

## **EFEITO ESTUFA E AQUECIMENTO GLOBAL: UMA ABORDAGEM CONCEITUAL A PARTIR DA FÍSICA PARA EDUCAÇÃO BÁSICA**

*Greenhouse effect and global warming: a conceptual approach from the perspective of physics to basic education*

**Alexandre Luis Junges** [aljunges@gmail.com]  
**Vinicius Yuri Santos** [viniciusyuris@gmail.com]  
**Neusa Teresinha Massoni** [neusa.massoni@if.ufrgs.br]  
*Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
Av. Paulo Gama, 110, Bairro Farroupilha,  
Porto Alegre, Rio Grande do Sul,  
CEP 90040-060.*

**Francineide Amorim Costa Santos** [francineide.amorim@ufca.edu.br]  
*Universidade Federal do Cariri  
Av. Tenente Raimundo Rocha S/n, Bairro Cidade Universitária,  
Juazeiro do Norte, Ceará,  
CEP 63048-080.*

*Recebido em: 19/04/2018*

*Aceito em: 23/11/2018*

### **Resumo**

A temática das mudanças climáticas é um dos principais temas da agenda da educação ambiental para o século XXI. Contudo, o tema ainda é pouco abordado na sala de aula da educação básica e requer discussões mais aprofundadas, inclusive sobre seus aspectos científicos mais básicos. O presente artigo pretende contribuir para a articulação e inserção deste tema no ensino de ciências, especialmente nos níveis médio e fundamental. Para tanto é feita uma abordagem da perspectiva da Física básica discutindo os principais conceitos científicos necessários para a compreensão dos fenômenos do efeito estufa e do aquecimento global. Buscamos fazê-lo de forma detalhada, apresentando passo a passo os conceitos e incluindo alguns aspectos da história da ciência do clima, de modo que o leitor não familiarizado com o assunto possa formar uma visão científica inicial acerca do tema.

**Palavras-chave:** efeito estufa, aquecimento global, mudanças climáticas, educação ambiental.

### **Abstract**

Climate change is one of the main themes of the environmental education agenda for the 21st century. However, this topic is still poorly addressed in the classroom of basic education and requires more in-depth discussions, including its most basic scientific aspects. This article aims to contribute to the articulation and insertion of this theme in science education, especially at the elementary and high school levels. In order to do so, we made an approach from the perspective of Physics, discussing the main scientific concepts that are necessary to understand the phenomena of the greenhouse effect and global warming. We made this in a detailed way, presenting the concepts step by step and including some aspects of the history of climate science, so the reader unfamiliar with the subject can form an initial scientific view about the topic.

**Key-words:** greenhouse effect, global warming, climate change, environmental education.

## 1. Introdução

Entre os principais temas da educação ambiental para o século XXI está a temática das mudanças climáticas e aquecimento global. A importância de preparar os estudantes de diferentes níveis de ensino para as mudanças globais que o mundo irá enfrentar no futuro é enfatizada em diversos documentos nacionais e internacionais (IALEI, 2009; Jacobi, et. al. 2011). Contudo, como demonstram estes trabalhos, o tema ainda é pouco abordado nas salas de aulas, inclusive de ciências. Neste sentido, este artigo pretende contribuir para a articulação deste tema nas aulas de ciências, especialmente nos níveis médio e fundamental. Para tanto é feita neste artigo uma abordagem do tema da perspectiva da ciência (Física) básica, discutindo os principais conceitos científicos necessários para a compreensão dos fenômenos do efeito estufa e do aquecimento global.

De fato, a temática do aquecimento global é um tema multidisciplinar e cuja abordagem completa requer contribuições de diversas disciplinas para a discussão tanto dos aspectos políticos, sociais, econômicos e éticos envolvidos, como dos científicos. Contudo, consideramos que antes da discussão daquelas dimensões mais abrangentes e controversas, é importante que uma compreensão científica básica, de seus aspectos consensuais, seja fomentada entre os educandos. Neste sentido, concordamos com Besson, De Ambrosis & Mascheretti (2010, p.376) quando observam que abordagens que enfatizam apenas os aspectos sociocientíficos da temática muitas vezes perdem de vista, ou tratam de forma superficial, a base física do fenômeno em questão. Este aspecto é importante uma vez que diversas pesquisas têm revelado que estudantes e o público em geral ainda possuem uma compreensão superficial da ciência básica do aquecimento global (Lambert, Lindgren & Bleicher, 2012; Niebert, & Gropengiesser, 2014). Diante desse panorama, assumimos que a sala de aula de ciências é o lugar apropriado para promoção da educação ambiental e buscamos contribuir com o estudo dessa temática<sup>1</sup>.

De fato, como observado, há diversos aspectos ainda controversos relacionados ao debate sobre aquecimento global. Neste sentido, antes de tratar desse tema, é importante chamar a atenção para a distinção, como sugere Kitcher (2010), entre três questões: (a) a questão da causa do aquecimento global e a influência do homem no clima; (b) a questão da previsão do clima a longo prazo e (c) a questão relacionada ao que devemos fazer a respeito, ou seja, ações de mitigação (como a redução de emissões de gases de efeito estufa). As duas primeiras questões são de alçada da ciência, ou seja, são as ciências naturais que têm a competência para respondê-las. Por sua vez, a terceira questão transcende o campo das ciências naturais e envolve decisões políticas, econômicas e éticas. No presente artigo nos ocuparemos apenas da primeira questão, ou seja, do entendimento da causa do aquecimento global observado nas últimas décadas. Como dito, esta é uma questão de competência das ciências naturais e sobre a qual muitos avanços científicos foram feitos ao longo do século XX e que levaram os cientistas a concluir que o recente aquecimento global é uma realidade física cuja causa dominante é a ação do homem (Weart, 2008).

Compreendemos que a esse respeito ainda circulam muitos “fatos alternativos” e desinformações na internet e nos meios de comunicação. É comum depararmos com alegações como: o planeta não está aquecendo, mas resfriando, que estamos num ciclo natural, que as emissões de dióxido de carbono não são um problema, ou até mesmo que o efeito estufa não existe. Neste ensaio, não nos ocuparemos diretamente com essas alegações. Nossa preocupação maior será de apresentar a física básica do efeito estufa de uma forma muito simplificada e introdutória, de modo que o educando possa apreciar e compreender o papel do efeito estufa na regulação da temperatura planetária. Faremos isso buscando manter o rigor científico e citando fontes acadêmicas relevantes

---

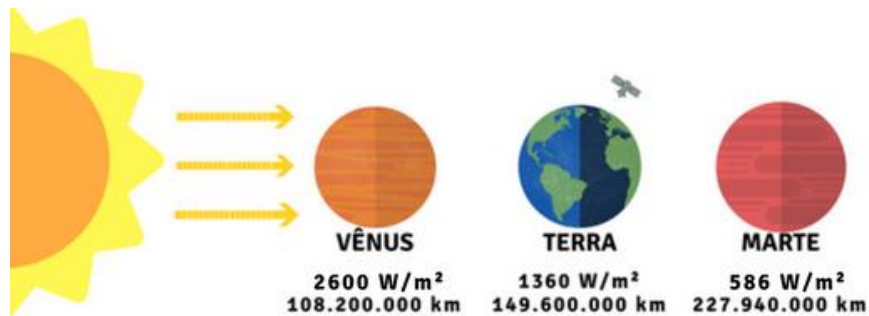
<sup>1</sup> Com respeito a importância de abordar a educação ambiental nas diferentes disciplinas e níveis de ensino pode-se fazer referência a Lei 9.795/99 que institui a política nacional de educação ambiental (Brasil, 1999) e as Diretrizes Curriculares Nacionais para a Educação Ambiental – DCNEA (Brasil, 2012).

sobre o tema. Ao mesmo tempo, também apontaremos sugestões de leituras específicas que se dedicam a esclarecer e refutar desinformações sobre a temática de modo que o leitor, professor e/ou estudante, possa aprofundar seus estudos sobre o tema<sup>2</sup>. De fato, consideramos que a compreensão da física básica do efeito estufa e aquecimento global é um primeiro passo na aquisição de conhecimentos necessários para uma tomada de decisão informada sobre o tema.

## 2. Temperaturas planetárias: por que a composição química da atmosfera importa?

Historicamente foi o cientista francês Jean Baptiste Fourier (1768-1830), possivelmente, o primeiro a tornar o conceito de temperatura planetária um objeto de estudo da ciência. Assumindo que o Sol é a principal fonte de energia para Terra, Fourier raciocinou que se a Terra recebe energia do Sol ela também deve reemitir energia de volta para o espaço, pois, de outro modo, ela se tornaria cada vez mais quente. Assim, para a Terra e também para os demais planetas, deve existir uma *temperatura de equilíbrio* ( $T_e$ ) para a qual a taxa de energia absorvida é igual a taxa de energia emitida (Pierrehumbert, 2004)<sup>3</sup>.

Ao nível do nosso sistema solar, considerando que o espaço interplanetário é muito próximo de um estado de vácuo, a única forma de transferência de energia entre o Sol e seus planetas ocorre na forma de ondas eletromagnéticas (Figura 4). O fluxo ou intensidade de energia solar (energia por unidade de tempo e de área) que chega ao planeta depende de fatores como a luminosidade do Sol e da distância do planeta ao Sol (Goody & Walker, 1996, p.43). A Figura 1 representa essa situação e exibe os valores da intensidade de energia solar que atinge os planetas Vênus, Terra e Marte e suas respectivas distâncias ao Sol. Para o caso da Terra, o valor de  $1360 \text{ W/m}^2$  é também conhecido como *constante solar*, que representa a quantidade de energia solar por unidade de área que incide no topo da atmosfera terrestre na face voltada para o Sol.



**Figura 1:** Intensidade da energia solar nos planetas Vênus, Terra e Marte (alertamos que a representação é ilustrativa e está fora de escala).

Contudo, é relevante dizer que nem toda energia solar incidente sobre o planeta é absorvida. Em geral, boa parte dessa energia é refletida de volta para o espaço pela atmosfera (incluindo as nuvens) e pela superfície do planeta. Essa quantidade de energia refletida é conhecida como o *albedo* do planeta (Figura 2.a). Além disso, como mostra a Figura 2.a, quando observado a partir da direção

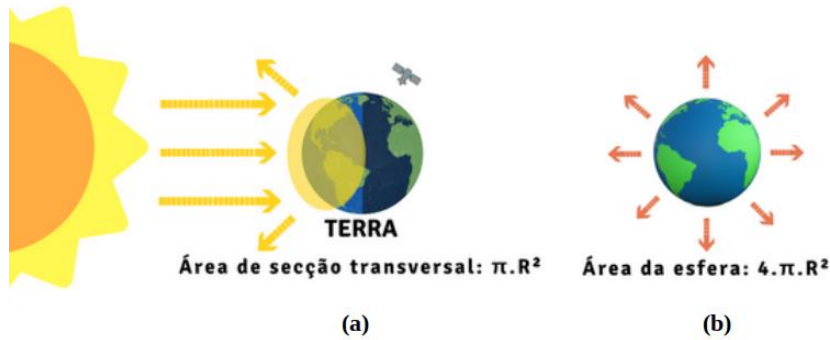
<sup>2</sup> Uma excelente fonte para consulta com respostas às principais alegações dos chamados “céticos” é o site do físico John Cook <https://www.skepticalscience.com/>.

<sup>3</sup> Cientistas também costumam empregar o conceito de *temperatura efetiva* para falar dessa temperatura de equilíbrio. Para fins de definição conceitual, a *temperatura efetiva* de um corpo é a temperatura que corresponde a um corpo negro que emite a mesma quantidade de energia por unidade de área e de tempo ( $\text{W/m}^2$ ), ou seja,  $T_{ef} = (I/\sigma)^{1/4}$ . Quando a temperatura do planeta é completamente determinada pelo fluxo solar incidente, a temperatura de equilíbrio é igual a temperatura efetiva (Lissauer & Pater, 2013). Neste artigo usaremos apenas o conceito de “temperatura de equilíbrio”.

dos raios solares, o planeta esférico se apresenta como um disco circular, cuja área pode ser obtida pela expressão  $\pi.R^2$ . Assim, a taxa de energia absorvida pelo planeta (ou potência) é obtida multiplicando a intensidade de energia solar ( $I$ ) pela área do disco com o raio do planeta e descontando o valor do albedo ( $\alpha$ ) do planeta. Ou seja:

$$\text{Taxa de Energia Absorvida} = \pi.R^2 \times \text{Intensidade de Energia Solar} \times (1 - \text{albedo}) = \pi.R^2 \cdot I \cdot (1 - \alpha)$$

(Equação 1)



**Figura 2:** (a) Planeta absorve energia. (b) Planeta emite energia.

Por sua vez, como já destacado, se o planeta absorve energia ele deve reemitir-la de volta para o espaço na mesma taxa. Para determinar a taxa em que os planetas emitem energia de volta para o espaço precisamos recorrer à lei de Stefan-Boltzmann (Figura 5) que nos diz que a intensidade ( $I$ ) de energia emitida por um corpo é proporcional à quarta potência da temperatura absoluta desse corpo, ou seja,  $I = \sigma \cdot T_e^4$  (onde  $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ w/m}^2$  é conhecida como constante de Stefan-Boltzmann e  $T_e$  é a temperatura de equilíbrio do planeta dada em Kelvin). Assim, para obter a taxa total de energia (potência) emitida por um planeta é preciso multiplicar a intensidade ( $I$ ) pela área da superfície do planeta que, neste caso, corresponde à área de uma esfera cujo raio é o próprio raio do planeta em questão (Figura 2.b)<sup>4</sup>. Ou seja:

$$\text{Taxa de energia emitida} = 4.\pi.R^2.T_e^4 \quad (\text{Equação 2})$$

Podemos agora obter uma expressão matemática para a *temperatura de equilíbrio* ( $T_e$ ) do planeta (Equação 4), bastando, para isso, aplicarmos a condição de *equilíbrio térmico* e fazendo as simplificações necessárias:

$$\text{Taxa de Energia Absorvida} = \text{Taxa de Energia Emitida}$$

$$\pi.R^2 \cdot I(1 - \alpha) = 4.\pi.R^2 \cdot \sigma.T_e^4$$

$$I \cdot \frac{(1-\alpha)}{4} = \sigma.T_e^4 \quad (\text{Equação 3})$$

$$T_e = \sqrt[4]{\frac{I \cdot (1-\alpha)}{4\sigma}} \quad (\text{Equação 4})$$

A Tabela 1 apresenta um comparativo dos respectivos valores da *intensidade* ( $I$ ) e *albedo* ( $\alpha$ ) para os planetas Mercúrio, Vênus, Terra e Marte, a partir dos quais foram calculados os valores das temperaturas de equilíbrio (penúltima coluna) usando a Equação 4. A última coluna exhibe os

<sup>4</sup> Para fins de simplificação estamos considerando o planeta como um emissor ideal com emissividade ( $e$ ) igual a unidade ( $e = 1$ ), equivalente a um copo negro (Goody & Walker, 1996).

valores observados (medidos) da temperatura de superfície desses planetas em Kelvin (K).

**Tabela 1:** Dados para o cálculo da temperatura de equilíbrio<sup>5</sup>.

Planeta	Intensidade (W/m <sup>2</sup> )	Albedo	Temperatura de Equilíbrio (K)	Temperatura Média de Superfície (K)
Mercúrio	9080	0.07	439	440
Vênus	2600	0.77	226	737
Terra	1360	0.3	255	288
Marte	586	0.25	209	210

Usando os valores da tabela obtemos uma temperatura de equilíbrio de 255 K (- 18 °C, ou seja, dezoito graus centígrados negativos) para a Terra. Este é um valor muito baixo. Caso a Terra tivesse uma temperatura média de - 18 °C a vida como a conhecemos não poderia existir e espessas camadas de gelo cobririam nossos continentes. Felizmente a temperatura média da superfície da Terra não é 255 K, mas sim 288 K (15 °C), como mostrado na última coluna da Tabela 1. De fato, a última coluna apresenta as temperaturas médias da superfície dos planetas estimadas a partir de observações. Assim, temos uma distinção importante a fazer entre a *temperatura de equilíbrio* e a *temperatura de superfície* de um planeta.

É interessante comparar as temperaturas de equilíbrio calculadas com os valores das temperaturas de superfície para os demais planetas. Podemos ver que em Mercúrio e Marte as temperaturas de equilíbrio estão muito próximas das temperaturas de superfície. Contudo, em Vênus e na Terra os valores das temperaturas de equilíbrio são bem distintos dos valores observados na superfície. *Como explicar a diferença entre a temperatura de equilíbrio e a temperatura de superfície nos planetas Terra e Vênus?*

Cientistas que estudam atmosferas planetárias nos ensinam que em um planeta que possui uma atmosfera substancial (consideravelmente espessa e que contém gases de efeito estufa), a radiação emitida pela superfície é absorvida por sua atmosfera antes que ela alcance o espaço exterior. Dessa maneira, um instrumento localizado no espaço não detectaria a radiação emitida pelo planeta como sendo proveniente da superfície, mas de uma região emissora da atmosfera localizada a uma certa altitude (veja a seção 4). Assim, a temperatura de equilíbrio é a temperatura dessa região emissora enquanto os níveis inferiores da atmosfera podem apresentar temperaturas bem mais altas – como veremos nas próximas seções, a isso chamamos de “efeito estufa” (Goody, & Walker, 1996, p.45).


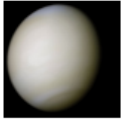

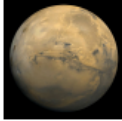
Podemos agora entender o que acontece em Vênus e na Terra. Como demonstram os dados da Tabela 2, Terra e Vênus possuem atmosferas substanciais (vejam-se as pressões atmosféricas), enquanto que Mercúrio e Marte possuem atmosferas muito tênues<sup>6</sup>. Vênus é o planeta que exibe a maior diferença entre a temperatura de equilíbrio e a temperatura de superfície e é também o planeta que possui a atmosfera mais substancial. Podemos ver que apesar do planeta Vênus estar mais longe do Sol do que Mercúrio, a sua temperatura é consideravelmente maior que a de Mercúrio. Isso pode ser compreendido a partir de dois fatores principais: a massiva atmosfera de Vênus (pressão de 92

<sup>5</sup> Dados planetários obtidos de <https://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/>. Um link que exibe uma calculadora de temperaturas efetivas de planetas está disponível em <http://www.astro.indiana.edu/ala/PlanetTemp/index.html>.

<sup>6</sup> Veja Barry, & Chorley (2013) e <https://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/> e <http://astro.if.ufrgs.br/ssolar.htm> para consulta a dados sobre os planetas.

bar) e a elevada concentração (96%) do gás de efeito estufa dióxido de carbono. Combinados esses fatores produzem um altíssimo efeito estufa em Vênus. Mercúrio por sua vez, com uma atmosfera muito tênue e sem gases estufa, praticamente não possui efeito estufa. Em Marte temos temperaturas muito frias em boa medida devido a sua distância do Sol, contudo pode-se perceber que em Marte não temos a situação de efeito estufa elevado de Vênus. Isso ocorre porque, embora Marte possua uma alta concentração de dióxido de carbono (95%), o fato de ele possuir uma atmosfera muito tênue ou pouco substancial (pressão atmosférica de 0,0064 bar), implica uma baixa concentração de gases estufa, resultando em pouca capacidade de absorção de radiação infravermelha emitida pela superfície do planeta (veja as seções 3 e 4).

**Tabela 2:** Alguns dados sobre Mercúrio, Vênus, Terra e Marte.

	<b>Mercúrio</b> 	<b>Vênus</b> 	<b>Terra</b> 	<b>Marte</b> 
<b>Temperatura média da superfície (°C)</b>	167	464	15	- 63
<b>Distância ao Sol (km)</b>	57.910.000	108.200.000	149.600.000	227.940.000
<b>Albedo</b>	0,07	0,77	0,3	0,25
<b>Pressão Atmosférica (bar)</b>	$5 \times 10^{-15}$	92	1	0,0064
<b>Composição Atmosférica</b>	Hélio(42%), Sódio (42%), Oxigênio (15%), Outros (1%)	Dióxido de Carbono (96%) Nitrogênio (3%) Argônio (0,007%)	Nitrogênio (78,08%) Oxigênio (20,95%) Argônio (0,93%) Dióxido de carbono (0,037%) Ozônio (0,000006%)	Dióxido de carbono (95,32%) Nitrogênio (2,7%) Argônio (1,6%)

Olhando para a Terra, é algo surpreendente que as características físicas e químicas da atmosfera terrestre sejam tão distintas das de seus vizinhos Marte e Vênus. Podemos ver que a concentração de gases atmosféricos é dominada por nitrogênio (78%) e oxigênio (21%). Entre os demais gases estão o argônio (0,9%) e gases de efeito estufa como o dióxido de carbono (0,037%)<sup>7</sup>. Embora possa parecer uma concentração baixa, o dióxido de carbono junto com outros gases estufa como o vapor d'água, metano e óxido nítrico, são responsáveis por elevar a temperatura da Terra em cerca de 30 °C acima da temperatura de equilíbrio. De fato, no que concerne à temperatura de superfície, a Terra é um ambiente muito distinto de seus vizinhos. Astrofísicos costumam fazer alusão à popular história da menina dos cachinhos dourados, observando que Vênus é muito quente, cerca de 460 °C na superfície, e Marte é muito frio, cerca de - 60 °C superfície. A Terra possui justamente a temperatura ideal, cerca de 15 °C na superfície, proporcionada pela mistura de gases ou elementos químicos adequados. A lição que podemos tirar disso é de que as temperaturas de superfície dos planetas não dependem apenas da sua distância ao Sol, mas também da presença da atmosfera e de

<sup>7</sup> Como veremos na seção 6, atualmente as concentrações de CO<sub>2</sub> já passam de 400 ppm (0,04%). Veja também <https://climate.nasa.gov/>.

sua composição química.

Contudo, é importante observar que, no caso da Terra, não apenas a composição química da atmosfera promove as condições para vida, mas é a própria vida (a biosfera do planeta) que regula a composição química da atmosfera. Cientistas que estudam o desenvolvimento e surgimento da vida no Universo têm observado que a peculiar concentração de gases atmosféricos da Terra é apenas possível devido à presença da vida. Ou seja, é a biosfera do planeta que através da ciclagem de elementos químicos (os ciclos biogeoquímicos) consegue manter a composição atmosférica num estado que é caracterizado como estando fora do equilíbrio termodinâmico (Botkin & Keller, 2011; Miller, 2015). Em outras palavras, caso a vida na Terra fosse extinta, seria uma questão de tempo para que a Terra viesse a se transformar em um planeta com altíssimas concentrações de dióxido de carbono, similar a Vênus e Marte. A presença de água em seus três estados (sólido, líquido e gasoso), a tectônica de placas e a presença da vida fazem da Terra, até onde sabemos, um exemplar único de sua “espécie” e, por isso, mesmo merecedora de cuidados.

### 3. O efeito estufa da Terra: alguns conceitos básicos

Já vimos que o efeito estufa é um processo natural que ocorre numa atmosfera planetária devido à presença de determinados gases, os chamados gases de efeito estufa. Historicamente as primeiras especulações sobre o efeito estufa da Terra remetem ao trabalho de Fourier que, em um artigo de 1824 apresentado a *Académie Royale des Sciences* em Paris, especulou que a atmosfera teria um papel a desempenhar na determinação da temperatura planetária. Ele escreveu [...]“a temperatura (da Terra) pode ser aumentada pela interposição da atmosfera, porque o calor no estado de luz encontra menos resistência em penetrar o ar, do que em repassar pelo ar quando convertido em calor não luminoso” (Fourier, 1824 apud Fleming, 1998, p. 61)<sup>8</sup>.

Contudo, os mecanismos envolvidos que tornam a atmosfera mais opaca à radiação infravermelha do que à luz visível eram desconhecidos por parte de Fourier. Foi o engenheiro inglês John Tyndall (1820-1893) o responsável em dar um passo à frente na direção da elucidação dos mecanismos do efeito estufa e das propriedades dos gases estufa. Em 1859 Tyndall, utilizando-se de seu recém construído espectrofotômetro, concluiu que gases como o dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e o vapor d'água (H<sub>2</sub>O) exibiam propriedades de absorção da radiação infravermelha, enquanto que o oxigênio (O<sub>2</sub>), nitrogênio (N<sub>2</sub>) e hidrogênio (H<sub>2</sub>) não exibiam as mesmas propriedades (Fleming, 1998, p.70).

Foram, contudo, necessárias várias décadas, até meados do século XX, para que dados de medidas espectroscópicas mais precisas permitissem uma compreensão satisfatória dos gases estufa (Fleming, 1998, p.116). Ao mesmo tempo, o mecanismo do efeito estufa só começou a ser compreendido a partir dos trabalhos do engenheiro Guy Stewart Callendar e do físico Gilbert Plass por volta de 1940 e 1950 (Weart, 2008)<sup>9</sup>.

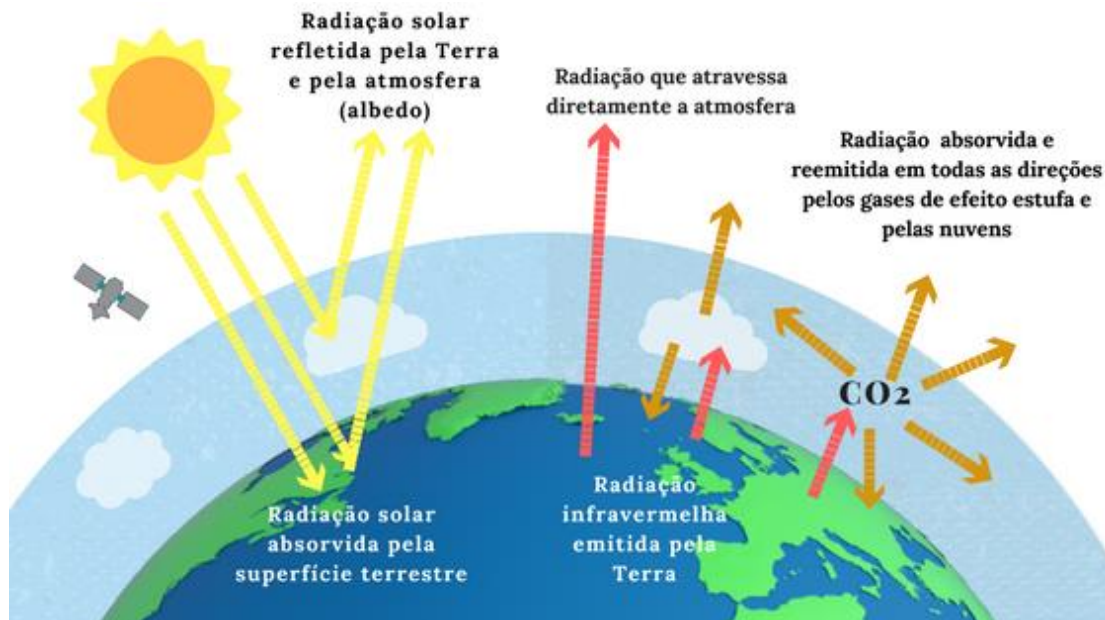
Atualmente sabemos que os principais gases de efeito estufa da atmosfera terrestre são: vapor d'água (H<sub>2</sub>O), dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), metano (CH<sub>4</sub>), óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), CFCs e ozônio (O<sub>3</sub>) (Barry & Chorley, 2013). Como já observado, tais gases têm a propriedade de ser ativos radioativamente na faixa de comprimentos de onda longos, ou seja, absorvem radiação na faixa do comprimento de onda do infravermelho. Ao mesmo tempo, são transparentes à radiação de comprimentos de ondas curtos como a radiação visível, ou seja, absorvem pouca ou quase nenhuma

<sup>8</sup> A passagem de Fourier acima é a que mais se assemelha ao entendimento moderno do que passou a ser conhecido como “efeito estufa”, embora em nenhum momento Fourier faça alusão a expressão “efeito estufa” (Fleming, 1998).

<sup>9</sup> Para uma apresentação dessa parte da história da ciência pode-se ler o texto do físico e historiador Specer Weart <https://history.aip.org/climate/co2.htm>.

radiação visível. A consequência disso é de que a radiação visível proveniente do Sol (luz) atinge com facilidade a superfície da Terra, mas a radiação infravermelha reemitida pela Terra para o espaço encontra dificuldade em atravessar a nossa atmosfera.

Como podemos visualizar na Figura 3, a maior parte (cerca de 70%) da radiação visível proveniente do Sol entra no sistema terrestre (os outros 30% são refletidos e compõem o albedo). Uma vez aquecida, a Terra reemite para o espaço radiação infravermelha que, por sua vez, é absorvida pelos gases estufa. Após absorverem, os gases estufa reemitem novamente radiação infravermelha em todas as direções, sendo que parte da radiação é perdida para o espaço e parte é retida na baixa atmosfera. A consequência da presença dos gases estufa é de que a radiação infravermelha tem seu caminho para o espaço obstruído, ou seja, os gases estufa inibem a perda de radiação infravermelha para o espaço tornando a baixa atmosfera mais quente do que estaria na ausência desses gases. O efeito é análogo àquele produzido por um casaco que durante os dias frios ajuda a manter a temperatura corporal. De fato, o casaco não aquece nosso corpo, mas inibe a perda de calor para o ambiente. Nas seções 4 e 5 aprofundaremos a explicação do mecanismo do efeito estufa. Contudo, antes de fazê-lo é importante compreender alguns conceitos físicos envolvidos.



**Figura 3:** Desenho esquemático do efeito estufa da Terra<sup>10</sup>.

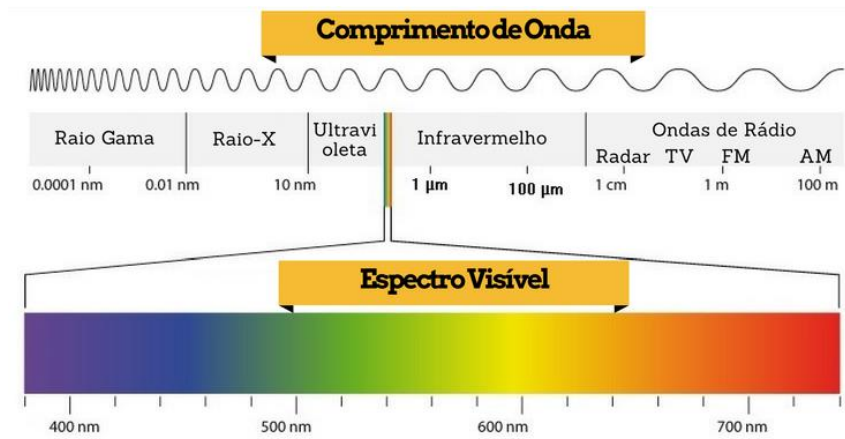
Em primeiro lugar é preciso compreender a diferença entre o espectro de emissão do Sol e o espectro de emissão da Terra (Figura 6). Começemos lembrando que todo corpo acima da temperatura conhecida como “temperatura absoluta” de 0 Kelvin ( $-273\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) emite radiação na forma de ondas eletromagnéticas (Figura 4)<sup>11</sup>. Por sua vez, a potência da radiação e o tipo de radiação emitida (o comprimento de onda da radiação) dependem da temperatura em que se encontra o corpo (o planeta, por exemplo) e podem ser determinados através de duas leis físicas: a lei de Stefan-Boltzmann e a lei de Wien<sup>12</sup>.

<sup>10</sup> O desenho foi inspirado na figura apresentada em Le Treut, et al. (2007).

<sup>11</sup> Uma característica geral das ondas eletromagnéticas é a de que se propagam com a mesma velocidade no vácuo (velocidade da luz  $c$ ), diferindo com relação a frequência e comprimento de onda. A luz visível corresponde a faixa do espectro eletromagnético entre 400 nm a 700 nm ( $0,4\text{ }\mu\text{m}$  a  $0,7\text{ }\mu\text{m}$ ). As ondas infravermelhas encontram-se na faixa de 700 nm a 100.000 nm ( $0,7\text{ }\mu\text{m}$  a  $100\text{ }\mu\text{m}$ ).

<sup>12</sup> Historicamente o estudo das características da radiação foi desenvolvido considerando a radiação emitida por um absorvedor e emissor ideal, o assim chamado corpo negro. Um corpo negro se refere a um objeto que absorve toda a





**Figura 4:** Espectro eletromagnético, com destaque à estreita faixa da luz visível.

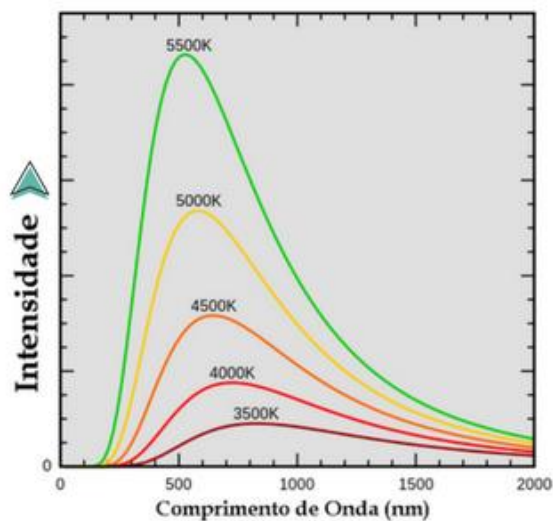
Fizemos uso da lei de Stefan-Boltzmann para calcular a temperatura de equilíbrio dos planetas anteriormente. Já a lei de Wien nos fornece uma relação entre a temperatura absoluta e o comprimento de onda de máxima intensidade que um corpo emite. A Figura 5 apresenta o gráfico da intensidade da radiação emitida versus o comprimento de onda. A intensidade máxima de radiação pode ser obtida pela lei de Stefan-Boltzmann e o comprimento de onda de máxima emissão (pico de emissão) pela lei de Wien. A lei de Wien explica porque uma barra de ferro em aquecimento torna-se primeiro vermelha, depois amarela e finalmente esbranquiçada, ou seja, quanto maior a temperatura de um corpo tanto menor é o comprimento de onda em que ocorre a emissão de máxima intensidade.

**Lei de Stefan-Boltzmann**

$$I = \sigma \cdot T^4$$

**Lei de Wien**

$$\lambda_{\text{máx}} \cdot T = 2.8976 \times 10^{-3} \text{ m.K}$$



**Figura 5:** Intensidade da radiação emitida *versus* o comprimento de onda para um corpo negro ideal<sup>13</sup>.

Podemos agora compreender a diferença entre os picos de emissão (comprimento de onda de máxima intensidade) do Sol e da Terra (Figura 6). O Sol, que está a uma temperatura de superfície de cerca de 5.700 K, emite a maior parte de sua energia na faixa de comprimentos de onda da luz visível (~0,5 μm). Por sua vez, a Terra que possui temperatura média de superfície de 288 K tem seu

radiação incidente sem refletir nada, ou seja, é um absorvedor ideal. Ao mesmo tempo, um corpo negro é um emissor ideal, de modo que em equilíbrio térmico ele emite radiação na mesma taxa em que absorve.

<sup>13</sup> Adaptado da figura [https://pt.wikipedia.org/wiki/Corpo\\_negro#/media/File:Wiens\\_law.svg](https://pt.wikipedia.org/wiki/Corpo_negro#/media/File:Wiens_law.svg).

pico de emissão na faixa de comprimentos de onda do infravermelho ( $\sim 10 \mu\text{m}$ ).

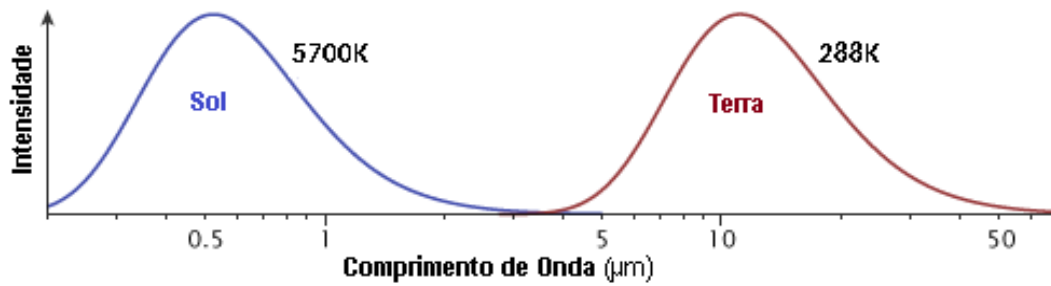
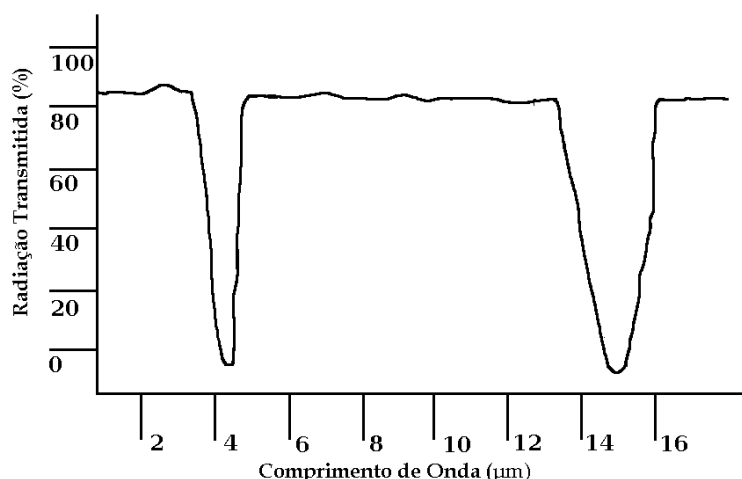


Figura 6: Espectros de emissão do Sol e da Terra<sup>14</sup>.

Uma vez compreendida a distinção entre a radiação solar e terrestre, precisamos agora entender o que acontece com a radiação solar e a radiação terrestre na atmosfera da Terra. Ou seja, devemos olhar mais de perto como a radiação interage com os gases da atmosfera da Terra. Já vimos que existem diversos gases de efeito estufa na atmosfera da Terra. No que segue vamos analisar o mecanismo do efeito estufa a partir da molécula do dióxido de carbono, o mesmo pode ser feito para os demais gases estufa.

Para compreender por que o dióxido de carbono é um gás de efeito estufa devemos nos voltar para o estudo da espectroscopia vibracional ou espectroscopia do infravermelho (Banwell, 1972; Smith, 1999). A espectroscopia vibracional trata da espectroscopia do infravermelho na faixa entre  $1 \mu\text{m}$  a  $100 \mu\text{m}$ . A Figura 7 é uma representação do espectro do infravermelho da molécula de dióxido de carbono, exibindo a intensidade da radiação transmitida através de uma amostra do gás *versus* o comprimento de onda da radiação. Podemos verificar que existem duas linhas (também chamadas bandas de absorção), localizadas em  $4,2 \mu\text{m}$  e  $15 \mu\text{m}$ , onde a intensidade da radiação transmitida cai drasticamente. Ou seja, o gráfico mostra que quando uma dada radiação infravermelha incide sobre uma amostra do gás  $\text{CO}_2$ , os comprimentos de ondas da radiação de  $4,2 \mu\text{m}$  e  $15 \mu\text{m}$  são absorvidos pelo gás. Ou seja, o dióxido de carbono é opaco (não deixa passar) a radiação com comprimento de onda em torno de  $4,2 \mu\text{m}$  e  $15 \mu\text{m}$ .

<sup>14</sup> A Figura original está disponível em <https://earthobservatory.nasa.gov/Features/EnergyBalance/>. Note que as intensidades são iguais apenas no topo da atmosfera (veja-se seção 4 sobre o balanço de energia da Terra).



**Figura 7:** Representação das bandas de absorção do dióxido de carbono<sup>15</sup>.

Por fim, para entender a origem das bandas de absorção do dióxido de carbono deve-se olhar para a forma como o CO<sub>2</sub> interage com a radiação infravermelha (Smith, 1999, p.7). Quando a molécula de dióxido de carbono interage com a radiação as suas ligações químicas podem vibrar de acordo com diferentes orientações e frequências. Fazendo uma analogia com os modos normais de vibração de uma corda de violão, podemos falar em modos normais de vibração das moléculas. O dióxido de carbono é uma molécula linear triatômica que apresenta quatro modos normais de vibração: estiramento simétrico, estiramento assimétrico e dois modos de deformação angular representados na Figura 8<sup>16</sup>.

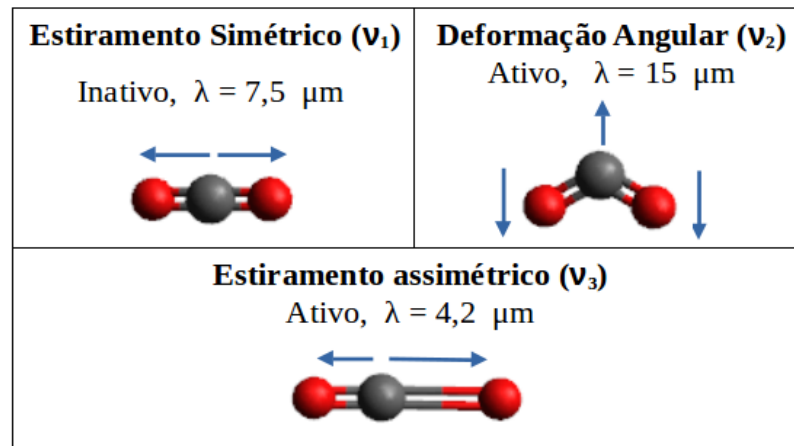
Assim, quando a radiação infravermelha incidente na molécula possui frequência compatível com a frequência dos modos normais de vibração, a molécula de CO<sub>2</sub> pode absorver a radiação (Smith, 1999). Contudo, nem todos os quatro modos normais de vibração absorvem radiação. Uma condição adicional para que a molécula possa absorver radiação é a de que durante a vibração ocorra uma mudança no momento de dipolo da molécula. É esse momento de dipolo da molécula que interage com os campos elétricos e magnéticos da radiação (Banwell, 1972, p.10; Smith, 1999, p.11). O momento de dipolo é uma grandeza vetorial definida como o produto da carga elétrica pela distância entre as cargas (positiva e negativa) do dipolo elétrico. Assim, por exemplo, moléculas polares como a água (H<sub>2</sub>O), apresentam momento de dipolo permanente, ou seja, a carga parcial negativa para o lado do oxigênio e carga parcial positiva para o lado do hidrogênio geram um dipolo elétrico. A molécula de CO<sub>2</sub> em seu estado fundamental é uma molécula linear e apolar (O=C=O), ou seja, não possui momento de dipolo. Isto é assim, porque, embora as ligações entre os átomos de carbono e oxigênio (C=O) sejam polares (com carga parcial negativa para o lado do oxigênio e positiva para o lado do carbono), os vetores do momento de dipolo de cada ligação (C=O) se anulam, em função da simetria, fazendo com que o momento de dipolo total da molécula seja nulo.

Porém, quando a molécula de CO<sub>2</sub> passa a vibrar ela pode apresentar um momento de dipolo

<sup>15</sup> O espectro do infravermelho da molécula de CO<sub>2</sub> medido pode ser visualizado em <http://webbook.nist.gov/cgi/cbook.cgi?ID=C124389&Type=IR-SPEC&Index=1#IR-SPEC>. Neste link você poderá selecionar o comprimento de onda em micrômetros para uma melhor visualização do espectro.

<sup>16</sup> O modo de deformação angular ( $\nu_2$ ) apresenta duas orientações possíveis: a vibração no plano da página indicada na Figura 8 e a vibração para fora do plano da página. Os modos de vibração do CO<sub>2</sub> são ilustrados na animação <http://www.chemtube3d.com/vibrationsCO2.htm>. Uma animação que simula a interação entre diferentes tipos de radiação com diferentes gases pode ser consultada em [https://phet.colorado.edu/sims/html/molecules-and-light/latest/molecules-and-light\\_pt\\_BR.html](https://phet.colorado.edu/sims/html/molecules-and-light/latest/molecules-and-light_pt_BR.html).

não nulo que é capaz de interagir com os campos elétricos e magnéticos associados à radiação infravermelha. Como mostra a Figura 8, pode-se perceber que no modo de vibração simétrico ( $\nu_1$ ) (com esticamento e compressão simétrica da molécula) o momento de dipolo permanece nulo, pois os átomos de oxigênio mantêm-se simetricamente posicionados em relação ao carbono. Portanto, esse modo é inativo, ou seja, não absorve radiação. Contudo, nos modos de vibração assimétrico ( $\nu_3$ ) e deformação angular ( $\nu_2$ ), ocorre uma mudança periódica do momento de dipolo da molécula durante a vibração, logo estes dois modos são ativos e absorvem radiação (Banwell, 1972, p.10). De fato, são justamente esses dois modos, com comprimentos de onda de  $4,2 \mu\text{m}$  e  $15 \mu\text{m}$ , que estão representados no espectro do infravermelho do dióxido de carbono da Figura 8.



**Figura 8:** Os modos normais de vibração do  $\text{CO}_2$ .

Estamos agora em condições de entender por que o  $\text{CO}_2$  é um gás de efeito estufa. Olhando para as bandas de absorção de  $4,2 \mu\text{m}$  e  $15 \mu\text{m}$  vemos que elas estão justamente na faixa de comprimentos de onda do infravermelho em que a Terra emite radiação de volta para o espaço (Figura 6), estando o pico de emissão da Terra em  $10 \mu\text{m}$  o que faz com que a absorção de radiação de  $15 \mu\text{m}$  seja particularmente intensa. A Figura 9 simula a emissão e absorção de radiação na atmosfera terrestre obtida a partir do modelo Modtran disponibilizado pela Universidade de Chicago<sup>17</sup>. Ou seja, o modelo simula a situação em que um instrumento de satélite localizado a  $70 \text{ km}$  de altitude recebe a radiação emitida pela Terra gerando o espectro de emissão da Terra na faixa do infravermelho.

<sup>17</sup> Para um comparativo entre o modelo e os dados de satélites pode-se acessar <http://climatemodels.uchicago.edu/modtran/modtran.doc.html>. Para fazer uma simulação pode-se acessar <http://climatemodels.uchicago.edu/modtran/>.

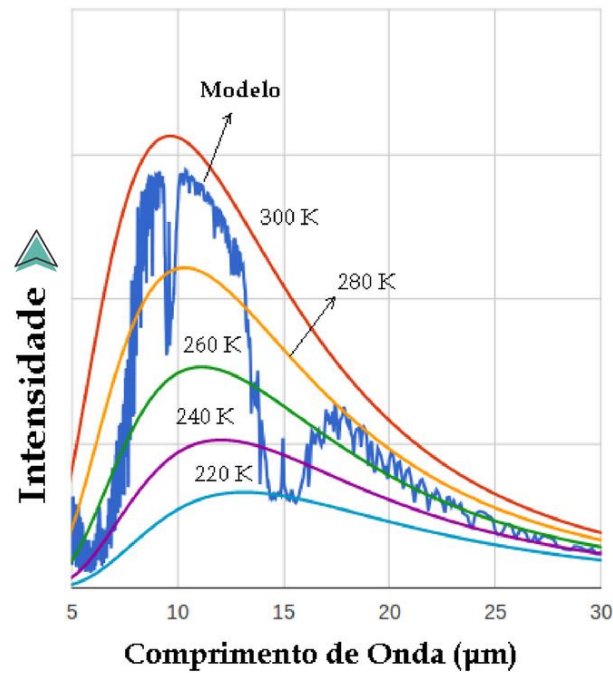


Figura 9: Emissão e absorção de radiação na atmosfera terrestre<sup>18</sup>.

Vemos novamente de forma nítida a forte banda de absorção do CO<sub>2</sub> localizada em 15 μm. O fato de a banda de absorção de 15 μm tocar a linha de 220 K de temperatura evidencia que a radiação captada pelo instrumento é proveniente das altas altitudes da atmosfera onde a temperatura é 220 K e não da superfície. Em suma, fica claro a partir disso que o CO<sub>2</sub> absorve e reemite a radiação infravermelha emitida pela superfície da Terra, sendo justamente as bandas de absorção que permitem a existência do efeito estufa<sup>19</sup>.

#### 4. O balanço energia da Terra: o efeito estufa em ação

Vimos até aqui alguns conceitos básicos importantes para a compreensão do efeito estufa. Passamos agora a introduzir mais um conceito que é parte do jargão técnico dos cientistas que estudam o clima da Terra, a saber, o conceito de “balanço de energia da Terra” (*earth energy budget*). O balanço de energia da Terra é o principal mecanismo que devemos considerar quando estamos interessados na questão da temperatura planetária. De fato, já vimos esse conceito, sem nomeá-lo, quando tratamos do cálculo da temperatura de equilíbrio, onde consideramos que existe um balanço entre a energia absorvida, proveniente do Sol, e a energia emitida pelo planeta de volta para o espaço. Como visto anteriormente, para que um planeta como a Terra possa manter uma temperatura média aproximadamente constante, deve existir um equilíbrio entre a intensidade de energia que entra ( $I_e$ ) e a intensidade de energia que sai ( $I_s$ ) no topo da atmosfera. Um desequilíbrio no balanço de energia a longo prazo tem como consequência um aumento ou um decréscimo da temperatura planetária<sup>20</sup>. A

<sup>18</sup> A figura foi obtida a partir do modelo Modtran (<http://climatemodels.uchicago.edu/modtran/>) com autorização do professor David Archer da Universidade de Chicago.

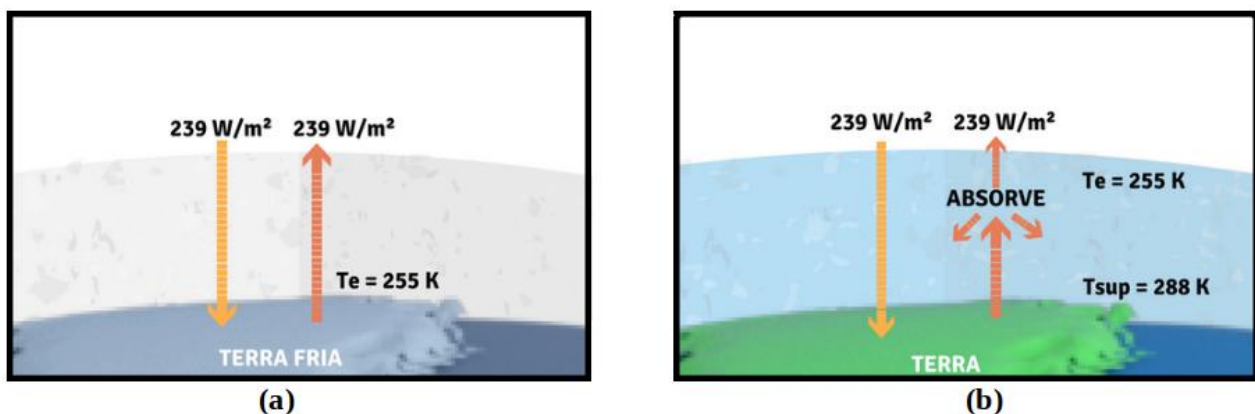
<sup>19</sup> Para uma explicação adicional sobre o papel dos gases estufa no espectro de emissão da Terra medido por satélites em órbita da Terra pode-se acessar [https://www.giss.nasa.gov/research/briefs/schmidt\\_05/](https://www.giss.nasa.gov/research/briefs/schmidt_05/).

<sup>20</sup> Um corpo aquece quando recebe mais energia do que emite e esfria quando ele emite mais energia do que recebe. O mesmo raciocínio é aplicável ao planeta Terra como um todo. A emissão de energia da Terra pode ser visualizada na imagem de infravermelho obtida a partir de dados de satélite <https://www.nasa.gov/feature/goddard/2016/a-look-at-the-us-cold-snap-from-nasa-infrared-imagery>.

questão que se coloca é de que maneira é possível interferir no balanço de energia da Terra?

Atualmente cientistas consideram que há três maneiras fundamentais de mudar o balanço de energia da Terra (Le Treut et al., 2007, p.96): (a) mudando a radiação solar que entra na Terra; (b) mudando o albedo da Terra; (c) mudando a radiação terrestre (infravermelha) para o espaço. Uma mudança na radiação solar que entra na Terra pode envolver mudanças na órbita da Terra, conhecidos como ciclos de Milankowitch, ou mudanças na própria intensidade radiação solar. Uma mudança no albedo da Terra pode envolver mudanças na cobertura de nuvens, emissões de partículas de aerossóis (por fontes humanas e naturais como vulcões) e mudanças na cobertura do solo (desmatamento, urbanização). Finalmente, alterações na radiação terrestre (infravermelha) enviada para o espaço envolve mudanças na concentração de gases de efeito estufa. Essas três maneiras de afetar o balanço de energia da Terra são fatores externos que atuam sobre o sistema climático e são conhecidas como *forçantes climáticas*<sup>21</sup>.

Como nosso interesse aqui é analisar especialmente a forçante dos gases estufa, comecemos analisando duas situações de balanço de energia. Na Figura 10.a temos a situação hipotética de um planeta similar à Terra, mas que não contém atmosfera (ou uma atmosfera sem gases estufa) que chamaremos de Terra Fria. A segunda situação, Figura 10.b, é a nossa Terra atual onde temos uma atmosfera com gases estufa e, desse modo, o planeta Terra com efeito estufa. Considerando que o albedo em cada caso seja o mesmo e que os planetas Terra Fria e Terra estejam à mesma distância do Sol, sabemos que a quantidade de energia solar que atinge a superfície planetária é dada pela Equação 1 (seção 2). Ou seja, a taxa de energia absorvida =  $\pi.R^2.I.(1-\alpha)$ . Contudo, como essa energia se distribui por toda área da superfície da Terra, devemos dividir essa expressão pela área de uma esfera ( $4.\pi.R^2$ ). Com isso obtemos uma expressão para a intensidade da energia que entra ( $I_e$ ) na Terra por unidade de área, ou seja,  $I_e = I.(1-\alpha)/4$  (veja-se Equação 3 seção 2, lado esquerdo). Substituindo os valores ( $I = 1360 \text{ W/m}^2$  e  $\alpha = 0.3$ ) obtemos  $I_e = 1360.(1-0,3)/4 = 239 \text{ W/m}^2$ . Novamente, para que estejam em equilíbrio radioativo, Terra Fria e Terra devem emitir a mesma quantidade de energia de volta para o espaço. Ou seja, Terra Fria e Terra esquentam até uma temperatura de equilíbrio de 255 K para que a intensidade da energia que sai ( $I_s$ ) seja  $I_s = \sigma.T_e^4 = 239 \text{ W/m}^2$  (Equação 3 seção 2, lado direito).



**Figura 10:** (a) Terra fria sem efeito estufa. (b) Terra com efeito estufa.

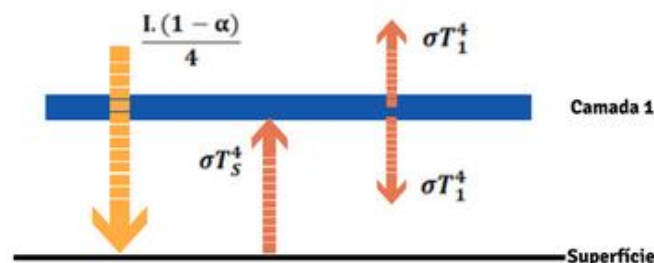
Nos dois casos há, contudo, uma diferença fundamental. Como observado anteriormente,

<sup>21</sup> Há também fatores internos que influenciam o clima como as correntes oceânicas e que podem gerar uma variabilidade interna do clima (Le Treut, et al., 2007).

quando um planeta possui uma atmosfera substancial (contendo gases de efeito estufa) há uma distinção importante entre a *temperatura de equilíbrio* e a *temperatura de superfície*. No planeta Terra Fria, como não há efeito estufa, a radiação infravermelha encontra caminho (óptico) livre para o espaço, de modo que a região emissora é a própria superfície do planeta. Ou seja, na hipotética Terra Fria a temperatura de equilíbrio e a temperatura de superfície são iguais e valem 255 K (-18 °C) (Figura 10.a). Por sua vez, na Terra real a presença de gases estufa leva a atmosfera a absorver parte da radiação emitida pela superfície antes que ela alcance o espaço exterior, de modo que a região emissora de temperatura 255 K está localizada a uma determinada altitude média da atmosfera. Ou seja, um instrumento localizado no espaço e que detecta a radiação emitida pela Terra irá medir a intensidade de  $239 \text{ W/m}^2$  como sendo proveniente não da superfície, mas dessa região emissora a uma determinada altitude da atmosfera<sup>22</sup> (Figura 10.b).

Contudo, se a temperatura de equilíbrio da Terra está localizada nessa altitude média, o que acontece com a temperatura na superfície? Como vemos na Figura 10.b, parte da radiação infravermelha absorvida é reemitida pela atmosfera na direção da superfície. É essa quantidade de radiação para baixo (*downward radiation*) que é responsável pelo aumento da temperatura da superfície<sup>23</sup>. Cientistas empregam complexos modelos de transferência radioativa-convectiva para o cálculo da temperatura de superfície de um planeta com determinada atmosfera (Goody & Walker, 1996, Taylor, 2005; Pierrehumbert, 2011).

Podemos empregar uma forma simplificada conhecida por *modelo de linha* para fazer uma estimativa da temperatura de superfície a partir da temperatura de equilíbrio do planeta. A ideia do modelo de linha consiste em dividir a atmosfera em diversas camadas de modo que cada camada tenha uma espessura óptica suficiente para absorver toda a radiação infravermelha incidente e, em seguida, essa mesma camada reemite toda a radiação infravermelha para as camadas vizinhas acima e abaixo (Goody, & Walker, 1996, p.49). Esse processo de absorção e reemissão ocorre até que a radiação alcance uma região da atmosfera superior onde não há mais absorção, ou seja, a radiação encontra caminho livre para o espaço.



**Figura 11:** Modelo de linha de uma camada.

Aplicando o modelo de linha e fazendo mais uma simplificação, de que toda a região atmosférica (da troposfera) possa ser representada por uma única camada (Figura 11), podemos

<sup>22</sup> Na realidade a situação é mais complicada e a radiação que um instrumento capta no espaço pode vir de diferentes regiões da atmosfera com diferentes altitudes e temperaturas. Além disso, há regiões do espectro, como a janela atmosférica de  $8 \mu\text{m} - 13 \mu\text{m}$ , onde a radiação da superfície consegue escapar diretamente para o espaço. Lembremos que na Figura 9 a radiação de  $15 \mu\text{m}$  captada pelo instrumento é proveniente das altas altitudes da atmosfera onde a temperatura está próxima de 220 K. Para maiores detalhes a respeito pode-se consultar o texto disponível em <https://www.acs.org/content/acs/en/climatescience/atmosphericwarming.html>.

<sup>23</sup> Cientistas conseguem medir essa radiação de ondas longas vinda da atmosfera em direção a superfície usando um instrumento chamado Pirgeometro. Veja-se, por exemplo, o texto “Sensoriamento remoto e radiação atmosférica” <http://www.iag.usp.br/siae98/meteorologia/radiacao.htm>.

escrever a equação da transferência de energia nessa camada atmosférica como sendo  $\sigma.T_s^4 = \sigma.T_1^4 + \sigma.T_1^4$ . Fazendo as simplificações obtemos para a temperatura de superfície a expressão  $T_s = \sqrt[4]{2} \cdot T_1$ . Como a camada 1 da Figura 10 representa a região emissora onde a radiação escapa para o espaço, podemos dizer que a temperatura  $T_1$  é igual a temperatura de equilíbrio  $T_e$ , ou seja,  $T_1 = T_e = 255$  K. Assim, reescrevendo a equação acima e substituindo os valores obtemos a expressão para a temperatura de superfície em função da temperatura de equilíbrio como sendo  $T_s = \sqrt[4]{2} \cdot T_e = 1,18 \cdot 255 = 303$  K.

Vemos que este modelo simplificado nos fornece uma temperatura de superfície de 303 K que é um tanto distinta da temperatura média observada de 288 K. Essa diferença se deve à grande simplificação do modelo, uma vez que seria necessário considerar um número muito maior de camadas para obter resultados mais satisfatórios (Goody, & Walker, 1996; Taylor, 2005; Pierrehumbert, 2011). Além disso, a radiação não é a única forma de transferência de energia na atmosfera terrestre, especificamente na troposfera. Um modelo mais realista deve necessariamente incluir o papel da convecção o que remete aos modelos radiativo-convectivos de transferência de energia na atmosfera (Goody, & Walker, 1996; Pierrehumbert, 2011). Obviamente tais modelos envolvem um elevado nível de expertise científica e são objetos de estudo de cientistas que se dedicam ao estudo do clima da Terra, além de requererem o uso do cálculo numérico computacional. Para nossos fins, no presente artigo, é suficiente notar que o *modelo linha* permite fornecer uma ideia de como a radiação reemitida para baixo contribui para o aquecimento da superfície<sup>24</sup>.

Por fim, é interessante observar que o transporte de calor por convecção tem o papel de resfriar a superfície terrestre. Ou seja, o ar quente próximo à superfície se eleva transportando calor para as regiões mais altas da atmosfera, nesse processo de subida o ar expande e resfria adiabaticamente numa taxa conhecida como gradiente térmico vertical da atmosfera (Christopherson, 2012, p.68). O gradiente térmico vertical da troposfera terrestre possui o valor médio de 6,4 °C/km e é representado na Figura 12.

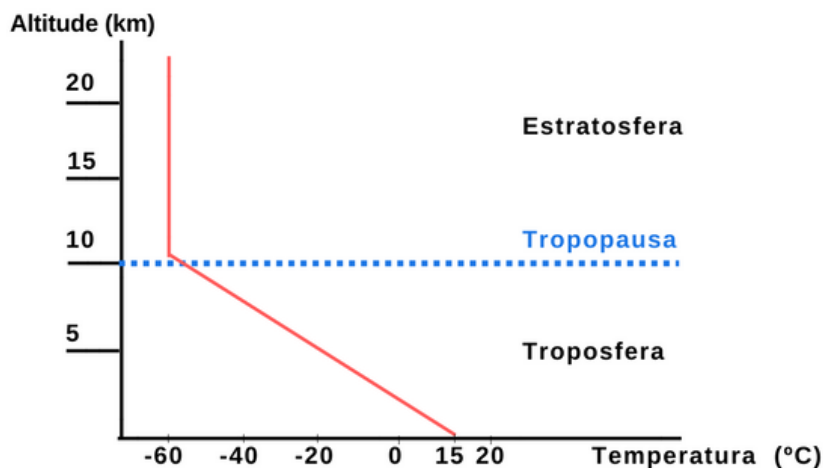


Figura 12: Perfil de temperatura da troposfera.

<sup>24</sup> De fato, o modelo de linha com uma única camada lembra a explicação usual do efeito estufa onde é feita uma analogia com a estufa de jardineiro em que o vidro superior deixa passar a radiação visível vinda do Sol, mas é opaco a radiação infravermelha emitida para cima pelo solo de dentro da estufa. É preciso observar que, assim como o modelo de linha é uma simplificação grosseira da atmosfera, a estufa de jardineiro também não é uma boa analogia para explicar o efeito estufa da Terra. Isso porque na atmosfera terrestre a absorção de radiação ocorre devido a presença de moléculas de gases estufa distribuídos em toda atmosfera e não em uma única camada específica (Le Treut, et al, 2007, p.115). Veja também a nota 21.



Como podemos ver na Figura 12, à medida que nos elevamos na atmosfera, subindo uma montanha ou viajando de avião, experimentamos temperaturas cada vez mais baixas. Por exemplo, um avião voando a uma altitude de cerca de 11.000 m estará numa região da atmosfera onde a temperatura é muito baixa, a aproximadamente - 60 °C. Podemos notar que na tropopausa o perfil de temperatura muda, passando para um perfil quase isotermal, ou seja, onde a temperatura não muda com a altitude. Isso significa que a convecção cessa nas altitudes elevadas e o principal processo de transferência de energia passa a ser a radiação<sup>25</sup>. Ou seja, a convecção tem o papel de distribuir a energia dentro da troposfera, mas a troca de energia entre a atmosfera terrestre e o espaço ocorre exclusivamente por meio da radiação. Isso significa que em última instância o balanço de energia da Terra é regulado no topo da atmosfera por processos radiativos como visto na análise feita anteriormente. Este aspecto tem consequências importantes para a compreensão do efeito estufa e sua intensificação (seção 5), pois uma vez que a radiação escapa para o espaço nessas regiões de altitudes elevadas, um aumento da concentração de gases estufa irá aumentar a absorção de radiação nessas altitudes, alterando o balanço de energia e, conseqüentemente, aumentando a diferença entre a temperatura de equilíbrio e a temperatura de superfície (Pierrehumbert, 2011, p.37).

## 5. A intensificação de Efeito: o planeta vai aquecer?

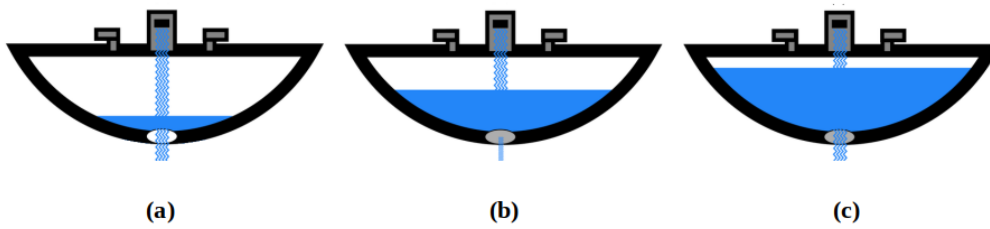
Vimos até aqui que o **efeito estufa da Terra é um processo natural essencial para a vida no planeta**. Contudo, embora seja um processo natural da Terra, o efeito estufa não é um fenômeno imutável e mudanças na composição química da atmosfera implicam em mudanças no próprio efeito estufa. *O que então esperar de um aumento na concentração de gases estufa?*<sup>26</sup> Em primeiro lugar, lembremos que no planeta Vênus as temperaturas altíssimas são o resultado de um efeito estufa intensificado pela presença de níveis elevados de dióxido de carbono. Assim, a resposta intuitiva é de que um aumento da quantidade de gases estufa na atmosfera da Terra resulte num aumento do efeito estufa e conseqüentemente um aumento da temperatura do planeta. Mas como isso ocorre?

Como já observado, podemos compreender o mecanismo de intensificação do efeito estufa recorrendo ao conceito de balanço de energia discutido na seção anterior. Faremos isso, começando com a discussão de uma analogia hidráulica, ou seja, considerando uma analogia entre o fluxo de energia no sistema terrestre e o fluxo de água em uma pia (Figura 13) (Niebert, & Gropengiesser, 2014)<sup>27</sup>.

<sup>25</sup> Uma explicação desse processo envolve compreender que a convecção só pode ocorrer numa atmosfera que é instável, ou seja, onde o decréscimo de temperatura da atmosfera com a altitude é maior que o gradiente térmico vertical devido a expansão adiabática. De fato, a baixa troposfera da Terra é instável devido a alta absorção de radiação infravermelha. Por sua vez, nas altas altitudes da troposfera onde há pouco gás absorvente a absorção infravermelha diminui e com isso também diminui o decréscimo de temperatura com a altitude. Isso faz com que a atmosfera se torne estável (veja-se a região isotermal) tendo como consequência o fim da convecção (Goody, & Walker, 1996, p.57). É por esse motivo que balões deixam de subir a partir de uma determinada altitude atmosférica.

<sup>26</sup> De uma perspectiva histórica esta questão foi abordada por cientistas como John Tyndall e Svante Arrhenius que deram o passo inicial na direção do que veio a ser conhecido como a *teoria do dióxido de carbono das mudanças climáticas*, retomada anos mais tarde por Guy Stewart Callendar e Gilbert Plass (Fleming, 1998, Weart, 2008). Veja-se também <https://history.aip.org/climate/co2.htm>.

<sup>27</sup> Lembrando que a forma usual de discutir o “efeito estufa” é fazendo uso da analogia com a estufa de jardineiro. Um problema adicional com esta analogia é o de que nas estufas de jardineiro o aquecimento não ocorre essencialmente devido a radiação, mas principalmente porque, estando fechada, ela inibe a convecção. Ou seja, o ar interior da estufa fica confinado e não se mistura com o ar frio exterior. Isso é distinto do que ocorre na atmosfera, onde a radiação desempenha papel essencial para a existência do “efeito estufa” (ou efeito estufa atmosférico) (Le Treut, et al, 2007, p.115; Niebert, & Gropengiesser, 2014, p.286).



**Figura 13:** Representação do balanço entre o fluxo de entrada e saída de água numa pia.

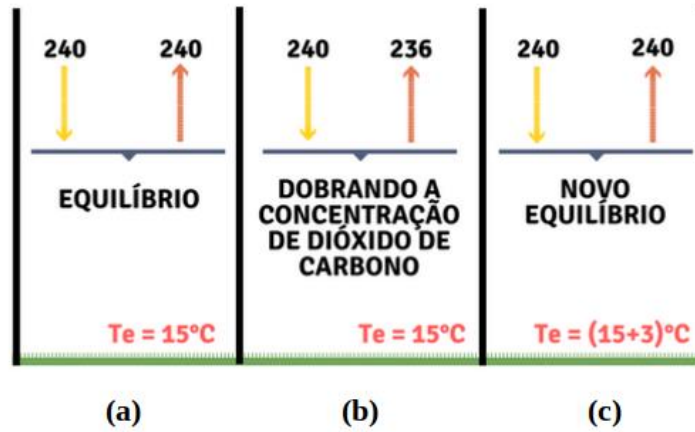
Nesta situação o fluxo de água da torneira que entra na pia representa o fluxo de energia solar entrando no sistema terrestre. O fluxo de água saindo pelo ralo da pia representa a radiação terrestre que deixa o topo da atmosfera. O nível da água mantido constante representa a situação de equilíbrio onde o fluxo de entrada de água é igual ao fluxo de saída de água (Figura 13.a). Imaginemos agora que o ralo da saída da pia seja obstruído parcialmente por restos de comida que caíram na pia (Figura 13.b), o que acontece com o nível da água? Supondo que o fluxo de água entrando na pia através da torneira seja constante, então o nível da água da pia irá subir, pois há menos água saindo do que entrando na pia. A água na pia subirá até um novo nível de equilíbrio em que a pressão sobre o ralo irá aumentar a vazão de modo a reequilibrar o fluxo de entrada (Figura 13.c).

A situação hipotética descrita acima é uma boa analogia com o que acontece na atmosfera terrestre. Aumentando a concentração de gases estufa iremos aumentar a capacidade da atmosfera em absorver radiação infravermelha, especialmente, nas regiões mais altas da atmosfera. Assim, o aumento da concentração dos gases estufa (representados pela sujeira do ralo), dificulta a saída de radiação no topo da atmosfera e, desse modo, produz um desequilíbrio entre o fluxo de entrada e saída de radiação. Para que a Terra consiga emitir novamente a mesma quantidade de energia ela precisa aquecer, pois a intensidade (fluxo de energia por unidade de área e de tempo) é proporcional à temperatura na quarta potência ( $I_s = \sigma.T_e^4$ ). Ou seja, a Terra irá aquecer até uma temperatura que permita reestabelecer o equilíbrio entre a entrada e saída de energia no topo da atmosfera. Assim, a nova temperatura de superfície será maior, de modo análogo ao novo nível de água da pia.

É interessante notar que um erro conceitual comum é considerar que um aumento da temperatura do planeta seja devido a uma maior entrada de radiação. Contudo, como visto nas explicações anteriores, o que ocorre é que um aumento do efeito estufa leva o planeta Terra para um novo *estado de equilíbrio*. Ou seja, se dificultarmos a saída de energia aumentando o efeito estufa, a Terra precisa esquentar de modo a reequilibrar o fluxo de saída de energia. Em suma, a explicação científica faz uso do conceito de *equilíbrio dinâmico* em que o aquecimento global é uma resposta do sistema terrestre para reestabelecer o seu balanço de energia próximo ao topo da atmosfera (Pierrehumbert, 2011, p.37; Niebert, & Gropengiesser, 2014, p.283).

Podemos verificar isso analisando a Figura 14. A Figura 14.a ilustra a situação de equilíbrio sem a intensificação do efeito estufa, temperatura de superfície de 15 °C e equilíbrio entre os 240 W/m<sup>2</sup> de entrada<sup>28</sup> e 240 W/m<sup>2</sup> de saída. Por sua vez, na Figura 14.b temos o efeito estufa intensificado (duplicando a concentração de CO<sub>2</sub>), gerando um desequilíbrio com uma entrada 240 W/m<sup>2</sup> e saída de apenas 236 W/m<sup>2</sup>. Para que a Terra possa reestabelecer o equilíbrio ela precisa aquecer até uma nova temperatura apontada na Figura 14.c como sendo 18°C (Houghton, 2009).

<sup>28</sup> Para facilitar a visualização usamos o valor de 240 W/m<sup>2</sup> e não os 239 W/m<sup>2</sup> que discutimos anteriormente. Veja-se também Houghton (2009).



**Figura 14:** Balanço de energia da Terra. (a) em equilíbrio, (b) efeito estufa intensificado e fora do equilíbrio, (d) novo equilíbrio.

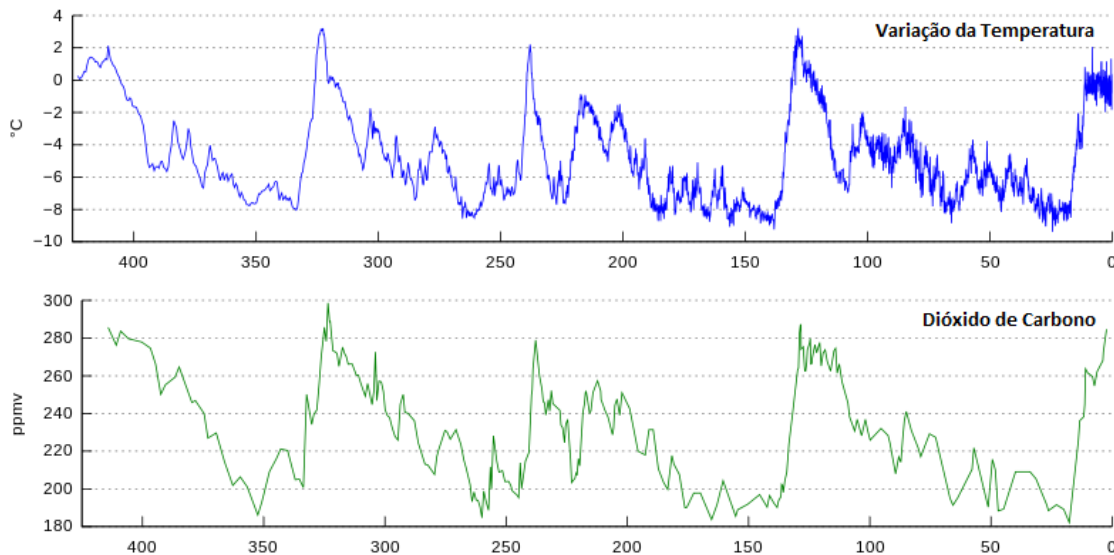
O valor de  $3^\circ\text{C}$  de aumento é um valor intermediário na medida em que até o momento as melhores estimativas científicas sobre o aumento da temperatura do planeta, em face de duplicarmos as concentrações de  $\text{CO}_2$ , giram entre  $1,5^\circ\text{C}$  a  $4,5^\circ\text{C}$  (Ipcc, 2013, p.16). As complexidades do sistema climático e dos mecanismos de retroalimentação não possibilitam afirmações precisas e categóricas sobre o aumento da temperatura do planeta. Contudo, o conhecimento científico atual permite aos cientistas fazerem estimativas sobre quais cenários de aquecimento são ao menos mais prováveis de ocorrer no futuro. Em suma, cientistas podem nos dizer com boa segurança que a intensificação do efeito estufa conduzirá ao aquecimento do planeta, contudo, existem ainda consideráveis incertezas sobre quanto e com que rapidez ocorrerá o aquecimento.

## 6. Aquecimento global: por que se preocupar com o $\text{CO}_2$ ?

A fim de apreciar o papel do  $\text{CO}_2$  junto a questão do aquecimento global começemos considerando a contribuição do  $\text{CO}_2$  e outros agentes para o efeito estufa natural da Terra. Usando dados de satélites cientistas da Nasa quantificaram essa contribuição (Lacis, et al., 2010). Em números arredondados o vapor d'água é responsável por 50% do efeito estufa da Terra, as nuvens contribuem com 25%, o  $\text{CO}_2$  com 20% e os demais gases estufa com 5% (Ibid, p.357). Diante disso, poderíamos então nos perguntar por que se preocupar com o  $\text{CO}_2$ ? Não deveríamos nos preocupar mais com o vapor d'água, uma vez que este é o gás de efeito estufa que mais contribui para o efeito estufa da Terra?

Para responder essa questão é preciso atentar para algumas diferenças importantes entre o  $\text{CO}_2$  e o vapor d'água. Em primeiro lugar, o  $\text{CO}_2$  é um gás estufa não condensável, podendo permanecer um longo período de tempo, centenas de anos, na atmosfera. Em segundo lugar, evidências provenientes de testemunhos de gelo (cilindros de gelo obtidos através da perfuração dos mantos de gelo) da Antártica e da Groenlândia têm revelado que o  $\text{CO}_2$  está diretamente correlacionado com as idas e vindas das eras do gelo do passado. Os resultados obtidos em 1999 por um grupo de cientistas na estação Vostok da Antártica<sup>29</sup> é mostrado no Gráfico 1.

<sup>29</sup> A este respeito é interessante consultar o texto de Weart <https://history.aip.org/climate/cycles.htm>.



**Gráfico 1:** Dados de temperatura e dióxido de carbono reconstruídos a partir de cilindros de gelo da estação Vostok (Atártica)<sup>30</sup>.

Como podemos ver no Gráfico 1, os dados dos testemunhos de gelo permitiram voltar 400 mil anos no tempo cobrindo quatro eras glaciais. Podemos ver assim que há uma forte correlação entre os níveis de CO<sub>2</sub> e a temperatura. Um nível de CO<sub>2</sub> alto está acompanhado de uma temperatura alta (período interglacial), por sua vez, um nível de CO<sub>2</sub> baixo, está acompanhado de uma temperatura baixa (período glacial, era do gelo). Estes resultados são evidência de que o CO<sub>2</sub> é parte da história climática da Terra<sup>31</sup>. É também interessante observar que em todo este período os níveis mais altos de CO<sub>2</sub> nunca ultrapassaram os 300 ppm, um valor consideravelmente menor do que os atuais 400 ppm<sup>32</sup> resultantes das emissões humanas (pós revolução industrial) de CO<sub>2</sub> (Gráfico 2).

Diferente do CO<sub>2</sub>, o vapor d'água é um gás estufa condensável, assim a sua quantidade na atmosfera é regulada pela temperatura e não o contrário. Ou seja, dada uma temperatura atmosférica existe uma quantidade máxima de vapor d'água comportado pela atmosfera, qualquer quantidade adicional de vapor d'água colocado na atmosfera irá condensar, podendo levar a formação de nuvens e da chuva. Isso significa que o vapor d'água não pode iniciar um processo de aquecimento como numa saída de uma era do gelo. Apenas um gás não condensável como o CO<sub>2</sub> e outros gases estufa, não condensáveis, ou alguma outra forçante climática como o Sol e os ciclos de Milankowitch, podem fazê-lo. O papel importante do vapor d'água é funcionar como um mecanismo de retroalimentação, pois uma vez iniciado um aquecimento causado por uma outra forçante externa, como o CO<sub>2</sub>, o vapor d'água entra em ação ampliando o efeito do aquecimento<sup>33</sup>.

Assim, por exemplo, um pequeno aumento da temperatura, causado por um aumento da concentração de CO<sub>2</sub>, faz com que a atmosfera comporte uma maior quantidade de vapor d'água que, por sua vez, intensifica o efeito estufa aumentando ainda mais a temperatura. Um processo inverso

<sup>30</sup> Adaptado de [https://en.wikipedia.org/wiki/Ice\\_core#/media/File:Vostok\\_Petit\\_data.svg](https://en.wikipedia.org/wiki/Ice_core#/media/File:Vostok_Petit_data.svg).

<sup>31</sup> Lembremos da teoria do *dióxido de carbono das mudanças climáticas* de Svante Arrhenius como descrito por Weart <https://history.aip.org/climate/co2.htm#SKC>.

<sup>32</sup> Veja <https://climate.nasa.gov/vital-signs/carbon-dioxide/>.

<sup>33</sup> É por essa razão que os cientistas se referem ao vapor d'água como sendo um mecanismo de retroalimentação e não uma forçante climática. Para mais detalhes sobre o papel do vapor d'água no sistema climático veja-se [https://www.acs.org/content/acs/en/climatescience/climatesciencenarratives/its-water-vapor-not-the-co2.html?\\_ga=2.163457020.1306840780.1518524275-504276964.1518524275](https://www.acs.org/content/acs/en/climatescience/climatesciencenarratives/its-water-vapor-not-the-co2.html?_ga=2.163457020.1306840780.1518524275-504276964.1518524275) e <https://www.skepticalscience.com/water-vapor-greenhouse-gas.htm>.

de resfriamento ocorreria com a retirada de CO<sub>2</sub> da atmosfera. É interessante observar, como discutido por Lacis, et al. (2010, p.357), que uma remoção de todo o CO<sub>2</sub> da atmosfera terrestre levaria ao colapso do efeito estufa da Terra, pois induziria um processo em cascata de resfriamento, junto com o mecanismo de retroalimentação de vapor d'água. O resultado final seria o congelante cenário da Terra fria discutido na seção 4 com temperaturas em torno de -18 ° C. Essas considerações nos dão uma dimensão da importância do CO<sub>2</sub> na regulação da temperatura do planeta Terra. Como descrito por Lacis, et al. (2010) o CO<sub>2</sub> é o principal botão de controle do “termostato” terrestre.

Atualmente é amplamente reconhecido pela comunidade científica que a humanidade, a partir da revolução industrial, modificou de forma expressiva a composição química da atmosfera, especialmente a concentração de gases de efeito estufa. Tais alterações são resultantes de processos como a queima de combustíveis fósseis (petróleo, carvão), desmatamento e uso da terra através da agricultura e pastagens. A Tabela 3 apresenta as concentrações naturais e as alterações antropogênicas (isto é, devidas à ação humana) promovidas a partir da revolução industrial, dos principais gases de efeito estufa como o dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), metano (CH<sub>4</sub>), óxido nitroso (N<sub>2</sub>O), clorofluorcarbonetos (CFCs) e halocarbonetos hidrogenados (HFC e HCFC) e ozônio (O<sub>3</sub>) que na troposfera funciona como gás estufa<sup>34</sup>.

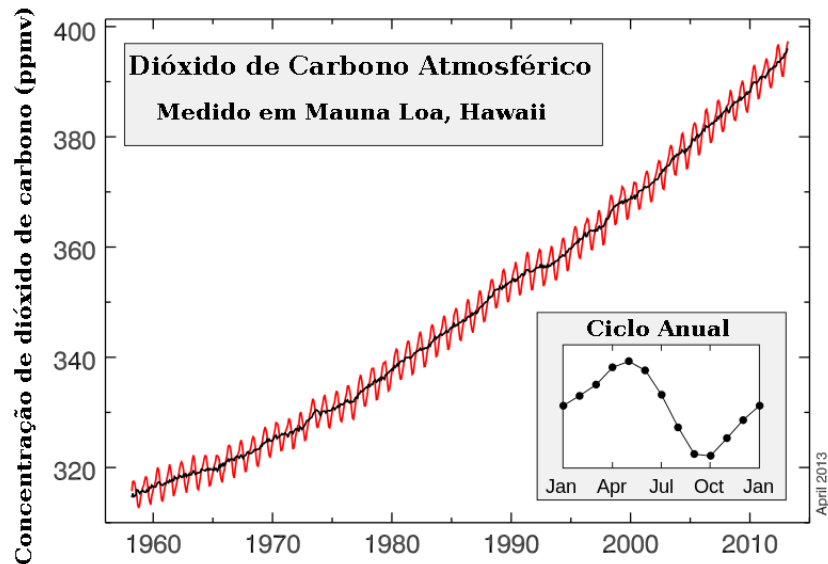
**Tabela 3:** Mudanças antropogênicas na composição de gases estufa. Adaptado de Barry e Chorley (2013).

Mudanças antropogênicas na concentração de gases traço atmosféricos		
Gás	Concentração 1850	Concentração 2008
Dióxido de carbono	280 ppm	385 ppm
Metano	800 ppbv	1775 ppbv
Óxido Nitroso	280 ppbv	320 ppbv
CFC-11	0	0,27 ppbv
HCFC-22	0	0,11 ppbv
Ozônio troposfera	?	10 – 50 ppbv

De modo especial, no que concerne à concentração de CO<sub>2</sub> na atmosfera, pode-se fazer referência a famosa curva de carbono de Keeling que evidencia os aumentos da concentração de CO<sub>2</sub> a partir da segunda metade do século XX (Gráfico 2). Tais medidas iniciaram com o trabalho de Charles David Keeling em 1957 em dois locais distintos, na Antártica (polo Sul) e no observatório do monte Mauna Loa, Havaí. O resultado das medições de Keeling é atualmente amplamente reconhecido pela comunidade científica e representam um marco na pesquisa sobre o papel do dióxido de carbono no clima do planeta<sup>35</sup>.

<sup>34</sup> Notemos que um importante gás de efeito estufa que não aparece na tabela abaixo é o vapor d'água. Contudo, o vapor d'água é o gás condensável e sua presença na atmosfera é função da temperatura que determina a umidade do ar de determinado local. Por sua vez, os gases da Tabela 3 são gases estufa não condensáveis, assim, diferente do vapor d'água podem permanecer por longos períodos de tempo na atmosfera.

<sup>35</sup> Mais detalhes históricos sobre o trabalho de Keeling pode-se consultar o texto do historiador Spencer Weart <https://history.aip.org/climate/Kfunds.htm>.



**Gráfico 2:** Medidas da concentração de dióxido de carbono na atmosfera feitas no observatório Mauna Loa, Hawaii<sup>36</sup>.

Como já discutido, historicamente a compreensão da base física do efeito estufa, a teoria da transferência de energia na atmosfera, foi consolidada durante as décadas de 1950 a 1970 (Fleming, 1998; Weart, 2008)<sup>37</sup>. Já nesse período diversos cientistas alertavam para os riscos de um aumento da concentração de CO<sub>2</sub>, prevendo inclusive o aquecimento futuro do planeta se as emissões de CO<sub>2</sub> continuassem (Peterson, Connolly, & Fleck, 2008). A partir da segunda metade do século XX dados de estações meteorológicas e dados de satélites têm indicado que de fato está ocorrendo um aumento da temperatura média global, registrando um aumento de quase 1 °C desde o período pré-industrial<sup>38</sup>. Esse resultado é conhecido por aquecimento global e é apresentado no gráfico 3.

<sup>36</sup> Adaptado de [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Mauna\\_Loa\\_Carbon\\_Dioxide\\_Apr2013.svg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Mauna_Loa_Carbon_Dioxide_Apr2013.svg).

<sup>37</sup> Veja também Weart <https://history.aip.org/climate/co2.htm#SKC>.

<sup>38</sup> Veja <https://climate.nasa.gov/vital-signs/global-temperature/>. Este site da NASA é uma excelente fonte de consulta a dados e evidências da ação do homem no clima <https://climate.nasa.gov/>.

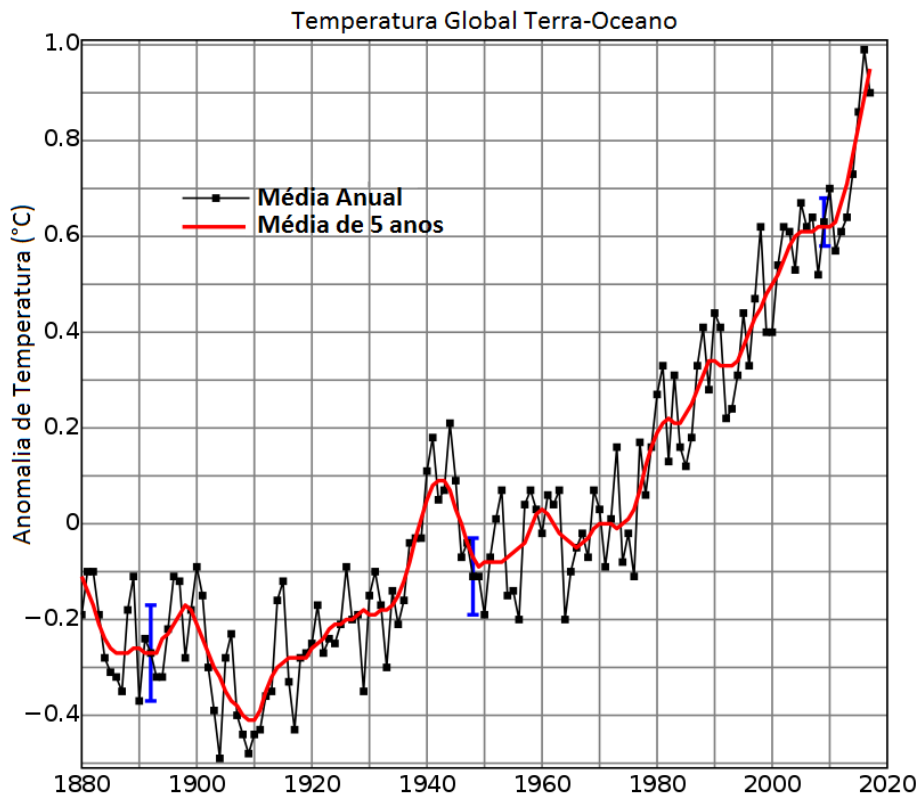


Gráfico 3: Variação da temperatura média global (1880 - 2013)<sup>39</sup>.

O IPCC (Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas) criado em 1988 sob o comando da Organização Meteorológica Mundial (WMO) em seus relatórios tem atestado com níveis de confiança cada vez maiores que as evidências científicas são suficientemente fortes para afirmar que o aquecimento observado tem como causa dominante as emissões antropogênicas de gases estufa (Ipcc, 2013)<sup>40</sup>. Para poder atribuir de forma inequívoca à ação do homem no aquecimento do clima, cientistas tomaram em consideração a ação de outros fatores naturais como a influência do Sol, os vulcões e os ciclos orbitais de Milankowitch. Como visto anteriormente, todos estes fatores podem atuar como forçantes climáticas afetando o clima do planeta. Contudo, a evidência científica atual é de que os fatores naturais não são capazes de explicar o aumento da temperatura registrado nas últimas quatro (4) décadas<sup>41</sup>.

Assim, por exemplo, medidas de satélites da irradiância solar, disponíveis a partir de 1980, têm indicado que a intensidade da radiação do Sol tem mantido valores aproximadamente constantes, em torno de  $1361 \text{ W/m}^2$  (Lockwood, 2010)<sup>42</sup>. Ou seja, nenhum aumento significativo na radiação solar tem sido observado que pudesse explicar o aquecimento observado a partir de 1980<sup>43</sup>. Trabalhos que avaliaram os efeitos de erupções vulcânicas permitiram compreender que a forçante dos vulcões

<sup>39</sup> Adaptado de [https://pt.wikipedia.org/wiki/Aquecimento\\_global#/media/File:Global\\_Temperature\\_Anomaly.svg](https://pt.wikipedia.org/wiki/Aquecimento_global#/media/File:Global_Temperature_Anomaly.svg).

<sup>40</sup> Esta posição do IPCC é atestada e confirmada por academias científicas do mundo inteiro (<http://www.nationalacademies.org/onpi/06072005.pdf>) e representa o consenso da comunidade científica sobre o tema (Anderegg, et al., 2010; Oreskes, 2004).

<sup>41</sup> Para uma apresentação bastante didática e sucinta (em espanhol) das principais linhas de evidência sobre o aquecimento global em curso pode-se consultar o texto <http://nas-sites.org/americanclimatechoices/more-resources-on-climate-change/climate-change-lines-of-evidence-booklet/cambio-climatico-evidencia-impactos-y-opciones/>, bem como o vídeo (em inglês) <http://nas-sites.org/americanclimatechoices/videos-multimedia/climate-change-lines-of-evidence-videos/>.

<sup>42</sup> Veja também <https://www.giss.nasa.gov/research/news/20120130b/>.

<sup>43</sup> Veja também Weart “Changing sun, changing climate? Em especial a seção “The sun vs. Greenhouse gases (2000s)” <https://history.aip.org/climate/solar.htm#S5>.

é uma forçante de resfriamento da troposfera, pois as imensas quantidades de material particulado (aerossóis) emitidas pelos vulcões refletem a luz solar incidente aumentando, desta forma, o albedo da Terra<sup>44</sup>. Finalmente os ciclos de Milankovitch também não podem explicar o aquecimento observado uma vez que, de acordo com a teoria orbital, nenhuma tendência de aquecimento está prevista para os próximos milhares de anos (Berger, & Loutre, 2002; Peterson, Connolley e Fleck, 2008)<sup>45</sup>.

Em função destas considerações e tomando por base a descrição da física básica do efeito estufa feita neste artigo, podemos agora formular um pequeno argumento que sintetiza muito resumidamente as razões para o alerta feito por cientistas sobre as consequências das emissões de gases estufa como o CO<sub>2</sub>. O argumento pode ser assim expresso:

1. O efeito estufa é um fenômeno natural essencial à vida na Terra.
2. O mecanismo do efeito estufa opera a partir das moléculas dos gases estufa que absorvem a radiação infravermelha emitida pela Terra, reemitindo uma parte de volta para a superfície terrestre.
3. As emissões humanas estão aumentando a concentração de gases estufa na atmosfera.
4. Um aumento da concentração de gases estufa na atmosfera intensifica o efeito estufa da Terra.
5. Um efeito estufa mais forte causa um desequilíbrio no balanço de energia da Terra.
6. Para retornar ao equilíbrio energético a Terra precisa esquentar tendo como resultado o aquecimento global.

## 7. Considerações Finais

Neste artigo apresentamos de forma descritiva e introdutória os principais conceitos físicos necessários à compreensão do fenômeno do efeito estufa e do aquecimento global. Buscamos fazê-lo de forma detalhada, tanto quanto possível, apresentando passo a passo os conceitos, utilizando analogias sempre que possível, de modo que o leitor não familiarizado com a física possa formar uma visão científica inicial acerca do tema. Priorizamos também o uso de fontes e referências científicas e históricas que apresentam a ciência e a história da ciência do clima com o rigor acadêmico necessário, assim, o leitor poderá aprofundar seus estudos consultando as fontes indicadas. Esperamos, neste sentido, poder contribuir para o debate sobre este importante tema ambiental, fomentado a sua inserção na sala de aula, especialmente, nas classes de ciências do Ensino Médio e Fundamental com o objetivo de engajar estudantes e professores na construção de uma compreensão crítica destes aspectos científicos, tão relevantes para a promoção de atitudes conscientes e de preservação do nosso planeta.

Por fim, consideramos que seja possível utilizar partes do texto para discutir aspectos pontuais do fenômeno do efeito estufa e do aquecimento global na educação científica básica, de modo que os professores possam adaptar o presente texto às suas intencionalidades e contextos.

<sup>44</sup> Veja Weart “Aerosols: volcanoes, dust, clouds and climate” e, em especial, a seção “Calculating aerosol effects (1990s - )”, <https://history.aip.org/climate/aerosol.htm>.

<sup>45</sup> Como já observado, para avaliar o estado do clima do planeta, cientistas tomam em consideração todas as possíveis forçantes climáticas (naturais e antropogênicas) como demonstra a simulação baseada em um modelo da NASA <https://www.bloomberg.com/graphics/2015-whats-warming-the-world/>.



Agradecimentos: O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (Capes) – código de financiamento 001.

## 8. Referências

Anderegg, W.; Prall, J.; Harold, J. & Schneider, S. (2010). Expert credibility in climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. Acesso em 15 dez., 2017, <http://www.pnas.org/content/107/27/12107>.

Banwell, C. (1972). *Fundamentals of molecular spectroscopy*. London: McGraw-Hill.

Barry, R. & Chorley, R. (2013). *Atmosfera, tempo e clima*. Porto Alegre: Bookman.

Berger, A. & Loutre, M. (2002). An Exceptionally Long Interglacial Ahead? *Science*, 297(5585), 1287-1288.

Besson, U., De Ambrosis, A. & Mascheretti, P. (2010). Studying the physical basis of global warming: thermal effects of the interaction between radiation and matter and greenhouse effect. *European Journal of Physics*, 31(2), 375-388.

Botkin, E., & Keller, D. (2011). *Ciência ambiental: Terra um planeta vivo*. Rio de Janeiro: LTC.

Brasil. (1999). Lei nº 9.795/1999. *Dispõe sobre Educação Ambiental e institui a Política Nacional de Educação Ambiental, e dá outras providências*.

Brasil. (2012). *Diretrizes Curriculares Nacionais para a Educação Ambiental*.

Christopherson, R. (2012). *Geossistemas: uma introdução a geografia física*. Porto Alegre: Bookman.

Fleming, J. (1998). *Historical Perspectives on Climate Change*. New York: Oxford University Press.

Goody, R. & Walker, J. (1996). *Atmosferas planetárias*. São Paulo: Edgard Blucher.

Houghton, J. (2009). *Global warming: the complete briefing*. Cambridge: Cambridge University Press.

IALEI – International Alliance of Leading Education Institutes. *Climate Change and Sustainable Development: The Response from Education: a cross-national report from International Alliance of Leading Education Institutes*. Denmark: IALEI, dec. 2009.

Ipcc. (2013). *Summary for Policymakers*. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Acesso em 15 jan., 2018, [https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wgl/WGIAR5\\_SPM\\_brochure\\_en.pdf](https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar5/wgl/WGIAR5_SPM_brochure_en.pdf).

Jacobi, P. R., Guerra, A. F., Sulaiman, S. N., & Nepomuceno, T. (2011). Mudanças climáticas globais: a resposta da educação. *Revista Brasileira de Educação*, 16(46), 135-148.

Kitcher, P. (2010). The climate change debates. *Science*. Acesso em 5 fev., 2018. <http://science.sciencemag.org/content/328/5983/1230.1.full>.

Lacis, A., Schmidt, G., Rind, D., & Ruedy, R. (2010). Atmospheric CO<sub>2</sub>: principal control knob

governing earth's temperature. *Science*, 330(6002), 356-359.

Lambert, J., Lindgren, J. & Bleicher, R. (2012). Assessing elementary science methods students' understanding about global climate change. *International Journal of Science Education*, 34(8), 1167-1187.

Le Treut, H., Somerville, R., Cubasch, U., Ding, Y., Mauritzen, C., Mokssit, A., Peterson, T., & Prather, M. (2007). *Historical Overview of Climate Change*. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Acesso em 10 jan., 2018, <https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-chapter1.pdf>.

Lissauer, J. & Pater, I. (2013). *Fundamental planetary science: physics, chemistry and habitability*. New York: Cambridge University Press.

Lockwood, M. (2010). Solar change and climate: an update in the light of the current exceptional solar minimum. *Proceedings of The Royal Society*, 466, 303-329.

Miller, T. (2015). *Ciência ambiental*. São Paulo: Cengage Learning.

Nibert, K., & Gropengiesser, H. (2014). Understanding the greenhouse effect by embodiment – Analysing and using students' and scientists' conceptual resources. *International Journal of Science Education*, 36(2), 277-303.

Oreskes, N. (2004). Beyond the ivory tower: the scientific consensus on climate change. *Science*. Acesso em 20 jan., 2018. <http://science.sciencemag.org/content/306/5702/1686>.

Peterson, T.; Connolley, W. & Fleck, J. (2008). The myth of the 1970s global cooling scientific consensus. *American Meteorological Society*. Acesso em 12 dez., 2017, <https://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/2008BAMS2370.1>.

Pierrehumbert, R. (2004). Warming the world: Greenhouse effect: Fourier's concept of planetary energy balance is still relevant today. *Nature*, 432, 677.

Pierrehumbert, R. (2011). Infrared radiation and planetary temperature. *Physics Today*, 64(1), 33-38.

Smith, B. (1999). *Infrared spectral interpretation: a systematic approach*. New York: CRC Press LLC.

Taylor, F. W. (2005). *Elementary climate physics*. Oxford: Oxford University Press.

Weart, S. (2008). *The discovery of global warming*. Cambridge, Massachusetts: Harvard University Press.

Weart, S. (2003-2017). The discovery of global warming (hipertexto). Acesso em 10 fev., 2018, <http://www.aip.org/history/climate/index.htm>.