



**Universidade de
Aveiro
2010**

Departamento de Física

**LINDA DE FÁTIMA
VASCONCELOS
RAMOS MONIZ**

**SIMULAÇÃO DE CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS NO
AEROPORTO DAS LAJES**



**Universidade de
Aveiro
2010**

Departamento de Física

**LINDA DE FÁTIMA
VASCONCELOS
RAMOS MONIZ**

**SIMULAÇÃO DE CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS NO
AEROPORTO DAS LAJES**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia e Oceanografia Física, realizada sob a orientação científica do Dr. Alfredo Rocha, Professor Associado com Agregação do Departamento de Física da Universidade de Aveiro.

o júri
presidente

Professor Doutor Paulo Manuel Cruz Alves da Silva
Professor auxiliar da Universidade de Aveiro

Professor Doutor Alfredo Moreira Caseiro Rocha
Professor Associado com Agregação da Universidade de Aveiro

Doutor Paulo de Melo Gonçalves

agradecimentos

Agradeço ao Prof. Doutor Alfredo Rocha pela orientação, disponibilidade, empenho e incentivo demonstrados na realização desta dissertação.

Agradeço, ainda, ao Tiago Rodrigues por todo o apoio, tanto a nível das corridas do modelo, bem como do manuseamento do GrADS.

Por fim, agradeço ao Juan Ferreira por facultar o ficheiro com melhores resoluções para o arquipélago dos Açores.

palavras-chave

aeroporto das Lajes, rajadas, frente de rajada, *microbursts*, ondas de montanha, *thunderstorms*, *wind shear*.

resumo

Este trabalho visa simular condições atmosféricas desfavoráveis para a aviação no aeroporto das Lajes, em particular para o dia 20 de Novembro de 2009. Neste dia, um airbus A310 da Sata esteve na iminência de se despenhar no momento da aterragem. Assim, simulou-se um período de 24 horas compreendido entre as 00UTC do dia 20 e as 00UTC do dia 21 de Novembro de 2009. Na realização das simulações utilizou-se o modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*), o qual foi configurado com 3 domínios, estando o domínio principal centrado no aeroporto civil das Lajes e os outros 2 aninhados no primeiro.

Ao longo deste trabalho foram estudadas 3 possíveis causas que puseram em perigo o airbus A310 da Sata: formação de ondas de montanha, formação de *thunderstorms* e formação de *windshear*. Para tal foram utilizadas as saídas do modelo WRF, analisadas em GrADS e a parametrização de rajadas convectivas propostas por Bechtold e Bidlot, (2009).

Assim, verificou-se que existiam condições favoráveis para a formação de *thunderstorms*, o que realmente foi corroborado com as informações meteorológicas emitidas pelo observador meteorológico do aeroporto das Lajes. Portanto, uma das possíveis causas poderá estar relacionada com a formação de um *microburst* decorrente da situação convectiva verificada, que ao atingir o solo poderá ter provocado uma frente de rajada. Foi, também, verificado que existiam condições favoráveis à formação de ondas de montanha, que podem, também, ter estado na origem do incidente. Quanto ao *wind shear*, este foi classificado como leve, no entanto, não se poderá descartar esta hipótese totalmente, caso ele estivesse associado a rotores ou frentes de rajada.

keywords

Lajes airport, gusts, gust front, microbursts, mountain waves, thunderstorms, wind shear.

abstract

This project aims to simulate adverse weather conditions that might have harmed civil aviation at Lajes airport on November the 20th 2009. On this particular day, one Sata's Airbus A310 almost crashed during landing. Therefore, it was simulated a period of 24 hours between 00UTC of November the 20th and 00UTC of November the 21st. In order to do so, it was used the WRF (Weather Research and Forecasting) model which was configured with three domains – the main domain centered on civil Lajes airport and the other two nested in the first.

During this work, three feasible causes were considered: mountain waves, thunderstorms and wind shear. For that the WRF output in GrADS was analyzed, and the parameterization of convective gusts proposed by Bechtold and Biblot (2009) was implemented to evaluate strong instantaneous winds.

After analyzing all the data, one concluded that there were favorable conditions for thunderstorms, situation that was later on confirmed by the weather information transmitted by the weather observer at Lajes airport. Furthermore, another probable cause for that dangerous situation is associated with a microburst caused by the convective situation mentioned above, which might have caused a gust front when it reached the ground. In addition, according to the weather conditions verified, it is possible that mountain waves occurred on that day. Finally, despite having been considered tenuous, the wind shear might also have caused the situation, especially if associated with rotors or gust fronts.

Índice:

1. Introdução.....	1
2. Base teórica	3
2.1. Turbulência Orográfica	3
2.2. Turbulência Dinâmica	4
2.3. Rajadas de vento	5
2.4. <i>Thunderstorms</i>	5
2.5. <i>Microbursts</i>	7
2.6. Frente de rajada	8
3. Métodos e dados	10
3.1. Simulação	10
3.2. Parametrização	13
3.3. Imagens	16
4. Resultados/Discussão	17
4.1. Análise da situação sinóptica e determinação do momento da passagem da frente fria	17
4.2. Condições para a formação de ondas de montanha	20
4.3. Condições para a formação de <i>windshear</i>	24
4.4. Condições para a formação de <i>thunderstorms</i>	25
4.5. Análise das parametrizações propostas por Peter Bechtold e Jean-Raymond Bidlot	30
5. Conclusão	33
6. Referências	35
Anexo	37

Lista de figuras:

Figura 1: Fotos tiradas (Paulo Santos, Site 1) aquando da aterragem do airbus A310 CS-TKN da Sata	1
Figura 2: Pista do aeroporto civil das Lajes (Google earth)	1
Figura 3: Topografia da ilha Terceira (Site 2)	2
Figura 4: Ilustração das ondas de montanha e rotores associados (Site 3)	3
Figura 5: Modelo simplificado do ciclo de vida de um <i>Thunderstorm</i> (Ahrens, 1999)	6
Figura 6: Condições que levam ao desenvolvimento de <i>Thunderstorms</i> severos, sobretudo supercelulas (Ahrens, 1999)	7
Figura 7: Evolução de um <i>microburst</i> (Site 6)	8
Figura 8: Ilustração da rajada frontal, bem como de algumas características associadas a um <i>Thunderstorm</i> (Ahrens, 1999)	9
Figura 9: Domínios utilizados na resolução do modelo	10
Figura 10: Carta sinóptica do dia 20/11/2009 às 00UTC (Site 7)	17
Figura 11: Pressão atmosférica ao nível médio do mar entre as 00UTC do dia 20 e as 00UTC do dia 21/11/2009 para um ponto localizado no aeroporto (27.08° W 38.77° N).....	18
Figura 12: Temperatura do ar a 2 metros entre as 00UTC do dia 20 e as 00UTC do dia 21/11/2009 para um ponto localizado no aeroporto (27.08° W 38.77° N)	18
Figura 13: Velocidade do vento a 10 metros entre as 00UTC do dia 20 e as 00UTC do dia 21/11/2009 para um ponto localizado no aeroporto (27.08° W 38.77° N)	19
Figura 14: Imagem de satélite do canal 1 do visível para o dia 20/11/2009 às 11:50UTC (Site 8)	20
Figura 15: Perfil vertical de temperatura (esquerda) e temperatura potencial (direita) (38.77° N 27.08° W - aeroporto) para o dia 20/11/2009 às 10:50UTC	20
Figura 16: Velocidade do vento à altitude de 450 metros (esquerda); perfil vertical do vento acima do monte a Sul do aeroporto (38.71° N 27.12° W) (direita) para o dia 20/11/2009 às 10:50UTC	21

Figura 17: Velocidade do vento à altitude de 690 metros (esquerda); perfil vertical do vento acima do monte a Oés-sudoeste do aeroporto (38.74 ° N 27.22 ° W) (direita) para o dia 20/11/2009 às 10:50UTC	21
Figura 18: Corte zonal de u e w*10 para o dia 20/11/2009 às 10:50UTC para a latitude 38.77 ° N (domínio 1)	22
Figura 19: Corte zonal de u e w*10 para o dia 20/11/2009 às 10:50UTC para a latitude 38.77 ° N (domínio 3)	22
Figura 20: Divergência horizontal do vento a 10 metros para o dia 20/11/2009 às 10:50UTC	23
Figura 21: Vorticidade a 10 metros para o dia 20/11/2009 às 10:50UTC	23
Figura 22: Perfil vertical do vento para as 10:50UTC do dia 20/11/2009 para as coordenadas 38.77N 27.08W (aeroporto)	24
Figura 23: Skew-T das Lajes às 12UTC do dia 20/11/2009 (Site 10)	26
Figura 24: Temperatura e vento aos 950hPa para o dia 20/11/2009 09UTC	27
Figura 25: Linhas de corrente e temperatura para os 850hPa (esquerda); velocidade do vento aos 850hPa (direita) para o dia 20/11/2009 09UTC	28
Figura 26: Humidade relativa para um ponto situado a Sudoeste do domínio (coord: 37.5N 28.5W) para o dia 20/11/2009 09UTC	28
Figura 27: Humidade relativa e linhas de corrente para os 700 hPa para o dia 20/11/2009 09UTC	29
Figura 28: Vento e geopotencial aos 500hPa (esquerda); corrente de jacto e geopotencial aos 300hPa (direita) para o dia 20/11/2009 09UTC	29
Figura 29: Máximos da intensidade do vento a 10 metros para o período compreendido entre as 10:20 e as 11:20UTC do dia 20/11/2009	30
Figura 30: Máximos das rajadas a 10 metros para o período compreendido entre as 10:20 e as 11:20UTC do dia 20/11/2009	31
Figura 31: Máximos da contribuição das rajadas convectivas a 10 metros para o período compreendido entre as 10:20 e as 11.20UTC do dia 20/11/2009	31
Figura 32: Máximos das rajadas convectivas zonais para o período compreendido entre as 10:20 e as 11.20UTC do dia 20/11/2009	32

Lista de tabelas:

Tabela 1: Intensidade do <i>wind shear</i>	5
Tabela 2: Características de cada um dos domínios	10
Tabela 3: Níveis <i>ETA</i>	12
Tabela 4: <i>Wind shear</i>	25
Tabela 5: Índices de estabilidade	27

Lista de símbolos:

P – pressão do nível;

P_{top} – pressão do topo da atmosfera no modelo = 50hPa;

P_s – pressão à superfície;

$U_{10\ gust}$ – rajada a 10 metros;

U_{10} – velocidade do vento zonal a 10 metros;

u_* – velocidade de fricção;

$f\left(\frac{z}{L}\right)$ – função universal;

z – altitude;

L – comprimento de Monin-Obukhov;

$\overline{\theta_v}$ – temperatura potencial virtual média;

k – Constante de Von Kármán;

g – aceleração da gravidade;

$\overline{(w'\theta'_v)}_s$ – fluxo de temperatura potencial virtual à superfície;

θ_* – escala de temperatura potencial virtual;

$\overline{\theta_v}(Z_r)$ – temperatura potencial virtual a 2 metros;

$\overline{\theta_v}(Z_0, h)$ – temperatura potencial virtual à superfície;

T_v – temperatura virtual;

T – temperatura;

r – razão de mistura;

c_p – capacidade térmica mássica do ar seco a pressão constante = $1005\text{ J Kg}^{-1}\text{K}^{-1}$;

R – constante dos gases ideais para o ar seco = $287.05\text{ J Kg}^{-1}\text{K}^{-1}$;

$U_{10\ gust, conv}$ – rajada convectiva a 10 metros;

α – tunable 'mixing' parameter;

U_{850} – velocidade do vento no nível 850hPa;

U_{950} – velocidade do vento no nível 950hPa;

\bar{T} – temperatura média da camada;

p_2 – pressão do nível;

p_1 – pressão à superfície;

ΔZ – espessura da camada;

P – vorticidade potencial de Ertel;

ξ_{θ} – vorticidade relativa;

f – vorticidade planetária;

$\frac{\partial \theta}{\partial p}$ – parâmetro de estabilidade.

1. Introdução:

Esta tese visa compreender o(s) fenómeno(s) meteorológicos que puseram em perigo um Airbus A310 CS-TKN da companhia aérea Sata, toda a tripulação e passageiros, aquando da aterragem do voo S4 131 no Aeroporto Civil das Lajes, ilha Terceira. Este voo decorreu no dia 20 de Novembro de 2009 e a sua aterragem foi às 10:55 UTC (09:55h - Açores). A figura 1 mostra uma sequência de fotografias obtidas no momento da aterragem.



Fig.1 Fotos tiradas (Paulo Santos, Site 1) aquando da aterragem do airbus A310 CS-TKN da Sata.

A pista do aeroporto civil das Lajes tem uma orientação Sudeste-Noroeste (150° - 330°) e fica localizada entre as latitudes 38.73° N e 38.77° N e as longitudes 27.07° W e 27.10° W (figura 2).



Fig.2 Pista do aeroporto civil das Lajes (Google earth).

O aeroporto é rodeado por mar nos lados Norte e Este, a Sul pela Serra do Cume, com 500 metros, a Sudoeste pela Serra do Morião com 632 metros, a Oés-sudoeste pelo Pico Alto com 809 metros e a Serra de Santa Bárbara com uma altitude máxima de 1021 metros, como se pode ver na carta topográfica apresentada na figura 3.

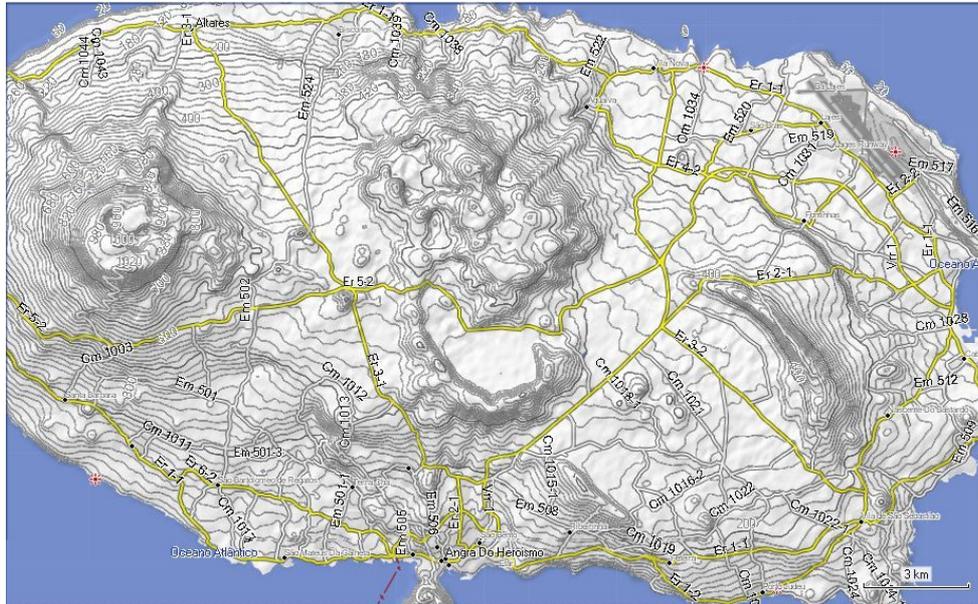


Fig.3 Topografia da ilha Terceira (Site 2).

2. Base teórica:

A meteorologia aeronáutica representa uma valia importantíssima na segurança da aviação. O desenvolvimento constante deste ramo da meteorologia contribui para a prevenção de eventuais acidentes, bem como a redução de custos para as transportadoras aéreas.

São vários os perigos para a aviação inerentes aos fenómenos meteorológicos, tais como:

2.1. **Turbulência Orográfica** – Segundo a informação obtida (site 3), surge pelo facto das massas de ar encontrarem elevações montanhosas, gerando oscilações a sotavento das montanhas (figura 4). O comprimento de onda e a amplitude das oscilações dependem de muitos factores, entre os quais: altura do terreno elevado acima do terreno circundante, velocidade do vento e a instabilidade da atmosfera. As nuvens lenticulares nas cristas das elevações são indicadoras da existência deste tipo de turbulência.

A formação das ondas de montanha pode ocorrer nas seguintes condições:

- Direcção do vento perpendicular ou com uma abertura até, aproximadamente, 30° com o cume da montanha e com a mesma direcção em altura.
- Velocidade do vento no cume acima dos $15KT^1$ (7.72 m/s), aumentando com a altura.
- Estratificação: ar pouco estável / ar estável / ar pouco estável, estando o ar estável acima do cume da montanha.

As correntes verticais dentro das oscilações podem chegar aos 10 m/s. A combinação entre estas correntes e o atrito pode provocar rotores que se formam abaixo das ondas de montanha provocando turbulência severa.

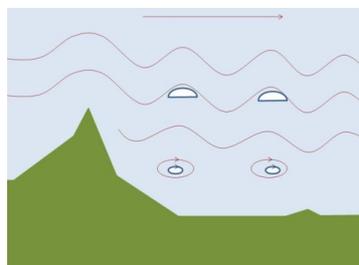


Fig.4 Ilustração das ondas de montanha e rotores associados (site 3).

¹ KT (nó) é uma unidade de medida de velocidade equivalente a uma milha náutica por hora, ou seja 1852 m/h.

2.2. Turbulência Dinâmica:

- Turbulência Frontal – Conforme informação obtida no site 3, surge com a presença de um sistema frontal. É causada pela elevação do ar quente, da instabilidade gerada pela passagem da superfície frontal ou à mudança brusca do vento entre as massas de ar quente e fria. Os casos mais graves de turbulência frontal ocorrem, geralmente, quando a frente fria se desloca rapidamente. Neste caso, a mistura entre as duas massas de ar, bem como as diferenças de velocidade do vento e/ou direção intensificam a turbulência.

A turbulência frontal é frequentemente associada a frentes frias, no entanto, pode também ser produzida nas frentes quentes.

- Turbulência por *Wind Shear* – Segundo a informação obtida (site 5), surge quando a direção e/ou velocidade do vento varia (mais perigoso até aos 600 metros). O *wind shear* pode ser vertical, horizontal, ou ambos. A ICAO (*International Civil Aviation Organization*) define as duas componentes do *wind shear* do seguinte modo:

- *Wind shear* vertical – é definido como a mudança da direção do vento horizontal e/ou a velocidade com a altura.

- *Wind shear* horizontal – é definido como a mudança de direção do vento horizontal e/ou a velocidade com a distância horizontal.

O *wind shear* de baixa altitude pode estar associado a um dos seguintes fenómenos meteorológicos:

- Superfícies frontais;
- Correntes de jacto;
- *Thunderstorms* ou nuvens convectivas, especialmente *Cumulunimbus* ou *Cumulus Congestus*;
- Ondas de montanha;
- *Microbursts*.

Este tipo de turbulência provoca o ganho ou a perda de sustentação da aeronave e coloca em risco os voos, principalmente durante os procedimentos de aterragem e descolagem.

Na aviação a intensidade do *wind shear* é classificada conforme a variação do vento numa determinada distância, como demonstra a tabela 1 (Gomes, 2008).

Intensidade:	Varição:
Leve	0 a 2 m/s em 30m - 0 a 4 KT em 30 m
Moderada	2.6 a 4.1 m/s em 30 m - 5 a 8 KT em 30 m
Forte	4.6 a 6.2 m/s em 30 m - 9 a 12 KT em 30 m
Severa	> 6.2 m/s em 30m - mais de 12 KT em 30 m

Tabela 1 Intensidade do *wind shear*.

2.3. **Rajadas de vento** – São definidas como a variação positiva de intensidade do vento, em relação à sua média, de pelo menos 10KT.

2.4. **Thunderstorms** – Segundo a informação obtida (Ahrens, 2007) são tempestades convectivas. O seu desenvolvimento começa quando o ar quente e húmido sobe num ambiente condicionalmente instável. Por vezes, os *Thunderstorms* produzem ventos turbulentos com rajadas, chuva forte, granizo, trovões e raios. A tempestade pode ser gerada por uma nuvem *Cumulunimbus*, ou nas mais severas por um aglomerados destas. Em alguns casos, a linha de *Thunderstorms* estende-se por centenas de quilómetros. Este é o fenómeno meteorológico que apresenta uma maior variação do vento, sendo, portanto, um dos mais perigosos para a aviação.

Os *Thunderstorms* podem ser divididos em dois tipos:

- Convectivos – surgem em zonas que recebem maior aquecimento solar. Devido ao facto do ar que estava junto à superfície aquecer torna-se menos denso, logo é forçado a subir. Ao subir arrefece formando nuvens do tipo *Cumulus*. Uma vez desenvolvidas precipitam dando origem a correntes descendentes de ar. Cerca de uma hora após o início da precipitação, a corrente quente ascendente é interrompida pela precipitação e a fonte de calor dissipa-se devido ao arrefecimento da superfície (figura 5).

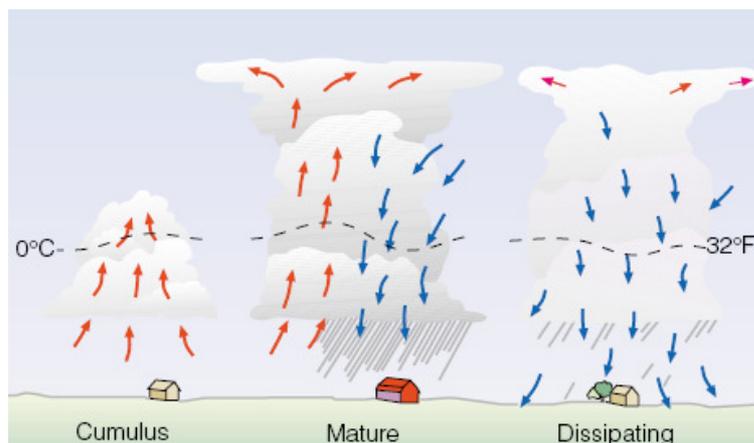


Fig.5 Modelo simplificado do ciclo de vida de um *Thunderstorm* (Ahrens, 1999).

- Frontais – Muitos *thunderstorms* produzem frentes de rajada (*gust front*), normalmente turbulentas, resultantes do espalhamento do ar arrefecido pela precipitação. Este tipo de *thunderstorms* é verticalmente inclinado, por conseguinte a precipitação ocorre em lugares diferentes da corrente quente ascendente, permitindo um tempo de duração maior. A corrente descendente típica atinge áreas bastante grandes, podendo o diâmetro variar entre 1.6 e 8 km. Esta corrente ao atingir a superfície espalha-se, produzindo grandes variações na velocidade horizontal do vento.

Abaixo (ver figura 6) são apresentadas as condições que levam à formação de *Thunderstorms* severos, sobretudo super-células.

Na superfície encontra-se ar frio e seco proveniente da frente fria e ar quente e húmido deixado pela passagem da frente quente. Acima da superfície, por cima do ar quente encontra-se uma “cunha” de ar quente e húmido que flui na direcção Norte. É nesta região que se encontra uma banda relativamente estreita de ventos fortes chamada de jacto de baixo nível (*low-level jet*), os quais podem exceder os 50KT. Logo acima desta camada existe uma “cunha” de ar frio e seco que se move a partir de Sudoeste. Aos 500 hPa vê-se um vale depressionário a Oeste relativamente à baixa pressão à superfície. No nível 300 hPa encontra-se a corrente de jacto, a qual produz divergência fazendo com que a convergência à superfície aumente e que o ar ascenda. A zona assinalada a vermelho mostra o local preferencial para a formação de super-células.

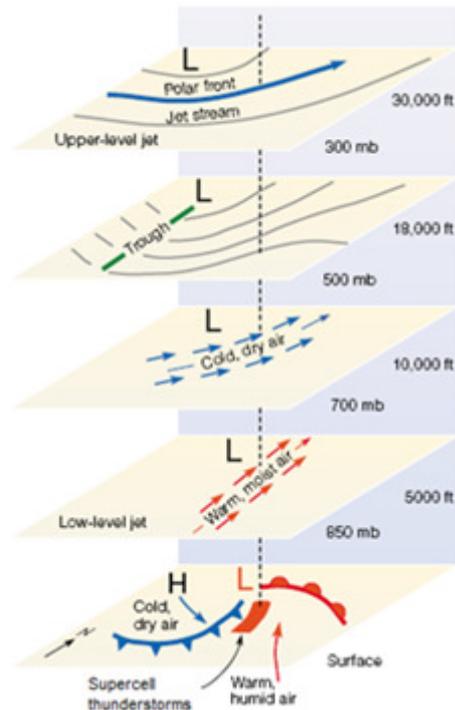


Fig.6 Condições que levam à formação de Thunderstorms severos, sobretudo supercélulas (Ahrens, 1999).

2.5. **Microbursts** – Conforme informação adquirida (Ahrens, 2007) podem aparecer em qualquer situação meteorológica convectiva.

O *microburst* consiste numa forte corrente descendente de ar. Esta corrente ao atingir o solo espalha-se horizontalmente num raio de 4 km ou menos formando, por vezes, intensos vórtices horizontais. Estes vórtices podem atingir os 600 metros de altura. Contudo, se o raio do espalhamento das correntes descendentes for superior a 4 km este fenómeno passa a chamar-se *macroburst*.

A intensidade do vento tende a ser significativa e a aumentar a partir do momento em que o *microburst* atinge o solo, o que acontece, normalmente, 5 minutos após a sua formação, atingindo o seu máximo passados 10 minutos. A partir dos 15 minutos, o *microburst*, tende a dissipar-se (figura 7). Segundo Ahrens um *microburst* intenso pode produzir ventos de intensidade superior a 145KT.

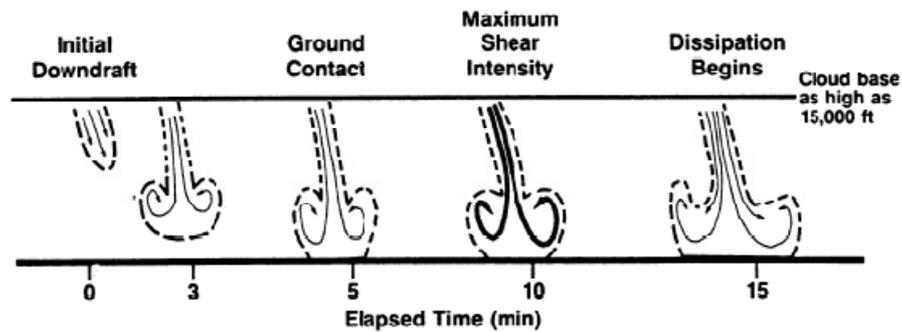


Fig.7 Evolução de um *microburst* (Site 6).

É de realçar que pode ocorrer mais do que um *microburst* na mesma formação, portanto os pilotos devem manter-se alerta mesmo que já tenham identificado um. Outro aspecto importante é o facto de vários *microbursts* poderem provocar uma série de vórtices junto ao solo.

Os *microbursts* podem ser divididos em:

- *Microbursts* secos – acontece muitas vezes em situações de virga, quando o ar abaixo da nuvem é muito seco e a precipitação gerada é evaporada resultando num arrefecimento do ar, o qual, por diferença de densidades desce. Com o decorrer do processo de evaporação o ar descendente acelera provocando um *microburst*.
- *Microbursts* molhados – acontecem quando a superfície está mais quente que o ambiente e ocorrem aquando da precipitação, principalmente quando esta ocorre sob a forma de granizo.

Na presença de variações verticais da velocidade, verifica-se que os ventos verticais nos *microbursts* aumentam a sua intensidade com a altitude, atingindo valores máximos a partir dos 500FT. As correntes descendentes que se encontram nos centros dos *microbursts* mais fortes podem ter velocidades maiores que 3000FT/min, onde a intensidade das correntes dependem sobretudo da altitude e da proximidade a que a corrente se encontra em relação ao centro do *microburst*. Fenómenos mais críticos do que as correntes descendentes são as alterações verticais que podem existir devido aos vórtices horizontais associados aos *microbursts*.

2.6. **Frente de rajada (*gust front*)** – Segundo a informação obtida (Ahrens, 2007) quando a corrente descendente fria atinge a superfície da terra espalha-se em todas as direcções produzindo uma forte frente de rajada (ver figura 8). Para um observador no solo a passagem de uma frente de rajada assemelha-se à passagem de uma frente fria, pois ao longo da passagem a temperatura

diminui acentuadamente e o vento muda de direcção, tornando-se mais intenso e com rajadas, excedendo, por vezes os 55KT. Ao longo da “borda” da frente de rajada o ar é muito turbulento. O ar frio deixado pela passagem da frente de rajada pode perdurar por horas, até à extinção da tempestade.

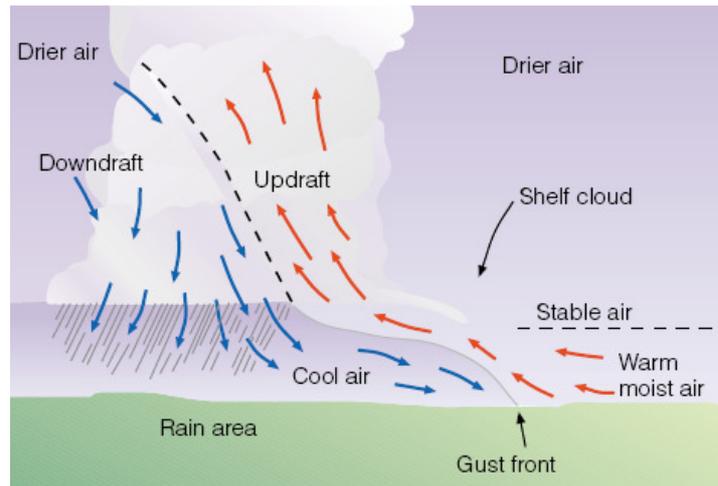


Fig. 8 Ilustração da rajada frontal, bem como de algumas características associadas a um *Thunderstorm* (Ahrens, 1999).

3. Métodos e Dados:

3.1. Simulação:

Para a realização desta tese simulou-se um período de 24 horas compreendido entre 20 e 21 de Novembro de 2009. Para tal utilizou-se o modelo de mesoscala *Weather Research and Forecasting* (WRF) (Skamarock et al., 2008) o qual foi configurado com três domínios: domínio 1, domínio 2 e domínio 3. Os dois últimos foram aninhados no domínio 1, ou seja, no domínio principal, e “comunicam” com este nos dois sentidos (*two-way nesting*).

Os domínios foram desenhados com a configuração ilustrada na figura 9 e com as características apresentadas na tabela 2:

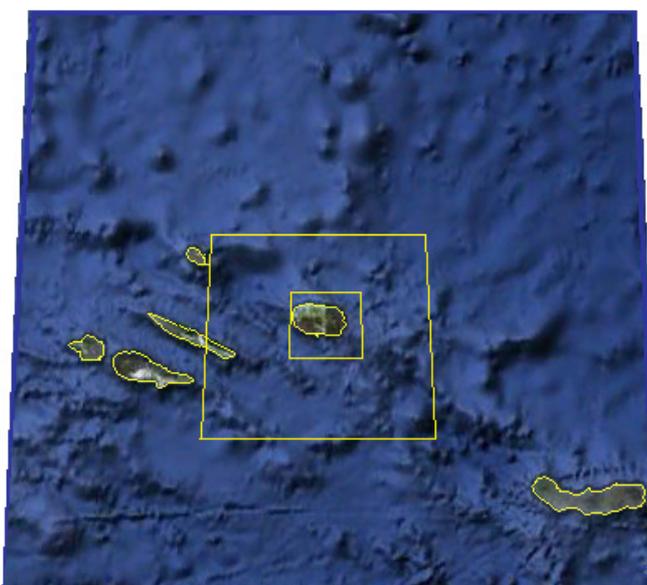


Fig.9 Domínios utilizados na resolução do modelo.

	Domínio 1	Domínio 2	Domínio 3
Nº de pontos na direcção Sul-Norte	40	40	40
Nº de pontos na direcção Oeste-Este	40	40	40
Nº de níveis verticais	41	41	41
Resolução espacial horizontal (km)	9	3	1
Dimensão Sul-Norte (km)	360	120	40
Dimensão Oeste-Este (km)	360	120	40
Rácio	1	1/3	1/3
Ponto central	38.77° N 27.08° W		

Tabela 2 Características de cada um dos domínios.

Numa primeira fase foi necessário preparar condições iniciais e de fronteira. Para tal, foram retiradas, para os dias 20 (00, 06, 12, 18 horas) e 21 (00 horas) do mês de Novembro de 2009, análises do Modelo Global de Previsão GFS (NCEP, 2003).

De forma a obter-se um maior número de níveis próximos da superfície foram calculados do seguinte modo, níveis *ETA* no modelo:

Assumindo equilíbrio hidrostático e utilizando a equação de estado para uma atmosfera isotérmica (Rocha, 2006):

$$\frac{\partial P}{\partial Z} = -\rho g$$

$$P = \rho RT$$

Sendo:

P – pressão do nível;

Z – altitude;

ρ – densidade do ar;

g – aceleração da gravidade;

R – constante para o ar seco = $287.05 \text{ J K}^{-1} \text{ K}^{-1}$;

T – temperatura.

Obtém-se:

$$\frac{\partial P}{\partial Z} = -\frac{gP}{R\bar{T}} = -\frac{P}{H}$$

Sendo:

\bar{T} – temperatura média vertical da atmosfera;

H – factor de escala, dado por:

$$H = \frac{R\bar{T}}{g}$$

Com:

$$\bar{T} = \frac{\int_{P_s}^P T d \ln P}{\ln \frac{P}{P_s}}$$

Sendo:

P_s – pressão à superfície.

Integrando em altitude, entre a superfície e o topo da atmosfera, obtém-se a pressão no nível Z :

$$P = P_s e^{-\frac{Z}{H}}$$

O nível ETA à pressão P é dado por:

$$ETA = \frac{P - P_{top}}{P_s - P_{top}} \text{ (Skamarock et al., 2008)}$$

Com:

P – pressão do nível;

P_{top} – pressão do topo da atmosfera no modelo = 50 hPa;

P_s – pressão à superfície.

Foram calculados níveis ETA para as altitudes seguintes:

Nível	Z	P	ETA	Nível	Z	P	ETA
1	0	1013.25	1.000	22	3100	663.04	0.636
2	20	1010.48	0.997	23	4000	586.24	0.557
3	40	1007.72	0.994	24	5000	511.28	0.479
4	60	1004.97	0.991	25	6000	445.91	0.411
5	100	999.48	0.986	26	7000	388.90	0.352
6	150	992.67	0.979	27	8000	339.18	0.300
7	200	985.90	0.972	28	9000	295.81	0.255
8	250	979.18	0.965	29	10000	257.99	0.216
9	300	972.51	0.958	30	11000	225.01	0.182
10	350	965.88	0.951	31	12000	196.24	0.152
11	400	959.30	0.944	32	13000	171.15	0.126
12	500	946.26	0.930	33	14000	149.27	0.103
13	600	933.40	0.917	34	15000	130.18	0.083
14	700	920.72	0.904	35	16000	113.54	0.066
15	800	908.21	0.891	36	17000	99.02	0.051
16	900	895.87	0.878	37	18000	86.36	0.038
17	1000	883.70	0.866	38	19000	75.32	0.026
18	1200	859.85	0.841	39	20000	65.69	0.016
19	1500	825.28	0.805	40	21000	57.29	0.008
20	1900	781.33	0.759	41	22000	49.97	0.000
21	2500	719.76	0.695				

Tabela 3 Níveis ETA .

3.2. Parametrização:

Uma vez que os modelos calculam valores instantâneos do vento, estes poderão não representar o valor máximo da intensidade do vento entre dois instantes de tempo. Assim sendo, existe a necessidade de se estimar rajadas. Portanto, será utilizada uma parametrização de rajadas utilizada pelo Centro Europeu de Previsão a Médio Prazo (ECMWF), a qual consiste na soma do vento instantâneo a 10 metros e de uma rajada turbulenta, a qual depende da estabilidade estática da camada limite. Esta parametrização surgiu de uma relação empírica, baseada num espectro de turbulência observado.

Esta formulação provou ser bem sucedida quando comparada com os comunicados SYNOP, METAR e Buoy. Contudo, não representa rajadas que são geradas em situações de convecção profunda, quer através de correntes descendentes num ambiente de cisalhamento do vento, quer em correntes descendentes impulsionadas por evaporação. Assim, foi introduzida uma contribuição convectiva apresentada em Cy35rl (30 de Setembro de 2008). Esta contribuição de rajadas convectivas é estimada através do *wind shear* de baixa altitude e tem a vantagem, da sua contribuição ser significativa apenas em situações de forte *wind shear*. (Bechtold and Bidlot, 2009).

Assim, em primeiro lugar, as rajadas de vento foram parametrizadas utilizando a velocidade do vento a 10 metros e uma rajada turbulenta em função da estabilidade estática da camada limite (Bechtold and Bidlot, 2009):

$$U_{10\text{ gust}} = U_{10} + 7.71u_*[1 + f\left(\frac{z}{L}\right)]$$

Onde:

$U_{10\text{ gust}}$ – rajada a 10 metros;

U_{10} – velocidade do vento zonal a 10 metros;

u_* – velocidade de fricção;

$f\left(\frac{z}{L}\right)$ – função universal.

Função universal utilizada:

$$\phi\left(\frac{z}{L}\right) = 1 + 6\frac{z}{L}, \text{ pois } 0 < \frac{z}{L} < 1 \text{ (Foken, 2004)}$$

Em que:

z – altura;

L – comprimento de Monin-Obukhov. Dado por:

$$L = -\frac{u_*^3 \overline{\theta_v}}{kg(\overline{w'\theta'_v})_s} \text{ (Lopes, 2009)}$$

Onde:

- u_* – velocidade de fricção;
- $\overline{\theta_v}$ – temperatura potencial virtual média;
- k – Constante de Von Kármán;
- g – aceleração da gravidade;
- $(\overline{w'\theta'_v})_s$ – fluxo de temperatura potencial virtual à superfície;

Esta equação pode ser simplificada recorrendo à Teoria das Similitudes. Ficando, portanto:

$$L \approx \frac{u_*^2 \overline{\theta_v}}{kg\theta_*} \text{ (Lopes, 2009)}$$

Onde:

- u_* – velocidade de fricção;
- $\overline{\theta_v}$ – temperatura potencial virtual;
- k – Constante de Von Kármán;
- g – aceleração da gravidade;
- θ_* – escala de temperatura potencial virtual, a qual é proporcional a :

$\overline{\theta_v}(Z_r) - \overline{\theta_v}(Z_0, h)$ - diferença vertical de temperatura potencial virtual.

Sendo:

- $\overline{\theta_v}(Z_r)$ – temperatura potencial virtual a 2 metros;
- $\overline{\theta_v}(Z_0, h)$ – temperatura potencial virtual à superfície;

Nota: A temperatura potencial virtual foi calculada através da temperatura virtual:

$$T_v = T(1 + 0.608r) \text{ (Holton, 2004)}$$

Onde:

T_v – temperatura virtual;

T – temperatura;

r – razão de mistura.

$$\theta_v = T_v \left(\frac{100000}{P} \right)^{R/c_p} \text{ (Holton, 2004)}$$

Onde:

θ_v – temperatura potencial virtual;

T_v – temperatura virtual;

P – pressão ao nível médio do mar;

c_p – capacidade térmica mássica do ar seco a pressão constante = $1005 \text{ J K}^{-1} \text{ K}^{-1}$;

R – constante para o ar seco = $287.05 \text{ J K}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Contundo, esta formulação não pode representar rajadas que são geradas em situações de convecção profunda. Por tal facto, as rajadas convectivas são estimadas em proporção ao *wind shear* de baixa altitude (Bechtold and Bidlot, 2009):

$$U_{10 \text{ gust, conv}} = \alpha \max (0, U_{850} - U_{950})$$

Onde:

$U_{10 \text{ gust, conv}}$ – rajada convectiva;

α – tunable ‘mixing’ parameter;

$U_{850} - U_{950}$ – diferença da velocidade do vento entre os níveis 850hPa e 950hPa, representado por isso o *wind shear* de baixa altitude.

Porém, em vez de se utilizar U_{850} e U_{950} utilizou-se U para 2 níveis *eta* do modelo que se situam a altitudes aproximadas das altitudes dos níveis isobáricos 850 e 950hPa, de forma a evitar situações em que estas superfícies isobáricas se possam encontrar abaixo da superfície.

Para isso utilizou-se a equação da espessura da camada:

$$\Delta Z = -\frac{R\bar{T}}{g} \ln \left(\frac{p_2}{p_1} \right) \text{ (Holton, 2004)}$$

Em que:

ΔZ - espessura da camada;

R – constante dos gases ideais para o ar seco;

\bar{T} – temperatura média da camada;

g – aceleração da gravidade;

p_2 – pressão do nível;

p_1 – pressão à superfície.

O total das rajadas é dado pela soma das rajadas turbulentas e das rajadas convectivas.

Nota: Todos os máximos da velocidade do vento correspondem ao período compreendido entre as 10:20UTC e as 11:20UTC.

3.3. **Imagens:**

Para uma melhor análise da situação meteorológica utilizou-se:

- a carta sinóptica das 00UTC do dia 20 de Novembro de 2009 (Site 7);
- imagem de satélite do visível das 11:50UTC (Site 8);
- metar das 09 às 18UTC (Site 9);
- skew-t das 12UTC (Site 10).

4. Resultados/Discussão:

4.1. Análise da situação sinóptica e determinação do momento da passagem da frente fria:

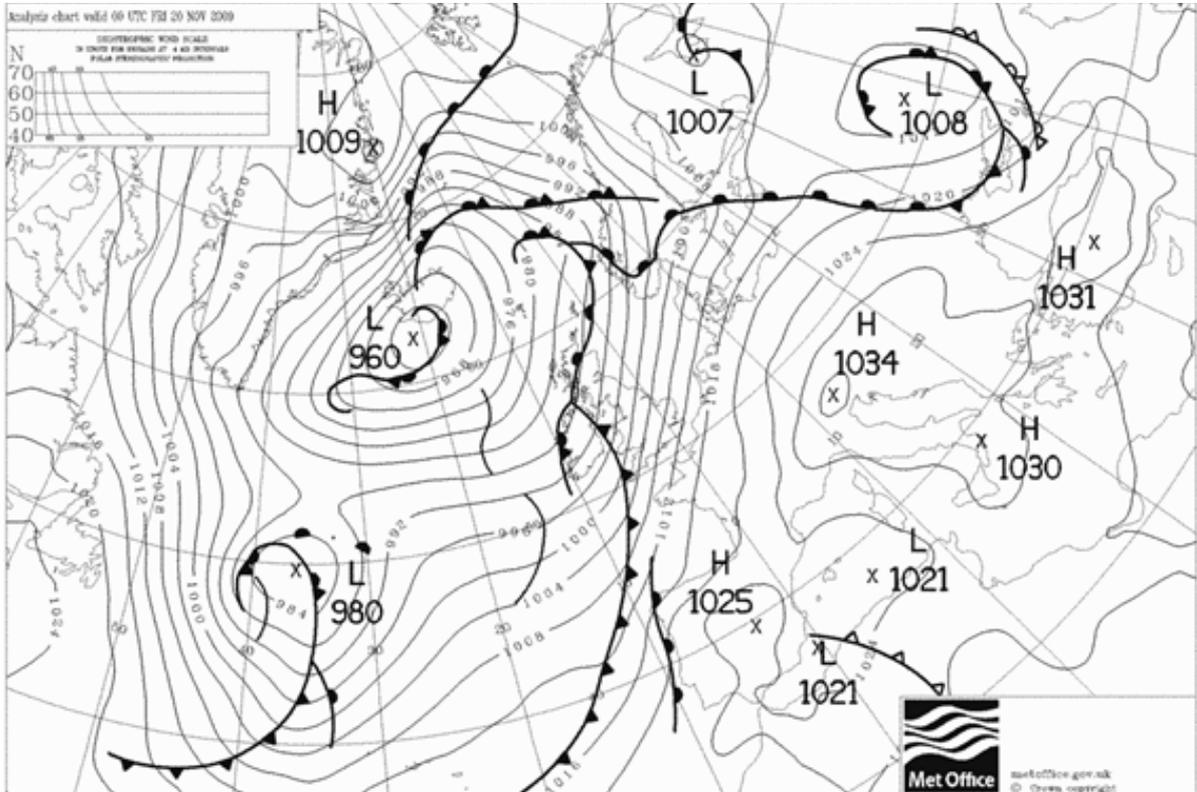


Fig.10 Carta sinóptica do dia 20/11/2009 às 00UTC (Site 7).

Pela análise da carta sinóptica das 00UTC do dia 20 de Novembro de 2009 pode-se observar uma frente fria em aproximação ao arquipélago dos Açores que está associada a uma depressão a Noroeste do mesmo. Portanto, espera-se que o estado do tempo se degrade com o passar das horas.

Com o objectivo de compreender o momento da passagem da frente foram extraídas séries temporais da pressão ao nível médio do mar, da temperatura e do vento para um ponto situado no aeroporto (longitude = 27.08W e latitude = 38.77N).

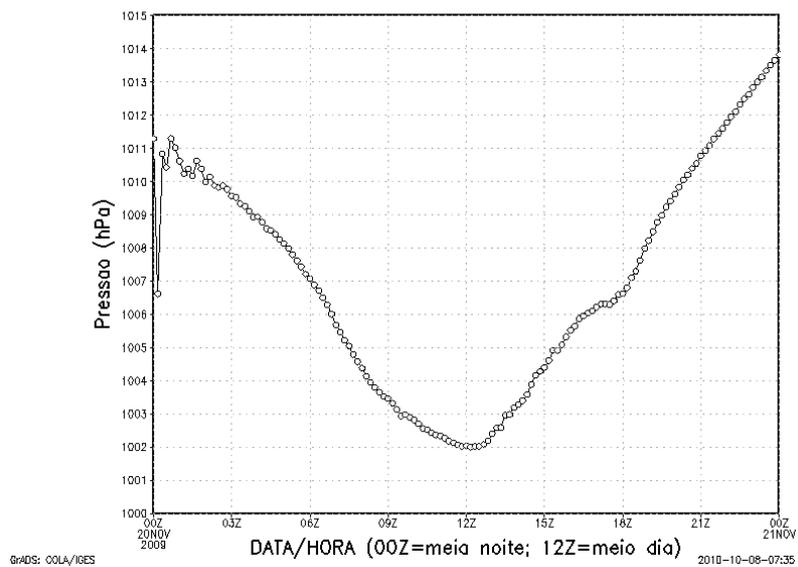


Fig.11 Pressão atmosférica ao nível médio do mar entre as 00UTC do dia 20 e as 00UTC do dia 21/11/2009 para um ponto localizado no aeroporto (27.08 ° W 38.77 ° N).

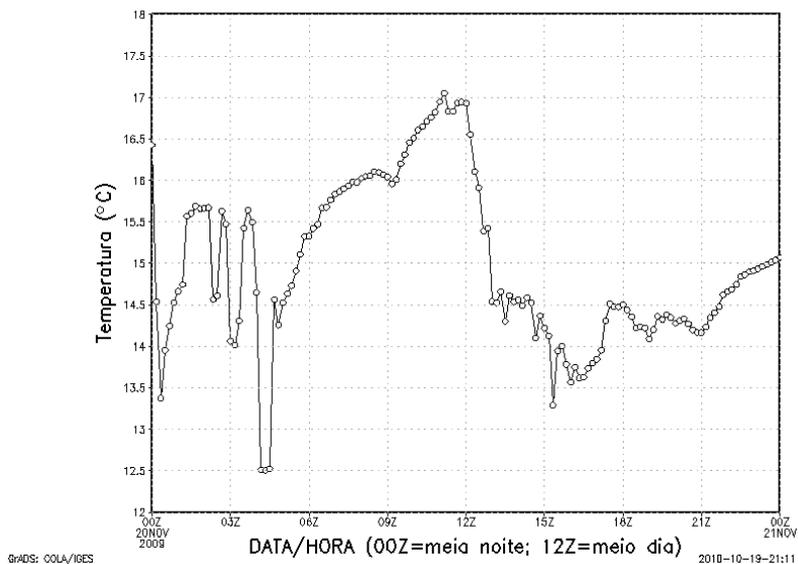


Fig.12 Temperatura do ar a 2 metros entre as 00UTC do dia 20 e as 00UTC do dia 21/11/2009 para um ponto localizado no aeroporto (27.08 ° W 38.77 ° N).

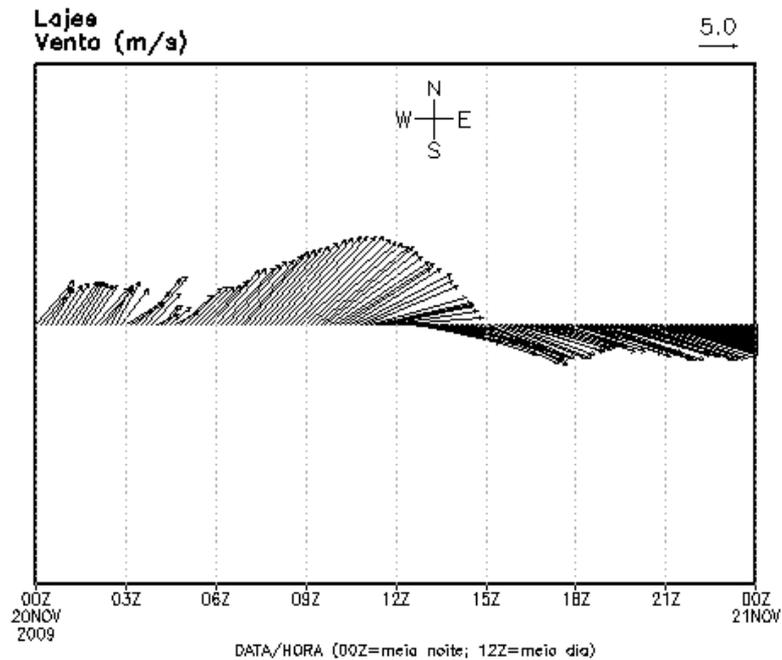


Fig.13 Velocidade do vento a 10 metros entre as 00UTC do dia 20 e as 00UTC do dia 21/11/2009 para um ponto localizado no aeroporto ($27.08^{\circ} W$ $38.77^{\circ} N$).

Pela análise das séries temporais constatou-se que a frente fria passa entre as 11:30 e as 12:30UTC. Isto é verificado, pois a passagem da frente é marcada pelos seguintes parâmetros:

- Diminuição ligeira da pressão atmosférica antes da passagem da frente, mínimo de pressão à passagem da frente e aumento brusco após a passagem da frente;
- Diminuição brusca da temperatura do ar após a passagem da frente;
- Mudança da direcção dominante do vento após a passagem da frente (de Sudoeste para Noroeste).

Através da imagem de satélite do visível das 11:50UTC (figura 14) pode-se verificar que a região dos Açores, especialmente o Grupo Central, encontra-se afectada por uma mancha nebulosa, a qual está associada à passagem da frente fria.

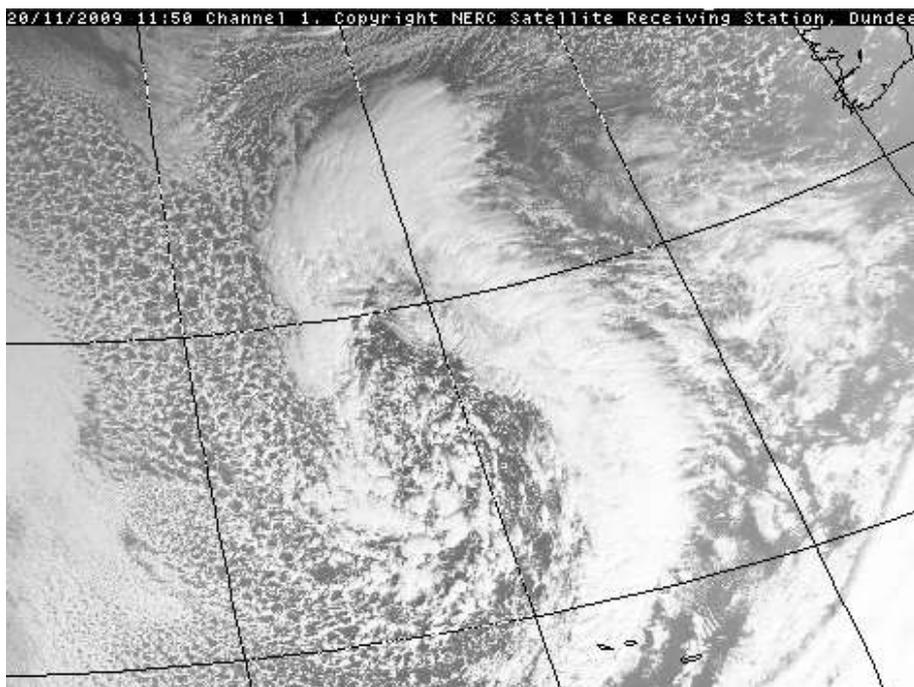


Fig.14 Imagem de satélite do canal 1 do visível para o dia 20/11/2009 às 11:50UTC (Site 8).

4.2. Condições para a formação de ondas de montanha:

Uma vez que nas proximidades do aeroporto existem 2 acidentes topográficos, relativamente importantes, situados a Sul e a Oés-sudoeste da pista e perpendiculares à direcção do vento serão verificadas, abaixo, se existem condições favoráveis à formação de ondas de montanha.

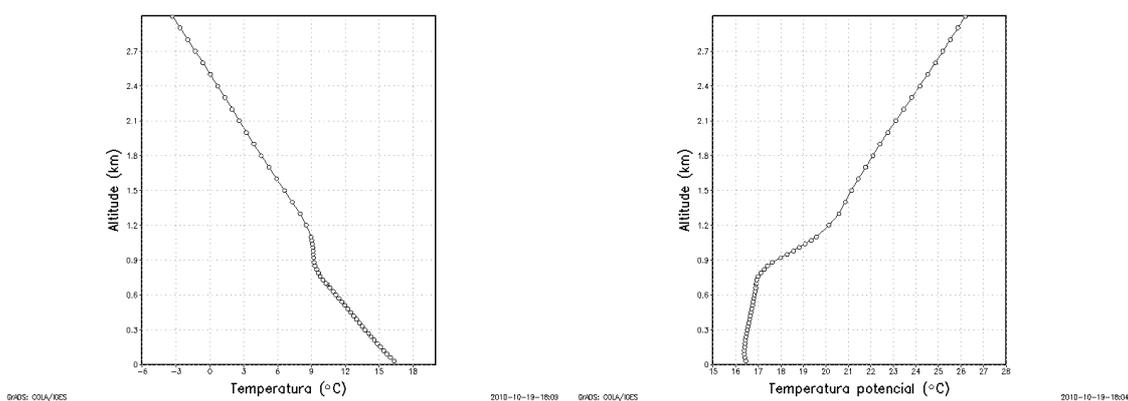


Fig.15 Perfil vertical de temperatura (esquerda) e temperatura potencial (direita) ($38.77^{\circ} \text{ N } 27.08^{\circ} \text{ W}$ - aeroporto) para o dia 20/11/2009 às 10:50UTC.

Nota: Considerou-se os perfis verticais de temperatura e temperatura potencial representativos da região.

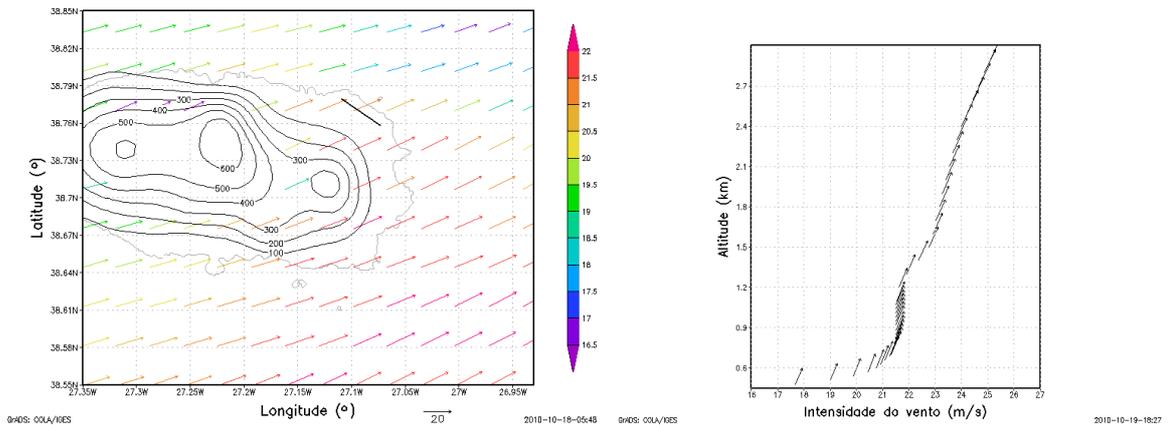


Fig.16 Velocidade do vento à altitude de 450 metros (esquerda); perfil vertical do vento acima do monte a Sul do aeroporto (38.71 ° N 27.12 ° W) (direita) para o dia 20/11/2009 às 10:50UTC.

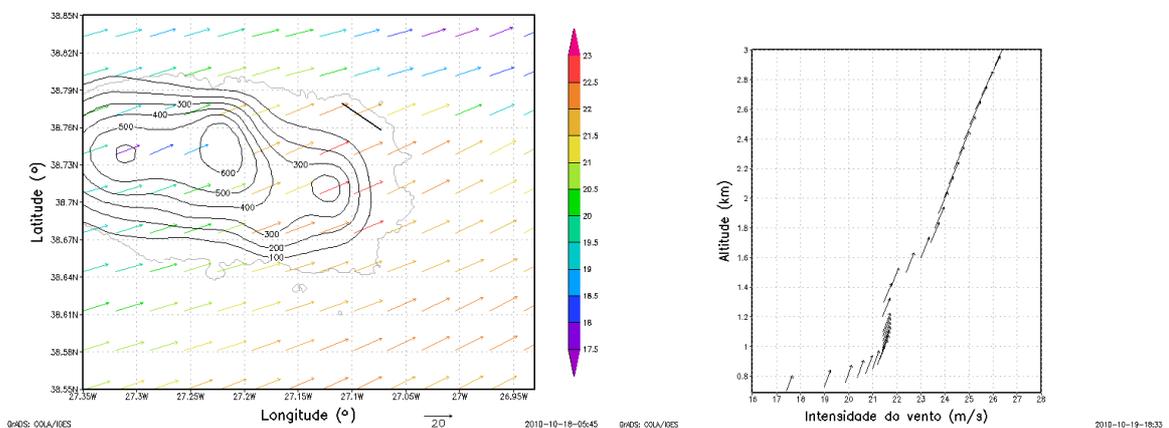


Fig.17 Velocidade do vento à altitude de 690 metros (esquerda); perfil vertical do vento acima do monte a Oés-sudoeste do aeroporto (38.74 ° N 27.22 ° W) (direita) para o dia 20/11/2009 às 10:50UTC.

Através da análise das figuras pode-se verificar que o vento incide com um ângulo inferior a 30° no topo dos acidentes topográficos, uma vez que estes estão orientados na direcção Sudeste/Noroeste, tornando-se mais intenso a sotavento (aproximadamente mais 3 m/s). É de frisar que o vento, a partir do topo dos montes, aumenta de intensidade e mantém a direcção, como se pode ver nos perfis verticais do vento. Recorrendo ao perfil vertical de temperatura pode-se constatar que a atmosfera encontra-se condicionalmente instável até, aproximadamente, aos 800 metros de altitude, sendo que a partir daí, até, sensivelmente, aos 1100 metros encontra-se uma atmosfera estável, visto que a temperatura mantém-se, aproximadamente, constante e a temperatura potencial aumenta. A partir dos 1100 metros, a atmosfera encontra-se, novamente condicionalmente instável.

Deste modo, pode-se concluir que o monte localizado a Oés-sudoeste do aeroporto cumpre os 3 requisitos para a formação de ondas de montanha. Contudo, o monte localizado a Sul do aeroporto parece não apresentar condições tão favoráveis, uma vez que acima deste ainda se encontra uma camada de ar condicionalmente instável.

De forma a fundamentar melhor o que foi dito, foram desenhados 2 cortes zonais de u e w .

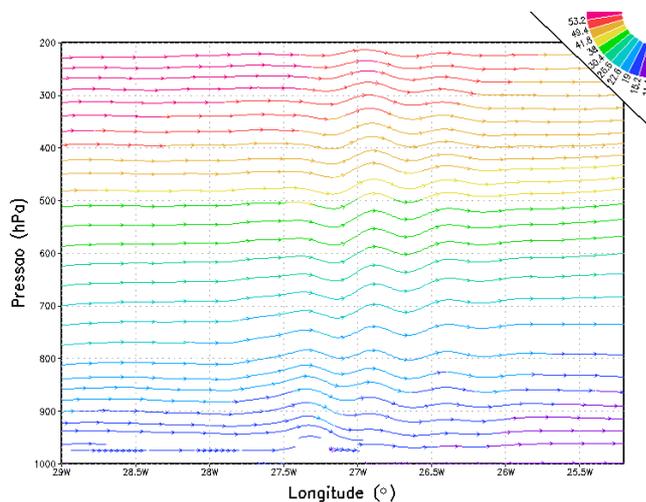


Fig.18 Corte zonal de u e $w*10$ para o dia 20/11/2009 às 09UTC para a latitude 38.77° N (domínio 1).

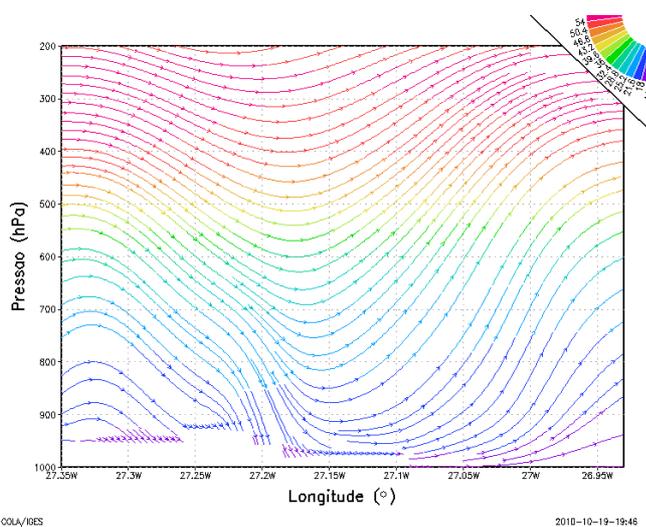
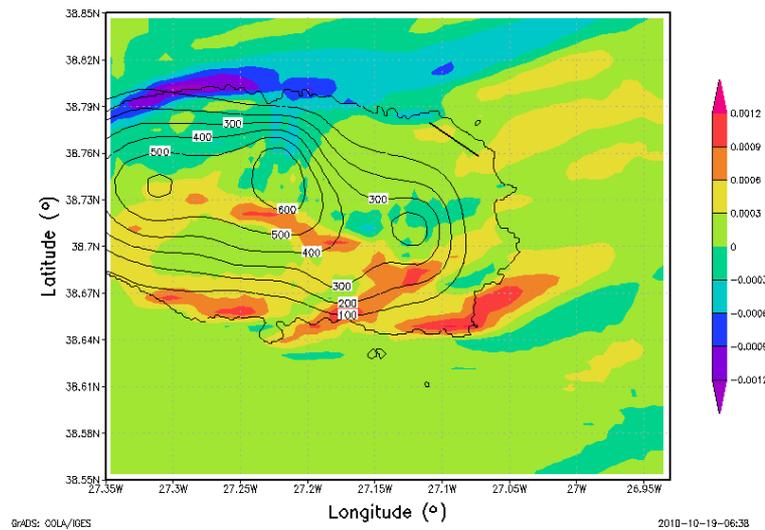
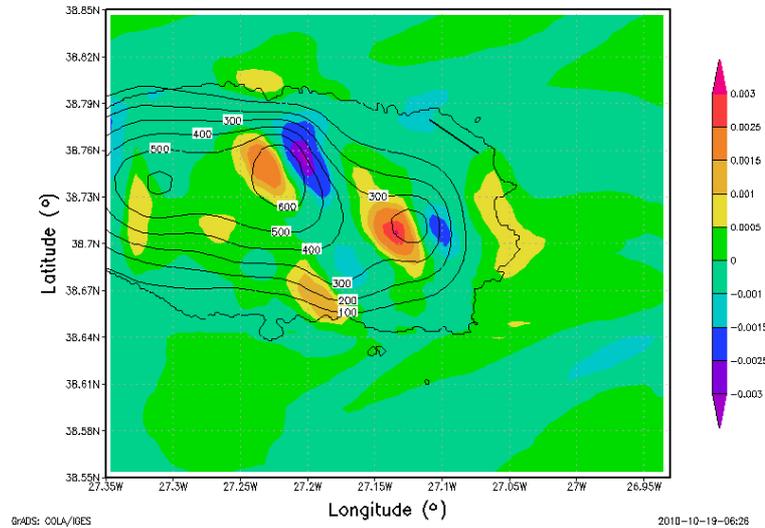


Fig.19 Corte zonal de u e $w*10$ para o dia 20/11/2009 às 10:50UTC para a latitude 38.77° N (domínio 3).

O primeiro corte corresponde ao domínio 1, no qual se observa uma corrente zonal sobre o oceano, contudo, esta corrente, começa a sofrer oscilações quando encontra a ilha. Quanto ao segundo corte (domínio 3) pode-se ver uma corrente descendente (ver, também, figura 1 e 2 do anexo) antes do acidente topográfico localizado a Oés-sudoeste do aeroporto, a qual promove uma zona de divergência horizontal do vento e uma corrente ascendente (ver, também, figura 1 e 2 do anexo) após

o acidente topográfico, a qual promove uma zona de convergência horizontal do vento. Isto poderá ser comprovado recorrendo à figura 20.



A figura 21 pode corroborar o que foi escrito acima, pois a Oeste do acidente topográfico localizado a Oés-sudoeste do aeroporto existe vorticidade negativa, e a Este positiva.

Em termos físicos:

Recorrendo à equação da vorticidade potencial de Ertel:

$$P = (\xi_{\theta} + f) \left(-g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) = cte. \text{ (Holton, 2004)}$$

E, uma vez que, o fluxo do ar, neste caso, é baroclínico: $-\frac{\partial\theta}{\partial p}$ varia segundo o movimento, a grandeza que se conserva é o P. Portanto, na aproximação do acidente topográfico como $-\frac{\partial\theta}{\partial p}$ diminui, para haver conservação de P, ξ_θ tem de aumentar, $\xi_\theta > 0$. Isto é conseguido com curvatura ciclónica, que corresponde a um deslocamento para Norte, ou seja, f também aumenta.

Na subida do acidente topográfico, $-\frac{\partial\theta}{\partial p}$ aumenta, pois para haver conservação de P, ξ_θ tem de diminuir, $\xi_\theta < 0$. Isto é conseguido com curvatura anticiclónica, que corresponde a um deslocamento para Sul, ou seja, f diminui.

Na descida do acidente topográfico, $-\frac{\partial\theta}{\partial p}$ diminui, para haver conservação de P, ξ_θ tem de aumentar, $\xi_\theta > 0$. Isto é conseguido com curvatura ciclónica, que corresponde a um deslocamento para Norte, ou seja, f também aumenta.

Por fim, depois do fluxo do ar já ter atravessado o acidente topográfico, $-\frac{\partial\theta}{\partial p}$ aumenta, pois para haver conservação de P, ξ_θ tem de diminuir, $\xi_\theta < 0$. Isto é conseguido com curvatura anticiclónica, que corresponde a um deslocamento para Sul, ou seja, f diminui.

4.3. Condições para a formação de *windshear*:

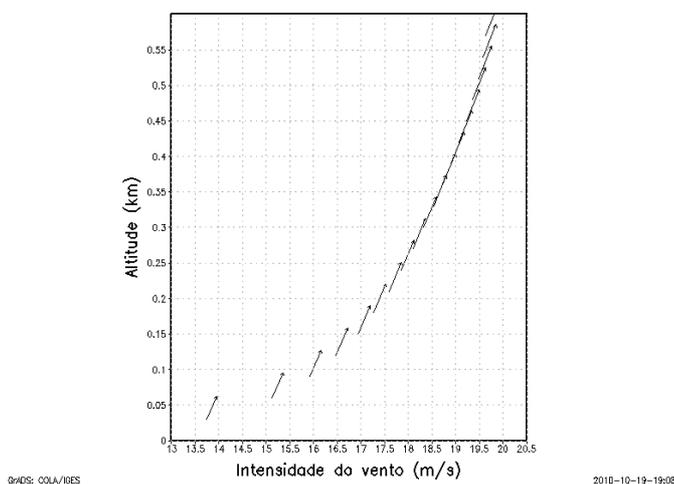


Fig.22 Perfil vertical do vento para as 10:50UTC do dia 20/11/2009 para as coordenadas 38.77N 27.08W (aeroporto).

Analisando o perfil vertical do vento para os primeiros 600 metros de altitude pode-se verificar que a intensidade do *wind shear* vertical é leve, pois a diferença entre 2

altitudes consecutivas (30 metros) é sempre inferior a 2 m/s. É de salientar que a direcção do vento mantém-se aproximadamente constante em altitude.

Com o intuito de perceber se o *wind shear* existente era direccional ou resultante da variação vertical da intensidade da velocidade do vento calculou-se na tabela 4 o módulo do vector *wind shear* $|\overline{WS}|$ e a diferença do módulo de velocidade $\Delta|\vec{v}|$ entre os níveis pretendidos.

Altitude (m)	u (m/s)	v (m/s)	$ \vec{v} $ (m/s)	$ \overline{WS} $ (m/s)	$\Delta \vec{v} $ (m/s)
10	12.1740	5.71409	13.44831		
30	13.7401	6.41139	15.16233	3.22691063	3.22612724
60	15.1279	7.01310	16.67444	2.36859138	2.36718075
90	15.9222	7.33262	17.52951	1.43600023	1.43333741
120	16.4664	7.53321	18.10778	1.07751952	1.07381932
150	16.9358	7.69822	18.60333	0.85071451	0.84586230
180	17.2740	7.80060	18.95364	0.68431209	0.67803835
210	17.5918	7.89302	19.28137	0.60229154	0.59500891
240	17.8551	7.95896	19.54865	0.52731533	0.51886009
270	18.1040	8.01837	19.80023	0.48142135	0.47230832
300	18.3247	8.06499	20.02096	0.44023969	0.43052153
330	18.5351	8.10761	20.23075	0.41244054	0.40253670
360	18.7295	8.14401	20.42349	0.38300697	0.37329814
390	18.9116	8.17791	20.60405	0.35403799	0.34512767
420	19.0776	8.20858	20.76862	0.32051193	0.31296755
450	19.2264	8.23815	20.91702	0.28405933	0.27840954
480	19.3557	8.26646	21.04703	0.26463032	0.25996889
510	19.4849	8.29478	21.17699	0.22762070	0.22218499
540	19.5795	8.30799	21.26922	0.15481004	0.14653242
570	19.6393	8.30604	21.32352	0.11966324	0.10863817
600	19.6991	8.30410	21.37785		

Tabela 4 *Wind shear*.

Como $|\overline{WS}| \cong \Delta|\vec{v}|$ pode-se concluir que o *wind shear* deve-se à variação vertical da intensidade da velocidade do vento.

4.4. Condições para a formação de *Thunderstorms*:

Na análise dos METAR verifica-se a queda da pressão, a qual atinge um mínimo no SPECI das 12:15UTC, bem como a queda da temperatura. (ver METAR e SPECI em anexo)

É de salientar o envio de um SPECI às 10:25UTC (pouco antes da aterragem do avião), no qual se regista um aguaceiro de chuva no aeroporto e a presença de *Cumulunimbus*.

Logo após a aterragem, no METAR das 11:00UTC, registou-se o máximo da rajada com 41KT.

A partir das 12:15UTC até às 16:00UTC registou-se a ocorrência de precipitação sob a forma de chuva.

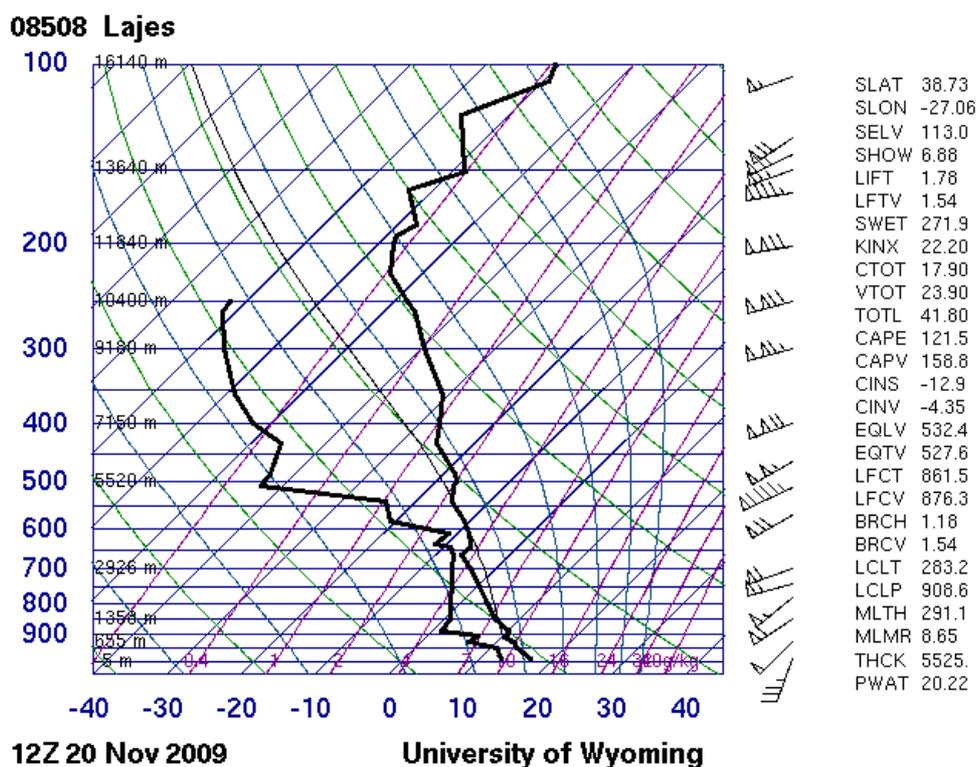


Fig.23 Skew-T das Lajes às 12UTC do dia 20/11/2009 (Site 10).

A figura acima mostra o Skew-T das 12UTC onde se pode observar que a atmosfera encontrava-se condicionalmente instável até, aproximadamente, aos 910hPa. A partir daí e, aproximadamente, até aos 880hPa verifica-se uma inversão da temperatura, traduzindo-se numa camada estável. Acima da inversão verifica-se outra camada condicionalmente instável, até, aproximadamente, aos 660hPa. A partir daí dá-se, novamente, uma inversão da temperatura, a qual se traduz noutra camada estável, que actua como inibidor ao ar húmido que se encontrava abaixo. Acima desta camada, o ar é mais frio e seco reflectindo-se, assim, noutra camada condicionalmente instável. O arrefecimento desta camada superior deve-se, principalmente, ao ar frio que se desloca para Este.

De forma a sintetizar os índices de estabilidade patentes na figura 23 é apresentada, abaixo, uma tabela com os valores dos índices e o que eles representam.

Índices de Estabilidade:	Valores:	Observações:
SHOW (showalter index)	6.88	Possíveis aguaceiros ou

		Thunderstorms
LIFT (lifted index)	1.78	Atmosfera estável
SWET (sweat index)	271.9	Possibilidade de forte convecção
KINX (k índice)	22.20	Probabilidade moderada de ocorrência de Thunderstorms
TOTL (total totals índice)	41.80	Tempestades improváveis
CAPE	121.5	Marginalmente instável
CIN	-12.9	Não inibe a convecção

Tabela 5 Índices de estabilidade.

Deste modo, apesar de alguns índices indicarem a presença de uma atmosfera relativamente estável, outros há que indicam condições favoráveis à convecção e ao desenvolvimento de *Thunderstorms*.

As figuras seguintes representam condições atmosféricas favoráveis ao desenvolvimento de *Thunderstorms*.

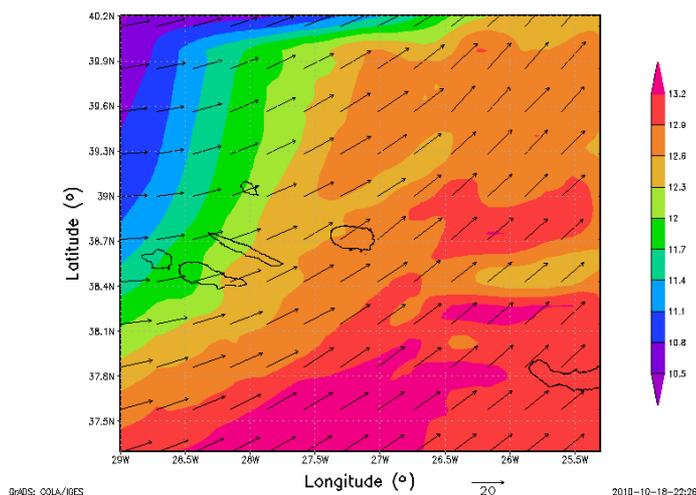


Fig.24 Temperatura e vento aos 950hPa para o dia 20/11/2009 09UTC.

No campo da temperatura e do vento aos 950hPa pode-se verificar a intersecção do ar frio e seco trazido pela frente fria com o ar quente e húmido deixado pela passagem da frente quente. Note-se a direcção da velocidade do vento, a qual começa a rodar de Sudoeste para Oeste.

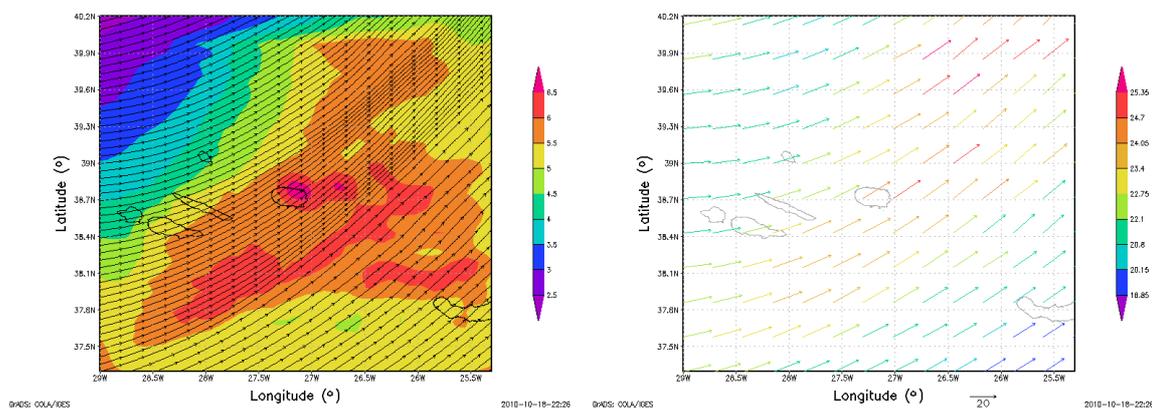


Fig.25 Linhas de corrente e temperatura para os 850hPa (esquerda); velocidade do vento aos 850hPa (direita) para o dia 20/11/2009 09UTC.

Recorrendo aos campos da temperatura e da velocidade do vento aos 850hPa pode-se constatar que, ainda no sector quente temos o ar a deslocar-se na direcção Nordeste. Nesta região encontra-se uma faixa relativamente estreita de ventos fortes, a qual se denomina de jacto de baixo nível.

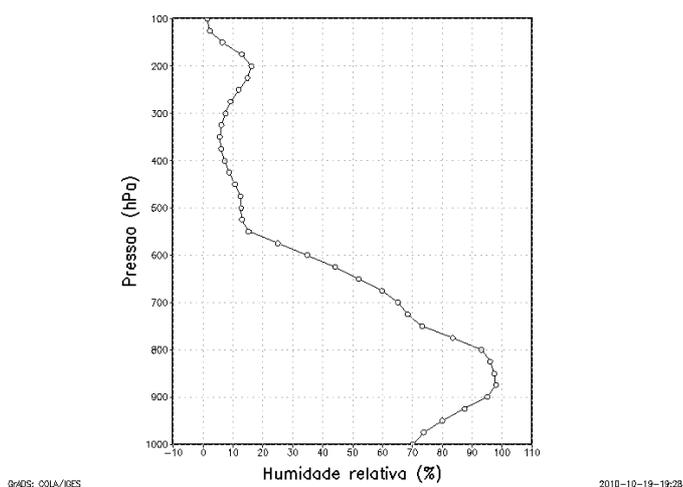


Fig.26 Humidade relativa para um ponto situado a Sudoeste do domínio (coord: 37.5N 28.5W) para o dia 20/11/2009 09UTC.

Através do perfil vertical de humidade relativa, para um ponto localizado a Sudoeste da área em estudo, pode-se verificar que logo acima da camada húmida dos 850hPa encontra-se uma camada de ar frio e seco, aos 700hPa, que será advectado para Nordeste como mostra a figura 27.

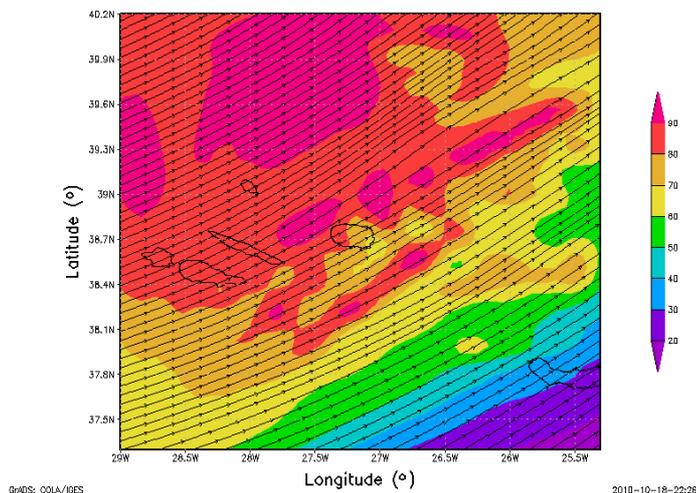


Fig.27 Humidade relativa e linhas de corrente para os 700 hPa para o dia 20/11/2009 09UTC.

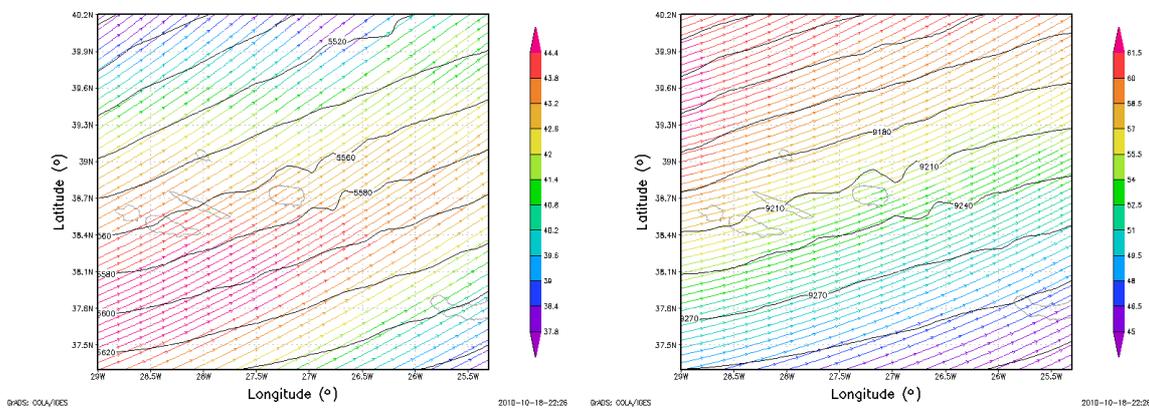


Fig.28 Vento e geopotencial aos 500hPa (esquerda); corrente de jacto e geopotencial aos 300hPa (direita) para o dia 20/11/2009 09UTC.

Aos 500hPa é perceptível um vale a Oeste do arquipélago dos Açores que está associado ao centro de baixas pressões verificado à superfície. Aos 300hPa a corrente de jacto promove uma área de divergência que faz com que a convergência à superfície aumente, fazendo com que o ar ascenda.

Deste modo, tem-se condições privilegiadas ao desenvolvimento de *Thunderstorms*.

4.5. Análise das parametrizações propostas por Peter Bechtold e Jean-Raymond Bidlot:

Nesta secção estimou-se o valor máximo da intensidade do vento e das rajadas de vento entre as 10:20 e as 11:20UTC do dia 20 de Novembro de 2009. Para tal utilizou-se as parametrizações de rajadas turbulentas e convectivas propostas por Bechtold e Bidlot, 2009.

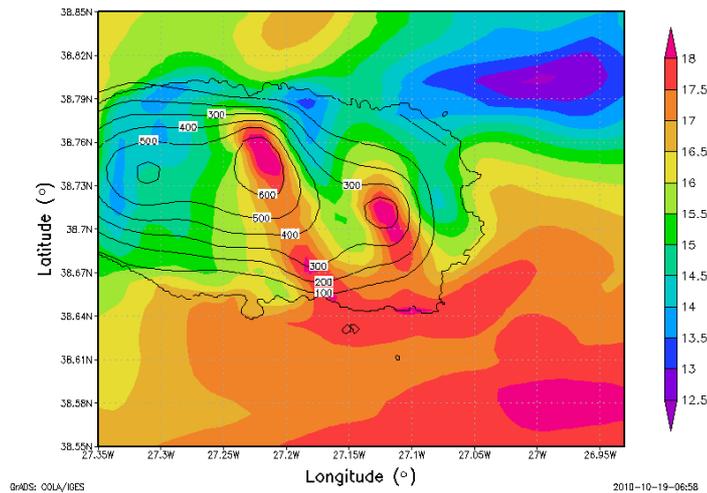


Fig.29 Máximos da intensidade do vento a 10 metros para o período compreendido entre as 10:20 e as 11:20UTC do dia 20/11/2009.

A figura 29 representa as intensidades máximas do vento a 10 metros. Pela sua análise pode-se constatar que os maiores valores encontram-se no oceano e nos locais mais elevados da ilha, mostrando, portanto, que o relevo tem importância na intensificação do vento. É de salientar um máximo a Sul da ilha, o qual, também, ocorre devido à topografia, já que esta apresenta um declive acentuado. Contudo, a ilha, também, apresenta uma elevação a Oeste, no entanto nesse local não são registados valores tão elevados da intensidade do vento, isto deve-se, talvez, ao tipo de relevo que aí se encontra, pois o monte é arredondado e não longitudinal como os outros dois. Assim, o ar, possivelmente, contorna o monte não sendo, por isso, obrigado a subi-lo.

Os valores da intensidade do vento máximo nos montes rondam os 18 m/s, enquanto no aeroporto são de aproximadamente 14 m/s (aproximadamente 27KT). Este valor ultrapassou um pouco os valores registados nos SPECI/METAR (em anexo) das 10:25UTC (17KT) e das 11:00UTC (22KT), respectivamente. No entanto, os valores observados são valores médios num dado intervalo de tempo e dizem respeito apenas ao período de 10 minutos antes da observação.

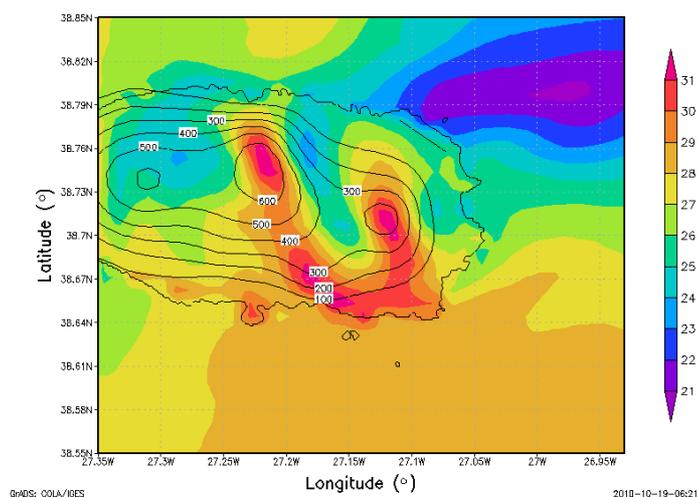


Fig.30 Máximos das rajadas a 10 metros para o período compreendido entre as 10:20 e as 11:20UTC do dia 20/11/2009.

Através da análise da figura das intensidades das rajadas máximas a 10 metros, pode-se averiguar que os maiores valores encontram-se em terra, e novamente nos locais mais elevados.

Os valores da intensidade das rajadas máximas nos montes rondam os 31 m/s, enquanto no aeroporto são de aproximadamente 26 m/s.

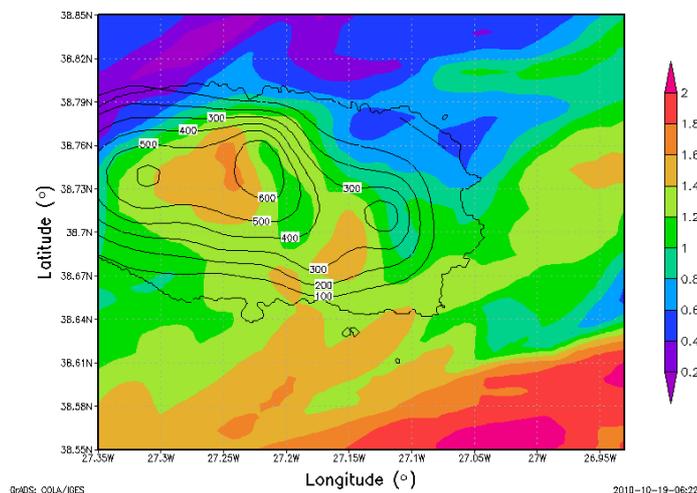


Fig.31 Máximos da contribuição das rajadas convectivas a 10 metros para o período compreendido entre as 10:20 e as 11:20UTC do dia 20/11/2009.

Olhando à figura resultante da parametrização das rajadas máximas convectivas a 10 metros, pode-se ver que no aeroporto a sua contribuição situa-se entre 0.4 e 0.8 m/s. Como esta parametrização é directamente proporcional ao *wind shear* entre os 850 e os

950hPa e, como já foi visto anteriormente, os valores de *wind shear* são baixos, resulta numa componente fraca.

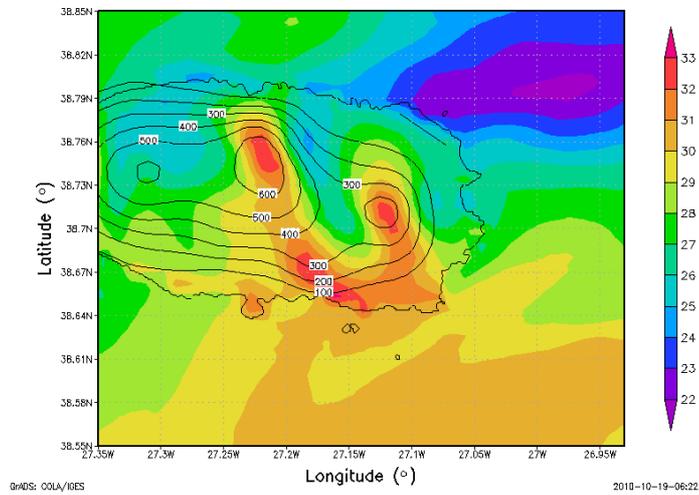


Fig.32 Soma das rajadas turbulentas com a contribuição das rajadas convectivas para o período compreendido entre as 10:20 e as 11:20UTC do dia 20/11/2009.

A figura 32 mostra a soma entre as rajadas máximas e a contribuição das rajadas máximas convectivas a 10 metros.

Através da sua análise pode-se ver que o aeroporto apresenta rajadas na ordem dos 26 m/s.

Em suma, a rajada máxima estimada foi de 26m/s (50KT). Este valor, também, superou os valores registados nos SPECI/METAR (ver anexo) das 10:25UTC (30KT) e 11:00UTC (41KT).

5. Conclusão:

Através da discussão deste trabalho, aferiu-se que uma das possíveis causas para o incidente com o avião da Sata foi a formação de ondas de montanha. Verificou-se que o escoamento de Sudoeste quando encontrava as barreiras montanhosas da ilha provocava oscilações a sotavento das barreiras. As correntes verticais associadas a estas oscilações podem ter estado na origem da destabilização da aeronave. Além disso, a combinação das correntes verticais dentro das oscilações e o atrito da superfície poderá, também, ter provocado rotores. Estes são muito perigosos para a aeronave, pois podem provocar *wind shear* severo.

Outra das hipóteses para o incidente pode estar relacionada com a passagem de uma frente fria, praticamente, na hora da aterragem do voo, o que acarretou alguma instabilidade atmosférica. Como foi visto existiam condições favoráveis ao desenvolvimento de *Thunderstorms* e, realmente, a instabilidade trazida pela frente traduziu-se no desenvolvimento de nuvens convectivas perigosas, como foi corroborado no SPECI das 10:25UTC. Portanto, outra das possíveis causas foi a formação de um *microburst*, que ao atingir o solo poderá ter produzido uma frente de rajada. Esta teoria pode ser corroborada pela análise dos valores elevados que foram obtidos através da parametrização de rajadas. Assim, outro factor meteorológico que pode ter estado por detrás do incidente foi os ventos fortes com rajadas, os quais, aliados às correntes verticais podem ter destabilizado a aproximação do avião à pista. Segundo os resultados obtidos, a rajada máxima estimada, no aeroporto, foi de 26 m/s, enquanto o vento médio no instante da aterragem era de 14 m/s. Considera-se estes valores elevados, principalmente, porque o vento estava a fazer um ângulo de aproximadamente 90° com a pista.

O factor meteorológico que, à partida, teve menos influência foi o *wind shear*, pois, verificou-se que os valores não seriam suficientes para produzir tal incidente. O *wind shear* foi classificado como leve, pois os seus valores foram sempre inferiores a 2m/s em cada 30 metros de altitude. No entanto, tanto o *wind shear* associado aos rotores, como o *wind shear* associado a uma frente de rajada dificilmente seria resolvido pelo modelo, pelo que não é de descartar, totalmente, esta possibilidade.

Pode-se, também, concluir que o modelo WRF representou bem a situação.

Como trabalho futuro seria interessante repetir este estudo para outros incidentes com aeronaves em diferentes aeroportos, de modo a tentar perceber quais os fenómenos meteorológicos mais propícios à sua ocorrência, bem como as situações em que estes fenómenos se desenvolvem. No caso de trabalhos que envolvam ondas de montanha

seria muito interessante estudar quais as direcções dos ventos mais favoráveis à sua formação.

6. Referências:

Bibliografia:

- Ahrens, C.D. (1999). *Essentials of meteorology – an invitation to the atmosphere*. 3ª Edição. Editor Thomson. 468pp.
- Ahrens, C.D. (2007). *Meteorology today – an introduction to weather, climate and environment*. 8ª Edição. Editor Thomson Brooks/Cole. 537pp.
- Bechtold, P. and J-R Bidlot, (2009). *Parametrization of convective gusts*. ECMWF Newsletter No. 119 – Spring.
- Foken, Thomas. (2004). *50 years of the Monin-Obukhov Similarity Theory*. University of Bayreuth, Department of Micrometeorology, Germany.
- Gomes, João. (2009) *Windshear na aviação*. Projecto final de licenciatura. Universidade de Aveiro, Departamento de Física, Portugal. 39pp.
- Holton, J.R. (2004). *An introduction to Dynamic Meteorology*. New York, Academic Press, Inc., 4ª ed.. 511 pp.
- Lopes, J.F. (2009). *Apontamentos de Modelação Costeira*. Universidade de Aveiro, Departamento de Física, Portugal.
- NCEP (2003). GFS - The GFS Atmospheric Model. NCEP Office Note 442. Global Climate and Weather Modeling Branch, EMC, Cam Springs Maryland.
- Rocha, A. (2006). *Apontamentos de Atmosfera e Oceanos*. Universidade de Aveiro, Departamento de Física, Portugal.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Yu Huang, W. Wang and J. g. Powers (2008). *A description of the Advanced Research WRF version 3*. NCAR Technical Note, NCAR/TN475+STR, 125pp.

Webgrafia:

- Site 1 – <http://img252.imageshack.us/f/a3101.jpg/>
- Site 2 – http://2.bp.blogspot.com/_vWhdTiGuAbs/S8RkeVOMtl/AAAAAAAAATk/YQbhHRxRCx0/s1600/GRCENtral_Terceira1.jpg

- Site 3 – <http://www.scribd.com/doc/12874256/Navy-Aviation-Weather-Student-Guide>
- Site 4 – http://www.skybrary.aero/index.php/Mountain_Waves
- Site 5 - http://www.skybrary.aero/index.php/Low_Level_Wind_Shear
- Site 6 - <http://www.touringmachine.com/FAAdocs/WindshearAC00-54/Figure10.png>
- Site 7 - <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/tkfaxbraar.htm>
- Site 8 - http://www.sat.dundee.ac.uk/abin/piccygridhtml/avhrr_/2009/11/20/1150+17/ch1.jpg
- Site 9 - <http://www.ogimet.com/metars.phtml>
- Site 10 - <http://weather.uwyo.edu/cgi-bin/sounding?region=africa&TYPE=GIF%3ASKEWT&YEAR=2009&MONTH=11&FROM=2000&TO=2012&STNM=08508>

Anexo:

20-11-2009 09:00	METAR LPLA 200900Z 22021G34KT 180V260 9999 FEW023 16/10 Q1003=
20-11-2009 10:00	METAR LPLA 201000Z 21022G38KT 180V260 9999 FEW020 17/13 Q1003=
20-11-2009 10:25	<i>SPECI LPLA 201025Z 21017G30KT 6000 -SHRA SCT020 FEW023CB SCT030 16/14 Q1003=</i>
20-11-2009 11:00	METAR LPLA 201100Z 19022G41KT 9999 FEW015 16/14 Q1002=
20-11-2009 12:00	METAR LPLA 201200Z 20025G36KT 9999 FEW016 16/14 Q1002=
20-11-2009 12:15	<i>SPECI LPLA 201215Z 21016G25KT 2000 RA SCT016 16/14 Q1001=</i>
20-11-2009 12:30	<i>SPECI LPLA 201230Z 26021G31KT 5000 -RA SCT016 16/15 Q1002 RERA=</i>
20-11-2009 13:00	METAR LPLA 201300Z 27022G35KT 6000 -RA SCT016 15/13 Q1002=
20-11-2009 14:00	METAR LPLA 201400Z 30018G28KT 6000 -RA SCT016 13/12 Q1003=
20-11-2009 15:00	METAR LPLA 201500Z 29021KT 6000 -RA SCT025 13/12 Q1003=
20-11-2009 16:00	METAR LPLA 201600Z 30030KT 6000 -RA SCT025 13/08 Q1004=
20-11-2009 17:00	METAR COR LPLA 201700Z 29016KT 9999 SCT025 14/08 Q1005=
20-11-2009 18:00	METAR LPLA 201800Z 29021G31KT 9999 SCT025 12/09 Q1006=

Tabela 1 Informações meteorológicas (Site 9)

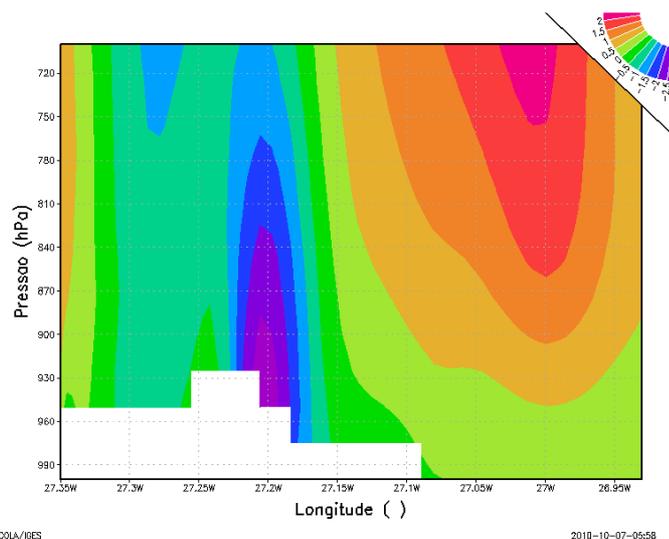


Fig.1 Corte longitudinal da velocidade vertical para um ponto localizado a 38.77 ° N.

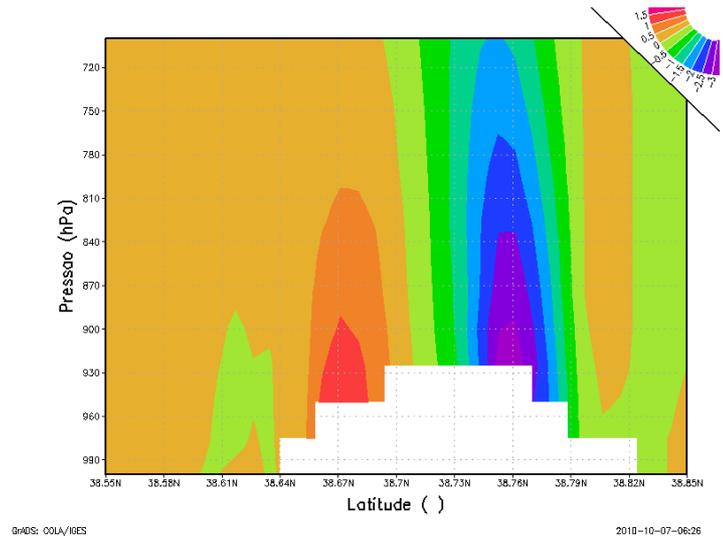


Fig.2 Corte meridional da velocidade vertical para um ponto localizado a 27.20 ° W.