



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-10528-TDI/935

**ONDAS OROGRÁFICAS SOBRE A CORDILHEIRA DOS ANDES
EM LATITUDES SUBTROPICAIS: ESTUDO DE CASO**

Adma Raia Silva

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela
Dra. Chou Sin Chan, aprovada em 29 de agosto de 2002.

551.5 (8)

SILVA, A. R.

Ondas orográficas sobre a Cordilheira dos Andes em latitudes subtropicais: estudo de caso / A. R. Silva. – São José dos Campos: 2002.

114p. – (INPE-10528-TDI/935).

1.Ondas de gravidade. 2.Cordilheira dos Andes.
3.Vento Foehn. 5.Orografia. 6. Temperatura Atmosférica.
7.América do Sul. I. Título.

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

Dr. Prakki Satyamurty

Presidente/INPE, SJCampos-SP

Dr^a Chou Sin Chan

Orientadora/INPE, C. Paulista-SP

Dr. José Antonio Marengo

Membro da Banca/INPE, C. Paulista-SP

Dr. Adilson Wagner Gandu

Membro da Banca
Convidado IAG/USP, São Paulo-SP

Dr^a Rosa de Fátima Cruz Marques

Membro da Banca
Convidada IAE/CTA, SJCampos-SP

Candidata: Adma Raia Silva

São José dos Campos, 29 de agosto de 2002.

AGRADECIMENTOS

À Dra. Chou Sin Chan, pela orientação, amizade e incentivo nos momentos difíceis no decorrer do estudo.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC pela estrutura e apoio dispensado durante a realização deste trabalho.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pelo apoio e, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, pela bolsa concedida.

Aos Membros da Banca Examinadora, pelas críticas e sugestões apresentadas.

À Pós-Graduação em Meteorologia pela oportunidade.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo pelo apoio.

Aos colegas José Roberto Rozante, Júlio Tota e Luiz Cândido pelas valiosas sugestões durante a elaboração do trabalho.

E, em especial, à minha família e aos meus amigos Jaidete Monteiro de Souza, Paulo Yoshio Kubota, Micheline de Souza Coelho, Lincoln Muniz, José Fernando Pesquero pela amizade, companheirismo e incentivo, que muito me apoiaram em todos os momentos difíceis.

RESUMO

Uma variedade de fenômenos meteorológicos pode ser gerada ou modificada pelas montanhas. O conhecimento do escoamento sobre regiões montanhosas é um fator importante para se obter uma boa previsão de tempo. Na América do Sul poucos estudos foram realizados neste sentido. Este trabalho tem o objetivo de descrever o escoamento próximo aos Andes em situações relacionadas com os ventos tipo “foehn” (denominados localmente como “Zonda” na Argentina e “Raco” no Chile), e avaliar a necessidade de inserir uma parametrização de arrasto de ondas de gravidade no modelo Eta. As condições atmosféricas durante os eventos foram estudadas através de simulações com o modelo regional Eta e dados observados obtidos das estações meteorológicas disponíveis. O escoamento foi analisado através do parâmetro de “Scorer” e do número de Froude. Enquanto a instabilidade foi estudada através da energia cinética turbulenta e do número de Richardson. Dois casos foram estudados: um de Zonda ocorrido no dia 05 de agosto de 1999, e um de Raco, ocorrido no dia 05 de junho de 1999. Durante a ocorrência do Zonda um centro de baixa pressão atua a sotavento, isto é, sobre o noroeste da Argentina, e altas pressões do lado chileno, o padrão inverso ocorre durante o Raco. Os resultados mostraram que o modelo apresenta consistência nos processos físicos e indica a ocorrência de ambos fenômenos e suas características. As simulações concordaram melhor com a teoria do que com os campos de análise do NCEP. A propagação da onda na vertical foi claramente mostrada pelo parâmetro de “Scorer” no evento Zonda. As características do escoamento são mais marcantes no caso Zonda do que no Raco. Os erros sistemáticos identificados indicam a necessidade de inserir uma parametrização de arrasto de ondas de gravidade com o objetivo de minimizá-los. Na tentativa de minimizar os erros sistemáticos nas simulações dos fenômenos estudados, foi realizado um experimento aumentando o comprimento da rugosidade efetiva, e concluiu-se que a alteração deste parâmetro não é suficiente para ocorrer melhoria. Um esquema simples unidimensional de arrasto de ondas de gravidade foi testado, porém os resultados obtidos mostraram que o esquema é instável devido a forte dependência com o número de Richardson, que em determinadas condições atmosféricas assume valores irreais.

OROGRAPHY WAVES IN SUBTROPICAL LATITUDES OVER THE ANDES MOUNTAIN: CASES STUDY

ABSTRACT

A variety of meteorological phenomena can be generated or modified by the mountains. The knowledge of the flow on mountainous areas is an factor important to obtain a good forecast weather. In South America few studies were accomplished in this sense. This work has the objective to describe the flow in the vicinity the mountains in of situations related with the generation of the Zonda and Raco winds, and to evaluate the need to insert a parametrization of gravity waves drag in the Eta model. The atmospheric conditions during the events were studied through the simulations of the regional Eta model and observational data obtained from the available meteorological stations. The flow was studied through of the Scorer parameter and the Froude number. The instability of the flow was described by the turbulent cinetic energy and Richardson number. Two cases were studied in 1999: the Zonda wind case of august 05 and the Raco case of june 05. During the occurrence of Zonda a center of low pressure acts to the leeside, that is, in the northwest of Argentina, and high pressure center on the chilean side, the inverse pressure pattern has observed during Raco. The results showed that the model is consistent in the physical processes and indicated the occurrence of the phenomena and their characteristics. The results showed that the simulations agree better with the theory than with the analysis fields. The model systematic erros indicated the need to insert a parametrization of gravity waves drag in order to minimize those erros. An experiment was carried out to increase the effective roughness length. The results showed that the change in the roughness length is not enough to improve the simulations of the studied phenomena. A simple unidimensional gravity wave drag scheme was tested. The scheme removes the instability, but show large sensibility to Richardson number. A study of more complex parametrizationsis suggested in order to improve the weather forecast produced by Eta model.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SIMBOLOS	
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	21
1.1 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
CAPÍTULO 2 - FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	29
2.1 – TEORIA LINEAR DA ONDA DE MONTANHA	29
2.2 – TEORIA HIDRÁULICA	36
2.3 – INSTABILIDADE DO ESCOAMENTO	38
2.3.1 – ENERGIA CINÉTICA TURBULENTA	38
2.3.2 – NÚMERO DE RICHARDSON	39
2.4 – ARRASTO DAS ONDAS	42
CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA	45
3.1 – VALIDAÇÃO	45
3.2 – DIAGNÓSTICO	47
3.3 – ESQUEMA DE ARRASTO DAS ONDAS DE GRAVIDADE	49

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS	53
4.1 - DESCRIÇÃO SINÓTICA DOS CASOS DE:	53
4.1.1 - ZONDA	53
4.1.2 - RACO.....	56
4.2 - VALIDAÇÃO DO MODELO	59
4.3 - CARACTERIZAÇÃO DO ESCOAMENTO	68
4.3.1 - PARÂMETRO DE SCORER.....	71
4.3.2 - FREQUÊNCIA DE BRUNT-VAISSALA E VENTO	73
4.3.3 - NÚMERO DE FROUDE	77
4.3.4 - ENERGIA CINÉTICA TURBULENTA.....	80
4.4 - ARRASTO DAS ONDAS	84
4.4.1 – ARRASTO DE PRESSÃO	84
4.4.2 - FLUXO DE MOMENTUM.....	85
CAPÍTULO 5 – PARAMETRIZAÇÃO DE ARRASTO DAS ONDAS DE GRAVIDADE	89
5.1 - PARAMETRIZAÇÃO	94
5.1.1 - VARIÂNCIA DA TOPOGRAFIA DOS ANDES	94
5.1.2 - ESQUEMA UNIDIMENSIONAL.....	96
CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES	105
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	109

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Seção vertical da velocidade vertical ao longo de 30°S. Previsão a cada 12 horas. O movimento descendente está indicado por linhas sólidas. Intervalo dos contornos: 0,3Pas ⁻¹ . A topografia, está indicada em cor laranja.....	26
1.2 - Seção vertical ao longo de 30°S de: (a) temperatura potencial (K) e (b) vento zonal (m/s), previstos em 24h.....	27
2.1 - Linhas de corrente. (a) Ondas evanescentes, a amplitude das ondas decresce com a altitude. (b) Ondas com propagação vertical. A amplitude se inclina com a altitude corrente acima ('upstream').....	36
2.2 - Escoamento sobre um obstáculo para um fluido barotrópico com superfície livre. (a) Escoamento subcrítico ($Fr < 1$). (b) Escoamento supercrítico ($Fr > 1$). (c) salto hidráulico ($Fr = 1$).....	37
2.3 - Isentrópicas de temperatura potencial e uma indicação simbólica da intensidade da turbulência por Lilly e Kennedy (1973)	38

3.1 - As quatro componentes (leste-oeste, norte-sul, noroeste-sudeste e nordeste-sudoeste) do desvio padrão da orografia de subgrade sobre os Andes (em metros).....	50
4.1 - Caso zonda: Pressão ao nível médio do mar (hPa) (a) no dia 04/08/99, às 00Z e (b) no dia 05/08/99, às 18Z; (c) Vento (nós) em 250 hPa para o dia 05/08/99, às 18Z, valores acima de 50 nós estão sombreados; (d) Imagem de satélite, canal infravermelho do dia 05/08/99 às 18Z; Corte longitudinal na latitude de 32°S para o dia 05/08/99 às 12Z, (e) de omega em 10 ² Pa/s; e (f) de temperatura potencial equivalente (K).....	56
4.2 - Caso Raco: (a) Pressão ao nível médio do mar (hPa) analisado no dia 03/06/99 às 00Z; (b) simulado no dia 04/06/99 às 12Z; (c) Vento (nós) em 250 hPa para o dia 04/06/99 às 12Z; (d) Imagem de satélite, canal infravermelho no dia 04/06/99, às 12Z; Corte longitudinal na latitude de 33°S para o dia 04/06/99 às 12Z, (e) de omega em 10 ² Pa/s; e (f) temperatura potencial equivalente (K).....	59
4.3 - (a) PNMM simulada em 48 horas (condição inicial de 04/08/99, às 00Z) com intervalo de 2 hPa. Dados observacionais plotados válidos para o horário, durante ocorrência do Zonda. (b) PNMM simulada em 36 horas (Condição inicial 03/06/99, às 00Z) sobreposto aos dados observacionais válidos para o horário de ocorrência do Raco.....	62
4.4 - (a) Caso Zonda: temperatura do abrigo simulado para 48 horas (condição inicial de 04/08/99, às 00Z) sobreposto aos dados observacionais válidos para o horário, durante ocorrência do Zonda. (b) Caso Raco: temperatura do	

abrigo simulado para 36 horas (condição inicial de 03/06/99, às 00Z) sobreposto aos dados observacionais válidos para o horário, durante a ocorrência do Raco.....	
4.5 - Evolução do erro do modelo Eta na região compreendida entre 20°S-45°S/80°W-50°W. (a) PNMM durante o Zonda; (b) Temperatura a 2m durante o Zonda.....	64
4.6 - Evolução do erro do modelo Eta na região compreendida entre 20°S-45°S/80°W-50°W. (a) PNMM durante Raco; (b) Temperatura a 2m durante o Raco.....	64
4.7 - Evolução temporal do desvio padrão (DP) do erro da previsão de temperatura e PNMM do modelo Eta, na região com compreendida entre 20S-45S/80W-50W. Para (a) o caso de Zonda e (b) o caso de Raco.....	65
4.8 - (a) vento zonal (u) (m/s) em 06/08/1999 às 00Z; (b) temperatura (°C) 06/08/1999 às 00Z; (c) umidade relativa (%)06/08/1999 às 00Z; (d) vento zonal (m/s) 04/06/1999 às 12Z; (e) temperatura (°C) 04/06/1999 às 12Z; (f) umidade relativa (%)04/06/1999 às 12Z. As linhas em azul referem-se à análise, linha vermelha refere-se à simulação.....	68
4.9 - Seção latitudinal: (a) análise do dia 04/08/1999 às 00Z da temperatura potencial (K) em 32°S; (b) simulação de 42 horas em 32°S válida para 05/08/1999 às 18Z; (c) análise do dia 03/06/1999 às 00Z da temperatura potencial (K) em 33°S; (d) simulação de 48 horas em 33°S válida para 05/06/1999 às 00Z.....	70

4.10 - Perfis sobre a cidade de Mendoza (a) do parâmetro de Scorer (m^{-2}); (b) termo de instabilidade ($10^{-6}m^{-2}$) e (c) termo de cisalhamento ($10^{-3}m^{-2}$) do parâmetro de Scorer.....	73
4.11 - Perfis sobre Mendoza (CI: 19990080400) de (a) Frequência de Brunt-Vaissala ($10^{-4}s^{-2}$); (b) Componente meridional (m/s) e (c) Componente zonal do vento (m/s).....	75
4.12 - Perfis sobre Santiago do Chile (CI:1999060300) de (a) parâmetro de Scorer ($10^{-3}m^{-2}$); (b) Frequência de Brunt-Vaissala ($10^{-4}s^{-2}$); (c) Componente zonal (m/s) e (d) Componente meridional do vento (m/s).....	77
4.13 - Seção zonal em $32^{\circ}S$ do número de Froude para o caso de Zonda estudado, após 36 horas de simulação; (b) após 42 horas de simulação; (c) após 48 horas de simulação; (d) Evolução temporal do Fr sobre a cidade de Mendoza durante toda a simulação.....	78
4.14 - Seção latitudinal em $33^{\circ}S$ do número de Froude para o caso de Raco estudado, (a) 30 horas, (b) 36 horas; e (c) após 42 horas de simulação; e (d) Evolução temporal do Fr sobre a cidade de Santiago durante toda a simulação.....	80
4.15 - (a) Seção latitudinal em $32^{\circ}S$ da ECT para o caso de Zonda após 42 horas de simulação; (b) Evolução temporal da ECT sobre Mendoza durante toda a simulação; e (c) Seção latitudinal da componente zonal do vento após 42 horas de simulação.....	82

4.16 - (a) Seção latitudinal em 33°S da ECT para o caso de Raco após 48 horas de simulação; (d) Evolução temporal do ECT sobre a cidade de Santiago durante toda a simulação; e (c) Seção latitudinal da componente zonal do vento após 42 horas de simulação.....	84
4.17 - Evolução temporal do arrasto produzido pela anomalia do campo de pressão em hPa entre Mendoza (leste dos Andes) e Santiago do Chile (oeste dos Andes): (a) Zonda; (c) Raco.....	86
4.18 - Evolução temporal sobre a cidade de Mendoza para o caso de Zonda: (a) Fluxo de momentum devido as ondas (m^2/s^2); e (b) aceleração do escoamento devido a onda (m/s^2).....	87
4.19 - Evolução temporal sobre a cidade de Santiago do Chile para o caso de Raco: (a) fluxo de momentum (m^2/s^2); e (b) aceleração do escoamento devido a onda (m/s^2).....	88
5.1 - Seção longitudinal na latitude de 32°S da componente zonal do vento em m/s para 48 e 60 horas de simulação, a distribuição é a seguinte, controle, experimento e diferença controle menos experimento, respectivamente.....	92
5.2 - Seção longitudinal na latitude de 32°S do movimento vertical do vento em 10^{-2} Pa/s para 48 e 60 horas de simulação, a distribuição é a seguinte, controle, experimento e diferença controle menos experimento, respectivamente.....	93

5.3 - Esquema no qual foi obtido a variância de subgrade do modelo Eta.....	95
5.4 - Desvio Padrão da orografia de subgrade para direção: (a) Norte-Sul; (b) Leste-Oeste; (c) Noroeste-Sudeste; e (d) Nordeste-Sudoeste.....	96
5.5 - (a) Perfil vertical da frequência de Brunt-Vaissala ($10^{-2}s^{-1}$) utilizado para todo o período do experimento; (b) Perfil vertical da forçante (m/s); (c) Perfil vertical inicial da Componente zonal do vento (U) em m/s.....	98
5.6 - Perfis verticais em 30 passos de tempo: (a) Número de Richardson (Ri); (b) Número de Richardson mínimo (R_{imin}); (c) R_{imin} entre os níveis de 1000 e 500 hPa; (d) Tensão da onda (m^2/s^2); (e) Perfil do ajuste da componente zonal do vento (U) devido a tensão da onda; (f) Diferença de U em cada passo de tempo com relação ao perfil inicial.....	101
5.7 - Perfil vertical da componente zonal do vento (U) acrescida da forçante em m/s, utilizado como "input" neste experimento.....	102
5.8 - Perfis verticais em 90 passos de tempo: (a) Número de Richardson (Ri); (b) Número de Richardson mínimo (R_{imin}); (c) R_{imin} entre os níveis de 1000 e 500 hPa; (d) Tensão da onda (m^2/s^2); (e) Perfil do ajuste da componente zonal do vento (U) devido a tensão da onda; e (f) Diferença da componente zonal do vento (U) em cada passo de tempo com relação ao perfil inicial.....	104

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
4.1 -Relação dos horários de simulação e dos níveis em que o parâmetro de Scorer que é maior que zero.....	71
5.1 -Variância médio da orografia de subgrade sobre o domínio do Eta e sobre a Cordilheira dos Andes nas quatro direções.....	95

LISTA DE SÍMBOLOS

u	velocidade zonal;
v	velocidade meridional;
w	velocidade vertical;
P	pressão atmosférica;
r	densidade do ar;
q	temperatura potencial;
g	aceleração da gravidade;
c_p	calor específico à pressão constante;
R	constante do gás para o ar seco, $R = 287 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$;
l	parâmetro de Scorer;
N	Frequência de Brunt-Vaissala;
Fr	Número de Froude;
H	altura da montanha;
Ri	Número de Richardson;
R_{imin}	Número de Richardson mínimo;
VAR	Variância da orografia de subgrade;
ECT	Energia Cinética Turbulenta;
D	Arrasto;
FM	Fluxo de momentum;
τ	Arrasto de pressão de subgrade;
τ_s	Arrasto de pressão de subgrade na superfície;

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, uma nova geração de modelos de alta resolução começou a ser amplamente utilizada nos estudos de circulações de escala pequena e média, tanto para melhor compreender estas circulações, quanto para melhorar a metodologia na qual os modelos tratam os processos de subgrade. Uma das características dos modelos de maior resolução é o maior detalhamento da orografia. A representação da orografia em modelos numéricos de previsão de tempo e modelos de circulação geral é alvo de muitos estudos, em particular as representações de montanhas de escala menor que a grade do modelo.

A presença da topografia produz arrasto no escoamento e constitui aproximadamente 50% do arrasto total sobre a atmosfera (Boer et al., 1984; Palmer et al. 1986). O arrasto se manifesta em fluidos estratificados como ondas de gravidade interna e é representado através de efeitos topográficos de escala subgrade nos modelos de larga escala para previsão numérica de tempo.

Uma variedade de fenômenos meteorológicos pode ser gerada ou modificada pelas montanhas. As ondas planetárias quase estacionárias são induzidas por montanhas e pelo contraste continentes oceanos, destruindo a simetria zonal do escoamento em tempo médio, afetando a distribuição da frequência de ciclogêneses e trajetória dos ciclones. O máximo de frequência de ciclogênese tende a ocorrer a leste dos complexos montanhosos (Tibaldi et al. 1990). Em mesoescala, os efeitos são mais intensos como a geração de ondas a sotavento da montanha, ventos foehn, jatos em baixos níveis, chuvas orográficas, e etc.

Nas latitudes subtropicais, em determinadas condições atmosféricas, o ar consegue transpor as montanhas e descer abruptamente a sotavento, causando ventos fortes, quentes e secos, esses ventos são chamados de foehn, na Europa central. Em situações extremas estes ventos podem adquirir grande intensidade e provocar tempestades graves como o caso ocorrido a leste das montanhas Rochosas em Boulder, nos Estados Unidos, em 1972 (Lilly e Zipser, 1972). Nos Estados Unidos, esse vento é conhecido como chinook, na Argentina Zonda e no Chile, Raco.

Visando um melhor entendimento do escoamento em regiões montanhosas, e conseqüentemente uma melhor previsão numérica de tempo, foram realizados dois grandes experimentos de campo na Europa, denominados ALPEX (ALpine Experiment – 1 de março – 31 de abril de 1982) e PYREX (PYRéneés Experiment – 1 de outubro – 30 de novembro de 1990). Estes experimentos captaram ocorrências de ondas orográficas e passagens frontais sobre as montanhas.

Na América do Sul, a Cordilheira dos Andes atua como uma parede para o escoamento de oeste nas latitudes subtropicais e extratropicais. Ventos semelhantes ao foehn ocorrem nas cidades localizadas ao norte da Argentina, e são conhecidos localmente como Zonda. Apesar da escassa referência em literatura, esses ventos são muito freqüentes. Norte (1989) descreveu a estrutura vertical da atmosfera durante a ocorrência do vento Zonda sobre a cidade de Mendoza na Argentina, utilizando observações das 00 e 12 Z de duas estações de radiossondagens, uma a leste e outra a oeste dos Andes. Experimentos semelhantes ao do tipo ALPEX ou PYREX para os Andes seriam valiosos para conhecer os fenômenos orográficos produzidos pela Cordilheira. A escassez de dados observacionais, na América do Sul é grande, e o problema se torna ainda mais grave próximo de montanhas onde a heterogeneidade da superfície requer maior representatividade das observações. Medidas em regiões montanhosas são raras também devido à dificuldade de acesso causada pela adversidade do tempo.

O presente trabalho tem como objetivo descrever dinamicamente o escoamento próximo aos Andes em situações relacionadas com a geração dos ventos Zonda e Raco. O trabalho se propõe também a avaliar a necessidade de inserir uma parametrização de arrasto de ondas de gravidade no modelo Eta. As condições atmosféricas durante os eventos serão estudadas através das saídas do modelo regional Eta e os dados observacionais obtidos das estações meteorológicas disponíveis.

1.1 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Em 1982, foi realizado o primeiro grande experimento com o objetivo de compreender melhor as influências da orografia sobre o escoamento estratificado. Este experimento foi realizado sobre os Alpes e denominado ALPEX (ALpine EXperiment). O segundo experimento denominado PYREX (PYRénéss EXperiment) foi maior e procurava verificar a influência dinâmica dos Pirineus (entre a França e a Espanha) na circulação atmosférica, principalmente para quantificar a desaceleração do escoamento causado pela montanha. Durante o período do experimento foram coletados dados de radiossonda, estações automáticas de superfície, dados de quatro aviões, perfiladores de vento, e etc.

Hoinka et al. (1991) simularam o escoamento sobre e ao redor dos Alpes durante um forte evento foehn, com dados observados durante o experimento ALPEX. Os resultados obtidos mostraram uma discrepância entre os dados observados e os calculados pelo modelo do ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts), a justificativa apresentada para esta diferença foi que as forças dissipativas no modelo estavam pobremente representadas, principalmente o arrasto de pressão.

Bougeault et al. (1993) calcularam o balanço de momentum para o período do experimento PYREX e avaliou o comportamento do modelo de mesoescala francês Peridot para o mesmo período. Eles mostraram que o modelo superestimou o fluxo de

momentum das ondas, mas reproduziu corretamente o arrasto de pressão à superfície. A representação da atmosfera sobre os Pirineus pelo modelo Peridot foi considerada boa.

Com os dados observados durante o PYREX, Lott (1995) encontrou discrepâncias entre as re-análises do ECMWF e os dados do experimento. Os resultados sugeriram que o retardamento do escoamento devido às montanhas ocorre com maior magnitude em baixos níveis. O efeito da desaceleração do escoamento pelas montanhas foi mostrado através das análises isentrópicas do escoamento. Estes diagnósticos permitem detectar diretamente processos irreversíveis em baixos níveis, que podem ser devido ao arrasto de pressão. Mapas da função de Bernoulli mostraram forte dissipação e produção de energia, principalmente nos baixos níveis do modelo. Para estimar se o modelo do ECMWF representava corretamente os padrões do escoamento em baixos níveis, as análises foram comparadas com as saídas do modelo de área limitada francês Peridot que possuía melhor resolução horizontal. O modelo Peridot apresentou valores de arrasto mais próximos do observado.

Simulações mais recentes mostraram a importância do atrito induzido no escoamento à superfície, nas circulações forçadas orograficamente. Romero et al. (1995), realizaram simulações trocando o tipo de vegetação sobre a montanha e avaliou o desenvolvimento das ondas geradas, através da análise da energia cinética turbulenta, estrutura da onda e arrasto. Eles concluíram que para haver uma melhoria nas simulações e previsões do escoamento à superfície sobre montanhas é necessário um tratamento adequado da vegetação no cálculo do balanço de energia à superfície.

Os primeiros estudos utilizando os dados dos experimentos mostraram deficiências nas forçantes orográficas e erros sistemáticos em modelos numéricos de tempo que conduziram à introdução das parametrizações do arrasto das ondas de gravidade (Palmer et al. 1986). Alguns estudos sugerem que estes erros estão associados à má representação das ondas de gravidade orográficas, pois as mesmas representam um

sumidouro de momentum na atmosfera maior do que o representado nos modelos numéricos (Milton et al 1996).

Para minimizar os erros sistemáticos foram realizados diversos estudos, como o uso de orografia envelope, por exemplo, que melhora a representação das ondas planetárias de larga escala (Wallace et al. 1983). Essas aproximações reduziram os erros sistemáticos do modelo, porém ainda é necessário muitas pesquisas, pois a falta do entendimento dos efeitos da orografia na atmosfera tem sido um impedimento significativo para a melhoria da previsão do tempo, principalmente para a América do Sul onde poucos estudos têm sido realizados.

Na literatura poucos trabalhos foram encontrados com relação à análise do escoamento sobre os Andes. Norte (1989) descreveu a estrutura vertical da atmosfera durante a ocorrência do Zonda nos dois lados da Cordilheira. Ele realizou uma média de dez anos dos meses de maio, junho, julho e agosto no período de atuação do Zonda com dados de radiossondagem e mostrou que a presença do Zonda altera significativamente a estrutura da atmosfera nos dois lados da Cordilheira, a barlavento da montanha uma anomalia negativa de temperatura abaixo de 250 hPa acompanhada de aumento da umidade. Anomalias negativa da altura geopotencial indicam o deslocamento do cavado. A sotavento da montanha ele observou algumas características como um aquecimento de toda coluna atmosférica, entre os níveis de 850 e 800 hPa há um decréscimo intenso na umidade, uma camada de inversão térmica e uma forte componente do vento de noroeste.

Chou (1998) utilizou saídas de modelo Eta para caracterizar a atmosfera mais detalhadamente durante a ocorrência de um caso de Zonda em torno da latitude de 30°S, no dia 11 de junho de 1996. Seus resultados mostraram que este fenômeno esteve acompanhado de um sistema frontal ao sul. As velocidades verticais na vizinhança da montanha mostraram movimento ascendente do lado oeste dos Andes, e movimento descendente intenso do lado leste, sob forma de uma corrente estreita em quase toda a

troposfera (Figura 1.1). A sotavento as superfícies isentrópicas mergulharam do topo da montanha até a base, em uma distância de quase 4000m, como mostra a Figura 1.2(a). Os ventos de oeste nessas latitudes têm um importante papel no Zonda, pois esses ventos intensos encontram barreira formada pelo Andes que produz uma grande perturbação no escoamento.

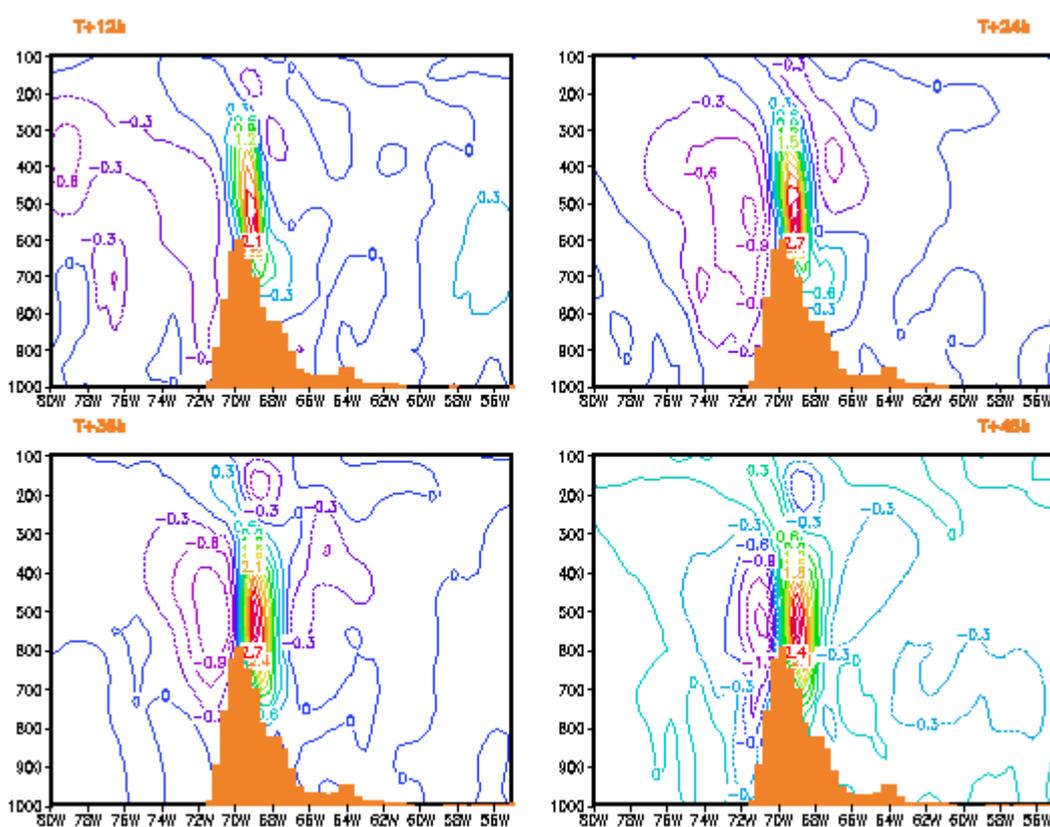


Figura 1.1 – Seção vertical da velocidade vertical ao longo de 30°S . Previsão a cada 12 horas. O movimento descendente está indicado por linhas sólidas. Intervalo dos contornos: 0.3Pas^{-1} . A topografia, está indicada em cor laranja.

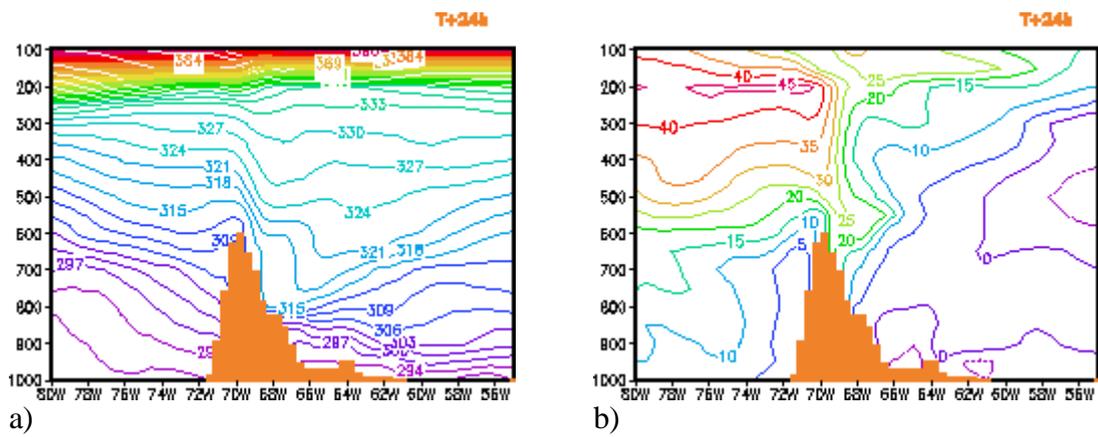


Figura 1.2 – Seção vertical ao longo de 30°S de: (a) temperatura potencial (K) e (b) vento zonal (m/s), previstos em 24h.

CAPÍTULO 2

FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Quando o ar é forçado a subir uma barreira de montanhas numa atmosfera estaticamente estável, as parcelas de ar que são deslocadas do seu nível de equilíbrio ficam sujeitas à ação de forças restauradoras e oscilam na vertical. Ondas de gravidade interna surgem no interior de um fluido estavelmente estratificado e em movimento quando submetido a uma forçante à superfície. Estas ondas orográficas são excitadas a sotavento da montanha.

2.1 – TEORIA LINEAR DA ONDA DE MONTANHA

A seguir será apresentada a teoria linear das ondas de montanha (e.g. Durran, 1990; Holton, 1992). Apesar de somente permitir montanhas pequenas, esta teoria é bastante consagrada e fornece os conceitos básicos para descrever o comportamento e estrutura das ondas de montanha.

Considere o caso de um escoamento uniforme \bar{u} , na direção zonal perpendicular à montanha, em uma atmosfera estavelmente estratificada, ao qual são sobrepostas perturbações tipo ondas. Suponha que as escalas espaciais dessas ondas sejam suficientemente pequenas para que se possa desprezar a força de Coriolis ($Ro \gg 1$), e considerando escoamento bidimensional, ou seja, $\partial/\partial y \approx 0$.

As equações governantes se reduzem a:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial P}{\partial x} = 0 \quad (01)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial P}{\partial z} + g = 0 \quad (02)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (03)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad (04)$$

$$q = \frac{P}{rR} \left(\frac{P_s}{P} \right)^k \quad \text{onde } k = \frac{R}{c_p}$$

u, v e w são as velocidades zonal, meridional e vertical, respectivamente;

P é pressão atmosférica;

r é a densidade do ar;

q é a temperatura potencial;

g aceleração da gravidade;

c_p calor específico à pressão constante;

R constante do gás para o ar seco, $R = 287 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$.

tendo:

$$\begin{aligned} r &= \bar{r} + r' \\ P &= \bar{P} + P' \\ u &= \bar{u} + u' \\ q &= \bar{q} + q' \end{aligned} \quad (05)$$

onde a barra se refere ao escoamento médio e a linha à perturbação.

Linearizando as equações (01)-(04), obtém-se:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) u' + \frac{1}{\bar{r}} \frac{\partial P'}{\partial x} = 0 \quad (06)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) w' + \frac{1}{\bar{r}} \frac{\partial P'}{\partial z} - \frac{q'}{\bar{q}} g = 0 \quad (07)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0 \quad (08)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \mathbf{q}' + w' \frac{d\bar{\mathbf{q}}}{dz} = 0 \quad (09)$$

Procuraremos uma solução ondulatória em termos do movimento vertical w' .

Subtraindo $\frac{\partial(06)}{\partial z}$ de $\frac{\partial(07)}{\partial x}$, pode-se eliminar P'

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) u' + \frac{1}{\bar{r}} \frac{\partial^2 P'}{\partial x \partial z} = 0$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) w' + \frac{1}{\bar{r}} \frac{\partial^2 P'}{\partial z \partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \frac{\mathbf{q}'}{\mathbf{q}} g = 0$$

logo:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial w'}{\partial x} - \frac{\partial u'}{\partial z} \right) - \frac{g}{\mathbf{q}} \frac{\partial \mathbf{q}'}{\partial x} = 0 \quad (10)$$

Derivando a equação (10) em função de x :

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 u'}{\partial x \partial z} \right) - \frac{g}{\mathbf{q}} \frac{\partial^2 \mathbf{q}'}{\partial x^2} = 0 \quad (11)$$

Substituindo a equação (08) em (11):

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} \right) - \frac{g}{\mathbf{q}} \frac{\partial^2 \mathbf{q}'}{\partial x^2} = 0 \quad (12)$$

Substituindo a equação (09) em (12):

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right) \left(\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2}\right) - \frac{g}{\bar{q}} \frac{\partial^2}{\partial x^2} \left[\frac{\left(-w' \frac{d\bar{q}}{dz}\right)}{\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right)} \right] = 0 \quad (13)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right)^2 \left(\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2}\right) + \frac{g}{\bar{q}} \frac{d\bar{q}}{dz} \frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} = 0 \quad (14)$$

Como $N^2 = \frac{g}{\bar{q}} \frac{d\bar{q}}{dz}$

Pode-se escrever a equação (14) da seguinte forma:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right)^2 \left(\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2}\right) + N^2 \frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} = 0 \quad (15)$$

Para o caso de ondas estacionárias $\left(\frac{\partial}{\partial t} = 0\right)$ a equação (15) torna-se:

$$\frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w'}{\partial z^2} + l^2 w' = 0 \quad (16)$$

onde l é o parâmetro de Scorer e é definido como:

$$l^2 = \frac{N^2}{\bar{u}^2} - \frac{1}{\bar{u}} \frac{d^2 \bar{u}}{dz^2} \quad (17)$$

Supondo que a montanha é representada pela função co-seno, então:

$$h = h_0 \cos(kx)$$

Para resolver a equação (16) é necessário definir as condições de contorno sobre a montanha. Então:

$$w' = u \frac{dh}{dx} \quad (18)$$

$$w'(x, h(x)) = (\bar{u} + u') \frac{dh}{dx} \quad (19)$$

Em $x = 0$, $w'(x = 0) \approx \bar{u} \frac{dh}{dx}$

$$w'(x, z = 0) = \bar{u} \frac{dh}{dx} = -k\bar{u}h_0 \sin(kx) \quad (20)$$

A solução é do tipo:

$$w'(x, z) = w_1(z) \cos(kx) + w_2(z) \sin(kx) \quad (21)$$

Substituindo esta solução em (16), tem-se:

$$\cos(kx) \frac{d^2 w_1}{dz^2} - k^2 \cos(kx) w_1 + l^2 \cos(kx) w_1 = 0$$

Logo a equação para w_1 e w_2 (para vertical) é da forma:

$$\frac{d^2 w_i}{dz^2} + (l^2 - k^2) w_i = 0 \quad (22)$$

A solução desta equação depende do sinal de $(l^2 - k^2)$. Note que l^2 é uma função de N e \bar{u} .

No caso de:

1. Se \bar{u} for constante: $l = \frac{N}{\bar{u}}$, é uma constante.
2. Se \bar{u} for uma função qualquer da altura: $l^2(z)$

Quando $l < k$, para l^2 uniforme, a solução será exponencial, do tipo:

$$w_i(z) = A_i e^{+mz} + B_i e^{-mz}, \text{ onde } m^2 = k^2 - l^2$$

Por considerações físicas: $A_i = 0$, para evitar que as ondas cresçam com a altitude, logo:

$$w_i(z) = B_i e^{-mz}$$

Impondo condições de contorno simples em $z = 0$:

$$w'(z=0) = B_1 \cos(kx) + B_2 \sin(kx)$$

Logo, $B_1 = 0$ e $B_2 = -\bar{u}kh_0$, uma vez que $w'(z=0) \propto \sin(kx)$ (da Eq. 20)

Assim a solução para o caso evanescente (amplitude das ondas decrescem com a altura) tem a forma:

$$w'(x, z) = \bar{u}kh_0 e^{-mz} \sin(kx) \quad (23)$$

A estrutura vertical desta onda esta esquematizada na Figura 2.1(a).

Quando $l > k$, a solução será ondulatória do tipo:

$$w_i(z) = A_i \cos(mz) + B_i \sin(mz) \quad (24)$$

onde m é o número de onda na vertical. Substituindo (24) em (21), temos:

$$w'(x, z) = \cos(kx)[A_1 \cos(mz) + B_1 \sin(mz)] + \sin(kx)[A_2 \cos(mz) + B_2 \sin(mz)] \quad (25)$$

A equação (25) pode ser re-escrita:

$$w'(x, z) = C_1 \sin(kx + mz) + C_2 \sin(kx - mz) + C_3 \cos(kx + mz) + C_4 \cos(kx - mz)$$

Portanto, existem quatro constantes a serem determinadas: C_1 , C_2 , C_3 e C_4 . As ondas são de dois tipos com $(kx + mz)$ ou $(kx - mz)$.

No caso de $(kx + mz)$, sendo k e m positivos, as fases se inclinam para oeste com a altura, esta solução permite propagação de energia para cima. Enquanto que na solução $(kx - mz)$ as fases se inclinam para leste com a altura com propagação de energia para baixo, o que é fisicamente incorreto, pois a fonte de energia está na superfície.

Assim $C_2 = C_4 = 0$, como:

$$w'(x,0) = -\bar{u}kh_0 \sin(kx)$$

$$w'(x,0) = C_1 \sin(kx) + C_3 \cos(kx)$$

então $C_3 = 0$ e $C_1 = -\bar{u}kh_0$

E a solução final para o caso ondulatório é:

$$w'(x, z) = -\bar{u}kh_0 \sin(kx + mz) \quad (26)$$

Na atmosfera se observam ondas que se propagam verticalmente na baixa troposfera e decaem exponencialmente com a altura na alta troposfera, estas são ondas confinadas. Para ocorrer ondas orográficas confinadas é necessário satisfazer a seguinte condição

$$l_L^2 - l_U^2 > \frac{P^2}{4H^2}, \text{ onde } l_U \text{ e } l_L \text{ são os números de Scorer em altos e baixos níveis,}$$

respectivamente (Durrant, 1990).

Variação vertical neste parâmetro pode também modificar a amplitude das ondas que são suficientemente longas para propagar verticalmente pela troposfera inteira. O aumento da amplitude, que conduz à quebra de onda e à mistura turbulenta, pode ocorrer se há um nível crítico. O nível crítico é definido como o nível aonde o

escoamento médio vai para zero, ou seja, a velocidade do escoamento assume a mesma velocidade de propagação das ondas de gravidade ($l \rightarrow \infty$).

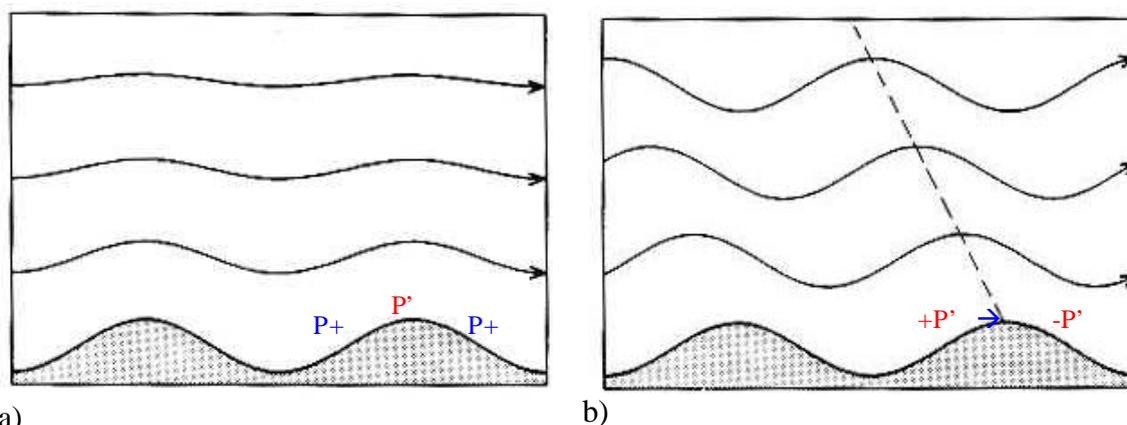


Figura 2.1 – Linhas de corrente. (a) Ondas evanescentes, a amplitude das ondas decrescem com a altitude. (b) Ondas com propagação vertical. A amplitude se inclina com a altitude corrente acima ('upstream').

2.2 – TEORIA HIDRÁULICA

A ondulação produzida pela superfície do fluido sobre a montanha pode ser avaliada do ponto de vista hidráulico através do número de Froude (Fr). Este número relaciona a velocidade do fluido com a velocidade de propagação das ondas de gravidade linear (27), isto é,

$$Fr = \frac{U}{NH} \quad (27)$$

onde U é a velocidade do escoamento básico e NH (N é a frequência de Brunt-Vaissala e H a altura da montanha, respectivamente) a velocidade de propagação da onda de gravidade (Gill, 1982). Quando a camada do fluido aumenta sobre a montanha, o escoamento é dito supercrítico, e tem-se $Fr > 1$. Neste tipo de escoamento o fluido ascende lentamente, atinge a velocidade mínima sobre a crista, em seguida a energia potencial (PE) do fluido é transformada de volta para energia cinética reacelerando o fluido (Figura 2.2(a)).

Quando a camada do fluido se torna rasa sobre a montanha, o escoamento é dito subcrítico e tem-se $Fr < 1$. Esta configuração é inversa a anterior, ou seja, o fluido acelera ao ascender sobre o obstáculo atingindo velocidade máxima sobre a crista, pois a energia potencial do fluido é transformada em energia cinética. Quando o fluido começa a descer, a energia cinética é retransformada em energia potencial (Figura 2.2(b)).

O modelo do salto hidráulico (Figura – 2.2(c)) se assemelha à quebra de ondas de grande amplitude a sotavento das montanhas. A quebra de ondas ocorre quando a velocidade de fase da onda de gravidade é igual ao escoamento médio ($Fr \approx 1$).

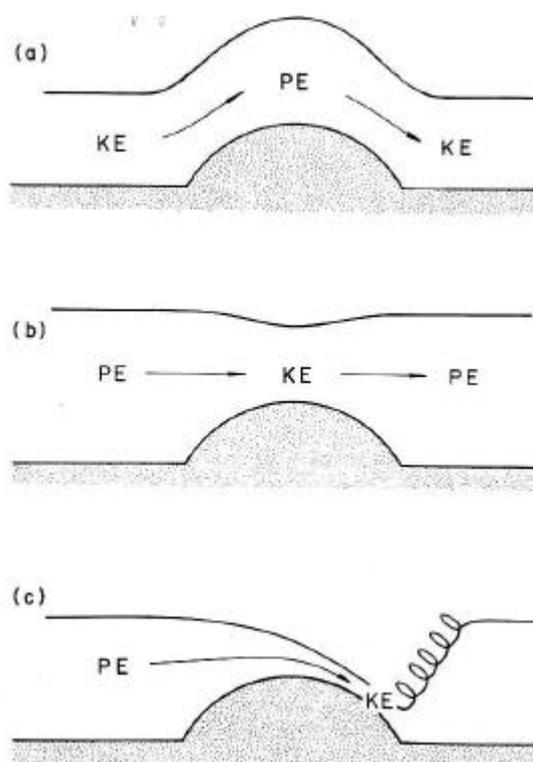


Figura 2.2 – Escoamento sobre um obstáculo para um fluido barotrópico com superfície livre. (a) Escoamento supercrítico ($Fr > 1$). (b) Escoamento subcrítico ($Fr < 1$). (c) Salto hidráulico ($Fr=1$). (Durrán, 1990)

Simulações numéricas (e. g. Durrán e Klemp, 1987) produziram quebra de ondas sobre montanhas através da variação das alturas de montanha e do nível crítico ($Fr \approx 1$). Alguns

resultados mostraram que a quebra das ondas é favorecida quando o fluido atravessa obstáculos de alturas significativas.

2.3 – INSTABILIDADE DO ESCOAMENTO

2.3.1 - ENERGIA CINÉTICA TURBULENTA

A quebra das ondas de montanha produz turbulência a sotavento. A intensidade da turbulência pode ser medida através da Energia Cinética Turbulenta (ECT). Esta variável está diretamente relacionada com o transporte de calor, momentum e umidade pela camada limite. A Figura 2.3, ilustra os locais onde se observou turbulência no escoamento sobre montanhas Rochosas nos Estados Unidos (Lilly e Kennedy, 1973).

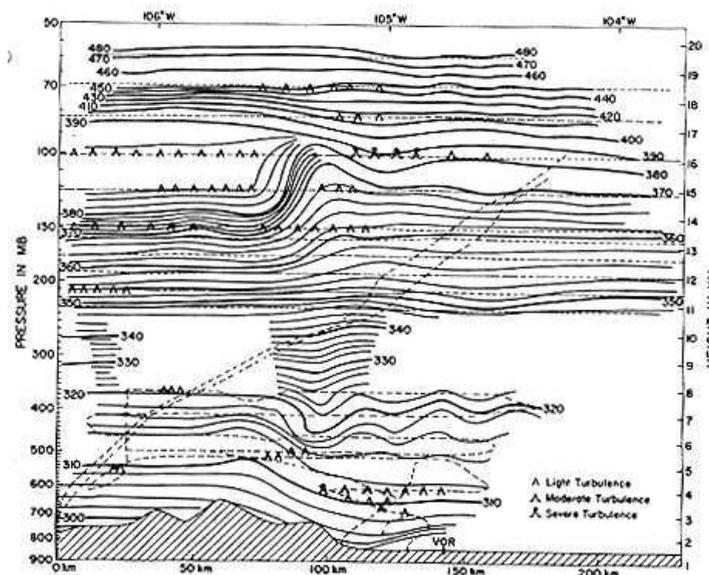


Figura 2.3 – Isentrópicos de temperatura potencial e uma indicação simbólica da intensidade da turbulência por Lilly e Kennedy (1973).

A equação da ECT é dada por (e.g. Stull, 1991):

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{e}}{\partial t}}_1 + \underbrace{\bar{u}_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j}}_2 = + \underbrace{\delta_{i3} \frac{g}{\theta_v} \overline{(u'_i \theta'_v)}}_3 - \underbrace{u'_i u'_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j}}_4 - \underbrace{\frac{\partial \overline{(u'_j e)}}{\partial x_j}}_5 - \underbrace{\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \overline{(u'_i P')}}{\partial x_i}}_6 - \underbrace{\varepsilon}_7 \quad (28)$$

- termo 1 – tendência da ECT;
- termo 2 – advecção de ECT pelo vento médio;
- termo 3 – produção/dissipação de ECT por flutuabilidade. É um termo de produção/dissipação dependendo se o fluxo de calor $\overline{u'_i q'_v}$ é positivo (durante o dia sobre a superfície) ou negativo (durante a noite sobre a superfície);
- termo 4 – produção/ dissipação de ECT mecânica ou por cisalhamento. O fluxo de momentum é usualmente de sinal oposto ao cisalhamento do vento médio, porque o momentum é usualmente para baixo, logo, este termo resulta em uma contribuição positiva para ECT quando multiplicado por um sinal negativo;
- termo 5 – transporte turbulento de ECT, descreve como ECT é movida pelo “eddies” turbulentos;
- termo 6 – termo de correlação da pressão, descreve como ECT é redistribuída por perturbações da pressão, é normalmente associada a oscilações no ar (flutuabilidade ou ondas de gravidade);
- termo 7 – dissipação da ECT, isto é, a conversão de ECT em calor.

Os termos individuais na equação do balanço de ECT descrevem os processos físicos que geram a turbulência. O balanço relativo destes processos determina a capacidade do escoamento para manter a turbulência e isto indica a estabilidade do escoamento.

2.3.2 - NÚMERO DE RICHARDSON (Ri)

Em um ambiente estaticamente estável, movimentos verticais turbulentos agem contra a força restauradora da gravidade. Neste ambiente, a flutuabilidade tende a suprimir a turbulência, enquanto o cisalhamento do vento tende a gerar a turbulência

mecanicamente. O termo 3 de produção de flutuabilidade da equação de ECT (Eq. 28), é negativo nesta situação, enquanto o termo 4 de produção mecânica é positivo. É comum examinar a razão dos termos 3 e 4. Esta razão dá o número de Richardson em termos de fluxos turbulentos e é chamada de número de Richardson de fluxo, R_f , e é dado por:

$$R_f = \frac{(g/\bar{q}_v)(\overline{w'q_v'})}{(\overline{u_i'u_j'})\frac{\partial u_i'}{\partial x_j}} \quad (29)$$

Se considerarmos homogeneidade horizontal e desconsiderarmos a subsidência, R_f , torna-se:

$$R_f = \frac{(g/\bar{q}_v)(\overline{w'q_v'})}{(\overline{u'w'})\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + (\overline{v'w'})\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}} \quad (30)$$

Quando $R_f < +1$, o escoamento é turbulento, ou seja, dinamicamente instável; se $R_f > +1$ o escoamento é laminar, ou seja, dinamicamente estável; e se $R_f = +1$ valor crítico.

O valor crítico do número de Richardson ocorre na transição entre uma situação mais estável para uma menos estável ou vice-versa.

De acordo com a Teoria-K, o fluxo turbulento $\overline{u_i'u_j'}$ é descrito por:

$$\overline{u_i'u_j'} = -K \frac{\partial \bar{u}_j}{\partial x_i}$$

onde o parâmetro K é um escalar com unidade m^2s^{-1} .

Aplicando a Teoria-K nos fluxos da equação (30), tem-se:

$$\begin{aligned} -\overline{w'q'_v} &\propto \frac{\partial \bar{q}_v}{\partial z} \\ -\overline{u'w'} &\propto \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \\ -\overline{v'w'} &\propto \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \end{aligned}$$

Estes argumentos formam a base da teoria da difusividade de "eddy", logo assumindo que estas proporcionalidades são possíveis e substituindo na equação de R_f , tem-se uma nova razão chamada número de Richardson de gradiente, R_i :

$$R_i = \frac{(g/\bar{q}_v) \left(\frac{\partial \bar{q}_v}{\partial z} \right)}{\left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right)^2 \right]} \quad (31)$$

O escoamento é considerado instável quando o número de Richardson é menor que 0,25 ($R_i < 1/4$, valor crítico) e estável quando o número de Richardson é maior que 1 ($R_i > 1$).

Ainda para facilitar os cálculos, podemos aproximar os gradientes:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} &\approx \frac{\Delta \bar{u}}{\Delta z} \\ \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} &\approx \frac{\Delta \bar{v}}{\Delta z} \end{aligned}$$

Assim podemos definir uma nova razão conhecida como número de Richardson "Bulk", R_b :

$$R_b = \frac{g\Delta \bar{q}_v \Delta z}{\bar{q}_v [(\Delta \bar{u})^2 + (\Delta \bar{v})^2]} \quad (32)$$

Esta forma do número de Richardson é usada mais freqüentemente na meteorologia, devido aos dados de radiossondagem e modelos numéricos fornecerem medidas de vento em pontos discretos no espaço.

2.4 – ARRASTO DAS ONDAS

Associado ao escoamento sobre e ao redor das montanhas, há uma força horizontal de arrasto, exercido sobre a orografia pela atmosfera. Se a topografia não for simétrica em relação à direção do vento, a força de arrasto tem geralmente uma força transversal ('lift'). Este arrasto é a força resultante sobre o obstáculo devido à perturbação no campo de pressão.

Cálculos de arrasto de pressão para escoamento hidrostático linear sobre montanhas tridimensionais e elípticas foram obtidas por Phillips (1984). Porém, há muitas incertezas considerando o valor do cisalhamento turbulento, quando um escoamento estavelmente estratificado choca-se com uma barreira alta e de pequena extensão horizontal. Em modelos numéricos, o aumento da rugosidade da camada limite sobre montanhas é um caminho utilizado para limitar a amplitude do escoamento em baixos níveis. No passado, parametrizações foram introduzidas intuitivamente e não foram avaliadas em detalhes. Nos dias de hoje, com o progresso da teoria do escoamento de mesoescala sobre montanhas mostrou-se que estes efeitos no escoamento em baixos níveis estão relacionados com fatores de mesoescala não-lineares. Este ponto de vista vem do fato que uma certa quantidade de arrasto de pressão medido durante o PYREX está provavelmente relacionado com o retardo do escoamento em baixos níveis. Neste contexto, o aumento do comprimento da rugosidade sobre montanhas em parte parametriza estes efeitos de mesoescala em baixos níveis. O cisalhamento turbulento nos modelos numéricos tem sido incluído na comparação com a medida de arrasto.

O arrasto de onda de gravidade tem sido modificado para introduzir o efeito do escoamento em baixos níveis, através do cálculo da variância da topografia (Miller et al. 1989). Este arrasto é redistribuído na vertical nos níveis onde as ondas de gravidade são instáveis ou abaixo do nível crítico.

CAPÍTULO 3

METODOLOGIA

A metodologia consiste de três etapas: validação do modelo regional, diagnóstico do fenômeno e um teste unidimensional de parametrização de arrasto de ondas de gravidade. A seguir, cada etapa será descrita:

3.1 - VALIDAÇÃO

A validação consiste na verificação das simulações do modelo Eta e comparação com as observações disponíveis. Esta etapa é importante, pois mostra o grau de confiabilidade das simulações produzidas pelo modelo e permite o uso destas saídas para estudo do fenômeno.

A região selecionada para a validação está concentrada entre 20°S – 50°S/55°W – 85°W, onde são frequentemente observados os fenômenos Zonda e onde se encontram as maiores altitudes da Cordilheira dos Andes. A validação é dificultada pela escassez de dados na região. Os dados observacionais utilizados são: observações SYNOP às 00 e 12 Z, radiossondagens das 12 Z e dados de superfície na região das montanhas obtidos através do Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA) em Mendoza, na Argentina.

As seguintes variáveis são comparadas com as observações, pressão ao nível médio do mar, temperatura a 2m, componentes do vento de 10 m, perfis de temperatura e umidade.

A pressão ao nível médio do mar permite mostrar se o modelo indica corretamente a magnitude do gradiente horizontal de pressão nas vizinhanças das montanhas, forte gradiente de pressão é uma característica importante associada à presença dos ventos. Ventos do tipo Zonda, em situações extremas se transformam em ventania, esta característica foi avaliada através do vento em baixos e altos níveis. Temperatura e umidade na estação são variáveis muito importantes na ocorrência do Zonda e Raco, pois nestas ocasiões a atmosfera apresenta-se seca e ocorrem mudanças bruscas de temperatura. Estas variáveis são verificadas através de observações de superfície e radiossondagem.

O movimento vertical descendente a sotavento da montanha é uma característica marcante do Zonda. As análises do NCEP são utilizadas para comparar a magnitude do movimento vertical. São análises diárias do NCEP na resolução de 200 km

Validações subjetivas são realizadas, plotando os dados observados sobre os campos de pressão ao nível médio do mar e temperatura, visualizando a posição e magnitude das variáveis simuladas comparando com as observadas. Avaliações objetivas também são realizadas e consiste em calcular os erros médios, desvio padrão e porcentagem de acerto partindo dos dados observados.

Inicialmente através das previsões do modelo Eta para 24 e 48 horas, foram selecionados dois casos para estudo: um de Zonda e outro de Raco. A seleção foi baseada nas seguintes características:

1. Presença da corrente de jato em 250 mb intensa sobre os Andes;
2. Forte gradiente da pressão ao nível médio do mar sobre os Andes, tendo altas pressões no lado chileno e baixas sobre a Argentina, isso para o caso de Zonda, e o inverso para o caso de Raco, ou seja, baixas pressões no lado chileno e alta sobre a Argentina;
3. Movimento vertical descendente intenso em 500 mb a sotavento dos Andes, para o caso de Zonda.

Essas são as características que identificam de forma simplificada a ocorrência do vento Zonda. Principalmente os itens (2) e (3).

O modelo Eta foi rodado utilizando as análises do NCEP em resolução T62L28 como condições iniciais e de contorno lateral para os casos selecionados e as previsões foram comparadas com as observações.

3.2 - DIAGNÓSTICO

Esta etapa consiste em caracterizar a estrutura vertical e a evolução das ondas/do escoamento através de saídas do modelo de mesoescala. O modelo Eta foi escolhido para estudar esse fenômeno por apresentar diversas vantagens com relação às análises fornecidas pelo NCEP/CPTEC. A resolução horizontal do modelo do Eta é mais alta (40km) e possui mais níveis na vertical, conseqüentemente, possui uma melhor representação da orografia. Um outro aspecto importante é a flexibilidade de rodar o modelo Eta extraindo e calculando as variáveis na grade original do modelo como ECT e Ri e a evolução temporal das variáveis pode ser acompanhada com maior freqüência.

O modelo do NCEP usa a coordenada vertical sigma que gera erros nas derivadas horizontais em regiões de topografia íngreme, este erro é reduzido no Eta devido às superfícies da coordenada eta serem aproximadamente horizontais. O modelo Eta apresenta desvantagem em regiões de grandes altitudes, onde o espaçamento da coordenada vertical é maior. O tratamento da turbulência e fluxos superficiais sobre montanhas altas, como é o caso da Cordilheira dos Andes, é deficiente devido à espessura da camada limite que no topo das montanhas se aproxima de 400 m, na atual resolução vertical do modelo.

Com o objetivo de estudar o fenômeno, foram utilizadas as saídas do modelo Eta para caracterizar o escoamento através do parâmetro de Scorer e o número de Froude. O parâmetro de Scorer foi calculado pela Eq. 17. Este parâmetro indica as regiões possíveis de haver propagação vertical das ondas e regiões de confinamento. O número de Froude será calculado pela Eq. 27, a evolução temporal desse número pode identificar a transformação do regime subcrítico ou supercrítico até o estabelecimento do Zonda. Para identificar as regiões de instabilidade do escoamento foi analisada a energia cinética turbulenta que é uma variável prognóstica do modelo, que identifica as regiões de turbulência e sua intensidade, conseqüentemente verifica a instabilidade do escoamento. ECT é variável prognóstica e calculada no modelo pelo esquema de Mellor-Yamada 2.5 na atmosfera livre.

As ondas com propagação na vertical produzem anomalias positivas no campo de pressão a barlavento da montanha, e negativas a sotavento. O arrasto produzido pelo campo de pressão foi calculado ao longo da transversal sobre a cadeia montanhosa dos Andes nas latitudes em estudo, utilizando a fórmula proposta por Davies e Phillips (1985) em Pa:

$$D = \frac{1}{L} \int_{Z_{\min}}^{Z_{\max}} (P_{\text{leste}} - P_{\text{oeste}}) dz \quad (33)$$

onde L é o comprimento da transversal, P_{leste} e P_{oeste} representa a pressão em cada lado da montanha a uma dada altura Z; $Z_{\text{máx}}$ é a altitude do topo da montanha do modelo na transversal e Z_{min} é a altitude mais baixa.

O fluxo de momento FM foi calculado para verificar as regiões onde foi depositado momentum pelas ondas, através da equação abaixo:

$$FM = \overline{u'w'} \quad (34)$$

onde,

$$u = u' + \bar{u}$$

$$w = w' + \bar{w}$$

u e w são as componentes horizontal e vertical do vento, respectivamente, perturbadas sobre a montanha; \bar{u} e \bar{w} são as velocidades horizontal e vertical médias numa região de aproximadamente 10^0 a oeste antes da montanha. Assume-se que, nesta região a oeste, o escoamento não está perturbado pela montanha. O termo $\overline{u'w'}$ representa portanto, o fluxo de momentum das ondas resolvidas pelo modelo. Os perfis do gradiente vertical destes fluxos indicam a aceleração do escoamento produzida por estas ondas.

3.3 - ESQUEMA DE ARRASTO DAS ONDAS DE GRAVIDADE

Os cálculos anteriores, como fluxo de momentum e arrasto de pressão foram calculados na resolução da grade do modelo, porém existe ainda a contribuição do arrasto devido à topografia de subgrade.

O esquema de parametrização utilizado é o proposto por Palmer et al. 1986 e foi implementado off-line no modelo Eta. É um esquema simples que se baseia na teoria linear das ondas de montanha. O esquema consiste em 3 partes: a primeira consiste em calcular o arrasto de pressão à superfície, exercido pela orografia de subgrade através da Eq. (35) e a segunda parte calcula o perfil vertical da tensão da onda acompanhando a direção do arrasto à superfície de acordo com a Eq.(36). E terceira parte aplica as tendências no perfil do vento de acordo com a variação vertical da tensão da onda, Eq. (38).

O arrasto de pressão de subgrade é dado por:

$$\bar{t}_s = krN\bar{u}VAR \quad (35)$$

onde, \mathbf{r} e \bar{u} são obtidos do primeiro nível do modelo, e N é a frequência de Brunt-Vaissala, é obtida por diferença finita dos valores de T nos dois primeiros níveis do modelo. A quantidade VAR é a variância da orografia de subgrade do modelo η . Esta variância foi calculada nas 4 direções a partir de um arquivo de topografia de resolução de 1 km. Um exemplo do desvio padrão da orografia de subgrade sobre os Andes foi obtido por Palmer et al. (1986) para o modelo do ECMWF (Figura 3.1). A constante k é obtida a partir da teoria linear da onda e atua como um parâmetro de controle da intensidade do arrasto.

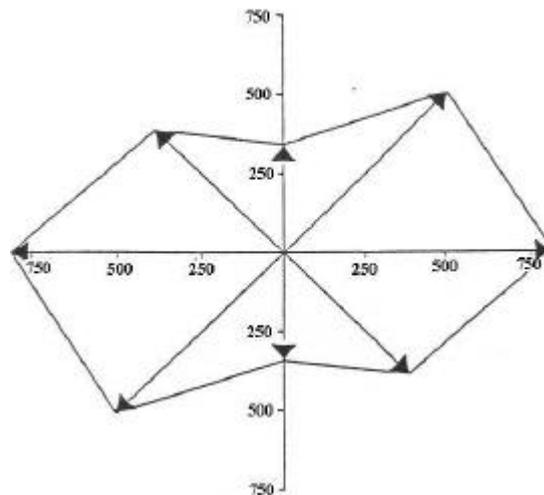


Figura 3.1 – As quatro componentes (leste-oeste, norte-sul, noroeste-sudeste e nordeste-sudoeste) do desvio padrão da orografia de subgrade sobre os Andes (em metros). (Palmer, 1987)

Dado o perfil vertical do vento, temperatura potencial e densidade, a segunda parte do esquema de parametrização consiste em obter o perfil vertical da tensão da onda \mathbf{t} . Assumindo que a tensão, \mathbf{t} , em algum nível é paralelo ao vetor tensão à superfície, tem-se:

$$\mathbf{t} = |\mathbf{t}| = krNU\mathbf{d}h^2 \quad (36)$$

onde U é a magnitude da componente do vetor vento \vec{u} na direção da tensão à superfície, ou seja, $U = (\vec{u} \cdot \mathbf{t}_s) / |\mathbf{t}_s|$; e δh é o deslocamento vertical das linhas de corrente.

Define-se um número de Richardson mínimo, Ri_{min} para descrever a influência das ondas de gravidade na estabilidade estática e no cisalhamento vertical. Ri_{min} equivale ao número de Richardson modificado pelas ondas. Este número é dado por:

$$Ri_{min} = Ri \frac{1 - (N\mathbf{d}h/U)}{\{1 + Ri^{1/2} (N\mathbf{d}h/U)\}^2} \quad (37)$$

Assume-se a hipótese de saturação da onda: $Ri_{min} = 1/4$ como um limiar antes da quebra da onda (Lindzen, 1981).

O algoritmo para aplicar o esquema do número de Richardson seguirá os seguintes passos: inicialmente à tensão à superfície \mathbf{t}_s é calculada, assumir que estamos em 1D, usando a Eq. 35. O número de Richardson é calculado na interface entre as camadas onde estão definidos u , v e T . Usando $\mathbf{t} = |\mathbf{t}_s|$ no nível seguinte, o deslocamento da amplitude $\mathbf{d}h$ é estimado pela Eq. 36, usando o valor médio de U das camadas. Este valor de $\mathbf{d}h$ é utilizado na Eq. 37 para obter Ri_{min} . Se $Ri_{min} \geq 1/4$, τ nessa camada vai ser igual a \mathbf{t}_s . Se $Ri_{min} < 1/4$, então assume-se a hipótese de saturação da onda e Ri_{min} é substituído por $1/4$ e o valor de $\mathbf{d}h_{sat}$ é calculado pela Eq. 37. τ_{sat} é estimado usando a Eq. 36. para o nível superior. De acordo com o Teorema de Eliassen-Palm, a tensão da onda é constante com a altura quando não há processos dissipativos.

Todo o procedimento é repetido para estimar τ nas interfaces das próximas camadas seguindo até o contorno inferior da última camada do modelo. No contorno superior, isto é, no topo do modelo, é imposto $\tau = 0$, isto implica que as ondas serão dissipadas dentro da coluna atmosférica do modelo nos altos níveis.

Portanto a tensão da onda é conhecida em cada interface de camada, e a aceleração induzida pela onda nos níveis eta pode ser calculada pelo gradiente vertical da tensão através de:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -\frac{1}{r} \frac{\partial (\overline{ru'w'})}{\partial z} = -\frac{1}{r} \frac{\partial \mathcal{E}}{\partial z} \quad (38)$$

O perfil da aceleração devido às ondas de subgrade foi comparado com perfil obtido do fluxo das ondas resolvidas pelo modelo.

A magnitude da aceleração pelos efeitos de subgrade indica a necessidade de inserir ou não uma parametrização de arrasto de ondas de gravidade no modelo. Esta parametrização pode ser necessária, por exemplo, se o escoamento em baixos níveis do modelo apresentou intensidade diferente do escoamento observado, então a parametrização tem o papel de reduzir ou aumentar a intensidade do vento da ordem do arrasto de pressão.

CAPÍTULO 4

DIAGNÓSTICO DO FENÔMENO

Serão apresentados dois casos de vento do tipo foehn próximo aos Andes, um do Zonda e outro do Raco. Esses casos foram selecionados através das previsões do modelo Eta para 24 e 48 horas baseados nos seguintes critérios:

1. Presença da corrente de jato em 250 mb intensa e profunda (entre 100 e 650 hPa) próximo da Cordilheira dos Andes;
2. Forte gradiente horizontal de pressão ao nível médio do mar sobre os Andes, em média 7 hPa/100 km, tendo altas pressões no lado chileno e baixas pressões sobre a Argentina para o Zonda, e o oposto para o Raco, ou seja, pressões mais baixas do lado chileno e pressões mais altas do lado argentino;
3. Movimento vertical descendente intenso, com valores superiores a 0,02 Pa/s em 500 mb a sotavento dos Andes para o caso de Zonda.

A seleção dos casos foi baseada principalmente nos itens (2) e (3).

4.1 - DESCRIÇÃO SINÓTICA

4.1.1 - ZONDA

O caso estudado ocorreu no dia 05 de agosto de 1999. O campo de pressão ao nível médio do mar simulado pelo modelo Eta, no dia 04 às 00Z apresentava um centro de baixa pressão em 47°S/85°W com intensidade de 982 hPa, associado a um sistema

frontal a barlavento da Cordilheira dos Andes (Figura 4.1a) e a Alta do Pacífico Sul está configurada próximo ao continente, na faixa de latitude de 30°S. Nesta mesma faixa latitudinal, a sotavento dos Andes, encontra-se uma região de baixa pressão com intensidade de 1012 hPa ao centro (Figuras 4.1a e 4.1b). Após 42 horas de simulação, dia 05 às 18Z, durante a ocorrência do Zonda, o centro de baixa pressão associado ao sistema frontal cruzou a Cordilheira na faixa de latitude entre 45° e 50°S, aprofundando a região de baixa pressão a uma taxa de 8 hPa/6h. Com o centro de baixa pressão a leste da Cordilheira intenso e o anticiclone do Pacífico Sul intenso próximo ao continente, o gradiente de pressão horizontal transversal aos Andes atinge o valor máximo de 6hPa/100 km, durante a ocorrência do Zonda.

Nos altos níveis, em 250 hPa, a Corrente de Jato Subtropical apresenta-se intensa com velocidade acima de 45 m/s sobre o sul da Argentina. Durante a ocorrência do Zonda uma característica importante pode ser notada neste campo que é o bloqueio da Corrente de Jato a barlavento da Cordilheira, como mostra a figura 4.1c. Essa desaceleração do jato está associada ao intenso movimento vertical descendente na região (Figura 4.1(e)) que auxilia no transporte de momento para níveis inferiores.

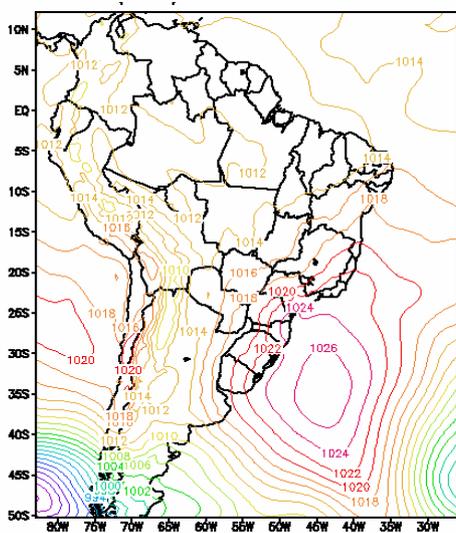
O movimento vertical descendente e intenso a sotavento da Cordilheira é importante no diagnóstico do Zonda. Após 12 horas de simulação pode-se observar a formação de um núcleo estreito de movimento vertical descendente entre os níveis de 250 e 500 hPa com intensidade máxima de $0,5 \times 10^2 \text{ Pa/s}$, em 30 horas de simulação, o núcleo atinge $1,6 \text{ Pa/s}$ entre os níveis de 250 e 850 hPa, permanecendo com valores elevados até 54 horas simulação. A figura 4.1(e) mostra um corte longitudinal na latitude de 32°S no instante de maior intensidade do Zonda.

Durante a ocorrência do Zonda as isolinhas de temperatura potencial equivalente a sotavento da Cordilheira dos Andes apresentam uma queda de altitude devido às parcelas estarem descendo empurradas pelo movimento vertical intenso na região,

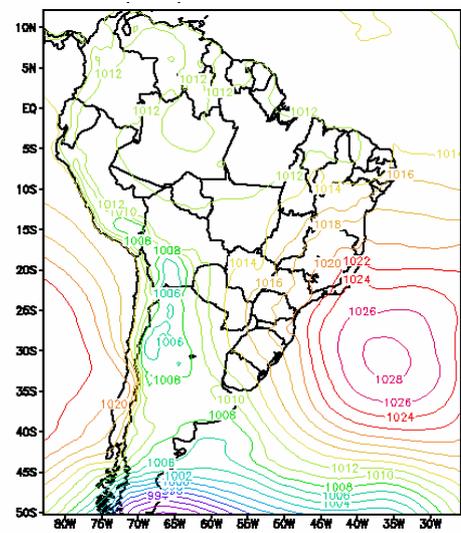
gerando ondas que se propagam para níveis mais altos da atmosfera. A figura 4.1(f) mostra um corte longitudinal na latitude de 32°S após 42 horas de simulação, neste horário a isolinha de 318 K apresenta uma queda brusca de 500 hPa para 750 hPa, indicando que nesta região a atmosfera tende a neutralidade.

Através da imagem de satélite no canal infravermelho (Figura 4.1(d)) pode-se observar nebulosidade associada ao sistema frontal a barlavento dos Andes, essa nebulosidade se desloca para leste. A sotavento da montanha, próximo à latitude de 32°S, durante a ocorrência do fenômeno, observa-se uma pequena região de céu claro, produzida pela subsidência intensa na região.

Acima foi feita uma breve descrição sinótica do caso de Zonda estudado, uma análise sinótica mais detalhada pode ser obtida em Seluchi et. al. 2002.



a)



b)

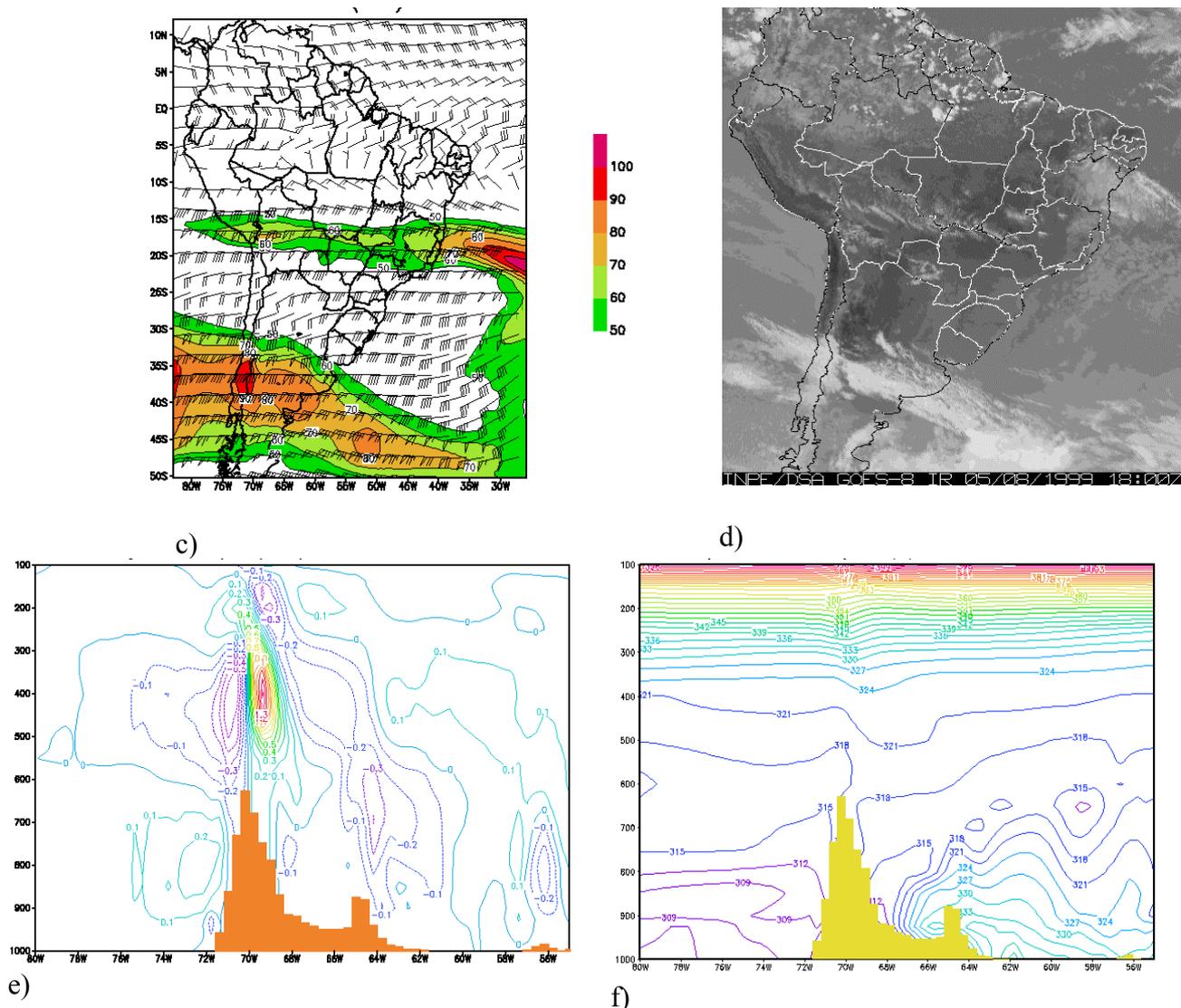


Figura 4.1 – Caso zonda: Pressão ao nível médio do mar (hPa) (a) no dia 04/08/99, às 00Z e (b) no dia 05/08/99, às 18Z; (c) Vento (nós) em 250 hPa para o dia 05/08/99, às 18Z, valores acima de 50 nós estão sombreados; (d) Imagem de satélite, canal infravermelho do dia 05/08/99 às 18Z; Corte longitudinal na latitude de 32°S para o dia 05/08/99 às 12Z, (e) de omega em 10^2Pa/s ; e (f) de temperatura potencial equivalente (K).

4.1.2 - RACO

O caso de Raco estudado ocorreu no dia 04 de junho de 1999. O campo de pressão ao nível médio do mar, no dia 03 às 00Z, mostra um centro de alta pressão intenso sobre o Oceano Pacífico que se desloca para leste, cruzando a Cordilheira dos Andes (Figura

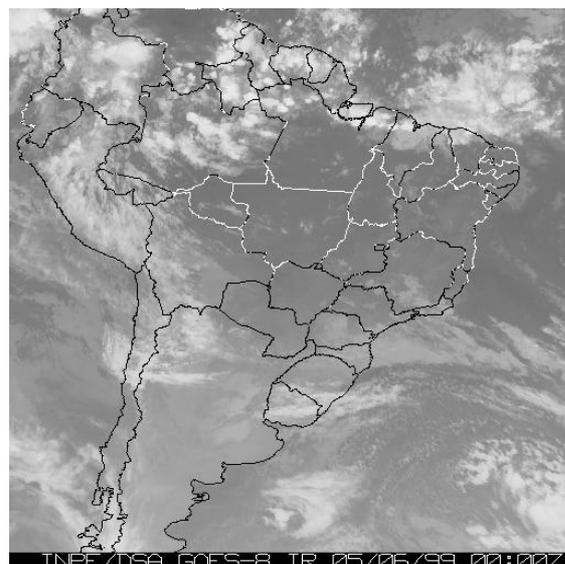
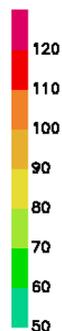
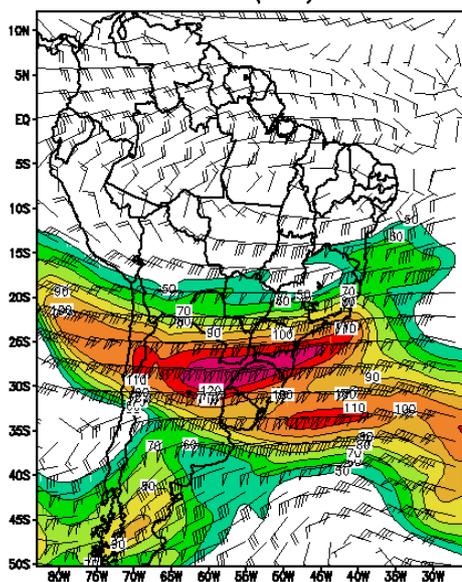
4.2(a)) na latitude de 40°S, na parte pós-frontal de um sistema frontal frio sobre o sul do Brasil. Esse sistema frontal desloca-se sobre o continente e a alta da retaguarda fica quase estacionária sobre a Argentina e sul do Brasil com intensidade de 1030 hPa (Figura 4.2(b)). A oeste da Cordilheira o centro de Alta do Pacífico encontrava-se enfraquecido. Essa situação é característica durante a ocorrência do Raco, ou seja, altas pressões a leste da Cordilheira e baixas pressões a oeste.

Neste caso o gradiente horizontal de pressão formado na ocorrência do Raco foi de $-6\text{hPa}/100\text{ km}$, sinal oposto ao climatológico na região (o gradiente horizontal formado entre a região de baixa pressão a leste da Cordilheira e a Alta do Pacífico Sul). Essa anomalia no campo de pressão é responsável pela aceleração do escoamento de leste para oeste.

A corrente de jato em 250 hPa no dia 04/06/99 às 12Z cruza o continente, com intensidade acima de 60 m/s sobre a região central da Argentina. É interessante observar que o jato apresenta confluência 12 horas antes da ocorrência do fenômeno, isto resulta em ventos mais fracos sobre uma pequena área de abrangência, como se pode observar na Figura 4.2(c).

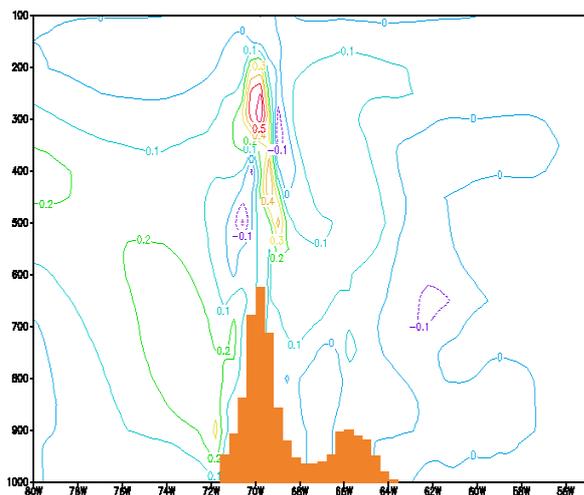
O movimento vertical normalmente é ascendente da ordem de $-0,2 \times 10^{-2}\text{ Pa/s}$ entre os níveis de 400 e 600 hPa à oeste da Cordilheira e descendente entre os níveis de 400 e 200 hPa da ordem de $0,6 \times 10^{-2}\text{ Pa/s}$ entre os níveis de 200 e 400 hPa à leste e sobre a montanha (Figura 4.2(e)), durante o Raco, no dia 04 às 12Z. Esse movimento descendente é característico do fenômeno.

A temperatura potencial equivalente durante o Raco é apresentada na figura 4.2(f), onde mostra um corte longitudinal na latitude de 33°S no instante de ocorrência do Raco, analisando este campo junto com o movimento vertical observa-se que o movimento vertical empurra parcelas de ar de níveis mais alto para níveis mais baixo e vice-versa

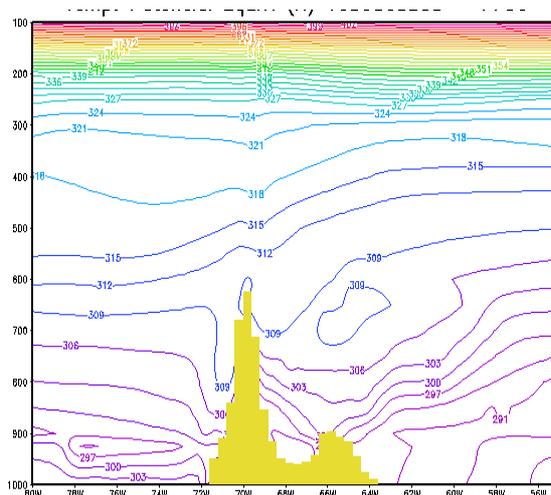


d)

c)



e)



f)

Figura 4.2 – Caso Raco: (a) Pressão ao nível médio do mar (hPa) analisado no dia 03/06/99 às 00Z; (b) simulado no dia 04/06/99 às 12Z; (c) Vento (nós) em 250 hPa para o dia 04/06/99 às 12Z; (d) Imagem de satélite, canal infravermelho no dia 05/06/99, às 00Z; Corte longitudinal na latitude de 33°S para o dia 04/06/99 às 12Z, (e) de omega em 10^2Pa/s ; e (f) temperatura potencial equivalente (K).

4.2 - VALIDAÇÃO DO MODELO

- Erros médios

Através da validação da simulação pode-se quantificar o grau de confiabilidade das previsões ou simulações produzidas pelo modelo Eta, a partir da comparação entre os campos previstos (P) e as análises (A). Para algumas variáveis como pressão ao nível médio do mar, componente zonal e meridional do vento em 250 hPa, foram calculados dois parâmetros estatísticos que representam o erro sistemático e o erro aleatório, baseando-se no desvio médio (DM) e no desvio padrão (DP) respectivamente. As expressões são dadas por:

$$DM = \left(\sum_{n=1}^{n=N} P_n - A_n \right) / N \quad (39)$$

$$DP = \sqrt{\left[\sum_{n=1}^{n=N} (P_n - A_n)^2 \right] / N - DM^2} \quad (40)$$

Avaliação semelhante é realizada mensalmente pelos meteorologistas que compõem a METOP – Operações Meteorológicas do CPTEC/INPE e os resultados mostram que a pressão ao nível médio do mar (PNMM) prevista nos meses de junho, julho e agosto sobre a região de interesse, tende a ser superestimada, com DM de aproximadamente de +3 hPa. Este erro tem caráter sistemático e é notado desde as primeiras 24 horas de previsão havendo um incremento na sua magnitude no decorrer da integração. Entretanto esse padrão não se configura nos meses de verão.

A componente zonal do vento em 250 hPa também é avaliada. Durante todos os meses do ano, sobre a região de atuação da Corrente de Jato Subtropical, entre as latitudes de 20°S e 30°S, o modelo apresenta um erro sistemático de aproximadamente -5 m/s a partir de 48 horas de previsão. Este erro implica em ventos simulados menos intensos que aqueles observados sobre a região. Também nessa região os maiores valores do erro

aleatório (DP) são da ordem de 7m/s, o que indica uma ampla variabilidade no erro (interno da Operação meteorológica do CPTEC/INPE - METOP).

Uma avaliação mais detalhada realizada para os casos selecionados, um de Zonda e outro de Raco, utilizando os índices estatísticos mostrados pelas Eq. (39) e (40). Para os casos estudados foram realizadas simulações de 60 horas, com saídas a cada 6 horas, partindo de 24 ou 48 horas antecedentes ao evento Zonda. Inicialmente foram sobrepostos os campos simulados pelo modelo aos dados observacionais medidos nas estações meteorológicas, durante a ocorrência do Zonda e do Raco, com o objetivo de avaliar visualmente a posição e a intensidade dos erros do modelo.

A PNMM é um importante indicador para ocorrência dos fenômenos estudados. Durante o Zonda o modelo conseguiu posicionar corretamente os centros de pressões atuantes na região em estudo, porém as magnitudes das baixas na região central da Argentina foram subestimadas, o que era de esperar devido ao erro sistemático positivo citado anteriormente.

A figura 4.3(a) mostra o campo de pressão simulado em 48 horas sobreposto aos dados observacionais no instante de ocorrência do Zonda. Nesta figura observa-se que o gradiente horizontal de pressão simulado pelo modelo tem a intensidade máxima de 6hPa/100km enquanto que o gradiente obtido através dos dados observacionais atinge 10,5hPa/100km, isto indica a possibilidade do Zonda previsto pelo modelo ser de intensidade menor que aquele observado. Apesar do erro, o modelo conseguiu prever a presença e o instante de ocorrência do fenômeno com 48 horas de antecedência.

A figura 4.3(b) mostra o campo de pressão simulado em 36 horas sobreposto aos dados observacionais para o caso de Raco. O gradiente horizontal de pressão simulado pelo modelo tem intensidade máxima de 4hPa/100km é igual ao gradiente horizontal de pressão obtido através dos dados observacionais. Esta avaliação mostra que os

resultados quanto à magnitude foram melhores que os obtidos durante o Zonda, e que o Eta tem um erro maior em situações de baixas pressões. Em geral o modelo subestima as baixas pressões e tende a superestimar as altas pressões, porém consegue localizar os centros de pressões próximos aos observados.

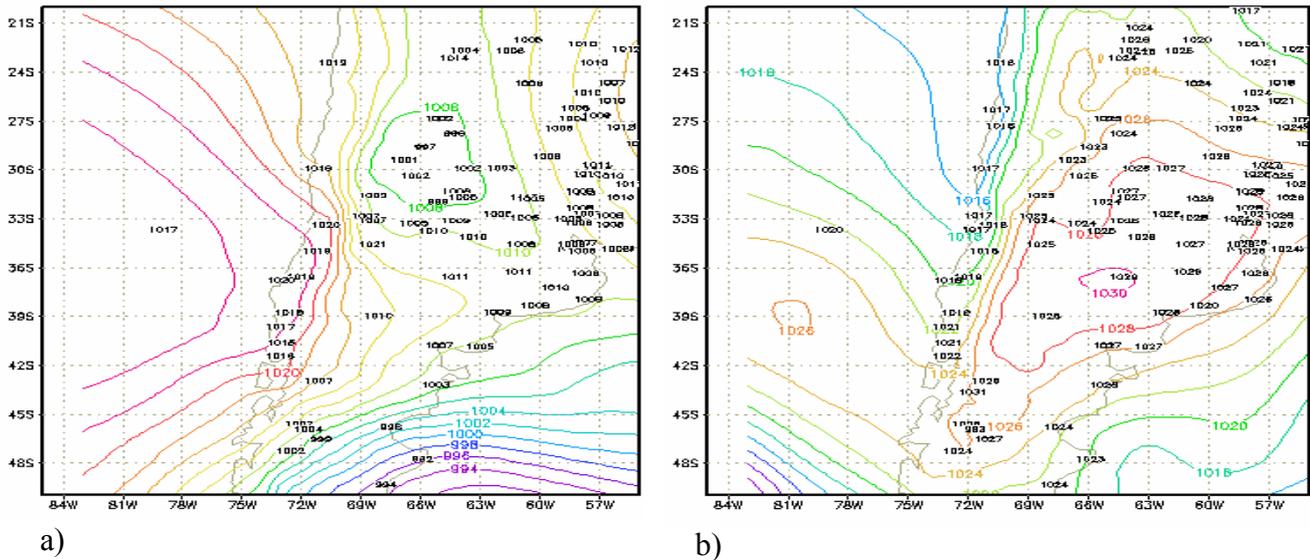
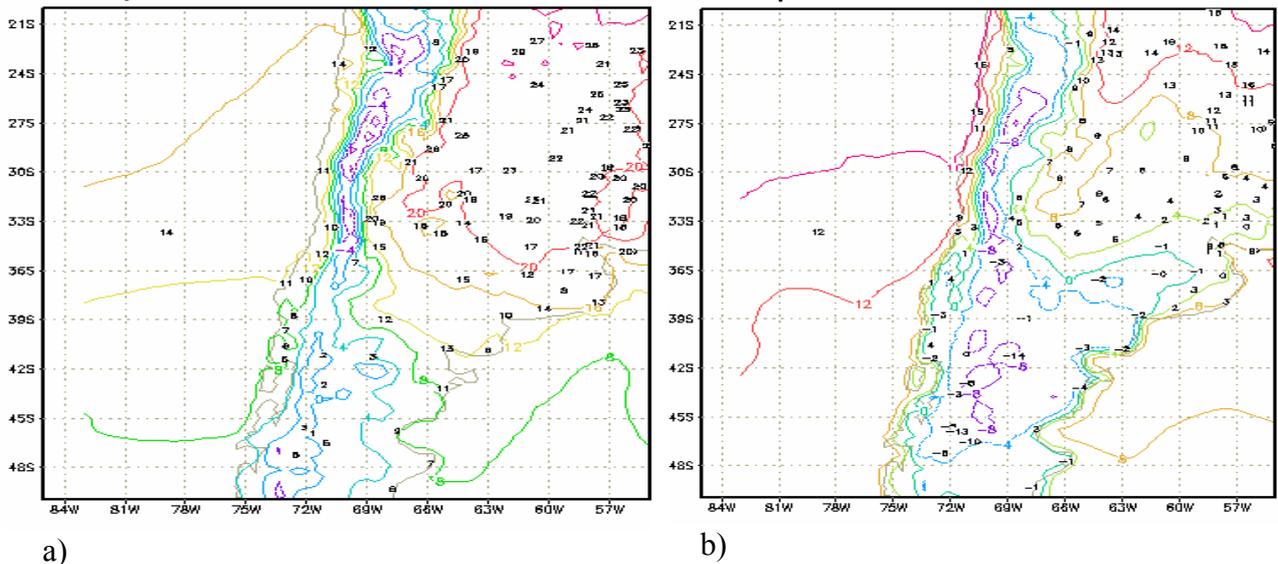


Figura 4.3 – (a) PNMM simulada em 48 horas (condição inicial de 04/08/99, às 00Z) com intervalo de 2 hPa. Dados observacionais plotados válidos para o horário, durante ocorrência do Zonda. (b) PNMM simulada em 36 horas (Condição inicial 03/06/99, às 00Z) sobreposto aos dados observacionais válidos para o horário de ocorrência do Raco.

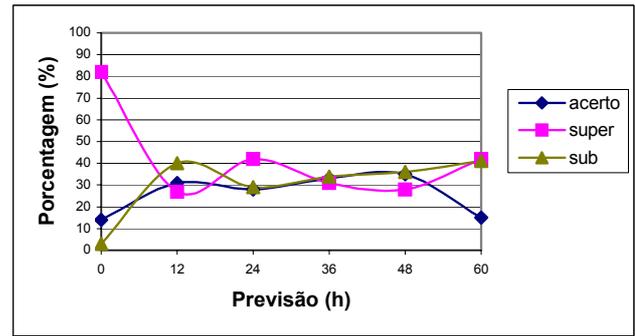
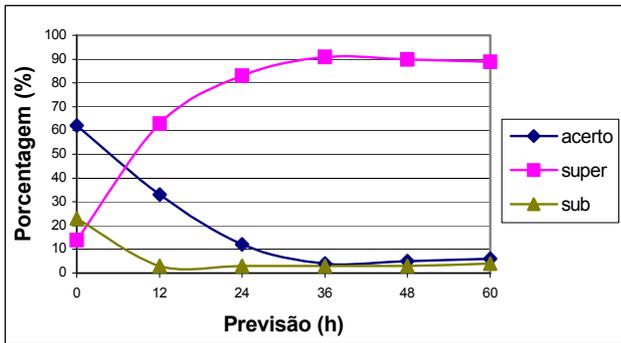
A mesma validação foi aplicada aos campos de temperatura (Fig 4.4). Nota-se que o modelo próximo da montanha, a oeste da Argentina tende a subestimar as temperaturas para ambos os casos, enquanto que o leste da área avaliada as temperaturas tenderam a superestimar, mas não foram observados valores muito diferentes dos dados observados na região.



a) Figura 4.4 – (a) Caso Zonda: temperatura do abrigo simulado para 48 horas (condição inicial de 04/08/99, às 00Z) sobreposto aos dados observacionais válidos para o horário, durante ocorrência do Zonda. (b) Caso Raco: temperatura do abrigo simulado para 36 horas (condição inicial de 03/06/99, às 00Z) sobreposto aos dados observacionais válidos para o horário, durante a ocorrência do Raco.

Com objetivo de obter uma avaliação objetiva foram obtidas diferenças entre as simulações do modelo e os dados observados para os horários de 00Z e 12Z da PNMM e da temperatura do abrigo. Essas diferenças foram divididas em três classes: diferenças entre -1 e 1, consideradas como acertos, diferenças maiores que +1 consideradas como superestimativas e diferenças menores que -1 consideradas como subestimativas (Rozante, 2001).

A figura 4.5(a) mostra a evolução temporal da porcentagem de acertos, de superestimativa e de subestimativa da PNMM na área compreendida entre 20°S-45°S/80°W-50°W. O modelo tendeu superestimar o campo de pressão, a partir das 12 horas de integração atingindo a partir de 36 horas de simulação uma porcentagem de superestimativa de 90% durante a ocorrência do Zonda.

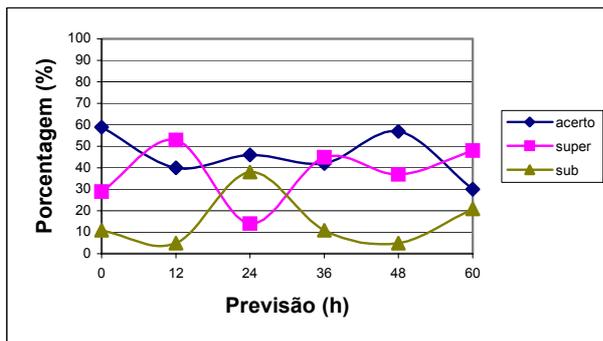


a)

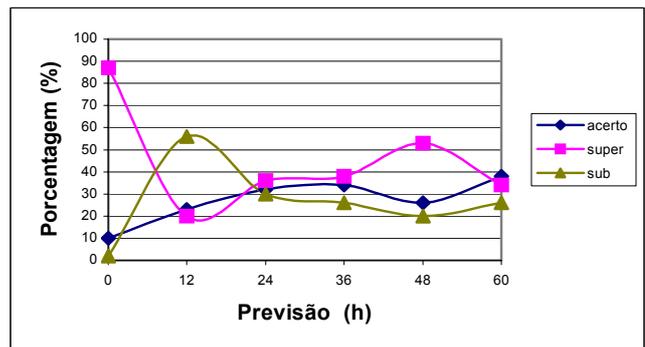
b)

Figura 4.5 – Evolução do erro do modelo Eta na região compreendida entre 20°S-45°S/80°W-50°W. (a) PNMM durante o Zonda; (b) Temperatura a 2m durante o Zonda.

A evolução da percentagem de acerto do Raco foi de 40% superior ao caso de Zonda, porém esse erro poderia ser maior se houvesse dados sobre o oceano Pacífico. Para os campos de temperatura, em ambos os casos, se mantiveram em uma média de acerto de 40%. Ainda nessa figura pode-se observar que na análise, isto é, desde o instante inicial a temperatura apresentava erro na região em estudo, ou seja, com uma superestimativa de 80% e no decorrer da integração o modelo corrige reduzindo o erro. Estes resultados são médios (Figuras 4.5 e 4.6) na região seleccionada para estudo 20°S-45°S/80°W-50°W



a)



b)

Figura 4.6 – Evolução do erro do modelo Eta na região compreendida entre 20°S-45°S/80°W-50°W. (a) PNMM durante o Raco; (b) Temperatura a 2m durante o Raco.

A evolução temporal do desvio padrão dos erros da PNMM e da temperatura para ambos os casos, Zonda e Raco, são mostradas nas figuras 4.7(a) e (b), respectivamente. A figura 4.7(a) mostra que o desvio padrão para o campo de pressão, durante o Zonda, aumenta com o decorrer da integração atingindo o valor máximo de 3hPa em 36 horas, em 48 horas o erro cai para 2,8 hPa e volta a crescer em 60 horas de integração. Padrão semelhante pode-se observar durante a ocorrência do Raco (Figura 4.7(b)), porém com valores mais baixos, ou seja, o valor elevado em 36 horas (2hPa), em 48 horas apresenta o menor erro 0,2 hPa e volta a crescer atingindo seu máximo de 2,5 hPa em 60 horas. O desvio padrão da temperatura possui um comportamento semelhante para ambos os casos, assumindo valores próximos de 2,8 °C entre 12 e 48 horas de simulação e atingindo valores máximos, em torno de 3,5°C em 60 horas de integração.

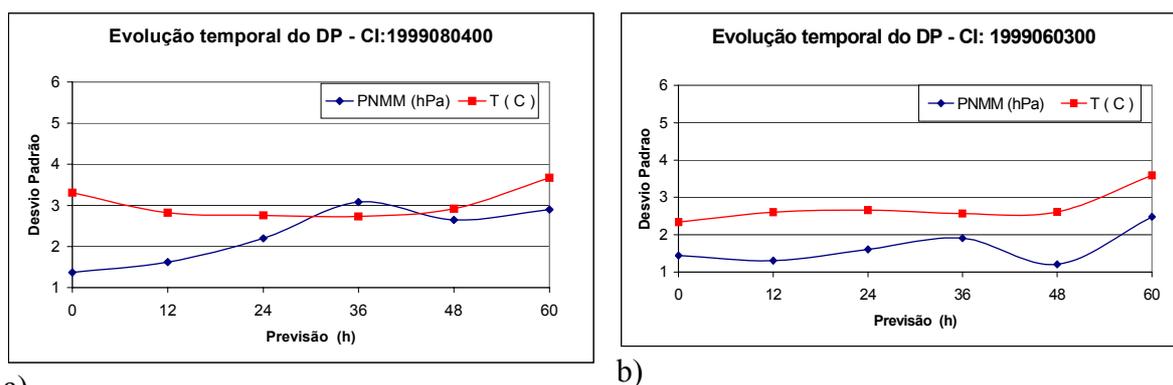


Figura 4.7 – Evolução temporal do desvio padrão (DP) do erro da previsão de temperatura e PNMM do modelo Eta, na região compreendida entre 20S-45S/80W-50W. Para (a) o caso de Zonda e (b) o caso de Raco.

A estrutura vertical do modelo nas condições do Zonda e Raco também foi avaliada, mas devido à ausência de radiossondagens para o período estudado foram utilizadas as análises do NCEP na validação. Entretanto, essas análises apresentam deficiências significativas, exatamente devido à falta de dados frequentes na região, e a resolução horizontal e vertical do modelo que gera a análise é de 200 km e 28 níveis sigma. Essa baixa resolução suaviza os gradientes horizontais que é um parâmetro importante para a caracterização do fenômeno em estudo, e a coordenada sigma apresenta erros próximo à topografia, entretanto a análise é o campo disponível mais próximo da realidade.

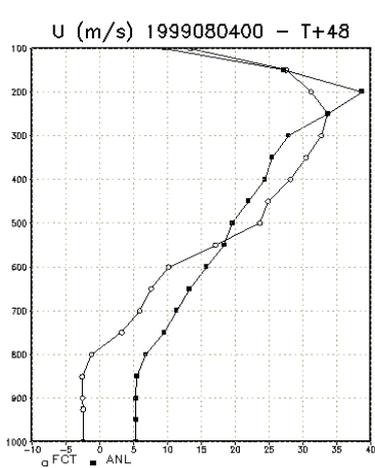
Perfis de temperatura, umidade relativa e vento zonal foram extraídos do ponto de grade próximo às cidades de Mendoza, localizada a leste dos Andes na latitude de 32°S, e de Santiago do Chile, a oeste dos Andes na latitude de 33°S. A figura 4.8(a) mostra a simulação do perfil do vento zonal sobre a cidade de Mendoza durante a ocorrência do Zonda. Em aproximadamente 850 hPa o vento de oeste permaneceu quase constante com aproximadamente -2,5 m/s na previsão enquanto que a análise possui a mesma configuração, porém com intensidade de 5 m/s, indicando a presença da montanha. Nos níveis acima de 800 hPa o vento de oeste intensifica-se, formando um jato com intensidade máxima de 38 m/s pela análise e de 33 m/s pela previsão entre os níveis de 300 e 150 hPa. Este perfil mostra que apenas entre 550 e 250 hPa a previsão é mais intensa que a análise e em todos os outros níveis a previsão possui valores menores que os apresentados pela análise.

O perfil de temperatura mostra um aquecimento que a simulação de 48 horas é mais quente que o apresentado pela análise. Em baixos níveis observa-se que o perfil simulado conseguiu capturar a camada de inversão térmica característica do fenômeno (figura 4.8(b)), o mesmo não foi observado na análise. Esse aquecimento se deve à forte subsidência na região. No perfil da umidade relativa no perfil simulado entre os níveis de 900 e 800 hPa (figura 4.8(c)) observa-se um secamento da atmosfera, que é uma condição comum durante o Zonda. Comparando os perfis simulados com os perfis das análises observa-se que a análise é mais úmida, principalmente nos níveis próximos a superfície.

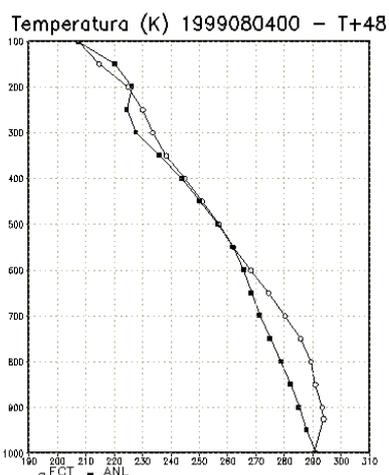
Esses resultados mostram que o modelo avaliado apresenta consistência nos processos físicos e indicam a ocorrência do fenômeno com características do fenômeno estudado melhor que o mostrado pela análise.

Para o caso do Raco, o perfil do vento zonal (figura 4.8(d)) mostra uma perturbação de leste, que reduz a intensidade do vento de oeste, o modelo teve um comportamento próximo à análise nos níveis mais baixos, porém há diferenças significativas em magnitude nos níveis mais altos, por exemplo, entre os níveis de 450 e 200 hPa o perfil simulado mostra a redução do vento de oeste característico do Raco, porém a análise mostra a redução do vento de oeste em menor intensidade em uma camada estreita entre 300 e 150 hPa.

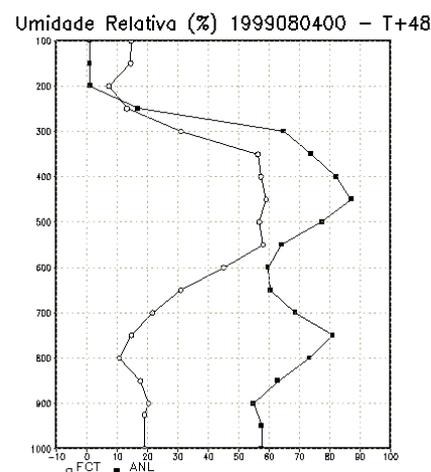
O perfil de temperatura simulado pelo modelo (figura 4.8(e)) mostra sobre o Chile uma inversão térmica em níveis mais baixos o que não é observado na análise, nos níveis acima de 600 hPa a análise e a simulação são bem próximos. No perfil da umidade relativa, a análise possui uma variação intensa, deixando a atmosfera muito seca entre os níveis de 800 e 500 hPa e entre 350 e 100 hPa (figura 4.8(f)), nesse perfil a simulação e a previsão são bem diferentes, sendo a simulação com perfil mais suave. Secamento da atmosfera, inversão térmica em baixos níveis, perturbação de leste no escoamento de oeste são características típicas da ocorrência do Raco, o que indica que o modelo conseguiu caracterizar o fenômeno em níveis mais baixos que a análise.



a)



b)



c)

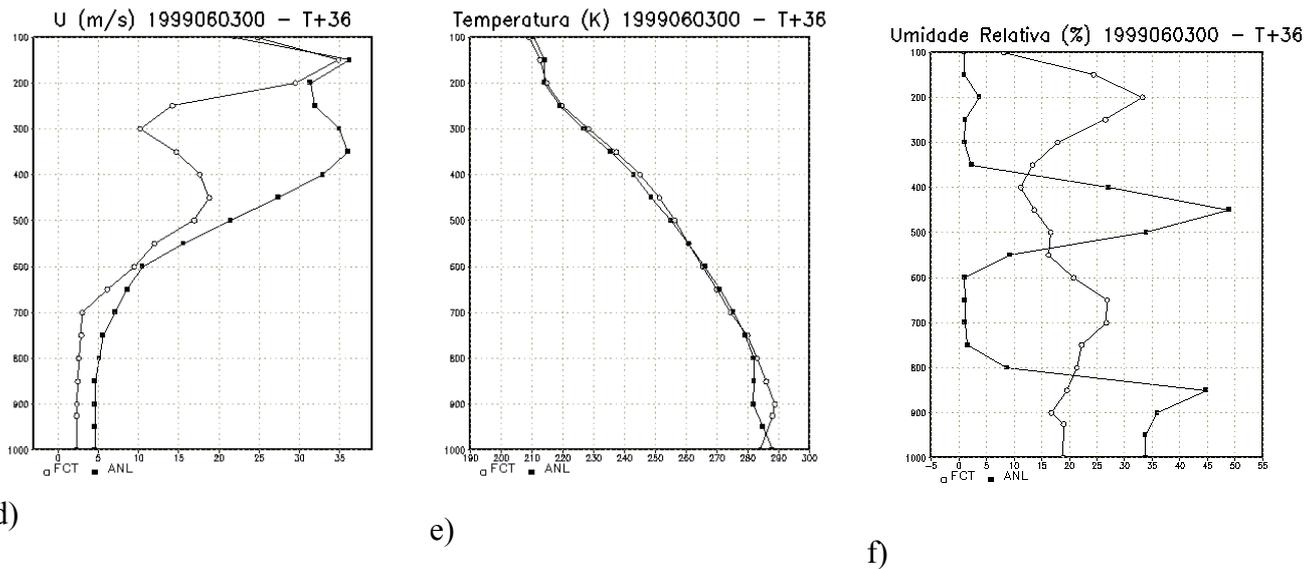


Figura 4.8 – (a) vento zonal (u) (m/s) em 06/08/1999 às 00Z; (b) temperatura (°C) 06/08/1999 às 00Z; (c) umidade relativa (%)06/08/1999 às 00Z; (d) vento zonal (m/s) 04/06/1999 às 12Z; (e) temperatura (°C) 04/06/1999 às 12Z; (f) umidade relativa (%)04/06/1999 às 12Z.

4.3 – CARACTERIZAÇÃO DO ESCOAMENTO

Após uma breve descrição dos casos estudados e da validação das simulações do modelo para o Zonda e Raco com relação às observações e análises, o escoamento dos 2 eventos será caracterizado através de parâmetros dinâmicos.

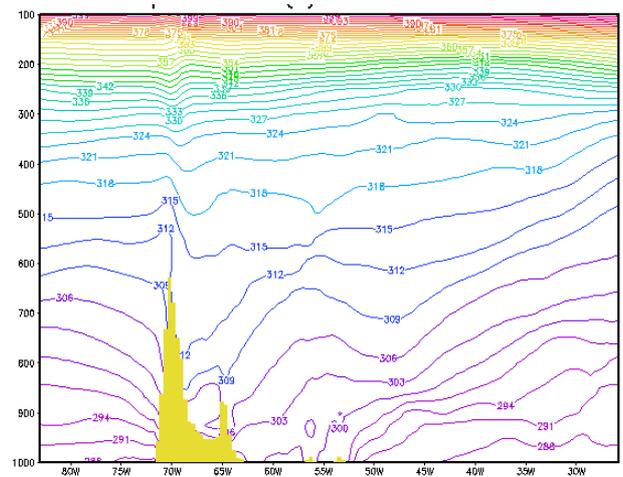
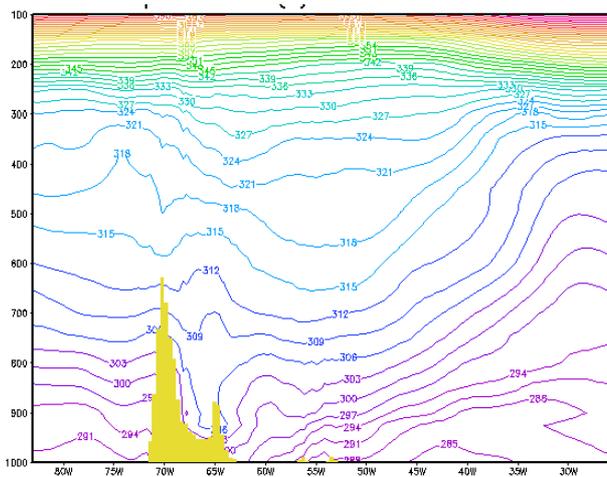
Para a formação do Zonda é necessário que a atmosfera esteja estavelmente estratificada de forma que o escoamento ao passar sobre a montanha possa gerar ondas a sotavento (Figuras 4.9). É necessário existir um gradiente horizontal de pressão intenso transversal à Cordilheira dos Andes. Normalmente, esse gradiente de pressão intenso é gerado por um sistema frontal sobre o Pacífico a oeste dos Andes. A baixa pressão associada ao sistema frontal ao cruzar a Cordilheira, em torno da faixa de latitude entre 45°S e 50°S, intensifica o centro de baixa localizado a leste dos Andes, enquanto que a alta da retaguarda da frente intensifica a alta do Pacífico Sul. A onda formada pelo sistema de baixa e alta se amplifica. Como resposta ao intenso gradiente de pressão, o movimento vertical descendente a sotavento da montanha intensifica-se, ajudando no

transporte de momentum para baixo. Com o forte transporte de momentum para a baixa troposfera ocorre um aumento no cisalhamento vertical do vento, conseqüentemente a quebra da onda, produzindo o Zonda.

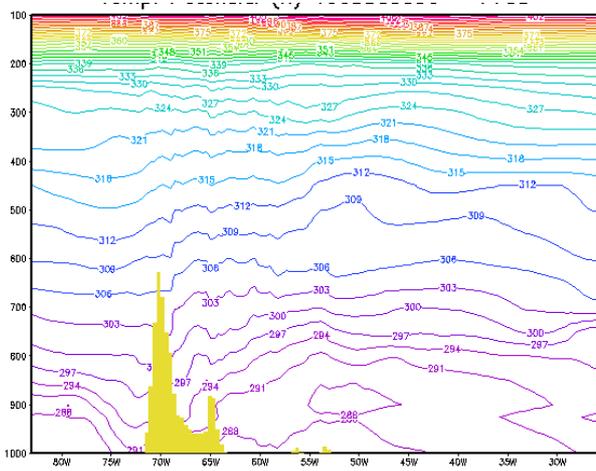
A formação do Raco é semelhante ao Zonda, porém o fenômeno ocorre sobre os Andes em níveis mais alto ou um pouco a oeste, devido ao intenso gradiente horizontal de pressão gerado ser de sinal oposto ao gerado durante o Zonda. Essa anomalia no campo de pressão é devido à intensa alta da retaguarda, associada a um sistema frontal posicionada sobre o Sul do Brasil, atuando sobre a Argentina. A Alta do Pacífico Sul está enfraquecida.

Caracterizou-se a estrutura vertical do escoamento próximo aos Andes durante o Zonda através de simulações com o modelo Eta. A Figura 4.9(a), mostra a temperatura potencial na latitude de 32°S no dia 04/08/1999 às 00Z. As isentrópicas a sotavento da Cordilheira descendem e ascendem, gerando pequenas ondas. Durante a ocorrência do Zonda o afundamento das isentrópicas com a altura é extremamente brusco e acentuado, como pode ser observado na figura 4.9(b), onde a isentrópica de 312 K, que a oeste da montanha encontrava-se em 500 hPa, desceu bruscamente até 800 hPa a leste da montanha.

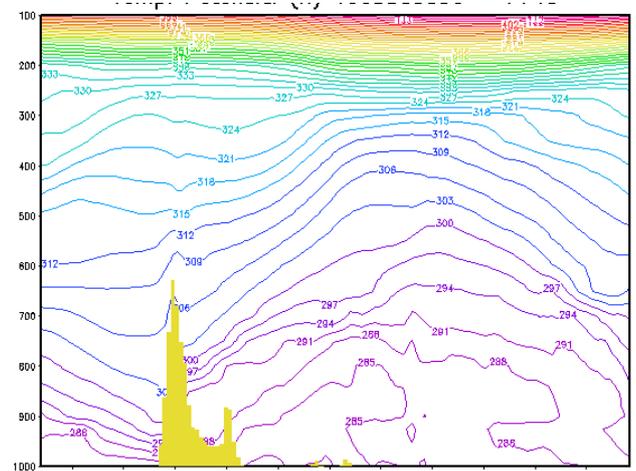
As figuras 4.9(c) e 4.9(d) mostram o comportamento das isentrópicas para o caso Raco, e durante o instante inicial da simulação o mesmo comportamento do caso anterior, ou seja, a sotavento da Cordilheira as isentrópicas sofrem uma pequena queda com a altura gerando pequenas ondas a oeste, porém após 42 horas de simulação, no dia 05 de junho durante o Raco, ocorre uma queda da isentrópica a barlavento da Cordilheira (Figura 4.9(d)) e sotavento observa-se parcelas subindo, porém a queda das parcelas a barlavento não apresenta a mesma intensidade do Zonda, devido ao Raco ser um fenômeno de menor intensidade que o Zonda.



a)



b)



c)

d)

Figura 4.9 - Seção latitudinal: (a) análise do dia 04/08/1999 às 00Z da temperatura potencial (K) em 32°S; (b) simulação de 42 horas em 32°S válida para 05/08/1999 às 18Z; (c) análise do dia 03/06/1999 às 00Z da temperatura potencial (K) em 33°S; (d) simulação de 48 horas em 33°S válida para 05/06/1999 às 00Z.

A ocorrência do Zonda e/ou Raco (downslope wind) segundo Clark e Peltier (1977, 1984), Peltier e Clark (1979, 1983) está diretamente ligada à quebra de onda, ou seja, são necessárias determinadas condições atmosféricas, tais como estratificação da atmosfera, o quadrado do parâmetro de Scorer ser maior que k o número de onda da montanha ($k = \pi^2 / 4H^2$).

4.3.1 - PARÂMETRO DE SCORER

Com o objetivo de indicar condições necessárias de haver propagação de ondas nas camadas atmosféricas foi calculado o parâmetro de Scorer (l). Este parâmetro combina a estabilidade estática da atmosfera, primeiro termo da Eq. 17 (termo A), e o cisalhamento vertical do vento, o segundo termo (termo B). Quando acontece de $l^2 > k^2$, há condições de propagação de ondas na vertical. Para a região estudada k^2 assume o valor de $1,54 \times 10^{-7} \text{ m}^{-2}$, é um valor próximo de zero, logo para facilitar as análises quando de $l^2 > 0$ consideramos que há condições de propagação de ondas na vertical.

Os perfis do parâmetro de Scorer em diversos tempos de integração, sobre a cidade de Mendoza, são mostrados na figura 4.10 (a). A figura mostra que desde os primeiros horários de integração, em algumas camadas da atmosfera, existem condições favoráveis à propagação de ondas, onde $l^2 > k$. Percebe-se a propagação de ondas cada vez em camadas superiores da atmosfera. A tabela 1 mostra os níveis e o horário da simulação instantânea em que l^2 encontra-se maior que zero. É importante observar que durante a ocorrência do Zonda l^2 assume valores positivos entre os níveis de 600 e 400 hPa favorecendo a propagação de ondas nessa camada.

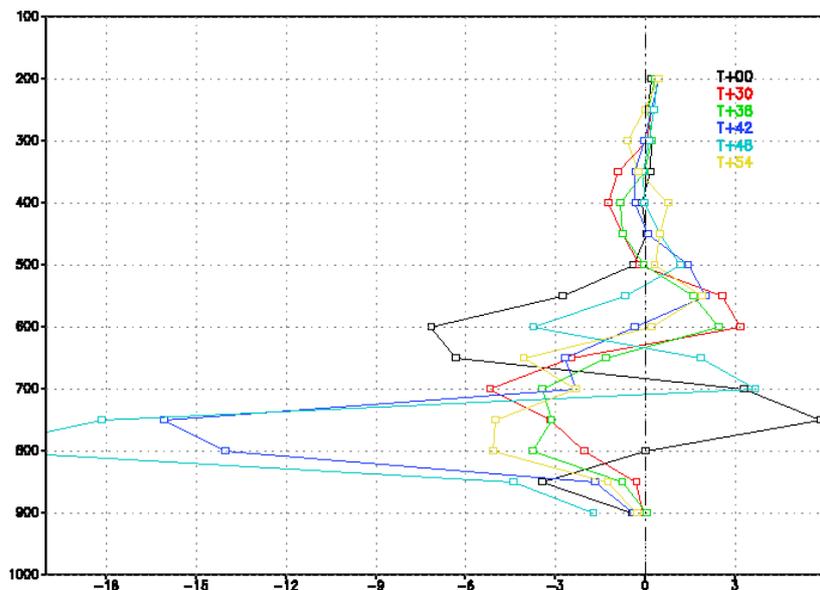
TABELA 4.1 – Relação dos horários de simulação e dos níveis em que o Parâmetro de Scorer é maior que zero

Horário (h) (simulação)	Camadas (hPa)	l^2
T + 00	800 – 700	> 0
T + 30	650 – 500	> 0
T + 36	650 – 500	> 0
T + 42	600 – 450	> 0
T + 48	550 – 400	> 0
T + 54	500 – 350	> 0

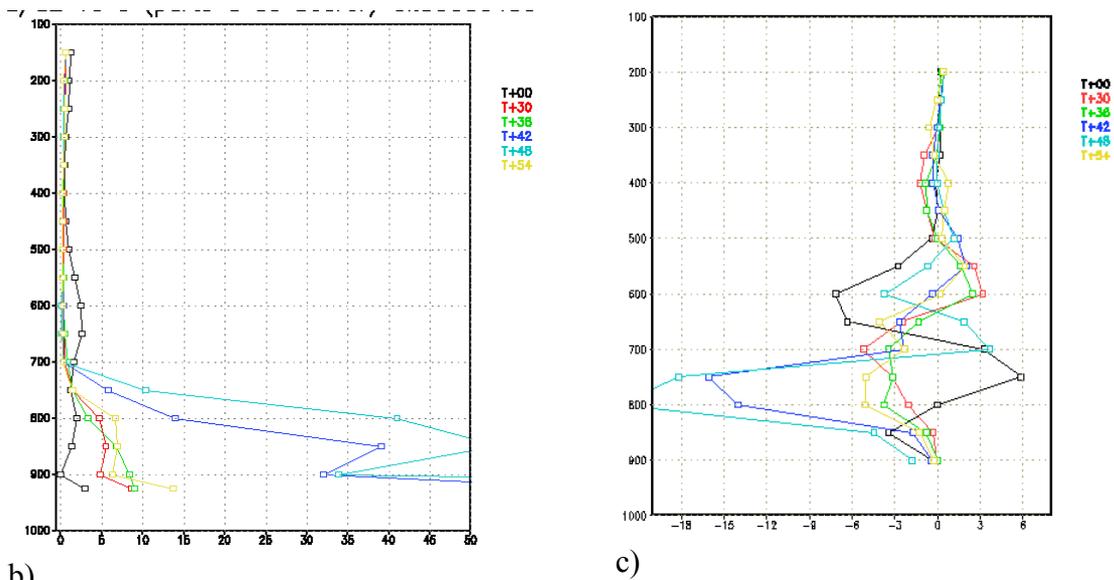
Analisando separadamente os termos que constituem o parâmetro de Scorer, tem-se que o termo A, que corresponde à estabilidade estática atmosférica (Figura 4.10 (b)),

apresenta uma contribuição pequena da ordem de 10^{-6}m^{-2} . Este termo assume valores maiores nos níveis mais baixos, entre 925 e 700 hPa, e durante a ocorrência do Zonda, após 48 horas de simulação, atinge o seu valor máximo que é $56 \times 10^{-6}\text{m}^{-2}$ no nível de 850 hPa. Neste nível forma-se uma camada de inversão térmica devido a forte subsidência. Esta intensa estratificação aumenta o valor de l^2 . Nas camadas acima de 700 hPa o parâmetro aproxima-se de zero.

O termo B, que corresponde ao cisalhamento vertical do vento apresenta a maior contribuição ao parâmetro de Scorer, sua ordem de grandeza é de 10^{-3}m^{-2} . A figura 4.10 (c) mostra que entre os níveis de 850 e 700 hPa, durante o Zonda, o termo de cisalhamento atingiu valores máximos negativos em torno de $-25 \times 10^{-3}\text{m}^{-2}$, em 800 hPa após 48 horas de simulação. Nos níveis mais elevados da atmosfera, isto é, acima de 400 hPa o termo aproxima-se de zero. Em geral, o gráfico desse termo assemelha-se com o gráfico do parâmetro Scorer total (Figura 4.10 (a)), portanto, conclui-se que o cisalhamento vertical do vento auxilia diretamente na propagação de ondas, sendo crucial na atmosfera durante a ocorrência do caso de Zonda estudado.



a)



b)
 Figura 4.10 - Perfis sobre a cidade de Mendoza (a) do parâmetro de Scorer (m^{-2}); (b) termo de instabilidade ($10^{-6}m^{-2}$) e (c) termo de cisalhamento ($10^{-3}m^{-2}$) do parâmetro de Scorer.

4.3.2 - FREQUÊNCIA DE BRUNT-VAISSALA E VENTO

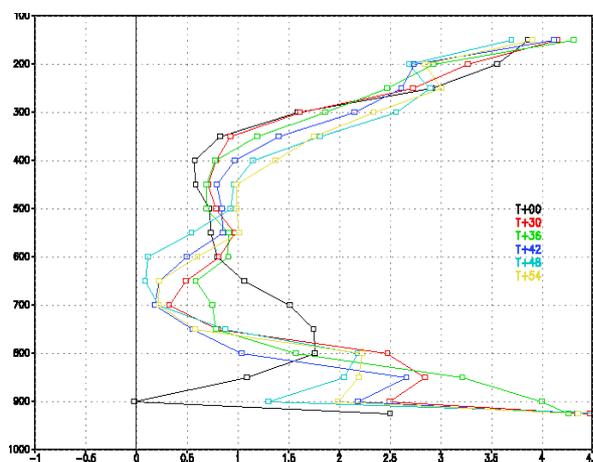
Os perfis da frequência de Brunt-Vaissala sobre a cidade de Mendoza permaneceram semelhantes durante toda a integração como mostrados na figura 4.11(a). A troposfera permaneceu estaticamente estável em quase todo o período, porém após 48 horas de simulação durante a ocorrência do Zonda uma camada entre os níveis de 600 e 700 hPa tendeu á neutralidade, indicando a mistura do ar nesta camada. Estas camadas se posicionaram com a integração imediatamente abaixo das camadas onde $l^2 > 0$. Ou de outro ponto de vista estas camadas coincidem com camadas de $l^2 < 0$, onde não há propagação de ondas.

Os perfis do vento sobre a cidade de Mendoza são mostrados nas figuras 4.11 (b) e (c). A componente zonal nos níveis mais baixos é de oeste e desintefica à medida que se aproxima da ocorrência do Zonda atingindo seu mínimo de 2 m/s em T+48, logo após a componente de oeste volta a intensificar. Nos níveis mais elevados, entre 350 e 150 hPa, se encontra a Corrente de Jato Subtropical o escoamento de oeste tende a

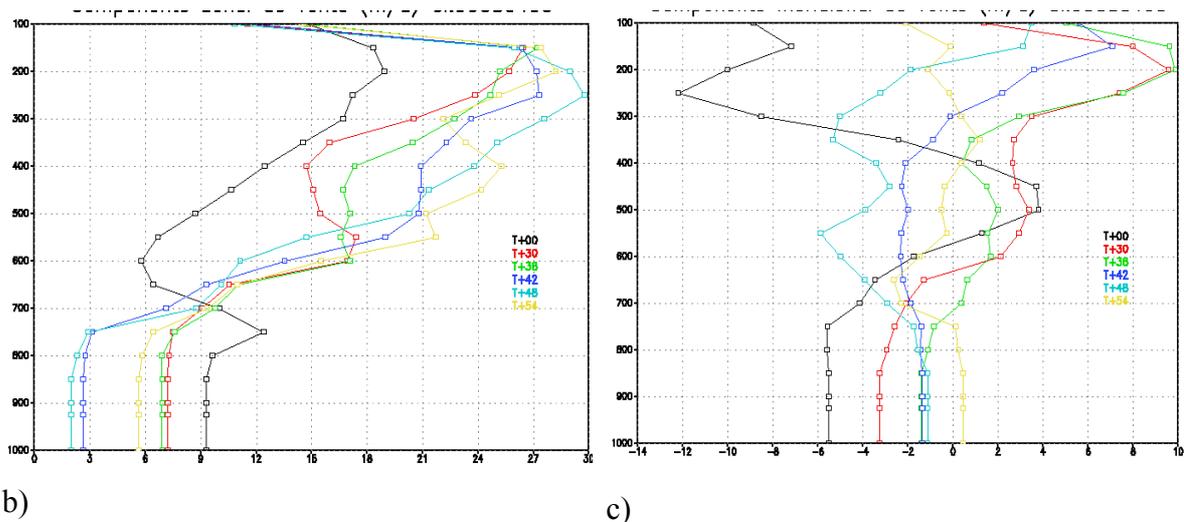
intensificar a medida que se aproxima do Zonda atingindo seu máximo de 30 m/s em T+48, no instante posterior a componente zonal reduz sua intensidade. Em toda coluna observa-se cisalhamento vertical, principalmente no perfil T+48.

A componente meridional entre os níveis abaixo de 850 hPa tende a diminuir a componente de norte ao longo da integração. Nos níveis superiores, entre 700 e 100 hPa à medida que se aproxima da ocorrência do Zonda a componente de norte se intensifica, atingindo -6 m/s em 350 hPa após 48 horas de integração. Esta intensificação indica a entrada do cavado em níveis médios e altos associado a fonte em baixos níveis.

É interessante notar as mudanças gradativas apresentadas nos perfis das componentes do vento zonal e meridional (Figura 4.11) à medida que se aproxima da ocorrência do Zonda, principalmente entre os níveis de 1000 e 750 hPa como também entre 400 e 100 hPa.



a)



b) c)
 Figura 4.11 - Perfis sobre Mendoza (CI: 19990080400) de (a) Frequência de Brunt-Vaissala ($10^{-4}s^{-2}$); (b) Componente zonal (m/s) e (c) Componente meridional do vento (m/s).

Para o segundo caso estudado, o de Raco, também foram realizadas as mesmas análises sendo que foi tomado o perfil sobre Santiago do Chile. Como o sinal do Raco é mais fraco não eram esperadas mudanças significativas nos parâmetros analisados. A figura 4.12(a) mostra os perfis do Parâmetro de Scorer, no instante inicial não havia condições de propagação de ondas, porém no decorrer da integração uma camada espessa, entre os níveis de 600 e 350 hPa, apresentou $l^2 > 0$, permanecendo favorável à propagação de ondas durante toda a integração. Nos níveis superiores, entre 300 e 200 hPa, durante a ocorrência do Raco, em 48 e 54 horas de simulação, l^2 apresentou 2 camadas com condições de propagação de ondas, atingindo o máximo de $28 \times 10^{-3} m^{-2}$ foi atingindo em 48 horas entre os níveis de 200 e 300 hPa.

A atmosfera permaneceu estaticamente estável por todo o período de integração como mostra a frequência de Brunt-Vaissala, apresentando duas camadas tendendo a neutralidade, uma entre os níveis de 750 e 650 hPa e outra entre 300 e 400 hPa (Figura 4.12 (b)).

Durante o caso de Raco é interessante observar os perfis da componente zonal do vento (Figura 4.12(c)). Nos níveis abaixo de 500 hPa, durante toda a integração os ventos

permaneceram com pouca alteração, enquanto que nos níveis superiores à medida que se aproximava da ocorrência do fenômeno a componente de oeste desintensificava chegando a zero, após 48 horas de integração, mudanças tal que são opostas ao Zonda. A componente meridional (Figura 4.12 d) nos níveis abaixo de 600 hPa possui uma variação interessante, no instante inicial a componente é de norte e intensifica-se nos primeiros instantes da integração atingindo valor máximo durante o Raco de -11m/s em 600 hPa. Nos níveis acima de 600 hPa os perfis seguem os mesmos padrões com a componente meridional se intensificando no decorrer da integração, vindo de norte.

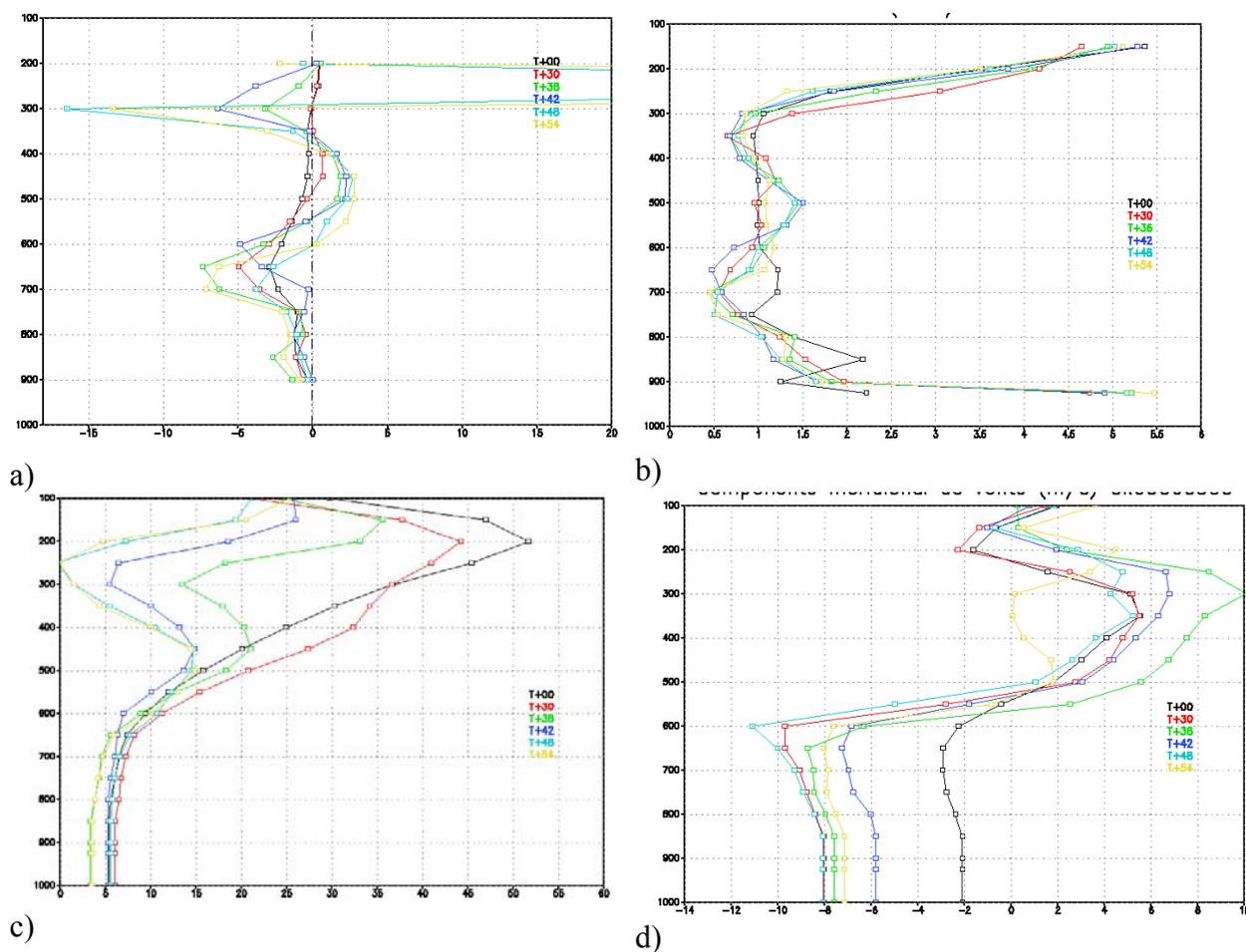


Figura 4.12 - Perfis sobre Santiago do Chile (CI:1999060300) de (a) parâmetro de Scorer ($10^{-3}m^{-2}$); (b) Frequência de Brunt-Vaissala ($10^{-4}s^{-2}$); (c) Componente zonal (m/s) e (d) Componente meridional do vento (m/s).

4.3.3 - NÚMERO DE FROUDE

No intuito de indicar o tipo de escoamento foi calculado o número de Froude (Fr), que de acordo com a teoria do salto hidráulico (Long, 1935a), o escoamento é subcrítico quando $Fr < 1$, supercrítico quando $Fr > 1$ ou crítico quando $Fr = 1$. Segundo a teoria, o Zonda pode ocorrer quando o escoamento passa do regime subcrítico para supercrítico a sotavento da montanha.

As figuras 4.13 (a), (b) e (c) mostram um corte zonal em $32^{\circ}S$ em três instantes da simulação para o caso de Zonda. Em 36 horas de simulação (Figura 4.13 (a)), o escoamento encontra-se subcrítico em toda a faixa de latitude na troposfera. Valores maiores de Fr chegam a 0,7, principalmente na região próxima da Corrente de Jato Subtropical. Em 42 horas de simulação, grande parte da faixa latitudinal continua com o escoamento subcrítico porém a sotavento da montanha próximo do pico, entre os níveis de 700 e 550 hPa, o escoamento passa a ser supercrítico, revelando a presença do Zonda na região. Em 48 horas o fenômeno ainda está presente.

A evolução temporal do Fr , tomada sobre a cidade de Mendoza durante toda a simulação é mostrada na figura 4.13 (d). Através dessa figura pode-se identificar o instante em que houve a transformação do regime subcrítico para supercrítico. Observa-se dois instantes em que o escoamento obteve a transformação desejada, durante o Zonda inclusive, com Fr partindo de valores de 0,7 chegando a 1,4 após de 42 horas de integração, porém em outro instante houve a transformação do escoamento para supercrítico atingindo valores maiores que 1,6 nos níveis de 600 e 550 hPa em 24 horas de simulação. O uso desta variável como indicador de ocorrência do Zonda, pode produzir falsos alarmes.

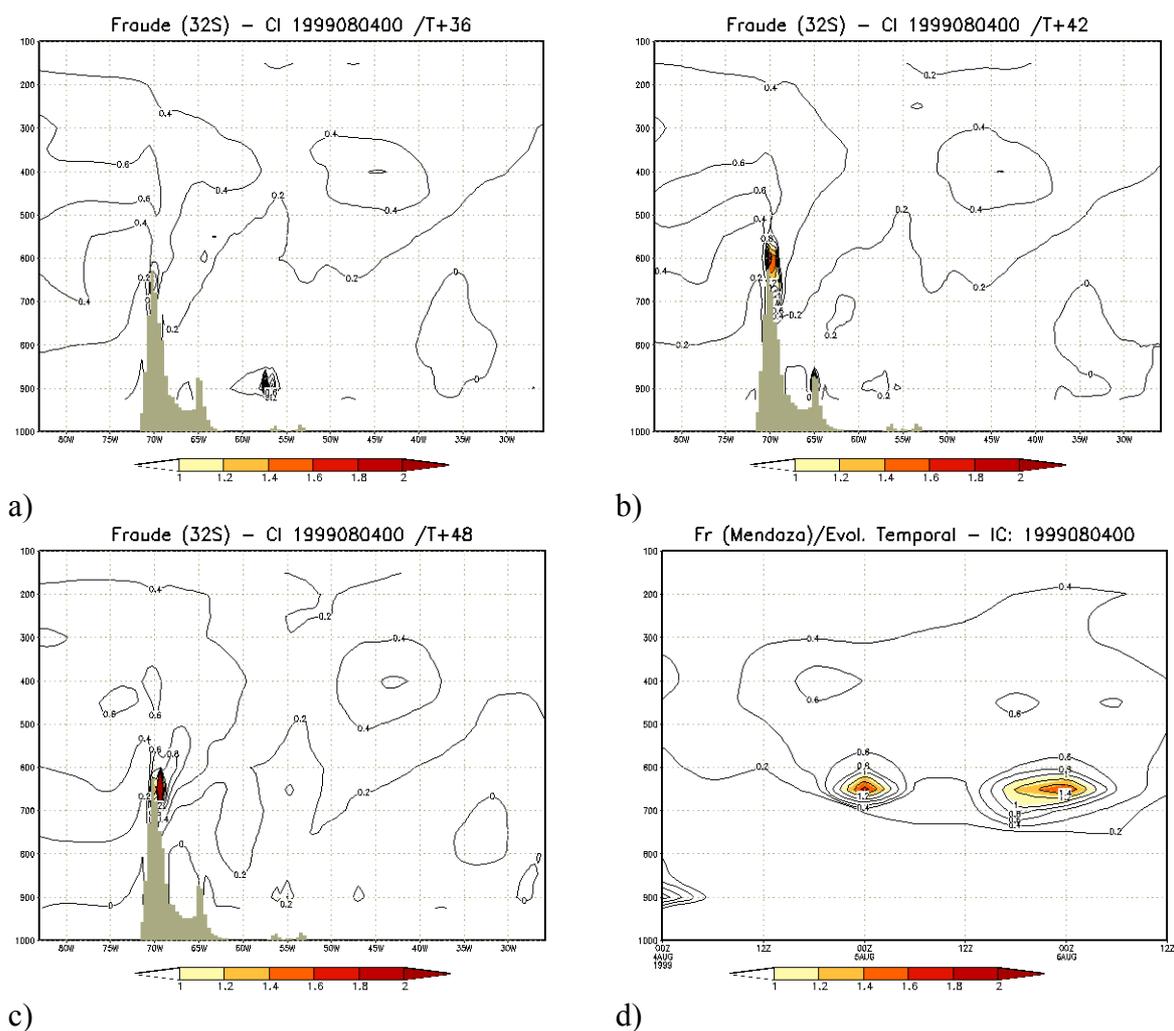


Figura 4.13 - Seção zonal em 32°S do número de Froude para o caso de Zonda estudado, após 36 horas de simulação; (b) após 42 horas de simulação; (c) após 48 horas de simulação; (d) Evolução temporal do Fr sobre a cidade de Mendoza durante toda a simulação.

Para o caso de Raco também foram realizadas análises semelhantes às descritas para o caso de Zonda. As figuras 4.14 (a), (b) e (c) mostram um corte zonal em 33°S para três tempos da integração, onde se observa que o escoamento associado à Corrente de Jato Subtropical apresenta regime supercrítico com valores próximos de 1, enquanto que a barlavento da Cordilheira apenas após 30 horas de simulação ocorre a transformação do regime subcrítico para supercrítico. Isso pode ser visto com maior detalhe na figura 4.14(d) que mostra a evolução temporal do Fr para todo o período de simulação sobre

Santiago do Chile. Pode-se observar o instante em que houve a transformação dos regimes, dia 04/06/99 às 12Z e entre os níveis de 400 e 300 hPa.

De acordo com Durran (1986) existem problemas em aplicar a teoria hidráulica diretamente para a previsão de vento tipo foehn. Ocorrem no mínimo três diferentes circunstâncias no qual a atmosfera pode passar pela transição do escoamento de subcrítico para supercrítico, as três circunstâncias são:

- 1) durante a quebra da onda: em uma atmosfera com N e U_0 constantes e onde a montanha é grande o bastante para forçar a quebra da onda (Clark e Peltier 1977);
- 2) estratificação do parâmetro de Scorer: em uma atmosfera com U_0 constante, e uma estrutura de duas camadas em N , a montanha é pequena para forçar a quebra de onda (Durran 1986a);
- 3) limitado no topo por uma camada crítica: com N constante e u_0 abaixo de um nível crítico, onde na ausência do nível crítico, a montanha é pequena para forçar a quebra de onda (Smith 1985a)

Os itens acima explicam o motivo pelo qual o número de Froude auxilia no diagnóstico do Zonda e Raco, porém o Froude não é um indicativo suficiente, pois ele pode indicar a passagem do escoamento subcrítico para supercrítico na atmosfera por outros motivos que não seja a ocorrência dos fenômenos, como foi mostrado na situação do Zonda (Figura 4.13(d)) onde Fr se tornou > 1 em T+24.

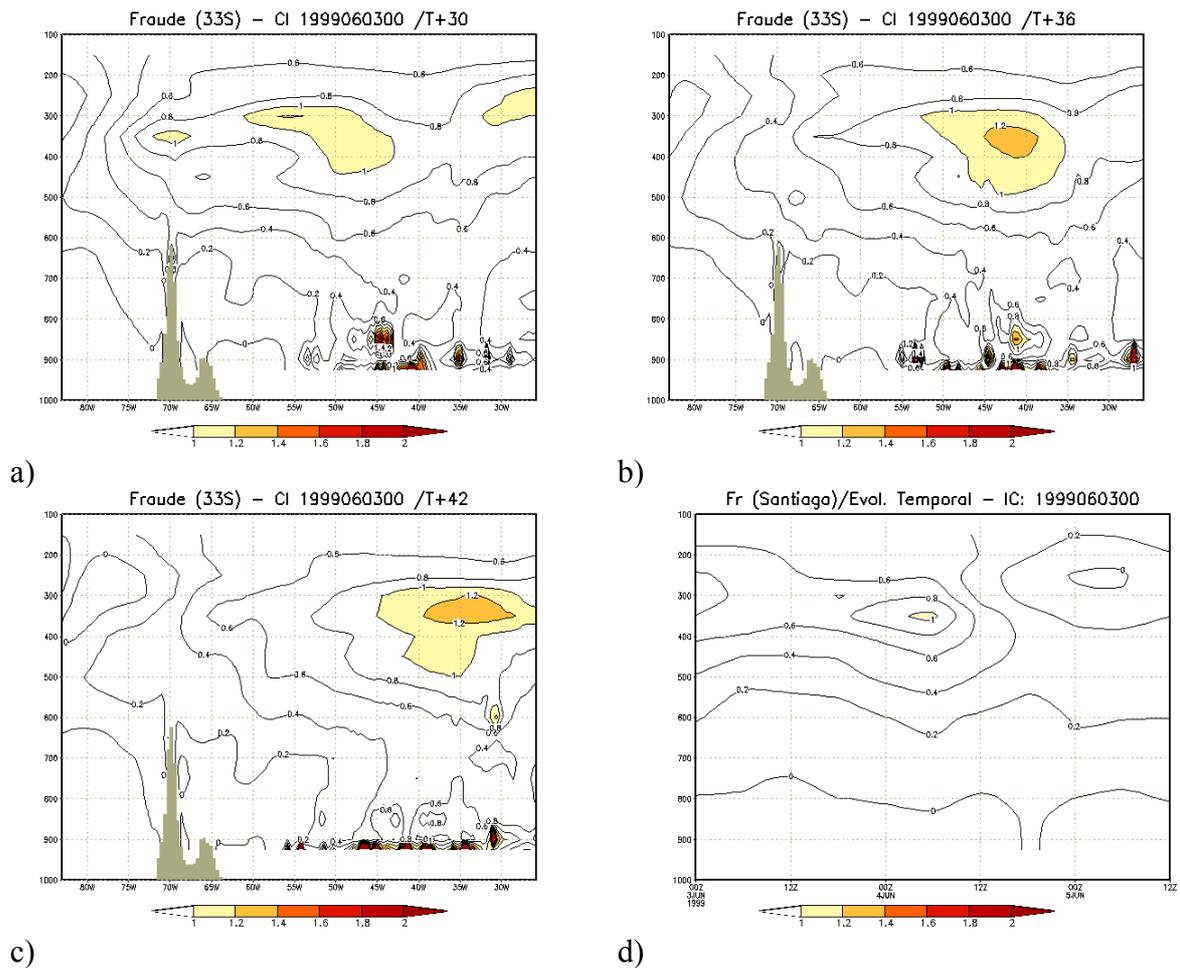


Figura 4.14 - Seção latitudinal em 33°S do número de Froude para o caso de Raco estudado, (a) 30 horas, (b) 36 horas; e (c) após 42 horas de simulação; e (d) Evolução temporal do Fr sobre a cidade de Santiago durante toda a simulação.

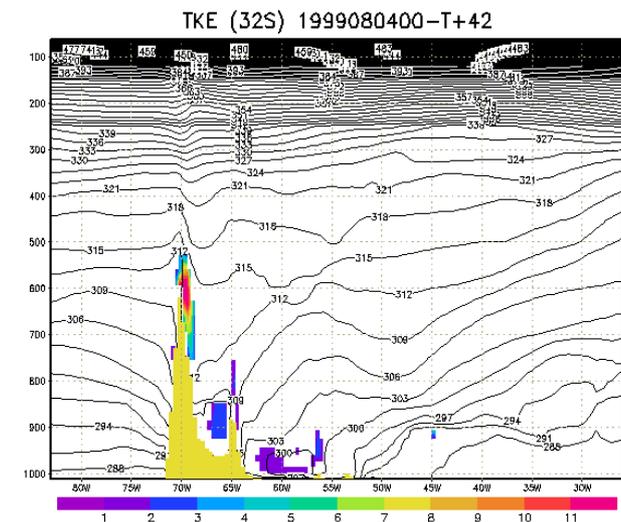
4.3.4 - ENERGIA CINÉTICA TURBULENTA (ECT)

A ECT é uma variável importante por ser uma medida de intensidade da turbulência, na qual é gerada principalmente por flutuabilidade e/ou por cisalhamento. Para os casos estudados, a atmosfera permaneceu estável em quase toda simulação tendendo à neutralidade apenas nos instantes de ocorrência dos eventos, porém nesses instantes acontecia o máximo de cisalhamento no campo de vento.

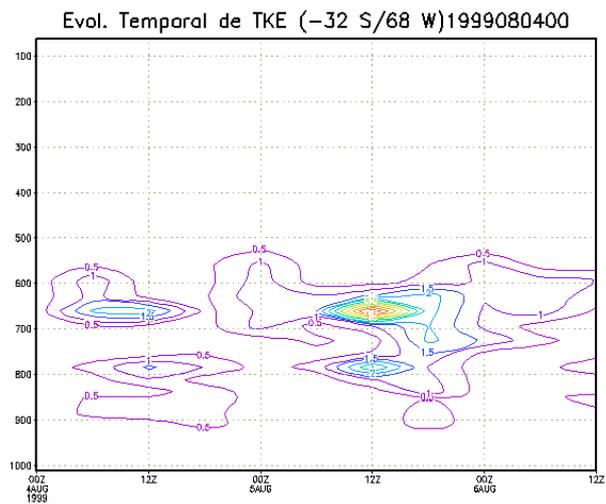
A figura 4.15(a) mostra um corte latitudinal em 32°S da ECT no instante do Zonda, em 42 horas de simulação. Observa-se no topo da montanha entre os níveis de 550 e 750

hPa um núcleo bastante intenso de ECT em torno de $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$, indicando a ocorrência do Zonda. Neste instante o cisalhamento vertical no campo de vento está intenso como pode ser observado na figura 4.15(c). A ECT indica a resposta da atmosfera em dissipar a energia dos fortes ventos através da turbulência restaurando a estabilidade da atmosfera.

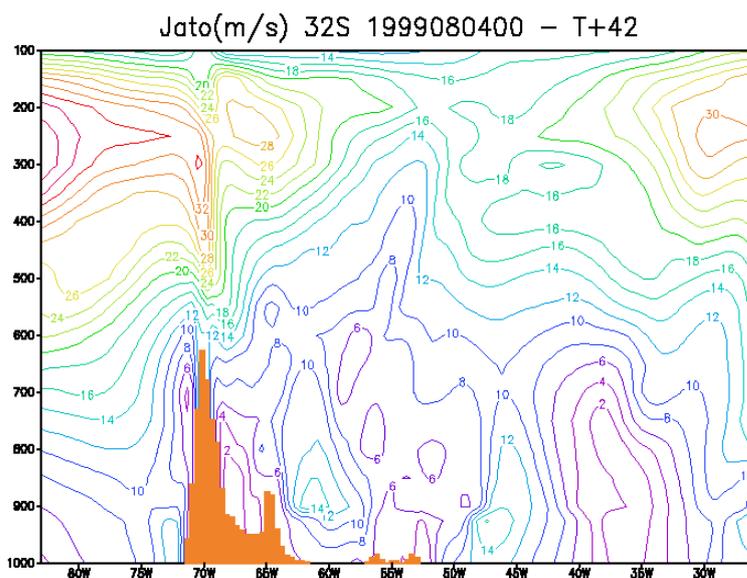
A evolução temporal da ECT sobre a cidade de Mendoza é apresentada na figura 4.15(b). A ECT é mais intensa principalmente na baixa troposfera entre os níveis de 600 e 700 hPa. Regiões de valores mais elevados podem ser detectadas após 6 horas de integração, no nível de 650 hPa com intensidade de $2 \text{ m}^2/\text{s}^2$ e o núcleo mais intenso para este caso ocorre em 42 horas de simulação com $5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ em 650 hPa. Também nesse instante observou-se uma segunda região de máximo localizada no nível de 850 hPa, porém com menor intensidade, cerca de $2,5 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Os instantes de máxima intensidade de turbulência coincidem com instantes de maior intensidade do gradiente horizontal da pressão à superfície e do movimento vertical sobre a região de estudo.



a)



b)



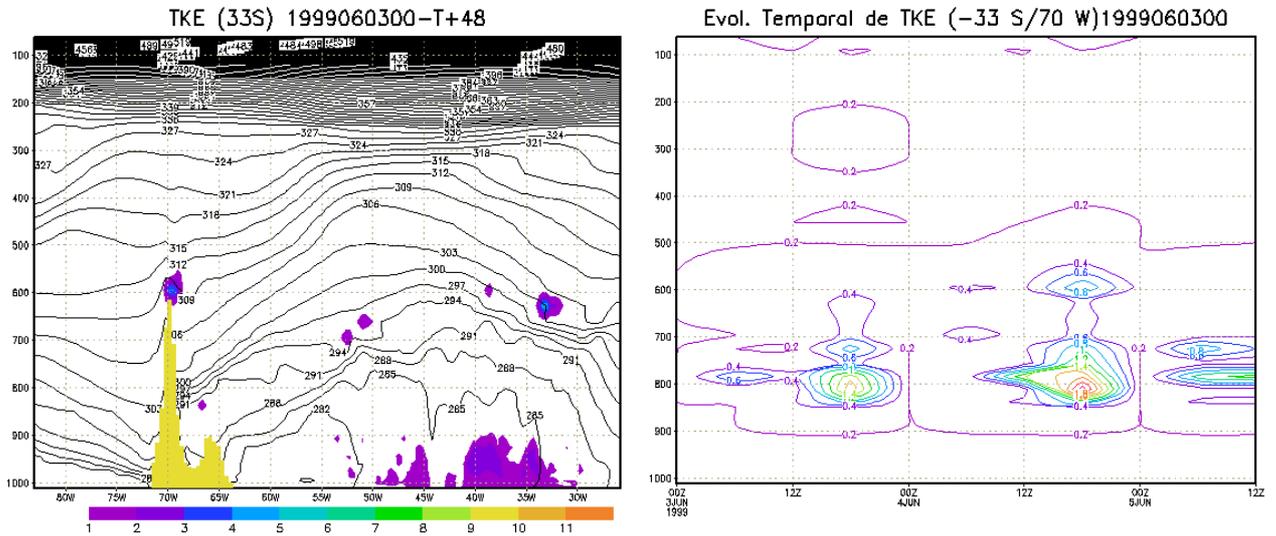
c)

Figura 4.15 - (a) Seção latitudinal em 32°S da ECT para o caso de Zonda após 42 horas de simulação; (b) Evolução temporal da ECT sobre Mendoza durante toda a simulação; e (c) Seção latitudinal da componente zonal do vento após 42 horas de simulação.

Um corte latitudinal em 33°S de ECT em 48 horas de simulação é mostrado na figura 4.16(a). Um núcleo de intensidade máxima de $4\text{m}^2/\text{s}^2$ sobre a montanha durante a ocorrência do Raco. Esse núcleo possui intensidade menor que o gerado durante a ocorrência do Zonda, porém segue as mesmas características, ou seja, durante o Raco inverte a localização e intensidade mas também ocorre forte cisalhamento no campo de vento (Fig. 4.1(c)). Da mesma forma a ECT indicou a dissipação por turbulência resultante do cisalhamento, e contribuindo para a estabilidade do escoamento.

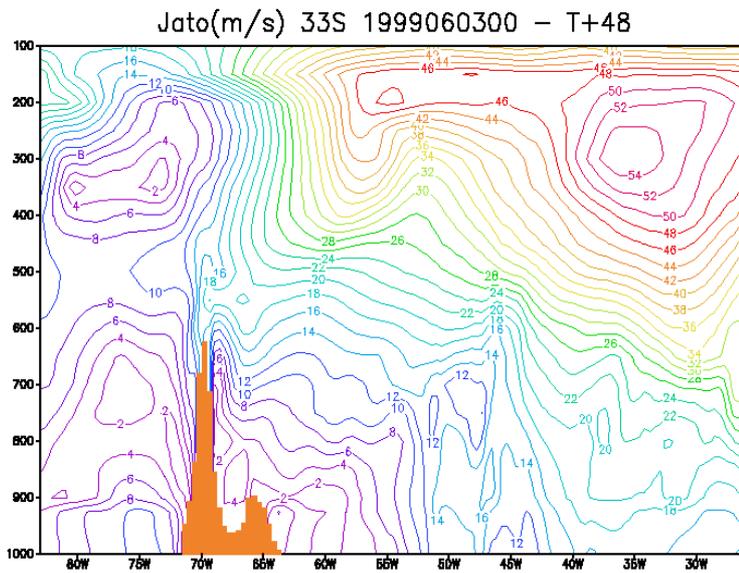
A figura 4.16(b) mostra a evolução temporal da ECT sobre a cidade de Santiago. Os maiores valores de ECT estiveram concentrados entre 550 e 850hPa. Destacam-se três núcleos intensos: o primeiro após 18 horas de simulação atingindo $1,6\text{m}^2/\text{s}^2$, o segundo com maior intensidade e profundidade ocorre em 42 horas com $2\text{m}^2/\text{s}^2$ entre os níveis de 750 e 850 hPa e de $0,6\text{m}^2/\text{s}^2$ no nível de 600 hPa, o terceiro núcleo pode ser detectado em 60 horas de simulação com $1,2\text{m}^2/\text{s}^2$. O instante de máxima intensidade e profundidade de turbulência coincide com o instante de maior intensidade do gradiente

horizontal da pressão à superfície e do movimento vertical sobre a região de estudo, consequentemente com o horário de ocorrência do Raco.



a)

b)



c)

Figura 4.16 - (a) Seção latitudinal em 33°S da ECT para o caso de Raco após 48 horas de simulação; (d) Evolução temporal do ECT sobre a cidade de Santiago durante toda a simulação; e (c) Seção latitudinal da componente zonal do vento após 42 horas de simulação.

4.4 – ARRASTO DAS ONDAS

4.4.1 – ARRASTO DE PRESSÃO

O arrasto produzido pela anomalia do campo de pressão, causado pela propagação de ondas na vertical, foi calculado ao longo da transversal sobre os Andes de acordo com Eq. 33 durante os casos de Zonda e Raco.

A figura 4.17(a) apresenta a evolução temporal sobre a cidade de Mendoza do arrasto de pressão durante a simulação do caso de Zonda. A figura mostra que o arrasto cresce gradativamente a partir de 12 horas de integração. Entre 36 e 42 horas de simulação ocorre um aumento brusco do arrasto, partindo de 14,5 Pa e atingindo 21 Pa, o que equivale a uma taxa de crescimento de aproximadamente 1 Pa/h. O máximo ocorre em 48 horas de simulação, logo em seguida, o arrasto começa a decrescer suavemente até 54 horas, e no instante posterior, entre 54 e 60 horas, há uma queda brusca do arrasto de 18 Pa para 7 Pa em apenas 6 horas.

A resposta obtida através do arrasto calculado e mostrado na figura 4.17(a), confirma o esperado que é o máximo arrasto causado pela anomalia no campo de pressão durante a ocorrência do Zonda.

A evolução temporal do arrasto de pressão sobre a cidade de Santiago é mostrada na figura 4.17(b). Devido ao gradiente de pressão possuir sinal oposto ao do Zonda, o arrasto também assume valores com sinal oposto ao apresentado no Zonda, além de menor intensidade.

No instante inicial o arrasto apresenta valores positivos, após 6 horas de simulação começa a assumir valores negativos, atingindo -12 Pa em 36 horas, aumenta um pouco em 48 horas (-9,6 Pa) e atinge seu mínimo em 54 horas com -13Pa. A evolução

temporal apresentada sugere que o arrasto possui influência do ciclo diurno, pois nos primeiros horários o mesmo assumiu menores valores no horário das 12Z, porém o padrão apresentando não é bem definido como durante o Zonda, isso pode ser devido ser ao fenômeno de menor intensidade.

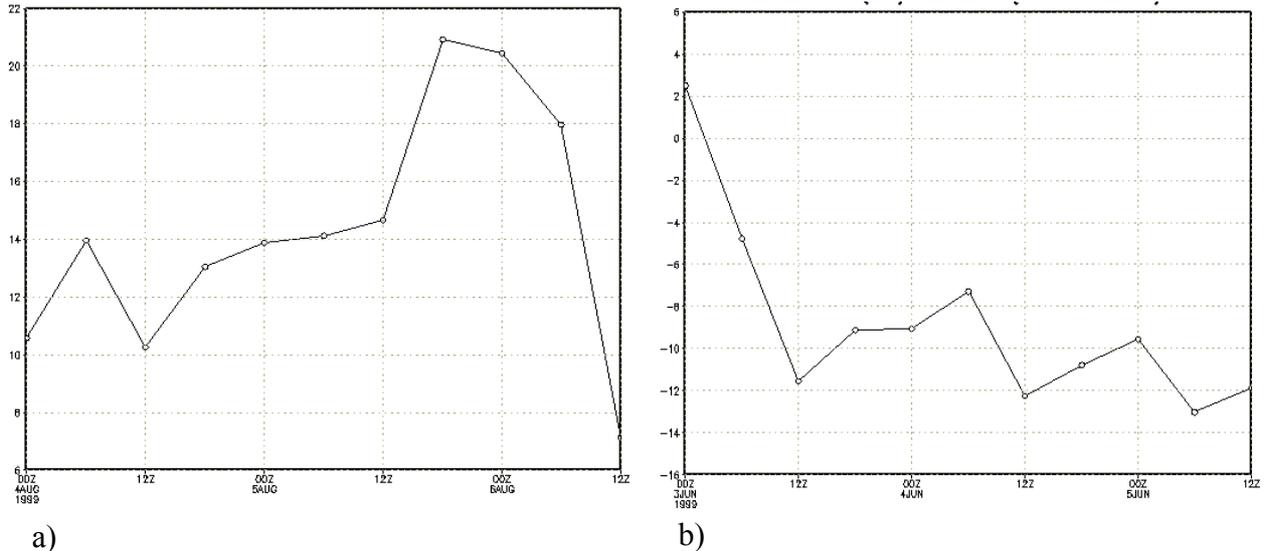


Figura 4.17 - Evolução temporal do arrasto produzido pela anomalia do campo de pressão em hPa entre Mendoza (leste dos Andes) e Santiago do Chile (oeste dos Andes): (a) Zonda; (b) Raco.

4.4.2 - FLUXO DE MOMENTUM

Com o objetivo de verificar regiões onde foi depositado momentum pelas ondas, foi calculado o fluxo de momentum e aceleração do escoamento devido as ondas, para os casos estudados.

A figura 4.18(a) apresenta a evolução temporal do fluxo de momentum sobre a cidade de Mendoza durante a simulação do caso de Zonda. Observa-se que entre os níveis de 150 e 350 hPa, o fluxo assume valores negativos, atingindo $-0.6 \text{ m}^2/\text{s}^2$ após 36 e 42 horas de integração. Nos níveis entre 150 e 350 hPa, ocorre transporte de momentum para mais baixos níveis. Nos níveis inferiores a 350 hPa há um transporte de momentum

para cima, apresentando um núcleo máximo de $0,6\text{m}^2/\text{s}^2$ em 450 hPa, entre 36 e 42 horas de integração. Entre os níveis de 400 e 300 hPa, ocorre uma convergência de momentum, como consequência dessa convergência a componente da aceleração devido às ondas contribui para acelerar o escoamento de oeste na região (Figura 4.18 (b)).

A figura 4.18 (b) mostra evolução temporal da variação do fluxo de momentum na vertical, através dela pode-se observar a contribuição da onda na aceleração total do escoamento. Nota-se um núcleo intenso, da ordem de 6 m/s^2 , ocorre 6 horas antes da ocorrência de maior intensidade do Zonda.

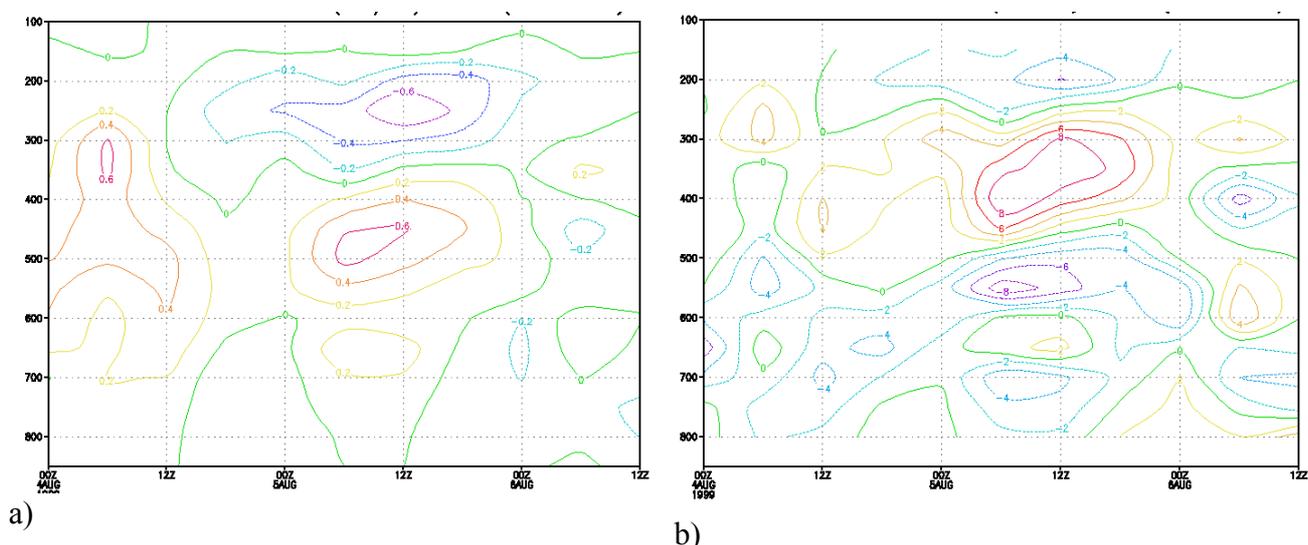


Figura 4.18 - Evolução temporal sobre a cidade de Mendoza (32°S) para o caso de Zonda ocorrido no dia 05/08/99 às 18 Z: (a) Fluxo de momentum devido as ondas (m^2/s^2); (b) aceleração do escoamento devido a onda (m/s^2).

Para o caso de Raco também foram analisados os campos do fluxo de momentum e desaceleração do escoamento devido às ondas.

A figura 4.19 (a) mostra a evolução temporal do fluxo de momentum sobre Santiago do Chile. Os fluxos de momentum encontram-se intensos e concentrados entre 24 e 36 horas de simulação. Dois núcleos foram observados, um negativo atingindo $-3\text{ m}^2/\text{s}^2$ em 200 hPa, que indica transporte de momentum para baixo, e um segundo positivo da

ordem de $2,5 \text{ m}^2/\text{s}^2$, entre os níveis de 300 e 500 hPa, que indica transporte de momentum para cima.

Entre os dois núcleos de fluxos intensos é formada uma região de convergência, que gera uma aceleração no escoamento de oeste, como pode ser observado através da figura 4.19 (b). Entre os níveis de 350 e 200 hPa, a onda contribui na aceleração total do escoamento de oeste, enquanto que entre 600 e 400 hPa, a onda contribui em desacelerar o escoamento de oeste.

Interessante notar que em ambos os casos, Zonda e Raco, os máximos de fluxos de momentum e, conseqüentemente, a aceleração causada pelos fluxos ocorre em média 6 horas antes da ocorrência de maior intensidade dos fenômenos estudados.

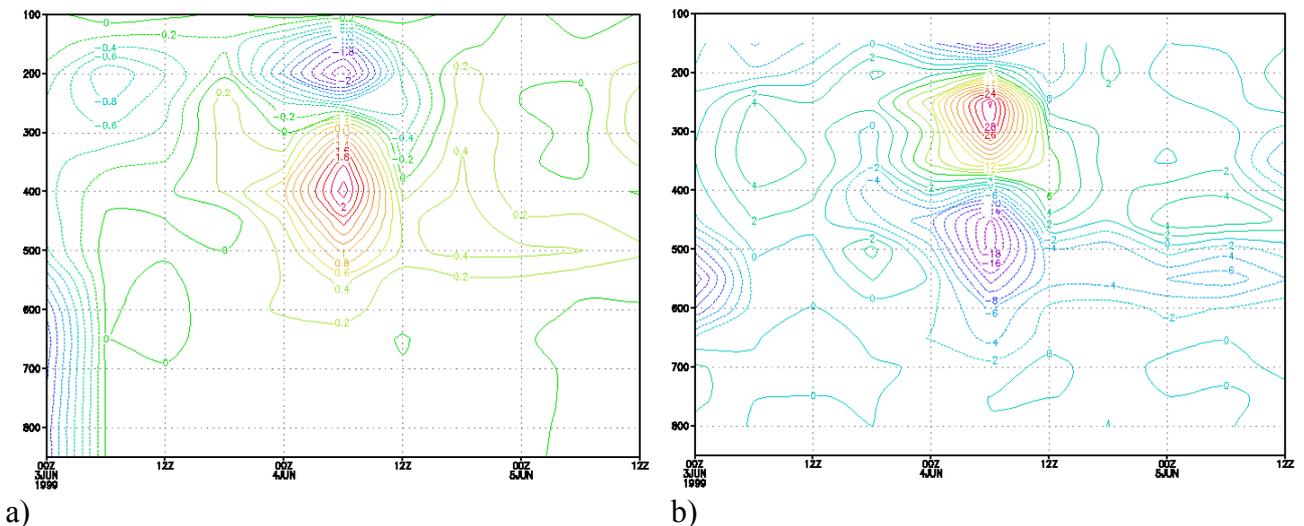


Figura 4.19 - Evolução temporal sobre a cidade de Santiago do Chile (33°S) para o caso de Raco ocorrido no dia 05/06/99 às 00Z: (a) fluxo de momentum (m^2/s^2); (b) aceleração do escoamento devido a onda.

CAPÍTULO 5

PARAMETRIZAÇÃO DE ARRASTO DE ONDAS DE GRAVIDADE

A parametrização de arrasto de ondas de gravidade atua em modelos numéricos de tempo com o objetivo de minimizar erros sistemáticos nos campos de vento, temperatura e pressão ao nível médio do mar. A parametrização de arrasto de ondas de gravidade representada neste capítulo foi proposta por Palmer et al. 1986. É uma parametrização bastante simples que consiste em calcular o perfil vertical da tensão da onda para utilizar como ajuste no perfil do vento.

O arrasto de subgrade associado com a força do gradiente de pressão gerada pelo escoamento turbulento sobre montanhas, resulta em um arrasto a superfície semelhante com aquele gerado pelas ondas de gravidade. Mason (1985) e Woon e Mason (1993) sugerem que o arrasto gerado pela orografia de subgrade pode ser parametrizado em modelos numéricos de grande escala através do comprimento de rugosidade efetiva, que é basicamente a rugosidade da orografia dentro da caixa de grade, independente da direção do vento (Milton e Wilson, 1996).

Visando compreender melhor a relação do comprimento de rugosidade e o arrasto de superfície, e o impacto na representação do vento e pressão ao nível médio do mar no modelo Eta, foi realizado um experimento no qual o comprimento de rugosidade foi aumentado em 50 %.

Este experimento foi realizado com o caso de Zonda ocorrido no dia 05 de agosto de 1999 às 18Z. As variáveis analisadas foram pressão ao nível médio do mar, movimento vertical, e as componentes zonal e meridional do vento.

A figura 5.1 mostra os perfis verticais da componente zonal do vento, para 48 e 60 horas de simulação, onde a primeira coluna apresenta a simulação de controle, a segunda simulação com aumento de 50% no comprimento de rugosidade e a terceira apresenta a diferença entre o controle e o experimento. Nota-se que próximo ao topo da montanha houve um aumento na intensidade do vento da ordem de 0,1 m/s, porém nos níveis inferiores, entre 1000 e 700 hPa na longitude de 45°W, surgem três núcleos negativos, onde o mais próximo à superfície, indica uma desintensificação da componente zonal do vento da ordem de -0,3 m/s. Na camada compreendida entre 900 e 800 hPa encontra-se o segundo núcleo com sinal oposto e intensidade máxima de 0,4 m/s, e entre 800 e 700 hPa aparece mais um núcleo, porém com menor intensidade que os mais próximos a superfície -0,1m/s.

Na simulação de 60 horas, pode-se observar a mesma configuração de 48 horas, porém próximo a montanha em 60°W, a camada perturbada é mais profunda, está compreendida entre 1000 e 200 hPa. Essa onda gerada pode ser devido ao aumento da rugosidade que gera uma diminuição do vento sobre a superfície por atrito, porém por continuidade de massa no nível mais acima, o vento é intensificado e desintensificado novamente para manter a coluna em equilíbrio.

O movimento vertical é uma variável importante durante a ocorrência do Zonda, pois na intensidade é um indicativo do instante de ocorrência. Esta variável é mostrada na figura 5.2, se observa que com o aumento da rugosidade, em 48 horas de simulação o movimento vertical apresentou em média uma desintensificação da ordem de 10^{-4} Pa/s, entre os níveis de 400 e 650 hPa a sotavento da montanha, em 65°W.

A figura que mostra a diferença entre o controle e o experimento não apresenta a um padrão definido, pois em algumas regiões ele foi acelerado e em outras regiões desacelerado, porém em 60 horas de simulação o movimento vertical apresentou um padrão definido, em torno da longitude de 60°W houve uma intensificação da ordem de 7×10^{-4} Pa/s, entre os níveis de 900 e 800 hPa, e uma desintensificação em média de

9×10^{-4} Pa/s entre os níveis de 800 e 300 hPa. Na longitude de 50°W em toda a coluna houve uma desintensificação, da ordem de 3×10^{-4} Pa/s.

Os campos de pressão ao nível médio do mar e pressão à superfície não apresentaram diferenças significativas com o aumento da rugosidade. As diferenças encontradas foram da ordem de 10^{-2} hPa, principalmente sobre a Cordilheira dos Andes e leste do Brasil nas primeiras horas de simulação. O posicionamento dos centros de pressão não apresentou nenhuma alteração.

De acordo com os resultados obtidos o aumento do comprimento de rugosidade não foi suficiente para haver uma melhoria na previsão dos fenômenos estudados. Sendo necessário para atingir este objetivo um estudo mais detalhado das parametrizações existentes de arrasto de ondas de gravidade e seu impacto no modelo Eta. A seguir será apresentada a parametrização de arrasto de ondas de gravidade proposta por Palmer et al. 1986.

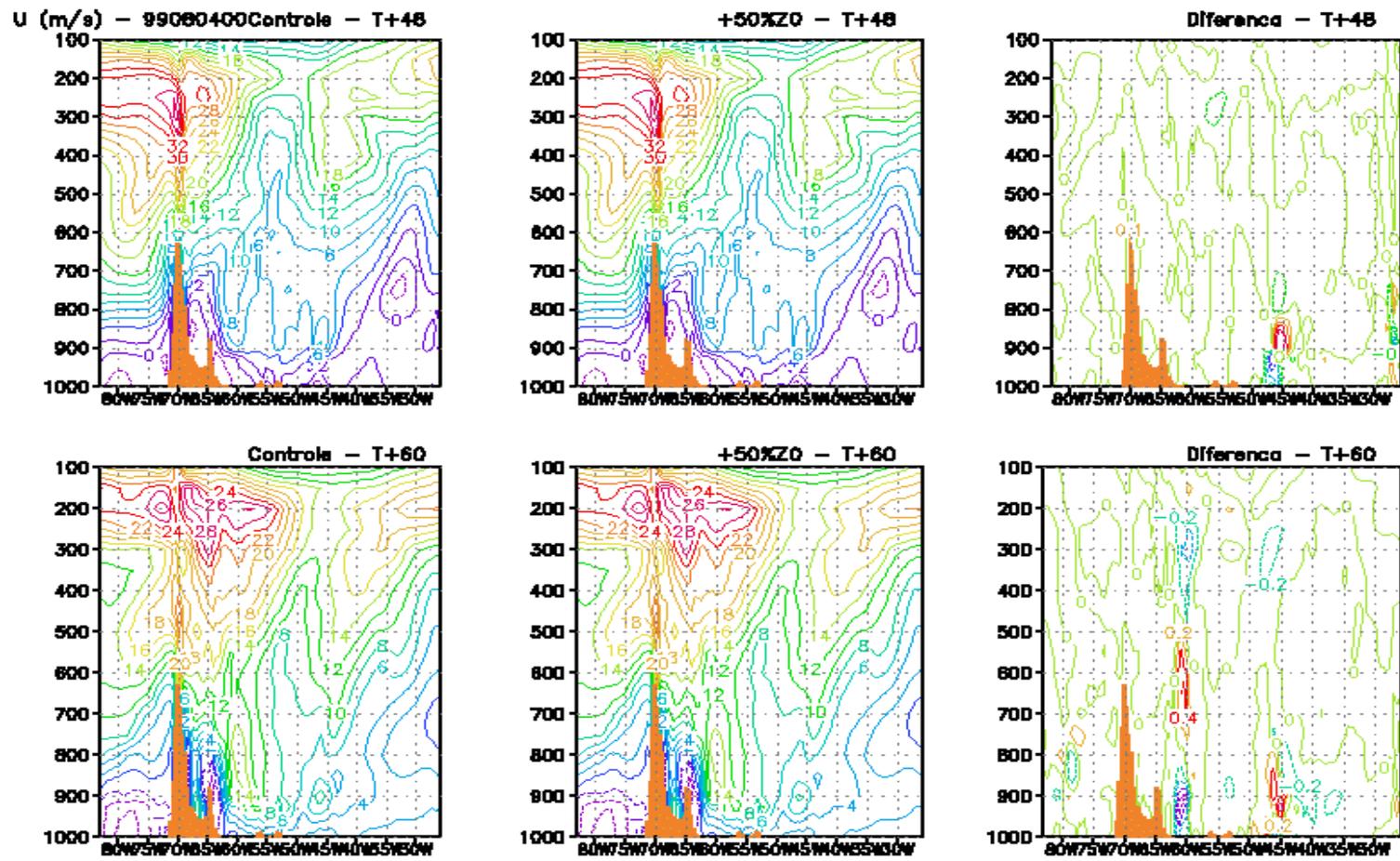


Figura 5.1 - Seção longitudinal na latitude de 32°S da componente zonal do vento em m/s para 48 e 60 horas de simulação, a distribuição é a seguinte, controle, experimento e diferença controle menos experimento, respectivamente.

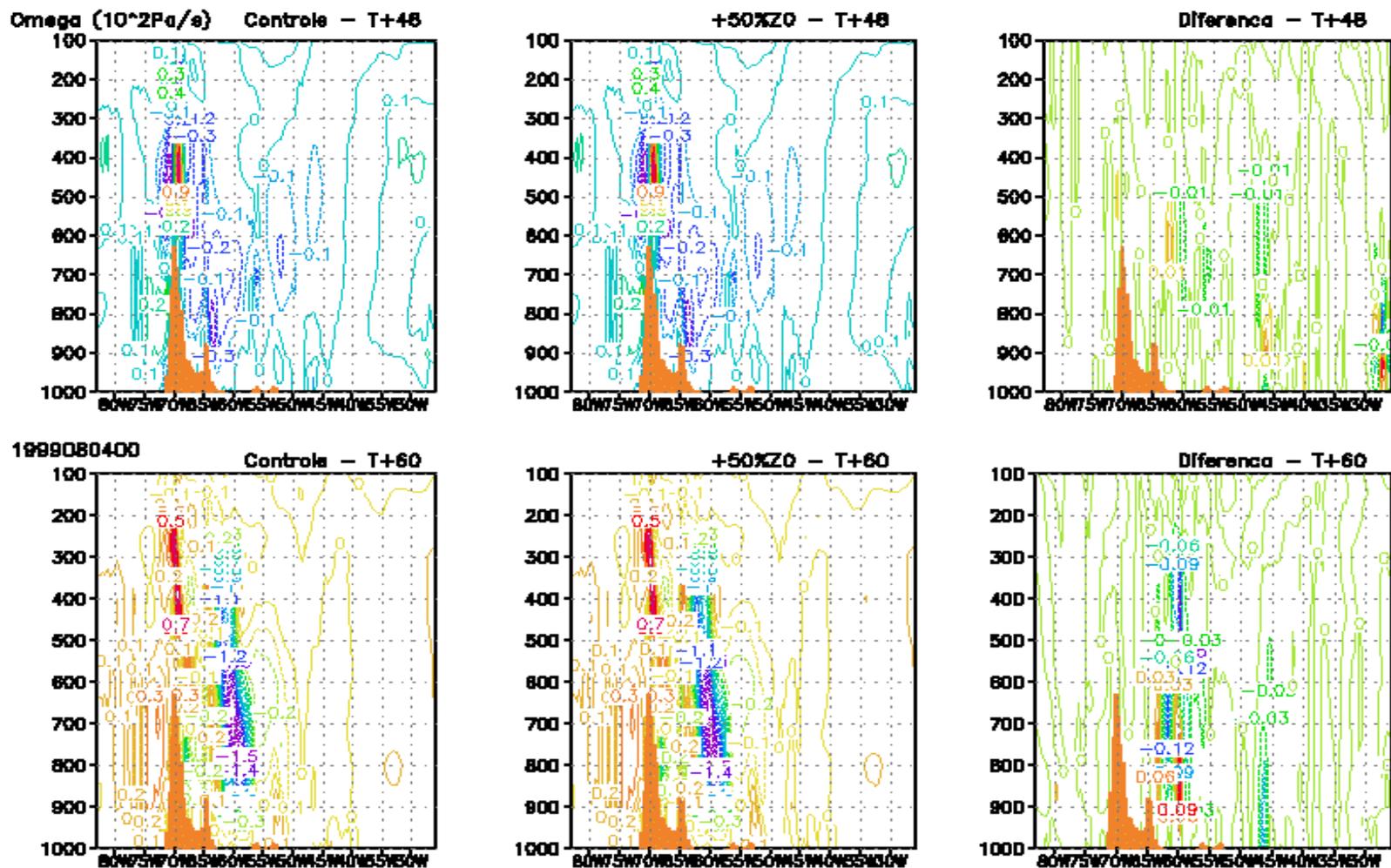


Figura 5.2 - Seção longitudinal na latitude de 32°S do movimento vertical do vento em 10^{-2} Pa/s para 48 e 60 horas de simulação, a distribuição é a seguinte, controle, experimento e diferença controle menos experimento, respectivamente.

5.1 - PARAMETRIZAÇÃO

O esquema proposto é dividido em duas partes, a primeira calcula o arrasto à superfície, a segunda consiste em calcular o perfil vertical da tensão da onda. Para encontrar o arrasto de pressão à superfície é necessário calcular a variância da orografia de subgrade (VAR).

5.1.1 - VARIÂNCIA DA TOPOGRAFIA DOS ANDES

A variância de subgrade foi gerada a partir do arquivo de topografia com resolução de 1 km usado para calcular a orografia do modelo Eta operacional no CPTEC.

A orografia do modelo é calculada pelo método silhueta, onde a descrição detalhada encontra-se no Apêndice I. O cálculo da variância segue esquema semelhante ao do método da silhueta, ou seja, dividiu-se cada caixa de grade em 16 caixas de subgrade como mostrado na figura 5.3, no qual para cada direção (N-S, L-O, NO-SE e NE-SO) foi calculada uma altura média, depois para cada ponto de subgrade na direção desejada foi calculada a variância com relação à média da direção e colocada em um vetor, que finalmente fez-se à média do vetor das variâncias encontrando uma variância média para cada direção em cada ponto de grade.

As figuras 5.4 (a), (b), (c) e (d) mostram o desvio padrão da orografia de subgrade sobre a América do Sul para cada direção, norte-sul, leste-oeste, noroeste-sudeste e nordeste-sudoeste, respectivamente. Como se pode observar a região de maior variância da orografia de subgrade encontra-se sobre a Cordilheira do Andes, isto em todas as direções, a segunda região de maior variância é sobre o extremo norte da América do Sul.

A tabela 2 mostra uma variância da orografia de subgrade média para o domínio do Eta e sobre a Cordilheira dos Andes para cada direção. Pode-se notar que sobre a América

do Sul e sobre a Cordilheira dos Andes a maior variância é na direção Nordeste-Sudoeste (NE-SO) e em segundo Noroeste-Sudeste (NO-SE), resultado semelhante foi encontrado por Palmer et al. (1986), como se pode observar através da figura (3.1). Ele calculou a variância da orografia de subgrade para o modelo global do ECMWF T42, a magnitude encontrada por ele é maior que a obtida neste estudo (tabela 2), devido à resolução do modelo utilizado neste trabalho ser maior.

Normalmente os maiores valores de variância de orografia de subgrade são encontrados nas bordas das faixas montanhosas, como no Himalaia, nos Andes, segundo Palmer et al. 1986.

TABELA 5.1 – Variância média da orografia de subgrade sobre o domínio do Eta e sobre a Cordilheira dos Andes nas quatro direções.

	América do Sul				Cordilheira dos Andes			
	N-S (m)	L-O (m)	NE-SO (m)	NO-SE (m)	N-S (m)	L-O (m)	NE-SO (m)	NO-SE (m)
Var	38126	48669	72299	71844	31327	52255	72014	60324

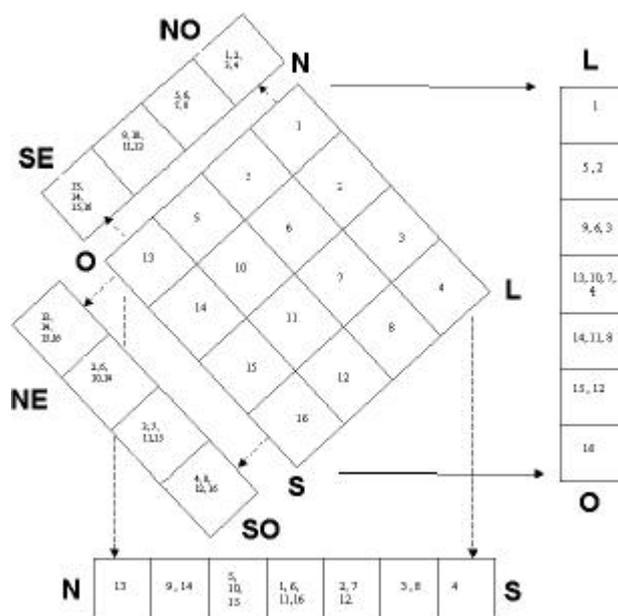
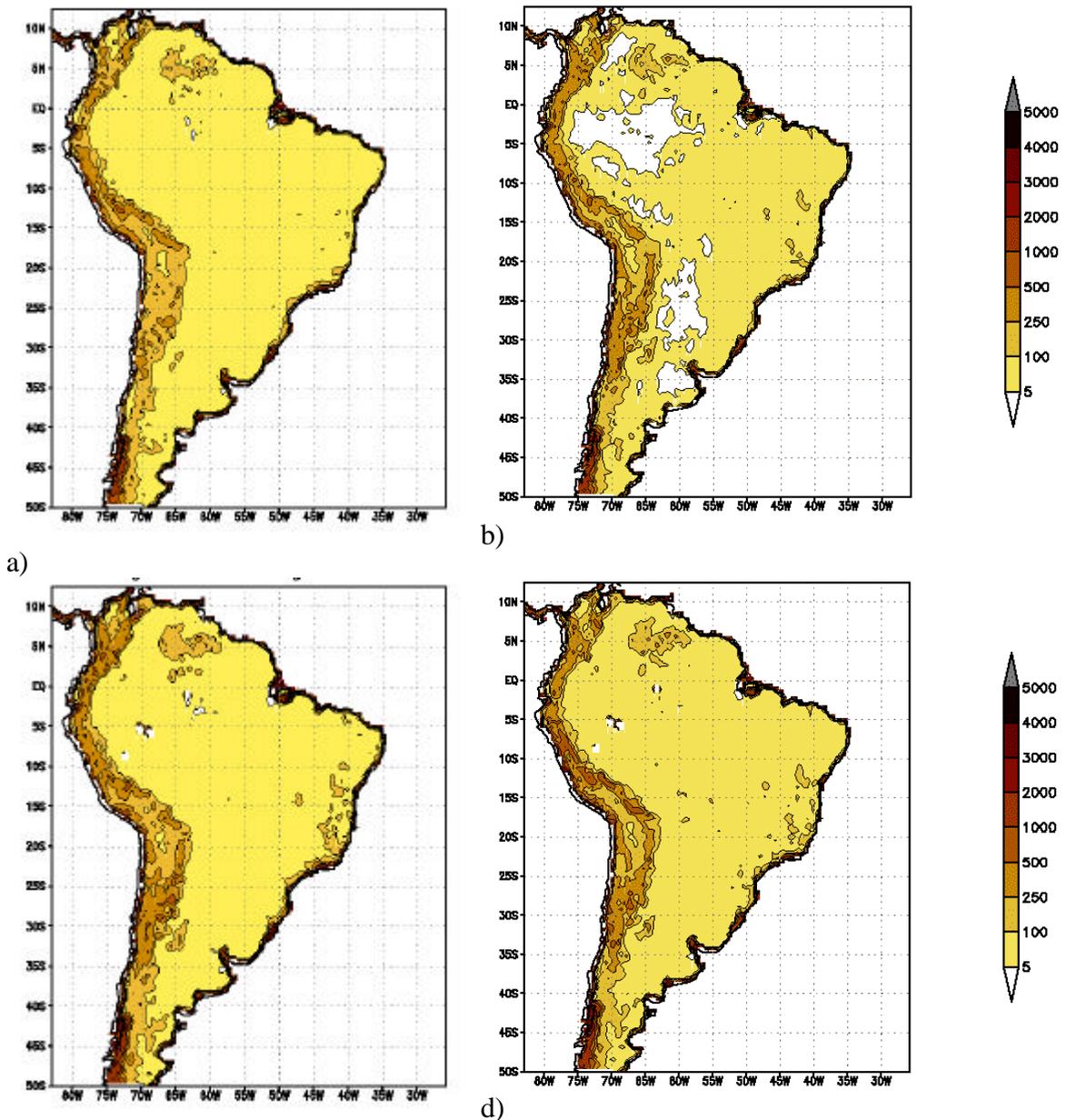


Figura 5.3 - Esquema na qual foi obtida a variância de subgrade do modelo Eta.



c)
 Figura 5.4 - Desvio Padrão da orografia de subgrade para direção: (a) Norte-Sul; (b) Leste-Oeste; (c) Noroeste-Sudeste; e (d) Nordeste-Sudoeste.

5.1.2 - ESQUEMA UNIDIMENSIONAL

O esquema foi implementado na forma unidimensional. Perfis verticais da componente zonal e meridional do vento, pressão e temperatura foram as variáveis de entrada,

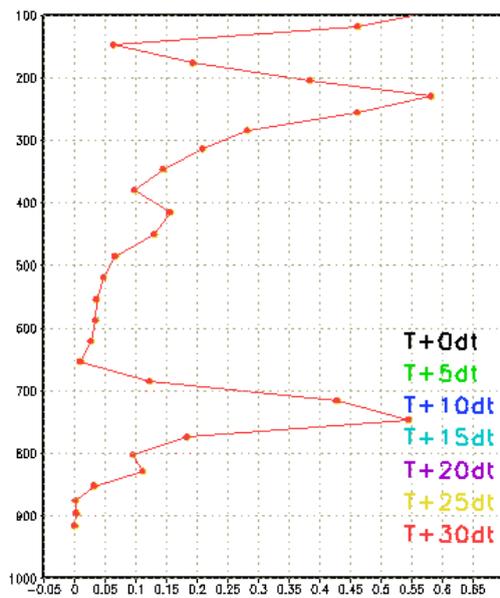
utilizadas para o esquema. Esses perfis foram extraídos de um ponto de grade próximo à cidade de Mendoza.

O critério de instabilidade no escoamento é baseado no número de Richardson (Ri), que é a razão entre a estabilidade estática e o cisalhamento vertical do vento (Eq. 31). O número de Richardson indica a instabilidade do escoamento e sua origem, ou seja, se a instabilidade gerada é mecânica ou térmica. Através do número de Ri calcula-se o número de Ri mínimo (Ri_{\min}) que é calculado pela Eq. (37). O perfil vertical da tensão da onda é obtido a partir da Eq. (36), e finalmente o perfil do vento é ajustado de acordo com a Eq. (38).

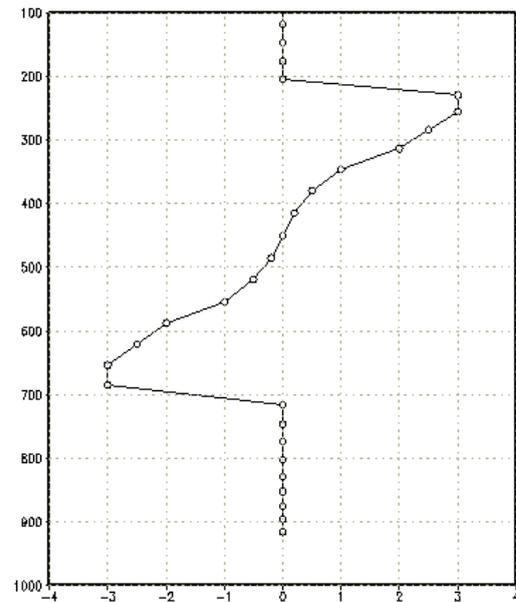
Serão apresentados 2 testes com o esquema, dentre des dois serão discutidos neste capítulo. Em ambos os experimentos, foram inseridos um perfil vertical de temperatura estável, com tendência à neutralidade em alguns níveis. O perfil inicial não deve conter instabilidade térmica, para que a única instabilidade gerada fosse de origem dinâmica. Como se pode observar através do perfil da frequência de Brunt-Vaissala (Figura 5.5(a)), este perfil não foi alterado durante toda a integração do esquema. O perfil inicial da componente zonal do vento (U) é mostrado na figura 5.5 (c).

1. EXPERIMENTO 1

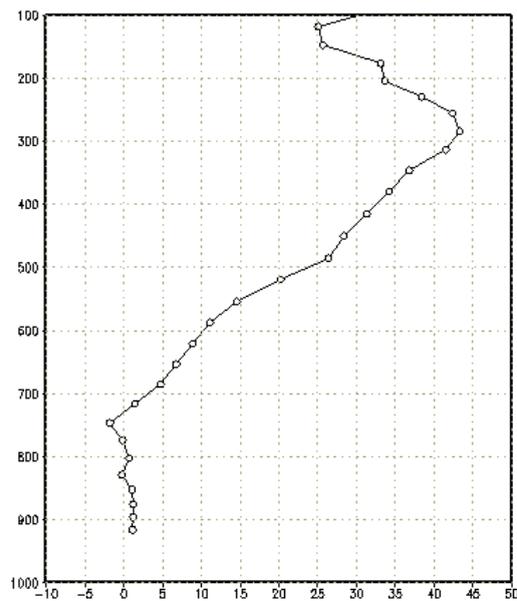
Para este experimento o perfil vertical da componente zonal do vento (U) é forçado de com o perfil que é mostrado na figura 5.5 (b) em cada passo de tempo, objetivando inserir instabilidade dinâmica, e o esquema permanece ligado em todo o período, com o objetivo de observar quando o esquema atinge o equilíbrio com a forçante externa.



a)



b)



c)

Figura 5.5 - (a) Perfil vertical da frequência de Brunt-Vaissala ($10^{-2} s^{-1}$) utilizado para todo o período do experimento; (b) Perfil vertical da forçante (m/s); (c) Perfil vertical inicial da Componente zonal do vento (U) em m/s.

As figuras 5.6(a) e (b) mostram os perfis verticais do número de Ri e do número de $R_{i_{min}}$, respectivamente. Entre os níveis de 300 e 200 hPa, ocorreram valores positivos elevados de Ri e $R_{i_{min}}$, isso devido à presença de uma corrente de jato que produz altos valores de U e da frequência de Brunt-Vaissala.

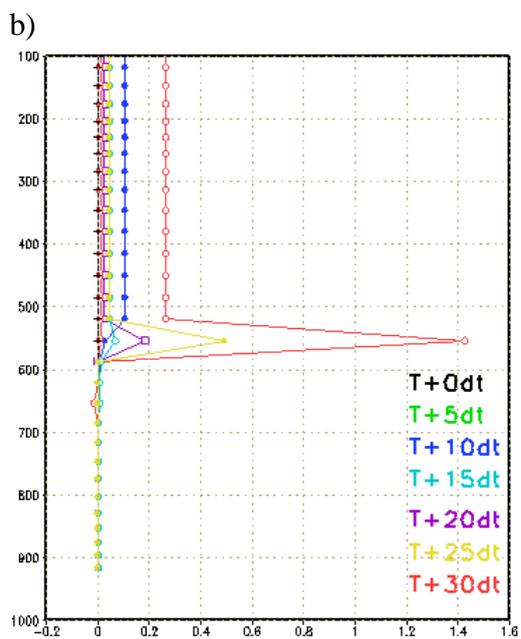
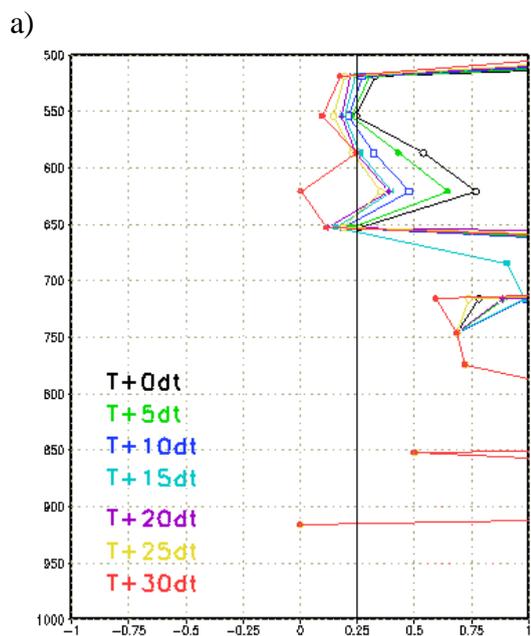
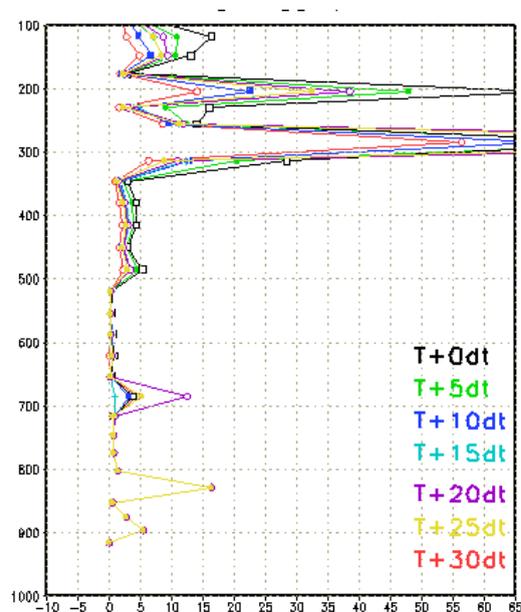
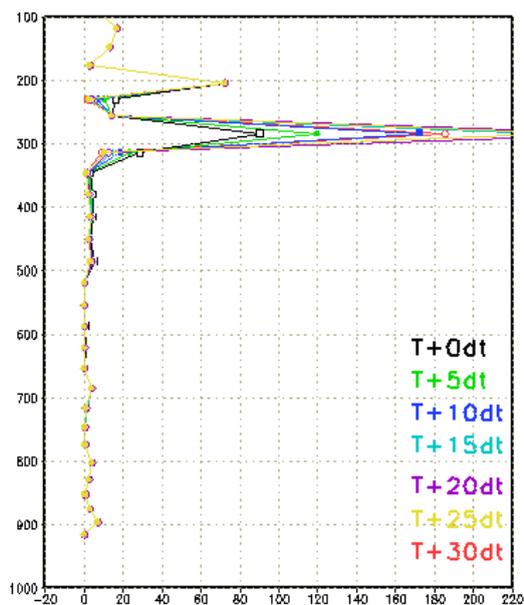
Devido aos valores de R_{\min} serem da ordem de 100, em altos níveis, a figura 5.6 (b) não permite visualizar as variações do número R_{\min} na camada compreendida entre 700 e 500 hPa, então foi gerado um perfil vertical do número de R_{\min} para os níveis entre 1000 e 500 hPa (Figura 5.6(c)). Nesta região para o passo de tempo 30, nota-se que em aproximadamente seis níveis (910, 650, 620, 590, 550 e 520 hPa) o R_{\min} atingiu valores menores ou iguais a 0,25 e nestes instantes o esquema atuou, como mostrado na figura 5.6(d) que apresenta o perfil vertical da tensão da onda e conseqüentemente quando e onde o esquema atuou.

A partir do perfil vertical da tensão da onda realizou-se um pequeno ajuste no perfil de U, podendo ser visualizada na figura 5.6 (e), nota-se que neste caso, a medida que aumenta o passo de tempo o ajuste aplicado ao perfil de U é maior, causando estouro do esquema. A diferença da componente zonal do vento em cada passo de tempo, com relação ao instante inicial é mostrado na figura 5.6 (e).

O esquema permaneceu ligado em todo o período, com o objetivo de identificar em qual passo de tempo ele atingiria o equilíbrio com a forçante externa, porém não ocorreu porque o esquema instabilizou, devido a U atingir valores elevados.

Foram sugeridos alguns motivos para o esquema não ter atingido o equilíbrio desejado, como por exemplo o perfil de U continuamente estava sendo forçado e interagindo com os perfis das outras variáveis fixos, como o esquema encontra-se off-line, não há interação entre os campos para que possam interagir e equilibrar-se entre si. O crescimento acelerado de U acontece quando o gradiente vertical da tensão da onda assume valores elevados, pois o ajuste aplicado ao perfil do vento é diretamente associada ao gradiente vertical da tensão da onda. Um outro ponto sugerido foi à instabilidade numérica, que poderia está presente instabilizando o perfil, porém foram revisados os métodos numéricos e testados outros não solucionando o problema. O esquema que foi utilizado foi o "upstream".

A forma que está atuando o esquema na coluna não foi como o esperado, pois o esperado era que o perfil vertical da tensão da onda atuasse mais distribuído na coluna e o observado foi que o esquema atuou pontualmente nas diversas situações estudadas.



c)

d)

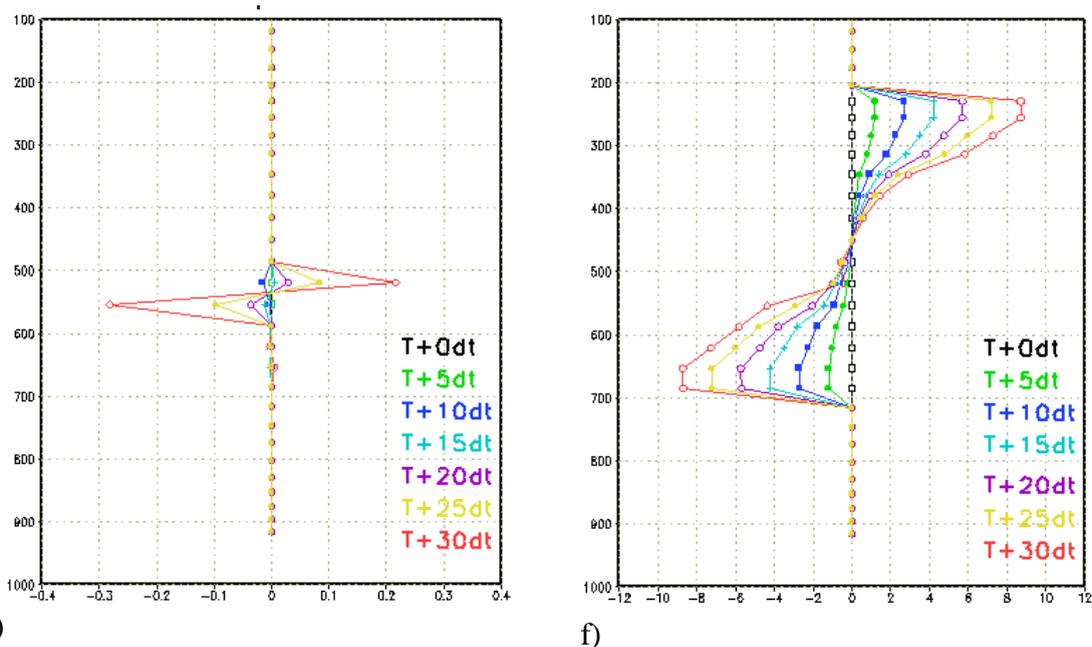


Figura 5.6 - Perfis verticais em 30 passos de tempo: (a) Número de Richardson (Ri); (b) Número de Richardson mínimo ($R_{i\min}$); (c) R_m entre os níveis de 1000 e 500 hPa; (d) Tensão da onda (m^2/s^2); (e) Perfil do ajuste da componente zonal do vento (U) devido à tensão da onda; (f) Diferença de U em cada passo de tempo com relação ao perfil inicial.

2. EXPERIMENTO 2

Este experimento difere do anterior apenas no perfil vertical da componente zonal do vento (U) ser forçado apenas nos 10 primeiros passos de tempo, o perfil da forçante é mostrado na figura 5.5 (b). O esquema permanece ligado em todo o período, com o objetivo de observar quando o esquema retira a instabilidade inserida. O perfil da componente zonal de vento inserido no esquema é mostrado na figura 5.7. Enquanto que o perfil da frequência de Brunt-Vaissala utilizado é o mesmo mostrado na figura 5.5(a), devido a este perfil não gerar instabilidade térmica no sistema, então a instabilidade que surgir terá origem dinâmica.

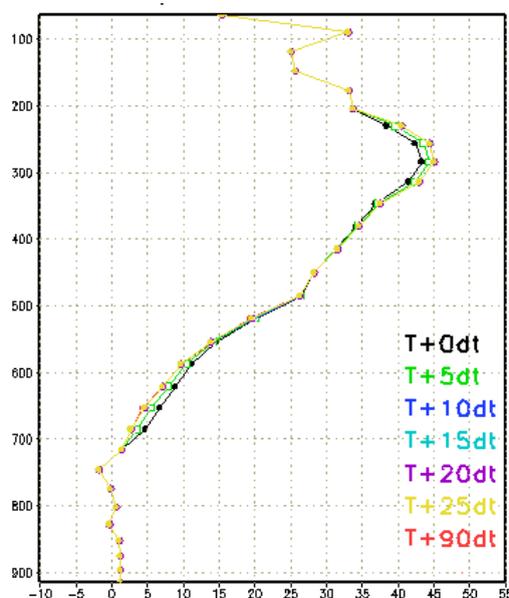
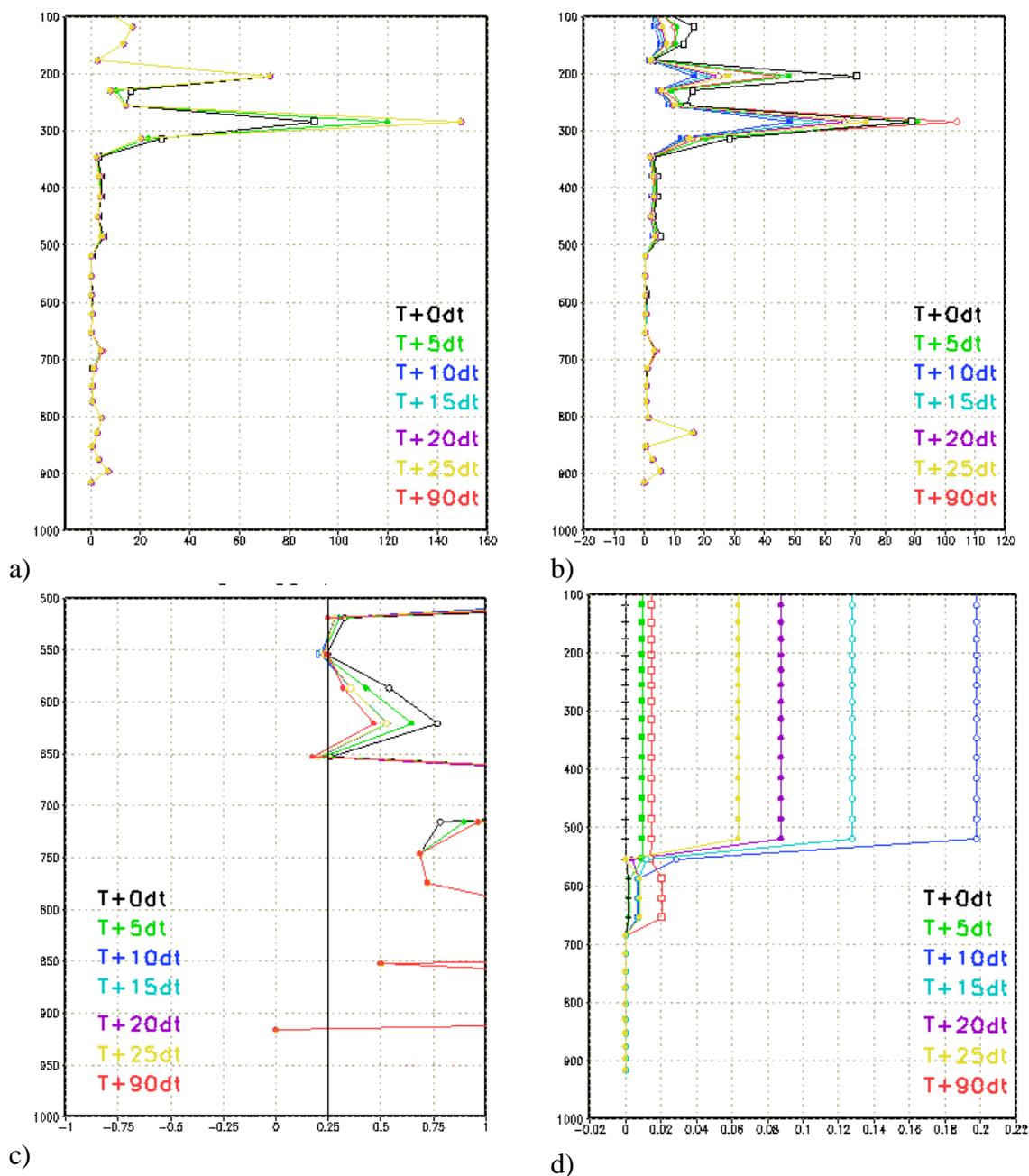


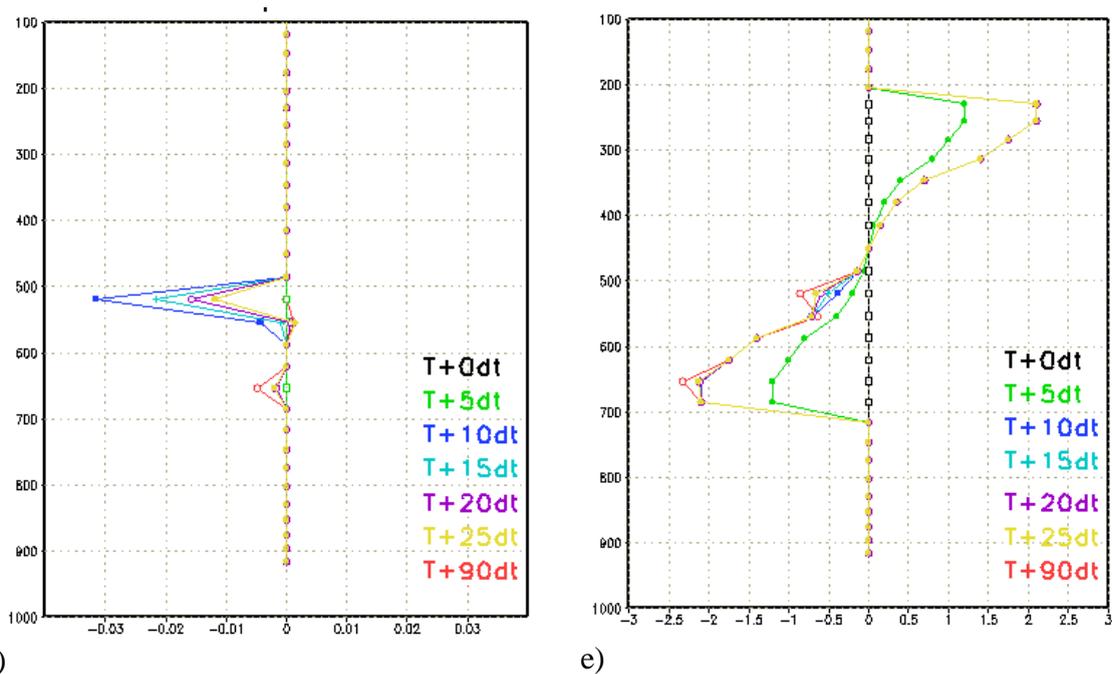
Figura 5.7 - Perfil vertical da componente zonal do vento (U) acrescida da forçante em m/s, utilizado como "input" neste experimento.

Os perfis do número de Ri e do número de Ri_{\min} também foram calculados e são mostrados na figura 5.8(a), (b) e (c). O número de Ri apresenta valores elevados, atingindo 150 entre os níveis de 300 e 200 hPa, e assume esse valor máximo após 10 passos de tempo, permanecendo constante em todo o período restante. O número de Ri_{\min} também apresentou valores elevados entre os níveis de 300 e 100 hPa, na região de atuação da corrente de jato. A região de interesse está compreendida entre os níveis de 600 e 500 hPa, pois nessa região pode ocorrer com maior frequência a quebra da onda, os valores de Ri_{\min} foram baixos entre -1 e 1 , que pode ser observado através da figura 5.8(c), que mostra um corte de Ri_{\min} , entre os níveis de 1000 e 500 hPa, para facilitar a visualização dos níveis em que o esquema atuou.

Observando a figura 5.8 (c) percebe-se que o esquema atuou em geral em 4 níveis 920, 650, 550 e 520 hPa em todos os passos de tempo, conseqüentemente ajustando o perfil de U de acordo com o perfil mostrado na figura 5.8 (e). A diferença entre o perfil em cada passo de tempo com relação ao instante inicial é mostrado na figura 5.8 (f).

Neste experimento os resultados apresentados foram melhores que o do anterior, pois em 100 passos de tempo o esquema não estourou. O perfil vertical da tensão da onda atingiu o pico máximo de $0,2 \text{ m}^2/\text{s}$ após 10 passos de tempo, após esse instante começou a diminuir gradativamente (Figura 5.8 (d)), apresentando valores quase constantes a partir de 85 passos de tempo, logo o esquema estabilizou e conseguiu minimizar a instabilidade introduzida pelo cisalhamento vertical do vento.





d) e)
 Figura 5.8 - Perfis verticais em 30 passos de tempo: (a) Número de Richardson (Ri); (b) Número de Richardson mínimo (Ri_{\min}); (c) Número de Richardson mínimo entre os níveis de 1000 e 500 hPa; (d) Tensão da onda (m^2/s^2); (e) Perfil do ajuste da componente zonal do vento (U) devido a tensão da onda; (f) Diferença de U em cada passo de tempo com relação ao perfil inicial.

Da mesma forma que o experimento anterior, o esquema atuou em pontos isolados da coluna quando esperava-se que o mesmo atuasse mais distribuído na coluna.

Um problema deste esquema proposto, segundo Palmer et al. (1986), é que ele considera apenas a componente do vento na direção do arrasto de superfície, quando esta componente aproxima-se de zero o número de Ri torna-se muito pequeno então o efeito do esquema será muito pequeno, e como consequência causa absorção do cisalhamento. Neste instante o esquema representa um nível de absorção crítico por ondas de gravidade estacionárias, definido como nível em que a componente do vento na direção do vetor de cisalhamento à superfície muda de sinal.

Em geral os resultados mostraram que o esquema implementado possui limitações, sendo necessário um estudo dos esquemas de parametrização de arrasto de ondas de gravidade mais complexos, para que possa ser inserido no modelo utilizado.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

Este estudo teve como objetivo buscar o entendimento da dinâmica do escoamento próximo a Cordilheira do Andes durante a ocorrência de vento tipo Foehn, chamado de Zonda na Argentina e Raco no Chile. Os Andes formam a principal cadeia montanhosa sobre a América do Sul. As dimensões e a predominante orientação norte-sul são fatores importantes que modificam a circulação atmosférica sobre a América do Sul. Os ventos Zonda e Raco são conseqüências destes fatores, entretanto, há poucos estudos registrados sobre estes dois fenômenos. A falta de observações sobre as montanhas tem limitado os estudos, Para atingir os objetivos deste trabalho, foram utilizadas simulações do modelo atmosférico Eta, com maior resolução espacial e temporal. O trabalho consistiu de 3 etapas: avaliação das simulações, diagnósticos dos fenômenos através dos campos do modelo, e experimento numérico com um esquema simples de parametrização de ondas de gravidade

A avaliação do modelo, baseada em diversas variáveis meteorológicas, mostrou que em geral o modelo produz uma boa simulação dos fenômenos e apresenta-se como uma ferramenta útil para o estudo dos fenômenos. Erros sistemáticos, entretanto, existem.

O modelo Eta apresentou erros maiores em situações de baixas pressões, tendendo a subestimar frequentemente as baixas pressões. Apesar destes erros, as posições dos centros de pressões são simuladas próximas as observadas

Para os campos de temperatura o modelo apresentou resultados melhores, porém próximo à montanha, a oeste da Argentina, tendeu a subestimar as temperaturas, enquanto que a leste da

área avaliada as temperaturas tenderam a superestimar, porém os valores não foram muito diferentes dos observados na região.

A avaliação mostrou consistência do modelo nas simulações dos processos físicos e na indicação da ocorrência do fenômeno e suas características. Notou-se que os resultados se ajustam melhor à teoria do que aos campos das análises do NCEP. Os erros sistemáticos apresentados sugerem a necessidade de inserir uma parametrização de arrasto de ondas de gravidade na tentativa de minimiza-los.

Durante a ocorrência dos casos de Zonda estudados, foram observadas características típicas, como a presença de uma corrente de jato em 250 hPa intensa e profunda (entre 100 e 650 hPa) próximo da Cordilheira dos Andes; forte gradiente horizontal de pressão ao nível médio do mar sobre os Andes, em média 7 hPa/100 km, tendo altas pressões no lado chileno e baixas pressões sobre a Argentina para o Zonda e movimento vertical descendente intenso, com valores superiores a 0,02 Pa/s em 500 mb a sotavento dos Andes para o caso de Zonda. O padrão oposto foi observado para o Raco, ou seja, pressões mais baixas do lado chileno e pressões mais altas do lado argentino;

Os resultados apresentados através do parâmetro Scorer, mostraram a presença de ondas se propagando na vertical. O parâmetro formado por 2 termos, teve como contribuição predominante o cisalhamento vertical do vento. Este parâmetro revelou o papel crucial do cisalhamento do vento na ocorrência dos fenômenos..

O número de Froude indicou a transição do escoamento subcrítico para supercrítico durante a ocorrência do Zonda e Raco, entretanto este número não é um indicativo suficiente, a transformação do escoamento pode ser por outros motivos além dos fenômenos estudados.

O número de Froude indicou a transição do escoamento subcrítico para supercrítico durante a ocorrência do Zonda e Raco, entretanto, este número não se apresentou como um indicativo consistente. A transformação do regime do escoamento pode ter sido provocado por motivos diferentes daqueles estudados.

Os altos valores de Energia Cinética Turbulenta, ECT, foram encontrados próximos à montanha durante os eventos estudados, atingindo intensidade e profundidade máximas nos instantes em que ocorreram intensos gradientes horizontais de pressão à superfície e movimento vertical sobre a região de estudo. A alta energia cinética turbulenta a sotavento das montanhas revela o caráter de mistura turbulenta do fenômeno.

Durante a ocorrência do Zonda, o arrasto causado pela perturbação no campo de pressão foi máximo. Por outro lado, no caso do Raco o arrasto não apresentou um padrão de pressão bem definido. Por ser um fenômeno de intensidade menor que o Zonda, as características do Raco não são bem definidas.

Foi realizado um experimento numérico aumentando-se o comprimento de rugosidade para afetar os erros sistemáticos. Entretanto, os experimentos mostraram que o comprimento de rugosidade pouco afeta na qualidade das simulações dos fenômenos estudados. Um estudo mais complexo incluindo a parametrização de arrasto de ondas de gravidade e seu impacto foi realizado através de um modelo unidimensional.

O esquema de parametrização de arrasto de ondas de gravidade de Palmer (1986) foi testado para um perfil de temperatura e vento. Este perfil foi retirado da grade do modelo próximo da região de ocorrência do Zonda. O esquema atuou reduzindo a instabilidade da coluna. Entretanto, os experimentos com a inclusão de uma forçante revelaram a necessidade de ajustes do esquema para melhor equilibrá-lo com a forçante. O esquema demonstrou ser

bastante sensível devido à dependência do número de Richardson que, dependendo das condições atmosféricas, pode apresentar valores elevados próximos de valores pequenos, gerando fortes tendências no esquema.

Como proposta para trabalhos futuros sugere-se um estudo da relação entre os fenômenos Raco e Zonda com situações sinóticas sobre o Brasil, como por exemplo, Raco e geada, Zonda e casos de precipitação intensa sobre o sul do Brasil. Além disso, com base nos resultados obtidos sugere-se considerar e explorar as parametrizações mais complexas e a inclusão no modelo Eta, objetivando a melhoria da previsão de tempo.

Este trabalho contribuiu com um dos temas do projeto de pesquisa apoiado pela FAPESP que teve como objetivo final a melhoria da qualidade da Previsão de tempo sobre a América do Sul utilizando o modelo regional Eta.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arakawa, A.; Lamb, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. **Methods Comput. Physics.**, v. 17, p. 173-265, 1977.
- Baines, P. G. **Topographic effects in stratified flows**. New York: Press Syndicate of the University of Cambridge, 1995. 482 p.
- Betts, A. K.; Miller, M. J. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, and arctic air-mass data sets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, n. 473, p. 693-709, 1986.
- Black, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v. 9, n.2, p. 265-278, 1994.
- Boer, G. J.; McFarlane, N. A.; Laprise, R. The climatology of the Canadian climate center general circulation model obtained from five-year simulation. **Atmospheric - Ocean**, v. 22, p. 430-473, 1984.
- Bougeault, P.; Jansa, A.; Attie, J. L.; Beau, I.; Benech, B.; Benoit, R.; Bessemoulin, P.; Caccia, J. L.; Campins, J.; Carissimo, B.; Champeaux, J. L.; Crochet, M.; Druilhet, A.; Durran, P.; Elkhalfi, A.; Flamant, P.; Genoves, A.; Georgelin, M.; Hoinka, K. P.; Klaus, V.; Koffi, E.; Kotroni, V.; Mazaudier, C.; Pelon, J.; Petididier, M.; Pointin, Y.; Puech, D.; Richard, E.; Satomura, T.; Stein, J.; Tannhauser, D. The atmospheric momentum budget over a major mountain range: first results of the PYREX field program. **Annales Geophysicae**, v. 11, n. 5, p. 395-418, Jan. 1993.

Chou, C. S. Condições atmosféricas durante a ocorrência do vento zonda – o Foehn da América do Sul. [CD-ROM]. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10., Brasília, 1998. **Anais**. São Paulo: SBM. 1998.

Clark, T. L.; Peltier, W. R.. On the evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, n. 11, p. 1715-1730, 1977.

_____. Critical level reflection and resonant growth of non-linear mountain waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.41, n. 21, p. 3122-3134 1984

Davies, H. C.; Philips, P. D. Mountain drag along the gotthard section during ALPEX. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 20, p. 2093-2109, Oct. 1985.

Durrán, D. R.; Klemp, J. B. Another look at downslope windstorms. Part II: Non linear amplification beneath wave-overtuning layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 22, p. 3402-3412, 1987.

_____. Mountain waves and downslope winds. In: Blumen W., ed. **Atmospheric processes over complex terrain**. Boston: American Meteorological Society, 1990. cap. 4, p. 59-82.

_____. Another look at downslope windstorms. Part I: On the development of analogs to supercritical flow in an infinitely deep, continuously stratified fluid. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v 43, n. 21, p. 2527-2543, 1986.

Fels, S. B.; Schwartzkopf, M. D. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 32, n.7, p. 1475-1488, 1975.

Gill, A. E. **Atmosphere – Ocean Dynamics**. New York: Academic Press, 1982. 600 p.

Hoinka, K. P.; Clark, T. L. Pressure drag and momentum fluxes due to the Alps. I: comparison between numerical simulations and observations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 117, n. 49, p. 495-525, 1991.

Holton, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology, 3 ed** San Diego: Academic Press, 1993. 484 p.

Janjic, Z. L. Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in sigma coordinate models. **Contrib. Atmos. Phys.**, v. 52, p. 68-84, 1979.

_____. Nonlinear advection schemes and energy cascade on semi-staggered grids. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 1234-1245, 1984.

_____. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 6, p. 927-945, 1994.

Lilly, D. K.; Zipser, E. J. The front range windstorm of 11 January 1972 – a meteorological narrative. **Weatherwise**, v. 25, n. 2, p. 56-63. 1972.

Lilly, D. K.; Kennedy, P. J. Observations of a stationary mountain wave and its associated momentum flux and energy dissipation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, n. 6, p. 1135-1152, 1973.

Lacis, A. A.; Hansen, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Methods Computation Physics**, v.31, n.1, p 118-133 1974

- Liu, W. T.; Katsaros, K. B.; Businger, J. B. Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, n. 9, p. 1722-1735, 1979.
- Lindzen, R. S. Turbulence and stress due to gravity wave and tidal breakdown. **Journal Geophysical Research**, v. 86, n. NC10, p. 9707-9714, 1981.
- Lott, F. Comparison between the orographic response of the ECMWF model and the PYREX 1990 data. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 121, n. 526, p. 1323-1348, 1995.
- Mellor, G. L.; Yamada, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 7, p. 1791-1806, 1974.
- _____. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Review Geophysics Space Physics**, v. 20, n. 4, p. 851-875, 1982.
- Mesinger, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Riv. Meteor. Aeronaut.**, v. 40, n. 1-4, p. 195-202, 1984.
- Mesinger, F. ; Janjic, Z. I.; Nickovic, S.; Gavrilov, D.; Deaven, D. G. The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 7, p. 1493-1518, 1988.
- Miller, M. J.; Palmer, N. T.; Swinbank, R. Parametrization and influence of subgrid-scale orography in general circulation and numerical prediction models. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 40, n. 1-3, p. 84-109, 1989.

- Milton, F. S.; Wilson, C. A. The impact of parameterized subgrad-scale orographic forcing on systematic errors in a global NWP model. **Monthly Weather Review**, p. 2023-2045, Sep. 1996
- Norte, F. A. Vertical structure of the atmosphere when Zonda wind occurs. In: International conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (American Meteorological Society), 1989. Buenos Aires. **Proceedings...** Buenos Aires: AMS, Nov. 1989.
- Palmer, T. N.; Shutts, G. J.; Swinbank, R. Alleviation of systematic westerly bias in general circulation and gravity wave drag parametrization. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, n. 474, p. 1001-1039, Oct. 1986.
- Peltier, W. R.; Clark, T. L.. The evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. Part II: Surface wave drag and severe downslope windstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v 37, n. 9, p. 2122-2125 1980
- _____. Nonlinear mountain waves in two and three spatial dimensions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 109, p. 527-548, 1983.
- Phillips, D. S. Analytical surface pressure and drag for linear hydrostatic flow over three-dimensional elliptic mountains. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 6, p. 1073-1084, 1984.
- Romero, R. et al.. The influence of vegetation on the Development and structure of mountain waves. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 10, p. 2230-2242, Oct. 1995.

Rozante, J. R. **O impacto do aninhamento no modelo Eta nas previsões de tempo**. São José dos Campos. 101 p. (em andamento para publicação). Dissertação (Mestrado em meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2001.

Seluchi, M.; Norte, F.A.; Chou, S. C.; Satyamurty, P. Analysis of three situations of foehn effect over the Andes (Zonda wind) using the Eta/CPTEC Regional model. - **Weather and Forecasting**. Submetido em 2002

Smith, R. B.. On the severe downslope winds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 23, p. 2597-2603, 1985a.

Stull, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1991. 666 p.

Tibaldi, S.; Buzzi A.; Speranza, A. Orographic Cyclogenesis. Newton C.W.; Holopainen E.O. ed. **Extratropical Cyclones - The Eric Palmen Memorial Volume**. Boston: American Meteorological Society, 1990. Cap. 2, p. 107-127.

Wallace, J. M.; Tibaldi, S.; Simmons J. Reduction os systematic errors in the ECMWF model through the introduction of an envelope orography. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 109, n. 462, p. 683-718, 1983.

Wood N.; Mason P. The pressure force indeced by neutral, turbulent-flow over hills. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 514, n. 119, p. 1233-1267, Oct. 1993.

Zhao, Q.; Carr, F. H.; Lesins, G. B. Improvement of precipitation forecasts by including cloud water in NMC's Eta Model. Conference of Numerical Weather Prediction, 9., Denver, 1991. **Proceedings**. Denver, CO, Amer Meteor. Soc. p. 50-53. 1991.