

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
CURSO DE FÍSICA BACHARELADO**

**ESTUDO SOBRE A TURBULÊNCIA NA CAMADA
LIMITE PLANETÁRIA**

MONOGRAFIA

Thiago Guerra

Santa Maria, RS, Brasil

2008

ESTUDO SOBRE A TURBULÊNCIA NA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA

por

Thiago Guerra

Monografia apresentada ao Curso de Bacharelado em Física, Área de Física da Atmosfera, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Bacharel em Física.**

Orientador: Prof. Dr. Gervásio Annes Degrazia

Santa Maria, RS, Brasil

2008

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Curso de Física Bacharelado**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Monografia

**ESTUDO SOBRE A TURBULÊNCIA NA CAMADA LIMITE
PLANETÁRIA**

elaborada por

Thiago Guerra

como requisito parcial para obtenção do grau de
Bacharel em Física

COMISSÃO EXAMINADORA:

Gervásio Annes Degrazia, Dr.
(Presidente)

Débora Roberti, Dr. (UFSM)

Aguinaldo Severino Médici, Dr. (UFSM)

Santa Maria, 31 de janeiro de 2008

© 2008

Todos os direitos autorais reservados a Thiago Guerra. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita com autorização por escrito do autor.

Endereço: Rua dos Andradas, N^o 784, Bairro Centro, Santa Maria, RS, 97010-030

Fone (0xx55) 3027-5097; End. Eletr: guerrafisica@gmail.com

Dedico este trabalho aos meus pais, Pedro e Verônica, e a minha namorada, Ramane, que sempre me apoiaram e me deram todo suporte necessário mesmo quando eu não merecia, assim como um total apoio durante toda essa minha vida acadêmica. Este trabalho também é dedicado aos acadêmicos que venham a se interessar por física da atmosfera.

AGRADECIMENTOS

_Ao meu orientador Prof. Dr. Gervásio por todo apoio durante a confecção deste trabalho;

_À Prof. Dr. Débora minha co orientadora por todos os momentos em que eu tive dúvidas e elas foram sanadas;

_Ao Prof. Dr. Aguinaldo que me ajudou na correção deste trabalho assim como por todo suporte quando muito precisei durante a faculdade;

_Ao meu amigo Ms. Leandro Barros que foi com toda certeza a pessoa que mais me abriu os olhos para um correto futuro acadêmico e que é um profissional formidável além de um grande amigo;

_Aos meus colegas do Gruma, em especial ao Matheus pela preciosa colaboração dada a este trabalho

_Ao meu maior e melhor amigo acadêmico Mister James Almeida por toda a colaboração, festas e confusões durante a faculdade;

_Não podendo deixar de fora meus colegas de aula: Rafael Alegrete, Mauricio, Fábio Beck, James Índio, Guta LG e a todos os demais....

Obrigado por tudo....

“Deus não joga dados.”

Albert Einstein

RESUMO

Monografia
Curso de Bacharelado em Física
Universidade Federal de Santa Maria

ESTUDO SOBRE A TURBULÊNCIA NA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA

AUTOR: THIAGO GUERRA

ORIENTADOR: DR. GERVÁSIO ANNES DEGRAZIA

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 31 de Janeiro de 2008.

Nesta monografia foi feito um estudo sobre o desenvolvimento da atmosfera na região de Pedras Altas – RS, mais precisamente foi analisado o desenvolvimento da Camada Limite Planetária. Este estudo envolve uma fundamentação teórica completa e por fim uma comparação com os dados coletados a partir de uma torre meteorológica situada em Pedras Altas. O estudo teórico introdutório compreende o desenvolvimento da atmosfera em condições ideais, ou seja, em superfícies homogêneas e suficientemente planas, com estruturas temporais contínuas e com uma turbulência acentuada e cíclica. Já nos dados coletados podemos ver uma estrutura temporal definida, mas não exatamente cíclica, com mudanças bem determinadas, mas mesmo assim podemos dizer que os dados condizem e muito bem com toda a teoria, sob a salvaguarda de que as condições não eram ideais. A turbulência, que é o foco principal do trabalho, fica muito bem evidenciada quando os dados se referem à velocidade do vento, nas três componentes. Os gráficos referentes à essas componentes mostram em escalas diferenciadas toda a ação da turbulência afetando o vento. As análises foram feitas com os dados coletados durante todo o ano de 2007, com demonstração dos dados que o GRUMA (Grupo de Modelagem Atmosférica de Santa Maria) e o Lumet recebem direto das torres meteorológicas. Os gráficos foram feitos analisando cada variável separada e independente, para que o entendimento do trabalho realizado fique mais fácil.

Palavras-chave: Camada Limite Planetária; Turbulência.

ABSTRACT

Monograph
Curso de Bacharelado em Física
Universidade Federal de Santa Maria

BOUNDARY LAYER TURBULENCE

AUTHOR: THIAGO GUERRA
ADVISER: DR. GERVÁSIO ANNES DEGRAZIA
Santa Maria, January 31st 2008.

In this research was made a study about the development of the boundary layer in Pedras Altas – RS. This study is made in two parts, first a theoretician introduction then some datum, collected from a meteorological tower, where we compare this practical and theoretician parts. But this theoretician introduction includes the ideal development of the boundary layer structure, with a define turbulence associated, and the collected datum does not present such this ideal development. Even when this datum does not present that ideal development, with all this asymmetry we had a very good confrontation between datum and theoretician elements at all. This research focus was exactly the turbulence associated with the boundary layer, which is evident when the collected datum is about the wind speed, among the directions. The graphics show this turbulence in different scales, with this we can see better these turbulence effects. The datum analysis was made with collected datum during 2007 year. This research still consists of demonstration of the datum that GRUMA and Lumet get straight from the meteorological towers. The graphics were made hereupon each independent variable, giving back an easily comprehension.

Keywords: Boundary Layer; Turbulence.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	12
2	CAMADA LIMITE PLANETÁRIA (CLP).....	14
2.1	Características da Camada Limite Planetária (CLP).....	15
2.1.1	Camada Limite Convectiva.....	16
2.1.2	Camada Residual.....	16
2.1.3	Camada Limite Estável.....	17
2.2	Potencial de Dispersão.....	17
3	TURBULÊNCIA.....	19
3.1	Considerações Gerais.....	19
3.1.1	Escoamentos Cisalhantes Livres.....	19
3.1.2	Escoamentos Externos.....	19
3.1.3	Escoamentos Internos.....	19
3.1.4	Escoamentos Complexos.....	20
3.2	Natureza da Turbulência.....	20
3.2.1	Turbulência na Camada Limite Planetária (CLP).....	23
3.3	Estudo da Turbulência.....	23
3.4	Energia Cinética Turbulenta.....	24
3.5	Teoria da Similaridade.....	27
3.5.1	Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov.....	27
4	MODELO MATEMÁTICO.....	29
4.1	Definições Preliminares.....	29
4.2	Parte Média e Parte Turbulenta – Definições Matemáticas.....	30
4.3	Equações de Reynolds.....	32
4.4	Coeficiente de Reynolds.....	33
4.5	Biografia de Reynolds.....	36
4.6	A Matemática do Transporte Turbulento.....	37
5	DESCRIÇÃO EXPERIMENTAL.....	40
5.1	Equipamentos.....	41
5.2	Método da Covariância dos Vórtices Turbulentos.....	41
5.3	Cálculo Indireto.....	42
5.4	Teoria de Funcionamento dos Equipamentos.....	43

5.4.1	Operação do Licor (LI-7500).....	44
5.4.2	Operação do Campbell CSAT3.....	50
6	ANÁLISE DOS DADOS.....	54
7	CONCLUSÕES.....	74
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	75

1 INTRODUÇÃO

Boa parte de nossas vidas passamos perto da superfície terrestre. Podemos sentir o calor do Sol durante o dia e o frio do vento noturno. É principalmente nessa região que vegetações crescem, que construções existem, nossos empreendimentos e nossa vida comercial acontece e onde nossa vida em si se desenvolve. Sempre nos é familiar o clima e todos os fatores temporais na região onde crescemos e nos desenvolvemos, e sentimos uma mudança desses fatores quando viajamos, por exemplo, para um lugar distante e diferente deste do qual estávamos “ambientados”.

Porém essas características não são tão acentuadas quando fazemos o uso de uma observação sobre o resto de nossa atmosfera, e uma razão para isso seria o domínio do solo terrestre nas camadas de ar próximas a este. Essa camada superficial é apenas uma porção no domínio da atmosfera, sendo então diretamente afetada por eventos ou processos que venham a ocorrer na superfície terrestre. Seria exatamente nesta camada em questão que poluentes lançados sofrem as primeiras transformações químicas ao serem transportados pelo vento e pela turbulência. Esses processos de transporte e de dispersão nessa camada modificam as partes mais baixas da atmosfera, porções de alturas variáveis, criando o que é chamado de *Camada Limite Planetária (CLP)*.

Um processo de transporte importante que acontece na Camada Limite é o Processo Turbulento ou apenas Turbulência. A área científica que estuda a turbulência é uma das áreas mais interessantes e emocionantes dos nossos dias. No Século XX se difundiu o conhecimento dos movimentos turbulentos atmosféricos, nos permitindo avanços importantes no estudo da poluição atmosférica, possibilitando um imenso desenvolvimento na indústria assim como na civilização moderna. Nos dias de hoje sabemos que devido a todas as transformações decorrentes da ação do homem, é infinitamente importante conhecermos nossa atmosfera e os processos que envolvem poluentes, para que assim possamos fazer previsões e prevenções para um futuro não muito distante.

Neste trabalho, foram analisados dados experimentais de turbulência atmosférica em Pedras Altas – RS. Os dados foram medidos por sensores

instalados em torres micrometeorológicas de 10m de altura em Pedras Altas, durante todo o ano de 2007.

O objetivo maior deste trabalho é fazer um estudo introdutório sobre Turbulência na Camada Limite Planetária. Mostrar algumas das características da Camada Limite Planetária, fazendo-se entender como ela se forma e se deforma durante o dia e durante a noite, aspectos que a afetam e como levamos em conta a turbulência associada dentro da CLP. Trabalhando o tema da turbulência, é importante ressaltar como os meteorologistas fazem as análises desse evento e que dificuldades enfrentam para determinar variáveis aleatórias assim como para fazerem previsões.

Já sobre os dados levantados com esse trabalho os objetivos principais são:

- _ Análise de qualidade dos dados meteorológicos na região de Pedras Altas;
- _ Correlacionar os dados coletados em Pedras Altas com a fundamentação teórica, para verificar se a análise desses dados esta de acordo com a teoria, mesmo que em condições diferentes de situação temporal;
- _ Formar um banco de dados meteorológicos e disponibilizá-lo para usuários em potencial: IBAMA, FEPAM, Distrito Meteorológico, FEPAGRO, Institutos de Pesquisa e Universidades;
- _ Caracterizar a Climatologia na região sul do Brasil.

2 CAMADA LIMITE PLANETÁRIA (CLP)

Podemos definir Camada Limite Planetária (CLP) como sendo a região da atmosfera mais próxima da Terra (camada inferior da troposfera) conforme a figura 2.1. A camada limite caracteriza-se por possuir grande variação temporal e espacial, pois diversidades, no tempo e no espaço, de cobertura vegetal, estação do ano, radiação solar e outros, peculiares para cada região, são determinantes de sua característica.

A interação entre a atmosfera e a superfície da Terra influencia os processos de trocas de momentum, calor, vapor d'água e poluentes, determinando esta camada, ou o que conhecemos como Camada Limite Planetária (CLP). Estes processos afetam as características dinâmicas e termodinâmicas desta região. A Camada Limite Planetária se estende de alguns metros até a altura de 1 a 2 km na troposfera, a partir do solo. Nesta região, os movimentos turbulentos horizontais e verticais dominam o escoamento em uma escala de aproximadamente uma hora. Sua descrição é alvo de grande interesse devido a existência de forçantes térmicos e mecânicos em regime quase que permanente. Os movimentos turbulentos nesta CLP controlam as trocas de calor, massa e momentum da superfície e deste modo, o estado geral da camada limite (Kaimal e Finnigan, 1994).

No entanto, existe uma grande dificuldade de gerar um modelo da evolução da camada limite e existem inúmeros esforços presentes para tentar medir a sua altura. Deve-se notar também que, uma vez a CLP sendo afetada diretamente por eventos provenientes da superfície terrestre, esta varia muito sob a influência desses eventos, e essa variação associada a CLP é dinâmica e aleatória.

A complexidade dos processos envolvidos na evolução da atmosfera, principalmente os associados à descrição da turbulência na CLP, requer o uso de modelos matemáticos para determinar o transporte de poluentes na atmosfera. Os modelos matemáticos que determinam as propriedades da atmosfera e o seu efeito sobre o(s) poluente(s) são denominados modelos de dispersão. Eles representam uma importante ferramenta de investigação dos transportes de poluentes desde que sejam validados através de observações detalhadas da dispersão atmosférica. Isso realmente significa que para se fazer o estudo da CLP e de sua turbulência

associada, deve-se conhecer bem o local em questão, fazer inúmeros estudos e avaliações para isso, e com certeza adequar e/ou adaptar o modelo matemático escolhido para o determinado local, direcionando assim as influências regionais e tendo um resultado muito mais apropriado do que fazer um estudo baseado em suposições.

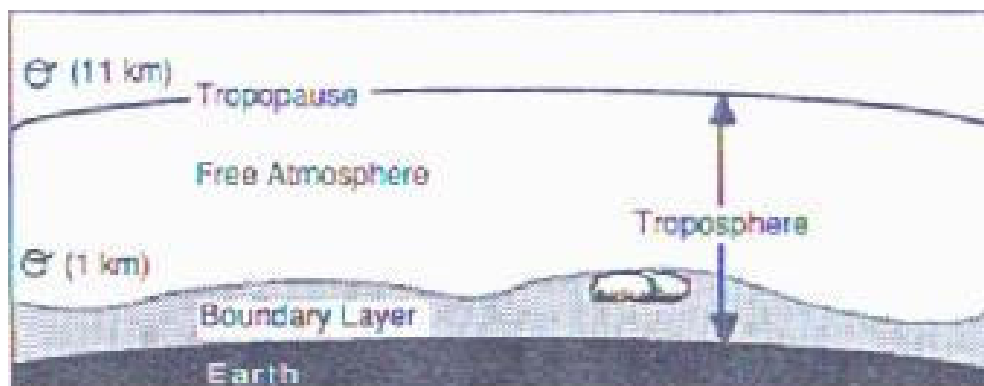


Figura 2.1: Ilustração da localização aproximada da Camada Limite Planetária (Boundary Layer) (Stull, 1988).

2.1 Características da Camada Limite Planetária (CLP)

No ciclo diurno, a terra é aquecida pelo sol, transportando verticalmente calor para a atmosfera mais fria. Este transporte resulta em um aumento da espessura da CLP em torno de 2km, perto do equador. À noite, o transporte vertical de calor ocorre em sentido oposto, pois a terra se resfria e a atmosfera está mais quente, diminuindo a espessura da CLP em algumas centenas de metros. A CLP representa um link entre a superfície da terra e a atmosfera livre, sendo classificada como: Camada Limite Convectiva ou de mistura, Camada Limite Estável e Camada Residual.

Além disso, identifica-se a existência de uma camada com espessura de aproximadamente 10% da camada limite, onde os fluxos turbulentos são aproximadamente constantes com a altura, chamada de Camada Limite Superficial (CLS). Esta é uma região de grande relevância da Camada Limite, servindo como fonte de estudos experimentais através de torres micrometeorológicas. As investigações realizadas nesta camada deram origem a Teoria de Similaridade de

Monin- Obukhov, que é a uma ferramenta importantíssima na caracterização da turbulência na CLP (mais detalhes sobre essa teoria da similaridade na seção 3.5.1).

A camada limite superficial (CLS) por sua vez, pode ser subdividida em quatro camadas: inercial, de rugosidade, do dossel e a sub-dossel, vejamos algumas características:

_camada inercial: ocupa a região externa da CLS e é onde vale a teoria da similaridade de Monin e Obukov;

_camada de rugosidade está localizada imediatamente acima da superfície definida pelo topo da cobertura do solo (vegetação, edifícios, etc.) e é onde a turbulência é determinada pela ação individual dos elementos de rugosidade

_as demais subcamadas da CLS, camada do dossel e a sub-dossel, estão localizadas entre a superfície do solo e topo da cobertura do solo.

2.1.1 Camada Limite Convectiva

A Camada Limite Convectiva (CLC) origina-se ao amanhecer pelo aquecimento da superfície da terra por meio da radiação solar. Esta camada desenvolve-se rapidamente durante o dia, alcançando no meio da tarde uma altura máxima. Devido ao forte aquecimento solar, a CLC é caracterizada pela formação das termas, tendo como consequência um fluxo turbulento de calor sensível positivo, originando o fenômeno da turbulência. Além de um mecanismo de convecção térmica, existe, quase sempre, um forte cisalhamento do vento no topo da CLP, que contribui para a formação da turbulência.

A turbulência nesta camada está em equilíbrio local com os forçantes externos, significando que o tempo em que o sistema leva para atingir o equilíbrio (tempo de relaxação da turbulência) associado com as grandes termas é muito menor que a escala de tempo das mudanças externas, de modo que a estrutura da CLP não depende explicitamente do tempo (Wyngaard, 1988).

2.1.2 Camada Residual

Quando cessa a formação das termas, aproximadamente meia hora depois do pôr do sol, a turbulência também decai e a camada de ar resultante é chamada

de Camada Residual (CR). Esta camada não tem contato com o solo, pois se encontra acima da Camada Limite Estável.

2.1.3 Camada Limite Estável

A formação da Camada Limite Estável (CLE) ocorre após o pôr do sol, através do resfriamento radiativo da superfície da terra. O confronto entre o termo que gera (Cisalhamento do vento) e o que destrói (fluxo de calor negativo) a turbulência, determina a existência de uma fraca turbulência nesta camada. A CLE é formada por pequenos turbilhões que agem localmente. Assim, as variações dos forçantes superficiais se propagam lentamente ao longo ao longo da camada. A camada noturna encontra-se raramente em estado estacionário, dificultando o seu entendimento e provocando uma contínua evolução da camada limite noturna. O tempo de relaxação da CLE é de várias horas.

A turbulência na CLE é muito menor que na CLC, suprimindo a altura da camada noturna até aproximadamente algumas dezenas de metro da CLC. Algumas características da CLE são conhecidas quando a turbulência é contínua no tempo e no espaço. Em condições de vento forte é possível definir a altura da camada limite turbulenta estável. Desta forma, as intensidades e os comprimentos típicos da turbulência são descritos em termos de parâmetros de escalas locais.

A evolução da Camada de Mistura (CM), Camada Superficial (CS) e a Camada Limite Estável (CLE) estão diretamente ligadas à quantidade de energia disponível na superfície. Os principais termos na equação do balanço de energia são o fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e o fluxo de momentum.

2.2 Potencial de Dispersão

Para avaliar o potencial de dispersão de poluentes atmosféricos em determinada região é necessário avaliar a evolução espacial da estrutura dinâmica e termodinâmica da CLP, os padrões locais de circulação e os principais sistemas de tempo atuantes na região e suas variações sazonais.

Assim, o gerenciamento ambiental de instalações industriais, empreendimentos agrícolas ou de áreas urbanas depende em grande parte da determinação do transporte de poluentes na atmosfera, que por sua vez, envolve um

conhecimento detalhado da evolução temporal e espacial da atmosfera como um todo, e da CLP em particular.

Geralmente se estuda o caso quando se tem um campo turbulento geofísico, como por exemplo, aquele ocorrendo em uma camada limite planetária onde os números de Reynolds são grandes ($Re \approx 10^7$) e a turbulência pode ser considerada completamente desenvolvida. Na seção 4.4 do trabalho a questão envolvendo os números de Reynolds será melhor exemplificada.

Então para estudarmos a dispersão turbulenta é importante discutir o conceito de partícula do fluido. Por partícula do fluido entende-se um volume de controle muito pequeno (do campo de escoamento turbulento), com dimensões características muito maiores do que as escalas espaciais moleculares, porém com dimensões menores do que a microescala de Kolmogorov ($\sim 10^{-3}$ m).

O contínuo formando tal partícula de fluido permanece intacto, no mínimo durante um intervalo de tempo suficientemente grande comparado ao intervalo de tempo associado ao processo de transporte turbulento. Qualquer troca com o seu ambiente é de natureza puramente molecular. A dimensão da partícula do fluido implica que ela pode ser observada como parte do fluido contínuo e responde a todas as escalas do movimento turbulento. Com isso temos que a dispersão turbulenta é distinta da difusão molecular por duas razões:

Primeiramente as interações intensivas entre as partículas do fluido promovem uma troca contínua da propriedade que esta sendo transferida; segunda existe uma correlação temporal entre as propriedades de uma partícula do fluido em instantes subseqüentes.

3 TURBULÊNCIA

3.1 Considerações Gerais

A turbulência nos fluidos é um regime de operação de qualquer sistema dinâmico, cuja operação pode ser caracterizada por um número de graus de liberdade suficientemente elevado. Entre os sistemas dinâmicos encontram-se os escoamentos de fluidos por exemplo. Numa tentativa de classificar os escoamentos encontrados tanto na natureza quanto em aplicações práticas, apresentam-se a seguir uma divisão dos mesmos quanto aos seus aspectos físicos e as formas de desenvolvimento, mas como o foco não é direcionado ao aspecto do escoamento, sua classificação será deveras sucinta:

3.1.1 Escoamentos Cisalhantes Livres

São os escoamentos que se desenvolvem sem a interferência de paredes ou obstáculos, apesar de que suas origens poderem estar ligadas à passagem dos escoamentos sobre corpos submersos, à expansão na forma de jatos, à união de correntes de diferentes velocidades.

3.1.2 Escoamentos Externos

São escoamentos que acontecem sobre superfícies ou obstáculos submersos. Por exemplo, um escoamento sobre um aerofólio, onde se observa a formação de camadas limite, com descolamento na parte superior, deixando uma esteira turbilhonar complexa na região à jusante.

3.1.3 Escoamentos Internos

Os escoamentos internos simples são aqueles que se desenvolvem no interior de condutos diversos com a presença de instabilidades que aparecem no

interior da camada limite. Fisicamente acontece algo muito importante do ponto de vista prático: os efeitos viscosos junto às paredes. Normalmente, toda a energia cinética consumida pelos efeitos viscosos deve ser reposta às custas da energia de pressão. Finalmente, a pressão cai e a energia cinética permanece constante se o tubo tem área constante.

3.1.4 Escoamentos Complexos

Os escoamentos complexos se caracterizam pela presença de instabilidades de natureza física e de origens diferenciadas, as quais, interagindo entre si, caracterizam os escoamentos que não podem ser classificados como os anteriores e sim como complexos. Por exemplo, um escoamento gerado pelas turbinas de um avião militar, um escoamento gerado nas vizinhanças de um avião comercial ou então um início de formação de um tornado.

No entanto, a turbulência não é propriedade apenas dos sistemas ligados aos escoamentos. Como aplicação podemos citar alguns exemplos familiares: nos processos químicos, interessa-se por acelerar as reações químicas através turbulência. Interessa-se por maximizar um processo de troca de calor, pois a difusão turbulenta é muitas vezes mais importante que a difusão molecular. Os turbilhões atmosféricos, a esteira turbilhonar sobre a terra, criada pelo chamado vento solar e o movimento das galáxias são outros exemplos espetaculares de aplicações.

3.2 Natureza da Turbulência

Como já comentado, observa-se a presença de turbulência numa vasta gama de problemas práticos. Mas não há consenso na aceitação de uma definição para a turbulência de forma a abranger todas as suas características. A maneira clássica consiste em apenas estabelecer estas características, assim foi proposto por Tennekes e Lumley (1972) que um escoamento turbulento podia ser caracterizado através de: (Möller; Silvestrini, 2004)

- **Irregularidade:** os escoamentos turbulentos são na verdade impossíveis de se fazer uma análise determinística, e o uso de ferramentas estatísticas é atualmente a única forma de análise. Neste sentido fala-se de um processo randômico. Existem ainda aqueles que acham que, teoricamente, a turbulência é determinística.

Uma visão mais realista seria considerar um meio termo, ou seja, determinística para as chamadas estruturas coerentes e randômica para as pequenas estruturas;

- **Alta difusibilidade:** a experiência mostra que o processo de mistura de todas as propriedades ligadas a um escoamento (quantidade de movimento, energia, contaminantes, etc.) muitas ordens de grandeza maior no regime turbulento que no regime laminar. Isto se dá devido ao fato que, no regime turbulento, tem-se a presença de flutuações térmicas e de concentração, o que cria fortes e numerosos gradientes locais, tornando o processo de difusão molecular mais eficiente. Outra fonte homogenizadora é o transporte de parcelas de fluido para diferentes regiões do escoamento o que também gera fortes gradientes locais.

Isso quer dizer então que a difusibilidade produz a mistura do fluido, aumenta a transferência de calor e retarda a separação da camada limite;

- **A turbulência ocorre a altos números de Reynolds:** a transição de um escoamento para o regime turbulento, bem como a sua manutenção dependem da importância relativa entre os efeitos convectivos e difusivos. Os efeitos convectivos altamente não lineares, são efeitos amplificadores de perturbações e geradores de instabilidades. Por outro lado os efeitos difusivos são amortecedores ou inibidores da formação de instabilidades. O número de Reynolds (Re) é definido como a razão entre os efeitos convectivos e os efeitos difusivos. Desta forma um escoamento só poderá transicionar ou se manter turbulento quando (Re) for maior que a unidade.

$$Re = \frac{\text{Efeitos Convectivos (efeitos não lineares que amplificam perturbações)}}{\text{Efeitos Difusivos (efeitos que tendem a amortecer as instabilidades)}}$$

Mas como esse número de Reynolds é muito importante, teoricamente, para se compreender a questão da turbulência e estabilidade, esta questão será tratada com maior clareza mais abaixo.

- **Flutuações tridimensionais de vorticidade:** a experiência mostra que qualquer escoamento turbulento é tridimensional. Constata-se ainda a presença de flutuações de vorticidade. Demonstra-se, a partir da equação de Helmholtz para o transporte da vorticidade, que o único termo produtor desta grandeza é diferente de zero apenas em três dimensões. Fisicamente, vorticidade é gerada através do processo de estiramento de vórtices, o que é um mecanismo puramente tridimensional.

Esta característica é importante para se identificar os fenômenos que não podem ser considerados como turbulentos. Por exemplo, as ondas randômicas de superfície não são turbulentas pois elas são irrotacionais.

- **A turbulência é um fenômeno altamente dissipativo:** escoamentos turbulentos são sempre dissipativos e a viscosidade transforma o movimento turbulento de pequenas escalas em calor;

- **A turbulência é um fenômeno contínuo:** Qualquer escoamento de fluidos newtonianos pode ser modelado utilizando-se as equações de Navier-Stokes. Se o fluido for não newtoniano estas equações devem ser modificadas no seu termo viscoso. É importante enfatizar que estas equações modelam qualquer escoamento independentemente do regime ser ou não turbulento. Inclusive as menores escalas da turbulência são ainda muito maiores que a escala molecular;

- **“Escoamentos turbulentos, são escoamentos”:** turbulência é uma característica do escoamento e não do fluido.

Uma outra característica é relativa à nossa incapacidade de reproduzir ou repetir um dado experimento. Mesmo no laboratório, sob condições extremas de controle, não é possível desenvolver duas realizações idênticas.

Do ponto de vista da simulação numérica, torna-se impossível reproduzir exatamente as condições iniciais e de contorno experimentadas no laboratório. Um escoamento turbulento tem, pelos efeitos não lineares, uma alta capacidade de amplificação destes pequenos erros, conduzindo a resultados completamente diferentes, em duas realizações que diferem minimamente nas condições iniciais e de contorno.

3.2.1 Turbulência na Camada Limite Planetária (CLP)

O escoamento de ar nas camadas mais baixas da atmosfera tem tipicamente um caráter turbulento, caracterizados por apresentarem flutuações de pressão e velocidade superpostas ao escoamento principal, sendo que o responsável por estas flutuações é a passagem de vórtices de varias escalas. A turbulência é responsável pelo aumento na resistência a um escoamento, pois tudo se passa como se a viscosidade fosse maior, mas ela também reduz o arraste de um corpo ao retardar o ponto onde ocorre a separação da camada limite.

A superfície do planeta tem um papel desestabilizador para o escoamento, por duas razões: causa uma grande variação da velocidade do vento com a altura (cisalhamento) e é aquecida pela radiação solar durante o dia. São esses dois processos os responsáveis pela grande variação da velocidade do escoamento que é o que caracteriza a turbulência atmosférica, bem evidente na CLP.

Mas devemos notar que essa turbulência atmosférica não tem efeito apenas no campo de velocidade do vento, pois o transporte de quantidades pelo campo turbulento do vento determina que as variações quase aleatórias, do próprio vento, estejam presentes em qualquer variável do ar. Com isso, é possível observar o processo de flutuação turbulenta nas evoluções temporais de *temperatura, umidade específica, e concentração de CO₂*, por exemplo.

3.3 Estudo da Turbulência

Durante o período diurno a turbulência na Camada Limite é mantida pela produção térmica e pela produção mecânica de Energia Cinética Turbulenta (ECT).

Durante o período noturno a turbulência é mantida pela produção mecânica de Energia Cinética Turbulenta (ECT). À noite, a turbulência é dissipada pela

destruição térmica de ECT associada à presença de uma estratificação estável, induzida pelo resfriamento radiativo da superfície. Como a intensidade da turbulência é menor no período noturno, nem sempre é possível identificar as quatro camadas na CLP estável, sendo ainda muito comum observar a presença de uma camada de mistura residual (CMR) imediatamente acima da CLP estável. Esta camada em geral remanesce da Camada Limite (CM) formada durante o período diurno e caracteriza-se pela ausência de turbulência e a presença de jatos de baixos níveis (JBN).

A importância da turbulência atmosférica também reside no fato que esta apresenta um processo bastante efetivo de transporte. Isso é uma consequência da intensa variabilidade das componentes da velocidade turbulenta, que proporciona uma constante mistura entre camadas adjacentes de fluidos que, assim, têm suas propriedades misturadas. Este é um processo análogo àquele que causa difusão molecular de quantidades devido à agitação térmica das moléculas (sendo que na primeira parte da CLP predomina difusão molecular). Entretanto, como a intensidade das flutuações turbulentas é muito maior do que a que caracteriza a agitação molecular, o transporte também é muito mais efetivo do que o molecular.

Dessa forma, como a superfície terrestre é dominada pela turbulência, o entendimento de fenômenos de transporte próximos à superfície está diretamente relacionado a uma adequada caracterização dos fluxos turbulentos. A superfície do planeta é fonte de calor sensível e sumidouro de momento do sistema terra-atmosfera. Além disso, é nela que se originam quantidades como vapor d'água, dióxido de carbono, poluentes e outros escalares. O entendimento das transferências dessas quantidades é fundamental para a caracterização do tempo e do clima da superfície. Também interessa para estudos ecológicos e de meio ambiente, como o estudo do ciclo do carbono do planeta, e para o entendimento dos processos que governam a turbulência atmosférica.

3.4 Energia Cinética Turbulenta

Como a turbulência já foi tratada em seus vários aspectos, teórico e uso prático, agora será feito um estudo da equação do balanço da energia cinética turbulenta (ECT). Esta oferece importantes considerações com relação à natureza da produção e destruição da turbulência na camada limite. Os termos individuais

desta equação descrevem fisicamente os processos que geram a turbulência. O balanço relativo destes processos determina a “habilidade” do fluxo em manter a turbulência ou tornar-se turbulento e assim, determinar a estabilidade do escoamento.

O conhecimento detalhado de escoamentos turbulentos é de interesse tanto da mecânica dos fluidos quanto da física teórica, pois a maior parte dos escoamentos que encontramos na natureza são turbulentos. Porém, ainda hoje, definir turbulência é difícil. Esta pode ser visualizada como uma superposição de redemoinhos de formas irregulares com diferentes escalas espaciais e temporais, chamados de vórtices ou “eddies” (Stull, 1988).

Uma das características principais da turbulência é o processo de “cascata de energia”, que ocorre através da quebra dos vórtices maiores em vórtices menores pela dissipação da energia mecânica em energia interna, a qual se faz de forma não linear. A turbulência, também é difusiva, pois é responsável pelo transporte de quantidades massa, momentum e calor (Lumley e Panofsky, 1964).

A energia Cinética Turbulenta é uma das mais importantes variáveis em micrometeorologia, porque serve para medir a intensidade dos movimentos turbulentos. Na atmosfera, a ECT desempenha um papel imprescindível na interação entre a atmosfera e a superfície, por meio da transferência de calor, umidade, momentum através da camada limite. A definição da ECT é dada pela soma das variâncias de velocidade, divididas por dois, isto é,

$$\bar{e} = \frac{1}{2} (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \quad (3.1)$$

onde \bar{e} é exatamente a ECT média e as outras variáveis (u', v', w') descritas na relação 3.1 podem ser compreendidas visualmente através da figura 4.1 e também na seção 4.2 ambos abaixo no texto.

Considerando a definição 3.1 acima, pode-se facilmente obter a equação do balanço de Energia Cinética Turbulenta. Assumindo homogeneidade horizontal, a equação para a taxa de variação temporal da ECT será escrita como (Panofsky e Dutton, 1984),

$$\frac{D\bar{e}}{Dt} = \frac{\partial\bar{e}}{\partial t} = \underbrace{-\overline{(w'u')}}_{\text{I}} \frac{\partial\bar{u}}{\partial z} + \underbrace{\frac{g}{\theta} \overline{(w'\theta')}}_{\text{II}} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{(w'p')}}_{\text{III}} - \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} \overline{(w'e')}}_{\text{IV}} - \underbrace{\varepsilon}_{\text{V}} \quad (3.2)$$

onde p é a pressão atmosférica, e ε é a taxa de dissipação da ECT. O operador diferencial,

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} = \bar{u} \left(\frac{\partial}{\partial x} \right) + \bar{v} \left(\frac{\partial}{\partial y} \right) + \bar{w} \left(\frac{\partial}{\partial z} \right)$$

representa a taxa de variação local e a taxa de variação espacial, seguindo um elemento de fluido. Na equação (3.2), os dois primeiros termos à direita representam a taxa de produção mecânica e térmica da turbulência. O termo de produção mecânica (I) representa o fluxo de momentum turbulento na presença de cisalhamento do vento médio. Este termo resulta em uma contribuição positiva para ECT, com sinal oposto ao fluxo de momentum. Deste modo, é uma fonte para a turbulência, enquanto que o termo de produção térmica (II) pode resultar em uma fonte ou sumidouro da turbulência. Este depende do sinal de $w'\theta'$, sendo positivo (durante o dia) e negativo (durante à noite). O terceiro e o quarto termo, são termos de transporte que representam a ECT importada ou exportada pela própria turbulência. O termo de correlação de pressão (III), descreve como a ECT é redistribuída por perturbações da pressão. O termo de transporte turbulento da ECT (IV) é a taxa em que a ECT é exportada ou importada devido as variáveis turbulentas de velocidade. Finalmente, o último termo (V), considerado como termo de dissipação viscosa, é a taxa em que a energia cinética é convertida em forma de calor. Os termos (I, II e IV) podem ser calculados diretamente.

Os termos da equação do balanço da ECT descrevem fisicamente os processos que geram, dissipam e distribuem a turbulência. O balanço relativo destes processos físicos determinam a capacidade do escoamento tornar-se turbulento ou manter a turbulência (Kaimal e Finnigan, 1994). O estudo dos termos da equação (3.2) oferecem algumas considerações importantes na natureza da produção e destruição da turbulência na camada limite.

3.5 Teoria de Similaridade

A impossibilidade de resolver as equações que governam a turbulência atmosférica levou ao desenvolvimento da Teoria de Similaridade a qual torna possível o desenvolvimento de relações empíricas para as variáveis da camada limite. A Teoria de Similaridade baseia-se na organização de variáveis dentro de grupos adimensionais. Para isso, há um procedimento de Análise Dimensional chamado de Teoria Pi de Buckingham. Esta ferramenta ajuda a formar estes grupos adimensionais. A escolha apropriada das variáveis permitirá relações funcionais entre os grupos, sendo que estas relações possuem caráter universal (Stull, 1988). Estas relações de similaridade são aplicadas, normalmente, em situações de equilíbrio. Nestas condições, pode-se derivar um perfil das variáveis médias e estatísticas da turbulência como função da altura e posição. A Teoria de Similaridade é um mecanismo que ajuda entender o fenômeno da Turbulência, sendo esta controlada por influências dominantes como forçantes térmicos, mecânicos e topografia.

Segundo Moraes (2000), o objetivo da hipótese de similaridade é encontrar escalas que permitam que observações feitas em diferentes alturas ou em diferentes condições sejam descritas através de relações comuns. Essas relações comuns são definidas como grupos adimensionais que são utilizadas na Camada Superficial, seguindo as escalas de velocidade u^* e temperatura T^* de acordo com a hipótese de similaridade de M-O.

3.5.1 Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov

Com o propósito de descrever as variáveis estatísticas turbulentas na Camada Limite Planetária, Monin e Obukhov, em 1954, desenvolveram uma teoria usualmente aplicada para a Camada Superficial (Monin e Obukhov, 1954; Wyngaard, 1990; Sorbjan, 1986), onde os fluxos verticais são considerados constantes com a altura.

Esta teoria conhecida como Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) combina a turbulência mecânica com a convectiva. Para investigar o comportamento dos fluxos superficiais, utilizam-se os seguintes parâmetros:

Altura: z

$$\text{Velocidade de Atrito: } u_* = \left(\frac{\sqrt{(\overline{w'u'})^2 + (\overline{w'v'})^2}}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.3)$$

$$\text{Temperatura: } T_* = -\frac{(\overline{w'\theta'})_0}{u_*} \quad (2.4)$$

$$\text{Umidade: } Q_* = -\frac{(\overline{w'q'})_0}{u_*} \quad (2.5)$$

$$\text{Comprimento de Monin-Obukhov: } L = -\frac{kg}{T_0} \frac{u_*^3}{\overline{w'\theta'}} \quad (2.6)$$

O comprimento de Monin-Obukhov, dado pela equação (2.6), é a altura da CLP onde os efeitos da turbulência mecânica se equivalem aos efeitos da turbulência convectiva. Este, está relacionado com o fluxo de calor sensível, pois ele é negativo em condições instáveis (fluxo de calor sensível positivo), infinito em neutra (fluxo de calor sensível igual a zero) e positivo em estável (fluxo de calor sensível negativo).

4 MODELO MATEMÁTICO

O desconhecimento de uma solução analítica geral para o sistema de Boussinesq (a abordagem de Boussinesq para convecção natural supõe que todas as propriedades do fluido são constantes, com exceção da densidade no termo de força peso que varia linearmente com a temperatura e essas equações modelam a transferência de calor num fluido viscoso e incompressível) obriga ao recurso de métodos numéricos de integração. Estes métodos exigem necessariamente uma discretização do sistema de equações, com redução do número de graus de liberdade a um valor finito. O sistema discretizado representa unicamente processos que ocorrem numa escala espaço-temporal superior ou igual à malha de discretização. O processo de discretização implica no aparecimento de novos termos nas equações, traduzindo o efeito das escalas não representadas sobre as escalas do modelo. Esses termos de sub-escala são referidos como termos turbulentos. De fato, o processo de discretização é inerente à própria observação do escoamento de um fluido. Reynolds (1895) mostrou que as contribuições equivalentes aos termos de sub-escala são responsáveis pelo caráter irregular (turbulento) do escoamento de um fluido em certos regimes e será melhor detalhado nas seções 4.2, 4.3 e 4.4.

4.1 Definições Preliminares

A seguir serão apresentadas algumas definições preliminares que serão usadas durante todo o estudo feito, uma vez que a turbulência em si já foi descrita, com base em alguns conceitos e teorias, estes novos conceitos mais detalhados sobre a turbulência se fazem importantes, mesmo que descritos intrinsecamente durante o texto, são eles:

- I. Turbulência Estacionária: um processo físico que pode ser representado por uma série é dito estacionário quando seus valores médios não variam com o tempo, isto é, são invariantes ante uma translação no tempo.

- II. Turbulência Homogênea: um processo físico é dito homogêneo quando seus valores médios não se modificam com a posição, isto é, são invariantes ante uma translação no espaço, exemplo: escoamentos uniformes.
- III. Turbulência Isotrópica: a turbulência é dita isotrópica quando seus valores médios independem da direção, isto é, são invariantes ante uma rotação. Tomando-se as intensidades de turbulência

$$\overline{u'_x u'_x} = \overline{u'_y u'_y} = \overline{u'_z u'_z} \quad (4.1)$$

Vê-se que neste caso, a turbulência independe da direção. Para que isso possa acontecer, o tamanho dos vórtices deve ser pequeno. Somente pequenos vórtices podem ser isotrópicos. Grandes vórtices sofrerão efeito do cisalhamento do escoamento principal e de vórtices vizinhos, produzindo assim, através desse constante processo de deformação e divisão, intensidades de turbulência diferentes nas direções ortogonais. (Möller; Silvestrini, 2004)

4.2 Parte Média e Parte Turbulenta – Definições Matemáticas

De acordo com o que já foi descrito, o processo turbulento assim como a altura da própria CLP são muito variáveis, devido ao fato de esta porção estar muito próxima à superfície terrestre e ser diretamente afetada pelos eventos que ali ocorrem. Também já vimos que a variabilidade da CLP se dá em um período de tempo muito curto, podendo ser a cada 30 minutos, por exemplo, mas geralmente se dá num período de uma hora. Com isso então podemos, de uma maneira razoavelmente fácil, isolar as variáveis de longa escala da parte turbulenta, resultando assim a parte puramente real e prática (Stull, 1988).

Primeiramente tendo a velocidade média do vento \bar{U} (essa variável representa, por convenção, a velocidade do vento na direção Leste), sobre qualquer período de tempo, podemos com isso subtrair da variável Velocidade Instantânea (atual), U , o que nos levará a ter a parte turbulenta, u' , da seguinte forma:

$$u' = U - \bar{U} \quad (4.2)$$

e a existência de um GAP espectral nos permite fazer tal particionamento. Podemos pensar no u' como uma “rajada de vento” sobreposta sobre a média do vento, que é justamente o que representa o escoamento que varia em pequenos períodos de tempo, da ordem de hora, por exemplo. A média \bar{U} , representa a parte que varia num período de tempo muito maior do que u' , ou seja, maior do que a ordem de hora.

Na Figura 4.1 abaixo, podemos ver bem do que se tratam essas variáveis e como elas se comportam. Nesta figura podemos ver que é uma parte de um gráfico da variação da velocidade do vento na direção horizontal u , que seria a variação da velocidade instantânea do vento. E na ampliação temos exatamente a parte turbulenta influenciando a parte media da variação temporal do vento.

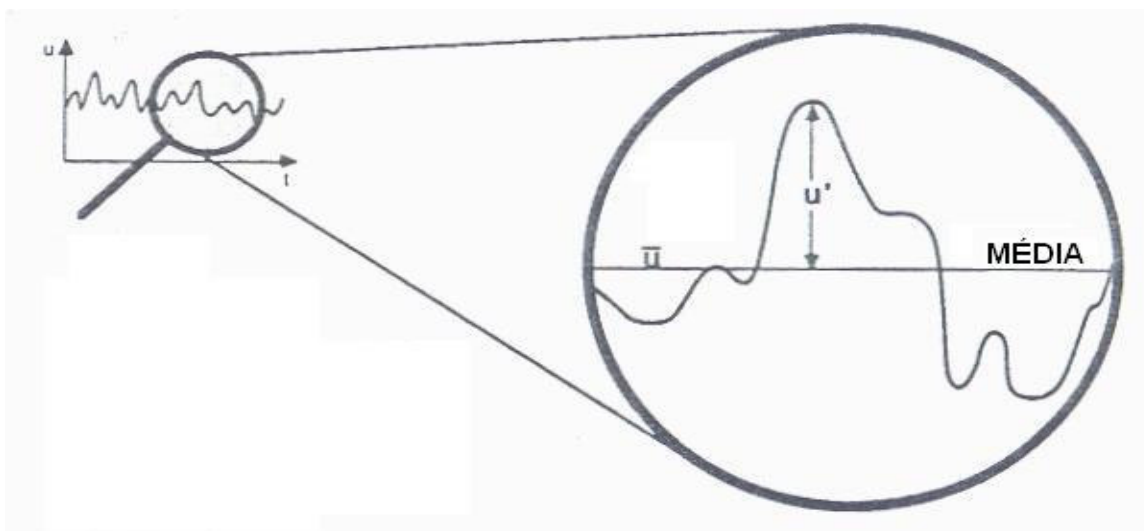


Figura 4.1.

Temos que a turbulência é um tipo de movimento, então esperamos que para uma variação do movimento numa certa direção, que acima foi citada a variação na direção leste, seja acompanhada de uma variação em outras direções também, uma vez que este fenômeno é tri-dimensional. Como este movimento causa mudanças na temperatura, na dispersão de poluentes, na umidade, mas apenas se considerarmos o caso de que exista um gradiente médio que varie sobre o domínio turbulento.

Conseqüentemente, podemos particionar cada uma das variáveis na sua parte média e parte turbulenta:

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

$$V = \bar{V} + v'$$

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

$$\theta_v = \bar{\theta}_v + \theta_v'$$

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

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

Onde:

U: componente (cartesiana) de movimento do vento na direção Leste;

V: componente (cartesiana) de movimento do vento na direção Norte;

W: componente (cartesiana) de movimento do vento para cima (velocidade vertical);

θ_v : temperatura potencial virtual;

q: umidade específica (de vapor d'água)

c: concentração de poluente (constante genérica)

4.3 Equações de Reynolds

Então as Equações de Reynolds ou decomposição de Reynolds (1895), consiste em considerar cada variável atmosférica, f (por exemplo), como a soma de um valor médio, \bar{f} , e de uma perturbação, f' :

$$f(t) = \bar{f} + f'(t) \tag{4.3}$$

onde o valor médio é definido como

$$\bar{f} = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} f(t) dt \tag{4.4}$$

se o período T for suficientemente grande. Para esta decomposição ter sentido, o processo deve ser ergódico.

Uma definição adequada de processo ergódico seria: um dado processo físico é dito ergódico quando seus valores médios independem da amostragem (Bendat e Piersol, 1986). Em particular, a hipótese de ergodicidade, permite considerar que as médias de conjunto de realizações podem ser avaliadas através de médias no tempo se o processo é também estacionário, ou através de médias numa direção homogênea, se o processo é estatisticamente homogêneo nessa direção (Lesieur, 1997)

Se considerar as variáveis genéricas, u e v , admite-se que a operação de média satisfaz as seguintes propriedades: linearidade, comutatividade na derivação e na integração e idempotência generalizada.

4.4 Coeficiente de Reynolds

O coeficiente, número ou módulo de **Reynolds** (abreviado como **Re**) é um número adimensional usado em mecânica dos fluidos para o cálculo do regime de escoamento de determinado fluido sobre uma superfície. É utilizado, por exemplo, em projetos de tubulações industriais e asas de aviões. O seu nome vem de Osborne Reynolds, um físico e engenheiro hidráulico irlandês.

O seu significado físico é um quociente de forças: forças de inércia ($v\rho$) entre forças de viscosidade (μ/D). É expressado como

$$Re = \frac{\rho v D}{\mu} \quad (4.5)$$

Onde:

v - velocidade média do fluido;

D - longitude característica do fluxo, o diâmetro para o fluxo no tubo;

μ - viscosidade dinâmica do fluido;

ρ - densidade do fluido.

A grande importância do número de Reynolds é que permite avaliar o tipo do escoamento (a estabilidade do fluxo) e pode indicar se flui de forma laminar ou

turbulenta. Para o caso de um fluxo de água num tubo cilíndrico, admite-se os valores de 2.000 e 3.000 como limites. Dessa forma, para valores menores que 2.000 o fluxo será laminar e para valores maiores que 3.000 o fluxo será turbulento. Entre estes dois valores o fluxo é considerado como de transição.

O número de Reynolds constitui a base do comportamento de sistemas reais, pelo uso de modelos físicos reduzidos. O experimento que Reynolds desenvolveu esta descrito de uma forma sucinta na figura 4.2

Um exemplo comum é o túnel aerodinâmico onde se medem forças desta natureza em modelos de asas de aviões, automóveis, edificações. Pode-se dizer que dois sistemas são dinamicamente semelhantes se o número de Reynolds, for o mesmo para ambos. D refere-se em geral, a qualquer dimensão do sistema, por exemplo a corda de asa de um avião, o comprimento de um navio, a altura de um edifício.

Na figura 4.2 podemos ver a aplicação de uma parte muito interessante do trabalho de Reynolds, são experimentos feitos num tubo de Reynolds para se analisar os diversos tipos regimes de fluxo. Começando com um fluxo laminar, passamos para um fluxo oscilatório, a seguir temos algumas fases de transição e por fim um fluxo turbulento.

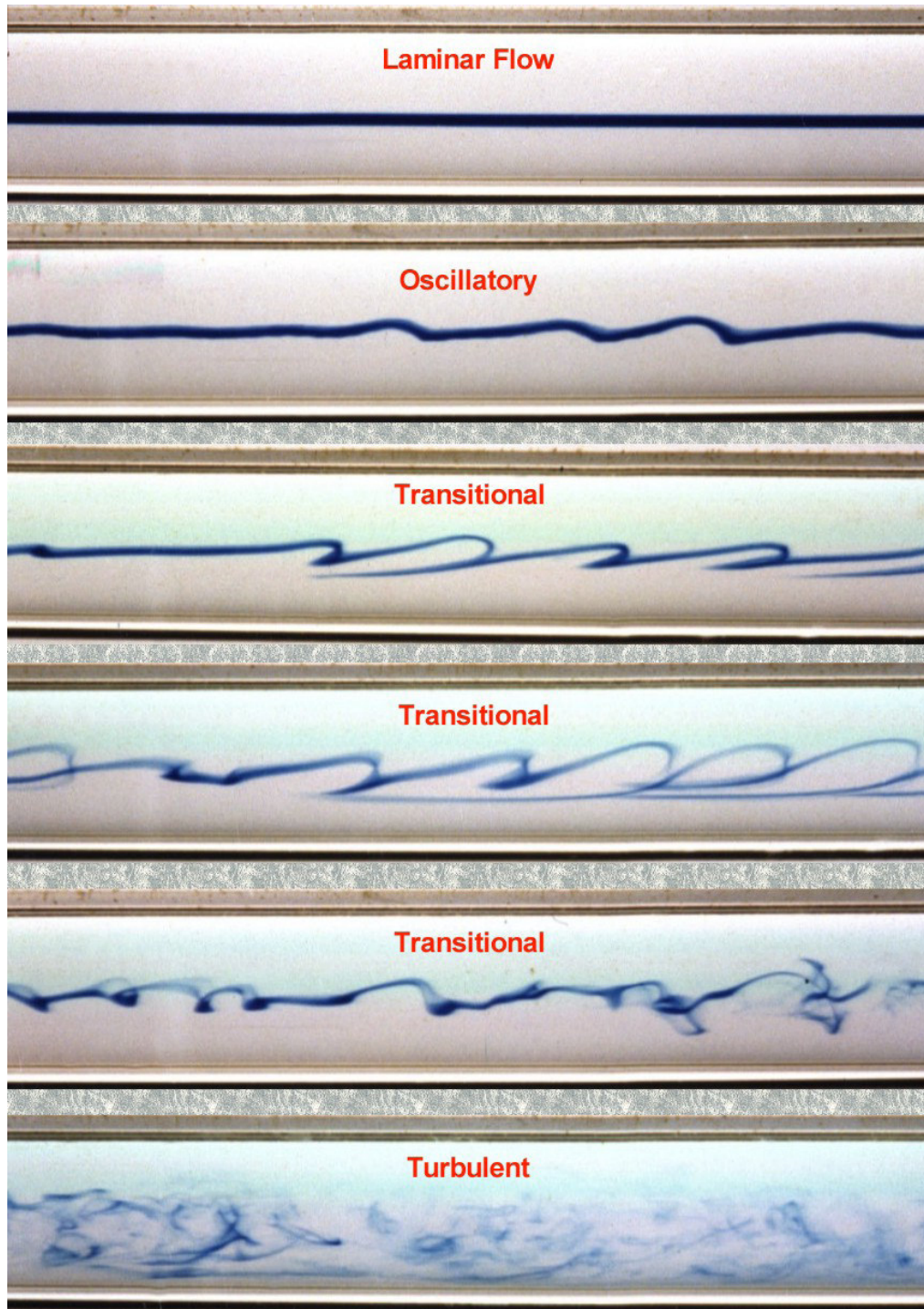


Figura 4.2: Experimento tubo de Reynolds

4.5 Biografia de Reynolds

Durante todo o trabalho, foi utilizado muito do legado que Reynolds deixou para a física e engenharia, então faz-se muito prudente conhecermos mais sobre essa pessoa assim como saber mais sobre seus trabalhos em geral, então será mostrada uma parte de sua biografia a seguir:

Osborne Reynolds (Belfast, 23 de agosto de 1842 — 21 de fevereiro de 1912) foi um físico inglês. Filho do Reverendo O. Reynolds, sacerdote na igreja anglicana e também respeitado acadêmico, formado em Cambridge em 1837 diretor da Belfast Collegiate School e, mais tarde, da Dedham School em Essex.

Embora Osborne nascido em Belfast, sua iniciação escolar deu-se em Dedham, tendo sua educação inicial sido ministrada por seu pai, excelente matemático, com um grande interesse em mecânica, particularmente com tudo que permitisse o aperfeiçoamento de equipamentos agrícolas, para os quais registrou diversas patentes.

Influenciado por seu pai, Osborne foi enviado para trabalhar como aprendiz na firma de engenharia de Edward Hayes, em Stony, onde, durante um ano, adquiriu experiência na fabricação de navios a vapor.

Formou-se em matemática em Cambridge em 1867. Depois empregou-se na firma de engenharia John Lawson em Londres onde permaneceu um ano trabalhando como engenheiro civil.

Em 1868, tornou-se o primeiro catedrático em engenharia em Manchester, e o segundo da Inglaterra. A cátedra foi criada e financiada por um grupo de empresários industriais locais. Apesar de sua juventude e inexperiência respondeu a um edital de convocação para preenchimento da cátedra recém criada no *Owens College* (depois transformado na Universidade de Manchester), onde ficou até a aposentadoria em 1905, quando, com saúde frágil retornou à Cambridge.

Seus primeiros trabalhos foram em eletricidade e magnetismo. Depois mudou seu interesse para hidráulica e hidrodinâmica. Após 1873, se concentrou totalmente a hidrodinâmica, tendo estudado as mudanças que um escoamento experimenta quando passa do regime laminar para o regime turbulento.

Em 1883 introduziu o mais importante número adimensional da mecânica dos fluidos, hoje conhecido como *Número de Reynolds*.

Em 1886 formulou a moderna teoria de lubrificação. Três anos depois, formulou, para escoamentos turbulentos, a noção de campos médios e flutuantes, dando origem às equações *Reynolds Average Navier-Stokes* que hoje sustentam a maior parte dos modelos turbulentos em Fluidodinâmica computacional.

Na universidade tinha poucos recursos para pesquisa, suas primeiras pesquisas tendo sido feitas em aparatos primitivos em casa ou ao ar livre.

Preocupado com o uso prático de suas pesquisas, publicou em 1872, *On sewer gas and how to keep it out of houses*, um guia detalhado sobre sistemas sanitários projetados para isolar o esgoto de residências.

4.6 A Matemática do Transporte Turbulento

Considere uma quantidade genérica Q , que se conserva na atmosfera:

$$\frac{dQ}{dt} = 0 \quad (4.6)$$

Expandindo a diferencial total acima teremos:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + u \frac{\partial Q}{\partial x} + v \frac{\partial Q}{\partial y} + w \frac{\partial Q}{\partial z} = 0 \quad (4.7)$$

Onde u , v e w representam as componentes do campo velocidade. O primeiro termo em (4.7) representa a variação local (ou Euleriana) de Q e os demais representam o transporte (advecção) de Q em cada uma das direções componentes do vento.

Os campos de Q e das componentes do vento podem agora ser decompostos em uma parte média e em uma parte turbulenta (processo descrito na seção 4.2):

$$\begin{aligned} Q &= \bar{Q} + Q' \\ u &= \bar{U} + u' \\ v &= \bar{V} + v' \\ w &= \bar{W} + w' \end{aligned} \quad (4.8)$$

Processo que define equações para a evolução média das variáveis, ao invés de seu valor exato. Substituindo as equações (4.8) em (4.7), e aplicando as regras

do Método de Reynolds (descritas na seção 4.3), chega-se à seguinte expressão para a evolução média local de Q :

$$\frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} = -u \frac{\partial \bar{Q}}{\partial x} - v \frac{\partial \bar{Q}}{\partial y} - w \frac{\partial \bar{Q}}{\partial z} - u' \frac{\partial \bar{Q}'}{\partial x} - v' \frac{\partial \bar{Q}'}{\partial y} - w' \frac{\partial \bar{Q}'}{\partial z} \quad (4.9)$$

Os três primeiros termos no lado direito de (4.9) representam o transporte da parte média de Q pelo vento médio, e é não nulo numa dada direção se houver ao mesmo tempo vento e gradiente de Q naquela direção. Similarmente, os três últimos termos do lado direito de (4.9), também são transportes advectivos, mas neste caso, da componente turbulenta de Q pelo campo turbulento do vento.

Na CLP, o escoamento é, em boa aproximação, não divergente, ou seja:

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0 \quad (4.10)$$

Multiplicando (4.10) por Q' , aplicando a média de Reynolds e somando em (4.9) esta pode ser reescrita como:

$$\frac{\partial \bar{Q}}{\partial t} = -u \frac{\partial \bar{Q}}{\partial x} - v \frac{\partial \bar{Q}}{\partial y} - w \frac{\partial \bar{Q}}{\partial z} - \overline{u'Q'} - \overline{v'Q'} - \overline{w'Q'} \quad (4.11)$$

As grandezas $\overline{u'Q'}$, $\overline{v'Q'}$ e $\overline{w'Q'}$ são definidas como fluxos turbulentos de Q nas direções x , y e z respectivamente. Fisicamente, entretanto, os fluxos turbulentos nada mais são do que advecções da componente turbulenta de Q pela velocidade turbulenta e caracterizam o processo físico de transporte de quantidades devido à mistura entre camadas adjacentes de ar imposta pela variabilidade do escoamento turbulento.

O fluxo de uma propriedade é definido como a quantidade dessa propriedade que atravessa uma determinada superfície por unidade de área da superfície, por unidade de tempo. Assim, aquilo que for acima caracterizado como *fluxos turbulentos* não satisfaz essa definição. Entretanto, em meteorologia, se define como fluxo cinemático o produto de uma propriedade pela magnitude da velocidade do vento que transporta a propriedade.

As equações de conservação para os campos médios de Q em um campo horizontalmente homogêneo podem, finalmente ser escritas como:

$$\frac{\partial \overline{Q}}{\partial t} = -ADV_{\varrho} - \frac{\partial \overline{w'Q'}}{\partial z} + S_{\varrho} \quad (4.12)$$

onde o termo ADV representa a advecção pelo vento médio. Nesta equação as divergências dos fluxos turbulentos horizontais foram desprezados devido ao fato que em superfícies suficientemente planas e homogêneas, eles não apresentam grandes variações horizontais, de forma que:

$$\frac{\partial \overline{u'Q'}}{\partial x} \approx \frac{\partial \overline{v'Q'}}{\partial y} \approx 0$$

O termo S representa fontes e sumidouros de Q .

Em condições de pouco vento e na ausência de fontes externas, a equação (4.12) pode ser ainda mais simplificada, da seguinte forma:

$$\frac{\partial \overline{Q}}{\partial t} = \frac{\partial \overline{w'Q'}}{\partial z} \quad (4.13)$$

A expressão acima mostra a importância dos fluxos verticais turbulentos: em condições ideais são eles os únicos responsáveis pela evolução do estado médio da CLP. Além disso, a equação (4.13) mostra que o que afeta diretamente os campos médios não é o fluxo, mas sim suas divergências (variações no espaço). Este conceito pode ser facilmente entendido ao se considerar uma camada horizontal da atmosfera. Se o fluxo que entra na fronteira inferior dessa camada é igual ao que sai na sua parte superior, o estado médio da camada permanece inalterado. Entretanto, se o que entra é diferente do que sai, aquela propriedade sofrerá uma variação no interior da camada. Portanto, *são as divergências dos fluxos que mudam a atmosfera!* (Turbulência, 2004)

5 DESCRIÇÃO EXPERIMENTAL

Os dados apresentados neste trabalho fazem parte de trabalhos experimentais realizados pela equipe do laboratório de micrometeorologia (Lumet) e também pela equipe do laboratório de Modelagem Atmosférica de Santa Maria (Gruma). Em ambos os laboratórios, os trabalhos são feitos em conjunto, uma vez que os dados das torres meteorológicas chegam até o INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) de Santa Maria e são usufruídos pelos alunos de graduação, mestrado e doutorado conforme suas necessidades e propósitos de trabalho.

Os dados coletados para este trabalho foram feitos pela torre situada em Pedras Altas no estado do Rio Grande do Sul, que faz parte do projeto Candiota. A cidade de Pedras Altas fica próxima a Termoelétrica Presidente Médici conforme as figuras 5.1 e 5.2 que mostram exatamente sua localização. Segundo a classificação do sistema de Köeppen, o clima da região é do tipo “Cfa” (subtropical úmido). Também existem torres de captação meteorológica no Aeroporto (próximo ao município) e em 3 Lagoas. A torre encontrava-se equipada com sensores para medidas variáveis meteorológicas como velocidade e direção do vento, temperatura do ar e do solo, concentração de H₂O e não para medida de fluxo. O sítio experimental é parte de um projeto coordenado pelo CPTEC/INPE, que compreende observações semelhantes em sete diversos ecossistemas do Brasil.



Figura 5.1: Mapa mostrando a localização de Pedras Altas Junto às rodovias.



Figura 5.2: Mapa de Relevo mostrando a localização de Pedras Altas junto do Aeroporto e 3 Lagoas, próximo a Termoeletrica Presidente Médici.

5.1 Equipamentos

Foram utilizados nas medições equipamentos do tipo: anemômetro sônico e analisador de gás por infravermelho.

Dois anemômetros sônicos tridimensionais Gill/Campbell foram utilizados para medidas das componentes do vento u , v e w , e temperatura virtual em alta frequência (10Hz). No caso das medidas de concentrações de vapor de água e CO_2 , utilizaram-se dois analisadores de gás por infravermelho (LICOR-7500) os quais medem, também, em alta frequência.

5.2 Método da Covariância dos Vórtices Turbulentos

Em 1951, Swinbank propôs uma técnica para a determinação da transferência vertical turbulenta de vapor de água, calor e movimento de gases para a atmosfera. O método consiste na determinação direta dos fluxos, calculando-se as covariâncias entre os desvios temporais de alta frequência da velocidade vertical do vento com os desvios temporais da temperatura (fluxo de calor sensível), da umidade (fluxo de calor latente) e, neste caso, de CO_2 (fluxo de CO_2).

Este fluxo é representado por uma grandeza escalar (F_c) e é definido como a quantidade do escalar por unidade de tempo, por unidade de área. É obtido da média do produto entre flutuações da velocidade vertical do vento (w') e da concentração escalar do gás (c') somado a um termo de correção (ε)

$$F_c = \overline{w'c'} + \varepsilon \quad (5.1)$$

Esta correção reflete as contribuições dos fluxos que não são levados em consideração.

Então, para calcularmos o fluxo vertical de vapor d'água, devemos determinar a covariância do produto entre as flutuações da componente vertical do vento e da umidade do ar. Com isso:

$$LE = \rho \cdot \overline{w'q'} \quad (5.2)$$

Onde LE é o fluxo de calor latente, ρ é a densidade do ar, w' é a flutuação da componente vertical da velocidade do vento, q' é a flutuação da umidade específica do ar e L é o calor latente de vaporização.

Da mesma maneira procedemos ao calcular o fluxo vertical de calor sensível. Este é o produto das flutuações da componente vertical do vento e da temperatura do ar, ou seja:

$$H = \rho \cdot c_p \cdot \overline{w't'} \quad (5.3)$$

Onde H é o fluxo de calor sensível, ρ é a densidade do ar, c_p é o calor específico do ar a pressão constante, w' é a flutuação da componente vertical da velocidade do vento e t' é a flutuação da temperatura do ar.

5.3 Cálculo Indireto

Pelo método da correlação dos vórtices turbulentos as flutuações são calculadas subtraindo dos escalares o valor médio da variável em questão do valor

instantâneo (segundo a seção 4.2). Após este processo, devem-se multiplicar as flutuações da velocidade e da variável em questão e chega-se às covariâncias necessárias para o cálculo dos fluxos. Como a proposta do trabalho seria comparar esses dados recebidos com a teoria e mostrar a turbulência evidente nas variáveis, a torre meteorológica de Pedras Altas foi a escolhida por ter equipamentos de resposta rápida, ou seja, que faz medidas dessas variáveis atmosféricas em alta frequência (10 Hz) para obtenção de medidas de flutuação em intervalos o mais curto possível. Outro detalhe é que necessitamos de instrumentos com alto poder de armazenamento de dados, pois com a alta frequência a quantidade de dados obtidos é grande.

Os cálculos foram feitos com a utilização de um programa escrito em linguagem FORTRAN, desenvolvido no próprio laboratório de pesquisa. O programa calcula as flutuações a cada hora, podendo ser alterado para intervalos menores ou maiores, segundo a necessidade de cada um. Isto significa que os dados obtidos diretamente pelos computadores do laboratório já haviam sido tratados e estavam prontos para serem usados.

Varias vezes durante a montagem do trabalho o programa teve que ser reescrito, uma vez que os dados não eram satisfatórios no sentido de que para se obter melhores resultados graficamente deveríamos ter dados com médias diárias. Uma reestruturação teve de ser feita para que os gráficos e as interpretações fossem feitas de uma maneira mais correta. E como a intenção básica do trabalho é a de mostrar a equiparação dos dados teóricos apresentados em diversas biografias com os dados práticos que os laboratórios do CRSPE/INPE recebem dos sensores, os cálculos, por mais que feitos diretamente pelo computador através dos programas, serão considerados aceitos e com boa precisão nas medidas.

5.4 Teoria de Funcionamento dos Equipamentos

Os equipamentos então usados na torre de captação de dados de Pedras Altas são: anemômetro sônico e analisador de gás por infravermelho. Interessante mostrar como estes equipamentos teoricamente funcionam e transmitem os dados que captam diretamente da atmosfera em questão (região circunda a torre meteorológica), para isso através de seus manuais foi feito um resumo do funcionamento dos equipamentos. Apenas lembrando que os dados recebidos pelo

laboratório já estavam tratados e não foram manipulados quanto a sua precisão ou interação direta coma atmosfera. Essas teorias de funcionamento também são muito usadas para se calibrar os equipamentos. O primeiro equipamento que vamos descrever seu funcionamento seria o analisador de gás por infravermelho Licor (LI-7500).

5.4.1 Operação do Licor (LI-7500) (Figura 5.3)



Figura 5.3: Licor

Relacionando absorção com concentração:

A lei da escala de Jaimeson et.al. (1963) mostra o efeito da pressão sobre a absorção infra-vermelha. A relação entre a quantidade absorvida de algum gás u_i (mol/m^2) e a absorção em uma faixa é dada por:

$$\frac{\alpha_i}{P_{ei}} = h_i \cdot \left(\frac{u_i}{P_{ei}} \right) \quad (5.4)$$

O índice i define um gás em particular (i^{th}). A pressão é definida como P_{ei} a pressão equivalente do gás i^{th} . A pressão equivalente é potencialmente diferente a pressão total " P " caso haja gases diferentes i daquele que afeta o modo como o gás i^{th} absorve radiação.

Reescrevemos, em termos da densidade (mol/m^3) introduzindo um caminho λ e observando que $u_i = \rho_i \cdot \lambda$. Substituindo a equação (5.4), e resolvendo para a densidade do gás:

$$\rho_i = \frac{P_{ei}}{\lambda} \cdot h_i^{-1} \left(\frac{\alpha_i}{P_{ei}} \right) \quad (5.5)$$

Reescrevemos a equação (5.5) como:

$$\rho_i = P_{ei} \cdot f_i \left(\frac{\alpha_i}{P_{ei}} \right) \quad (5.6)$$

Ao combinar λ e a $h()$, as funções inversas e funções em uma nova função $f_i()$. A função de calibração é gerada medindo uma gama de densidades ρ_i conhecidas e ajustando a curva para ρ_i/P_{ei} plotar então contra α_i/P_{ei} . Como gases padrões não estão disponíveis em "densidades conhecidas", os ρ_i valores são calculados a partir de suas concentrações m_i (moles de gás por mol de ar), utilizando a lei do gás ideal:

$$\rho_i = m_i \cdot \frac{P}{RT} \quad (5.7)$$

Medindo absorção:

Dada uma fonte de radiação Φ e um detector à distância, na ausência de reflexão, a absorção pelo gás i pode ser determinada a partir de:

$$\alpha_i = 1 - \tau_i = 1 - \frac{\Phi_i}{\Phi_0} \quad (5.8)$$

Onde τ_i é transmitância através do gás i , Φ_i é a radiação transmitida na absorção da banda com alguma concentração do gás i , e Φ_0 é a radiação na absorção da banda com concentração de do gás i nula. O LI-7500 aproxima a absorção por:

$$\alpha_i = \left(1 - \frac{A_i}{A_{i0}} \right) \quad (5.9)$$

Onde A_i é a potência recebida da fonte em absorção de comprimento de onda do gás i , e A_{i0} é a potência recebida da fonte em um comprimento de onda

específico que o gás não absorve i . As medidas A_i e A_{i0} são realizadas alternadamente 152 vezes por segundo.

Se combinarmos as equações (5.9) e (5.6), podemos escrever a equação integral para calcularmos densidades molares de absorção.

$$\rho_i = P_{ei} \cdot f_i \cdot \left[\left(1 - \frac{A_i}{A_{i0}} z_i \right) \cdot \frac{S_i}{P_{ei}} \right] \quad (5.10)$$

Notando o termo zero, z_i , e o termo de ajustamento S_i na equação (5.10).

Sensibilidade transversal:

Porque a LI - 7500 usa um detector para medição A_C , A_{C0} , A_w , e A_{w0} , (as forças absorvidas e não-absorvidas CO_2 e H_2O , respectivamente), verifica-se uma ligeira sensibilidade cruzada entre gases devido a imperfeições na frequência de resposta do detector (tempo). Isto varia de detector para detector, mas é medido durante a calibração, e é corrigido em software. A equação (5.9) é escrito como:

$$\alpha_i = \left\{ 1 - \left[\frac{A_i}{A_{i0}} + X_{ji} \left(1 - \frac{A_j}{A_{j0}} \right) \right] \right\} \quad (5.11)$$

Onde X_{ji} é a sensibilidade cruzada do gás j sobre o gás i (determinada durante a calibração), e A_j e A_{j0} são forças absorvidas e não-absorvidas do gás j .

A equação (5.10) torna - se:

$$\rho_i = P_{ei} \cdot f_i \cdot \left\{ \left[1 - \left(\frac{A_i}{A_{i0}} + X_{ij} \left(1 - \frac{A_j}{A_{j0}} \right) \right) z_i \right] \frac{S_i}{P_{ei}} \right\} \quad (5.12)$$

Zeros:

Mesmo que o detector e filtros são de temperatura controlada no LI - 7500, o detector está sujeito a ligeiras variações de temperatura como na temperatura ambiente. Esse erro está diretamente relacionado com o detector do controle de tensão, que é medido, e fornece, assim, um mecanismo para ajuste fino.

O termo zero z_i é calculado por:

$$z_i = Z_{i0} + Z_i \cdot V_d \quad (5.13)$$

onde V_d é o detector de tensão, Z_i é a inclinação da relação entre V_d e Z_{i0} (determinado durante a calibração), e Z_{i0} é o fator zero determinado quando o zero é definido.

H_2O :

Na atmosfera, a absorção da radiação pelo vapor de água não é, significativamente, influenciado por qualquer outro gás, de modo que a pressão efetiva para o vapor de água P_{ew} é simplesmente a pressão total P .

$$P_{ew} = P \quad (5.14)$$

A absorção α_w da H_2O é (das equações (5.11) e (5.13)):

$$\alpha_w = \left\{ 1 - \left[\frac{A_w}{A_{w0}} + X_{cw} \left(1 - \frac{A_c}{A_{c0}} \right) \right] (Z_{w0} + Z_w V_d) \right\} \quad (5.15)$$

Onde X_{cw} é o fator de sensibilidade cruzada de CO_2 sobre o vapor de água (H_2OXS na folha de calibração), Z_w é o coeficiente zero (H_2OZ na folha de calibração).

A densidade ρ_w da H_2O é dada por:

$$\rho_w = P \cdot f_w \cdot \left(\frac{\alpha_w S_w}{P} \right) \quad (5.16)$$

Os coeficientes para o polinômio de 3ª ordem $f_w()$ são dados na folha de calibração.

CO_2 :

A absorção de radiação por moléculas de CO_2 é influenciada por vários outros gases, incluindo O_2 e H_2O . Uma vez que a concentração de H_2O é mais variável, ele deve ser contabilizado na equivalente pressão P_{ec} do CO_2 . Um método de se fazer isso é:

$$P_{ec} = P \psi(m_w) \quad (5.17)$$

Onde:

$$\psi(m_w) = 1 + (a_w - 1)m_w \quad (5.18)$$

E m_w é a fração molar de vapor de água; a_w foi definida como 1,15 para o LI - 7500.

A absorção α_c de CO_2 é dada por:

$$\alpha_c = \left\{ 1 - \left[\frac{A_c}{A_{c0}} + X_{wc} \left(1 - \frac{A_w}{A_{w0}} \right) \right] (Z_{c0} + Z_c V_d) \right\} \quad (5.19)$$

Onde X_{wc} é o fator de sensibilidade cruzada para o H_2O sobre o CO_2 (CO_2XS sobre a folha de calibração), Z_c é o coeficiente zero (CO_2Z sobre a calibração folha).

A densidade molar ρ_c ($mmol \cdot m^{-3}$) do CO_2 é:

$$\rho_c = P_{ec} f_c \left(\frac{\alpha_c S_c}{P_{ec}} \right) \quad (5.20)$$

O coeficiente para o polinômio de 5ª ordem $f_c()$ é dado sobre a folha de calibração.

Implementação LI-7500:

Pressão atmosférica P_g (KPa) e a temperatura T_g (°C) são medidas por sensores situados na caixa de controle que esta representado na Figura 5.4.

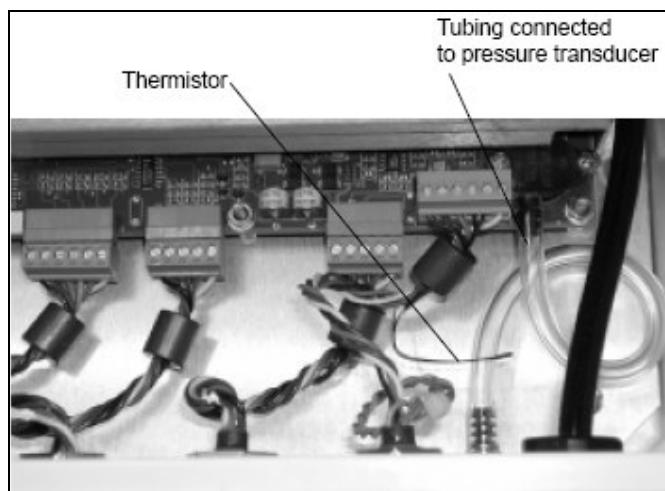


Figura 5.4: Locais dos sensores de temperatura ou semicondutores sensíveis à temperatura (termistor) e de pressão na caixa de controle.

	Descrição	Equação	
$H_2O \left(\text{mmol}/\text{m}^3 \right)$	Densidade do número de H_2O	$W = P_g f_w \left(\frac{\alpha_w S_w}{P_g} \right)$	5.21
$H_2O \left(\frac{\text{g}}{\text{m}^3} \right)$	Densidade da massa de H_2O	$W_w = \frac{18}{1000} W$	5.22
$H_2O \left(\text{mmol}/\text{mol} \right)$	Fração molar de H_2O	$W_w = \frac{WR(T_g + 273,15)}{1000P_g}$	5.23
Ponto de Orvalho ($^{\circ}\text{C}$)	Temperatura do ponto de orvalho	$T_d = \frac{240,97x}{17,502 - x}$ $x = \ln \left(\frac{W_f}{613,65} \right) P_g$	5.24
$CO_2 \left(\text{mmol}/\text{m}^3 \right)$	Densidade do número de CO_2	$C = P_g \psi \left(\frac{W_f}{1000} \right) f_c \left(\frac{\alpha_c S_c}{P_g \psi \left(\frac{W_f}{1000} \right)} \right)$	5.25
$CO_2 \left(\frac{\text{mg}}{\text{m}^3} \right)$	Densidade da massa de CO_2	$C_m = 44 \cdot C$	5.26
$CO_2 \left(\mu\text{mol}/\text{mol} \right)$	Fração molar de CO_2	$C_f = \frac{CR(T_g + 273,15)}{P_g}$	5.27

Nota sobre pressão e temperatura:

Como o LI-7500 é calibrado por densidade, a temperatura não é necessária para o cálculo, e não é necessária qualquer precisão na medida da pressão (equações (5.21) e (5.25)). Por exemplo, um erro de 5% na pressão, tipicamente, leva a um erro de 1% na densidade de CO_2 . Se a banda amplia os efeitos do vapor d'água, estão a ser incluídos no cálculo da densidade de CO_2 , no entanto, a concentração de vapor de água deve ser conhecida, e isso exige também saber a temperatura (equação (5.23)). Mas, novamente, ele não precisa ser muito conhecido com precisão, uma vez que ampliando a correção, fica bastante pequeno. Por exemplo, sob as piores condições (50 $^{\circ}\text{C}$ e saturadas), para 10 $^{\circ}\text{C}$ de erro na medição da temperatura tornaria menos de 0,01% de erro na densidade de CO_2 . Quando calcular a fração molar, a temperatura e a pressão que precisam ser conhecidos com a maior precisão possível. Aqui, erros de pressão e temperatura são diretamente proporcionais aos erros na fração molar. Por exemplo, em condições

típicas, para um erro de 1% na pressão (1 KPa) ou de um erro de 1% na temperatura (3°C) resultará em um erro de 1% na concentração (3 a 4 $\mu\text{mol/mol}$).

Agora veremos o funcionamento teórico do Anemômetro Sônico, neste caso para exemplificar vamos tratar do funcionamento de um Campbell CSAT3.

5.4.2 Operação do Campbell CSAT3

O anemômetro possui um arranjo de três transdutores ultra-sônicos igualmente espaçados no plano horizontal, formando um triângulo equilátero conforme figura 5.5. Um transdutor, é um dispositivo que transforma um tipo de energia noutro tipo de energia, utilizando para isso um elemento sensor que recebe os dados e os transforma. Por exemplo, o sensor pode traduzir informação não elétrica (velocidade, posição, temperatura, pH) em informação elétrica (corrente, tensão, resistência). Um tipo curioso de transdutor é elaborado a partir de cristais naturais denominados cristais "piezoelétricos". Estes transduzem energia elétrica em energia mecânica na relação de 1:1 (um sinal elétrico para um sinal mecânico).

O princípio de funcionamento deste permite o cálculo da velocidade do vento, baseando-se na geometria e dimensão do sistema de transdutores, isto é, é medido o tempo em que é transmitido e recebido os ultra-sons de alta frequência pelos transdutores, sabendo a velocidade sônica, a distância entre os dois transdutores e as propriedades do escoamento de ar que circula na linha dos transdutores, poderemos calcular a velocidade do vento.



Figu

ra 5.5: Anemômetro Sônico 3D

Velocidade do Vento:

Cada eixo do CSAT3 emite dois sinais ultra-sônicos em sentidos opostos. O tempo de viagem do primeiro sinal (saída) é dado por:

$$t_0 = \frac{d}{c + u_a} \quad (5.28)$$

E o tempo de resposta do segundo sinal (retorno) é dado por:

$$t_b = \frac{d}{c - u_a} \quad (5.29)$$

onde " t_0 " é o tempo de viagem do sinal no eixo do transdutor, " t_b " é o tempo de viagem do sinal no sentido oposto, " u_a " é a velocidade do vento ao longo do eixo central do transdutor, " d " é a distância entre os transdutores, e " c " é a velocidade do som.

A velocidade do vento, " u_a ", ao longo de qualquer eixo pode ser encontrada invertendo as relações acima, então, subtraindo a equação (5.29) da (5.28) e resolvendo para " u_a ":

$$u_a = \frac{d}{2} \cdot \left[\frac{1}{t_0} - \frac{1}{t_b} \right] \quad (5.30)$$

A velocidade do vento é medida nos três eixos não ortogonais para os termos " u_a ", " u_b " e " u_c ", onde os índices "a", "b" e "c" referem-se aos eixos sônicos não ortogonais.

As componentes do vento não-ortogonais são então transformadas em componentes da velocidade do vento ortogonais, " u_x ", " u_y " e " u_z ", da seguinte maneira:

$$\begin{bmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \end{bmatrix} = A \begin{bmatrix} u_a \\ u_b \\ u_c \end{bmatrix} \quad (5.31)$$

Onde "A" é uma matriz 3x3 de transformação de coordenadas, que é única para cada CSAT3 e é armazenada na memória ROM.

Temperatura:

A velocidade do som determinada sonicamente pode ser obtida através da soma dos inversos das equações (5.28) e (5.29). O CSAT3 corrige em tempo real os efeitos do vento soprando perpendicularmente ao caminho sônico. Correções adicionais são necessárias conforme sugerido por Liu et al.,2001:

$$c = \frac{d}{2} \left[\frac{1}{t_0} - \frac{1}{t_b} \right] \quad (5.32)$$

A velocidade do som no ar úmido é uma função da temperatura e da umidade e é dada por:

$$c^2 = \frac{\gamma \cdot P}{\rho} = \gamma \cdot R_d \cdot T_v = \gamma \cdot R_d \cdot T(1 + 0,61 \cdot q) \quad (5.33)$$

Onde " γ " é a razão do calor específico da umidade do ar à pressão constante em volume constante, " P " é a pressão, " ρ " é a densidade do ar, " R_d " é a constante do gás para o ar seco, " T_v " é a temperatura virtual, " T " é a temperatura do ar, e " q " é a umidade específica definida como a relação entre a massa de vapor de água e a massa total do ar.

Notando que " γ " é uma função da umidade específica. Seria conveniente se os efeitos da umidade específica pudessem ser consolidados em um único termo.

O calor específico da umidade do ar em pressão e volume constante é dado por:

$$C_p = q \cdot C_{pw} + (1-q) \cdot C_{pd} = C_{pd} \cdot (1 + 0,84 \cdot q) \quad (5.34a)$$

$$C_v = q \cdot C_{vw} + (1-q) \cdot C_{vd} = C_{vd} \cdot (1 + 0,93 \cdot q) \quad (5.35b)$$

Onde " C_p " e " C_v " são os calores específicos da umidade do ar em volume e pressão constante, " C_{pw} " e " C_{vw} " são os calores específicos do vapor de água, e " C_{pd} " e " C_{vd} " são os calores específicos do ar seco, respectivamente.

Substituindo as equações (5.34a) e (5.34b) na (5.33) e ignorando os termos de ordem superior. Temos:

$$c^2 = \gamma_d \cdot R_d \cdot T_s = \gamma_d \cdot R_d \cdot T(1 + 0,51 \cdot q) \quad (5.35)$$

Onde " T_s " é a temperatura virtual sônica e " γ_d " é a razão de calor específico do ar seco em pressão constante àquela em constante. Com a equação (5.35), o efeito da umidade, sobre a velocidade do som, é incluído na temperatura virtual sônica.

A temperatura virtual sônica, em graus Celsius, é dada pela equação (5.36), onde " $\gamma_d = 1,4$ " e " $R_d = 287,04 \frac{J}{K \cdot kg}$ ".

$$T_s = \frac{c^2}{\gamma_d \cdot R_d} - 273,15 \quad (5.36)$$

6 ANÁLISE DOS DADOS

Após todas as considerações teóricas feitas, tanto sobre a camada limite planetária quanto sobre a turbulência, que é o foco do trabalho, a ela associada, agora passamos para as análises dos dados coletados em Pedras Altas.

Quando os dados chegam para os laboratórios em Santa Maria, todos eles estão em alta frequência, ou seja, sendo medidos 10 vezes por segundo (10Hz). Mas em algumas ocasiões tivemos que fazer uma média por segundo, ou seja, fazer uma média das 10 medições realizadas a cada segundo, tornando assim as medidas como sendo em 1 Hz. Isso basicamente reduziu o número de linhas de dados de 864.000 medidas por dia para 86.400, que em algumas circunstâncias seriam bem mais apropriadas, mas no momento que isso foi feito para que o gráfico se tornasse mais claro será devidamente descrito no texto. Na tabela 6.1 abaixo esta descrito um exemplo de como os dados chegam até o laboratório para que assim seja possível que as devidas análises sejam feitas:

Ano	Dia	Chuva	Vel. Vento	Vel. Vento	Vel. Vento	Pressão	Temp.	Temp.	Temp.
	Juliano	Total	Mínimo	Máxima	Média	Média	Mínima	Máxima	Média
2007	20	4,826	0,229	11,56	4,336	971,44	13,2	20,42	16,7
2007	21	0	0,294	12,05	3,3	975,08	12,47	23,88	17,83
2007	22	0	1,078	11,99	4,533	971,29	14,02	26,82	19,65
2007	23	0	0	9,38	3,127	967,04	16,82	32,62	24,15
2007	24	0	0	8,56	3,312	966,79	21,88	32,02	26,54
2007	25	16,508	0	15,26	2,451	967,52	18,95	31,16	23,09
2007	26	0,254	0,033	8,46	3,132	966,27	20,55	29,15	23,4
2007	27	0	0,392	8,53	3,29	965,1	20,35	30,69	24,79
2007	28	0	0,686	10,52	3,865	968,15	18,16	26,62	21,24
2007	29	0	1,078	7,84	3,731	969,35	17,42	22,82	19,5
2007	30	0	0	9,64	3,213	970,4	17,49	27,62	21,1
2007	31	0	0	6,762	2,254	969,77	16,15	28,61	22,03

Tabela 6.1: Dados coletados

Então é assim que basicamente recebemos os dados no laboratório, com alguns tratamentos. Os tratamentos são exatamente quanto à frequência de medição e captação desses dados, pois na tabela 6.1 acima estão os dados com médias de cada dia. Isso significa que foram feitas as médias de todas aquelas 864.000 medidas realizadas durante cada dia e plotadas na tabela.

Na tabela consta o ano (todos os dados foram feitos sobre o ano de 2007), em seguida o dia Juliano, que seriam os dias do ano sem distinção de mês, ou seja, contados corridos do dia 01 até o dia 365. Neste exemplo acima estão contados os dias a partir do dia 20 de Janeiro de 2007 até o dia 31 de Janeiro de 2007, e depois todas as variáveis relacionadas ao desenvolvimento da camada limite.

Para a realização deste trabalho foram escolhidos para cada variável um mês mais sobressalente, para que os gráficos e a compreensão ficasse mais evidente. Por exemplo, para analisar a precipitação o mês escolhido foi Maio por ter evidenciado três dias com muitas chuvas e com poucas chuvas em alguns demais dias, vejamos este exemplo na tabela 6.2 abaixo:

Ano	Dia Juliano	Chuva Total	Pressão Média
2007	121	0	969,77
2007	122	3,302	971,17
2007	123	0	976,42
2007	124	77,21	970,63
2007	125	75,436	969,96
2007	126	23,368	965,71
2007	127	0	972,15
2007	128	0	976,75
2007	129	0	983,83
2007	130	0	982,69
2007	131	0,254	976,9
2007	132	0	978,73
2007	133	0	976,9
2007	134	0,254	976,56
2007	135	0,254	972,08
2007	136	0	968,75
2007	137	0	974,54
2007	138	0	977,5
2007	139	0	978,19
2007	140	0	973,44
2007	141	6,604	967,52
2007	142	0,254	966,23
2007	143	0,762	970,44
2007	144	0,254	977,54
2007	145	0	976,52
2007	146	0	972,73
2007	147	0	973,13
2007	148	0	975,58

2007	149	0,508	978,77
2007	150	0	982,67
2007	151	0,254	976,1

Tabela 6.2: Dados Simplificados

Portanto como dito acima, no mês de Maio, que compreende os dias Julianos de 121 até 151, os dados que foram analisados foram a precipitação total do mês, sendo feitas dia por dia, e a variação média da pressão por dia.

A precipitação é feita somando toda a chuva que foi acumulada durante aquele respectivo dia e a pressão é feita fazendo a média da variação da pressão durante todo o dia, mas isso o próprio equipamento já é programado para fazer essas médias. A pressão é influenciada pelo deslocamento de massas quentes e frias, ou seja, de áreas de alta e baixa pressão, e com isso o fator que é influenciado será a temperatura daquela região. Vejamos os gráficos dessas duas variáveis fazendo uma análise abrangente como na figura 6.1 abaixo, que mostra exatamente a coluna da precipitação da tabela 6.2:

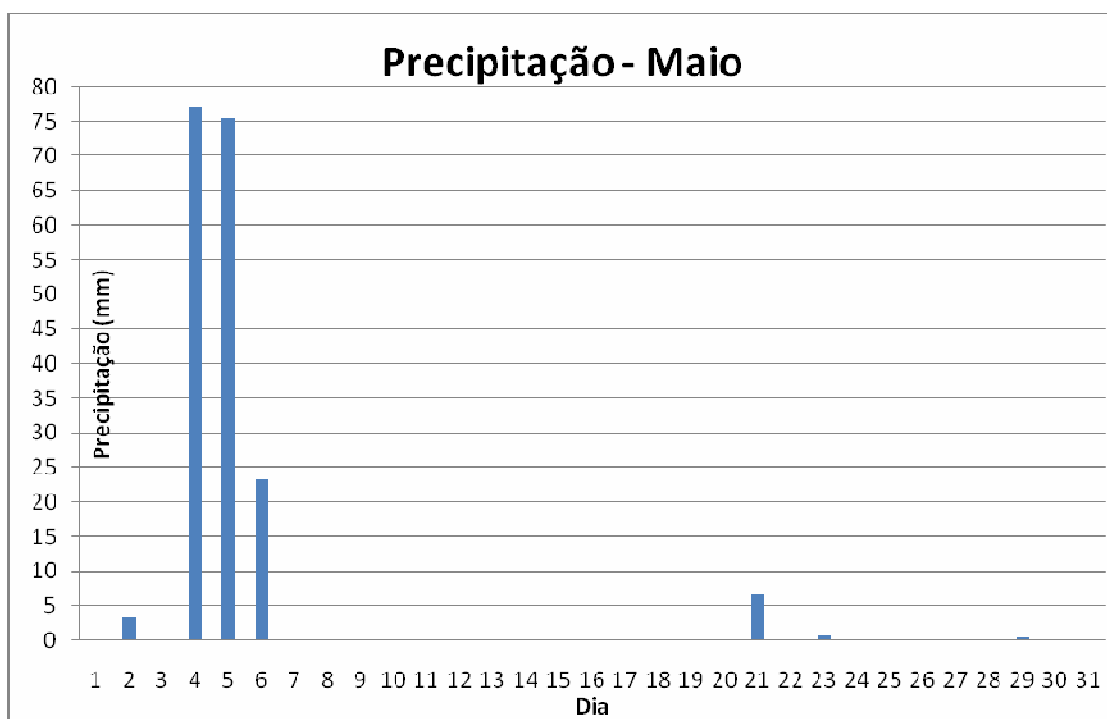


Figura 6.1: Precipitação acumulada, Maio, dia por dia.

Agora na figura 6.2 abaixo temos o gráfico da pressão durante todo o mês de Maio, que os dados estão representados na tabela 6.2.

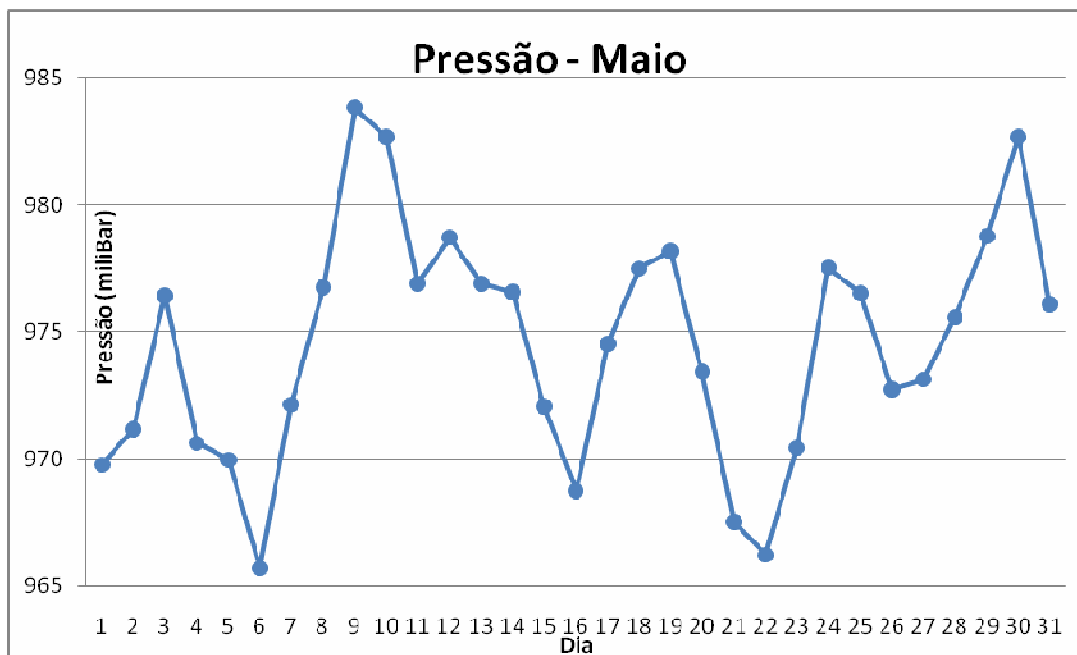


Figura 6.2: Média da pressão de Maio, dia por dia.

Agora, como a próxima variável a ser analisada será a Temperatura, os meses escolhidos foram os de Fevereiro e Julho, uma vez que Fevereiro foi o mês mais quente do ano passado (em média) assim como Julho foi o mês mais frio. Para exemplificar melhor, vamos novamente recorrer à tabela de dados coletados, que esta completa com os dados analisados para os referentes meses, Fevereiro e Julho. No exemplo da tabela 6.3 temos apenas o mês de Fevereiro, que compreende os dias Julianos de 32 a 59.

Ano	Dia Juliano	Temp. Mínima	Temp. Máxima	Temp. Média	Temp. Solo 2cm	Temp. Solo 5cm	Temp. Solo 10cm
2007	32	17,49	31,29	23,87	28,3	27,87	27,48
2007	33	20,29	33,08	26,15	29,61	29,12	28,6
2007	34	21,09	34,21	26,74	29,57	29,18	28,83
2007	35	17,35	32,5	24,3	28,88	28,59	28,4
2007	36	18,86	26,96	21,33	24,18	24,49	25,19
2007	37	18,89	26,23	21,49	23,34	23,36	23,72
2007	38	15,81	25,82	20,2	23,93	23,84	24,01
2007	39	14,49	28,23	21,14	24,12	23,98	24,11
2007	40	15,21	29,03	21,81	25,03	24,82	24,83
2007	41	16,15	27,69	21,37	25,53	25,31	25,27
2007	42	15,41	24,36	19,26	24,57	24,58	24,8
2007	43	12,88	24,89	18,34	24,38	24,24	24,31

2007	44	14,55	28,42	20,61	25,43	25,14	25,03
2007	45	17,02	31,49	23,21	27,34	26,88	26,47
2007	46	17,35	31,36	23,39	27,89	27,49	27,14
2007	47	18,95	34,36	25,69	28,48	27,99	27,54
2007	48	16,15	25,83	22,44	25,08	25,31	25,76
2007	49	11,6	22,22	16,27	22,01	22,17	22,7
2007	50	11,21	24,62	17,91	22,35	22,31	22,6
2007	51	14,74	25,43	19,64	24,3	24,03	23,95
2007	52	15,88	26,03	20,42	24,15	24,01	24,09
2007	53	20,15	28,63	22,8	24,76	24,62	24,67
2007	54	18,08	24,76	20,87	22,42	22,44	22,77
2007	55	19,42	28,62	22,76	24,33	23,86	23,55
2007	56	19,62	31,89	25,05	26,34	25,92	25,58
2007	57	21,16	30,36	25,7	25,92	25,7	25,64
2007	58	19,95	31,76	25,01	25,74	25,53	25,47
2007	59	19,22	28,16	22,86	25,63	25,41	25,36

Tabela 6.3

Temos então a tabela do mês de Fevereiro completa com os dados de média da temperatura diária. Os dados da temperatura estão separados em temperatura do ar e do solo, este último sendo dividido em 2cm, 5cm e 10cm abaixo do nível do solo. Percebemos que a média da temperatura do ar diária não é apenas a soma da temperatura mínima com a máxima, mas sim uma média real da temperatura diária daquela localidade.

Primeiramente vamos ver as diferenças entre as temperaturas do ar desses dois meses (como a tabela de dados esta coerente com o gráfico não se fez necessário a plotagem dos dados do mês de Julho, contendo apenas os gráficos). Temos então que na figura 6.3 estão representadas as médias das temperaturas do ar de Fevereiro, no gráfico fica mais evidente ver que as médias são temporais, isso significa que não é apenas somar a temperatura mínima que foi registrada durante aquele dia com a máxima, mas sim tendo respeitado o período em que elas atuaram no dia, fazendo a média real temporal.

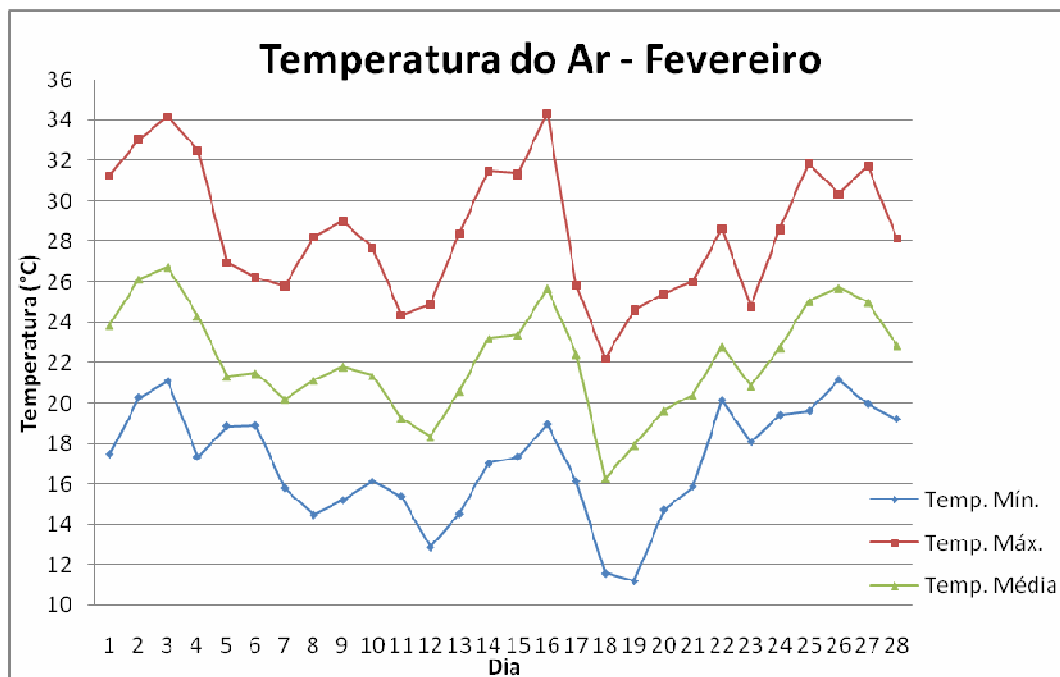


Figura 6.3: Temperatura do ar, Fevereiro de 2007, mês mais quente do ano.

Podemos assim notar com as figuras 6.3 e 6.4 a grande disparidade entre os dois meses, um com temperaturas reais muito maiores do que as do outro mês. É importante notar também na figura 6.4 que existem algumas temperaturas negativas registradas assim como a enorme mudança de temperatura em apenas poucos dias. É importante notar nesses gráficos o eixo da variação da temperatura para ver a escala em que este se encontra, pois como são gráficos sempre muito específicos os eixos em que se encontram as variáveis são usualmente muito específicos.

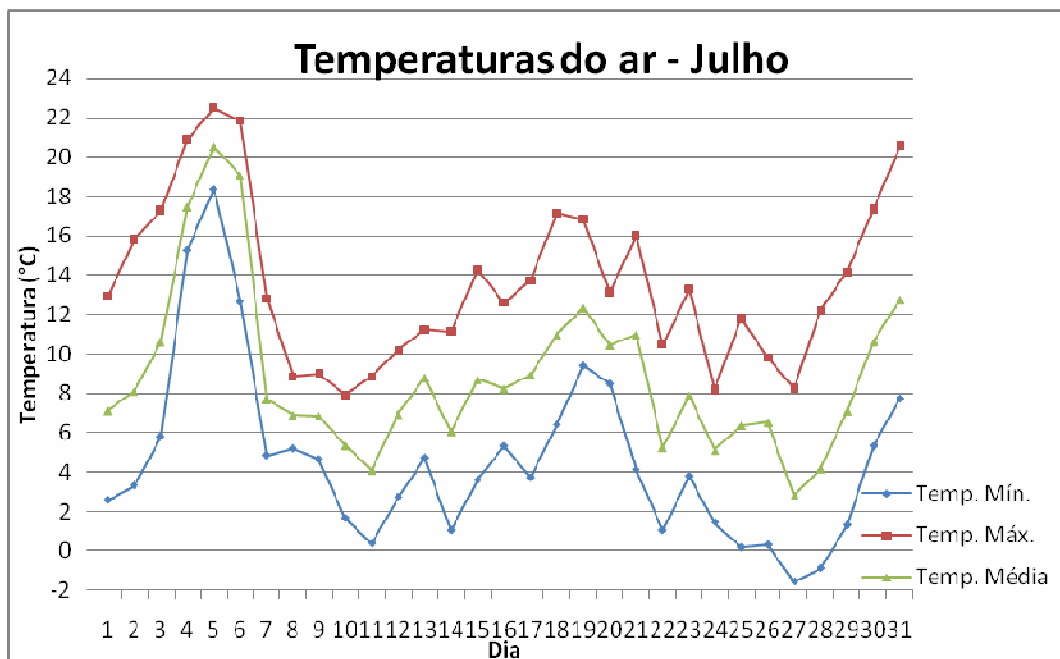


Figura 6.4: Temperatura do ar, Julho de 2007.

É importante saber que a temperatura do ar é captada por um anemômetro (como já descrito seu funcionamento na seção 5.4.2), mas a temperatura do solo é captada de uma forma evidentemente diferenciada. Para o solo é colocado sensores, espécies de termômetros nas profundidades desejadas, no caso deste trabalho então são 2cm, 5cm e 10cm de profundidade. Veremos a seguir os gráficos da temperatura do solo dos mesmos meses (Fevereiro e Julho) para ter uma idéia da variação dessa temperatura quanto à variação da temperatura média do ar diária.

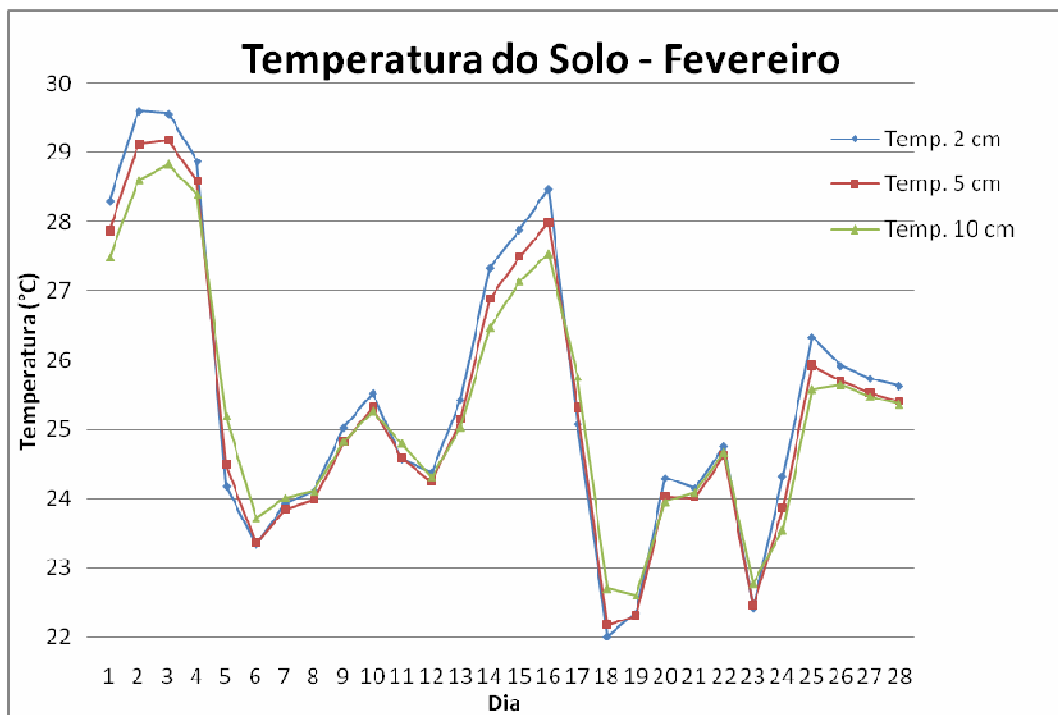


Figura 6.5: Temperatura solo, Fevereiro de 2007.

É interessante comparar os gráficos dessas temperaturas do solo dos meses analisados com os gráficos das temperaturas do ar para ver como se dá a variação de uma temperatura em função da outra.

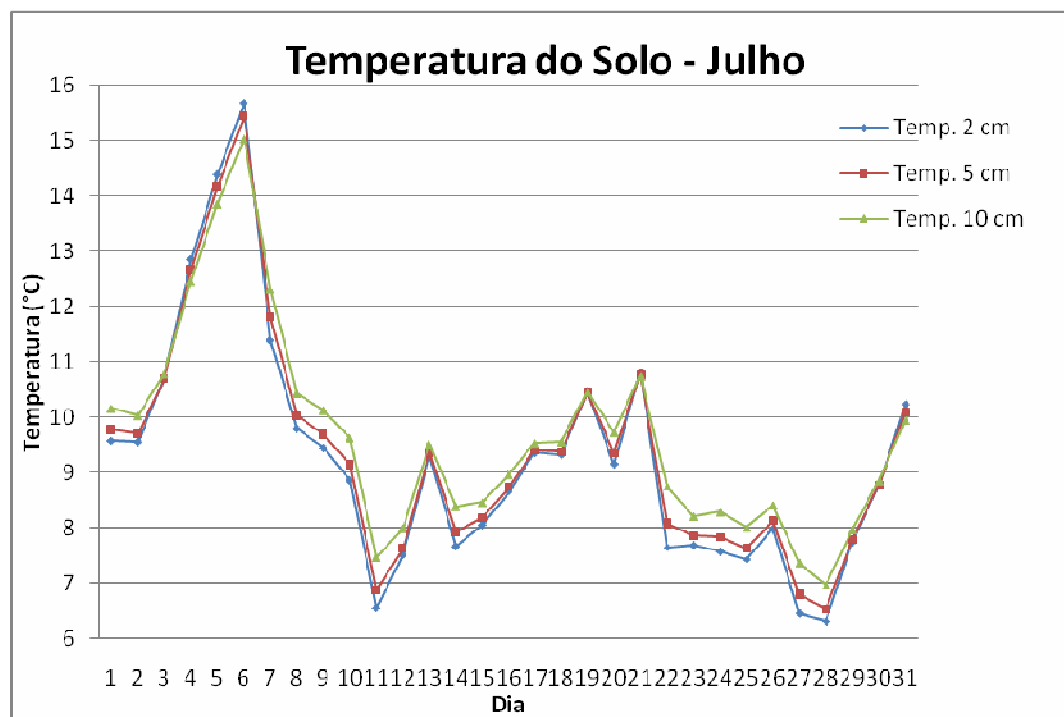


Figura 6.6: Temperatura solo, Julho de 2007.

Podemos perceber que a temperatura do solo a 10cm da superfície tem uma menor variação do que a 2cm por exemplo. Isso nos mostra que quanto maior a profundidade do solo menor será a variação da sua temperatura, ou seja, que quanto maior a profundidade menos vai ser sentida a variação da temperatura influenciada pela atmosfera em si.

Para que isso fique mais claro pode-se fazer uma análise com os dados de um dia apenas. Esses dados foram obtidos fazendo-se a média da temperatura do solo (nas três profundidades, assim como nas anteriores) a cada meia hora, lembrando que isso é regulado no próprio aparelho que mede essa temperatura. Assim para se ter uma idéia, vejamos como seria a tabela que o equipamento fornece ao laboratório quanto aos dados da temperatura do solo tendo a média a cada meia hora que esta representada na tabela 6.4 abaixo.

Código	Ano	Dia Juliano	Hora e Minuto	Temp. Solo 2 cm	Temp. Solo 5 cm	Temp. Solo 10 cm
127	2007	34	00:00	27,99	28,64	29,31
127	2007	34	00:30	27,57	28,24	28,98
127	2007	34	01:00	27,18	27,87	28,67
127	2007	34	01:30	26,82	27,52	28,37
127	2007	34	02:00	26,49	27,19	28,09
127	2007	34	02:30	26,2	26,9	27,82
127	2007	34	03:00	25,92	26,62	27,57
127	2007	34	03:30	25,68	26,37	27,33
127	2007	34	04:00	25,46	26,14	27,11
127	2007	34	04:30	25,24	25,92	26,9
127	2007	34	05:00	25,02	25,7	26,7
127	2007	34	05:30	24,82	25,5	26,51
127	2007	34	06:00	24,64	25,31	26,33
127	2007	34	06:30	24,51	25,15	26,16
127	2007	34	07:00	24,39	25,01	26
127	2007	34	07:30	24,27	24,88	25,86
127	2007	34	08:00	24,21	24,76	25,73
127	2007	34	08:30	24,28	24,71	25,62
127	2007	34	09:00	24,57	24,78	25,55
127	2007	34	09:30	24,86	24,93	25,54
127	2007	34	10:00	25,61	25,22	25,58
127	2007	34	10:30	26,76	25,82	25,75
127	2007	34	11:00	28,11	26,65	26,07
127	2007	34	11:30	29,51	27,63	26,54
127	2007	34	12:00	30,84	28,66	27,11

Tabela 6.4

Na primeira coluna temos o código que seria de qual estação que estes dados provêm, no caso seria da torre de Pedras Altas, que tem então como código 127.

Podemos ver então a média da temperatura a cada meia hora em todas as três profundidades, mas aqui foram plotados os dados apenas até o meio dia (12:00) para que não ficasse muito grande a tabela. Vejamos como ficaram os gráficos (mais uma vez não havendo necessidade de plotar os dados referentes ao mês de Julho, apenas seu respectivo gráfico):

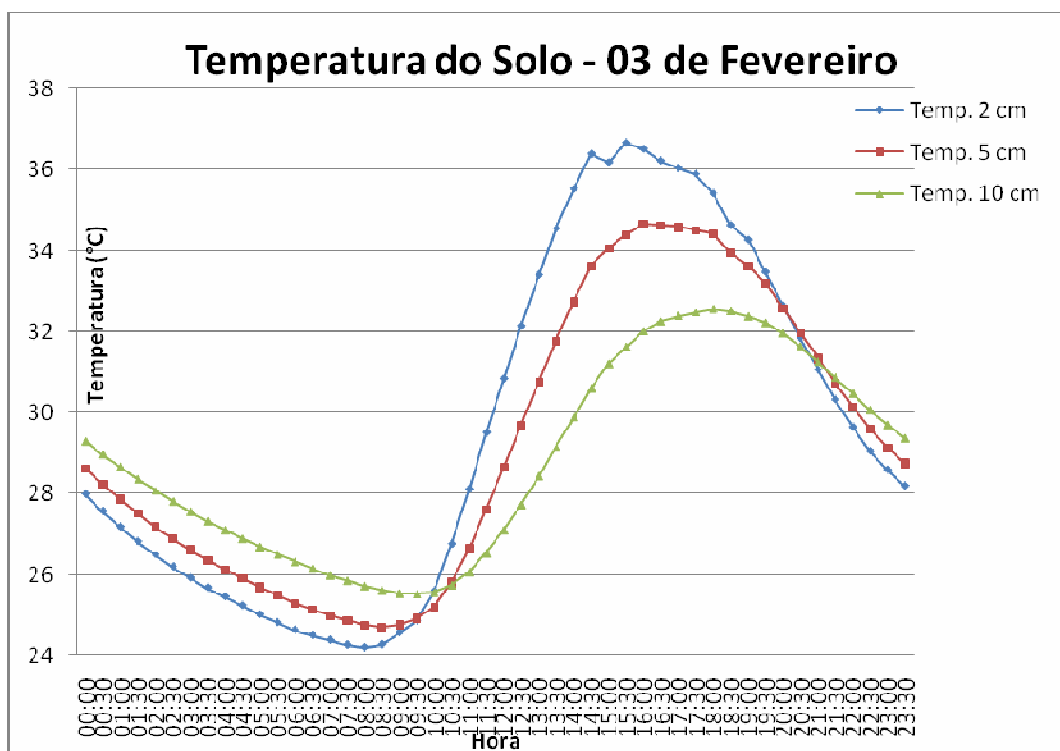


Figura 6.7: Temperatura Solo referente apenas ao dia 03 de Fevereiro de 2007, com medidas feitas a cada meia hora.

Com esse gráfico representado na figura 6.7, mais detalhado e mais específico se comparado com a figura 6.5, podemos comprovar mesmo que a variação da temperatura do solo tem uma menor variação conforme aumenta a profundidade. Isto significa que fenômenos referentes à atmosfera tem uma menor influência conforme aumentamos a profundidade a partir do nível do solo (superfície). Vamos comprovar agora as mesmas características mas para o mês de Julho conforme figura 6.8 abaixo.

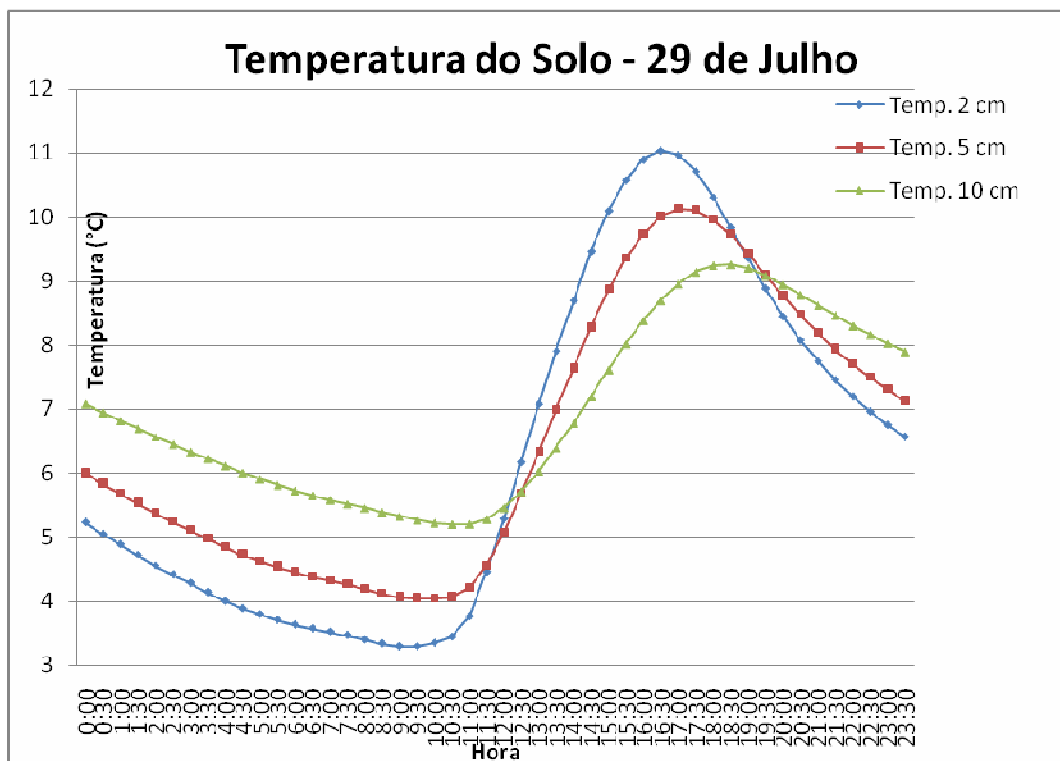


Figura 6.8: Mesmo sem a tabela, este é o gráfico da temperatura do solo referente ao dia 29 de Julho de 2007.

Feitas as considerações sobre a temperatura, vamos passar para a parte em que a turbulência se torna mais evidente e coerente segundo toda a teoria apresentada mais acima. Agora então será analisada a parte do vento, tanto numa média diária quanto a suas variáveis mais específicas.

Primeiro o plot da tabela relacionada às suas variáveis de velocidades, mas sem levar em conta sua direção específica, ou seja u , v ou w :

Ano	Dia Juliano	Vel. Vento Mínimo	Vel. Vento Máxima	Vel. Vento Média
2007	213	0,947	12,32	4,74
2007	214	0,849	12,58	5,406
2007	215	1,437	14,08	5,823
2007	216	0	12,58	3,278
2007	217	0	12,97	5,819
2007	218	1,797	11,2	5,403
2007	219	0,359	10,65	3,782
2007	220	0	10,91	3,749
2007	221	1,633	14,93	6,83
2007	222	0	8,17	2,843
2007	223	0,784	10,29	4,39
2007	224	0	14,44	6,308

2007	225	2,156	14,44	7,112
2007	226	0,653	16,89	6,247
2007	227	1,535	11,96	5,06
2007	228	0,49	11,69	5,159
2007	229	0,849	10,45	4,665
2007	230	0,425	14,73	5,167
2007	231	0,588	14,05	5,22
2007	232	0	10	2,323
2007	233	1,503	10,98	4,69
2007	234	0	8,85	2,593
2007	235	0,719	9,18	3,796
2007	236	1,339	12,12	5,391
2007	237	0,915	10,13	3,9
2007	238	1,013	8,46	3,601
2007	239	0,261	6,566	2,531
2007	240	0,294	10,03	3,78
2007	241	1,372	10,71	4,741
2007	242	0,588	7,22	2,745
2007	243	0,523	7,84	3,173

Tabela 6.5

Vemos aqui que o mês em questão agora em se tratando de velocidade do vento será Agosto, pois foi o mês que teve a maior variação do vento durante o ano de 2007. Vamos ver como ficou o gráfico tendo essas medias diárias de vento durante todo o mês de Agosto representado na figura 6.9.

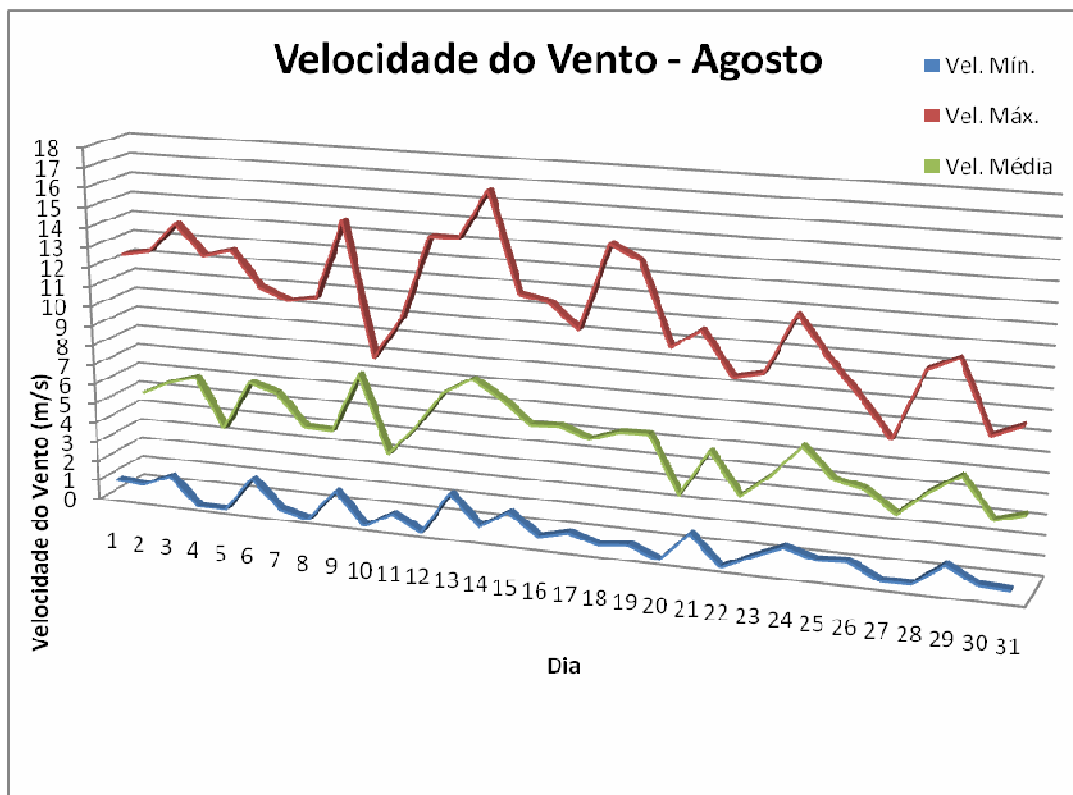


Figura 6.9: Variações diárias médias da velocidade do vento durante o mês de Agosto.

Existem sensores em outras torres meteorológicas administradas pelo INPE que medem a velocidade do vento com todas as suas componentes e variações no espaço, fornecendo os ângulos em que os ventos mais fortes sopram, mas infelizmente não é o caso desse nosso de agora. Mais especificadamente, para se ter uma idéia melhor da ação da turbulência afetando o vento nas suas direções, podemos ter os gráficos representados em cada uma das suas componentes direcionais, ou seja, nas três direções, u , v e w .

Para esses próximos gráficos, foram usados dados referentes a somente um dia, o dia 03 de Agosto de 2007 para ser mais específico. Como os dados coletados são de 10Hz, quando fosse feito um gráfico sobre esses dados, esse ficaria muito difícil de se ter alguma visualização mais precisa, pois seriam muitos pontos próximos um dos outros, então transformamos esses dados de 10Hz para apenas 1Hz através de programas feitos em Fortran como já comentado. Com isso conseguimos um gráfico mais específico onde podemos começar a ter uma boa idéia de toda a parte teórica abordada durante o trabalho, uma vez que em bibliografias para pesquisa toda a parte teórica é muito idealizada, e com esses

dados reais conseguimos transpor as barreiras ideais e analisar tudo perante dados reais. Vejamos então:

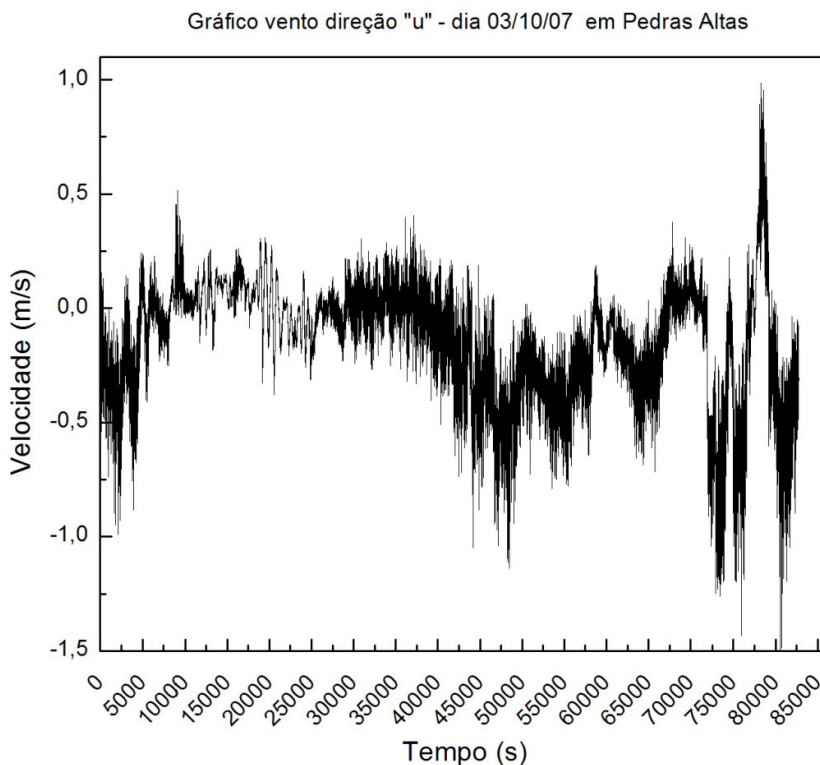


Figura 6.10

Agora ficando um pouco mais claro neste gráfico da figura 6.10 então a questão turbulenta teórica. Notemos que a velocidade do vento analisada por esse gráfico se dá apenas na direção horizontal u . Deve-se sempre estar atento as escalas principalmente do eixo da velocidade para que possamos notar as diferenças que antes foram abordadas em teoria, para compreender se a prática está devidamente de acordo.

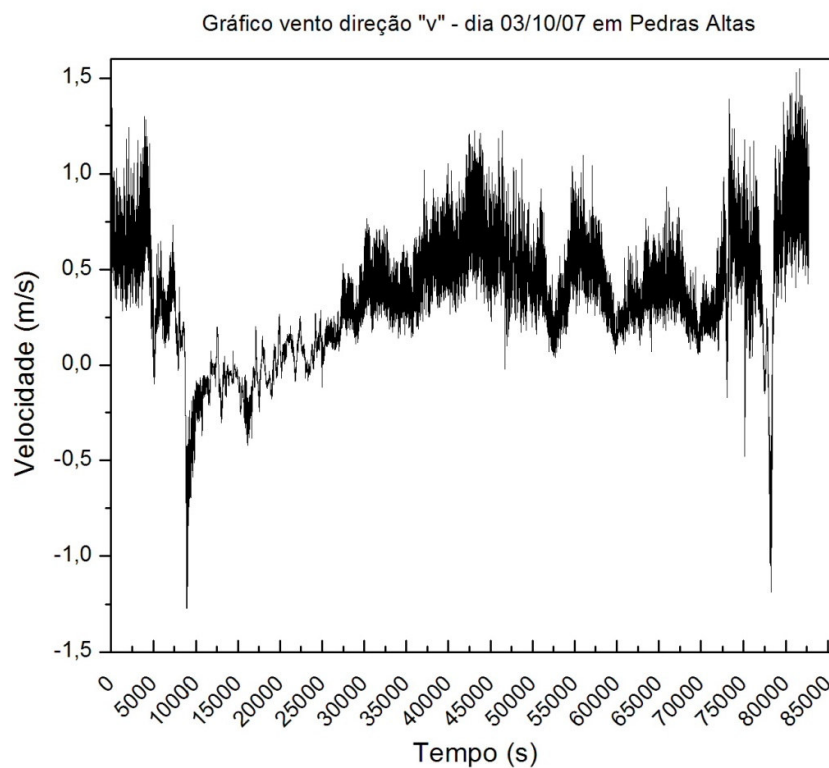


Figura 6.11

Na figura 6.11 também temos o gráfico da direção horizontal v do mesmo dia de Agosto e no mesmo local. Pode-se notar que a variação em torno da média é grande, ou seja, tendo rajadas de ventos fortes e muita turbulência associada. Se olharmos em torno da posição onde não existe velocidade, ou seja, em torno do zero, podemos visualmente ter uma idéia de como se dá a turbulência nessa direção vendo quanto foge da média o vento nessa direção específica, e essa análise é interessante se fazer em todos os gráficos de todas as direções. Outra coisa que deve ser notada é que os últimos segundos desse dia não foram devidamente captados pelo sensor devido a alguma falha técnica.

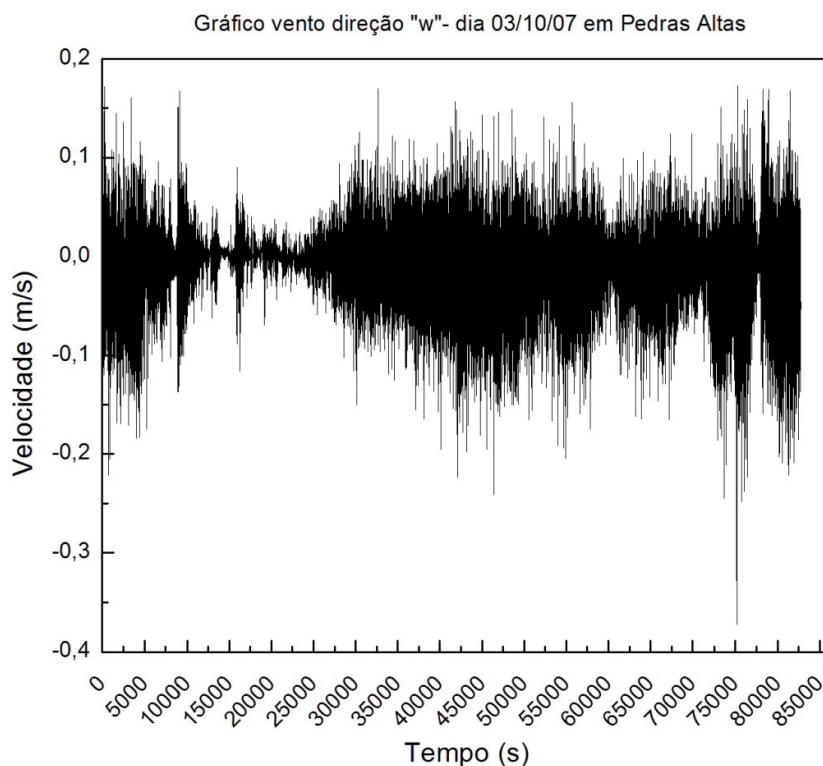


Figura 6.12

Na figura 6.12 temos o gráfico então da velocidade do vento mas agora na direção vertical w . Como podemos notar nas escalas da velocidade do vento vertical e horizontais, vemos que as horizontais são muito maiores do que a vertical, implicando realmente que a teoria estava de acordo quando dizia que a velocidade do vento vertical é muito menor do que as horizontais. Mas que mesmo sendo muito menor esta não deixa de ser afetada e muito pela turbulência também.

Por fim vamos ver como se darão os gráficos quando analisamos os dados nas três direções, mas em apenas uma hora, para que a turbulência que ocorre nessa variável seja bem evidente, e condizente com a teoria aplicada a ela. Vejamos então para duas horas distintas durante o dia 02 de Outubro de 2007, analisando então ao meio dia e as 4:00 horas da manhã. Estes horários foram escolhidos por geralmente serem bem distintos quanto a temperatura, umidade e também quando relacionados a velocidade dos ventos.

Então as figuras a seguir, partindo da 6.13 até a 6.18, irão tratar da variável velocidade do vento nas três direções (u , v e w) assim como já foi visto nas figuras 6.10, 6.11 e 6.12, mas agora então em apenas uma hora o gráfico será plotado.

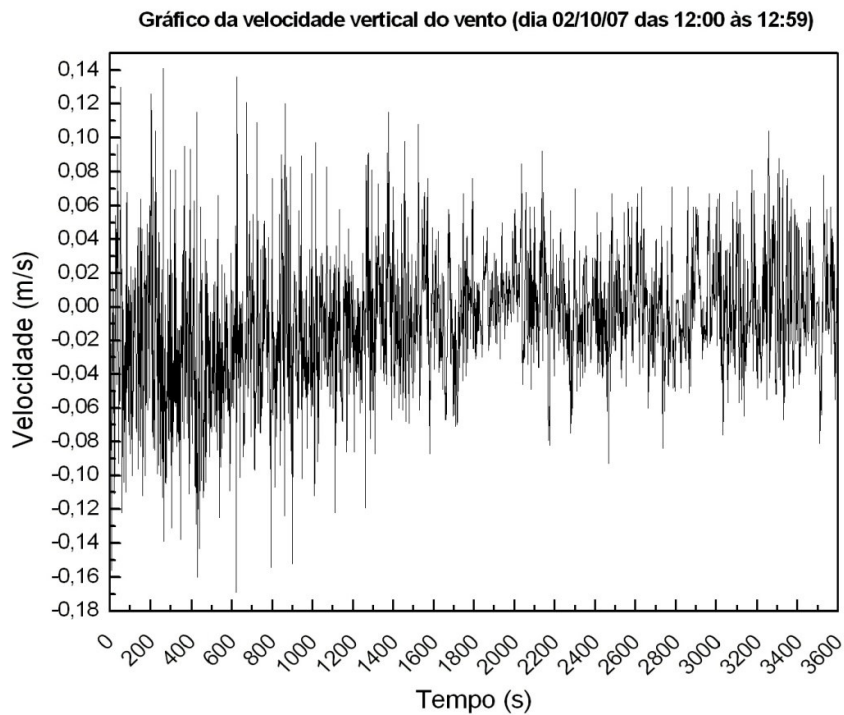
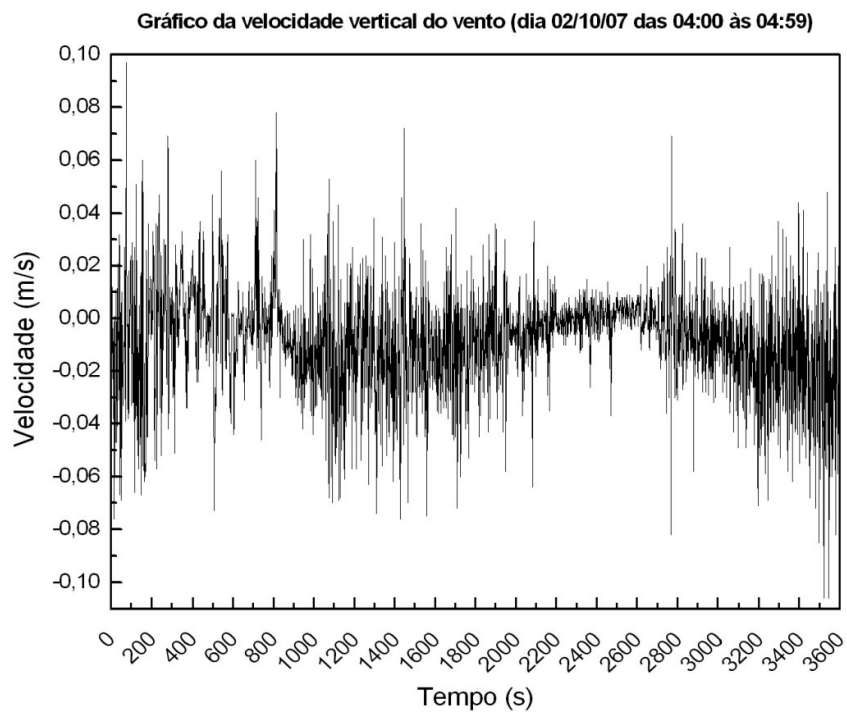


Figura 6.13: Evidente a ação da turbulência relacionada ao vento vertical w durante o



dia

Figura 6.14: Mostrando agora a variação dessa velocidade fraca durante a noite.

Vamos ver para as duas direções horizontais como ficam os gráficos, notando sempre a escala da esquerda que varia muito da velocidade vertical para essas duas horizontais.

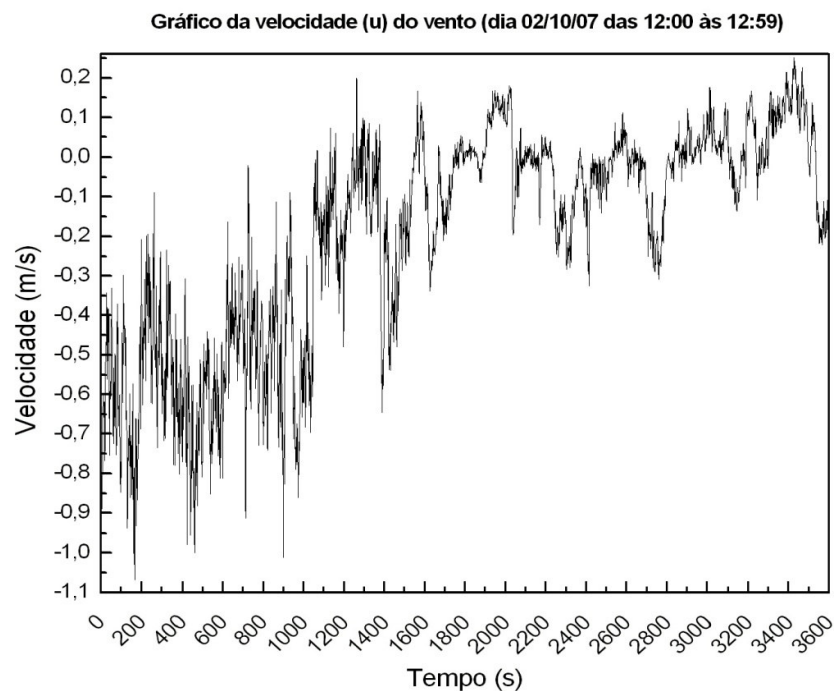


Figura 6.15: O gráfico proposto mostra a variabilidade da velocidade horizontal u durante o dia.

Nesta direção temos uma diferença bem evidente nas escalas da velocidade do vento, assim como diferenças notáveis entre as diferentes horas mas na mesma direção, ou seja, comparando os gráficos 6.15 com 6.16.

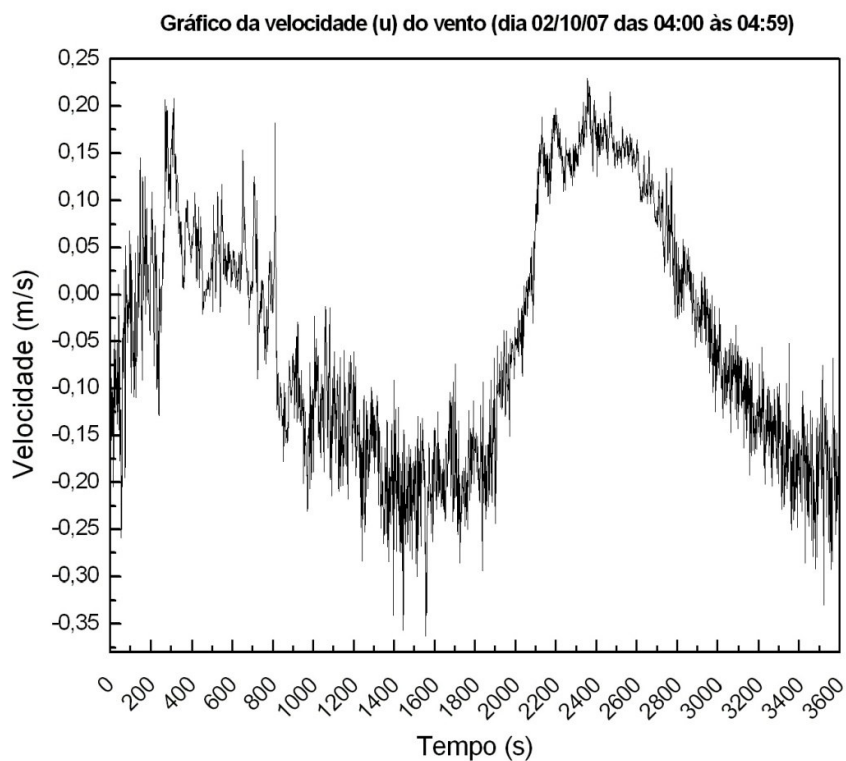


Figura 6.16: O gráfico proposto mostra a variabilidade da velocidade horizontal u durante a noite.

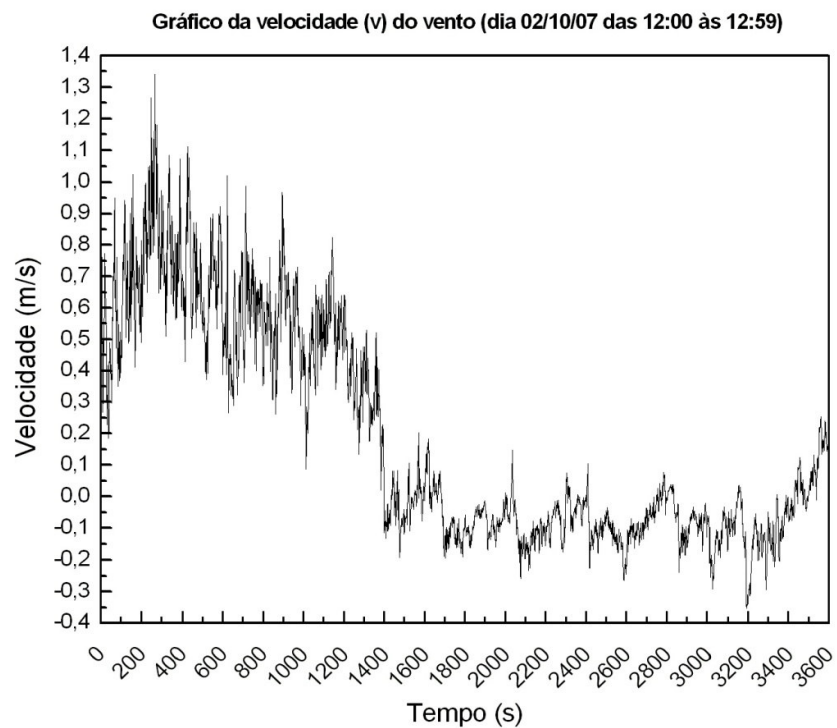


Figura 6.17: O gráfico proposto mostra a variabilidade da velocidade horizontal v durante o dia.

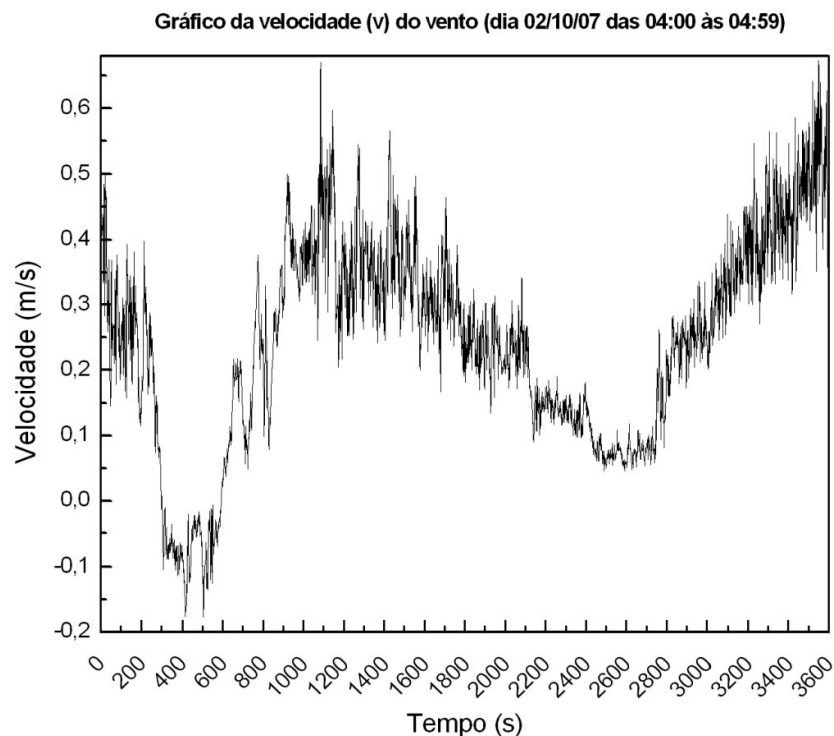


Figura 6.18: O gráfico proposto mostra a variabilidade da velocidade horizontal v durante o dia.

Mais uma vez, para que estes dados fossem analisados e os gráficos pudessem ter sido feitos, os dados foram convertidos de 10Hz para 1Hz pelo mesmo sistema anterior. E nesses últimos gráficos ficou mais evidente ainda a presença da turbulência como fator aparente no desenvolvimento da atmosfera, afetando principalmente a Camada Limite Planetária.

Para meteorologistas que analisam a questão de fluxos e balanços energéticos do Planeta esses gráficos de velocidades específicas do vento são de extrema utilidade, pois podem comparar as velocidades dos ventos com as temperaturas e fazer as escalas de fluxos e analisar através de modelos matemáticos todo o desenvolvimento da atmosfera a partir da camada limite planetária, mas para que isso seja possível deve-se usar equipamentos que façam essas medidas de fluxo o que não foi o caso de Pedras Altas.

7 CONCLUSÕES

Neste trabalho foram analisados alguns dos dados que o laboratório de modelagem atmosférica (Gruma) do CRSPE/INPE de Santa Maria recebem de estações meteorológicas, mais especificamente os dados da estação de Pedras Altas. Mas evidente que até chegar ao ponto de se analisar esses dados recebidos da estação meteorológica uma gama de conhecimento sobre o desenvolvimento da atmosfera teve que ser construído junto ao alunos do laboratório com pesquisas teóricas e debates sobre os temas aqui abordados. Assim como conhecimentos na área de informática também tiveram que ser muito bem implementados para que esses dados fossem tratados da melhor forma possível e a realização do trabalho também pudesse ter tido êxito.

O objetivo maior era de validar algumas construções teóricas feitas ao longo do texto, que embasadas em artifícios matemáticos geravam modelos muito corretos mas que sem a verificação prática, através de dados colhidos diretamente de torres meteorológicas e feitos os tratamentos, as análises ficariam um tanto quanto obscuras principalmente para alunos de graduação.

E a partir desses dados pudemos concluir que:

_a visualização dos dados como são obtidos através de uma torre meteorológica;

_a existência da turbulência evidente e presente quando nos referimos a variações de velocidades dos ventos, apresentada na teoria e mostrada nos gráficos;

_através dos dados, os gráficos que são gerados com eles podem auxiliar pessoas que queiram trabalhar com esses conceitos físicos e meteorológicos;

Pudemos ver alguns aparelhos e seus respectivos funcionamentos inseridos num contexto teórico e depois como esses aparelhos através de suas investigações nos fornecem dados muito valiosos.

Creio então que os objetivos iniciais foram alcançados devido ao trabalho do grupo, assim como o meu trabalho dentro desse grupo de modelagem auxiliando outras instituições que venham a usar de diversas formas esses dados aqui referidos. E foi de grande êxito também a correlação da teoria estudada com os dados coletados diretamente de uma torre meteorológica.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BENDAT, J. S.; PIERSOL, A. G., 1986. **Random Data – Analysis and Measurement Procedures**, 2ª Edição, Wiley, New York.

DA SILVA, R. **Características Espectrais e Similaridade da Camada Limite Superficial sobre Terreno Complexo**. Departamento de Física, Universidade Federal de Santa Maria, UFSM, 76pp (dissertação de mestrado), 2000.

HOGSTROM, U., 1996: **Review of Some Basic Characteristics of the Atmospheric Surface Layer**. *Boundary-Layer Meteorology*, **78**, 215-246.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. **Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement**. Oxford University Press, New York, 289 pp, 1994.

LESIEUR, M., 1997. **Turbulence in fluids**, 3ª Edição, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

LUMLEY, J. L.; PANOFSKY, H. A. **The structure of atmospheric turbulence**. (Interscience Monographs and Texts in Physics and 109 Astronomy, vol. XII), New York, Interscience Publishers: a division of John Wiley and Sons, Inc., 1964.

MAGNAGO, R. O. **Algumas Características da Turbulência Atmosférica na Camada Superficial sob um Terreno Complexo no Sul do Brasil**. Departamento de Física, Universidade Federal de Santa Maria, UFSM, 75pp (dissertação de mestrado), 2003.

MAHRT, L., 2000: **Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer**. *Boundary-Layer Meteorology*, **96**: 33-62.

MÖLLER, S.V.; SILVESTRINI, J.H. **Turbulência**. Vol 4. Porto Alegre, 2004.

MOREIRA, D.M.; CARVALHO, J.C.; VILHENA, M.T. (Organizadores). **Tópicos em turbulência e modelagem da dispersão de poluentes na camada limite planetária**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 1ª Edição, 2005.

NIEUWSTADT, F.T.M AND DUYNKERKE, P.G., 1996: **Turbulence in the atmospheric boundary layer**. *Atmospheric Research*, **40**, 111-142.

OLIVEIRA, A.P. AND FITZJARRALD, D., 1994: **The Amazon River Breeze and Local Boundary Layer: II. Linear Analysis and Modeling**. *Boundary-Layer Meteorology*, **67**, 75-96.

PANOFSKY, H. A.; DUTTON, J. A. **Atmospheric Turbulence**. Wiley-Interscience, New York, 397pp, 1984.

SWOKOWSKI, E.W.; FLORES, V.R.L.; MORENO, M.Q. **Cálculo de geometria analítica**. 2ª Edição, São Paulo: Makron Books, 1994. 2 v.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Kluwer Academic Press, Dordrecht, The Netherlands, 670pp, 1988..

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA. Centro de Ciências Naturais e Exatas. **III Workshop Brasileiro de Micrometeorologia**. Santa Maria, 2003.

WYNGAARD, J. C. **The effects of probe- induced flow on atmospheric measurements: extension to scalars**. *Journal of Applied Meteorology*, **45**, 3400-3412, 1988.