



UNIVERSIDADE ESTADUAL DA PARAÍBA
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA

WELLINGTON BENEVENUTO DE LIMA

PROCESSOS FÍSICOS ENVOLVIDOS NO PERFIL VERTICAL DA ATMOSFERA

CAMPINA-GRANDE - PB

13/12/2018

WELLINGTON BENEVENUTO DE LIMA

**PROCESSOS FÍSICOS ENVOLVIDOS NO PERFIL
VERTICAL DA ATMOSFERA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Programa de Licenciatura em Física da Universidade Estadual da Paraíba, como requisito parcial à obtenção do título de Graduação em Física.

Orientador: Dr^a. Ana Roberta da Silva Paulino

CAMPINA-GRANDE - PB

13/12/2018

É expressamente proibido a comercialização deste documento, tanto na forma impressa como eletrônica. Sua reprodução total ou parcial é permitida exclusivamente para fins acadêmicos e científicos, desde que na reprodução figure a identificação do autor, título, instituição e ano do trabalho.

L732p Lima, Wellington Benevenuto de.
Processos físicos envolvidos no perfil vertical da atmosfera
[manuscrito] / Wellington Benevenuto de Lima. - 2018.
47 p. : il. colorido.
Digitado.
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Física) -
Universidade Estadual da Paraíba, Centro de Ciências e
Tecnologia, 2018.
"Orientação : Profa. Dra. Ana Roberta da Silva Paulino ,
Coordenação do Curso de Física - CCT."
1. Termodinâmica. 2. Radiação. 3. Atmosfera terrestre. 4.
Camada de ozônio . I. Título
21. ed. CDD 536.7

WELLINGTON BENEVENUTO DE LIMA

PROCESSOS FÍSICOS ENVOLVIDOS NO PERFIL VERTICAL DA ATMOSFERA

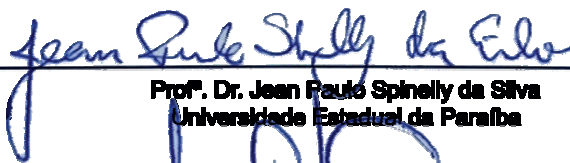
Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Programa de Licenciatura em Física da Universidade Estadual da Paraíba, como requisito parcial à obtenção do título de Graduação em Física.

Trabalho aprovado em 13 de Dezembro de 2018.

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Ana Roberta da Silva Paulino (Orientadora)
Universidade Estadual da Paraíba



Prof. Dr. Jean Paulo Spinelly da Silva
Universidade Estadual da Paraíba



Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima
Universidade Estadual da Paraíba

A minha querida Mãe e ao meu querido Pai, que desde que comecei a andar eles seguram em minha mão. Sei que em meio a tantas dificuldades e lutas, é com eles que posso contar sempre. Aos meus irmãos, pais e toda essa minha família, DEDICO

Agradecimentos

Agradeço a todos as pessoas que me apoiaram e contribuíram de alguma forma, que me fizeram vencer essa caminhada cheia de atribulações. Agradeço especialmente a minha Mãe Maria do Socorro da Silva e ao meu Pai Reginaldo Benevenuto da Silva, que sempre me educaram e me apoiaram a lutar pelos meus objetivos, em que muitas vezes deixaram seus próprios problemas para cuidar dos meus. Agradeço a Universidade Estadual da Paraíba (UEPB), pela concessão de bolsas de Iniciação Científica (PIBIC) ao longo do curso.

Aos meus amigos e colegas de curso, Adrian Ribeiro, Emerson Eduardo, Luiz Fillip e Victoria Miguel, que me fizeram companhia em diversas situações vividas durante essa graduação, momentos alegres e momentos de muitas batalhas, ao qual sei que sozinho teria sido muito difícil. Agradeço imensamente a minha orientadora a Professora Dr.^a Ana Roberta da Silva Paulino, que foi a primeira a me dar oportunidade de crescimento no curso, e que me apresentou ao meu exemplo dentro da instituição, um orientador na vida acadêmica e na vida pessoal, Professor Dr. Edvaldo de Oliveira Alves, vulgo Mará (in memoriam). Agradeço ao Professor Dr. Lourivaldo Mota Lima e ao Professor Dr. Jean Paulo Spinelly da Silva, que são exemplos de profissionalismo e de caráter, ao qual os vejo como bons amigos.

Agradeço aos meus colegas e amigos de trabalho e universidade, principalmente a André Costa, Iago Renan, Samara Katuska Costa e Alisson Pinheiro, que não mediram esforços para me ajudar. Agradeço em especial à pessoa que entrou na minha vida e, que desde então, mudou-a para melhor, Mayara Islaine Pessoa de Souza que sempre me apoiou e me ajudou nos momentos difíceis. Agradeço a todos, pois sei que quem caminha sozinho pode até chegar mais rápido, mas aquele que vai acompanhado, com certeza vai mais longe.

*“Em meio a toda essa luta diária,
sei que não sou nenhum gênio, mas sei que
com trabalho duro e dedicação,
eu posso superar um. Que venham
mais batalhas, pois sei que estarei pronto”
(Produção Autoral)*

Resumo

A atmosfera é um fluido mantido em torno da Terra como uma proteção graças à ação da gravidade, proporcionando a existência de vida em nosso planeta ao desempenhar bem essa função e por ser um meio com ao qual são estabelecidas várias interações. Estudos relacionados sobre os efeitos do Sol e Lua sobre a atmosfera desperta o interesse com o intuito de compreender os processos dinâmicos e químicos que acontecem. Do ponto de vista termodinâmico, a atmosfera é um sistema aberto que comporta diversos processos. É constantemente bombardeado por fótons solares que influenciam em diversas partes na temperatura da atmosfera. Além de poder ser considerada em equilíbrio para fins didáticos e ser representada pela lei dos gases ideais. O presente trabalho tem como objetivo estudar os principais processos físicos envolvidos na estrutura vertical da atmosfera da Terra. Coletou-se dados do instrumento SABER (Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry) que é um dos quatro instrumentos a bordo do satélite TIMED (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics) e dados da A CCMC (Community Coordinated Modeling Center). Para o estudo construiu-se perfis de temperatura, ozônio e densidade, para analisar seus comportamentos. Os resultados indicaram situações que vão de acordo com a literatura, além de indicar um forte índice que o ozônio influencia no comportamento do aumento de temperatura da estratosfera. Além disso, mostrou-se que a densidade e a pressão realmente decaem exponencialmente com a altitude.

Palavras-chaves: Perfil vertical de temperatura; termodinâmica; processos físicos.

Abstract

The atmosphere is a fluid held around the Earth as a protection thanks to the action of gravity, providing the existence of life on our planet by performing well this function and for being a mean which are established various interactions. Related studies about the Sun and Moon's effects on the atmosphere arouse interest with the aim to understand the dynamic and chemical processes that happen. From the thermodynamic point of view, the atmosphere is an open system that holds several processes. It is constantly bombarded by solar photons that influence diverse parts in the atmosphere temperature. Besides being able to be considered in equilibrium for didactic purposes and to be represented by the law of ideal gases. The present work aims to study the main physical processes involved in the vertical structure of the Earth's atmosphere. Data was collected from SABER instrument (Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry), which is one of the four instruments onboard the TIMED (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics) satellite, and data from the CCMC (Community Coordinated Modeling Center). For the study were constructed temperature profiles, ozone and density, to analyze their behavior. The results indicated situations that go according to the literature, besides indicating a strong index that the ozone influences in the the temperature increase behavior of the stratosphere . In addition, it has been shown that density and pressure actually decay exponentially with the altitude.

Key-words: Vertical temperature profile; thermodynamics; physical processes.

Lista de ilustrações

Figura 1 – Recorte da superfície $p - v - T$ de um gás perfeito	13
Figura 2 – Projeção da superfície $p - v - T$ de um gás ideal (a) plano $p - v$ e (b) plano $p - T$	14
Figura 3 – Camadas da atmosfera de acordo com o perfil de temperatura	26
Figura 4 – O espectro de irradiância da radiação solar no topo da atmosfera (linha contínua) e no nível do mar (sombreada), comparadas com o espectro de irradiância do corpo negro (linha tracejada) para $T = 6000K$. As regiões aproximadas do comprimento de onda do ultravioleta, da radiação visível e a do infravermelho também são mostradas.	28
Figura 5 – Espectros de absorção infra-vermelhos para seis gases fortemente absorventes e para os seis gases combinados, para um feixe vertical passando pela atmosfera, na ausência de nuvens.	29
Figura 6 – Coluna com área de secção reta unitária	32
Figura 7 – Modelo atmosférico padrão entre 0 e 90 km de altura, mostrando pressão, densidade e temperatura. Notar que a variação de temperatura com a altura é uma sequência de segmento de reta.	36
Figura 8 – Perfil vertical da Temperatura (K) para os meses de Janeiro (painel superior) e Julho (painel inferior) para o ano de 2017.	40
Figura 9 – Perfil vertical de temperatura (K) para os meses de Janeiro [painel (a)] e de Julho [painel (b)] de 2005.	41
Figura 10 – Perfis verticais de densidade para os dias 15 Janeiro (superior) e 15 de Julho (inferior) de 2017.	42
Figura 11 – Perfis verticais da concentração de ozônio para os dias 15 Janeiro (painel superior) e 15 de Julho (painel inferior) para o ano de 2017.	43

Sumário

1	INTRODUÇÃO	11
2	TERMODINÂMICA	12
2.1	Equilíbrio Termodinâmico	12
2.2	Sistema termodinâmico	13
2.2.1	Sistema Hidrostático	14
2.3	Primeira Lei da Termodinâmica	15
2.3.1	Trabalho de um Sistema Hidrostático	15
2.3.2	Trabalho adiabático e energia interna	16
2.3.3	Formulação matemática da 1ª Lei da termodinâmica	17
2.3.4	Calores específicos e suas medidas	18
2.3.5	Condução de Calor	18
2.3.6	Calor por Convecção	19
2.3.7	Calor por Radiação	20
2.3.7.1	Lei de Kirchhoff	20
2.3.7.2	Lei de Stefan-Boltzmann	21
2.3.8	Processo adiabático quase estático	21
2.4	Processos reversíveis, irreversíveis e a Entropia	22
2.5	Termodinâmica de reações, a espontaneidade de uma reação e a energia de livre de Gibbs	23
3	TERMODINÂMICA NA ATMOSFERA	24
3.1	Atmosfera	24
3.2	Gradiente térmico	24
3.3	Variação vertical de propriedades da atmosfera	25
3.4	Absorção dos gases atmosféricos	28
3.4.1	Absorção no infravermelho	29
3.5	O ozônio estratosférico e a formação da camada de ozônio	30
3.6	Comportamento vertical	32
3.7	Processo adiabático reversível na atmosfera	36
4	INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA	38
4.1	Satélite TIMED	38
4.2	Instrumento SABER	38
4.3	CCMC	39
4.4	Dados utilizados	39

5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	40
5.1	Varição da Temperatura	40
6	CONCLUSÃO	44
	REFERÊNCIAS	45

1 Introdução

A atmosfera é um fluido mantido em torno da Terra como uma proteção graças à ação da gravidade, proporcionando a existência de vida em nosso planeta ao desempenhar bem essa função e por ser um meio com ao qual são estabelecidas várias interações. Estudos relacionados sobre os efeitos do Sol e Lua sobre a atmosfera desperta o interesse com o intuito de compreender os processos dinâmicos e químicos que acontecem. A atmosfera em si é um grande laboratório natural, em que existe em seu meio uma grande variedade de processos físicos. Ela é constituída por uma mistura de gases ideais, ao qual o oxigênio atômico juntamente com o nitrogênio predominam em volume, enquanto que o vapor da água, dióxido de carbono e ozônio se têm em menor quantidade, porém, desempenham papéis cruciais Andrews (2010), Iribarne e Godson (2012), Salby (2012). Constantemente o Sol bombardeia a atmosfera com fótons com comprimentos de onda no infravermelho, no visível e no ultravioleta. Uma parte desses fótons são refletidos de volta para o espaço pela atmosfera e diversos outros componentes, enquanto que outra parte é absorvida por componente atmosféricos, principalmente pelo ozônio e pelo vapor da água, levando assim ao aquecimento partes da atmosfera. A atmosfera pode ser considerada próxima do equilíbrio hidrostático vertical, e quando se considera a atmosfera como um gás ideal, descobre-se que em uma atmosfera com temperatura variando linearmente, a pressão e a densidade decaem exponencialmente Andrews (2010). O presente trabalho tem como objetivo estudar os principais processos físicos envolvidos na estrutura vertical da atmosfera da Terra. Este trabalho encontra-se estruturado da seguinte forma:

- O capítulo 2 será descrito conceitos básico de termodinâmica utilizados para explicar a variação do perfil vertical de temperatura.
- O capítulo 3 será descrito a termodinâmica aplicada na atmosfera para explicar a variação vertical de temperatura.
- O capítulo 4 são apresentados de forma reduzida os instrumentos que compõe o satélite TIMED. Além de mostrar as principais características de um dos seus instrumentos, o SABER. Descreve nesse capítulo também a CCMD e seus dados utilizados. A metodologia também se encontra nesse capítulo.
- Capítulo 5 são apresentados e discutidos os principais resultados obtidos neste trabalho de conclusão de curso.
- Capítulo 6 são descritos as principais conclusões obtidas com este trabalho.

2 Termodinâmica

Neste capítulo serão descritos conceitos básicos utilizados para explicar a variação do perfil vertical de temperatura e densidade com a altitude. O desenvolvimento descrito nesse capítulo foi baseado nos livros de [Zemansky e Dittman (1979)] e [NUSSENZVEIG e Moysés (2002)].

2.1 Equilíbrio Termodinâmico

Se um sistema está em repouso e assim permanece, então saiu de um estado inicial para um estado final sem alterações, é chamado de estado de equilíbrio. Neste caso, não ocorreram mudanças nos parâmetros macroscópicos, pois, os microscópicos (as partículas) mantem seus movimentos complexos. O termo equilíbrio significa estado inalterado. Se um sistema sofre alteração em suas propriedades, então varia o seu estado e diz-se que o sistema sofre um processo.

As coordenadas macroscópicas do sistema que podem descrever os estados de equilíbrio não intervêm o tempo. A maioria dos sistemas termodinâmicos possui uma variação em suas propriedades (temperatura - T , pressão - p , não tendo assim um equilíbrio exato, impossibilitando a obtenção das propriedades termodinâmicas em qualquer parte do sistema. Através dos aspectos citados é possível definir o equilíbrio termodinâmico local, ao quais as propriedades termodinâmicas do sistema variam tão lentamente que para qualquer ponto do espaço pode-se assumir equilíbrio termodinâmico em torno das vizinhanças do ponto. Microscopicamente, essa variação lenta significa bem mais lento que a taxa de colisões entre as moléculas naquele ponto e espaço.

Um sistema passa de um estado de equilíbrio inicial para um final por uma sucessão de pequenas variações de estados de equilíbrio. Assim, suas coordenadas podem ser representadas na forma diferencial e essa sequencia de estados definem um processo termodinâmico quase-estático. A pressão P , a temperatura T e o volume V são quantidades dependentes de um sistema. Estas quantidades são relacionadas e representadas pela equação de estado, que pode ser escrita da seguinte maneira:

$$f(p, T, V) = 0 \tag{2.1}$$

valor de duas coordenadas (pressão e temperatura, por exemplo), a terceira coordenada (volume) será determina pela natureza. Cada sistema possui sua própria equação de estado que relaciona as coordenadas termodinâmicas e que conduz a dependência entre as coordenadas.

2.2 Sistema termodinâmico

O sistema do gás ideal é o mais simples, ao qual sua equação de estado é dada por:

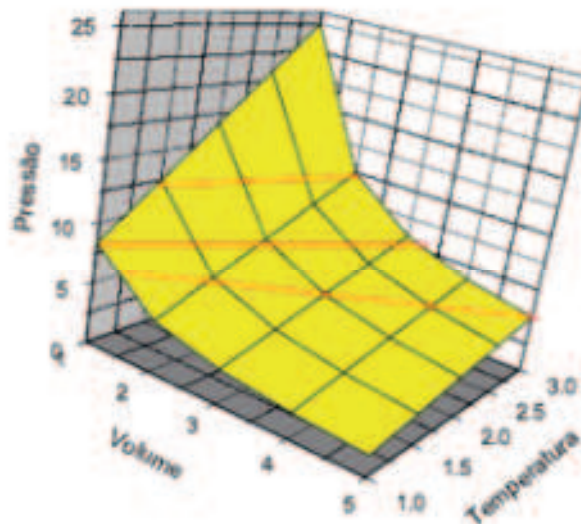
$$pV = nRT \quad (2.2)$$

Sendo n o número de moles e R a constante molar do gás. A equação 2.2 também pode ser escrita da seguinte forma:

$$pv = RT \quad (2.3)$$

ao qual v é o volume molar $\frac{V}{n}$. Pode-se representar em três dimensões a superfície que representa as variáveis $p - v - T$ do gás perfeito, conforme é mostrado na Figura 1.

Figura 1 – Recorte da superfície $p - v - T$ de um gás perfeito



Fonte:Fornecida pelo autor.

Na Figura 1 é possível verificar que a superfície é constituída por pontos, ao qual representa cada um deles um estado de equilíbrio possível de um gás ideal. Se referindo ainda a um sistema de um gás ideal, mas com a massa fixa, temos a chamada lei de Boyle, que é representada pela equação 2.4 quando o gás desse sistema experimenta um processo isotérmico, ou seja, sua temperatura não varia.

$$pv = RT = \text{constante} \quad (2.4)$$

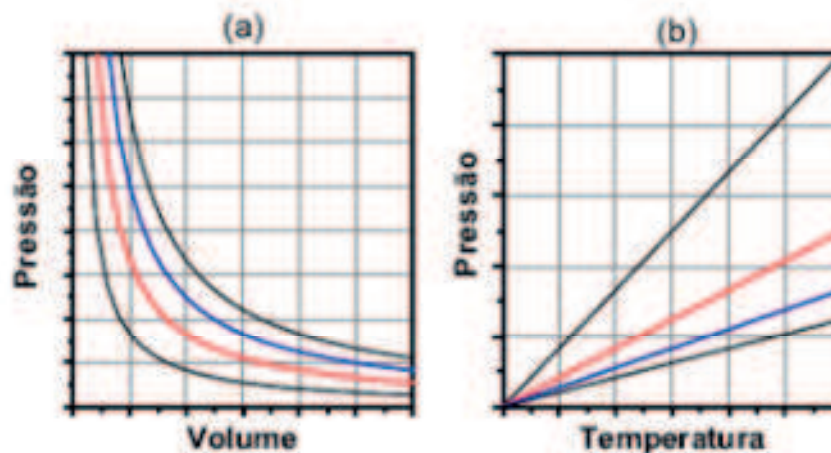
A representação gráfica dessa equação é dada por curvas hiperbólicas equiláteras e pode ser observada na Figura 2 para temperaturas diferentes. No entanto, se o gás passa por um processo a volume constante, tem que:

$$p = \left(\frac{R}{v}\right) T \quad (2.5)$$

Através da Equação 2.5 é possível verificar que a pressão é função linear da temperatura T . Sua representação gráfica é apresentada na Figura 2. O mesmo vale para um processo de pressão constante do sistema de gás ideal, equação 2.6, ao qual o volume que é uma função linear da temperatura.

$$v = \left(\frac{R}{p}\right) T \quad (2.6)$$

Figura 2 – Projeção da superfície $p - v - T$ de um gás ideal (a) plano $p - v$ e (b) plano $p - T$



Fonte:Fornecida pelo autor.

2.2.1 Sistema Hidrostático

Um sistema hidrostático é aquele que exerce sobre as suas vizinhanças uma pressão hidrostática uniforme, na ausência de efeitos de superfície, da ação da gravidade, elétricos e magnéticos Zemansky e Dittman (1979). Vimos na seção 2.1 que cada sistema possui uma equação de estado que relaciona as três coordenadas que é válida para os estados de equilíbrio. Também vimos que com o processo de um estado de equilíbrio inicial para um final, as coordenadas experimentam mudanças desprezíveis e assim, podem ser escritas na forma diferencial. No sistema $p - V - T$ a equação de estado para uma coordenada (V) em função das outras duas (T e p) é dada por:

$$V = V(T, p) \quad (2.7)$$

Sabendo que no processo quase-estático envolve um dV , um dT e um dp , então de acordo com um teorema fundamental do cálculo diferencial parcial, tem-se a partir da 2.7: sendo que cada uma dessa derivada parcial é, função de T e P .

$$dV = \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_p dT + \left(\frac{\partial V}{\partial p} \right)_T dp \quad (2.8)$$

2.3 Primeira Lei da Termodinâmica

Um sistema pode interagir com a vizinhança através da realização de trabalho no sistema ou sobre o sistema e/ou pela troca de calor, podendo assim fazer com que o sistema sofra mudanças no seu estado. Durante essas interações o sistema tem que estar em equilíbrio (seção 2.1), para que através do processo o sistema saia de um estado de equilíbrio para outro estado de equilíbrio e, as equações que relacionam as propriedades umas com as outras sejam válidas. Quando esse processo ocorre de maneira lenta, o processo é chamado de quase-estático.

Quando a interação do sistema ocorre e em seguida o sistema consegue retornar ao seu estado inicial em um processo contrário sem que sofra nenhuma alteração, e o mesmo ocorrendo com a vizinhança, o processo é dito reversível. Qualquer processo reversível é também um processo quase-estático, mas nem todo processo quase-estático é reversível.

2.3.1 Trabalho de um Sistema Hidrostático

O trabalho é uma das formas de interagir, em um nível macroscópico, um sistema fechado através de suas fronteiras. Lembrando que um sistema fechado é aquele que não existe troca de massa com a vizinhança. Existe vários tipo de trabalho, seja ele elétrico, magnético, mecânico entre outros. No mecânico, o trabalho é dado por:

$$dW = F \cos\theta ds \quad (2.9)$$

onde esse trabalho realiza uma força F colocar os vetores sobre um ponto e ao qual sofre um deslocamento ds . O d indica uma diferencial inexata ao qual indica uma quantidade de trabalho infinitesimal. O trabalho pode ser externo, quando o sistema exerce uma força na vizinhança, ou vice e versa, ou pode ser interno, quando o trabalho é realizado por uma parte do sistema sobre outra parte do sistema. O trabalho em um sistema hidrostático pode ser definido como:

$$dW = -pdV \quad (2.10)$$

O sinal negativo no dV indica que aconteceu uma compressão, e assim se tem um trabalho positivo, para um trabalho negativo o dV é positivo e ocorre assim uma expansão. Quando se realiza um trabalho sobre o sistema, se tem um aumento da energia interna do sistema. Em um processo quase estático finito, em que o volume muda de V_i para V_f , o trabalho é definido como:

$$W = - \int_{V_i}^{V_f} p dV \quad (2.11)$$

Uma vez que a variação de volume se realiza quase estaticamente, P é em todo instante uma variável termodinâmica, que pode ser expressa em função de T e V por meio de uma equação de estado. Para um gás perfeito, sabemos que a sua equação de estado é dado pela equação 2.2, assim, em uma expansão ou compressão isotérmica quase estática o trabalho realizado será dado, através da equação 2.11, por:

$$W = - \int_{V_i}^{V_f} \frac{nRT}{V} dV \quad (2.12)$$

onde, n e R são constantes, e como é um processo isotérmico a temperatura T também será, então,

$$W = -nRT \int_{V_i}^{V_f} \frac{nRT}{V} dV = -nRT \ln \frac{V_f}{V_i} \quad (2.13)$$

2.3.2 Trabalho adiabático e energia interna

Em um processo adiabático, o sistema passará de um estado inicial para um final. Nesse processo o trabalho recebido pelo sistema é independente do caminho percorrido, ou seja, o trabalho não depende do processo que ocorreu, mas sim da modificação ocorrida. Assim podemos escrever:

$$W_{i \rightarrow f}(\text{adiabático}) = U_f - U_i = \Delta U \quad (2.14)$$

Sendo U a energia interna do sistema, logo quando o trabalho tiver sinal positivo, sendo realizado no sistema, significa que energia final é maior que energia inicial. Sendo que a igualdade do trabalho e da variação da energia interna, irá expressar a lei da conservação da energia. Em um sistema hidrostático, podemos definir a energia interna em função das coordenadas para que possa definir o estado do sistema. Considerando U em função de p e T , temos:

$$dU = \left(\frac{\partial U}{\partial T}\right)_p dT + \left(\frac{\partial U}{\partial p}\right)_T dp \quad (2.15)$$

ou até mesmo em função de V e T ,

$$dU = \left(\frac{\partial U}{\partial T}\right)_p dT + \left(\frac{\partial U}{\partial V}\right)_T dV \quad (2.16)$$

2.3.3 Formulação matemática da 1ª Lei da termodinâmica

Em um processo não adiabático e que produza uma mesma modificação se fosse adiabático, os experimentos mostram que os trabalhos realizados são diferentes. De acordo com o princípio da conservação de energia, então se conclui que houve transferência de energia por alguma forma diferente da realização de trabalho, que é o calor. Assim,

$$Q = \Delta U - W \rightarrow \Delta U = Q + W \quad (2.17)$$

sendo Q o calor transferido. O calor transferido pode ser positivo ($+Q$) que corresponde ao calor que entra no sistema e negativo ($-Q$) que corresponde ao calor que sai do sistema. No caso de um processo infinitesimal, a primeira lei pode ser escrita matematicamente por:

$$dU = \bar{d}Q + \bar{d}W \quad (2.18)$$

sendo dU uma diferencial exata que refere-se a propriedade do sistema (energia interna), enquanto que as diferenciais inexatas $\bar{d}W$ e $\bar{d}Q$ referem-se a vizinhança, que através da transferência de energia interagem com o sistema. Assim, notamos que a “energia interna de um sistema num dado estado não pode ser identificada nem com calor nem com trabalho: é impossível dizer que proporção dela representa calor e que proporção trabalho” [NUSSENZVEIG e Moysés (2002)]. Para um sistema hidrostático em um processo infinitesimal quase-estático, termos pela primeira lei dada por:

$$\bar{d}Q = dU + p dV \quad (2.19)$$

sendo que p é função de V , T , enquanto que U , é função de duas das 3 coordenadas termodinâmicas do sistema. Em sistemas mais complexos constituídos por duas partes hidrostáticas, separada por uma parede diatérmica, a 1ª se torna:

$$\bar{d}Q = dU + p dV + p' dV' \quad (2.20)$$

sendo U função de três variáveis p , V , p' , V' , e T .

2.3.4 Calores específicos e suas medidas

Vimos na seção 2.3.3 que a energia interna do sistema pode ser trocada via trabalho ou calor e que o calor não é uma função de estado termodinâmico, mas sim a energia interna. Se um sistema experimenta uma mudança de temperatura inicial (T_i) para temperatura final (T_f) durante a transferência de calor (Q), a capacidade média de calor do sistema é definida da seguinte maneira:

$$\bar{C} = \frac{Q}{\Delta T} \quad (2.21)$$

a ocasião em que a Q e (ΔT) torna-se cada vez menores, a razão se tornará próximo do valor instantâneo de C , com isso,

$$C = \frac{dQ}{dT} \quad (2.22)$$

No sistema hidrostático, a razão da variação de calor com a temperatura tem valores únicos quando o volume e a pressão se mantem constantes, assim C é a capacidade térmica a volume constante (equação 2.23) e a pressão constante (equação 2.24).

$$C_V = \left(\frac{dQ}{dT} \right)_V \quad (2.23)$$

e,

$$C_p = \left(\frac{dQ}{dT} \right)_p \quad (2.24)$$

Assim, calor específico de uma substância é a quantidade de energia necessária para elevar um grau à temperatura de sua unidade de massa Varejão-Silva (2006).

2.3.5 Condução de Calor

A transferência de calor de um ponto a outro de um meio se dá através de três processos diferentes: convecção, radiação e condução. A condução ocorre através de um meio material, porém, não se tem movimento do próprio meio, que se difere da convecção; sua causa é dada pela diferença de temperatura e ocorre tanto em sólidos como em fluidos. Levando em consideração uma lâmina de área A e espessura Δx , experimentos mostram que para uma variação de temperatura ΔT , a quantidade de calor Q é proporcional ao tempo e a área. Além disso, para um dado tempo e uma área, o calor transferido é proporcional à razão $\frac{\Delta T}{\Delta x}$ sempre que tanto ΔT como Δx sejam mantidos pequenos, então se pode escrever:

$$\frac{Q}{T} \propto A \frac{\Delta T}{\Delta x} \quad (2.25)$$

quando a variação Δx e da temperatura ΔT são finitos, isso é aproximadamente verdadeiro, porém quando tendem a zero isso é rigorosamente verdade. Generalizando para uma lâmina infinitesimal de espessura Δx com uma variação de temperatura ΔT , então a equação 2.25 tomará a forma:

$$Q = \frac{dQ}{dT} = -KA \frac{dT}{dx} \quad (2.26)$$

ao qual K é o coeficiente de condutividade térmica, é uma constante de proporcionalidade. O sinal negativo faz com que o sentido positivo do fluxo de calor coincida com o positivo de x e a derivada $\frac{dT}{dx}$ é o gradiente de temperatura. O valor deste coeficiente depende de diversos fatores, ao qual uma delas é a temperatura.

2.3.6 Calor por Convecção

A transferência de calor por convecção corre em um fluido, e diferentemente da condução, ela possui a característica de que o calor é transferido pelo movimento do próprio fluido. Temos em relação a esse tipo de transferência:

1. **Corrente de convecção:** A corrente de líquido ou gás que absorve calor em um lugar e depois desloca até outro, onde se mistura com a porção mais fria do fluido e cede calor.
2. **Convecção natural:** Ocorre quando o movimento do fluido é produzido por uma diferença de densidade que acompanha a diferença de temperatura. Um fluido aquecido localmente em geral diminui de densidade e por conseguinte tende a subir sob efeito gravitacional, sendo substituído por fluido mais frio.
3. **Convecção forçada:** São aquelas produzidas artificialmente, com o auxílio de bombas ou ventiladores.

Desconsiderando a transferência de calor por radiação, o regime de calor transferido por convecção Φ será:

$$\Phi = \frac{d}{dT} = hA\Delta T \quad (2.27)$$

sendo A área, ΔT a diferença de temperatura e h o coeficiente de convecção que engloba os efeitos combinados de condução e convecção. Este coeficiente torna-se complexo por depender de diversos fatores como por exemplo: densidade, viscosidade, calor específico e condutividade térmica do fluido.

2.3.7 Calor por Radiação

A radiação transfere calor de um ponto a outro por transferência de radiação eletromagnética. Existem diferentes tipos de transferência de calor que dependem do comprimento de onda, e nesse trabalho o foco é a radiação térmica. “A radiação térmica é emitida por um corpo aquecido, e, ao ser absorvido por outro corpo, pode aquecê-lo, convertendo-se em calor”. A radiação solar, por exemplo, é uma radiação térmica que, sob a forma de luz visível ou outras regiões do espectro, que é emitida por uma fonte, o Sol, a uma temperatura muito elevada. A radiação emitida por um corpo depende da temperatura e da natureza de sua superfície. Na literatura se utiliza o chamado corpo negro, que é um corpo idealizado para fins teóricos ao qual ele é capaz de absorver toda a radiação térmica recebida [TIPLER (2000)]. Assim, sua absorvidade (fração de radiação isotropa incidente que é absorvida e que depende da natureza e da temperatura da superfície do corpo absorvente) é dada por:

$$\alpha_B = 1 \quad (2.28)$$

O que se aproxima a este corpo negro seria uma cavidade em que suas paredes interiores fossem mantidas a uma temperatura uniforme, em que possuísse um “furo” de diâmetro tão pequeno em relação ao da cavidade. Para mais detalhes ver [Zemansky e Dittman (1979)] e [TIPLER (2000)].

2.3.7.1 Lei de Kirchhoff

Para um corpo em que em seu interior possua uma temperatura T , irradiação H , além de possuir uma emitância radiante R e absorvidade α . A potência radiante absorvida por unidade de área $= \alpha H$ e potência radiante emitida por unidade de área $= R$. Se o corpo não-negro esteja em equilíbrio, teremos $R = \alpha H$, sendo que $H = R_B$, assim,

$$R = \alpha R_B \quad (2.29)$$

A Equação 2.29 corresponde a lei de Kirchhoff, que diz que a emitância radiante de um corpo qualquer (a uma temperatura qualquer) é igual a uma fração (que é a absorvidade da temperatura dada) da emitância radiante de um corpo negro (a uma mesma temperatura). Para um corpo com temperatura T diferente da das paredes dentro de uma cavidade (nas paredes contendo uma temperatura constante T_w) o calor dQ transferido por radiação no tempo dt para todo o corpo é dada por:

$$\Phi = \frac{dQ}{dt} = A(\alpha H - R) \quad (2.30)$$

sendo A a área do corpo, o termo H é designado a T_W , sendo $H = R_B T_W$ e os termos α e R designados a T , assim $R = \alpha R_B T$. Com isso, a equação 2.30 passa a ser:

$$\Phi = \frac{dQ}{dT} = A(\alpha R_B T_W - \alpha R_B T) A \alpha (R_B T_W - R_B T) \quad (2.31)$$

nota-se que a diferença entre as emitâncias de um corpo negro nas duas temperaturas vai ser proporcionalizar diretamente a quantidade de calor transferido.

2.3.7.2 Lei de Stefan-Boltzmann

Em 1879, Josefán Stefan descobriu uma relação empírica que o calor por um corpo para o meio exterior era proporcional à diferença das quartas potências das temperaturas absolutas Zemansky e Dittman (1979). Cinco anos mais tarde, Ludwig Boltzmann chegou ao mesmo resultado a partir da termodinâmica clássica TIPLER (2000).

$$R_B(T) = \sigma T^4 \quad (2.32)$$

onde σ é a constante de Stefan-Boltzmann, com isso, substituindo 2.32 na 2.31:

$$\Phi = A\alpha(\sigma T_W^4 - \sigma T^4) = A\alpha\sigma(T_W^4 - T^4) \quad (2.33)$$

sendo α referente a temperatura T .

2.3.8 Processo adiabático quase estático

Na situação em que um gás passa por um processo adiabático quase estático, as suas coordenadas variam e se relacionam da seguinte maneira entre elas: p e T , p e V ou T e V . Para o caso da relação de p e V , a primeira lei pode ser escrita da seguinte maneira:

$$dQ = C_V dT + p dV \quad (2.34)$$

E

$$dQ = C_p dT + V dp \quad (2.35)$$

Então para um processo adiabático, $dQ = 0$, com isso temos:

$$V dp = C_p dT \quad (2.36)$$

$$p dV = -C_v dT \quad (2.37)$$

dividindo a equação 2.36 pela 2.37, teremos

$$\frac{dp}{p} = -\frac{C_p dV}{C_V V} \quad (2.38)$$

sendo a razão $\frac{C_p}{C_V} = \gamma$, a equação 2.38 se torna:

$$\frac{dp}{p} = -\gamma \frac{dV}{V} \quad (2.39)$$

Quando se tem apenas variação moderada de temperatura do gás em um processo adiabático, a equação 2.39 pode ser integrada e se pode desprezar as pequenas variações em γ . Assim, podemos considerar γ uma constante:

$$pV^\gamma = \text{constante} \quad (2.40)$$

Essa equação de estado, apenas pode ser utilizado para os casos de equilíbrio em que o gás ideal passe por um processo adiabático e quase estático.

2.4 Processos reversíveis, irreversíveis e a Entropia

Como já visto anteriormente, quando um sistema sofre processo termodinâmico, uma ou mais propriedades (volume, pressão, entalpia, calor, etc.) variam. Quando as coordenadas de um sistema e da vizinhança, após um processo, são restauradas até as condições iniciais a partir de um estado final, esse processo é dito reversível. Esse processo reversível é um processo termodinâmico quase-estático. Este tipo de processo é hipotético. Já quando o processo ocorre e não se tem uma restauração das propriedades iniciais do sistema e vizinhança a partir do estado final, é dito ser um processo irreversível. Durante esse processo, a sucessão de processos e estados que ocorre, eles não estão em equilíbrio termodinâmicos. Este é o tipo de processo que ocorre na natureza.

Pela primeira lei da termodinâmica, a equação 2.18 em termo de funções de estado, pode ser escrita como:

$$dU = TdS - pdV \quad (2.41)$$

o S é a entropia do sistema. Sendo que também podemos a escrever da seguinte forma:

$$dH = TdS + Vdp \quad (2.42)$$

com $H = U + pV$ sendo a entalpia. Segundo Andrews (2010), as equações 2.41 e 2.42 envolvem funções de estado e que se aplicam tanto a mudanças reversíveis quanto irreversíveis.

2.5 Termodinâmica de reações, a espontaneidade de uma reação e a energia de livre de Gibbs

A energia de Gibbs corresponde à função termodinâmica que mede o total de energia disponível para a realização de trabalho útil em condições de temperatura e pressão constantes. A partir da segunda lei da termodinâmica podemos determinar se um processo será ou não espontâneo e como utilizar da energia livre de Gibbs para prever se uma reação será espontânea no sentido direto ou no inverso (ou ainda se está no equilíbrio). De acordo com [Nayak e Pandey (2000)], os valores de energia livre de Gibbs negativos indicam que o processo é espontâneo, enquanto que os valores positivos correspondem uma não espontaneidade do processo, já quando este valor é nulo, então há um equilíbrio em relação a espontaneidade do processo. A temperatura e pressão constantes, a variação na energia livre de Gibbs é definida como:

$$\Delta G = \Delta H - T\Delta S \quad (2.43)$$

Onde:

- ΔH° é uma função de estado chamada de variação de entalpia que informa a variação de energia em pressão constante;
- ΔS° é a variação de entropia é uma função de estado que informa a variação de energia em função do estado de liberdade das partículas.

De acordo com a segunda lei da termodinâmica a entropia do universo sempre aumenta para um processo espontâneo:

$$\Delta S_{universo} = \Delta S_{sistema} + \Delta S_{meio} > 0 \quad (2.44)$$

Quando o valor de ΔG é negativo, um processo ocorrerá espontaneamente e é conhecido como exergônico.

3 Termodinâmica na atmosfera

Neste capítulo será descrito a termodinâmica aplicada na atmosfera para explicar a variação vertical.

3.1 Atmosfera

A camada que envolve o planeta Terra é denominada de Atmosfera e é composta por diversos tipos de gases, vapor d'água e partículas. Sendo que estes gases são principalmente constituídos por nitrogênio molecular (78% por volume) e oxigênio molecular (21% em volume), conforme a Tabela 1. O demais gases (1%) são o, ozônio, carbono, dióxido de carbono, vapor de água e outros constituintes menores. Mesmo em pequenas quantidades, o vapor de água e o ozônio são muito importantes nos processos radiativos.

No sentido físico, a atmosfera não tem um limite superior. À medida que a altitude aumenta o ar torna-se mais rarefeito, ou seja, quanto maior a altitude menor é a concentração de gases. No sentido termodinâmico, a atmosfera é considerada um sistema aberto, pois há uma troca de massas entre o espaço e a superfície terrestre. A fase dispersantes seriam os diversos gases que compõem a atmosfera. A fase dispersas seriam as partículas, líquida e sólida, suspensas ou em queda livre.

Tabela 1 – Composição do ar seco até 25km de altitude

Constituinte	Fração Molar(% do volume)	Massa molecular($g\ mol^{-1}$)
Nitrogênio(N_2)	78,084	28,013
Oxigênio(O_2)	20,946	31,999
Argônio(A)	0,934	39,948
Dióxido de Carbono (CO_2)	0,031	44,010
Neônio(Ne)	0,0018	20,183
Hélio(He)	0,000524	4,003
Criptônio(Kr)	0,00015	83,800
Hidrogênio(H_2)	0,00005	2,016
Xenônio(Xe)	0,000008	131,300
Ozônio(O_3)	0,000001	47,998
Radônio(Rn)	6×10^{-18}	222
Massa molecular média (aparente)		28,964

Fonte: Goody e Walker (1975)

3.2 Gradiente térmico

Será visto na seção seguinte que a temperatura na atmosfera varia com a altitude, assim, para uma melhor compreensão é mostrado matematicamente como ocorre essa variação.

O gradiente ∇ e um escalar η é um vetor, definido da seguinte maneira:

$$\nabla\eta = \left(\frac{\partial\eta}{\partial X}\right) \vec{i} + \left(\frac{\partial\eta}{\partial Y}\right) \vec{j} + \left(\frac{\partial\eta}{\partial Z}\right) \vec{k} \quad (3.1)$$

sendo que \vec{i} , \vec{j} e \vec{k} são os versores relacionados aos eixos de coordenadas do local. Na física, as parciais $\frac{\partial\eta}{\partial X}$, $\frac{\partial\eta}{\partial Y}$ e $\frac{\partial\eta}{\partial Z}$ se referem a variação espacial de η em cada eixo de seu referencial local. Na prática, costuma-se considerar duas componentes: a horizontal ($\nabla_{xy}\eta$) e a vertical ($\nabla_z\eta$), da variável η , resultando Varejão-Silva (2006):

$$\nabla_z\eta = \left(\frac{\partial\eta}{\partial X}\right) \vec{i} + \left(\frac{\partial\eta}{\partial Y}\right) \vec{j} \quad (3.2)$$

e

$$\nabla_{xy}\eta = \left(\frac{\partial\eta}{\partial Z}\right) \vec{k} \quad (3.3)$$

Pensando na Temperatura como a grandeza que varia no espaço, então $\eta = T$, assim:

$$\nabla T = \left(\frac{\partial T}{\partial X}\right) \vec{i} + \left(\frac{\partial T}{\partial Y}\right) \vec{j} + \left(\frac{\partial T}{\partial Z}\right) \vec{k} \quad (3.4)$$

sendo que nosso foco é a variação da temperatura com a altitude. Nessa variação, costuma-se exprimir a variação vertical da temperatura β com o sinal contrário ao da componente vertical do respectivo gradiente. Assim temos:

$$\beta = - \left(\frac{\partial T}{\partial Z}\right) \vec{k} \quad (3.5)$$

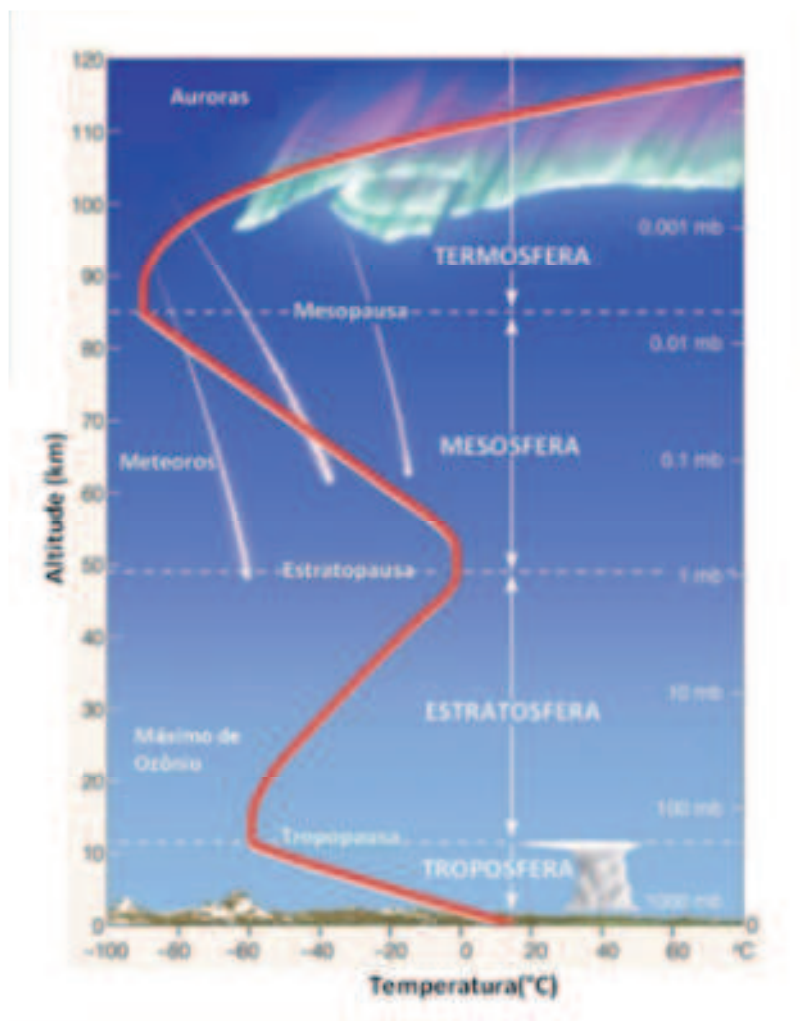
com isso, temos que quando a temperatura T diminuir com a altitude z , teremos $\beta > 0$, já quando $\beta < 0$, a temperatura irá aumentar com a altitude.

3.3 Variação vertical de propriedades da atmosfera

Buscou-se sempre dividir a atmosfera em camadas aproximadamente homogêneas em relação a suas propriedades físicas para deixar mais fácil seus estudos. Hoje o mais comum é a divisão através do comportamento e variação de temperatura do ar com a altitude. A maneira de expressar essa variação é pela componente vertical térmica, como se pode ver na Figura 3. De acordo com o perfil térmico, a atmosfera pode ser dividida em quatro camadas aproximadamente homogêneas: Troposfera; Estratosfera; Mesosfera; Termosfera. Existem três zonas que as separam e que o gradiente de temperatura vertical é constante: Tropopausa; Estratopausa; Mesopausa. No estudo dessas camadas não se pode perder de vista que se está diante de um meio fluido e, assim, não se deve esperar que existam limites definidos entre elas [Varejão-Silva (2006)].

A troposfera é a camada justaposta a superfície da Terra, é nela que se concentra aproximadamente 3/4 da massa total da atmosfera. Em termos médios para todo o planeta,

Figura 3 – Camadas da atmosfera de acordo com o perfil de temperatura



Fonte: Varejão-Silva (2006)

a diminuição da temperatura do ar diminui com a altitude cerca de $6.5^{\circ}Ckm^{-1}$, assim o gradiente de variação é $\beta > 0$ [Varejão-Silva (2006)]. Claro que essa variação é dada por uma atmosfera idealizada, pois existem variações por consequência de situações locais, por isso em observações de variação da temperatura por altitude encontra-se a presença de inversões térmicas.

A sua diminuição de temperatura pela altitude é dada principalmente pelo fenômeno da transferência de calor por convecção seção 2.3.6, ao qual é o principal responsável pela diminuição de cerca de $60^{\circ}C$ em média [Kirchhoff (1991)]. A convecção na atmosfera faz com que uma parcela de ar aquecida seja expandida e que ocorra uma diminuição em sua densidade. Fazendo com que a parcela suba e, o ar mais frio ocupará seu lugar. Outro processo de transferência de calor que se destaca nessa camada é o da radiação seção 2.3.6 devido a sua elevada densidade.

Os limites superiores da troposfera variam com a latitude e com a época do ano.

Nos pólos, existe uma variação de 6 km no inverno e 10km no verão Já para a zona tropical a variação é entre 15 e 18km aproximadamente. A tropopausa é a região que separa a troposfera da estratosfera, ao qual possui um gradiente térmico $\beta = 0$, pois não se tem variação de temperatura.

A camada seguinte é chamada de estratosfera e tem seu limite superior próximo a 50 km de altitude. Inicia-se em sua “base” com uma zona aproximadamente isotérmica que vai até aproximadamente os primeiros 20 km. Acima disso, o gradiente passa a ser $\beta < 0$, ou seja, a temperatura aumenta com altitude. Analisando a Figura 3, nota-se que a inclinação da curva temperatura-altitude revela que esse aumento é mais suave até 30 km de altitude, em média.

O aumento da temperatura nessa camada ocorre principalmente pela liberação de energia no processo de formação de ozônio (mais detalhes ver nas seções 3.4 e 3.5) e vapor da água, além de outros componentes com menos influência, onde se tem uma absorção direta de energia solar Kirchhoff (1991). A estratopausa, é a camada de transição entre a estratosfera e a mesopausa, ao qual possui um gradiente aproximadamente nulo $\beta = 0$. Nessa camada de transição, a temperatura, em média planetária, é da ordem de $0^{\circ}C$ Varejão-Silva (2006).

A mesosfera é uma região pouco estudada, tem sua localidade aproximadamente entre os 50km e 80km de altitude, situada entre a estratopausa em sua parte inferior e a mesopausa na parte superior. Possui um gradiente $\beta > 0$, ou seja, a temperatura volta a diminuir com a altitude. Na Figura 3, observa-se que a mesosfera é a camada com as menores médias de temperaturas, que vai de aproximadamente $-5^{\circ}C$ a $-90^{\circ}C$.

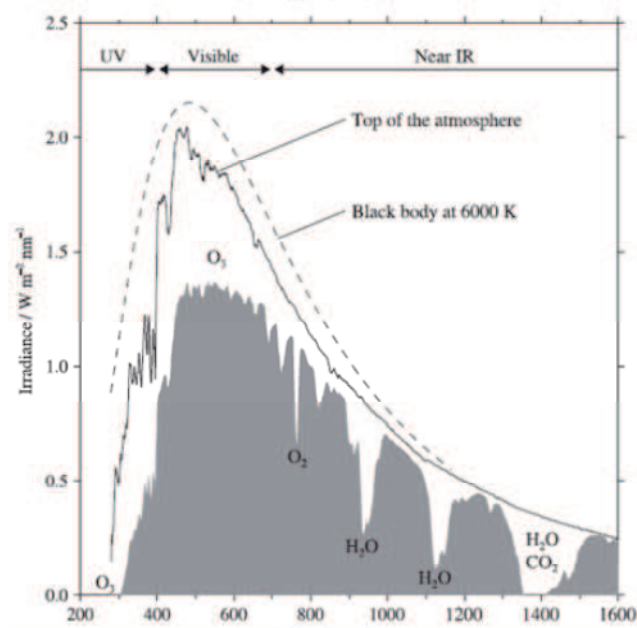
A composição do seu ar quase não se difere do ar seco, pois quase não possui vapor d’água, o que não acontece nas camadas inferiores [Varejão-Silva (2006)]. A mesopausa é a camada de transição que separa a mesosfera e a termosfera. Assim como as outras camadas de transição, ela também possui um gradiente aproximadamente nulo.

Analisando a Figura 3, percebe-se que a Termosfera é a camada que está situada além dos 90 km de altitude, estando acima da zona da mesopausa. Possui um aumento contínuo da temperatura com a altitude, isso ocorre graças as moléculas de ar que absolvem radiação solar. Na Termosfera outro processo de transferência de calor é o da condução, seção 2.3.5, onde ocorre pelas colisões diretas entre as moléculas. Mesmo sendo um processo ineficiente na remoção de calor nos gases, ele é importante nessa camada, onde a convecção é inibida e onde a radiação no infravermelho inexistente, devido a rarefação das partículas [Kirchhoff (1991)]. Sabendo que são valores médios de temperatura, vale ressaltar que nessa camada entre o dia e a noite a temperatura do ar pode oscilar varias centenas de graus em torno desses valores [Nayak e Pandey (2000)].

3.4 Absorção dos gases atmosféricos

Ao falar de radiação atmosférica, tem-se que associar com a transferência de energia através de fótons ou equivalentemente por ondas eletromagnéticas. Sabendo que o comprimento de onda da luz visível está entre 400nm ($0,4\mu\text{m}$) e 700nm ($0,7\mu\text{m}$), ao qual a radiação no ultravioleta possui um comprimento de onda inferior ao do visível e o do infravermelho possui comprimentos de onda acima do visível. Na atmosfera os fótons relevantes estão em duas classes, porém o foco nesse trabalho está apenas na de ondas curtas, emitidos pelo Sol, que possuem principalmente comprimentos de ondas entre $0,1\mu\text{m}$ e $4\mu\text{m}$. Uma comparação da irradiância espectral da radiação solar a nível do mar e no topo da atmosfera com a irradiância do corpo negro a uma típica temperatura solar atmosférica de 6000K é apresentado na Figura 4. Observando esta comparação, nota-se que a irradiância no topo se equivale a do corpo negro na maioria dos comprimentos de onda. No entanto, a absorção e a dispersão na atmosfera causam diferenças significativas entre a irradiância do topo e a do nível do mar em certos comprimentos de onda, que são identificados com gases absorventes particulares [Andrews (2010)]. Estes principais absorventes são: ozônio (O_3) no ultravioleta e visível, o vapor de água (H_2O) e o dióxido de carbono (CO_2) no comprimento de onda do infravermelho, já o (O_2) na fronteira entre o visível e o infravermelho, ao qual está relacionado a transições eletrônicas.

Figura 4 – O espectro de irradiância da radiação solar no topo da atmosfera (linha contínua) e no nível do mar (sombreada), comparadas com o espectro de irradiância do corpo negro (linha tracejada) para $T = 6000\text{K}$. As regiões aproximadas do comprimento de onda do ultravioleta, da radiação visível e a do infravermelho também são mostradas.

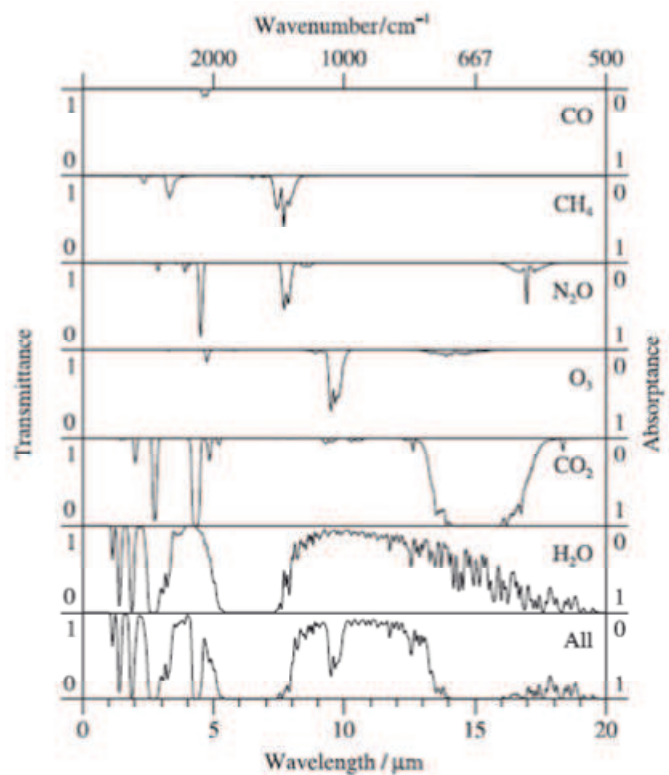


Fonte: ANDREW, 2010

3.4.1 Absorção no infravermelho

Na figura 5 observa-se, de forma reduzida, a absorção da radiação no infravermelho dos mais significativos componentes atmosféricos. Nela encontra-se a transmitância em função do comprimento de onda de um feixe de luz que passa por toda a atmosfera, onde “todos” são o restante dos componentes menores. Já mencionado anteriormente, o ozônio (O_3) tem uma concentração maior na estratosfera, enquanto que o restante tem uma concentração maior na troposfera. Existe uma região ampla de cerca de 8 a $13\mu m$, chamada de janela atmosférica, ao qual possui uma fraca absorção, exceto por uma faixa próxima a $9,6\mu m$ associado ao O_3 [Andrews (2010)]. Analisando cada um apresentado na figura 5, observa-se que a absorção do dióxido de carbono (CO_2) é forte em uma larga faixa próximo de $15\mu m$ e umas faixas mais estreitas em aproximadamente $4,3\mu m$ e $2,7\mu m$. O ozônio (O_3) absorve fortemente na janela atmosférica em torno dos $9,6\mu m$, sendo que os outros gases não absorvem significativamente nesta faixa, então o ozônio, com maior concentração na estratosfera, pode trocar calor por radiação as camadas vizinhas. Como já mencionado que o vapor da água é um bom absorvedor, possui uma larga faixa de absorção próximo de $6,3\mu m$ e faixas estreias em $2,7\mu m$ e $16\mu m$.

Figura 5 – Espectros de absorção infra-vermelhos para seis gases fortemente absorventes e para os seis gases combinados, para um feixe vertical passando pela atmosfera, na ausência de nuvens.



Fonte: ANDREW, 2010

Já o nitrogênio N_2 e o oxigênio O_2 , que se tem em grande abundância na atmosfera, não possui uma boa absorção no infravermelho. Verifica-se que na figura 4 não fornece a maneira com que a radiação infravermelha varia com a altitude, mas sim, informa a radiação infravermelha como um todo na atmosfera. Vale lembrar, que os gases atmosféricos também emitem radiação infravermelho, ao qual também varia com a altitude.

3.5 O ozônio estratosférico e a formação da camada de ozônio

O ozônio disposto na atmosfera é formado por reações fotoquímicas. Dessa forma, radiação solar em comprimentos de onda ultravioleta e infravermelho dissociam as moléculas de oxigênio originando o oxigênio atômico (O), que posteriormente reagem com moléculas de O_2 formando então o ozônio O_3 . Em seguida, ocorre à destruição do ozônio, o qual reage com outras moléculas de oxigênio atômico ou com o O_2 , portanto, o ciclo de formação e destruição do ozônio é constante. O gás possui uma maior concentração na estratosfera, ou seja, camada de ozônio. Muitas espécies absorvem energia na região do visível (de 400 a 750 nm) enquanto outras, como o oxigênio diatômico, absorvem radiação UV (que vai de 50 a 400 nm) preferencialmente na faixa de cerca de 70 a 250 nm [MOZETO (2001)]. Acima da estratosfera, moléculas de O_2 e N_2 filtram a radiação solar de um modo que nenhuma energia com comprimento de onda (λ) menor que 220 nm atingem a superfície da Terra. Já a radiação na faixa de 220 a 320 nm é filtrada principalmente pelas moléculas do oxigênio triatômico O_3 , o ozônio (pico de absorção entre 250- 260 nm), que se distribui na parte média e baixa da estratosfera [MOZETO (2001)]. Nesse contexto, os fótons da luz visível ou UV têm energia da ordem de grandeza das entalpias (ou calor de reação) de muitas reações químicas, o que viabiliza a dissociação de moléculas. É o caso do oxigênio diatômico na atmosfera: as moléculas de O_2 , que absorvem fótons de energia correspondentes a $\lambda \leq 241nm$, serão dissociadas segundo a equação:



Quando uma reação é iniciada pela ação de fótons, ela é chamada de reação fotoquímica. De acordo com [Andrews (2010)], a primeira tentativa de explicar a presença da “camada de ozônio”, ou seja, a região de densidade máxima do número de ozônio na estratosfera inferior foi feito de [Chapman (1930)]. Ele utilizou um conjunto de reações somente de oxigênio, começando com a fotólise de oxigênio molecular por fotões ultravioletas de comprimento de onda inferior a cerca de 240 nm:



No caso da reação 3.7, dizemos tratar-se de uma reação de fotólise (ou fotodissocia-

ção), em que, $h\nu$ refere-se à energia de fótons necessária para fotólise. Contudo, moléculas de O_2 não se dissociarão se a quantidade de energia do fóton for insuficiente.

Para que uma quantidade de fótons promova uma reação, a energia dos mesmos tem de ser absorvida pelas moléculas. Segundo [Baird (1999)], a absorção de fótons por espécies com energia suficiente para que uma reação ocorra não é um requisito para que a mesma ocorra: a energia dos fótons pode ser divergida pela molécula em outros processos do estado excitado.

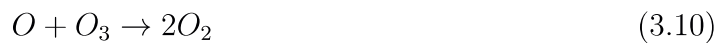
Portanto, a disponibilidade de luz com suficiente energia dos fótons é uma condição necessária, mas não suficiente para que a reação ocorra. Moléculas de O_3 são formadas e destruídas em reações não catalíticas na estratosfera. Estas reações são exotérmicas, conferindo, portanto o perfil típico de temperatura desta camada da atmosfera. Em seguida, duas reações rápidas interconvertem O e O_3 : a reação termolecular:



Onde M é uma molécula de ar arbitrária e fotólise do ozônio por fótons de comprimento de onda inferior a 1180 nm;



Apesar da existência de um gradiente de temperatura β dentro da estratosfera, visto na seção 3.3, ao qual o ar é mais quente na parte superior do que na parte inferior dessa camada, a estratosfera mesmo assim é mais quente que o topo da troposfera e a parte inferior da mesosfera. Estas duas reações determinam a partição entre O e O_3 dentro do oxigênio ímpar, definido como $O_x = O + O_3$. Finalmente, o ozônio é destruído pela reação lenta:



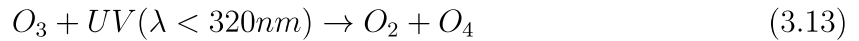
O efeito líquido das reações é produzir ozônio a partir de moléculas de oxigênio:



Enquanto o efeito líquido das reações 3.9 e 3.10 é destruir o ozônio no reverso, dessa maneira:



A destruição das moléculas de O_3 na estratosfera é predominantemente um resultado da fotodecomposição pela absorção de fótons UV com $\lambda < 320nm$ que, segundo a equação abaixo, produz moléculas e átomos de oxigênio no estado excitado:



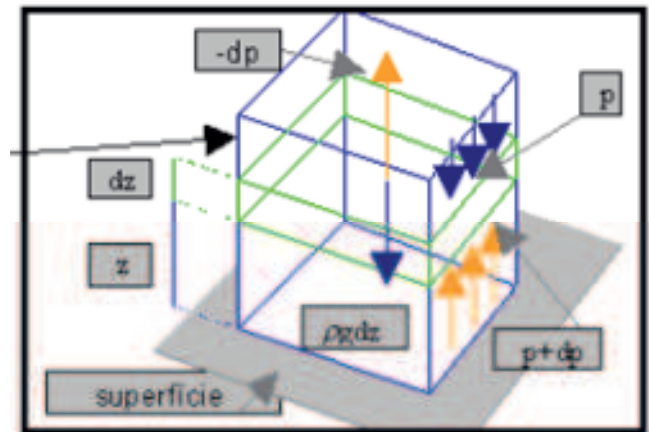
A maioria dos átomos de oxigênio formados na decomposição do O_3 ou do O_2 reage com moléculas de O_2 regenerando o O_3 ; alguns átomos de oxigênio reagem com o ozônio, destruindo-o através da conversão em duas moléculas de O_2 .

3.6 Comportamento vertical

• Equação hidrostática na atmosfera

Em uma atmosfera idealizada que representa a média horizontal e temporal da atmosfera, as forças verticais estão em equilíbrio [Grimm (2017)]. Observando uma coluna unitária vertical de ar, Figura 6, tem-se uma massa ρdz entre as alturas z e dz . Sendo ρ a densidade do ar na altura z .

Figura 6 – Coluna com área de secção reta unitária



Fonte: Grimm (2017)

Nota-se que a força que atua na cada de ar é dada por $g\rho dz$, sendo g a gravidade na altura z . Na camada que fica entre as camadas z e $z + dz$ existe uma variação da pressão dp , ao qual na face superior age uma pressão para baixo menor que uma pressão agindo para cima na face inferior de uma quantidade dp . Assim, a força vertical resultante sobre a camada, devido ao gradiente de pressão, é para cima e dada por $-dp$ [Grimm (2017)]. Com isso, dado pelo equilíbrio tem-se:

$$-dp = g\rho dz \quad (3.14)$$

Ou simplesmente,

$$\frac{dp}{dz} = -gp \quad (3.15)$$

Essa é então a equação hidrostática para o simples caso de $p = p(z)$. As superfícies são isobáricas, ou seja, a pressão é a mesma para todo o horizontal.

Vamos considerar três casos particulares para explicar o comportamento vertical das coordenadas termodinâmicas, que são:

- **Densidade constante**

Inicialmente, vamos considerar uma atmosfera em que a densidade não varia, assim pela equação 2.1 da lei dos gases ideais, reescrevemos:

$$p = \rho RT \quad (3.16)$$

Sendo na superfície:

$$p = p_0; \rho = \rho_0; T = T_0; z = z_0 \quad (3.17)$$

Pela equação hidrostática temos o seguinte desenvolvimento para a pressão, sendo $\rho = \rho_0 = p_0/RT_0$:

$$\begin{aligned} dp &= -\frac{p_0}{RT_0} g dz \\ \frac{dp}{p_0} dz &= -\frac{g}{RT_0} dz \\ \int_{p_0}^p dp &= -\frac{gp_0}{RT_0} \int_{z_0}^z dz \\ p + p_0 \left[1 - \frac{g(z - z_0)}{RT_0} \right] & \end{aligned} \quad (3.18)$$

e sua temperatura nesse caso será:

$$\begin{aligned} T &= \frac{p}{p_0 R} = \frac{p_0 \left[1 - \frac{g(z - z_0)}{RT_0} \right]}{\frac{p_0}{RT_0} R} \\ T &= T_0 - \frac{g(z - z_0)}{R} \end{aligned} \quad (3.19)$$

- **Atmosfera adiabática**

Para uma atmosfera adiabática, $dQ = ds = 0$. O que não é tão absurdo pelos processos de convecções que ocorrem na atmosfera. Maior detalhe sobre o mesmo é falado na seção 3.7. Pela equação 2.40 e a pela lei dos gases ideias, temos a seguinte relação:

$$p\rho^{-\gamma} = \text{constante} = k$$

$$\rho = \rho RT = \left(\frac{p}{k}\right)^{\frac{1}{\gamma}} \quad (3.20)$$

Com isso temos:

$$p = \rho RT = \left(\frac{p}{k}\right)^{\frac{1}{\gamma}} RT \quad (3.21)$$

$$p^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} = (k)^{-\frac{-1}{\gamma}} RT$$

$$p = p_0 = \left(\frac{T}{T_0}\right)^{\frac{\gamma}{\gamma-1}} \quad (3.22)$$

- **Atmosfera isotérmica**

Na atmosfera isotérmica, ou seja, $T = T_0$, temos o seguinte comportamento para a pressão:

$$dp = -\frac{p}{RT_0}$$

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT_0}$$

$$p = p_0 e^{-\frac{g(z-z_0)}{RT_0}} \quad (3.23)$$

Fazendo $RT_0/g = H$, sendo H a escala de altura, assim a equação [3:21],

$$p = p_0 e^{-\frac{g(z-z_0)}{H}} \quad (3.24)$$

Se a variação de z é sucessivamente $0, H, 2H, 3H...$ o $p(z)$ terá valor igual a $p_0, p_0/e, p_0/e^2, p_0/e^3, \dots$ isto significa que a pressão decresce exponencialmente por um

fator para cada acréscimo H na altura [Grimm (2017)]. Nesse caso, se a gravidade for negligenciada, então o valor de H é constante [Iribarne e Godson (2012)]. O mesmo vale para a densidade em uma atmosfera isotérmica:

- **Atmosfera real**

Os casos apresentados anteriormente não se aplicam tão bem para a atmosfera real. No caso particular de densidade constante, ou seja, atmosfera homogênea tem apenas um interesse teórico [Iribarne e Godson (2012)].

Para o caso da atmosfera isotérmica, é importante para explicar as transições, visto na seção 3.3, já na atmosfera real a temperatura varia com a altitude. Com isso, pela taxa de variação, a Equação 3.5, muda de acordo com as camadas seção 3.3. Desta maneira é válido considerar que em cada uma das camadas a temperatura irá variar linearmente com a altura. Segundo os trabalhos de [Andrews (2010)], [Iribarne e Godson (2012)] e [Kirchhoff (1991)] a variação linear da temperatura é dada por:

$$T = T_0 - \beta(z - z_0) \quad (3.25)$$

Sendo $\rho = p/RT$, pela equação hidrostática temos

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{pg}{RT} \quad (3.26)$$

Substituindo a equação ?? na 3.25:

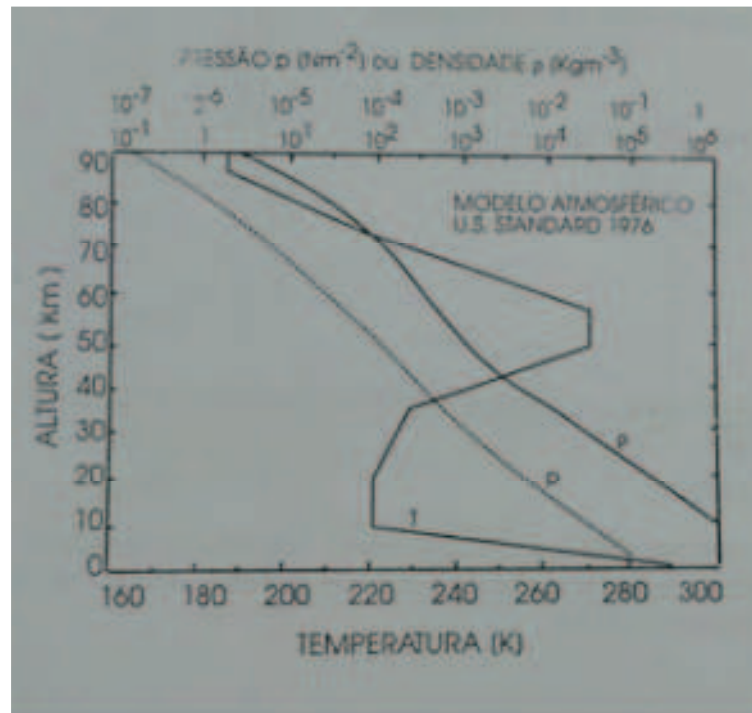
$$\begin{aligned} \frac{dp}{dz} &= -\frac{pg}{R[T_0 - \beta(z - z_0)]} \\ \frac{dp}{p} &= -\frac{gdz}{mR[T_0 - \beta(z - z_0)]} \\ \int_{p_0}^p \frac{dp}{p} &= -\frac{g}{\beta R} \int_{z_0}^z \frac{dz}{\left[\frac{T_0}{\beta} + z_0 - z\right]} \end{aligned}$$

com algumas manipulações,

$$\begin{aligned} p &= p_0 \left[\frac{T_0 - \beta(z - z_0)}{T_0} \right]^{\frac{g}{\beta R}} \\ p &= p_0 \left[\frac{T}{T_0} \right]^{\frac{g}{\beta R}} \end{aligned} \quad (3.27)$$

Assim, através dessa situação, a variação de temperatura com altura é uma sequência de segmentos de reta, como se pode ver na Figura 7 [Kirchhoff (1991)]. Esse modelo é assim uma boa aproximação do comportamento real do perfil vertical.

Figura 7 – Modelo atmosférico padrão entre 0 e 90 km de altura, mostrando pressão, densidade e temperatura. Notar que a variação de temperatura com a altura é uma sequência de segmento de reta.



Fonte: Kirchhoff (1991)

3.7 Processo adiabático reversível na atmosfera

Exemplo de processo adiabático e quase-reversível é o movimento vertical de uma parcela de ar [Varejão-Silva (2006)]. Assim como mencionado na seção 3.3, a parcela ao ser elevada e atingir níveis de pressões menores irá se expandir. Seguindo que essa parcela não venha a receber calor da sua vizinhança pelo fato do ar ser um mau condutor térmico, então, para que se tenha uma expansão a energia necessária, segundo a primeira lei da termodinâmica, para esse trabalho será oriunda apenas de sua energia interna.

Sabendo que $dW = CvdT$, observamos então que a temperatura da parcela irá diminuir (dT) enquanto a parcela se expande ($+dW$), porém, ocorrendo a compressão, teremos ($-dW$) e a parcela irá se aquecer. Existem aspectos interessantes que valem ressaltar sobre uma grande parcela vertical de ar. Primeiramente, a parcela em movimento vertical se caracteriza como um processo adiabático desde que se tenha o produto de

condensação, assim, realmente não se terá uma troca de calor entre a massa central da parcela com o meio que a cerca.

Os gases componentes estarão emitindo e absorvendo radiação, porém, seria em tão pequena quantidade que não justificaria o seu trabalho realizado. Outro interessante aspecto é a sua velocidade vertical, em que normalmente é da ordem de 10 cm/s, em contraste com a velocidade do vento, cuja ordem de magnitude, em condições normais, atinge 1m/s.

Assim, nota-se que realmente é um processo lento, e com isso, considerando a atmosfera em equilíbrio hidrostático funciona. Por isso, na maioria das vezes o movimento vertical de uma grande parcela de ar pode ser considerado quase reversível e adiabático. Existem diversos processos que podem ser considerados isentrópicos, ou seja, reversíveis adiabáticos, ao qual, não será focalizado nesse trabalho. Para um maior entendimento olhar os trabalhos de [Varejão-Silva (2006)], [Salby (2012)], [Iribarne e Godson (2012)].

4 INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA

Neste trabalho serão utilizadas medidas de temperatura, densidade e ozônio do instrumento SABER (Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry) e do CCMC (Community Coordinated Modeling Center) para discutir os processos físicos que foram discutidos nos capítulos anteriores

4.1 Satélite TIMED

TIMED (Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics) é um satélite que foi lançado no dia 7 de Dezembro de 2001, na base aérea de Vandenberg, na Califórnia - EUA, porém só começaram as observações em Janeiro de 2002. O TIMED descreve uma órbita circular de 625 km de altitude e 74,1° de inclinação, realizando 14 voltas em torno da Terra por dia.

O TIMED foi lançado com a função de estudar as influências do Sol e dos seres humanos sobre uma porção da região da MLT (Mesosphere and Lower Thermosphere), situada de 60 km a 180 km acima da superfície. O objetivo científico da missão TIMED é estudar pressão, temperatura e ventos básicos, da região MLTI, os quais resultam da transferência de energia para dentro e para fora desta região.

O satélite TIMED é composto por quatro instrumentos: SEE (Solar Extreme Ultraviolet Experiment), TIDI (TIMED Doppler Interferometer), GUVI (Global Ultraviolet Imager) e SABER. Neste trabalho serão utilizadas as medidas fornecidas pelo instrumento SABER, cuja as principais características serão descritas as seguir.

4.2 Instrumento SABER

O instrumento SABER é um radiômetro multi-espectral que opera no infravermelho entre 1,27 μm e 17 μm . Ele possui uma capacidade de medir perfis verticais de emissões de diversos gases na atmosfera terrestre. Este instrumento é capaz de realizar sondagens contínuas durante o dia e a noite, pois possui uma visada de limbo que permite estas sondagens, assim possibilita o estudo da variabilidade de parâmetros atmosféricos com uma cobertura global. Tem como objetivos científicos principais, proporcionar medidas que permitam estudar a estrutura da atmosfera na região MLT, como a sua densidade, pressão com a altitude e variação de temperatura Remsberg et al. (2008). Também de estudar a variação dos gases, como Oxigênio e Hidrogênio e a dinâmica entre as regiões atmosféricas.

O perfil vertical de temperatura cinética é constituído a partir da recuperação das emissões do CO_2 a um comprimento de onda $\lambda = 15 \mu m$ por dois canais passa banda ($650 - 995 cm^{-1}$) e ($580 - 760 cm^{-1}$). Os dois canais são utilizados para registrar a pressão com a altitude na estratosfera e inferir a temperatura cinética supondo condições de equilíbrio termodinâmico local (LTE, Local Thermodynamic Equilibrium). As medidas deste instrumento estão disponíveis para download na seguinte página eletrônica: (<http://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/models/nrlmsise00.php>).

4.3 CCMC

A CCMC é uma parceria de múltiplas agências, ao qual fornecem a toda comunidade de pesquisa internacional, acesso a modernas simulações da ciência espacial. Esses modelos são oferecidos pela CCMC através de um sistema de solicitação automatizado para suas execuções. Também são oferecidos através de ferramentas modernas, online, de visualização e análise, além de formatos de dados padrão para download.

A CCMC é composta por funcionários da NASA (National Aeronautics and Space Administration) e por bolsistas de pós-graduação, está situada na GSFC (Goddard Space Flight Center). As medidas estão disponíveis para download na seguinte página eletrônica: (<https://ccmc.gsfc.nasa.gov/index.php>).

4.4 Dados utilizados

Os dados utilizados neste trabalho serão temperatura cinética, densidade, concentração de O_3 . O ozônio e a densidade estão disponíveis no nível 2A do SABER, medidos nos meses de Janeiro e Julho de 2017. Foram utilizadas medidas de 10 km até 110 km de altitude em latitudes próximas de $7, 8^\circ$ Sul e longitude 50° Oeste para o dia 15 de Janeiro. Também foram utilizadas dados da latitude $7, 1^\circ$ Sul e longitude 37° Oeste para o dia 15 de Julho.

As medidas de temperatura foram utilizadas desde 20 km até 110 km de altitude, para latitudes entre 60° Norte a 60° Sul dos meses de Janeiro e Julho de 2005. As medidas de temperatura da CCMC referente as altitudes desde a superfície e 110 km de altitude. As coordenadas da coleta foram da cidade de Remígio – PB que são: Latitude: $7, 4^\circ$ Sul e Longitude: $38, 1^\circ$ Oeste.

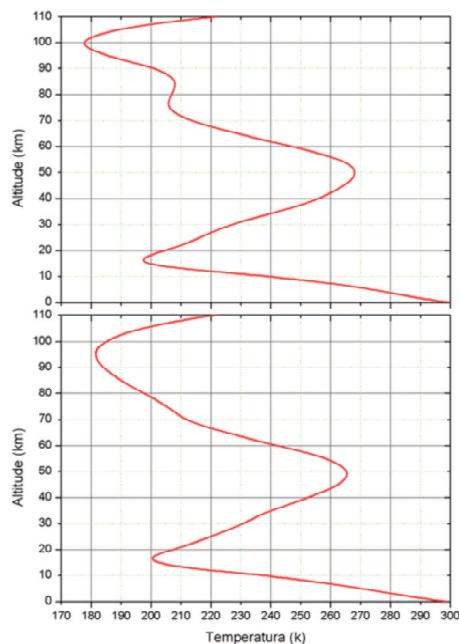
5 Resultados e discussões

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos neste projeto de conclusão de curso.

5.1 Variação da Temperatura

A Figura 8 foi construída utilizando dados de temperatura da CCMC, onde são mostrados os perfis de temperatura para os meses de Janeiro e de Julho de 2017. O eixo das ordenadas indica as altitudes (km), enquanto que o eixo das abscissas indica as temperaturas (K). Analisando os gráficos, observa-se que ambos estão próximos do modelo teórico, que pode ser observado na Figura 3. No mês de Janeiro nota-se perturbações principalmente na região entre 70 km e 90 km de altitude (Mesopausa), estas variações podem estar associadas a assinatura de ondas atmosféricas [ALVES (2012)]. Já para o mês de Junho se tem um comportamento semelhante ao do teórico. O maior valor de temperatura dos meses de Janeiro e Junho pode ser observados na região próximo da superfície com $300 K$. Semelhante ocorreu para as menores temperaturas, em que ambos foram em $100km$ de altitude, região da mesopausa, em que a temperatura foi próxima de $180 K$. Assim concordando com a literatura.

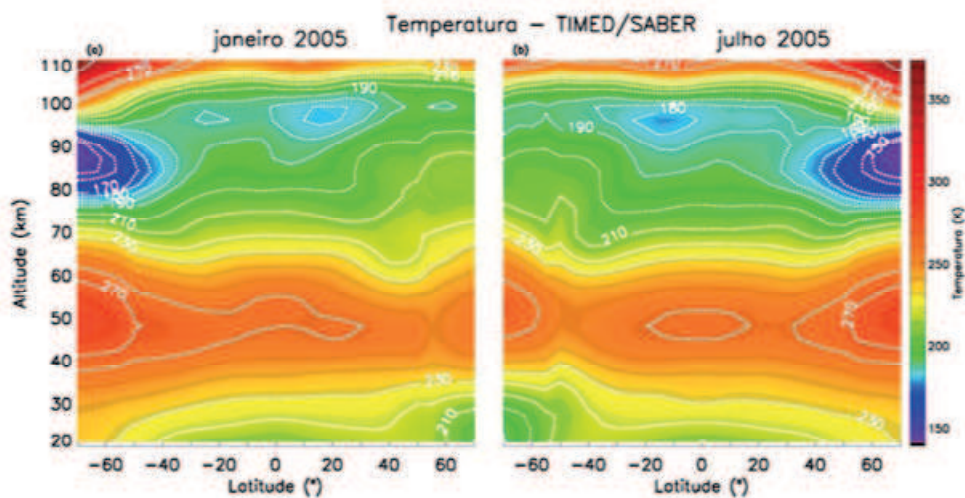
Figura 8 – Perfil vertical da Temperatura (K) para os meses de Janeiro (painel superior) e Julho (painel inferior) para o ano de 2017.



Fonte: Fornecida pelo autor.

A Figura 9 mostra médias zonais da temperatura (instrumento SABER) para os meses de janeiro [painel (a)] e julho [painel (b)] de 2005 para altitudes entre 20 km e 110 km. Apresenta no eixo das ordinárias a altitude e no eixo das abscissas a longitude, os níveis de cores indicam os valores de temperatura, que vai desde a cor preta (para as temperaturas mais baixas) até a cor branca (temperaturas mais altas). Nesta Figura é possível verificar que as maiores temperaturas ocorreram nas regiões da Mesosfera em 50km altitude, e na região da baixa Termosfera em 110km de altitude em ambos os meses. A partir dessa temperatura mais alta encontrada no início da mesosfera, a temperatura passa a diminuir com a altitude até atingir a região mais fria apresentada em 90km de altitude, já esperado, pois na mesosfera a absorção da radiação solar é fraca pela falta de componentes gasosos e nuvens. A temperatura volta a aumentar na camada da Termosfera porque se tem a presença de oxigênios atômicos que absorvem a radiação solar em grande quantidade, fazendo a temperatura aumentar. Como estes processos aumentam em altitudes, a temperatura aumenta no mesmo sentido.

Figura 9 – Perfil vertical de temperatura (K) para os meses de Janeiro [painel (a)] e de Julho [painel (b)] de 2005.



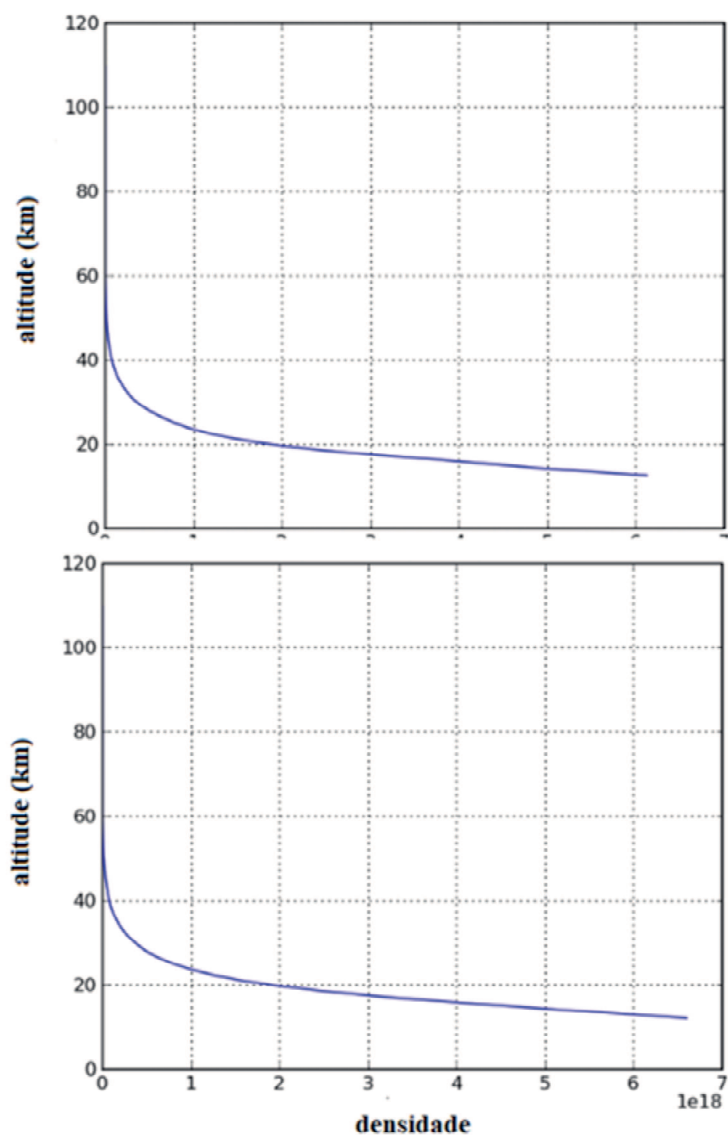
Fonte: Fornecida pelo autor.

Observa-se que em ambos os meses, as temperaturas foram extremamente parecidas em relação as suas altitudes, porém ocorreu uma inversão latitudinal, ou seja, a temperatura de 270 K na altitude de 50 km ocorre na Latitude 60° Sul, já no mês de Julho ocorre na Latitude 60° Norte. Esta inversão de posição das temperaturas ocorre devido ao Verão em Janeiro e ao Inverno no mês de Julho.

A Figura 10 mostra os perfis de densidade para os dias 15 de Janeiro (painel superior) e 15 de Julho (painel inferior) de 2017, onde se tem no eixo das abscissas concentração de densidade em escala de $1e^{18}$. Possui no eixo das ordenadas a variação de altitude em (km). Ambos os gráficos possui um comportamento semelhante, ao qual vai

de acordo com a literatura, pois se tem um decaimento exponencial com a altitude.

Figura 10 – Perfis verticais de densidade para os dias 15 Janeiro (superior) e 15 de Julho (inferior) de 2017.

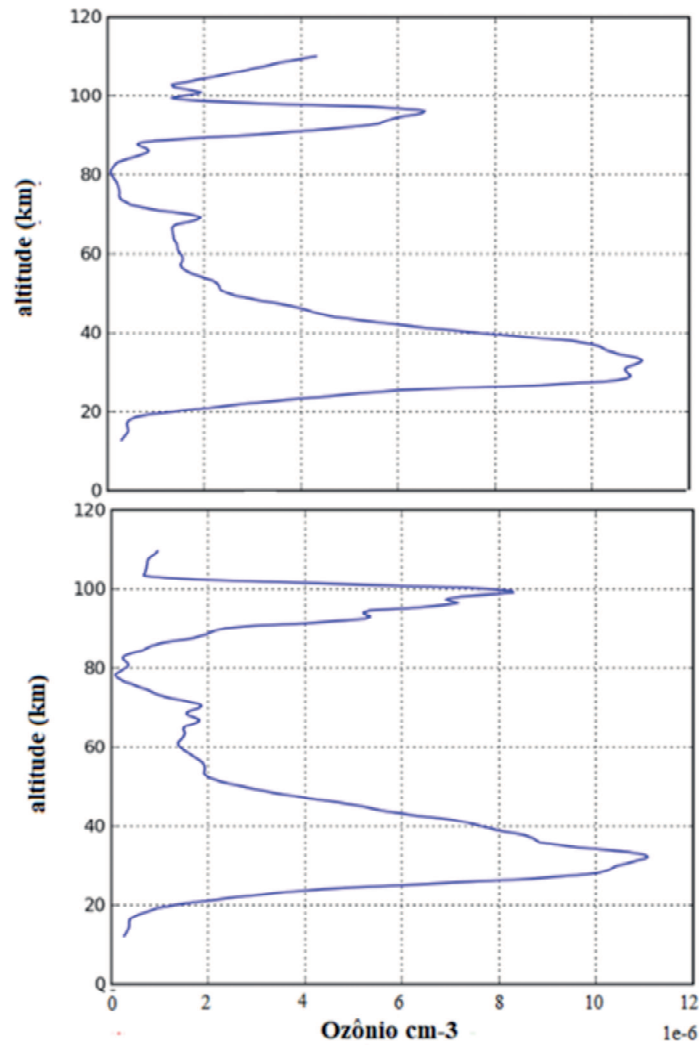


Fonte: http://saber.gats-inc.com/browse_data.php#

O perfil vertical de ozônio para os dias 15 de Janeiro (painel superior) e Julho (painel inferior) são mostrados na Figura 11. Analisando a Figura, observa-se uma semelhança em seu comportamento em ambos os dias, ao qual possui uma maior concentração na estratosfera, o que já era de se esperar de acordo com a literatura. Porém, possui uma pequena diferença entre os dias 15 de Janeiro e 15 de Julho próximo dos 100 km de altitude, sendo que no mês de Junho é maior sua concentração.

Além disso, ao comparar com o perfil vertical de temperatura da da Figura 8, nota-se que nessa altitude se tem uma maior temperatura o mês de Julho, indicando assim uma suposta influência do ozônio nesse aumento, o que vai de acordo com a literatura, pois ambos possuem coordenadas próximas.

Figura 11 – Perfis verticais da concentração de ozônio para os dias 15 Janeiro (painel superior) e 15 de Julho (painel inferior) para o ano de 2017.



Fonte: http://saber.gats-inc.com/browse_data.php#

6 Conclusão

Neste trabalho buscou-se uma melhor compreensão sobre processos termodinâmicos da atmosfera, além de buscar compreender a variação vertical de suas coordenadas termodinâmicas. Visto que a atmosfera comporta uma grande variação de fenômenos, mostra-se que a atmosfera é realmente um grande laboratório de estudos, pois nota-se nesse trabalho que ainda existe um grande número de fenômenos a ser explorados. Coletou dados de temperatura, densidade e ozônio do SABER e da CCMC, da cidade de Remígio – PB e coordenadas próximas a ela. Com os dados analisou-se o perfil vertical de temperatura, mostrando a variação esperada que se aproxime do perfil teórico, observando poucas anomalias. Além disso, notou-se que em determinada localidade as temperaturas podem mudar com as estações do ano. Ainda mais, viu-se que a variação de temperatura vertical na atmosfera está fortemente ligada aos componentes gasosos que a constituem, focando nesse trabalho o aumento de temperatura com a concentração de ozônio O_3 .

Referências

- ALVES, E. O. *Influência em curta duração de ondas planetárias na dinâmica das marés atmosféricas observadas nos ventos meteóricos de São João do Cariri-PB*. Tese (Doutorado) — Tese de Doutorado em Meteorologia – UACA - UFCG. Campina Grande - PB. 2012., 2012. Citado na página 40.
- ANDREWS, D. G. *An introduction to atmospheric physics*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2010. Citado 6 vezes nas páginas 11, 23, 28, 29, 30 e 35.
- BAIRD, C. Environmental chemistry (wh freeman and company). *New York, EUA*, 1999. Citado na página 31.
- CHAPMAN, S. A theory of upperatmospheric ozone. *Mem. Roy. Meteor.*, v. 3, p. 103–125, 1930. Citado na página 30.
- GRIMM, A. M. *Meteorologia Básica - Notas de Aula*. 2017. Disponível em: <<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap1/cap1-1.html>>. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 35.
- IRIBARNE, J. V.; GODSON, W. L. *Atmospheric thermodynamics*. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2012. v. 6. Citado 3 vezes nas páginas 11, 35 e 37.
- KIRCHHOFF, V. W. *Introdução à geofísica espacial*. [S.l.]: Nova Stella/EDUSP/FAPESP, 1991. Citado 4 vezes nas páginas 26, 27, 35 e 36.
- MOZETO, A. A. Química atmosférica: a química sobre nossas cabeças. *Cadernos temáticos de química nova na escola*, n. 1, p. 41–48, 2001. Citado na página 30.
- NAYAK, L.; PANDEY, J. Free energy change and monolayer moisture content of paddy and milled rice. *Journal of the Institution of Engineers*, v. 80, p. 43–45, 2000. Citado 2 vezes nas páginas 23 e 27.
- NUSSENZVEIG, H. M.; MOYSÉS, C. d. F. B. Fluidos, oscilações, ondas e calor. *Editora Edgard Blücher LTDA. São Paulo, SP*, 2002. Citado 2 vezes nas páginas 12 e 17.
- REMSBERG, E. E. et al. Assessment of the quality of the version 1.07 temperature-versus-pressure profiles of the middle atmosphere from timed/saber. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 113, n. D17, 2008. Citado na página 38.
- SALBY, M. L. *Physics of the Atmosphere and Climate*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2012. Citado 2 vezes nas páginas 11 e 37.
- TIPLER, P. A. Física: Mecânica, oscilações e ondas, termodinâmica. 4ª. Ed. *Rio de Janeiro: LTC*, 2000. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 21.
- VAREJÃO-SILVA, M. A. *Meteorologia e climatologia*. [S.l.]: Inmet, 2006. Citado 6 vezes nas páginas 18, 25, 26, 27, 36 e 37.
- ZEMANSKY, M. W.; DITTMAN, R. H. *Calor y termodinámica*. [S.l.]: Aguilar, 1979. v. 18. Citado 4 vezes nas páginas 12, 14, 20 e 21.

