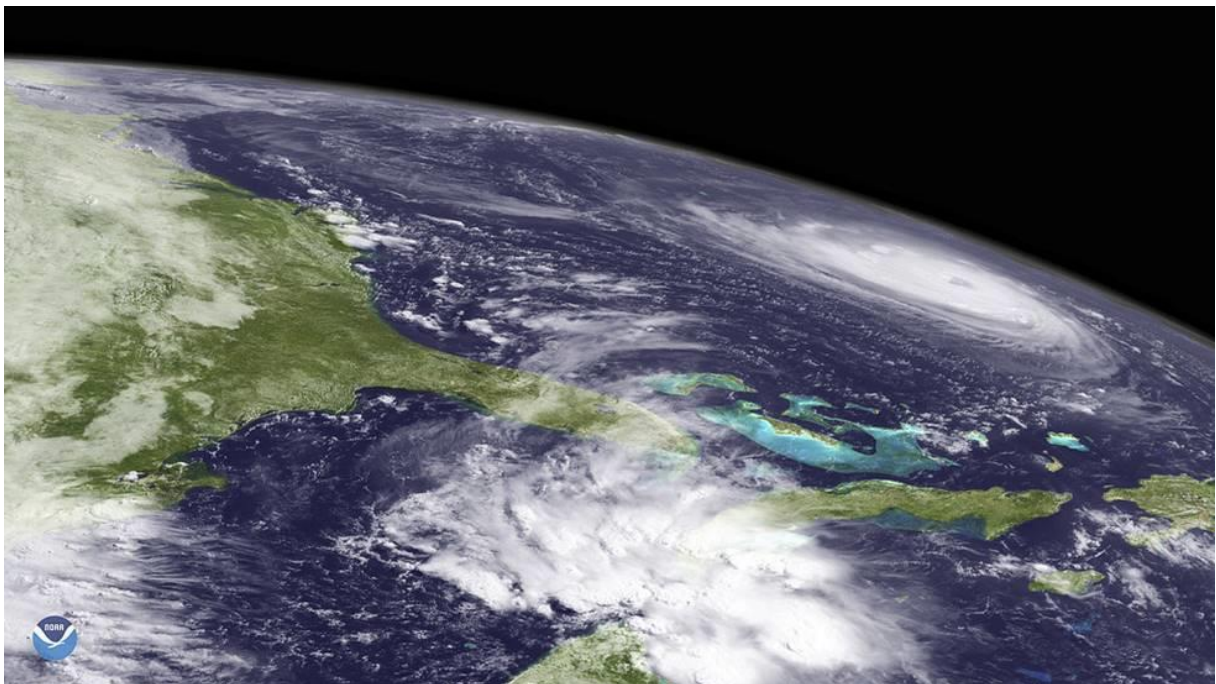


# Simulation du bilan radiatif terrestre à l'aide du logiciel SimClim



**Etudiants :**

Romane BOURLET

Lula GEBREMESKEL-HAILE

Martin MESSAN

Mathis PIERRE

Sarah PINEAU

Flavie POUPLAIN

**Enseignant-responsable du projet :**

Jérôme YON



Date de remise du rapport : 17/06/2019

Référence du projet : STPI/P6/2019 – 32

Intitulé du projet : *Simulation du bilan radiatif terrestre à l'aide du logiciel SimClim*

Type de projet : Etude bibliographique, modélisation sur logiciel et projection

Objectifs du projet :

- Comprendre le bilan radiatif terrestre
- Créer un modèle mathématique propre au bilan radiatif pour simuler la température de la Terre à des concentrations de gaz dans l'atmosphère données
- Utiliser et comprendre les limites du logiciel de simulation SimClim
- Travailler en groupe

Mots-clefs du projet : Bilan radiatif, rayonnement solaire, effet de serre.

## TABLE DES MATIERES

1. INTRODUCTION .....	6
2. METHODOLOGIE ET ORGANISATION DU TRAVAIL .....	7
3. PRESENTATION DU BILAN RADIATIF TERRESTRE ET ANALYSE .....	8
3.1. Explication du phénomène .....	8
3.2. Paramètres qui entrent en jeu et lois associées .....	9
4. MODELISATION DU BILAN RADIATIF TERRESTRE .....	11
4.1. Première approche .....	11
4.2. Modèle final .....	11
4.2.1. Bilan radiatif .....	11
4.2.2. Analyse des paramètres de modélisation .....	13
5. RESOLUTION NUMERIQUE AVEC SCILAB .....	15
5.1. Résolution .....	15
5.2. Observations .....	17
5.3. Approximations .....	18
6. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES .....	19
7. BIBIOGRAPHIE .....	20
8. ANNEXES .....	21
8.1. Présentation de la première approche du bilan radiatif .....	21
8.2. Calcul détaillé du taux d'absorption grâce à la base HITRAN .....	22
8.2.1. Détermination des coefficients d'absorptions .....	22
8.2.2. Détermination de la densité particulaire du dioxyde de carbone .....	23
8.2.3. Détermination de la densité particulaire d'eau H <sub>2</sub> O .....	24
8.3. Documentation technique .....	27
8.4. Code Scilab .....	28

## NOTATIONS, ACRONYMES

CN : Corps Noir

E : Emissivité (sans unité)

$\sigma$  : Constante de Stefan-Boltzmann (Watt.m<sup>2</sup>.K<sup>-4</sup>)

$\alpha$  : Coefficient d'absorption

$\tau$  : Coefficient de transmission (sans unité)

$\varphi$  : Flux (Watt)

$T_S$  : Température du soleil

$T_T$  : Température de la Terre

$R_S$  : Rayon du soleil

$R_T$  : Rayon de la terre

## 1. INTRODUCTION

Dans le cadre du projet physique réalisé en deuxième année d'étude à l'INSA Rouen Normandie, notre groupe a choisi d'étudier le lien entre les émissions de gaz à effet de serre et la température de la Terre.

En effet, on constate depuis quelques décennies un réchauffement climatique et selon les experts du GIEC (groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat), les activités humaines diverses seraient responsables à hauteur de 95 % de ce dérèglement climatique. Ces mêmes experts estiment une augmentation d'environ 40 % de la concentration de l'atmosphère en CO<sub>2</sub> depuis 2013, ce qui participe directement à l'augmentation de l'effet de serre dans l'atmosphère.

Nous allons donc tenter d'établir un modèle du bilan radiatif des échanges entre le Soleil et la Terre et ainsi comprendre quels sont les facteurs qui participent au réchauffement climatique.

Notre rapport présentera dans un premier temps les notions utiles à la compréhension du sujet et les grandeurs mathématiques associées aux échanges physiques. La deuxième partie sera consacrée à la modélisation de l'impact des gaz atmosphériques sur le rayonnement terrestre.

L'objectif sera de vérifier les observations faites par le groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC ou IPCC) qui estime qu'un doublement de la concentration de dioxyde de carbone dans l'atmosphère entraînerait une augmentation de 2°C à 4,5°C de la température de l'atmosphère.

## 2. METHODOLOGIE ET ORGANISATION DU TRAVAIL

Les premières séances ont été consacrées à la compréhension du sujet et à sa découverte. Le travail a ensuite été réparti de la manière suivante.

Sarah a tout d'abord étudié le fonctionnement de SimClim et Flavie a identifié les liens entre les paramètres mis en jeu. Après s'être rendu compte que le logiciel ne conviendrait pas à notre modèle, Mathis s'est penché sur différentes approches du problème au niveau mathématique.

Plusieurs pistes ont été envisagées et des recherches documentaires supplémentaires ont été nécessaires dont Mathis et Martin se sont chargés (notamment trouver de nouvelles bases de données).

Différentes méthodes ont été testées et Romane s'est chargée de l'élaboration du premier code sous Scilab.

Finalement le modèle final a été codé avec l'aide de Monsieur Yon et ce sont Martin et Mathis qui s'en sont occupés.

Lula s'est occupée de la rédaction de la partie modélisation mathématique du rapport tandis que Flavie, Sarah et Romane se sont répartis le reste du rapport.

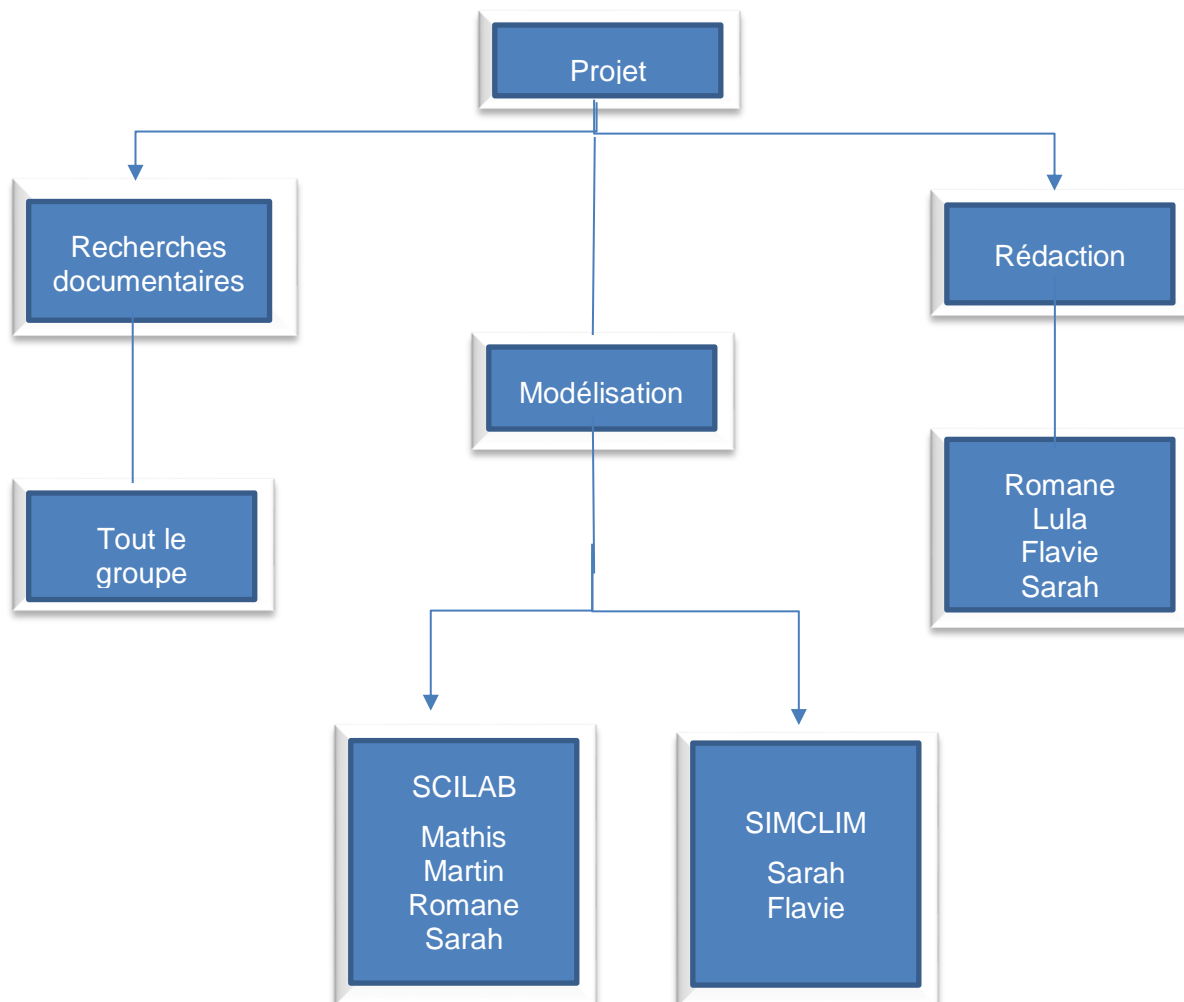


Figure 1 - Organisation du travail

### 3. PRESENTATION DU BILAN RADIATIF TERRESTRE ET ANALYSE

#### 3.1. Explication du phénomène

La Terre reçoit de l'énergie de la part du Soleil, sous forme de radiations de courtes longueurs d'onde (U.V., visible et proche de l'infrarouge). En échange, elle renvoie de l'énergie sous forme de rayons infrarouges émis en direction de l'espace.

**Le bilan radiatif terrestre** est la somme des énergies reçues et perdues par la Terre, au niveau du sol, de l'atmosphère et des océans.

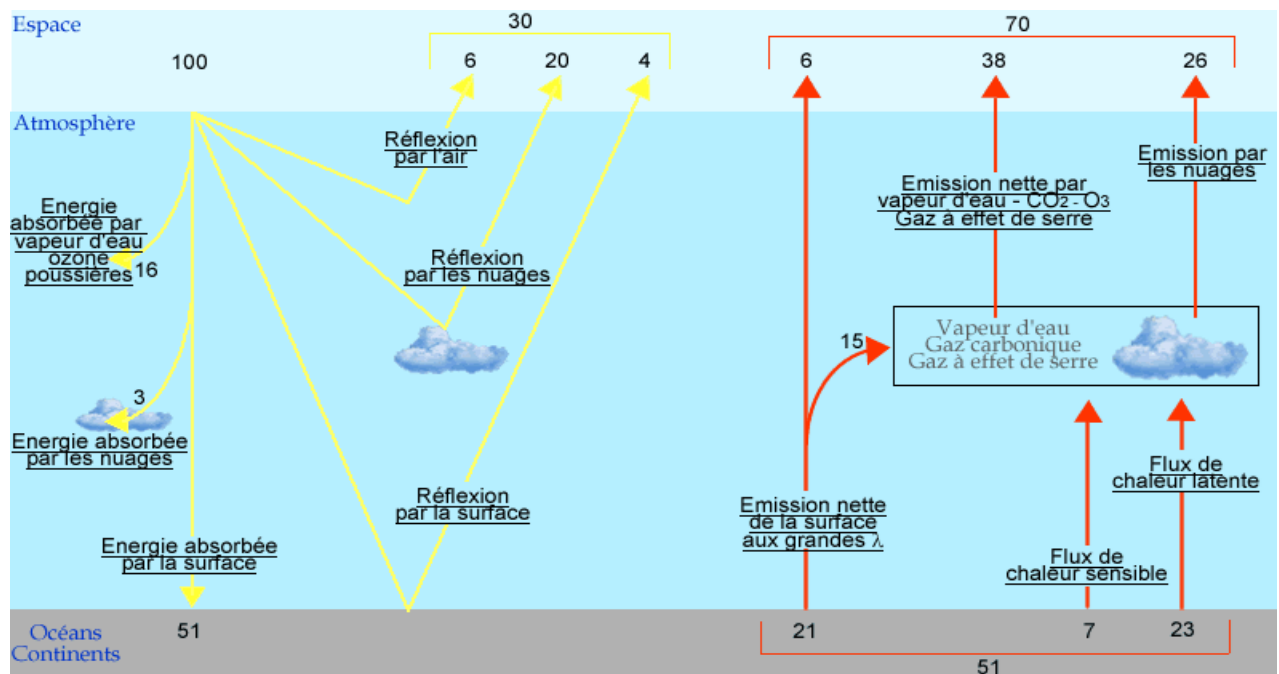


Figure 2 - Bilan radiatif global

Le principal apport d'énergie provient du Soleil, car la Terre ne produit en son centre qu'à peine 0,01 % de l'énergie totale.

Cependant environ 30% de ses rayonnements sont réfléchis par l'atmosphère et par la surface terrestre.

La Terre émet des rayonnements infrarouges : une partie de ses rayonnements sont absorbés par l'atmosphère, d'autres sont envoyés vers l'espace et la dernière partie est réfléchiée par les gaz présents dans l'atmosphère.

Le bilan radiatif est fait à l'équilibre. La somme des énergies thermiques absorbées et émises par la Terre est globalement nulle. La température moyenne terrestre demeure donc constante. On voit ainsi apparaître la notion d'équilibre radiatif.



**L'albédo** désigne la réflexion du rayonnement de courtes longueurs d'onde provenant du Soleil par l'atmosphère et la surface terrestre. Elle représente le rapport de l'énergie réfléchi sur l'énergie incidente émise par la source. C'est une grandeur sans dimension.

**L'effet de serre** est un phénomène thermique naturel. Il est dû au fait que l'atmosphère laisse passer une grande partie du rayonnement solaire qui vient frapper le sol.

Une fois réchauffé, le sol émet un rayonnement infrarouge, en partie ou totalement piégé par l'atmosphère rendue « imperméable » par la présence de gaz tels que la vapeur d'eau et le CO<sub>2</sub>. Ce phénomène provoque ainsi une élévation de la température à la surface de la Terre.

On s'attend à un degré ou deux d'augmentation de la température de la Terre d'ici la fin du siècle. Même si cela peut paraître peu, deux degrés seulement peuvent induire une modification majeure du climat.

Cette élévation de température suffirait ainsi à entrainer une disparition des espèces incapables de s'adapter rapidement à leur nouvel environnement ainsi que l'augmentation de phénomènes climatiques extrêmes.

On compte plus d'une quarantaine de gaz à effet de serre mais les principaux sont la vapeur d'eau (H<sub>2</sub>O) et le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>). Le dioxyde de carbone est principalement issu de la combustion des énergies fossiles (pétrole, charbon) et de la biomasse. Il représente 75% des émissions de gaz à effet de serre et est en partie provoqué par l'activité de l'Homme.

### 3.2. Paramètres qui entrent en jeu et lois associées

**Le flux** est la puissance émise dans tout l'espace, il est exprimé en Watt.

**Un corps noir** est par définition, un corps absorbant intégralement les radiations qu'il reçoit. Dans ces conditions, le flux réfléchi est nul et le flux partant est seulement constitué du flux émis.

$$\varphi_{\text{réfléchi}} = 0 \text{ et } \varphi_{\text{partant}} = \varphi_{\text{émis}}$$

**La luminance** énergétique correspond à l'intensité émise par une source d'aire  $dS$  dans la direction  $O_x$  divisée par la surface projetée. Son unité est le  $W/(m^2 \cdot sr)$ . La luminance permet de comparer la puissance dans une direction de plusieurs sources ou de comparer la puissance d'une seule source dans plusieurs directions.

$$L_{e,ox} = \frac{I_{ox}}{dS \cos(\theta)} = \frac{d^2 P_e}{d\Omega \times dS \times \cos(\theta)} = \frac{d^2 \varphi_e}{d\Omega \times dS \times \cos(\theta)}$$

Lorsque la lumière visible du soleil est interceptée, une partie est réfléchi vers l'extérieur, une partie est absorbée par la surface et une partie est transmise au corps. On obtient ainsi la relation :  $\tau + \alpha + \varepsilon = 1$

**Le coefficient d'extinction** désigne le pouvoir d'un milieu à bloquer le passage de la lumière, comme le stipule la loi de Beer-Lambert.

$$\frac{I}{I_0} = e^{-\gamma x}$$

Où  $\gamma$  est composé du coefficient de diffusion et d'absorption.

**Le coefficient de diffusion** peut être exprimé par le produit de la concentration des particules et la section efficace de celles-ci (à supposer que ces particules soient homogènes et régulièrement réparties dans le milieu).

**La section efficace** est une mesure de la proportion de lumière diffusée par particule en fonction de la taille de celles-ci.

**L'émission** est le rapport entre le flux émis réel et le flux émis du corps noir de même température. On note  $\varepsilon$  le coefficient d'émission.

$$\varepsilon = \frac{\varphi_{\text{émis}}^{\text{réel}}}{\varphi_{\text{émis}}^{\text{CN}}} = \frac{\varphi_{\text{émis}}^{\text{réel}}}{\sigma T^4}$$

**La loi de Planck** calcule la luminance énergétique spectrale d'un corps noir en fonction de la fréquence ou de la longueur d'onde du signal considéré et de la température  $T$  du corps noir.

Elle est donnée par la formule :

$$d\varphi_{\text{émis}}^{\text{CN}} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp \frac{hc}{k_B \lambda T} - 1} d\lambda$$

Après intégration sur toutes les longueurs d'onde, on obtient :  $P^{\text{CN}} = \sigma T^4$

## 4. MODELISATION DU BILAN RADIATIF TERRESTRE

### 4.1. Première approche

Nous avons tout d'abord voulu comprendre les échanges thermiques entre le Soleil et la Terre et les différents facteurs à prendre en compte. Pour ce faire nous avons réalisé des bilans extrêmement simplifié. Nous avons fait varier les paramètres à considérer pour observer leur influence ou non sur l'évolution de la température de la Terre.

Dans ces modèles détaillés en annexe, la Terre et le Soleil seront assimilés à des corps noirs. Cette approche a été notre premier pas vers la compréhension du bilan radiatif et de l'effet de serre mais ne constitue en rien une étude rigoureuse des échanges radiatifs réels.

Lorsqu'on modélise les échanges radiatifs entre le Soleil et la Terre sans prendre en compte le rôle de l'atmosphère dans nos calculs, on obtient une température à la surface de la Terre de l'ordre de 7°C. Et lorsqu'on considère l'atmosphère dans nos calculs, on obtient une température terrestre de 50°C.

Il est donc clair que d'autres paramètres entrent en compte puisqu'on sait que la température de la Terre est plutôt de l'ordre de 15°C.

On doit donc également prendre en compte la réflexion du rayonnement solaire par la Terre. Celle-ci renvoie, en effet, une partie de ce qu'elle reçoit. Ce phénomène est communément appelé l'albédo.

On sait que l'atmosphère est composée essentiellement d'azote (78%), d'oxygène (21%) et de gaz rares dans ses couches moyennes et hautes. Les couches basses, elles, contiennent principalement de la vapeur d'eau et du dioxyde de carbone. Tous ces gaz ont des propriétés d'absorption des rayons solaire et terrestre incidents à certaines longueurs d'ondes. Par ailleurs, on remarque que leur prise en compte dans le deuxième bilan augmente considérablement la température à la surface de la Terre.

Lors du bilan radiatif spectral on doit donc considérer l'influence de tous ces paramètres pour élaborer un modèle qui s'approche au plus près des conditions réelles.

### 4.2. Modèle final

#### 4.2.1. *Bilan radiatif*

Suite à cette première approche, nous avons tenté d'élaborer un modèle d'étude plus précis et plus représentatif de la situation géométrique réelle. On assimilera donc la Terre à une sphère lorsque l'on représente les rayons lumineux qu'elle émet. Ces derniers sont émis avec un angle d'incidence de 90° par soucis de simplicité. En revanche, les rayons émis par le Soleil, traversant l'atmosphère pour atteindre la surface de la terre, arrivent perpendiculaire à la surface de la Terre assimilée cette fois-ci à un disque. Ces deux situations sont représentées figure 3 et 4.

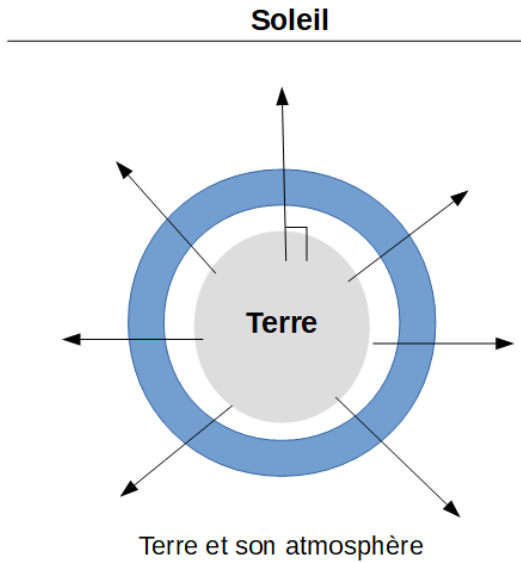


Figure 4- Modèle d'émission de la terre

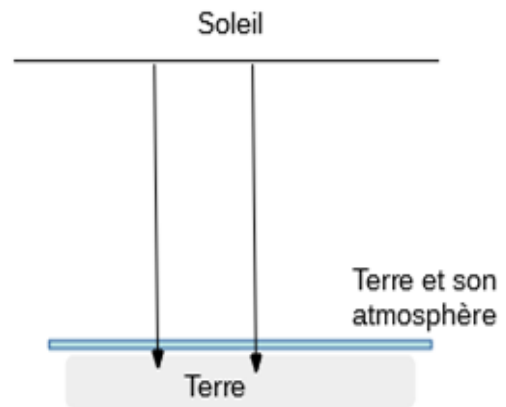


Figure 3 - Modèle d'émission du soleil

Notre futur modèle répond ainsi aux critères suivant :

- Prise en compte de l'absorption du rayonnement terrestre et solaire par les gaz atmosphériques.
- L'atmosphère ne réfléchit pas le rayonnement. Ainsi  $\rho_{\text{gaz}}=0$ .
- La Terre et le Soleil sont assimilés à des corps noirs. Application de la loi de rayonnement de Kirchhoff, ce qui est émis est égal à ce qui est absorbé.
- Le rayonnement du gaz est négligé car ce dernier est très faible comparé à ceux de la Terre et du Soleil.

Le bilan sur la surface Terre est le suivant :

- Le rayonnement émis par la Terre (assimilé à une sphère) suit la loi de Stefan  

$$4\pi R_T^2 \sigma T_T^4$$
- Le rayonnement émis par le Soleil, traversent l'atmosphère, et arrivent sur la Terre (assimilée à un disque).

$$\pi R_T^2 E \tau_g T_S$$

- Une partie du rayonnement de l'émission terrestre est réfléchi par l'atmosphère.

$$4\pi R_T^2 \sigma T_T^4 (1 - \tau_g T_T)$$

Or  $\alpha_{\text{gaz}} = 0$  et  $\alpha_{\text{gaz}} + \rho_{\text{gaz}} + \tau_{\text{gaz}} = 1$  d'où  $\rho_{\text{gaz}} = 1 - \tau_{\text{gaz}}$

L'équilibre radiatif est :  $4\pi R_T^2 \sigma T_T^4 = \pi R_T^2 E \tau_g T_S + 4\pi R_T^2 \sigma T_T^4 (1 - \tau_g T_T)$   
ce qui devient après simplification :  $4\sigma T_T^4 = E \tau_g T_S + 4\sigma T_T^4 (1 - \tau_g T_T)$

Dans cette équation, pour obtenir la température terrestre  $T_T$  à partir de la température solaire  $T_S$ , nous devons déterminer  $\tau_g$ .

#### 4.2.2. Analyse des paramètres de modélisation

Nous avons décomposé la résolution en plusieurs étapes :

Nous avons tout d'abord simplifié le bilan en utilisant **la loi de Beer Lambert et la loi de rayonnement de Kirchhoff**.

Après calculs (voir annexe), nous avons observé que la formule du taux d'absorption dépendait du coefficient d'absorption  $k_{abs}$  et de variables dont les valeurs sont connues. Nous avons également remarqué que ce coefficient était égal au produit de la **densité particulaire (N)** et de la **section efficace ( $C_{abs}$ )**. Nous avons donc deux inconnues.

$$\tau_g(\lambda) = \int e^{-C_{ab}^{(CO_2)} \frac{P_0 \rho_v N_A}{M_{air} g} (e^{\frac{-Mg}{z_0 T_0 R}} \times (\frac{z^2}{2} + z_0 z) - 1)}$$

Plusieurs méthodes ont été envisagées pour calculer la section efficace. La première est habituellement utilisée dans l'industrie des fours. Elle prend en compte les **facteurs de formes**, la **transmission**, l'**émissivité** et permet de déterminer les **radiosités**. Pour utiliser cette méthode, nous devons soit fixer la température de la surface soit son flux net et grâce aux radiosités, après calcul, nous en déduisons le paramètre inverse. (Si température imposée, flux trouvé et inversement)

Cependant, cette méthode s'est révélée compliquée à utiliser car elle nécessitait de fixer le flux émis par la surface qui représentait le Soleil. Or, le flux réel émis par le Soleil doit être minoré par un coefficient qui représenterait l'albédo pour coller au plus près aux conditions réelles et ce dernier n'était pas calculable facilement, faute de données.

Finalement, nous nous sommes servis d'une base de données nommée **Hitran**. Elle classifie pour chaque gaz un certain nombre de paramètres.

Le site propose également des formules, qui à partir de ces paramètres, nous donne la section efficace. Nous avons ainsi pu récupérer les données nécessaires à nos calculs en fonction du gaz choisi et sur une longueur d'onde donnée.

La figure suivante représente le taux d'absorption du CO<sub>2</sub> en fonction de la longueur d'onde et ce pour différentes concentrations de CO<sub>2</sub> en ppm, obtenues en utilisant les données de la base d'**Hitran**. On observe de nombreuses bandes d'absorption du CO<sub>2</sub> dans le domaine de l'IR. En revanche, on n'en trouve aucune dans le domaine de l'UV et du visible.

De plus, on remarque que plus la concentration en CO<sub>2</sub> est élevée, plus il y aura de bandes d'absorption. On peut, dès lors, s'attendre à ce que les rayonnements émis par la Terre (rayonnements IR) soient absorbés par le CO<sub>2</sub> de l'atmosphère alors que

ceux émis par le Soleil (UV et visible) ne soient pas absorbés par le CO<sub>2</sub> et donc totalement transmis à la Terre, ce qui illustre l'effet de serre.

Nous avons effectué la même analyse avec l'oxygène et les vapeurs d'eau (voir courbe annexe). Nous remarquons que l'oxygène, contrairement au CO<sub>2</sub>, n'absorbe que dans le visible (≈200nm). Ainsi, les rayonnements émis par le Soleil seront cette fois-ci absorbés par l'oxygène présent dans l'atmosphère et ne seront donc pas totalement transmis à la Terre. A contrario, les rayonnements émis par la Terre seront totalement transmis par l'oxygène de l'atmosphère.

L'eau présente des bandes d'absorptions irrégulièrement dans chaque domaine, elle ne transmet quasiment rien sauf dans le domaine du visible.

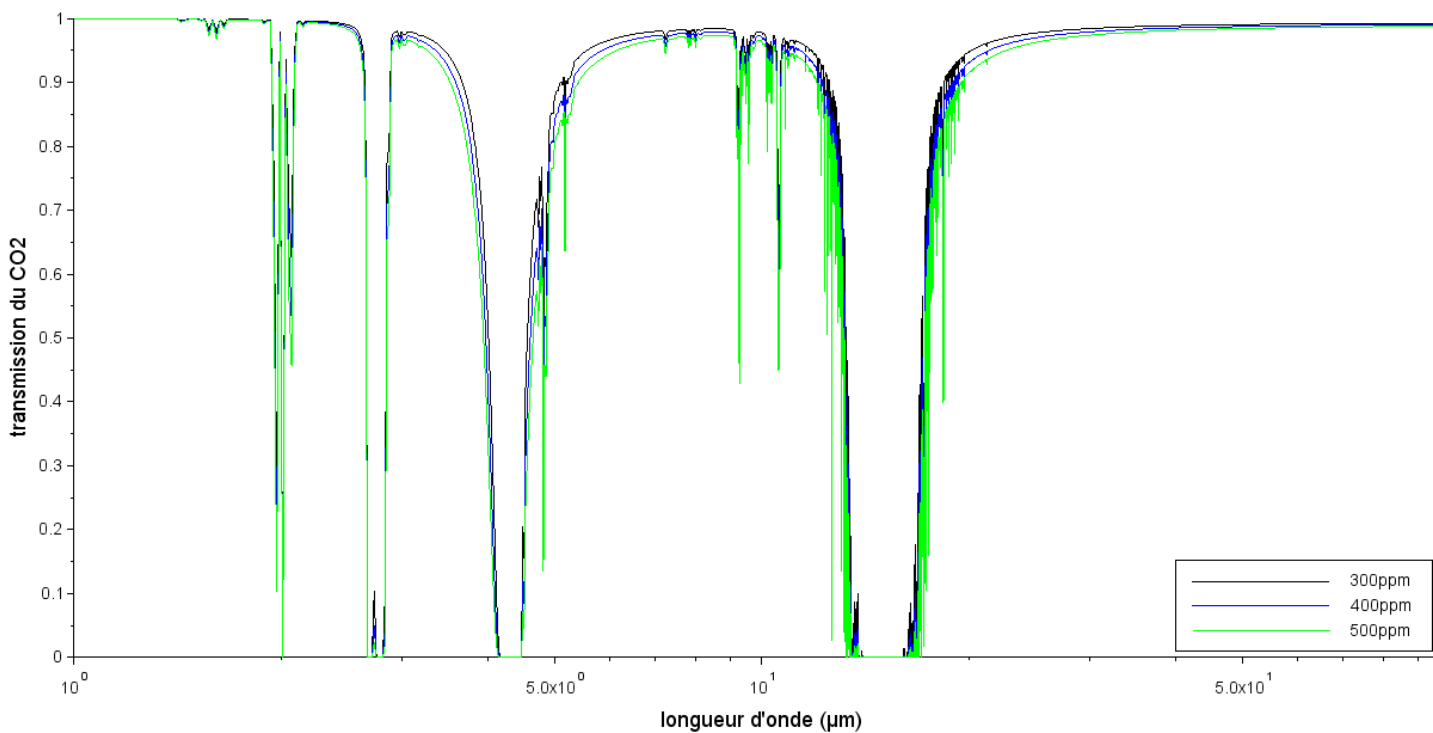


Figure 5 - Spectre de transmission du CO<sub>2</sub>

Pour déterminer la densité particulière, nous nous sommes servis du **principe fondamental de la statique (PFS)** et nous avons déterminé la pression du gaz à partir de sa pression partielle. Après simplification on obtient la densité de particule N. (Voir annexe pour plus de détails).

$$N_{(CO_2)} = \frac{P(z)\rho_v N_A}{RT} = \frac{P_0 \rho_v N_A (z + z_0)}{RT_0 z_0} e^{\left(\frac{-Mg}{z_0 T_0 R}\right) \times \left(\frac{z^2}{2} + z_0 z\right)}$$

## 5. RESOLUTION NUMERIQUE AVEC SCILAB

Nous avons privilégié l'utilisation de Scilab à celle de SimClim pour exploiter notre modèle contrairement à ce qui était annoncé dans l'intitulé du sujet. En effet Scilab nous permet de garder la main sur les paramètres mis en jeu tandis que SimClim reste à ce jour pour nous une « boîte noire ».

### 5.1. Résolution

Notre programme se décompose de la manière suivante. Nous avons tout d'abord codé la loi de Planck pour le Soleil et la Terre pour toutes les longueurs d'onde. Nous avons également déterminé la courbe de transmission du CO<sub>2</sub>, de l'oxygène et de la vapeur d'eau grâce aux données extraites de la base Hitran.

Notre modèle de l'atmosphère se limitera à ses trois gaz. On a combiné ces trois courbes pour obtenir la valeur de  $\tau_g$ .

Nous nous sommes rendu compte de la dépendance de l'émittance à la longueur d'onde et à la température, nous avons donc multiplié le tau global des trois gaz de transmission à la loi de Planck et intégré le produit des deux pour une longueur d'onde donnée.

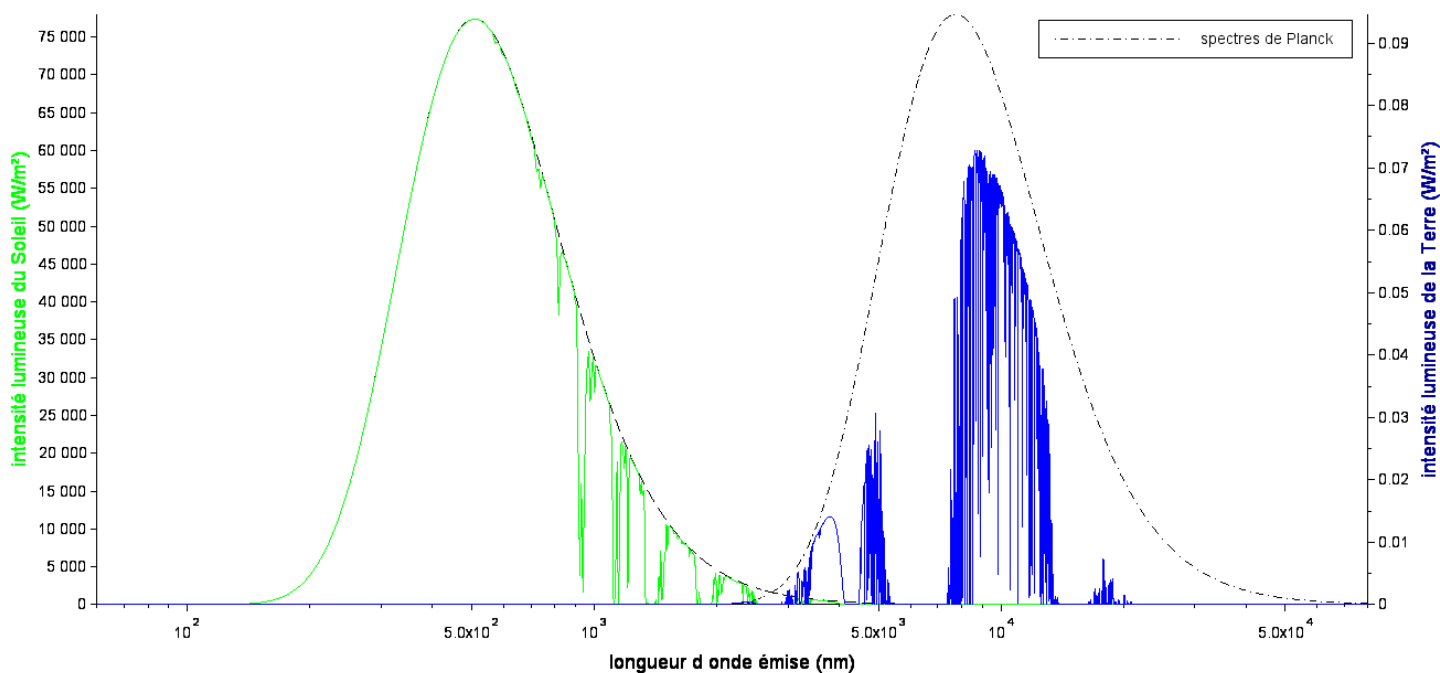


Figure 6 – Intensité lumineuse de la Terre (Wm<sup>2</sup>) en fonction de la longueur d'onde

Sur la figure ci-dessus, on y trouve à gauche, en pointillés, la loi de Planck pour le Soleil et à droite celle de la Terre. Ces deux courbes sont rigoureusement les mêmes à des longueurs d'onde différentes car le Soleil et la Terre n'émettent pas dans le même domaine.

On remarque que la globalité du rayonnement solaire est transmis par l'atmosphère à la Terre (zone verte sur la figure) car les bandes d'absorption sont minimales. En revanche, les rayons infrarouges sont très peu transmis par l'atmosphère, ce qu'on remarque par les grandes zones d'absorption du rayonnement par les gaz en bleu sur la figure.

Ces derniers correspondent aux rayonnements émis par la Terre. Ce résultat était prévisible suite aux courbes d'absorption que nous avons obtenues pour chaque gaz. On peut tout de même déduire que l'effet du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère est conséquent. En effet, on remarque que les radiations venant de la Terre ne sont absorbées que par le CO<sub>2</sub> et l'eau. L'oxygène n'absorbe que dans l'UV, ainsi il ne participe pas à l'absorption des rayonnements venant de la Terre.

De ce fait, la Terre reçoit pratiquement la totalité du rayonnement solaire alors que le rayonnement émis par la Terre n'atteint pas le Soleil car l'atmosphère ne le transmet pas. Ces rayonnements sont bloqués par l'atmosphère ce qui réchauffe la Terre. L'effet de serre est donc mis en évidence.

Nous avons finalement pu calculer la température de la Terre en utilisant la fonction `fsolve` de Scilab qui effectue un calcul par itération et qui affiche la température de stabilisation de la Terre. On trouve 374K. Cette température est élevée mais notre modèle contient des approximations qui peuvent en être la cause.

À cette température, l'effet de serre est causé principalement par les vapeurs d'eau présente dans l'air. Notre modèle admet une transmission du rayonnement émis par la Terre de 26,2 %. C'est à dire que seulement 26,2 % des rayonnements émis par la Terre seront envoyés hors de la Terre après absorption partielle par l'atmosphère. Sans le dioxyde de carbone, seulement avec l'eau, notre modèle admet une transmission de 35,3 %. Le dioxyde de carbone participe donc à l'effet de serre à hauteur de 26 % de façon relative à la vapeur d'eau. Les 74 % restant étant imputable à la vapeur d'eau.

Cependant, ceci est valable pour une Terre à une température de 374K, la Terre est à une température moyenne de 288K<sup>[11]</sup>. À cette température, la part du CO<sub>2</sub> devient plus importante avec 38 % pour le dioxyde de carbone et 62 % pour la vapeur d'eau.

---

11. Source du site de la NASA d'après les températures moyennes entre 1950 et 1981, l'incertitude est cependant de plusieurs dixièmes de Kelvin.



## 5.2. Observations

Pour exploiter notre modèle, nous avons tracé une courbe qui présente d'une part l'évolution de la concentration de l'atmosphère en CO<sub>2</sub> au cours des années et d'autre part l'écart relatif de la température par rapport à la température actuelle.

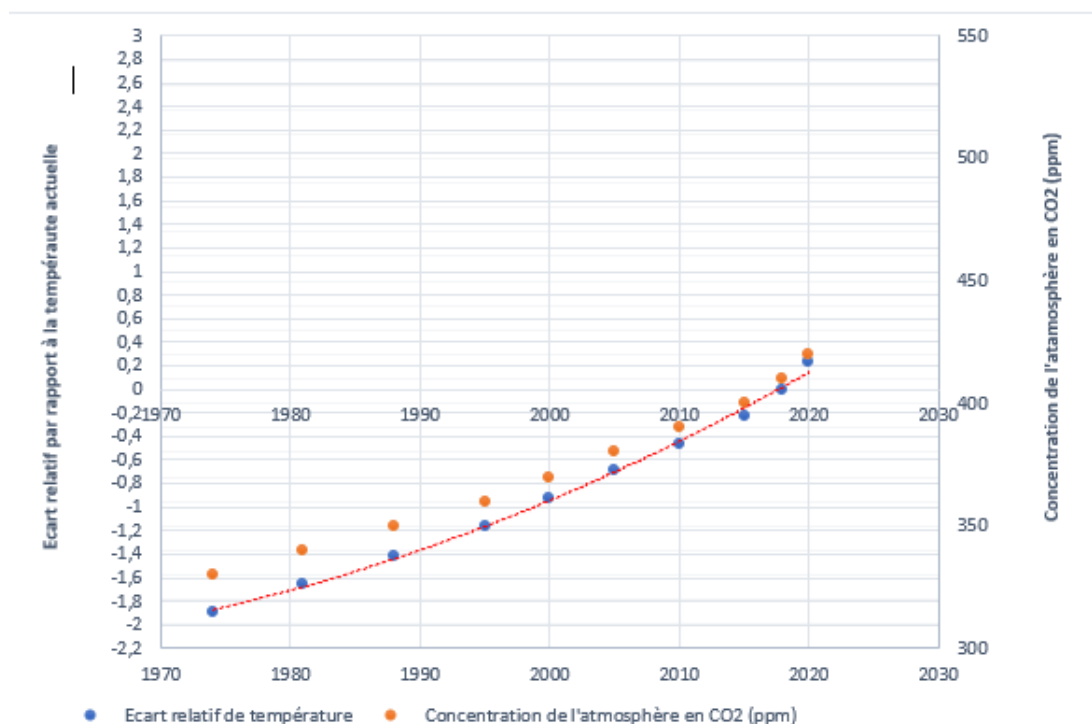


Figure 7 - Evolution de l'écart relatif de température et de la concentration de CO<sub>2</sub>

Sur la figure ci-dessus, on trouve en pointillés la courbe de tendance qui illustre une certaine linéarité dans l'évolution de ces phénomènes. On en déduit donc que le taux de concentration de l'atmosphère en CO<sub>2</sub> est proportionnel à l'écart de température.

On remarque que l'estimation des experts sur le fait qu'un doublement de la concentration de dioxyde de carbone dans l'atmosphère entraînerait une augmentation de 2°C à 4,5°C de la température de l'atmosphère est en accord avec notre modèle. En effet d'après notre courbe une évolution de quelque centaine de ppm entraînerait une augmentation de 2,2°C degrés.

### 5.3. Approximations

Notre modèle est loin d'être parfait puisque nous avons dû réaliser certaines approximations pour résoudre notre problème. Tout d'abord nous avons négligé le coefficient d'extinction (coefficient d'extinction = coefficient absorption+ coefficient de diffusion) comme cela a été fait dans la base Hitran. Nous avons effectué des recherches sur de possibles modèles incluant la diffusion mais ils ne sont pas au même niveau de rigueur et de précision que le modèle utilisé avec la base Hitran.

Le coefficient de diffusion dépend de la diffusion de Rayleigh ( $\lambda^{-4}$ ) or nous l'avons négligé. En effet, celle-ci n'intervient que dans l'UV elle n'a donc pas d'impact sur l'effet de serre.

L'albédo n'apparaît pas clairement dans notre modélisation même si celle-ci est en partie prise en compte à travers d'autres paramètres.

Nous avons remarqué une sous-estimation du  $\tau_{\text{émis}}$  due à une simplification géométrique du problème. En effet, notre modèle ne prend pas en compte tous les angles d'émission depuis la surface de la terre, or la distance varie en fonction des angles et le  $\tau_{\text{émis}}$  varie en fonction de la probabilité de présence des particules.

Une autre approximation concerne le  $\tau_{\text{moyen arrivant}}$  (éclairage) puisque ce dernier est pris en compte avec une arrivée parallèle, ce qui réduit donc la surface totale de l'atmosphère terrestre.

## 6. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Ce projet nous a permis de comprendre et de nous impliquer dans un sujet qui n'a jamais été plus actuel, le réchauffement climatique. Notre modèle a mis en évidence le lien entre l'augmentation de la concentration en gaz à effet de serre de l'atmosphère et le réchauffement climatique. Et, malheureusement quelques centaines de ppm de gaz à effet de serre en plus dans l'atmosphère, suffisent à augmenter la température de la Terre de l'ordre d'un ou deux degrés et à entraîner ainsi de profonds dérèglements climatiques. C'est ce qu'on observe sur notre courbe finale, en effet le taux de concentration de l'atmosphère en  $\text{CO}_2$  est proportionnel à l'écart de température.

La modélisation des échanges thermiques entre le Soleil et la Terre est assez complexe lorsqu'on doit considérer tous les phénomènes d'absorption, d'émission et de transmission dans toutes les directions de l'espace. Nous sommes donc parti d'un modèle extrêmement simplifié en une dimension pour arriver à un modèle plus complexe en deux dimensions. Cependant il est loin d'être parfait puisque beaucoup d'approximations ont été faites pour obtenir des résultats et nous avons notamment négligé un phénomène qui a son importance, l'albédo.

Ce projet nous a permis de développer notre esprit scientifique en équipe et de mettre en application des théories évoquées lors de nos études et ainsi leur associer un sens physique. Nous avons également appris à nous servir d'un langage de programmation très utilisé en mathématiques et en physique, Scilab. Ce projet nous a permis d'appréhender ce qu'est la recherche et les frustrations qui y sont associées. En effet, dans la recherche on tente de résoudre un problème, qui dès qu'il est résolu, en soulève un autre et ainsi de suite. Nous avons parfois eu l'impression que nous n'arriverions jamais au bout. Mais grâce à notre encadrant nous avons petit à petit résolu nos problèmes et nous sommes finalement arrivé à un résultat cohérent et intéressant.

## 7. BIBLIOGRAPHIE

[1] Jean Taine, Franck Enguehard, Estelle Iacona, "Transferts thermiques" : introduction aux transferts d'énergie", Dunod, 2008

[2] Jean-Luc Battaglia, Andrzej Kusiak, Jean-Rodolphe Puiggali, "Introduction aux transferts thermiques", Dunod, 2010

[3] Jean-François Sacadura, "Initiation aux transferts thermique", Technique et documentation, 1980

[4] Bruno Chéron, "Transferts thermiques : résumé de cours", problèmes corrigés », Ellipses Marketing, 1999

[5] [https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/monthly.html?fbclid=IwAR2RqFxbR\\_5MaeGEJcMQMBepe4IHhxx6O4u-dWQ5NSzbE\\_jOZdB4uGFNdSo](https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/monthly.html?fbclid=IwAR2RqFxbR_5MaeGEJcMQMBepe4IHhxx6O4u-dWQ5NSzbE_jOZdB4uGFNdSo), vu le 15 mai 2019

[6] <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/bilan-radiatif-terre2.xml>, vu le 15 mai 2019

[7] <https://www.futura-sciences.com/planete/definitions/climatologie-effet-serre-966/>, vu le

[8] <https://www.youtube.com/watch?v=YKm-NNdPgWE>, vu le 12 mars 2019

[9] <https://hitran.org/docs/definitions-and-units/>, vu le 8 mai 2019

[10] Arden L. Buck, "New Equations for Computing Vapor Pressure and Enhancement Factor", National Center for atmospheric Research, 1981

[11] <https://earthobservatory.nasa.gov/world-of-change/DecadalTemp>, vu le 16 mai 2019

## 8. ANNEXES

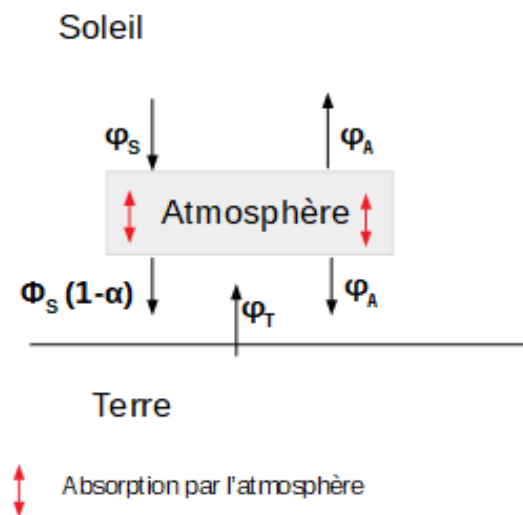
### 8.1. Présentation de la première approche du bilan radiatif

- *Bilan radiatif de la température à la surface de la Terre sur un modèle sans atmosphère.*

$$4\pi R_T^2 \sigma T_T^4 = P_{S \rightarrow T} = \frac{\pi R_T^2}{4\pi (ST)^2} 4\pi R_S^2 \sigma T_S^4$$

$$\text{D'où } T_T = T_S \left( \frac{R_S}{2ST} \right)^{\frac{1}{2}} = 280 \text{ K soit } 7^\circ \text{ C}$$

- *Bilan radiatif de la température à la surface de la Terre pour un modèle avec atmosphère et avec absorption du flux solaire par l'atmosphère.*



Bilan sur l'Atmosphère :  $\varphi_T + \alpha\varphi_S = 2\varphi_A \Rightarrow \varphi_A = \frac{\varphi_T + \alpha\varphi_S}{2}$

Bilan sur la Terre :  $\varphi_A + \varphi_S(1 - \alpha) = \varphi_T \Rightarrow \frac{\varphi_T + \alpha\varphi_S}{2} + \varphi_S(1 - \alpha) = \varphi_T$   
 $\Rightarrow (2 - \alpha) \varphi_S = \varphi_T$

$$\Rightarrow T_T = \frac{(2-\alpha)^{\frac{1}{2}}}{2} T_S \left( \frac{R_S}{2ST} \right)^{\frac{1}{2}} = 319 \text{ K soit } 46^\circ \text{ C}$$

En prenant pour coefficient d'absorption  $\alpha=0.3$

## 8.2. Calcul détaillé du taux d'absorption grâce à la base HITRAN

La diminution d'intensité lumineuse en fonction de la concentration de chaque gaz est donnée par :

$$dL_{(\lambda,z)} = -N_{(CO_2)} C_{ab}^{(CO_2)} L_{(\lambda,z)} dz$$

Avec N la densité de particule et C le coefficient d'absorption. On intègre sur toute l'épaisseur de l'atmosphère soit par rapport à l'altitude z.

### 8.2.1. Détermination des coefficients d'absorptions.

La base de données en ligne gratuite HITRAN (High Resolution Transmission molecular absorption database) est une base de données créée par les laboratoires de l'Air Force de Cambridge dans les années 1960 pour fournir des données atmosphériques consistante et détaillé notamment dans l'infrarouge.

La base contient un mélange de données expérimentales et théoriques précisent pour les composants les plus communs de l'atmosphère (N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>...) et de ceux liés au réchauffement climatique comme les halogénocarbones ou les composés soufrés. Les paramètres pour chaque molécule comprennent, pour chaque isotopologue, les paramètres de ligne d'absorption de la molécule. A chaque nombre d'onde est associé des paramètres d'absorption constant propre à la molécule et qui permettent d'interpréter le coefficient d'absorption de la molécule en fonction de sa pression partielle et de la pression et température du milieu.

Le coefficient d'absorption est défini comme suit :  
Avec k le coefficient d'absorption, S l'intensité de la ligne d'absorption et f l'extension de la ligne spectrale par rapport au nombre d'onde  $\nu_{ij}$  de la ligne de S.

$$k_{ij}(\nu, T, p) = S_{ij}(T) f(\nu; \nu_{ij}, T, p)$$

On a le coefficient S seulement dépendant de la température u milieu avec  $S(T_{ref})$   $Q(T_{ref})$ , les valeur de la fonction Q,  $c_2$ ,  $E'$  et  $T_{ref}$  constantes données.

$$S_{ij}(T) = S_{ij}(T_{ref}) \frac{Q(T_{ref})}{Q(T)} \frac{\exp(-c_2 E''/T)}{\exp(-c_2 E''/T_{ref})} \frac{[1 - \exp(-c_2 \nu_{ij}/T)]}{[1 - \exp(-c_2 \nu_{ij}/T_{ref})]}$$

L'extension de la ligne spectrale est donnée en fonction de la température, de la pression et de l'extension de ligne de Lorentz  $\gamma$ .

Les données de l'indice de réfraction de l'air  $n_{air}$ , la demi-largeur élargie à l'air à mi-largeur maximum de l'air  $\gamma_{air}$  et du gaz  $\gamma_{self}$  ainsi que les pressions et température de référence sont fournis par la base.

$$\gamma(p, T) = \left( \frac{T_{\text{ref}}}{T} \right)^{n_{\text{air}}} (\gamma_{\text{air}}(p_{\text{ref}}, T_{\text{ref}})(p - p_{\text{self}}) + \gamma_{\text{self}}(p_{\text{ref}}, T_{\text{ref}})p_{\text{self}}) \cdot$$

$$f_L(\nu; \nu_{ij}, T, p) = \frac{1}{\pi} \frac{\gamma(p, T)}{\gamma(p, T)^2 + [\nu - (\nu_{ij} + \delta(p_{\text{ref}})p)]^2}$$

Cela nous donne le coefficient d'absorption  $k = C_{\text{abs}}$  du gaz en fonction de la longueur d'onde pour tous les gaz que nous utiliserons dans notre modèle.

### 8.2.2. Détermination de la densité particulaire du dioxyde de carbone

On procède à différentes approches pour déterminer la densité de particule de gaz dans l'atmosphère. Pour le CO<sub>2</sub>, la concentration volumique du gaz est donnée comme uniforme par rapport à la pression de l'atmosphère à cette altitude. La pression partielle de CO<sub>2</sub> ne dépendra que de la pression à l'altitude donnée et de la pression atmosphérique au niveau du sol. Le modèle utilisé prend en compte la variation de pression dans l'atmosphère en fonction de l'altitude.

On considère le CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère comme un gaz parfait d'où  $PV = nRT$

$$PV = nRT \Leftrightarrow PV = \frac{\rho V}{M} RT$$

$$\Rightarrow \rho = \frac{PM}{RT}$$

En utilisant le principe fondamental de la statique et en posant notre modèle de température en fonction de l'altitude comme:

$$T = \frac{T_0 z_0}{z + z_0}$$

Avec  $T_0$  la température au niveau du sol ( $z=0$ ) et  $z_0$  une constante. On prendra  $T_0 = 288\text{K}$  la température moyenne à la surface de la Terre<sup>(1)</sup>.

On en déduit la pression en fonction de l'altitude  $z$  :  $P(z) = P_0 e^{(-Mg \frac{(z+z_0)}{z_0 T_0 R})}$

On peut ainsi en déduire une pression partielle de CO<sub>2</sub> :  $P_{\text{CO}_2}(z) = P_Z \times x_{(\text{CO}_2)}$

Avec  $x_{(\text{CO}_2)}$  la fraction molaire en CO<sub>2</sub>.

$$\text{Or } \rho_v = \frac{V_{(\text{CO}_2)}}{V_{(\text{totale})}} = \frac{\frac{n_{(\text{CO}_2)} M_{(\text{CO}_2)}}{\rho_{(\text{CO}_2)}}}{\frac{n_{(\text{totale})} M_{(\text{totale})}}{\rho_{(\text{totale})}}} = \left( \frac{n_{(\text{CO}_2)}}{n_{(\text{totale})}} \right) \times \left( \frac{M_{(\text{CO}_2)}}{M_{(\text{totale})}} \right) \times \left( \frac{\rho_{(\text{CO}_2)}}{\rho_{(\text{totale})}} \right)$$

$$\text{avec } x_{(\text{CO}_2)} = \frac{n_{(\text{CO}_2)}}{n_{(\text{totale})}}$$

$$\text{D'où } P_{(CO_2)}(z) = P(z) \times \rho_v \left( \frac{M_{(totale)}}{M_{(CO_2)}} \right) \times \left( \frac{\rho_{(CO_2)}}{\rho_{(totale)}} \right)$$

On remarque que le dernier terme entre parenthèse équivaut à 1 donc on obtient finalement :

$$N_{(CO_2)} = \frac{P(z)\rho_v N_A}{RT} = \frac{P_0 \rho_v N_A (z + z_0)}{RT_0 z_0} e^{\left(\frac{-Mg}{z_0 T_0 R}\right) \times \left(\frac{z^2}{2} + z_0 z\right)}$$

A une altitude  $z$  (à  $dz$  près), la part de rayonnement absorbée par le  $CO_2$  est :

$$dL_{(\lambda,z)} = -N_{(CO_2)} C_{ab}^{(CO_2)} L_{(\lambda,z)} dz$$

$$\frac{dL_{(\lambda,z)}}{L_{(\lambda,z)}} = -N_{(CO_2)} C_{ab}^{(CO_2)} dz \Leftrightarrow$$

$$\frac{dL_{(\lambda,z)}}{L_{(\lambda,z)}} = -C_{ab}^{(CO_2)} \frac{P_0 \rho_v N_A (z + z_0)}{RT_0 z_0} e^{\left(\frac{-Mg}{z_0 T_0 R}\right) \times \left(\frac{z^2}{2} + z_0 z\right)} dz$$

$$\frac{dL_{(\lambda,z)}}{L_{(\lambda,z)}} = -C_{ab}^{(CO_2)} \frac{P_0 \rho_v N_A}{-RT_0 z_0} \left( \frac{-RT_0 z_0}{Mg} \right) e^{\left(\frac{-Mg}{z_0 T_0 R}\right) \times \left(\frac{z^2}{2} + z_0 z\right)} dz$$

$$d \ln(L_{(\lambda,z)}) = C_{ab}^{(CO_2)} \frac{P_0 \rho_v N_A}{M_{air} g} d \left( e^{\left(\frac{-Mg}{z_0 T_0 R}\right) \times \left(\frac{z^2}{2} + z_0 z\right)} \right)$$

$$d \ln \left( \frac{L_{(\lambda,z)}}{L_{(\lambda,0)}} \right) = C_{ab}^{(CO_2)} \frac{P_0 \rho_v N_A}{M_{air} g} \left( e^{\left(\frac{-Mg}{z_0 T_0 R}\right) \times \left(\frac{z^2}{2} + z_0 z\right)} - 1 \right)$$

$$L_{(\lambda,z)} = L_{(\lambda,0)} e^{-C_{ab}^{(CO_2)} \frac{P_0 \rho_v N_A}{M_{air} g} \left( e^{\left(\frac{-Mg}{z_0 T_0 R}\right) \times \left(\frac{z^2}{2} + z_0 z\right)} - 1 \right)}$$

$$\text{avec } \tau_g(\lambda) = e^{-C_{ab}^{(CO_2)} \frac{P_0 \rho_v N_A}{M_{air} g} \left( e^{\left(\frac{-Mg}{z_0 T_0 R}\right) \times \left(\frac{z^2}{2} + z_0 z\right)} - 1 \right)}$$

### 8.2.3. Détermination de la densité particulaire d'eau $H_2O$

Le modèle par rapport à la densité de particule de vapeur d'eau est différent. La pression partielle de l'eau va varier par rapport à la pression de vapeur saturante de l'eau dépendante de la température et donc de l'altitude. La concentration en eau dans un gaz n'étant dans les conditions prise par le modèle pas supérieur à sa pression de vapeur saturante. La pression partielle d'eau relative à la pression de vapeur saturante d'eau à cette température a été fixé constante à 0,5. Le modèle de pression de vapeur saturante utilisé est valable entre  $-40$  et  $50^\circ C$  et utilise l'équation déterminé expérimentalement par Arden L.BUCK du *National Center for Atmospheric Research*.

La pression de vapeur d'eau dans l'atmosphère est donnée par  $P_{H_2O} = P^*(T)/2$



$$\text{soit } P_{H_2O} = a \times \exp\left(\left(\frac{(b-T(z)) \times T(z)}{c-T(z)}\right)\right)$$

Avec a, b, c et d des constantes expérimentales données.

La température est donnée en fonction de l'altitude est le même que celui donné précédemment pour le dioxyde de carbone.

On obtient ensuite la densité de particule par

$$N = P/k_b T$$

L'intégration de cette densité par rapport à l'altitude a été fait ensuite de façon numérique avec le logiciel Scilab.

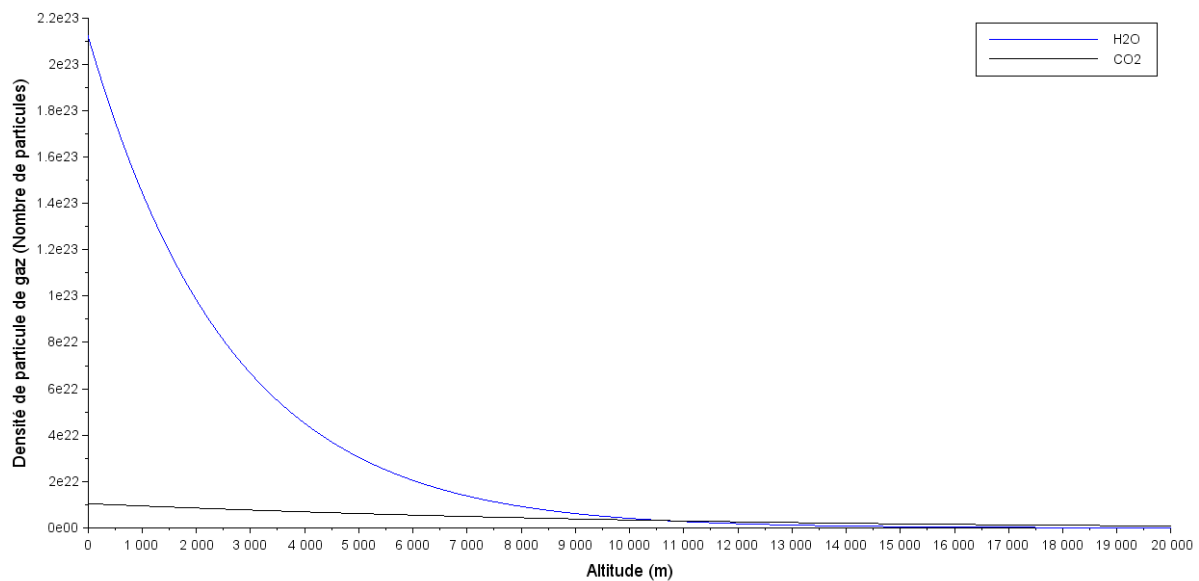


Figure 8- Densité de particule de l'eau (H2O) et du dioxyde de carbone (CO2) en fonction de l'altitude

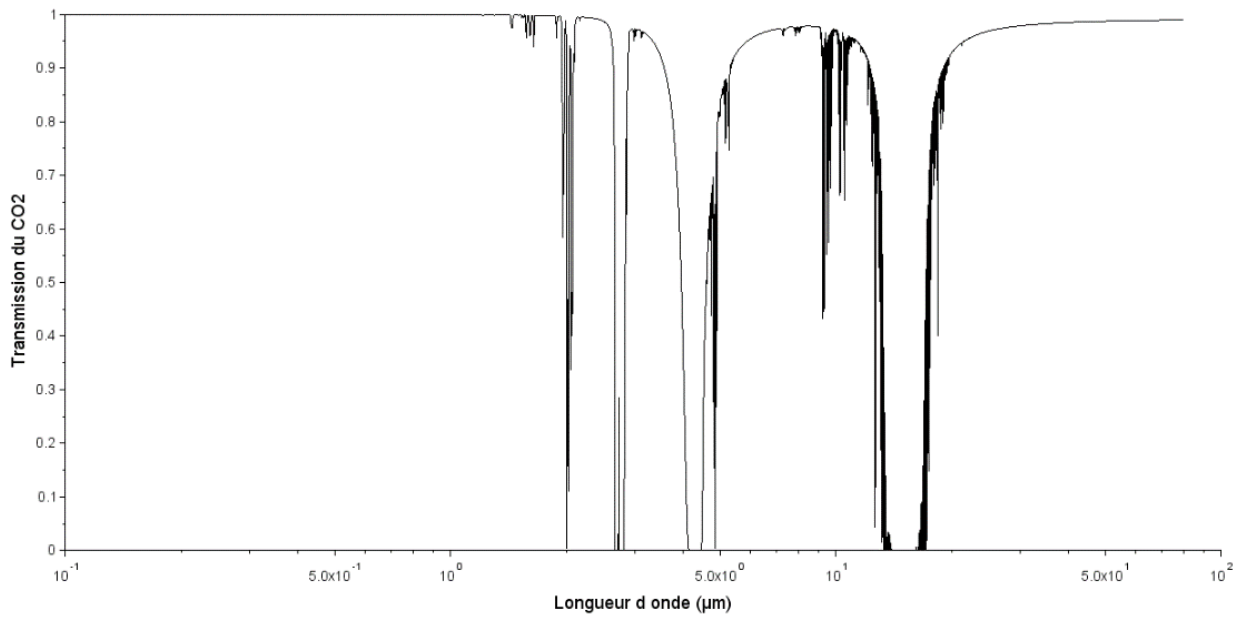


Figure 9 - Taux d'absorption du dioxyde de carbone en fonction de la longueur d'onde

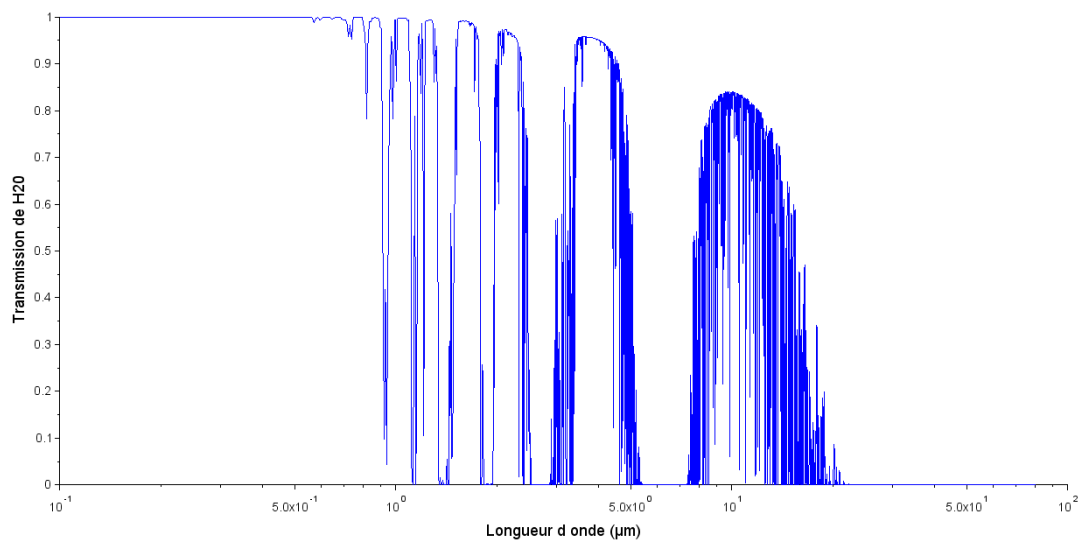


Figure 10- Taux d'absorption de la vapeur d'eau en fonction de la longueur d'onde

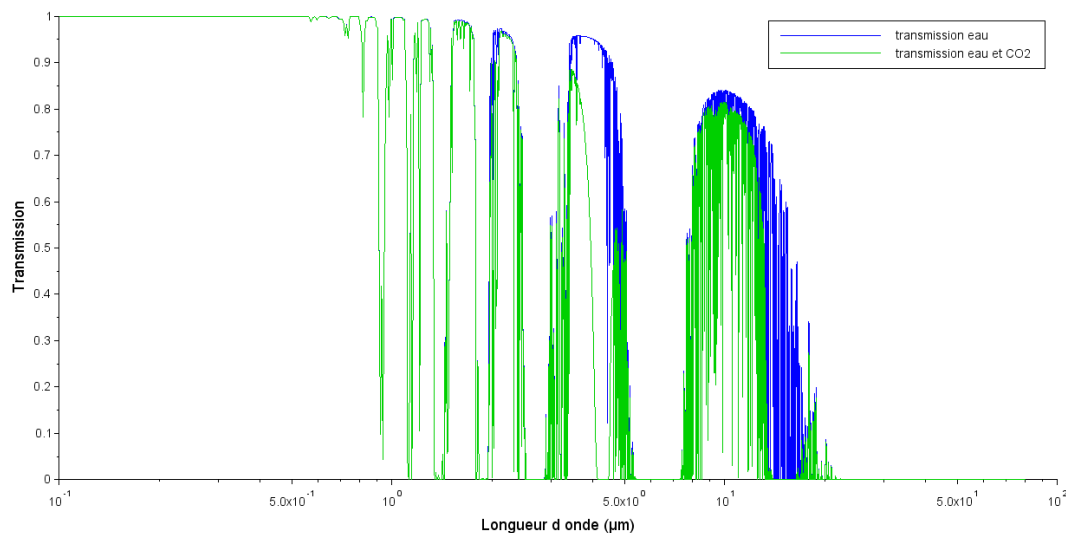


Figure 11- Taux de transmission de l'eau (H<sub>2</sub>O) puis de l'eau (H<sub>2</sub>O) et du dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) en fonction de la longueur d'onde

### 8.3. Documentation technique

Le logiciel SimClim permet de faire des simulations climatiques à différentes échelles de temps (passées, présentes et futures) en faisant varier plusieurs paramètres. On obtient ainsi la température de surface de la Terre, le niveau des mers, la concentration en gaz de l'atmosphère, etc.

L'utilisation de ce logiciel a été envisagée car il permet d'étudier le bilan radiatif en modifiant certains paramètres tels que l'énergie du rayonnement solaire absorbé par la Terre, les rayonnements infrarouges émis par la Terre, l'albédo et la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre qui influent sur le bilan radiatif terrestre.

SimClim nous a permis, entre autres, de comprendre que la vapeur d'eau entraîne un tiers de l'augmentation de la température et que l'action des océans et de la végétation diminuent de moitié l'impact des émissions humaines en piégeant le CO<sub>2</sub>.

Cependant, nous avons choisi de ne pas utiliser le logiciel dans notre étude. En effet, nous avons rencontré plusieurs limites à l'utilisation du logiciel :

- SimClim nous permet seulement de faire des projections dans le passé et le futur à des temps donnés.
- Nous n'avons pas pu exploiter le code source du logiciel ce qui a limité notre compréhension de l'influence des paramètres utilisés (telle que l'obliquité du Soleil). En effet, il est seulement possible de faire varier certains paramètres sans connaître leur impact sur la modification du climat terrestre.

- Dans les conditions extrêmes, il est possible que les paramètres atteignent des valeurs anormales. Par exemple, la température peut atteindre des températures excessivement chaudes ou froides.

#### 8.4. Code Scilab

##### Hitran\_Reader\_H20.sci

Ce programme sert à déterminer le coefficient de transmission de l'eau et le charge dans un fichier texte.

*// Optical length for H2O computed from Hitran Database*  
*<https://hitran.org/docs/definitions-and-units/>*

```
clear
cd "C:\Users\mathi\Desktop\P6\Nouveau dossier"
T0=288; //K temp moyenne Terre = 15°C
P=1.013 //Total Pressure at ground in atm
fv=0.5; // taux d'humidité moyen
Nbnu=10000
lambdamin=0.01 //µm
lambdamax=80 //µm

c2=1.4387770 //cmK
M=18//g/mol
Na=6.02214129E23 //mol^-1
k=1.3806488E-16 //erg /K
c=2.99792458E10 //cms-1
Tref=296;
P0h2O=3000; //en Pa
Pself=P0h2O/101300;
lambdaTab=linspace(lambdamin,lambdamax,Nbnu)'

P0=P*1E5;
Na=6.022E23;
Mair=28.97E-3;
g=9.81;
R=8.314;
z0=46000;
z=0
a=611.21 // en Pa
b=18.729
c=257.87
d=227.3
```

```
Nint=integrate('fv*a*exp(((b-((T0*z0/(z+z0))-273.15)/d)*((T0*z0/(z+z0))-273.15))/(c+((T0*z0/(z+z0))-273.15))*Na/R/((T0*z0/(z+z0))))','z',0,20000)
disp(Nint)
```

```
QTab=fscanfMat('Q_H2O.txt');
d=splin(QTab(:,1),QTab(:,2))
Qref=interp(Tref,QTab(:,1),QTab(:,2),d)
Q=interp(T0,QTab(:,1),QTab(:,2),d)
```

```
nuTab=ones(Nbnu)*1E4./lambdaTab //nu en cm-1
```

```
DATA=fscanfMat('H2O.100.30000.out') // H2O
```

```
Nblines=size(DATA(:,1),'*')
```

```
disp(Nblines)//
```

```
n_air=DATA(:,6);
```

```
gamma_air=DATA(:,4);
```

```
gamma_self=DATA(:,5);
```

```
delta_air=DATA(:,7);
```

```
nuij=DATA(:,1);
```

```
SijRef=DATA(:,2);
```

```
Elower=DATA(:,8);
```

```
Sij=SijRef*Qref/Q.*exp(-c2*Elower/T0)./exp(-c2*Elower/Tref).*(1-exp(-c2*nuij/T0))./(1-exp(-c2*nuij/Tref))
```

```
gama=((ones(n_air)*(Tref/T0)).^n_air).*(gamma_air*(P-Pself)+gamma_self*Pself)
```

```
alphaD=nuij/c*sqrt(2*Na*k*T0*log(2)/M);
```

```
shiftednuij=(nuij+delta_air*P)
```

```
CabsH2O=zeros(Nbnu)
```

```
for i=1:Nblines
```

```
    fL=1/%pi*gama(i)./(gama(i).^2+(nuTab-shiftednuij(i)).^2)
```

```
    kij=Sij(i).*fL
```

```
    if i>0 then
```

```
        CabsH2O=CabsH2O+kij;
```

```
    end
```

```
end
```

```
//Conversion of the absorption cross section per molecule (1/(molecule cm-2)) in m^2
```

```
CabsH2O=CabsH2O*1E-4;
```

```
tauH2O=exp(-CabsH2O.*Nint);
```

```
plot2d(lambdaTab,tauH2O,2,logflag='nn')
```

```
xtitle('','longueur d'onde (µm)','transmission de H2O')
```

```
Export=[lambdaTab,tauH2O];
```

```
fprintfMat('TransmH2O_fv_0.5_0.01_80.txt',Export,'%e')
```

### Hitran\_Reader\_CO2.sci

Ce programme sert à déterminer le coefficient de transmission du dioxyde de carbone et le charge dans un fichier texte.

*// Optical length for CO2 computed from Hitran Database*  
*<https://hitran.org/docs/definitions-and-units/>*

clear

cd "C:\Users\mathi\Desktop\P6\Nouveau dossier"

T=288; //K

P=1.013 //Total Pressure at ground in atm

fvCO2=400\*10<sup>-6</sup>; //370 ppm

Nbnu=50000

lambdamin=0.01 //μm

lambdamax=100 //μm

c2=1.4387770 //cmK

M=18//g/mol

Na=6.02214129E23 //mol<sup>-1</sup>

k=1.3806488E-16 //erg /K

c=2.99792458E10 //cms<sup>-1</sup>

Tref=296;

Pself=P\*fvCO2;

lambdaTab=linspace(lambdamin,lambdamax,Nbnu)'

QTab=fscanfMat('Q\_CO2.txt');

d=splin(QTab(:,1),QTab(:,2))

Qref=interp(Tref,QTab(:,1),QTab(:,2),d)

Q=interp(T,QTab(:,1),QTab(:,2),d)

nuTab=ones(Nbnu)\*1E4./lambdaTab //nu en cm-1

DATA=fscanfMat('CO2.100.30000.out') // CO2

Nblines=size(DATA(:,1),'\*')

disp(Nblines)//

n\_air=DATA(:,6);

gamma\_air=DATA(:,4);

gamma\_self=DATA(:,5);

delta\_air=DATA(:,7);

nuij=DATA(:,1);

SijRef=DATA(:,2);

Elower=DATA(:,8);

```

Sij=SijRef*Qref/Q.*exp(-c2*Elower/T)./exp(-c2*Elower/Tref).*(1-exp(-
c2*nuij/T))./(1-exp(-c2*nuij/T))
gama=((ones(n_air)*(Tref/T)).^n_air).*(gamma_air*(P-Pself)+gamma_self*Pself)
alphaD=nuij/c*sqrt(2*Na*k*T*log(2)/M);
shiftednuij=(nuij+delta_air*P)
CabsCO2=zeros(Nbnu)
for i=1:Nblines
    fL=1/%pi*gama(i)./(gama(i).^2+(nuTab-shiftednuij(i)).^2)
    kij=Sij(i).*fL
    if i>0 then
        CabsCO2=CabsCO2+kij;
    end
end
//Conversion of the absorption cross section per molecule (1/(molecule cm-2)) in
m^2
CabsCO2=CabsCO2*1E-4;
P0=P*1E5;
Na=6.022E23;
Mair=28.97E-3;
g=9.81;
R=8.314;
T0=300;
z0=46000;
z=20000

tauCO2=exp(-CabsCO2*P0*(fvCO2-100*10^-6)*Na/Mair/g*(1-exp(-
Mair*g/R/T0/z0*(z^2/2+z0*z))))
plot2d(lambdaTab,tauCO2])
xtitle('','longueur d'onde (µm)','transmission du CO2')

```

### **Bilan\_Radiatif.sce**

Programme principal, ce programme détermine la température terrestre en fonction des taux de transmission lue dans les fichiers créés précédemment.

```

clear
cd "C:\Users\mathi\Desktop\P6\Nouveau dossier"
Tsource=5700;
Tambiant=4; //Luminance ambiante
E=1350; //Eclairage de la source lumineuse
Abs=0.7; //Absorptivité de la Terre
Emi=0.95; //Emissivité de la Terre

h=6.6260695729E-34 // Constante de Planck
c=299792458 // Célérité

```

```
kB=1.380648813E-23 // Constante de Boltzmann
sigma=(2*%pi^5*kB^4)/(15*h^3*c^2);
```

```
//disp(size(TauCO2))
```

```
DATAH2O=fscanfMat('TransmH2O_fv_0.5_0.01_80.txt');
TauH2O=DATAH2O(:,2);
//disp(size(TauH2O))
```

```
//DATAO2=fscanfMat('TransmO2_0.01_100.txt');
//TauO2=DATAO2(:,2);
//disp(size(TauO2))
```

```
DATAO2=fscanfMat('TransmCO2_0.01_80_410.txt');
lambda=DATAO2(:,1)*1000; //Table de longueurs d'ondes en nm
    TauCO2=DATAO2(:,2);
    Tautal=TauCO2.*TauH2O//.*TauO2//.*TauSca
    dlambda=lambda(2)-lambda(1)
    lambdamax=max(lambda); //longueur d'onde maximale en nm
    Nbelem=size(lambda,'*');
    dsplin=splin(lambda,Tautal);
//émittance calculée à partir de la loi de Planck pour un corps noir
//émittance dépendant de la longueur d'onde et de la température
function M=Planck(lambda, T)
    lambdam=lambda*1E-9; //lambdam est en mètre (unité internationale); lambda
    est en nanomètre
    M=2*h*c^2*(lambdam.^(-5)).*(exp(h*c*lambdam.^-1/kB/T)-1).^-1
    M=%pi*M*1E-9;
endfunction
```

```
//calcul de l'émittance transmise par le CO2
function [MT]=PlanckTau(lam, Tinteg)
    Nbelem=size(lam, '*');
    M=Planck(lam, Tinteg);
    for i=1:Nbelem
        TauInterp(i)=interp(lam(i),lambda,Tautal,dsplin)
    end
    MT=M.*TauInterp;
endfunction
```

```
//calcul du taux de transmission de l'énergie provenant de la source à travers une
couche gazeuse de CO2
function [transGlobale]=CalculTauGlobal(T)
    [MT]=PlanckTau(lambda,T)
    transGlobale=sum(MT)*dlambda/sigma/T^4
```



endfunction

```

////////////////////////////////////
////////////////////////////////////
//Calcul des transmissions pour la source
////////////////////////////////////
////////////////////////////////////
MSource=Planck(lambda',Tsource)*E/sigma/Tsource^4
[TauSource]=CalculTauGlobal(Tsource)

//Calcul de la température du corps noir à l'équilibre
////////////////////////////////////
////////////////////////////////////
//équation de l'équilibre thermique des flux pour une source traversant une couche
gazeuse de CO2
function [err]=Bilan(Tcn)
    //Calcul de la transmission pour le corps noir
    if Tcn>0 then
        [Taucn]=CalculTauGlobal(Tcn)
    else
        Taucn=1;
    end

    //Sources
    err=4*Taucn*sigma*Tcn^4-E*TauSource
endfunction

i = 410;
//while i<540
    name='TransmCO2_0.01_80_'+ string(i)+ '.txt';
    DATACO2=fscanfMat(name);
    TauCO2=DATACO2(:,2);
    Tautal=TauCO2.*TauH2O//.*TauO2//.*TauSca
    lambdamax=max(lambda);//longueur d'onde maximale en nm
    Nbelem=size(lambda,'*');
    dsplin=splin(lambda,Tautal);
    Tcn=fsolve(200,Bilan) //Recherche de Tcn respectant le bilan
    i=i + 10;
    disp(Tcn)
//end
//plot2d('ln',lambda,PlanckTau(lambda,Tsource));
//rapport=CalculTauGlobal()
a1 = newaxes();
a1.tight_limits = "on";
plot2d('ln' , lambda,[Planck(lambda,Tsource),PlanckTau(lambda,Tsource)])

```

```
a2 = newaxes();  
a2.filled = "off"; // no background for this plot  
a2.axes_visible(1) = "off"; // 2nd x-axis hidden  
a2.y_location = "right";  
a2.tight_limits = "on";  
plot2d('ln' , lambda,[Planck(lambda,Tcn),PlanckTau(lambda,Tcn)])
```

```
disp(Tcn)
```

```
////////////////////////////////////  
////////////////////////////////////  
//Tracé des courbes  
////////////////////////////////////  
////////////////////////////////////
```