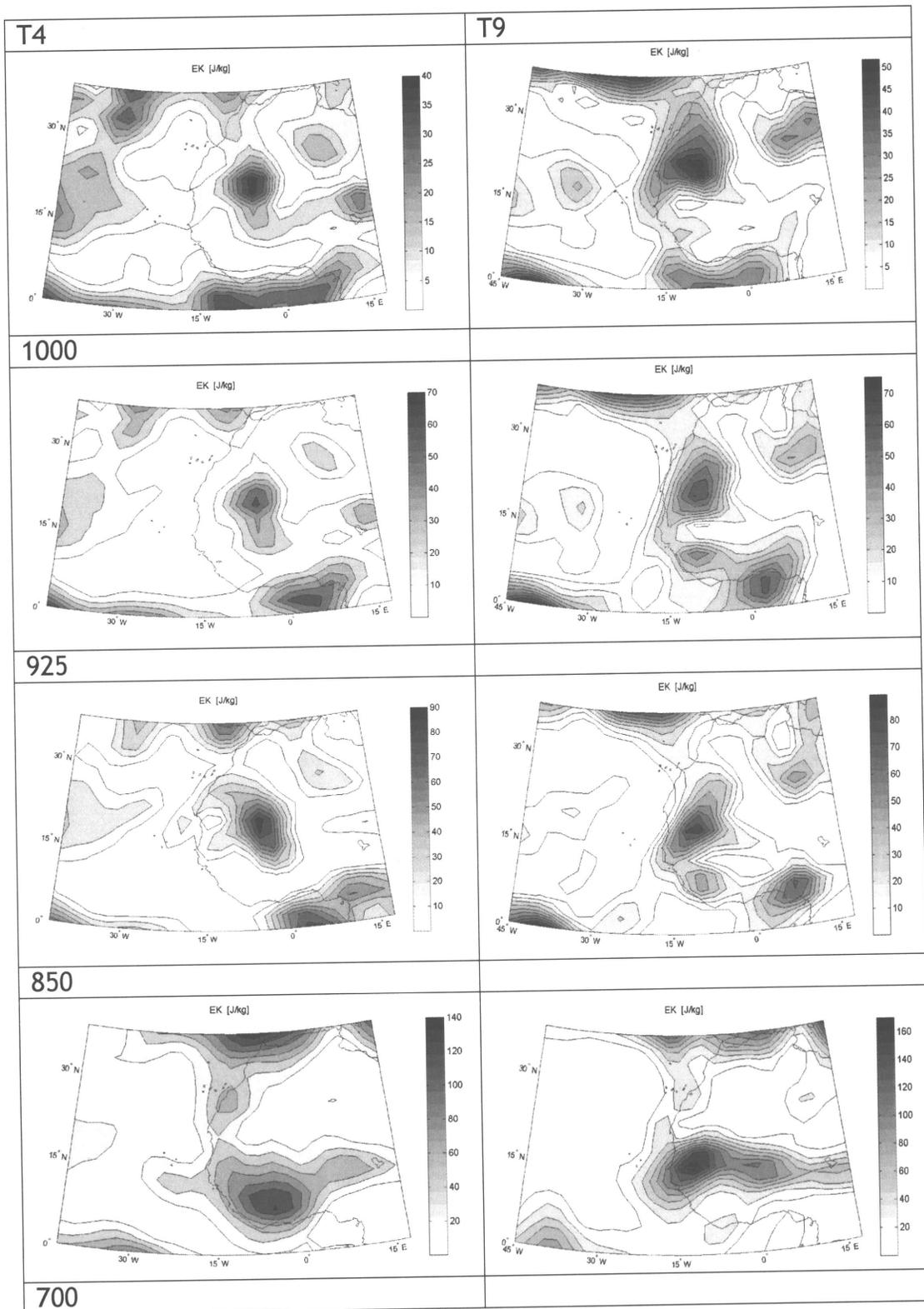
Para a mesma função f , definida no intervalo $[a, b]$, a regra dos trapézios é dada pela seguinte expressão:

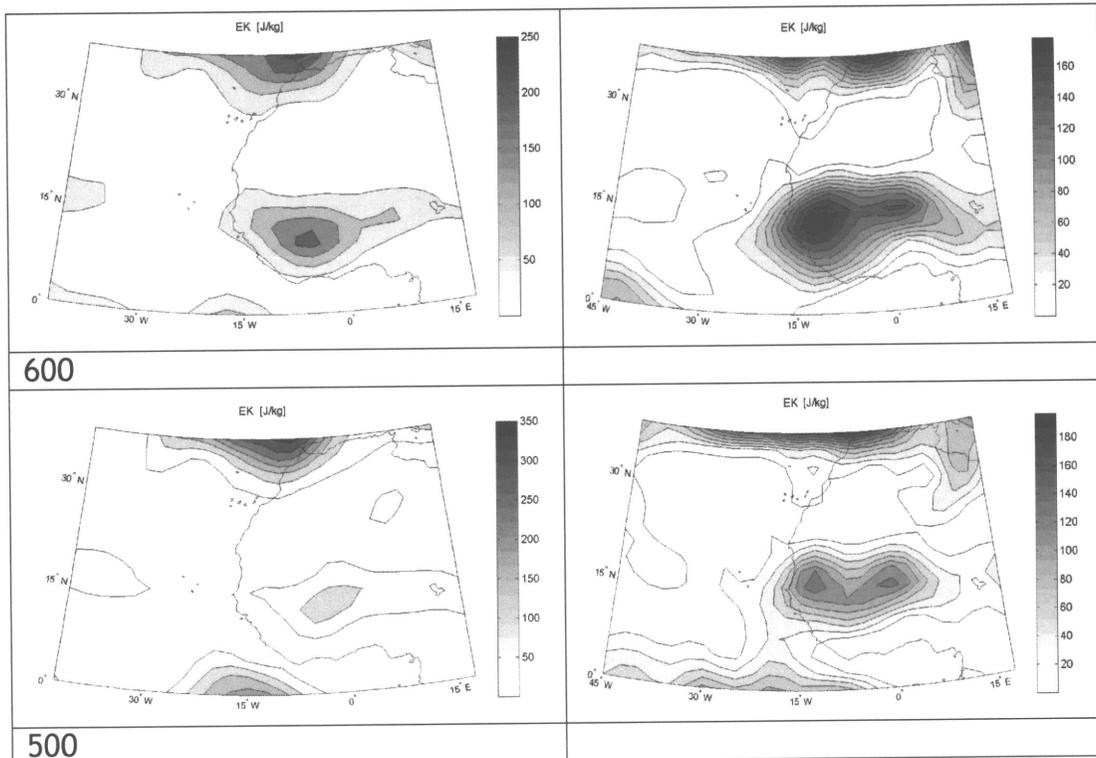
$$I = \int_a^b f(x) dx \approx \frac{(b-a)}{2} \times [f(a) + f(b)] \quad (2.6)$$

ANEXO IV

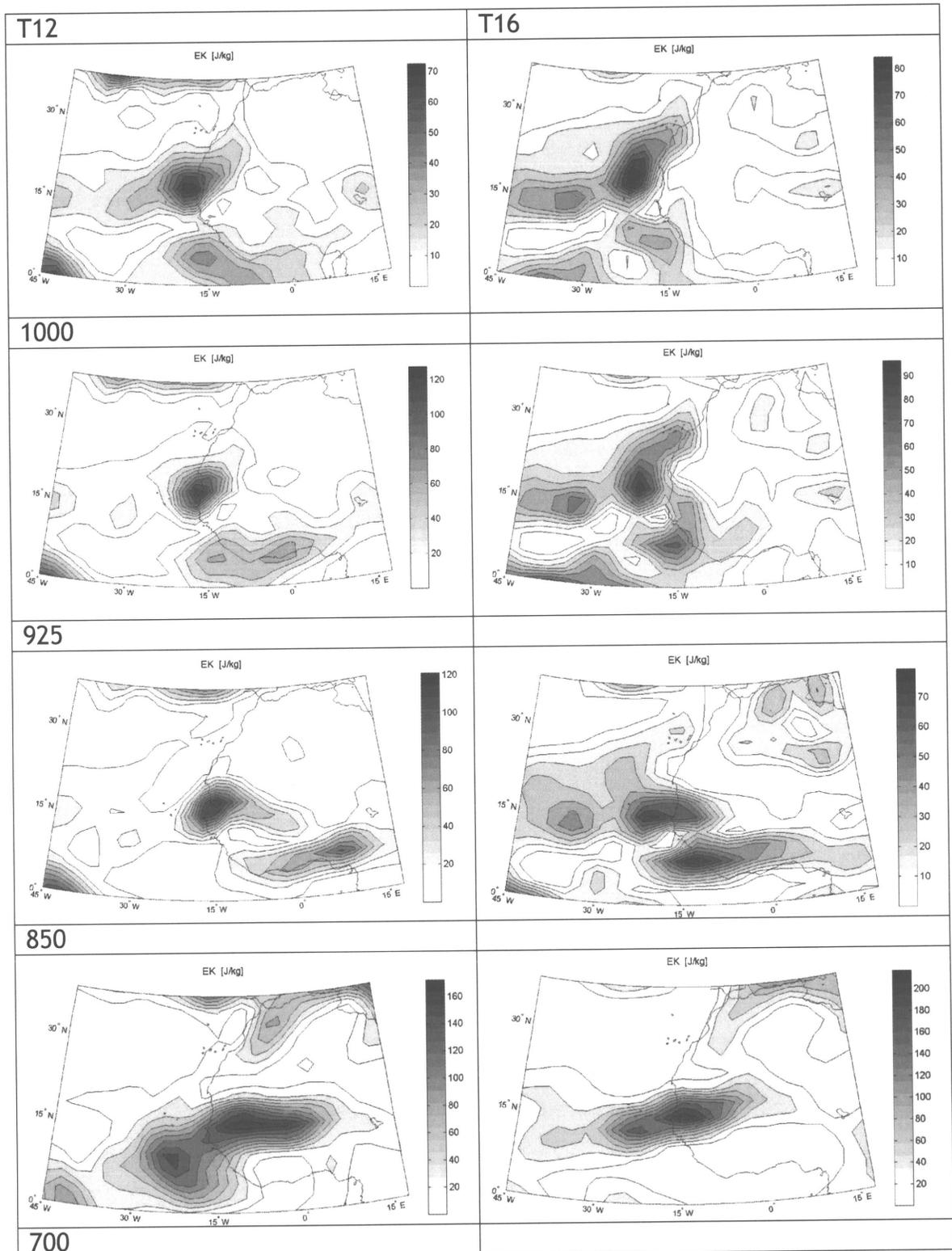
Campos de energia cinética específica $k = (u^2 + v^2)/2$ ($J.kg^{-1}$), nos instantes de T4 a T24, referentes ao período de 9 à 14 de Agosto de 2004, às 12:00UTC, nos níveis isobáricos de 1000hPa à 500hPa

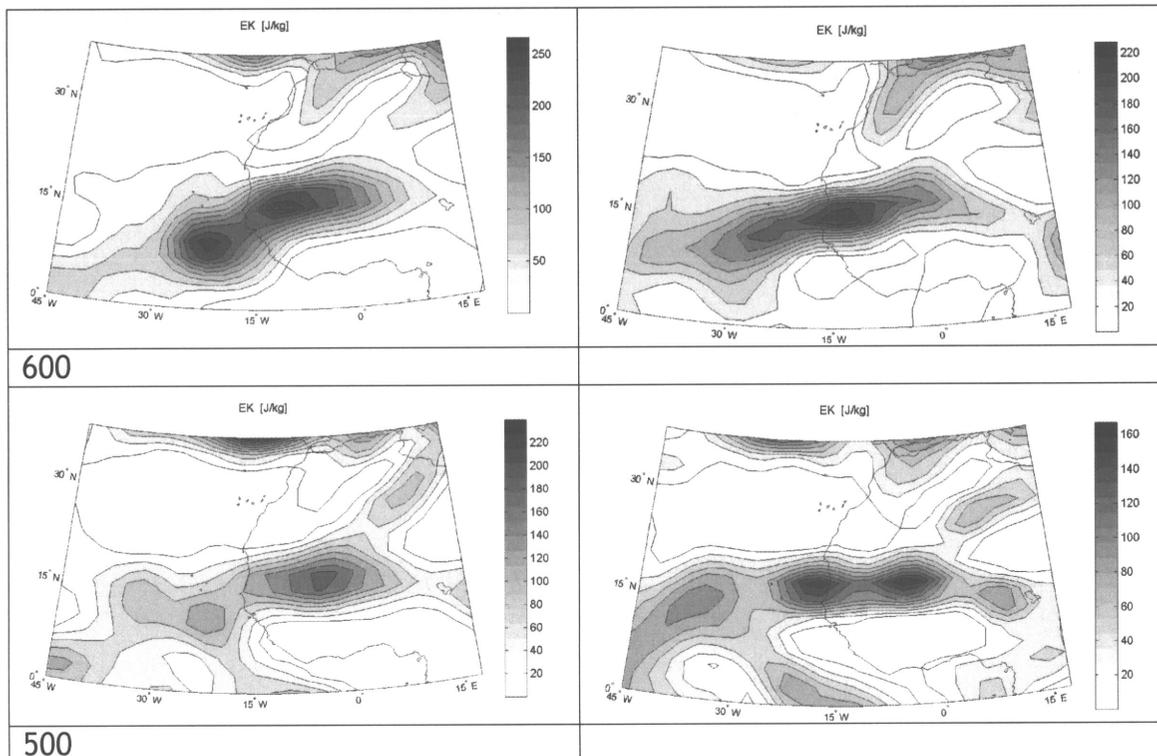
Instantes T4 e T9





Instantes T12 e T16





Instantes T20 e T24

