

# CONCOURS GÉNÉRAL DES LYCÉES

---

SESSION 2023

---

## PHYSIQUE-CHIMIE

(Classes de terminale voie générale spécialité physique-chimie)

Durée : 5 heures

---

*L'usage de la calculatrice avec mode examen actif est autorisé.  
L'usage de la calculatrice sans mémoire « type collège » est autorisé.*

### Consignes aux candidats

- Ne pas utiliser d'encre claire
- N'utiliser ni colle, ni agrafe
- Ne joindre aucun brouillon
- Ne pas composer dans la marge
- Numéroté chaque page en bas à droite (numéro de page / nombre total de pages)
- Sur chaque copie, renseigner l'en-tête + l'identification du concours :

Concours / Examen : CGL

Matière : PCH

Session : 2023

# Le dioxyde de soufre atmosphérique

Le dioxyde de soufre gazeux, de formule  $\text{SO}_2(\text{g})$ , est rejeté dans l'atmosphère par diverses sources (voir diagramme ci-dessous). Les sources naturelles d'émission de  $\text{SO}_2(\text{g})$  correspondent principalement à l'activité volcanique. Les sources anthropiques sont, pour beaucoup, liées à la combustion des énergies fossiles - charbon et pétrole - contenant du soufre pour le chauffage domestique, la production d'électricité ou les véhicules à moteur.

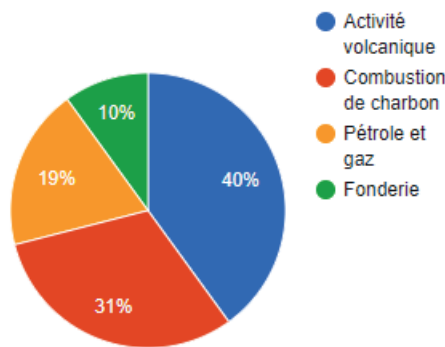


FIGURE 1 – Principales sources d'émission de dioxyde de soufre atmosphérique <sup>1</sup>.

À l'échelle locale, la libération de grandes quantités de  $\text{SO}_2(\text{g})$  (associées à une forte concentration en particules fines) dans les zones industrielles a été liée à une augmentation des pathologies respiratoires et un excès de mortalité a été identifié.

À l'échelle globale, lors de forts épisodes volcaniques, de grandes quantités de  $\text{SO}_2(\text{g})$  ont été directement introduites dans la stratosphère conduisant à la formation d'une couche d'aérosols sulfatés <sup>2</sup>. La présence de ces aérosols modifie le bilan radiatif terrestre. Enfin, ces aérosols sulfatés ont aussi un effet indirect, servant de noyaux de condensation et affectant ainsi la structure des nuages.

Mesurer la concentration en  $\text{SO}_2(\text{g})$ , à l'échelle locale comme à l'échelle globale, constitue donc un enjeu important. À l'échelle locale, ces mesures permettront aux autorités politiques et sanitaires de contrôler la qualité de l'air et, par exemple, d'adopter, le cas échéant, des mesures de santé publique. À l'échelle globale, ces mesures permettront aux scientifiques d'alimenter les modèles permettant de comprendre l'évolution du système atmosphérique et son impact sur le climat.

1. Source : <https://www.notre-planete.info/>

2. Un aérosol sulfaté est une suspension de petites particules riches en ions sulfates  $\text{SO}_4^{2-}$ .

Ce sujet propose trois parties **totale**ment indépendantes :

- **Partie 1** : Technique de sondage des propriétés physico-chimiques de l'atmosphère par ballon stratosphérique ouvert et suivi de la concentration en  $\text{SO}_2(\text{g})$  atmosphérique.
- **Partie 2** : Un exemple de pollution anthropique : épisode de pollution atmosphérique au  $\text{SO}_2(\text{g})$  de la ville de Londres en 1952 et conséquences sanitaires.
- **Partie 3** : Un exemple de pollution naturelle : émission de  $\text{SO}_2(\text{g})$  stratosphérique suite à l'éruption du volcan Tambora en Indonésie en avril 1815 et conséquences climatiques.

Certaines questions, repérées par une barre en marge, ne sont pas guidées et demandent de l'initiative de la part du candidat. Les pistes de recherche doivent être consignées par le candidat sur sa copie ; si elles sont pertinentes, elles seront valorisées.

## Données

- Constante des gaz parfaits :  $R = 8,314 \text{ J} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{mol}^{-1}$
- Constante de Faraday :  $\mathcal{F} = e \times \mathcal{N}_A = 9,65 \times 10^4 \text{ C} \cdot \text{mol}^{-1}$ , où  $e$  est la charge élémentaire et  $\mathcal{N}_A$  la constante d'Avogadro.
- Constante d'Avogadro :  $\mathcal{N}_A = 6,02 \times 10^{23} \text{ mol}^{-1}$
- Masse molaire de l'air :  $M_a = 29,0 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1}$
- Masse molaire de l'hélium :  $M_h = 4,00 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1}$
- Masse molaire de l'ion sulfate  $\text{SO}_4^{2-}$  :  $M(\text{SO}_4^{2-}) = 96,1 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1}$
- Masse molaire du dioxyde de soufre  $\text{SO}_2$  :  $M(\text{SO}_2) = 64,1 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1}$
- Masse molaire du borax :  $M(\text{borax}) = M(\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7, 10\text{H}_2\text{O}) = 381,2 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1}$
- Constante de Stefan-Boltzmann :  $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ J} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$
- Température moyenne de surface de la Terre :  $T_T = 288 \text{ K}$
- Couples oxydant/réducteur :
 

$\text{O}_3(\text{aq})/\text{O}_2(\text{aq})$	$\text{I}_2(\text{aq})/\text{I}^-(\text{aq})$	$\text{I}_3^-(\text{aq})/\text{I}^-(\text{aq})$
$\text{H}_2\text{O}_2(\text{aq})/\text{H}_2\text{O}(\ell)$	$\text{SO}_4^{2-}(\text{aq})/\text{H}_2\text{SO}_3(\text{aq})$	$\text{SO}_4^{2-}(\text{aq})/\text{HSO}_3^-(\text{aq})$
$\text{SO}_4^{2-}(\text{aq})/\text{SO}_3^{2-}(\text{aq})$		
- $\text{pK}_A$  à  $25^\circ\text{C}$  de quelques couples acide/base :
 

$\text{pK}_A(\text{H}_2\text{SO}_3/\text{HSO}_3^-)=1,8$	$\text{pK}_A(\text{HSO}_3^-/\text{SO}_3^{2-})=7,2$	$\text{pK}_A(\text{H}_2\text{CO}_3/\text{HCO}_3^-)=6,7$
$\text{pK}_A(\text{HCO}_3^-/\text{CO}_3^{2-})=10,3$	$\text{pK}_A(\text{H}_3\text{BO}_3/\text{B}(\text{OH})_4^-)=9,2$	

## Partie 1 - Technique de sondage des propriétés physico-chimiques de l'atmosphère par ballon stratosphérique ouvert et suivi de la concentration en $\text{SO}_2(\text{g})$ atmosphérique

Des ballons-sonde sont régulièrement envoyés dans l'atmosphère pour déterminer, in situ, les propriétés physico-chimiques de l'atmosphère : ils permettent entre autres la mesure de la pression, de la température, de l'humidité, des concentrations en espèces variées en fonction de l'altitude. Pour ce faire, le ballon doit être convenablement préparé pour se déplacer verticalement aux vitesses désirées et atteindre un plafond compatible avec les mesures envisagées.

Cette partie 1 aborde deux thèmes **totalemtent indépendants** :

- les questions 1 à 26 s'intéressent aux caractéristiques du vol du ballon-sonde stratosphérique ouvert SPIRALE envoyé le 7 août 2009 depuis la base de Kiruna en Suède.
- es questions 27 à 38 présentent le principe d'un capteur de concentration en  $\text{SO}_2(\text{g})$  pouvant être embarqué par ce type de ballon.

### 1.1. Préparation et décollage du ballon-sonde stratosphérique (B.S.O.) Spirale

Un ballon-sonde stratosphérique (B.S.O.) est, entre autres, composé :

- d'une enveloppe souple de très grande dimension par rapport au volume d'hélium qu'elle contient initialement, de volume maximal  $V_{max}$ , ouverte sur l'extérieur par des manches d'évacuation situées à la base du ballon,
- d'un parachute permettant de ralentir la descente du ballon à la fin de la mission,
- d'une nacelle de servitude (contenant le système de télécommunication, de positionnement GPS,...),
- d'une nacelle scientifique contenant les capteurs embarqués (de température, de pression, d'humidité, de concentrations,...)

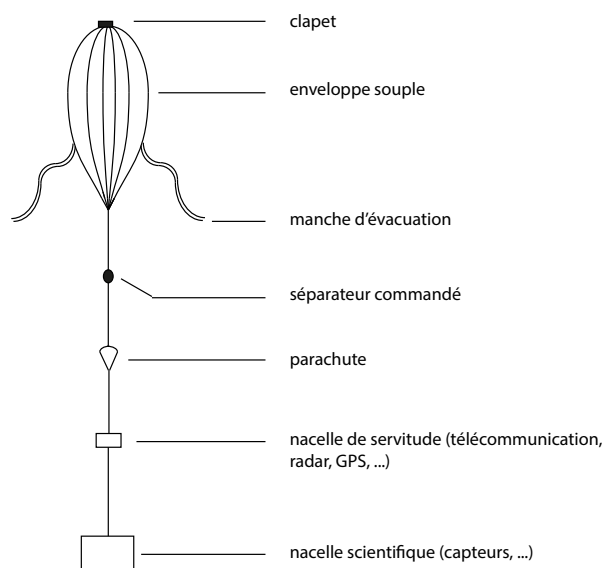


FIGURE 2 – Principaux éléments constitutifs d'un ballon-sonde stratosphérique<sup>4</sup>.

Dans toute la suite, le volume du ballon est assimilé au volume d'hélium contenu dans son enveloppe souple et l'atmosphère est supposée au repos (pas de vent).

#### Document 1

Caractéristiques du B.S.O. SPIRALE lancé depuis la base de Kiruna, le 9 août 2009.

- Volume initial du ballon :  $V_0 = 1,08 \times 10^4 \text{ m}^3$ ,
- Volume maximal du ballon atteint au cours du vol :  $V_{max} = 1,96 \times 10^5 \text{ m}^3$ ,
- Masse d'hélium initialement présente dans l'enveloppe du ballon  $m_h$ ,
- Masse totale du ballon  $m_b$  hors hélium ( $m_b$  comprend les masses de l'enveloppe du ballon, du parachute de descente, de la nacelle de servitude et de la nacelle scientifique) :  $m_b = 1,20 \times 10^3 \text{ kg}$ .

4. D'après le site de l'agence spatiale canadienne : <https://www.asc-csa.gc.ca/>

### 1.1.1. Questions préliminaires

1 – On considère  $n$  moles d'un gaz parfait, de masse molaire  $M$  et de masse volumique  $\rho$ , qui occupent un volume  $V$  à la pression  $P$  et à la température  $T$ . Établir la relation :

$$PM = \rho RT \text{ où } R \text{ est la constante des gaz parfaits.}$$

L'hélium contenu dans l'enveloppe du ballon et l'air atmosphérique sont tous deux assimilés à un gaz parfait, de masses molaires respectives  $M_h$  et  $M_a$  et de masses volumiques respectives  $\rho_h(z)$  et  $\rho_a(z)$  à l'altitude  $z$ .

L'enveloppe du ballon étant ouverte sur l'extérieur via les manches d'évacuation, la pression à l'intérieur du ballon est identique à tout moment à celle qui règne à l'extérieur.

2 – On suppose ici qu'un équilibre thermique est assuré à chaque instant entre l'hélium et l'air extérieur. Établir la relation suivante :

$$\frac{\rho_h(z)}{\rho_a(z)} = \frac{M_h}{M_a} \quad (1)$$

3 – On donne la masse volumique de l'air au niveau du sol :  $\rho_a(z=0) = \rho_0 = 1,23 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ . Dédurre de la question précédente la masse d'hélium  $m_h$  initialement présente dans l'enveloppe du ballon.

### 1.1.2. Condition de décollage du ballon-sonde

4 – Donner l'expression du poids total du ballon rempli d'hélium en fonction de  $m_h$ ,  $m_b$  et du vecteur champ de pesanteur terrestre  $\vec{g}$ .

On donne l'expression de la poussée d'Archimède  $\vec{\Pi}_a$  qui s'exerce sur le ballon à une altitude  $z \geq 0$  :

$$\vec{\Pi}_a(z) = -\rho_a(z)V(z)\vec{g}$$

où  $\rho_a(z)$  est la masse volumique de l'air et  $V(z)$  le volume du ballon à l'altitude  $z$ .

5 – Expliquer qualitativement l'origine de la poussée d'Archimède.

6 – Établir la condition pour que le ballon puisse s'élever dans les airs depuis sa base de lancement. En déduire l'expression littérale du volume minimal  $V_{0,min}$  du ballon au décollage en fonction de  $m_b$ ,  $\rho_a(z=0) = \rho_0$ ,  $M_a$  et  $M_h$ .

7 – Calculer numériquement  $V_{0,min}$ . Justifier si le volume initial d'hélium dans le cas du vol depuis la base de Kiruna le 7 août 2009 permet le décollage du ballon.

Après décollage, le ballon évolue dans une atmosphère dont la pression et la température varient avec l'altitude. Pour comprendre la dynamique de la phase de montée du ballon, il est nécessaire de caractériser au préalable les propriétés physiques des couches atmosphériques rencontrées.

## 1.2. Modélisation des propriétés physiques de la troposphère et la basse stratosphère

### Document 2

Mesure de l'évolution de la température  $T$  en fonction de l'altitude  $z$  et modèle proposé.

#### • Mesures expérimentales de la température $T$ de l'atmosphère avec l'altitude $z$ :

Des profils verticaux de température ont été réalisés lors de l'envoi de différents ballons-sonde. La figure 3 suivante propose six enregistrements de profils verticaux de température. Une modélisation peut être proposée pour l'ensemble de ces expériences (courbe en pointillés bleus).

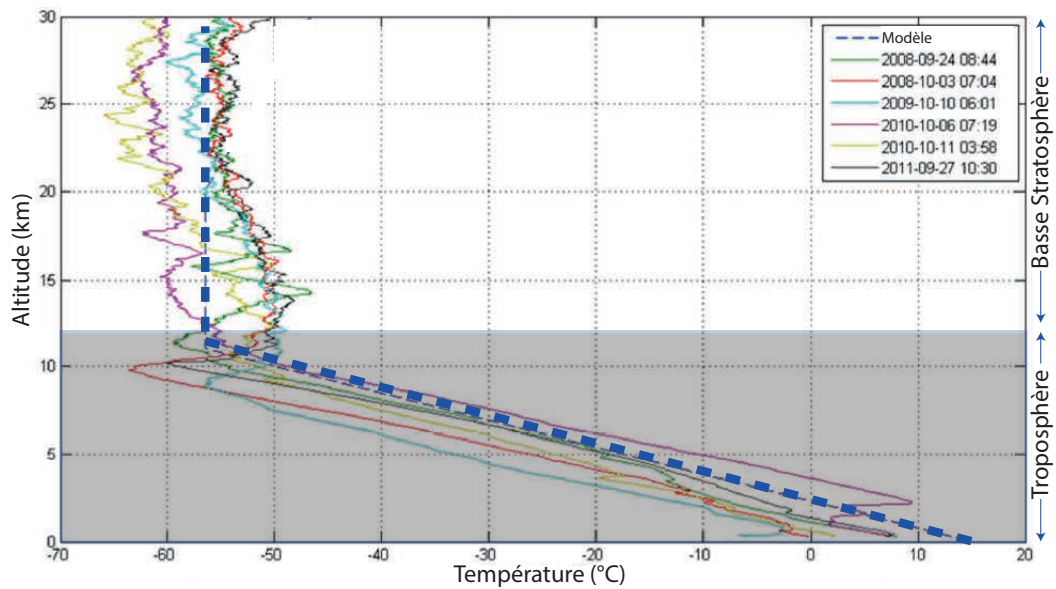


FIGURE 3 – Profils verticaux de température enregistrés lors de l’envoi de différents ballons-sonde et modélisation proposée<sup>6</sup>.

Sur ces relevés, on distingue deux couches atmosphériques distinctes : la troposphère ( $0 < z < 12$  km) caractérisée par une décroissance de la température avec l’altitude, puis la basse stratosphère ( $12 < z < 30$  km) pour laquelle la température stagne.

• **Modèle proposé :**

- ★ Modèle retenu pour la troposphère (entre 0 et 12 km) :

$$T(z) = T_0 - bz \text{ avec } T_0 = 288\text{K et } b = 0,0059\text{K} \cdot \text{m}^{-1}.$$

- ★ Modèle retenu pour la basse stratosphère (entre 12 et 30 km) :

$$T(z) = T_1 = 217\text{K}$$

- ★ On notera  $P(z = 0)$  la pression de l’air atmosphérique au niveau du sol ( $z = 0$ ) et on l’identifiera à la pression standard :  $P_0 = 101\,325\text{Pa}$ .

### 1.2.1. Modélisation de la troposphère

On s’intéresse à la couche de l’atmosphère située aux altitudes  $z \in [0 ; 12]\text{km}$  et on suppose que l’intensité du champ de pesanteur  $g$  est constante et égale à  $g = 9,8\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ .

**8** – L’air est assimilé à un gaz parfait, de pression  $P(z)$  et de masse volumique  $\rho_a(z)$  à l’altitude  $z$ , et obéit à l’équation locale de la statique des fluides :

$$\frac{dP}{dz} = -\rho_a(z)g$$

En utilisant le modèle de température proposé dans le document 2, établir l’équation suivante :

$$\frac{dP}{dz} + \frac{M_a g}{R(T_0 - bz)} P = 0$$

**9** – Déterminer, en fonction de  $M_a$ ,  $g$ ,  $R$  et  $b$ , l’expression de  $\alpha$  telle que la pression

$$P(z) = P_0 \left(1 - \frac{b}{T_0} z\right)^\alpha$$

6. Extrait de User Manual for ZPB Infrastructure Access, Hemera, 03/19/2018

soit solution de l'équation différentielle précédente.

On prendra pour la suite :  $\alpha = 5, 8$ .

**10** – En déduire l'expression littérale de la masse volumique de l'air  $\rho_a(z)$  à l'altitude  $z$ .

### 1.2.2. Modélisation de la basse stratosphère

On suppose que les basses couches de la stratosphère sont caractérisées par une température constante égale à  $T_1 = 217\text{K}$  (voir document 2).

**11** – En utilisant l'équation locale de la statique des fluides rappelée à la question 8, montrer que la pression de l'air est solution de l'équation différentielle suivante pour la basse stratosphère :

$$\frac{dP}{dz} + \frac{1}{H}P = 0,$$

où  $H$  est une constante à expliciter en fonction de  $M_a$ ,  $R$ ,  $T_1$  et  $g$ .

**12** – Résoudre cette équation différentielle pour obtenir l'expression de  $P$  en fonction de  $z$ , de  $z_1 = 12\text{km}$ , de  $P_1 = P(z_1)$  et de  $H$ .

**13** – Préciser la dimension puis la signification physique de  $H$  (on s'appuiera sur un tracé de  $P$  en fonction de  $z$  dans la basse stratosphère pour argumenter son propos).

**14** – En déduire l'expression littérale de la masse volumique de l'air  $\rho_a(z)$  dans la basse stratosphère en fonction de  $z$ ,  $z_1 = 12\text{km}$ ,  $P_1 = P(z_1)$ ,  $T_1$ ,  $M_a$ ,  $R$  et  $H$ .

### 1.3. Plafond atteint par le ballon-sonde

On considère, dans un premier temps, le début de la phase de montée du ballon-sonde durant laquelle la masse d'hélium contenue dans le ballon reste constante. On rappelle que les manches d'évacuation du ballon permettent que les pressions intérieure et extérieure au ballon soient égales. On suppose que l'équilibre thermique est assuré entre l'air extérieur et l'hélium à chaque instant.

**15** – Montrer que, dans ces conditions, le volume  $V(z)$  du ballon peut s'écrire :

$$V(z) = \frac{m_h M_a}{M_h \rho_a(z)}$$

**16** – En s'appuyant sur la relation précédente, préciser qualitativement comment évolue  $V(z)$  avec l'altitude.

#### Document 3

Modélisation de l'évolution de la pression et de la masse volumique de l'air en fonction de l'altitude  $z$ .

On donne ci-dessous les représentations graphiques des modélisations de la pression et de la masse volumique de l'air en fonction de l'altitude dans la troposphère et la basse atmosphère.

On pourra venir lire sur ces graphes des valeurs numériques utiles pour répondre aux questions qui suivent.

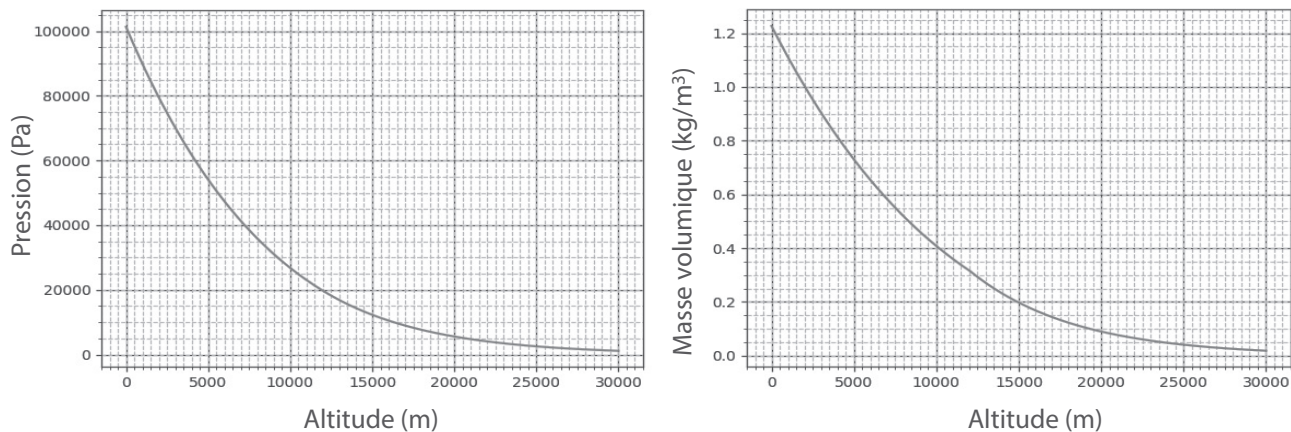


FIGURE 4 – Modélisation de l'évolution de la pression et de la masse volumique de l'air en fonction de l'altitude  $z$ .

**17** – Montrer que le ballon n'atteint pas son volume maximal dans la troposphère (on n'attend pas ici l'évaluation d'incertitudes-types).

**18** – Déterminer l'altitude  $z_2$  à laquelle le volume maximal  $V_{max}$  du ballon est atteint (on ne cherchera pas à évaluer ici l'incertitude-type associée à la détermination de  $z_2$ ). Préciser dans quelle couche atmosphérique se situe cette altitude.

**19** – Comparer les normes des vecteurs poids et poussée d'Archimède à l'altitude  $z_2$  et conclure sur le mouvement du ballon-sonde au voisinage de  $z_2$ .

Pour la suite du mouvement, le volume du ballon reste égal à  $V_{max}$  et de l'hélium s'échappe du ballon via les manches d'évacuation situées sous le ballon. Le ballon finit par atteindre une position d'équilibre à une altitude maximale  $z_{max}$ .

**20** – Établir l'expression littérale de la masse volumique de l'air  $\rho_a(z_{max})$  à cette altitude en fonction de  $m_b$ ,  $M_a$ ,  $M_h$  et  $V_{max}$ . Faire l'application numérique.

#### Document 4

Profil de la masse volumique de l'air en fonction de l'altitude pour  $z \in [32 ; 42]$  km.

Un modèle d'évolution de la température avec l'altitude, pour la haute stratosphère, permet de construire l'évolution attendue pour la masse volumique de l'air  $\rho_a(z)$  ci-dessous.



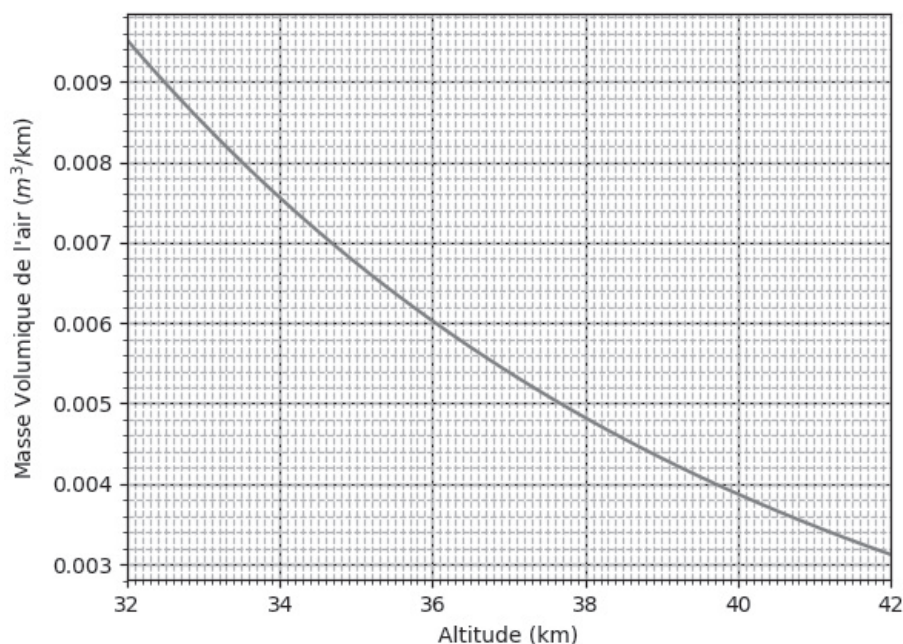


FIGURE 5 – Modélisation de l'évolution de la masse volumique de l'air en fonction de l'altitude  $z$ .

**21** – En s'appuyant sur le document 4, déduire l'altitude maximale du vol, appelée plafond, prévue par le modèle. On la notera  $z_{max,ref}$ . La comparer, à l'aide d'un critère quantitatif que l'on explicitera, à la valeur expérimentale mesurée au cours du vol du ballon Spirale :  $z_{max,mes} = 34,25$  km, incertitude-type associée :  $u(z_{max,mes}) = 0,20$  km. Conclure.

#### 1.4. Vitesse de croisière dans la troposphère

Le document 5 fournit un enregistrement temporel de l'altitude et de la vitesse verticale du ballon-sonde Spirale, lancé depuis la base de Kiruna, le 7 août 2009.

##### Document 5

Enregistrement temporel de l'altitude et de la vitesse verticale du B.S.O. SPIRALE, lancé depuis la base de Kiruna, le 7 août 2009.

- Phase 1 : décollage à 01 : 26,
- Phase 2 : phase de montée en deux temps. Dans un premier temps, la masse du ballon est constante alors que son volume  $V$  augmente progressivement jusqu'à  $V_{max}$ . Dans un second temps, l'ascension se poursuit par évacuation d'hélium via les manches d'évacuation alors que le volume reste constant et égal à  $V_{max}$ ,
- Phase 3 : atteinte du plafond d'altitude  $z_{max}$  à 03 : 20,
- Phase 4 : redescente lente du ballon par ouverture du clapet à partir de 03 : 32,
- Phase 5 : fin de l'expérience par redescente rapide sous parachute à 06 : 00.

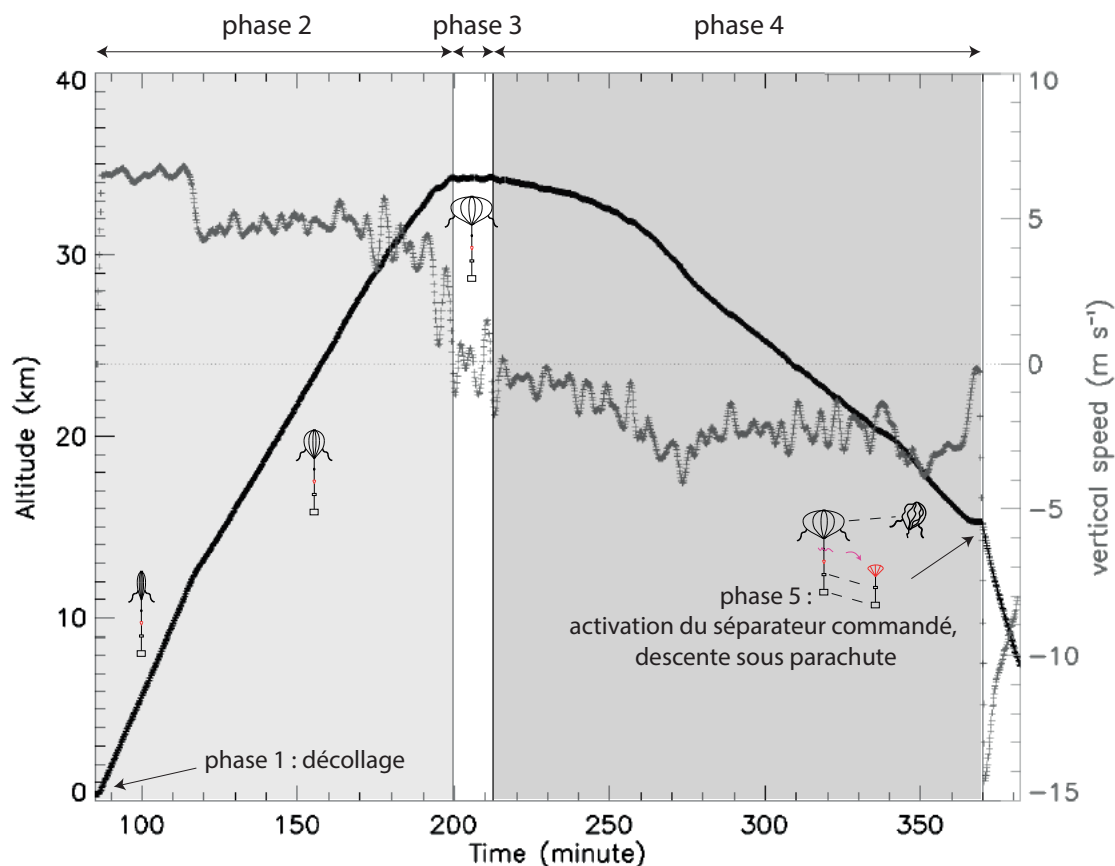


FIGURE 6 – Enregistrement temporel de l'altitude (en noir) et de la vitesse verticale (en gris) du B.S.O<sup>7</sup>.

**22** – À l'aide de l'enregistrement réalisé lors du vol du ballon-sonde Spirale (voir document 5), caractériser le mouvement du ballon, durant la phase 2, dans la troposphère.

On propose ici un modèle pour prévoir la vitesse d'ascension du ballon dans la troposphère. Le ballon s'élève du fait de la poussée d'Archimède. Il va subir au cours de son ascension une force de frottements fluides de la forme  $\vec{F} = -k(z)v^2\vec{u}_z$  avec  $k(z)$  un facteur positif dépendant a priori de l'altitude  $z$ ,  $v$  la vitesse verticale du ballon dans le référentiel terrestre et  $\vec{u}_z$  un vecteur unitaire ascendant. On fait l'hypothèse que le facteur  $k(z)$  est constant dans le domaine  $z \in [0 ; 12]$  km et de valeur égale à  $k_0 = 2,05 \times 10^3$  (en unité S.I.). L'étude est faite dans une atmosphère supposée au repos (pas de vent horizontal en particulier), dans le référentiel terrestre que l'on supposera galiléen.

**23** – Faire un bilan des forces qui s'appliquent sur le ballon dans la troposphère et justifier soigneusement que le ballon atteint une vitesse limite, que l'on notera  $v_{t,ref}$  par la suite.

**24** – Établir soigneusement l'expression littérale de la vitesse limite  $v_{t,ref}$  prévue pour le ballon-sonde dans la troposphère.

**25** – Calculer numériquement  $v_{t,ref}$ .

La vitesse d'ascension du ballon dans la troposphère a pu être mesurée expérimentalement au cours du vol du ballon-sonde Spirale (voir document 5) :  $v_{t,mes} = 6,90 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , incertitude-type  $u(v_{t,mes}) = 0,23 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ .

**26** – Comparer la valeur de référence  $v_{t,ref}$  à la mesure expérimentale  $v_{t,mes}$  à l'aide d'un critère quantitatif que l'on explicitera et conclure.

### 1.5. Mesure du profil vertical de la concentration en $\text{SO}_2(\text{g})$

Les mesures de la concentration en  $\text{SO}_2(\text{g})$  en fonction de l'altitude peuvent être conduites à l'aide d'un capteur, embarqué par un ballon-sonde, dont le fonctionnement est précisé dans le document 6 ci-dessous.

7. F. Duruisseau. Analyse des vents dans la stratosphère à l'aide des trajectoires des ballons et estimations des biais dans les réanalyses ERA-Interim. Thèse de doctorat soutenue à l'Université d'Orléans (2014).

## Document 6

### Principe de fonctionnement du capteur de $\text{SO}_2(\text{g})$

Le capteur de  $\text{SO}_2(\text{g})$ , mis au point en 2009 par l'équipe de G.A. Morris, calcule la concentration en  $\text{SO}_2(\text{g})$  de l'air par la différence entre les intensités du courant débité par deux piles (pile A et pile B, voir figure 7).

#### •Présentation des piles A et B :

Chaque pile (A ou B) compte deux demi-piles en Teflon, l'une constitue l'anode, l'autre la cathode, toutes deux reliées par un pont salin. Chacune des demi-piles contient une électrode de platine, chacune immergée dans des solutions de iodure de potassium ( $\text{K}^+(\text{aq}) + \text{I}^-(\text{aq})$ ) de concentrations différentes.

Une pompe, de débit volumique  $D_v$  (en  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ), introduit un flux d'air dans la demi-pile servant de cathode. Ce flux d'air contient de l'ozone  $\text{O}_3$  et du dioxyde de soufre  $\text{SO}_2$  tel que la concentration en  $\text{O}_3$  soit très supérieure à celle en  $\text{SO}_2$ .

La différence entre les piles A et B est la présence d'un filtre à  $\text{SO}_2$  entre l'entrée d'air et la cathode dans le cas de la pile A : le  $\text{SO}_2$  est ainsi piégé par le filtre et seul l'ozone atteint la cathode pour la pile A.

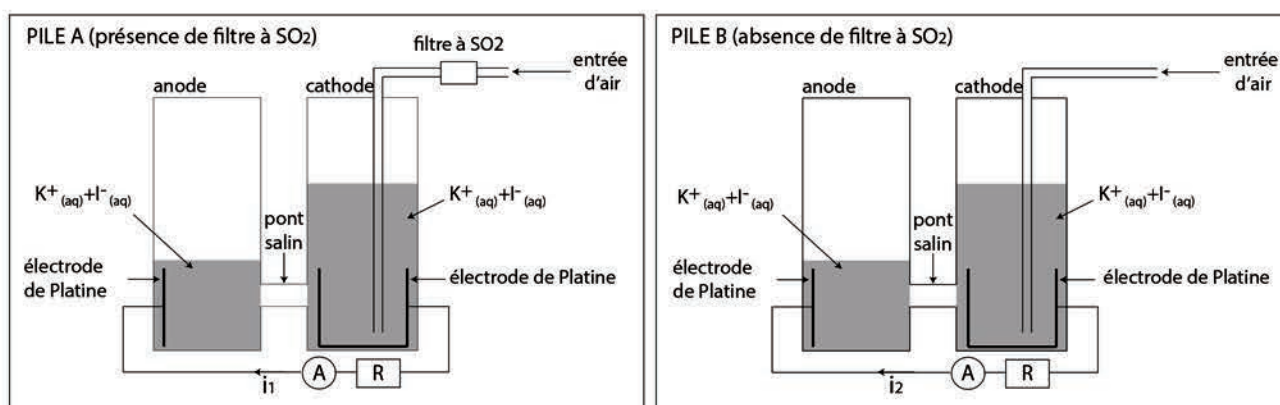


FIGURE 7 – Présentation des deux piles intégrées dans le capteur de  $\text{SO}_2$  étudié<sup>8</sup>.

#### •Fonctionnement électrochimique des piles A et B :

Dans un premier temps, l'ozone  $\text{O}_3$  se dissout et réagit totalement en solution avec les ions  $\text{I}^-$ , présents en excès, pour former du dioxygène  $\text{O}_2$  et du diiode  $\text{I}_2$ . Dans un second temps, le diiode  $\text{I}_2$  formé est converti en  $\text{I}^-$  à la surface de l'électrode de platine de la cathode. Pour ce faire, des électrons circulent depuis l'anode via le circuit extérieur du fait de la transformation, au niveau de l'anode, de  $\text{I}^-$  en  $\text{I}_3^-$ . Un courant d'intensité  $i_1$  est alors observé dans le circuit extérieur de la pile A. Pour la pile B, la présence de  $\text{SO}_2$  conduit à une réaction parasite à la cathode. Cette réaction parasite modifie l'intensité du courant électrique, notée  $i_2$ , circulant dans le circuit extérieur de la pile B. La concentration en  $\text{SO}_2(\text{g})$  peut être déduite de la différence  $i_2 - i_1$ .

#### 1.5.1. Réponse de la pile A (en l'absence de $\text{SO}_2(\text{g})$ dans l'air atteignant la cathode)

27 – Écrire les demi-équations électroniques modélisant la transformation de  $\text{O}_3$  en  $\text{O}_2$  et celle de  $\text{I}^-$  en  $\text{I}_2$ . Préciser pour chacune s'il s'agit d'une oxydation ou d'une réduction. Indiquer si l'échange d'électrons entre ces espèces se fait directement dans la solution ou via le circuit extérieur.

28 – À l'aide des demi-équations électroniques précédentes, établir l'équation de la réaction entre  $\text{O}_3$  et  $\text{I}^-$ .

29 – La pompe envoie de l'air en direction de la cathode avec un débit volumique constant  $D_v$ , pendant une durée  $\Delta t$ . Donner l'expression littérale du volume d'air  $V$  ainsi injecté à la cathode.

8. Gary A. Morris, 2009 : A balloon Sounding Technique for Measuring  $\text{SO}_2$  Plumes. J. of Atmospheric and Oceanic Technology, 27, 13181330.



**30** – On note  $n_{O_3}$  la quantité de matière d’ozone contenue dans ce volume d’air  $V$ . Écrire la relation liant  $n_{O_3}$  à la quantité de matière de diiode  $n_{I_2}$  formée pendant  $\Delta t$ , en supposant que la transformation établie à la question 28 est rapide et totale.

**31** – Le diiode ainsi formé réagit à la cathode pour former  $I^-$ . Cette transformation nécessite un apport d’électrons qui provient de l’anode où  $I^-$  se transforme en  $I_3^-$ . Écrire les demi-équations électroniques ayant lieu à l’anode et à la cathode. Établir l’équation de fonctionnement de la pile.

**32** – On note  $n_{1,circuit}$  la quantité de matière d’électrons circulant via le circuit extérieur du fait de cette transformation. Établir la relation entre  $n_{1,circuit}$  et  $n_{O_3}$ .

**33** – Donner l’expression littérale de l’intensité du courant électrique  $i_1$  circulant dans le circuit extérieur en fonction de  $n_{1,circuit}$ , de  $\Delta t$  et de la constante de Faraday  $\mathcal{F}$ , puis en fonction de la concentration en ozone  $C(O_3) = \frac{n_{O_3}}{V}$ , de  $D_v$  et de  $\mathcal{F}$ .

### 1.5.2. Réponse de la pile B (en présence de $SO_2(g)$ dans l’air atteignant la cathode)

Dans cette nouvelle configuration,  $SO_2$  est présent dans l’air barbotant dans la solution de iodure de potassium à la cathode. L’espèce  $SO_2$  peut être oxydée en ions sulfates  $SO_4^{2-}$ .

**34** – Écrire la demi-équation électronique associée à l’oxydation de  $SO_2$  en ions sulfates  $SO_4^{2-}$ .

Comme dans le cas précédent,  $O_3$  réagit totalement avec  $I^-$  pour former du diiode  $I_2$  et du dioxygène  $O_2$  dans la solution présente à la cathode. Le diiode  $I_2$  est ensuite réduit à la cathode et forme  $I^-$ . Il capte donc des électrons par deux voies : soit par échange direct d’électrons dans la solution présente à la cathode via l’oxydation de  $SO_2$  en  $SO_4^{2-}$  décrite précédemment, soit par l’intermédiaire du circuit extérieur par réduction de  $I^-$  en  $I_3^-$  au niveau de l’anode. On notera les quantités de matière suivantes :

- $n_{O_3}$  et  $n_{SO_2}$ , les quantités de matière respectivement de l’ozone et du dioxyde de soufre présents initialement dans le volume d’air  $V$  ayant barboté à la cathode pendant  $\Delta t$ ;
- $n_{2,circuit}$  et  $n_{2,direct}$  les quantités de matière respectivement des électrons circulant dans le circuit extérieur et des électrons échangés directement dans la solution présente à la cathode pendant  $\Delta t$ .

**35** – Écrire la relation qui lie  $n_{I_2}$ ,  $n_{2,circuit}$  et  $n_{2,direct}$ . En déduire la relation liant  $n_{O_3}$ ,  $n_{SO_2}$  et  $n_{2,circuit}$ .

**36** – Établir la relation qui lie l’intensité du courant électrique  $i_2$  circulant dans le circuit extérieur, la concentration en ozone  $C(O_3)$ , la concentration en dioxyde de soufre  $C(SO_2)$ ,  $D_v$  et  $\mathcal{F}$ .

**37** – Montrer finalement que la concentration en  $SO_2$  dans l’air vérifie :

$$C(SO_2) = \frac{i_1 - i_2}{2D_v\mathcal{F}}$$

On fournit un relevé de la concentration en  $SO_2(g)$  atmosphérique en fonction de l’altitude (figure 8).

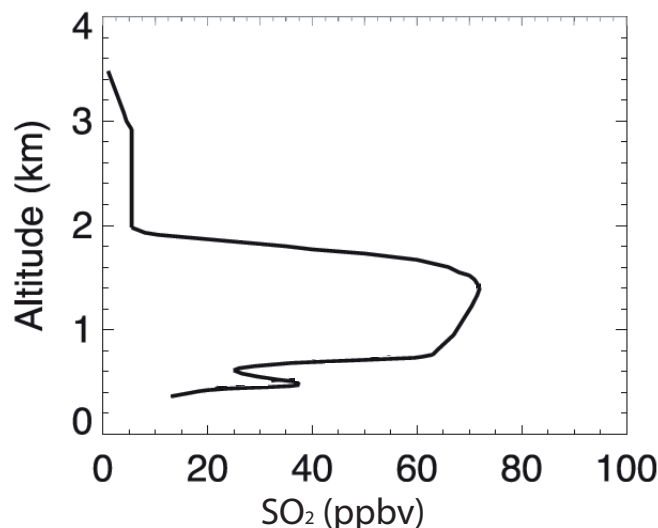


FIGURE 8 – Profil vertical de la concentration en  $SO_2$  au-dessus de Pittsburgh (États-Unis), le 24 février 1983<sup>9</sup>.

Le débit volumique de la pompe utilisée vaut  $D_v = 220 \text{ cm}^3 \cdot \text{min}^{-1}$ . On indique qu'une concentration de 1 ppbv (partie par milliard en volume  $\text{mm}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ ) équivaut à  $3,83 \times 10^{-8} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-3}$ .

**38** – En déduire la différence  $i_1 - i_2$  mesurée par la sonde lorsque le ballon se trouve à une altitude  $h = 1 \text{ km}$  (on ne cherchera pas à évaluer l'incertitude-type associée à cette mesure).

## Partie 2 - Un exemple de pollution anthropique : épisode de pollution atmosphérique au $\text{SO}_2(\text{g})$ de la ville de Londres en 1952 et conséquences sanitaires

L'industrialisation a provoqué une augmentation importante de la pollution atmosphérique. Aux 19<sup>ème</sup> et 20<sup>ème</sup> siècles, plusieurs grandes villes européennes étaient surmontées par une couche d'air de couleur jaune et noire qui trouvait sa source dans les fumées sortant des cheminées. En hiver, en l'absence de vent et par temps stable, les nuages de polluants stagnaient au-dessus des villes pendant plusieurs jours. Plusieurs villes européennes ont connu des situations tragiques qui ont été attribuées à une action délétère des polluants sur la santé. L'un des épisodes les plus célèbres est le *smog* de Londres en 1952. Au cours de cet épisode de forte pollution, de fortes concentrations en  $\text{SO}_2(\text{g})$  (provenant de la combustion du charbon très utilisé dans l'industrie et pour le chauffage domestique) ont été relevées, entraînant une surmortalité dans la population.

Différentes méthodes ont été développées pour mesurer la concentration en dioxyde de soufre dans l'air. Cette partie présente le dispositif mis en œuvre le 9 décembre 1952, à Lambeth (situé dans le Grand Londres), lors d'un fort épisode de pollution atmosphérique et compare les résultats obtenus aux normes actuellement en vigueur. Le document 7 illustre le dispositif envisagé.

### Document 7

Principe de fonctionnement du capteur de  $\text{SO}_2(\text{g})$  utilisé à Londres, en 1952

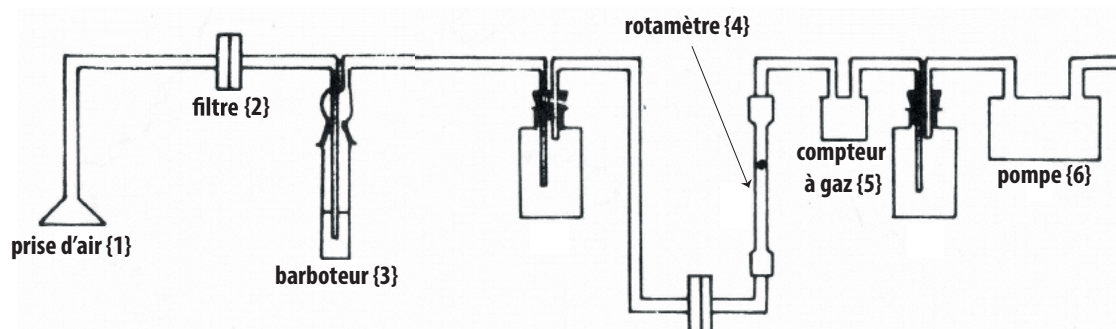
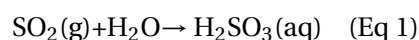


FIGURE 9 – Schéma simplifié du dispositif de mesure de la concentration en  $\text{SO}_2$  étudié<sup>10</sup>.

L'appareil aspire, au moyen d'une pompe (notée {6}), de l'air extérieur. La prise d'air est réalisée à l'aide d'un tuyau souple à l'extrémité duquel est fixé un entonnoir orienté vers le bas (noté {1}). Cet air passe successivement à travers un filtre (noté {2}) qui retient la poussière et un barboteur (noté {3}) qui contient un volume  $V_0 = 100 \text{ mL}$  d'eau oxygénée à  $\text{pH}=4,5$  pour retenir le dioxyde de soufre qui va être dosé. Un rotamètre (noté {4}) permet de contrôler le débit instantané et un compteur à gaz (noté {5}) permet de mesurer la quantité d'air totale aspirée.

Au niveau du barboteur, on admet que la totalité du dioxyde de soufre  $\text{SO}_2(\text{g})$  contenu dans l'air passe en solution aqueuse en formant de l'acide sulfureux  $\text{H}_2\text{SO}_3(\text{aq})$  qui est un di-acide faible selon l'équation-bilan, notée Eq 1 :



9. D'après Gary A. Morris, 2009 : A balloon Sounding Technique for Measuring  $\text{SO}_2$  Plumes. J. of Atmospheric and Oceanic Technology, 27, 13181330.

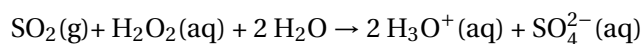
10. D'après : A. Derouane et G. Verduyn, 1980 : « Méthodologie des enquêtes en matière de pollution de l'air », rapport de l'Institut d'Hygiène et d'Épidémiologie (IHE).

**39** – Construire le diagramme de prédominance associé à l'acide sulfureux et déduire la forme majoritairement rencontrée à pH=4,5.

**40** – Écrire l'équation de la réaction (notée Eq 2) qui modélise la transformation de l'acide sulfureux en cette forme majoritaire.

**41** – Une réaction d'oxydo-réduction rapide et totale a lieu entre l'eau oxygénée  $\text{H}_2\text{O}_2(\text{aq})$  en excès et la forme majoritaire identifiée à la question précédente. Écrire l'équation-bilan (notée Eq 3) qui modélise cette réaction.

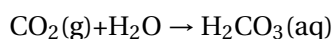
**42** – En combinant les trois équations précédentes, montrer que l'on peut formellement modéliser les différentes transformations précédentes par l'équation suivante :



**43** – Relier la quantité de matière de  $\text{SO}_2$  dissoute, notée  $n_{\text{SO}_2}$ , à la quantité de matière, notée  $n_{\text{H}_3\text{O}^+,p}$  d'ions hydronium produits par l'ensemble des trois transformations précédentes (Eq 1, Eq 2 et Eq 3) supposées totales.

**44** – Calculer littéralement la quantité de matière totale en ions hydronium présente dans le barboteur, notée  $n_{\text{H}_3\text{O}^+,total}$ , lorsque tout le dioxyde de soufre a réagi. On donnera son expression littérale en fonction de la valeur initiale du pH, notée  $\text{pH}_i$ , du volume  $V_0$  de la solution contenue dans le barboteur et de la quantité  $n_{\text{SO}_2}$ .

L'air atmosphérique compte une quantité non négligeable de  $\text{CO}_2(\text{g})$ . On rappelle que  $\text{CO}_2(\text{g})$  peut se dissoudre dans l'eau pour former le di-acide faible  $\text{H}_2\text{CO}_3$  selon l'équation :



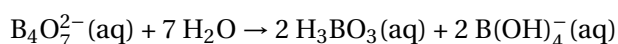
**45** – Expliquer pourquoi on ne peut pas réaliser un dosage acido-basique traditionnel avec une solution de soude ( $\text{Na}^+(\text{aq}) + \text{HO}^-(\text{aq})$ ) pour quantifier la quantité de  $\text{SO}_2$  dissout dans le barboteur.

À la place, on ajoute au volume  $V_0$  contenu dans le barboteur, un certain volume d'une solution de borax, de sorte à éliminer les ions hydronium produits par l'ensemble des trois transformations (Eq1, Eq2 et Eq3). L'ajout de ce volume de borax permet ainsi de retrouver le pH d'origine fixé à pH=4,5.

Le borax, ou tétraborate de sodium décahydraté, est un solide ionique de formule  $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  (contenant en particulier l'ion borate  $\text{B}_4\text{O}_7^{2-}$ ). Lorsqu'on le met dans l'eau, il se dissocie puis s'hydrolyse pour former une solution tampon.

**46** – Écrire l'équation qui modélise la dissolution du borax.

**47** – Les ions borate réagissent alors totalement avec l'eau pour former l'acide borique  $\text{H}_3\text{BO}_3$  et sa base conjuguée  $\text{B}(\text{OH})_4^-$  selon l'équation :



Déterminer, en justifiant la réponse, la valeur du pH de la solution de borax ainsi obtenue.

**48** – La solution de borax est une solution tampon. Citer deux propriétés associées à une solution tampon.

On prépare une solution de borax en ajoutant une masse de 38 mg de borax dans 1,0 L d'eau. On constate qu'il faut ajouter, à la solution contenue dans le barboteur, un volume  $V = 9,4 \text{ mL}$  de cette solution de borax pour qu'elle retrouve son pH initial.

**49** – La pompe électrique avait été réglée pour avoir un débit d'air de  $3,0 \text{ L} \cdot \text{min}^{-1}$ , la solution d'eau oxygénée avait été laissée en place pendant 15 min. En déduire la concentration en dioxyde de soufre dans l'air, en  $\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  d'air.

Les mesures réalisées à Lambeth, entre le 2 et le 10 décembre 1952, ont montré que la concentration en  $\text{SO}_2$  atmosphérique s'était maintenue, pendant au moins 6 jours consécutifs, à un seuil au moins égal à celui mesuré à la question précédente<sup>11</sup>. Le document 8 rappelle les normes françaises actuelles concernant les concentrations maximales en  $\text{SO}_2$  atmosphérique tolérées<sup>12</sup>.

11. Air pollution of the London fog of December 1952, E. T. Wilkins, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Volume 80, Issue 344 p. 267-271

12. Source : <https://lelementarium.fr/product/dioxyde-de-soufre/>

## Document 8

Normes françaises actuelles concernant les concentrations maximales en  $\text{SO}_2$  atmosphérique tolérées

- Valeur limite horaire : elle est de  $350 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  à ne pas dépasser plus de 24 fois par an.
- Valeur limite journalière : elle est de  $125 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  à ne pas dépasser plus de 3 jours par an.
- Objectif de qualité en moyenne annuelle : inférieur à  $50 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ .
- Par ailleurs, un seuil de recommandation et d'information est situé à  $300 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  en moyenne horaire et un seuil d'alerte à  $500 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$  sur 3 heures consécutives.

50 – Commenter la valeur des concentrations en  $\text{SO}_2(\text{g})$  détectées à Lambeth durant le mois de décembre 1952.

## Partie 3 - Un exemple de pollution naturelle : émission de $\text{SO}_2(\text{g})$ stratosphérique suite à l'éruption du volcan Tambora en Indonésie en avril 1815 et conséquences climatiques.

En avril 1815, le mont Tambora a connu, en Indonésie, une éruption d'une violence sans précédent. L'Europe a connu l'année suivante un été particulièrement froid et pluvieux : on a parlé de l'année 1816 comme de « l'année sans été ». La partie suivante propose de revenir sur cet épisode volcanique et son impact sur le climat.

### 3.1. Éjection de $\text{SO}_2$ suite à l'éruption du Mont Tambora en avril 1815

L'éruption volcanique du Mont Tambora a commencé le 5 avril 1815, avec une première éruption formant une énorme colonne de cendres et de gaz, appelée panache. Elle s'est poursuivie durant 10 jours avec un paroxysme au 10 avril.

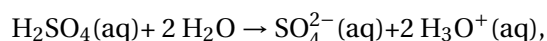
L'un des paramètres utilisés pour évaluer la violence d'une éruption est le volume de matériau éjecté. Dans le cas de l'éruption du Mont Tambora, la première phase éruptive, qui n'aurait produit qu'une partie du volume total des cendres, est associée à un volume éjecté, en équivalent solide, de  $(11 \pm 2) \text{ km}^3$ . Le volume total éjecté par l'épisode volcanique est, quant à lui, estimé<sup>13</sup> à  $(41 \pm 4) \text{ km}^3$ .

51 – Une relation empirique utilise le volume éjecté  $V$  (en équivalent solide) en  $\text{km}^3$  pour évaluer la hauteur  $H$  du panache exprimée en km :

$$H = 25,9 \times \log(V)$$

Estimer la hauteur  $H$  du panache formé lors de la première phase éruptive du Mont Tambora (on ne cherchera pas à estimer l'incertitude-type associée à la mesure). Nommer la couche atmosphérique atteinte par ce panache.

Le panache du volcan injecte une quantité importante de gaz, dont  $\text{SO}_2(\text{g})$ , et de poussières dans l'atmosphère. Les poussières, sous l'effet de la gravité, retombent très vite et les espèces solubles comme le chlorure d'hydrogène sont lessivées par les nuages avant d'entrer dans la stratosphère. Le dioxyde de soufre a, quant à lui, une durée de vie plus longue. Il atteint la hauteur  $H$  évaluée précédemment, s'oxyde totalement en acide sulfurique  $\text{H}_2\text{SO}_4$  en environ 1 mois, puis l'acide sulfurique  $\text{H}_2\text{SO}_4$  et l'eau  $\text{H}_2\text{O}$  se combinent, selon l'équation :



pour former une couche de particules fines maintenues en suspension, appelée couche d'aérosols sulfatés<sup>14</sup>. Des études ont montré que  $55 \times 10^6$  tonnes de  $\text{SO}_2(\text{g})$  ont ainsi été injectées à cette altitude  $H$ <sup>15</sup>.

52 – Comparer cet apport en espèces soufrées aux quantités habituellement présentes hors épisode volcanique majeur. Ces dernières sont présentées dans le tableau de la figure 10 ci-après (on prendra garde aux différences de masse des composés).

13. J. Kandlbauer, R.S.J. Sparks, New estimates of the 1815 Tambora eruption volume, Journal of Volcanology and Geothermal Research 286 (2014) 93-100.

14. J.-P. Vernier. Les aérosols et le transport dans la haute troposphère et la stratosphère tropicale à partir des mesures du lidar spatial CALIPSO. Thèse soutenue à l'Université de Versailles Saint-Quentin en Yvelines (2012).

15. C. Gao, L. Oman, A. Robock, G. L. Stenchikov. Atmospheric volcanic loading derived from bipolar ice cores : accounting for the spatial distribution of volcanic deposition. Journal of Geophysical Research. Vol. 112. May 2007.

Réservoir	Forme du soufre	Stock en Gt
Troposphère	Sulfates ( $\text{SO}_4^{2-}$ )	0,7
	$\text{SO}_2$	0,5
Stratosphère	Sulfates ( $\text{SO}_4^{2-}$ )	0,5

FIGURE 10 – Réservoirs et stocks de soufre dans l’atmosphère (stocks exprimés en gigatonnes (Gt), soit  $10^9$  tonnes)<sup>17</sup>.

## 3.2. Effet sur le climat

### 3.2.1. Albédo de la couche d’aérosols sulfatés stratosphérique

On présente ici un modèle simple pour estimer l’effet climatique d’une couche d’aérosols sulfatés stratosphérique. On suppose que le flux solaire incident, de puissance surfacique moyenne  $F_s = 341 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ , arrive perpendiculairement à la couche d’aérosols (voir figure 11). Une partie du rayonnement solaire incident traverse directement la couche, on la note  $F_t$ . On pose  $F_t = F_s \cdot e^{-\delta}$  où  $\delta$  est l’épaisseur optique (sans unité) caractéristique de la couche. Le reste du rayonnement est diffusé, soit vers les basses couches et sera noté  $F_d$ , soit vers l’espace. Il est alors noté  $F_u$ . On note  $\beta$  la fraction du rayonnement diffusé qui repart vers l’espace.

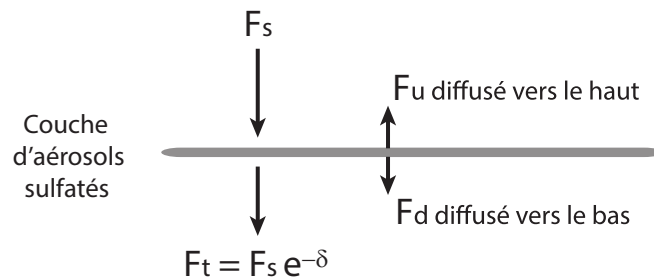


FIGURE 11 – Effet d’une couche d’aérosols sulfatés sur le flux solaire incident.

53 – Traduire la conservation du rayonnement solaire incident.

54 – Montrer que  $F_u$  et  $F_d$  peuvent s’écrire :

$$F_u = F_s \beta (1 - e^{-\delta}) \quad \text{et} \quad F_d = (1 - \beta) F_s (1 - e^{-\delta})$$

55 – On définit l’albédo de la couche d’aérosols sulfatés comme le rapport du flux repartant vers l’espace sur le flux incident  $A^* = \frac{F_u}{F_s}$ . Exprimer  $A^*$  en fonction de  $\beta$  et  $\delta$ .

Dans le cas de l’éruption du Mont Tambora, on trouve dans la littérature<sup>18</sup> des mesures d’une grandeur  $\Delta m$ , proportionnelle à l’épaisseur optique  $\delta$  (pour des longueurs d’onde appartenant au domaine du visible), en fonction du temps écoulé depuis l’éruption du Tambora.

17. D’après R. Delmas, G. Mégie, V.-H. Peuch (2005), Physique et chimie de l’atmosphère, Collection Échelles, éditions Belin, Paris.

18. Stothers, The Great Tambora Eruption in 1815 and Its Aftermath, R.B. Stothers, Science, 15 juin 1984, Vol 224, Number 4654.



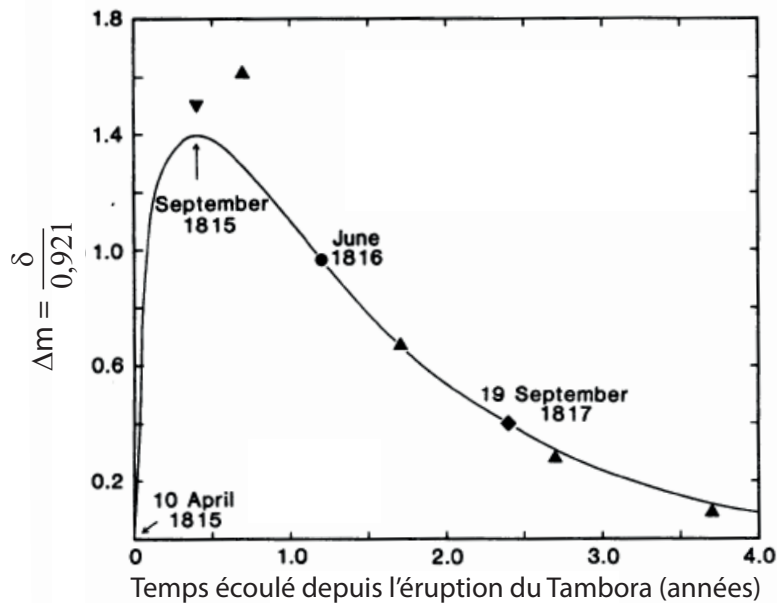


FIGURE 12 – Évolution de  $\Delta m = \frac{\delta}{0,921}$  en fonction du temps écoulé depuis l'éruption du Mont Tambora pour les latitudes Nord ( $41^\circ$  à  $71^\circ$  N) <sup>18</sup>.

**56** – Estimer la valeur de l'albédo de la couche d'aérosols sulfatés pour l'été 1816 aux latitudes moyennes de l'hémisphère nord (on ne cherchera pas à évaluer son incertitude-type), sachant que les aérosols sulfatés sont caractérisés par une fraction du rayonnement diffusé  $\beta = 0,17$  dans le domaine du visible.

**57** – Donner l'expression du flux  $F_u$  repartant vers l'espace en fonction de  $A^*$  et  $F_s$ , ainsi que l'expression de l'ensemble des flux repartant vers le sol  $F_s e^{-\delta} + F_d$  en fonction de  $A^*$  et  $F_s$ .

**58** – Évaluer numériquement la proportion du flux solaire incident, traversant effectivement la couche d'aérosols et repartant vers le sol.

### 3.2.2. Albédo terrestre en présence d'une éruption volcanique majeure

Sur la figure 13, on modélise le comportement radiatif de la Terre en l'absence (à gauche) puis en présence (à droite) d'une couche d'aérosols sulfatés d'origine volcanique. Sur la figure de gauche, on modélise le comportement radiatif de la Terre par une simple couche d'albédo  $A_0$  prenant en compte tous les contributeurs naturels au calcul de l'albédo moyen de la Terre (couverture des sols, nuages présents dans les basses couches de l'atmosphère,...). L'albédo moyen de la Terre vaut  $A_0 = 0.31$ . On teste l'effet radiatif de la couche d'aérosols à l'aide du modèle de droite : on place la couche d'aérosols au dessus de celle modélisant les plus basses couches de l'atmosphère et le sol.

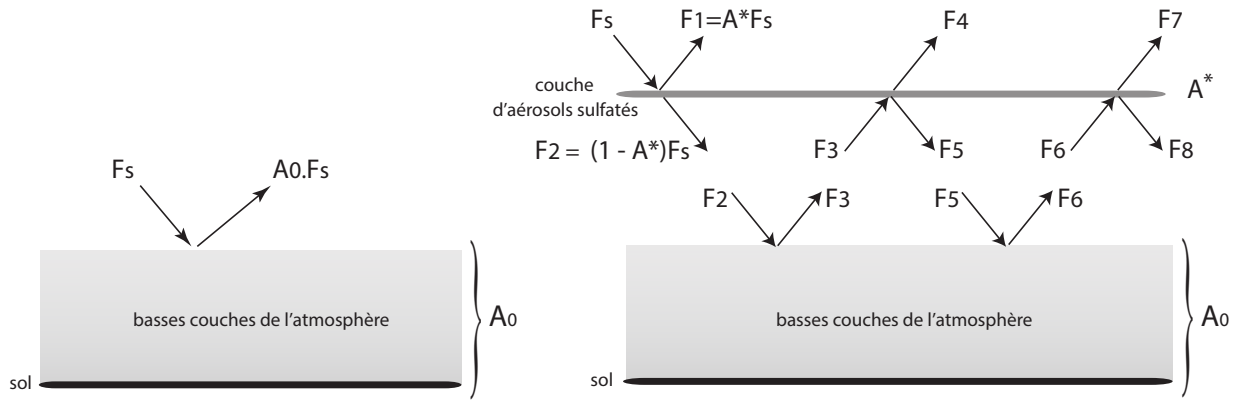


FIGURE 13 – À gauche : comportement radiatif de la Terre en l'absence d'épisode volcanique, seuls sont représentés les flux incidents et réfléchis sur la couche d'albédo  $A_0$ . À droite : comportement radiatif de la Terre en présence d'une couche d'aérosols sulfatés d'origine volcanique. NB : sur les représentations ci-dessus, la direction des différents flux a été inclinée pour plus de clarté mais ceux-ci sont toujours supposés verticaux.

On rappelle que lorsqu'un rayonnement incident arrive sur la couche d'albédo  $A_0$ , une fraction  $A_0$  est réfléchi. Pour plus de clarté, les flux absorbés par la couche d'albédo  $A_0$  n'ont pas été représentés. Lorsqu'un rayonnement incident arrive sur la couche d'albédo  $A^*$ , une fraction  $A^*$  est réfléchi en sens inverse du rayonnement incident, une fraction  $(1 - A^*)$  traverse la couche considérée.

**59** – À l'aide des indications fournies, exprimer les flux  $F_3, F_4, F_5, F_6, F_7$  et  $F_8$  en fonction de  $F_s, A_0$  et  $A^*$ .

**60** – On définit l'albédo total  $A_T$ , vu depuis un satellite scrutant la Terre **en présence de la couche d'aérosols**, comme le rapport de tous les flux repartant vers l'espace, sur le flux solaire incident. Exprimer  $A_T$  en fonction des flux présentés sur la figure 13 (à droite).

**61** – Les réflexions successives entre les deux couches ne s'arrêtent pas à la 8ème réflexion comme présentées sur la figure 13 mais se poursuivent a priori infiniment. Un calcul tenant compte de l'ensemble des réflexions successives conduit à :

$$A_T = A^* + \frac{A_0(1 - A^*)^2}{1 - A_0 A^*}$$

Calculer numériquement l'albédo total  $A_T$  décrivant le comportement radiatif de la Terre en présence de la couche d'aérosols sulfatés. Commenter.

### 3.2.3. Effet de serre et forçage radiatif associé à la présence de la couche d'aérosols

En l'absence de la couche d'aérosols, la puissance qui n'est pas réfléchi par la couche d'albédo  $A_0$  est d'abord absorbée par la surface de la Terre, qui se comporte comme un corps chaud de température uniforme  $T_T$  émettant un rayonnement infrarouge en direction de l'atmosphère. L'atmosphère absorbe une fraction  $f$  de ce rayonnement infrarouge. Elle ré-émet à son tour un rayonnement infrarouge identique en direction de l'espace et de la Terre. La surface de la Terre absorbe à son tour tout le rayonnement infrarouge provenant de l'atmosphère. L'ensemble du rayonnement infrarouge qui sera visible par un satellite qui pointerait en direction de la Terre vaut alors  $(1 - \frac{f}{2})\sigma T_T^4$ . On peut résumer les transferts par rayonnements qui arriveront ou émaneront de la Terre à l'aide du schéma A de la figure 14.

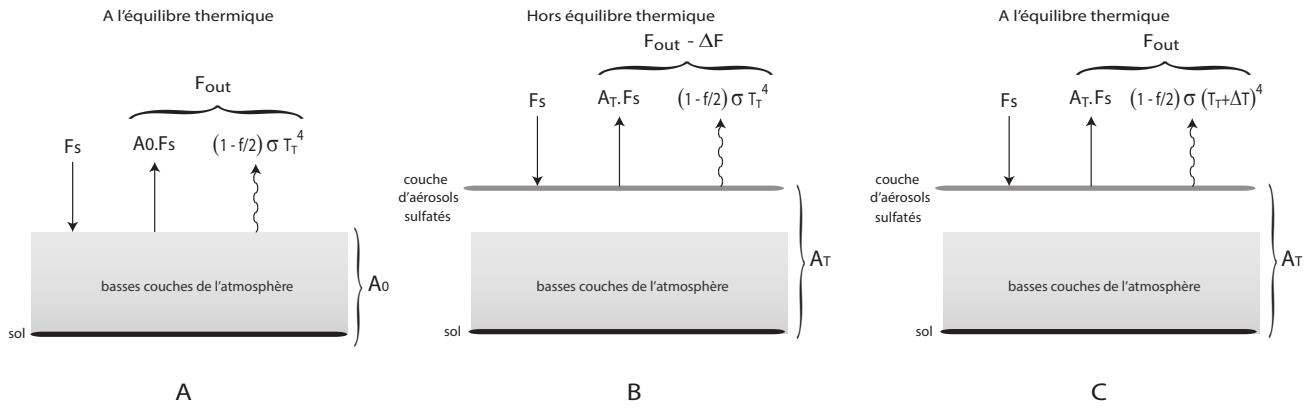


FIGURE 14 – A : comportement radiatif de la Terre à l'équilibre thermique en l'absence d'épisode volcanique, en prenant en compte l'effet de serre. B : comportement radiatif de la Terre prenant en compte l'effet de serre, lors de l'installation d'une couche d'aérosols sulfatés d'origine volcanique, le système étant hors équilibre thermique. C : comportement radiatif de la Terre prenant en compte l'effet de serre et la présence d'une couche d'aérosols sulfatés d'origine volcanique, lorsque l'équilibre thermique est atteint.

**62** – En exploitant l'équilibre thermique en l'absence d'aérosols, évaluer littéralement puis numériquement la fraction  $f$  du rayonnement infrarouge terrestre absorbé par l'atmosphère.

À la suite de l'éruption volcanique du Tambora, une couche d'aérosols s'est formée, modifiant l'albédo de la Terre. Le nouvel albédo, introduit à la partie précédente et noté  $A_T$ , est pris égal à  $A_T = 0,36$ . Un déséquilibre entre les flux arrivant et repartant de la Terre apparaît brisant l'équilibre thermique. On suppose dans un premier temps que la température de surface de la Terre n'a pas encore eu le temps d'évoluer. On suppose également que la couche d'aérosols est transparente aux infra-rouges de sorte que la fraction de rayonnement infrarouge terrestre absorbé par l'atmosphère en présence de la couche d'aérosols vaut encore  $f$ . Le schéma B de la figure 14 représente alors les flux à considérer.

On note  $F_{out}$  le rayonnement total mesuré par un satellite qui pointerait en direction de la Terre en l'absence de couche d'aérosols sulfatés (schéma A de la figure 14). On note  $F_{out} - \Delta F$  ce même rayonnement lors d'une éruption volcanique majeure (schéma B de la figure 14).  $\Delta F$  correspond au forçage radiatif induit par la présence de la couche d'aérosols.

**63** – Donner l'expression littérale du forçage radiatif  $\Delta F$  en fonction de  $F_s$  et des albédos  $A_0$  et  $A_T$ , faire l'application numérique dans le cas de l'éruption du Tambora et commenter son signe.

Si le forçage radiatif dure suffisamment longtemps, un nouvel équilibre thermique peut être atteint (schéma C de la figure 14). On note  $T_T + \Delta T$  la nouvelle température de surface de la Terre, où  $\Delta T$  est la variation de température moyenne de surface de la Terre induite par la présence de la couche d'aérosols sulfatés lorsque l'équilibre thermique est établi. Dans la mesure où  $\Delta T \ll T_T$ , on peut écrire :  $(T_T + \Delta T)^4 \approx T_T^4 + 4T_T^3 \Delta T$ .

**64** – Montrer que la variation de température  $\Delta T$  est liée au forçage radiatif  $\Delta F$  par la relation :

$$\Delta T = \frac{\Delta F}{4\sigma(1 - \frac{f}{2}) T_T^3}$$

**65** – Évaluer numériquement la variation de température de la Terre attendue dans le cadre de ce modèle pour l'éruption volcanique du Tambora.

### 3.2.4. Comparaison aux données expérimentales et retour sur le modèle

**66** – On propose trois documents ci-dessous (documents 9 à 11). S'appuyer notamment sur ces documents pour discuter de la pertinence des résultats établis précédemment et des éventuelles limites du modèle utilisé.

## Document 9

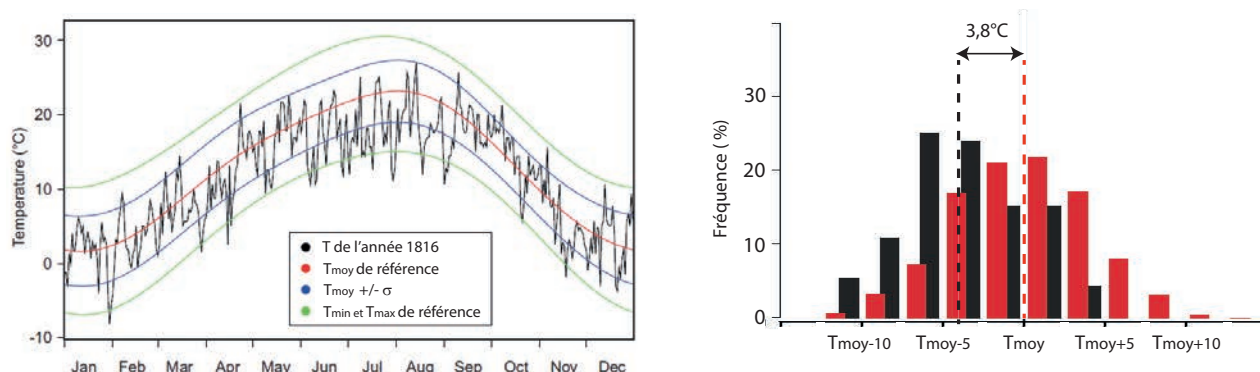


FIGURE 15 – Figures adaptées de la référence [19].

Figure 15 à gauche : température journalière mesurée à Genève à 14h00 durant l'année 1816 (courbe noire), température journalière moyenne mesurée à Genève à 14h00 sur la période de référence (de 1799 à 1821 en excluant les années de 1809 à 1811 et de 1815 à 1817 perturbées par des épisodes volcaniques) (courbe rouge), courbes distantes d'un écart-type  $\sigma$  de cette température moyenne de référence (courbes bleues), températures journalières minimales et maximales mesurées à Genève à 14h00 durant la période de référence.

Figure 15 à droite : distribution des températures journalières mesurées entre juin et août durant l'année 1816 (en noir) et sur la période de référence (en rouge).

## Document 10

Les auteurs ont étudié la densité des cernes de croissance des arbres, en des lieux variés de l'hémisphère Nord, pour en déduire la température moyenne en ces lieux durant l'été 1816 et la comparer à la température moyenne en ces mêmes lieux durant les étés d'une période de référence (allant de 1881 à 1960).

La figure 16 qui suit représente, à l'aide d'un code couleur, l'anomalie de densité des cernes normalisée entre l'année 1816 et la période de référence.

19. Extreme climate, note extreme weather : the summer of 1816 in Geneva, Switzerland, R. Auchmann, S. Brönnimann, L. Breda, M. Bühler, R. Spadin and A. Stickler. Clim. Past Discuss. 7, 3745-3774, 2011.

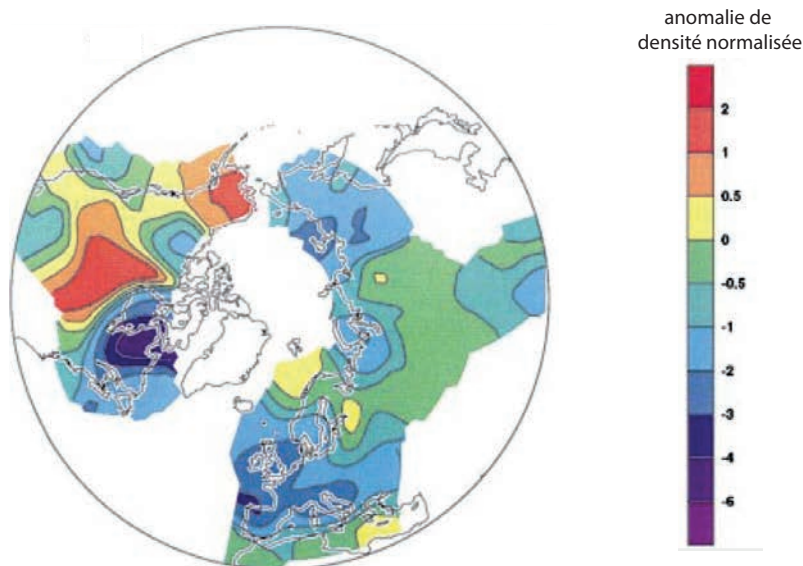


FIGURE 16 – Figure adaptée de la référence [20].

Les valeurs négatives indiquent les régions pour lesquelles les températures estivales en 1816 ont été inférieures à celles de la période de référence.

Les auteurs ont utilisé ces données pour estimer l'écart de température estivale entre l'année 1816 et la période de référence, ils l'ont estimé proche de  $-0,5^{\circ}\text{C}$  pour l'hémisphère Nord.

### Document 11

Simulation numérique de la distribution des dépôts soufrés d'origine volcanique (en  $\text{kg} \cdot \text{km}^{-2}$ ) après l'éruption du Mont Tambora en 1815. Le modèle suppose une injection de  $55 \times 10^6$  tonnes de  $\text{SO}_2$  à 24-32 km d'altitude :

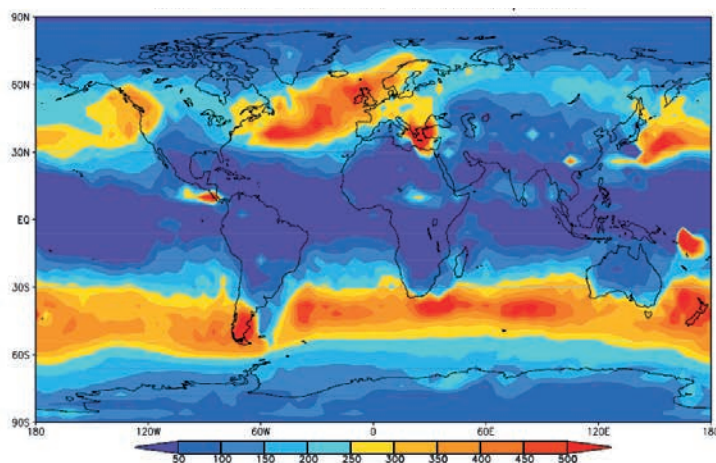


FIGURE 17 – Figure adaptée de la référence [21].

20. K. R. Briffa, P. D. Jones, F. H. Schweingruber, T. J. Osborn, Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years, *Nature*, Vol 393, 4 june 1998.

21. C. Gao, L. Oman, A. Robock, G. L. Stenchikov. Atmospheric volcanic loading derived from bipolar ice cores : Accounting for the spatial distribution of volcanic deposition. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 112. May 2007.





