

## TP

### Mesure de composés stratosphériques par spectrométrie UV-Visible et analyse géophysique



**Gwenaël BERTHET**

**Laboratoire de Physique et Chimie de  
l'Environnement et de l'Espace**

**3A, Avenue de la recherche scientifique  
45071 Orléans Cédex 2**



## I. Introduction

L'objectif de ce TP « géophysique » est double. Nous proposons ici dans un premier temps une introduction au traitement de données géophysiques typiques dans le domaine de la physico-chimie de la stratosphère : les mesures spectrales dans le domaine de l'UV-visible pour l'obtention de profil verticaux de composés chimiques. Puisque ce type de données est la plupart du temps interprété en utilisant des modèles de chimie-transport stratosphérique, dans un second temps, nous proposons une petite initiation à l'utilisation de résultats de modélisation disponibles sur la base de données scientifiques ETHER (CNES-CNRS) gérée par l'IPSL.

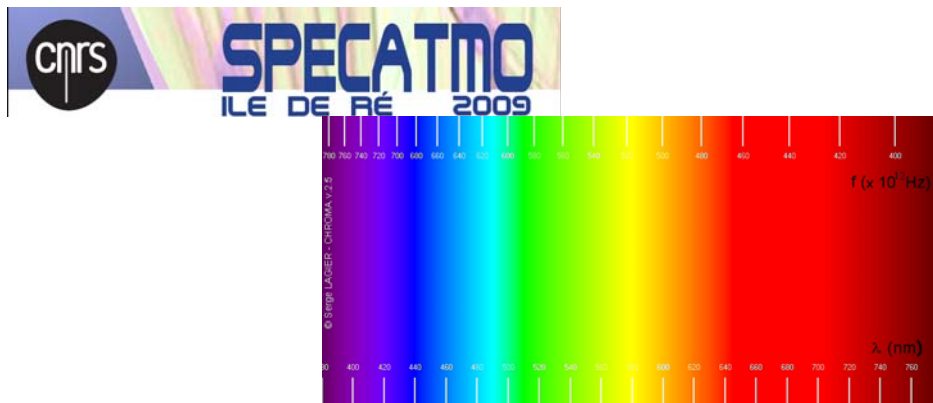
Nous participerons dans ce TP aux étapes principales de ce traitement de données UV-visible:

- Calibration de l'échelle de longueur d'onde.
- Inversion spectrale : recherche des signatures spectrales de composés chimiques absorbant dans l'UV-visible.
- Recherche des quantités intégrées (ou colonnes intégrées) de chaque espèce considérée.
- Inversion spatiale : recherche des profils verticaux en concentration (ou rapport de mélange) de chaque espèce.

### OUTILS :

- Instruments de mesure :
  - Spectromètre UV-visible embarqué sous ballon stratosphérique (SALOMON), pointage lunaire.
  - Spectromètre UV-visible embarqué sur satellite (GOMOS/Envisat), pointage stellaire.
- . Observations de nuit
- . Domaine de longueur d'onde étudié : 350-700 nm.
- . Constituants observés : O<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub>, NO<sub>3</sub>, OCIO + aérosols (coefficient d'extinction).

Rappel sur le spectre de la lumière blanche (**figure 1**):



**Figure 1**

- Données de laboratoire : sections efficaces d'absorption mesurées à l'Université de Breme (Allemagne) et par Harder et al., JGR, (1997).
- Programmation sous IDL avec les algorithmes développés au LPC2E/CNRS d'Orléans.
- Utilisation du site web de la base ETHER où les cartes de champs des modèles MIMOSA et REPROBUS développés au LATMOS sont visualisables et téléchargeables:

<http://ether.ipsl.jussieu.fr/>

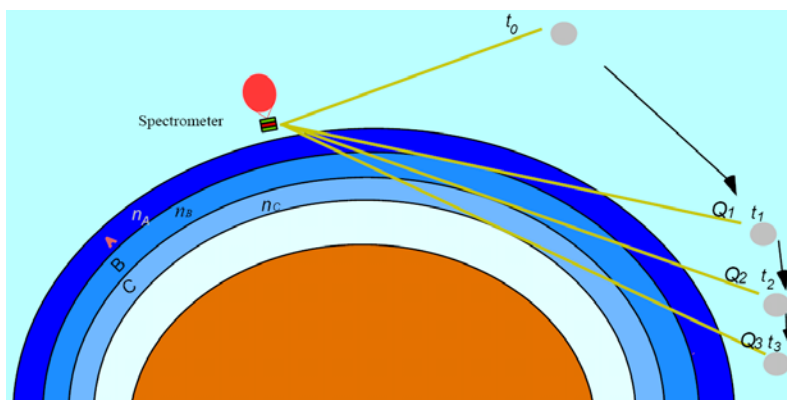
ou

<http://munk.ipsl.jussieu.fr/etherTypo/?id=accueil>

## II. Technique d'observation de ces instruments

### Occultation lunaire (même principe que l'occultation solaire) par observation ballon:

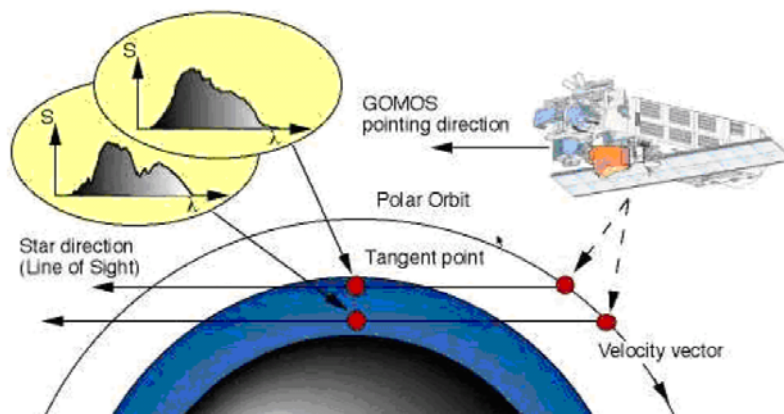
Enregistrement des spectres à mesure que la lune se couche ou se lève lorsque le ballon se situe à son altitude de plafond.  $Q_i$ , appelée quantité intégrée ou colonne, représente l'intégrale des concentrations d'une espèce chimique donnée le long de chaque ligne de visée  $i$ .



**Figure 2**

### Occultation stellaire par observation satellite :

L'occultation ici est réalisée par le mouvement du satellite et non de l'astre pointé.



**Figure 3**

Les techniques d'occultation (dites mesures à distance) requièrent l'hypothèse que les couches traversées par les lignes de visée sont homogènes en concentration.

On peut distinguer deux différences fondamentales entre ces deux techniques d'observation. D'abord, l'observation ballon « scanne » les différentes couches de l'atmosphère grâce au mouvement de l'astre pointé (coucher ou lever suivant la période d'observation) permettant ainsi des temps de pose longs (ou un grand nombre de spectres pour un sondage vertical complet). Le temps de pose de la mesure satellite est bien plus court compte tenu de la vitesse de défilement qui fait l'occultation ce qui laisse augurer de rapports signal-sur-bruit plus faibles pour un spectre donné (ou un plus faible nombre de spectres pour un sondage vertical complet). Ensuite, l'autre différence concerne la qualité du spectre de référence nécessaire pour obtenir la transmission atmosphérique dans chaque couche. En effet seule la mesure satellite offre un spectre de référence réellement hors atmosphère, c'est-à-dire « non contaminé » par des absorptions résiduelles d'espèces chimiques.

### III. Généralités : loi de Beer-Lambert, épaisseur optique et quantités intégrées des composés absorbants dans l'UV-visible

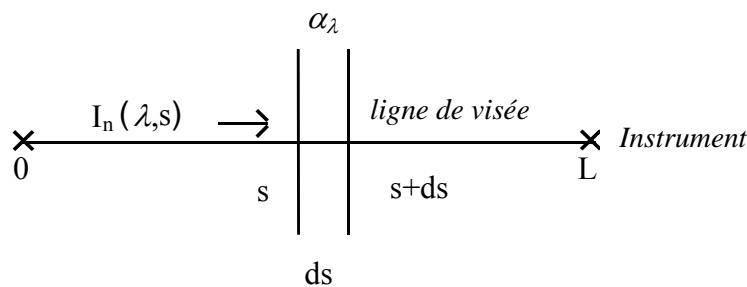
Tout ce qui est décrit dans ce chapitre peut être appliqué aux observations satellites et ballons. Nous traiterons d'ailleurs dans ce TP des spectres issus de ces 2 types de mesures en leur appliquant les mêmes méthodes (Partie V Travaux à réaliser).

#### III.1 Loi de Beer-Lambert

Les constituants atmosphériques présents le long de la ligne de visée de l'astre pointé (molécules et aérosols) absorbent ou diffusent les photons de la lumière incidente. La méthode de l'occultation est basée sur la loi de Beer-Lambert qui montre que l'on peut lier l'intensité transmise par l'atmosphère à la quantité d'espèces chimiques et de particules présentes sur la ligne de visée. La probabilité d'absorption d'une radiation par une espèce dépend à la fois de la nature de cette molécule et de la longueur d'onde de la radiation incidente. Les interactions entre le rayonnement solaire (et lunaire) et les molécules présentes dans la stratosphère sont globalement moins importantes dans le visible que dans l'infra-rouge et dans l'UV, mais existent pour quelques molécules qui subissent alors une transition électronique ou vibrationnelle par absorption des photons.

D'après la loi de Beer-Lambert, pour une longueur d'onde  $\lambda$  donnée, la diminution de l'intensité de la lumière incidente sur une distance élémentaire  $ds$  (**figure 3**) s'exprime par:

$$dI_n(\lambda, s) = -\alpha_\lambda \cdot I_n(\lambda, s) ds \quad (1.1)$$



**Figure 4** : Description schématique de la loi de Beer-Lambert. La ligne de visée traverse les couches stratosphériques qui modifient l'intensité  $I_n$  en chaque point  $s$ .

$s$  est la distance en cm sur la ligne de visée  $n$  correspondant à l'altitude  $z(s)$ .  $\alpha_\lambda$  est le coefficient d'extinction total en  $\text{cm}^{-1}$ ; il dépend de la longueur d'onde incidente  $\lambda$  et est proportionnel à la concentration des constituants diffusants et absorbants.

Après intégration, on obtient la loi exponentielle de Beer-Lambert:

$$I_n(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot \exp\left[\int_0^L \alpha_\lambda ds\right] \quad (1.2)$$

Dans notre cas d'étude,  $I_n(\lambda)$  représente le spectre  $n$  mesuré par l'instrument et  $I_0(\lambda)$  représente le spectre hors atmosphère.

Le coefficient d'extinction total  $\alpha_\lambda$  décrit la capacité d'un élément  $ds$  d'une couche atmosphérique à atténuer la lumière incidente par diffusion et absorption. Dans notre cas d'étude, les deux sources d'atténuation par diffusion sont la diffusion par les molécules, dite diffusion Rayleigh, et la diffusion par les aérosols. Concernant l'absorption,  $m$  espèces chimiques stratosphériques sont présentes sur la ligne de visée et certaines absorbent sur un même intervalle spectral du domaine visible. Le coefficient d'extinction total s'exprime par :

$$\alpha_\lambda = \sigma_{Ray}(\lambda) \cdot N_{Ray}(z(s)) + \sigma_{aéro}(\lambda) \cdot N_{aéro}(z(s)) + \left[ \sum_{i=1}^m \sigma_{abs,i}(\lambda) \cdot N_i(z(s)) \right] \quad (1.3)$$

où  $\sigma_{Ray}(\lambda)$  et  $\sigma_{aéro}(\lambda)$  représentent respectivement la section efficace de diffusion moléculaire et de diffusion par les aérosols.  $\sigma_{abs,i}(\lambda)$  est la section efficace d'absorption de l'espèce chimique  $i$ . Les sections efficaces dépendent de la longueur d'onde incidente  $\lambda$ , et on les exprime généralement en  $\text{cm}^2$ .  $N_{Ray}(z(s))$  et  $N_{aéro}(z(s))$  représentent respectivement le nombre de molécules et d'aérosols par  $\text{cm}^3$  à l'altitude  $z(s)$ .  $N_i(z(s))$  correspond à la concentration en  $\text{cm}^{-3}$  de l'espèce chimique  $i$  à l'altitude  $z(s)$ ; c'est l'inconnue recherchée.

L'épaisseur optique totale  $\tau_n$  de la ligne de visée  $n$  à la longueur d'onde  $\lambda$  se définit par l'intégrale du coefficient d'extinction sur le trajet optique:

$$\tau_n(\lambda) = \int_0^L \alpha_\lambda ds \quad (1.4a)$$

ce qui devient:

$$\tau_n(\lambda) = \int_0^L \sigma_{Ray}(\lambda) \cdot N_{Ray}(z(s)) ds + \int_0^L \sigma_{aéro}(\lambda) \cdot N_{aéro}(z(s)) ds + \int_0^L \sum_{i=1}^m \sigma_{abs,i}(\lambda) \cdot N_i(z(s)) ds \quad (1.4b)$$

ce qui permet de définir l'épaisseur optique :

de la diffusion Rayleigh : 
$$\tau_{Ray}(\lambda) = \int_0^L \sigma_{Ray}(\lambda) \cdot N_{Ray}(z(s)) ds \quad (1.5)$$

des aérosols : 
$$\tau_{aéro}(\lambda) = \int_0^L \sigma_{aéro}(\lambda) \cdot N_{aéro}(z(s)) ds \quad (1.6)$$

des espèces chimiques : 
$$\tau_{esp}(\lambda) = \int_0^L \sum_{i=1}^m \sigma_{abs,i}(\lambda) \cdot N_i(z(s)) ds \quad (1.7)$$

Pour le calcul de la transmission atmosphérique issue d'une mesure ballon, on prend le spectre de référence mesuré à l'altitude de plafond du ballon:  $I_o(\lambda) \approx I_{ref}(\lambda)$ .

La transmission atmosphérique mesurée est donc:

$$T_n(\lambda) = \frac{I_n(\lambda)}{I_{ref}(\lambda)} = \exp[-\tau_n(\lambda)] \quad (1.8)$$

D'où l'épaisseur optique totale mesurée: 
$$\tau_n(\lambda) = Ln \frac{I_{ref}(\lambda)}{I_n(\lambda)} \quad (1.9)$$

Les valeurs des épaisseurs optiques totales  $\tau_n(\lambda)$  sont donc déduites directement des mesures des spectres à l'aide de l'équation 1.9.

Si on admet que les sections efficaces d'absorption ne dépendent pas de la pression et peu de la température (on discutera de cette supposition plus loin dans ce mémoire), on peut sortir  $\sigma_{abs,i}(\lambda)$  de l'intégrale de l'équation 1.7:

$$\tau_{esp}(\lambda) = \sum_{i=1}^m \left( \sigma_{abs,i}(\lambda) \int_0^L N_i(z(s)) ds \right) \quad (1.10)$$

La quantité intégrée  $QI_{n,i}$  de l'espèce  $i$  le long de la ligne de visée  $n$  étant définie par:

$$QI_{n,i} = \int_0^L N_i(z(s)) ds \quad (1.11)$$

L'épaisseur optique des espèces chimiques s'écrit alors:

$$\tau_{esp}(\lambda) = \sum_{i=1}^m \sigma_{abs,i}(\lambda) \cdot QI_{n,i} = \sum_{i=1}^m \tau_i(\lambda) \quad (1.12)$$

avec: 
$$\tau_i(\lambda) = \sigma_{abs,i}(\lambda) \cdot QI_{n,i} \quad (1.13)$$

où  $\tau_i(\lambda)$  est l'épaisseur optique de l'espèce chimique  $i$ .

La contribution de la diffusion Rayleigh (diffusion par les molécules présentes le long de la ligne de visée) est importante dans le domaine spectral UV-visible. Elle suit une loi en  $1/\lambda^4$  et



atténuée dix fois plus dans le bleu que dans le rouge. Elle est calculée en utilisant les profils de pression et de température et les sections efficaces données par *Bucholtz et al.* [1995].

### III.2 Méthode d'inversion spectrale et de détermination des colonnes intégrées

La méthode utilisée dans ce TP (il en existe d'autres) pour retrouver les quantités intégrées est une régression linéaire (de type moindres-carrés) et consiste à appliquer sur chaque spectre de transmission et pour chaque molécule sur presque tout son intervalle spectral d'absorption, un ajustement mathématique en utilisant les sections efficaces des espèces mesurées en laboratoire. Pour chaque espèce, ses quantités intégrées sont recherchées en considérant un grand nombre de longueurs d'onde ce qui améliore fortement la précision de leur détermination.

#### Recherche de l'ozone

L'ozone étant l'espèce chimique minoritaire stratosphérique présentant la plus forte contribution sur le domaine du visible, on cherche d'abord ses quantités intégrées par régression linéaire sur presque tout le domaine du visible. Il faut toutefois prendre en compte la contribution spectrale des aérosols stratosphériques qui peut être importante. On procède alors à une recherche simultanée des quantités intégrées de l'ozone et des aérosols en utilisant pour ceux-ci un polynôme d'ordre trois comme variation spectrale de sections efficaces. Ce polynôme est plus représentatif de la dépendance spectrale (parfois non monotone) observée des aérosols stratosphériques que la loi d'Angström en  $1/\lambda^\gamma$  [*Angström*, 1929] communément utilisée; notons que le coefficient  $\gamma$  de la loi d'Angström varie suivant la taille et la nature des aérosols. En résumé, la régression linéaire multiple entre les variables connues  $\tau_{md}$  et  $\sigma_{abs,O_3}$ ,  $\lambda$ ,  $\lambda^2$ ,  $\lambda^3$  de l'équation 1.14 ajuste, sur le domaine spectral de recherche pour chaque ligne de visée  $n$ , les paramètres  $QI_{O_3}$ ,  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  et  $a_3$ . Pour chaque longueur d'onde  $\lambda$  du domaine spectral de recherche:

$$\tau_n(\lambda) - \tau_{Ray}(\lambda) = \tau_{md}(\lambda) = \sigma_{abs,O_3}(\lambda).QI_{O_3} + a_0 + a_1.\lambda + a_2.\lambda^2 + a_3.\lambda^3 \quad (1.14)$$

Avec:  $\tau_{md}$  le vecteur des épaisseurs optiques  $\tau_n$  (équation 1.4b) mesurées sur le domaine spectral d'absorption auxquelles on a retiré les épaisseurs optiques de la diffusion Rayleigh  $\tau_{Ray}$ ;  $\sigma_{abs,O_3}$  les valeurs de sections efficaces de l'ozone sur son domaine spectral de recherche;



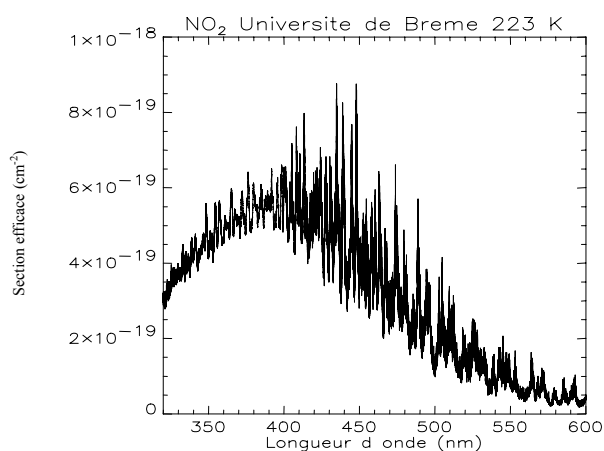
$QI_{O_3}$  la valeur de quantité intégrée de l’ozone recherchée;  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  et  $a_3$  les coefficients du polynôme d’ordre trois représentant la contribution des aérosols.



**Figure 5** : Sections efficaces d’absorption de l’ozone dans l’UV-visible.

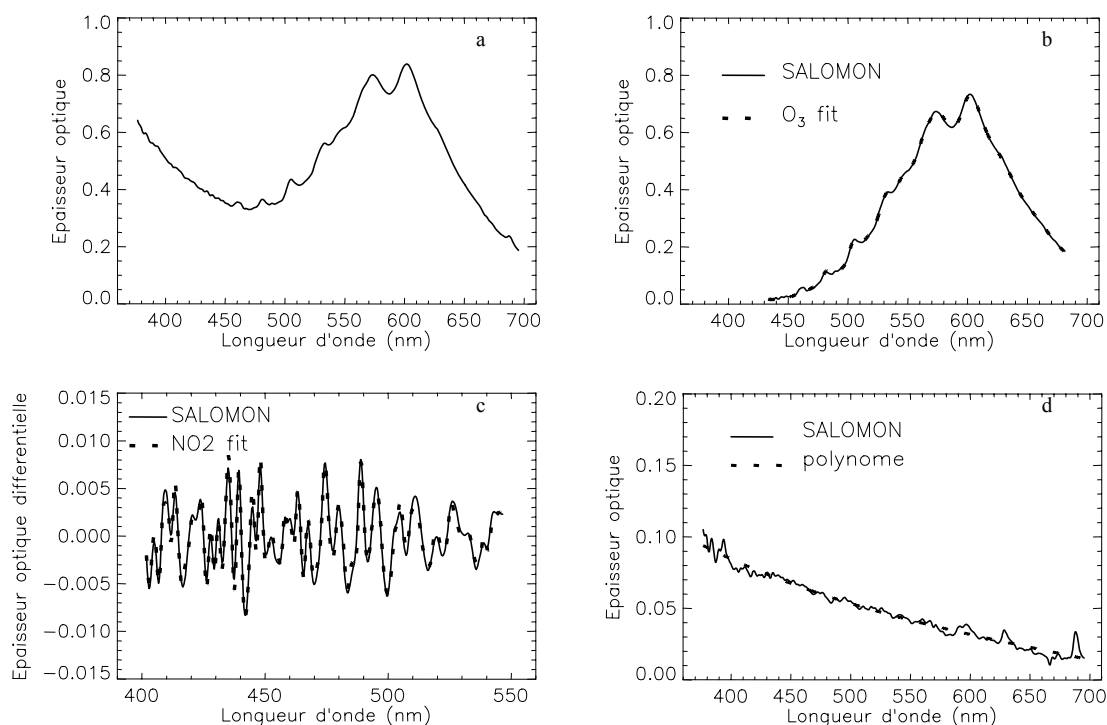
### Recherche de $NO_2$

On se place ensuite sur le domaine spectral de l’espèce  $NO_2$  et on y soustrait les épaisseurs optiques de l’ozone que l’on a calculées (produit des sections efficaces de l’ozone et des quantités intégrées), chaque espèce étant traitée séparément. Sur le domaine spectral de  $NO_2$ , après avoir retiré les épaisseurs optiques de la diffusion Rayleigh et de l’ozone, il demeure la contribution spectrale des aérosols. On applique alors une procédure de filtrage numérique passe-haut. Ce filtre consiste en une transformation de Fourier où les premières plus basses fréquences sont éliminées. Cette méthode est différentielle, dite DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy), car la contribution spectrale de  $NO_2$  est recherchée relativement à la pente due aux aérosols (cf **Figure 7c**).



**Figure 6** : Sections efficaces d’absorption de  $NO_2$ .

La **figure 7** résume les étapes de traitement des spectres décrites ci-dessus :



**Figure 7** : Etapes de traitement d'un spectre dans le visible de l'instrument ballon SALOMON. On retire la contribution de la diffusion Rayleigh et des aérosols du spectre brut en épaisseurs optiques de la figure (a), et on retrouve la contribution de l'ozone en ajustant le spectre obtenu par les sections efficaces de l'ozone (b). On se place sur le domaine spectral d'absorption de  $\text{NO}_2$ , on soustrait les épaisseurs optiques de la diffusion Rayleigh et de l'ozone, on coupe la fréquence due à la diffusion par les aérosols stratosphériques. On ajuste le spectre obtenu par les sections efficaces de  $\text{NO}_2$  (c). Les épaisseurs optiques des aérosols peuvent être déterminées plus précisément en fin de chaîne par ajustement du spectre résiduel obtenu après soustractions des contributions de la diffusion Rayleigh, de l'ozone et de  $\text{NO}_2$  (d).

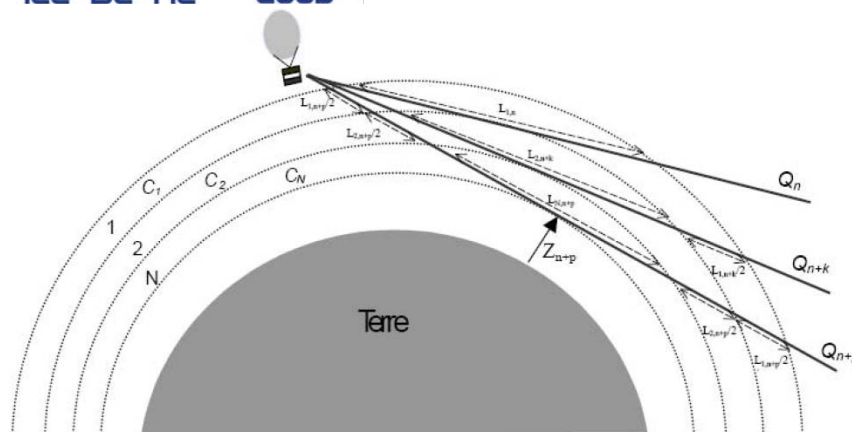
## IV. Obtention de profils verticaux par inversion mathématique des quantités intégrées

### IV.1 Géométrie d'observation

On voit d'après l'équation 1.11 que les altitudes sur les profils verticaux de concentrations qui sont obtenus après inversion mathématique des quantités intégrées sont directement liées aux altitudes des couches atmosphériques traversées par les lignes de visée. La géométrie d'observation, c'est-à-dire la connaissance de la ligne de visée, doit donc être établie précisément. On peut déduire pour chaque ligne de visée, en prenant en compte la réfraction des rayons lumineux par l'atmosphère terrestre, la position des points tangents aux couches atmosphériques (**figure 7**). Cette géométrie d'observation est dite "pelure d'oignon".

### IV.2 Méthode d'inversion par régression linéaire

La méthode d'inversion mathématique des quantités intégrées utilisée dans ce TP est simple mathématiquement. Son utilisation se justifie par le fait que les données de ballons ne sont pas ou peu dispersées, et qu'il n'y a ainsi aucune nécessité d'employer des méthodes mathématiques d'inversion plus complexes. Une telle méthode d'inversion requiert deux hypothèses. Premièrement, cela suppose que les variations de température le long de la ligne de visée ne sont pas significatives et/ou que les sections efficaces ne dépendent pas ou peu de la température. Deuxièmement, l'inversion des quantités intégrées est basée sur l'hypothèse de symétrie sphérique des couches de la stratosphère; cela signifie que l'on suppose que chaque couche d'altitude donnée est homogène en concentration sur son épaisseur et sur la distance de la ligne de visée (**figure 8**). C'est à partir de la géométrie d'observation du cas considéré, connaissant l'altitude du point tangent de chaque ligne de visée, que l'on construit la matrice de parcours optique (elle contient les longueurs des trajets optiques des rayons dans chaque couche stratosphérique), de telle manière que l'on considère au moins une ligne de visée (donc une valeur de quantité intégrée) par couche à inverser.



**Figure 8** : Géométrie d'observation d'un instrument ballon pour une occultation solaire, lunaire ou stellaire. Les variables  $L$  désignent les parcours optiques de chaque ligne de visée dans chaque couche stratosphérique (de concentration  $C$ ) située sous l'horizon de l'instrument.  $Z$  désigne l'altitude tangente de la ligne de visée. La réfraction n'est pas représentée sur le schéma.

$$y_i = \text{const} + a_0 x_{0,i} + a_1 x_{1,i} + \dots + a_{N-1} x_{N-1,i}$$

avec:

$y_i$  = valeur de quantité intégrée

$x_{k,i}$  = valeur de parcours optique dans une couche  $k$  pour une ligne de visée  $i$

On cherche les valeurs de concentration  $c_k$  dans chaque couche  $k$  ( $N$  au total).

La symétrie sphérique nous permet d'écrire:

$$[Q] = [A] \cdot [C] \quad ([\text{cm}^{-2}] = [\text{cm}] \cdot [\text{cm}^{-3}]) \quad (1.15)$$

où  $Q$  est le vecteur contenant les quantités intégrées,  $A$  est la matrice de parcours optique dans les couches atmosphériques, et  $C$  est le vecteur contenant les concentrations.

L'échantillonnage de l'échelle verticale de restitution des concentrations est en grande partie imposé par les altitudes des points tangents des lignes de visée. La résolution verticale finale obtenue sur le profil vertical dépend de plusieurs facteurs dont la sensibilité de l'instrument ballon ou satellite, le temps de pose pour l'acquisition des spectres, le diamètre apparent de l'astre pointé (soleil, lune, étoile). En général elle tourne autour entre 1 et 3 km. Autre processus important, les barres d'erreur sur le profil vertical en concentration restitué au final peuvent être réduites en lissant les quantités intégrées (ou les spectres d'occultation) avant inversion spatiale.

Enfin, le coefficient d'extinction des aérosols dans chaque couche est également calculé par inversion par régression linéaire des épaisseurs optiques longueur d'onde par longueur d'onde. Toujours en supposant une symétrie sphérique des couches, on peut écrire:

$$[ T ] = [ A ] \cdot [ E ] \quad (1.16)$$

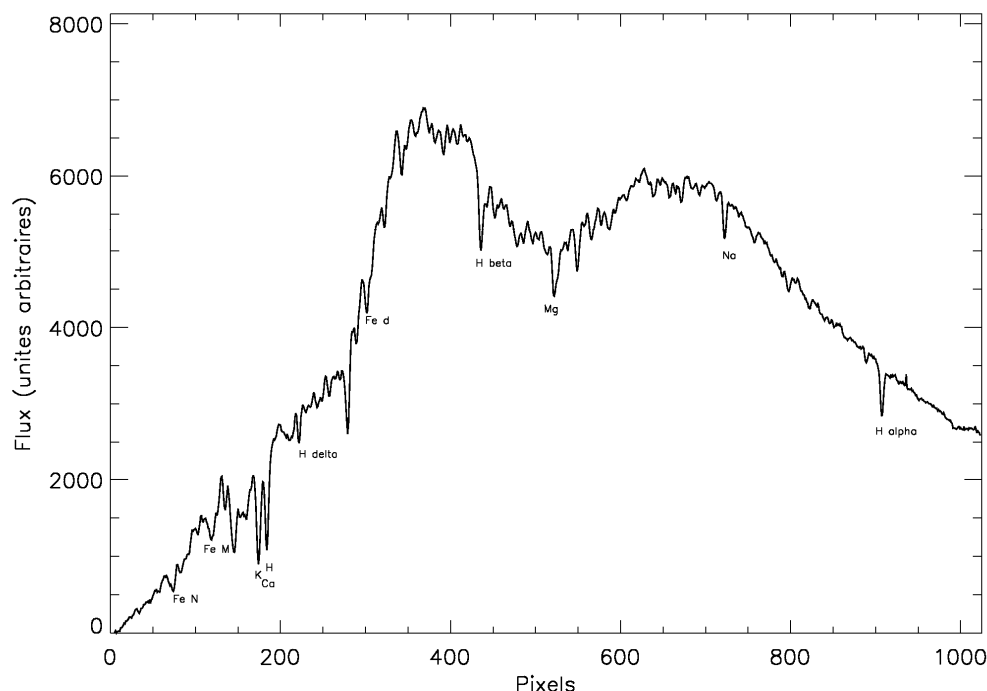
où  $T$  est le vecteur contenant les épaisseurs optiques des aérosols à la longueur d'onde  $\lambda$ ,  $A$  est la matrice de parcours optique, et  $E$  est le vecteur contenant les coefficients d'extinction ( $\text{cm}^{-1}$ ) que l'on cherche dans chaque couche.

## V. Travaux à réaliser en spectrométrie UV-visible

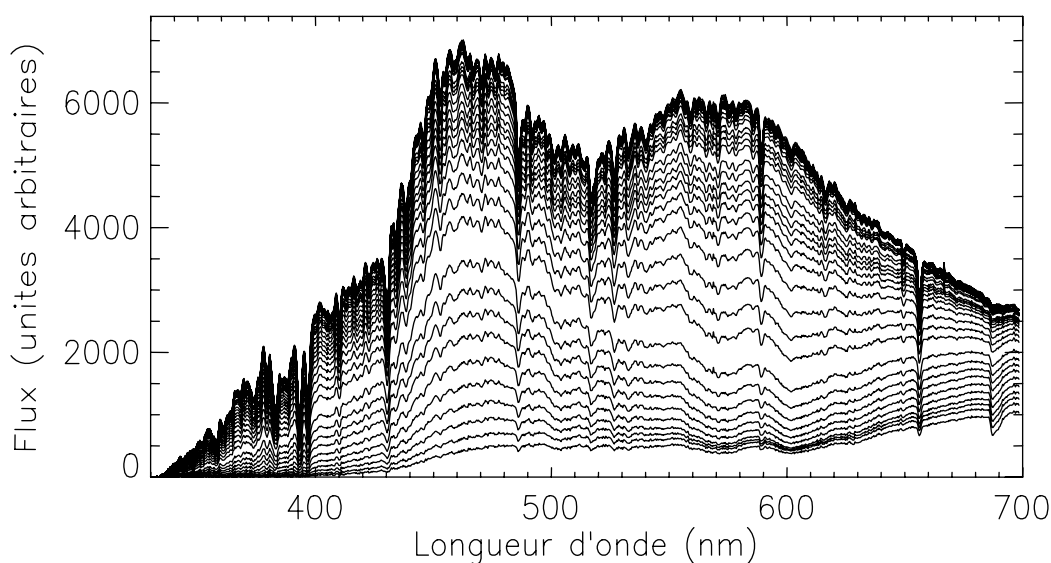
### V.I Etablissement de l'échelle de longueur d'onde

On se focalise ici sur les spectres mesurés par l'instrument embarqué sous ballon SALOMON. Le spectromètre UV-visible ne fournit les spectres que par numéro de pixel (1024 pixels sur la barrette de photodiodes de l'instrument), il est donc nécessaire de caler une échelle de longueur d'onde afin de repérer par la suite les signatures spectrales des composés chimiques absorbant dans ce domaine.

La figure 1 présente un exemple de spectre brut de la lune enregistré par l'instrument SALOMON à l'altitude de plafond lors du vol dans la nuit du 4 au 5 décembre 2000. L'objectif de la première partie du TP est d'obtenir une échelle de longueur d'onde comme celle présentée sur la figure 2.



**Figure 1** : Exemple de spectre brut de la lune enregistré lors du vol du 4 décembre 2000. On y distingue les raies principales raies de Fraunhofer positionnées en pixels. Flux en général exprimé en  $\text{photons.cm}^{-2}.\text{s}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$



**Figure 2** : Exemples de spectres bruts de la Lune enregistrés lors du vol du 4 décembre 2000 avec échelle de longueur d'onde recalée.

**Travail à effectuer :**

L'échelle de longueur d'onde est établie en utilisant les principales raies d'absorption du spectre du Soleil (la lumière captée par SALOMON est simplement la lumière du Soleil réfléchiée par la surface de la Lune), les raies de Fraunhofer [Cox, 2000]: Fe (N) à 358,81 nm, Fe (M) à 373,49 nm, Ca (K) à 393,37 nm, Ca (H) à 396,85 nm, H $\delta$  à 410,17 nm, Fe (d) à 438,35 nm, H $\beta$  à 486,13 nm, les deux raies Na 589,00 nm et 589,59 nm (on procède à une moyenne de ces deux raies), H $\alpha$  à 656,28 nm.

Procédure pour chaque spectre :

- Ajuster la position de chacune des raies de Fraunhofer sélectionnées sur l'échelle en pixels par une gaussienne dont on calcule le centre.
- Assigner le centre de chaque raie à la valeur de longueur d'onde correspondante.
- Déterminer la totalité de l'échelle de longueur d'onde par un ajustement polynomial et tester ordre 1 et 2.
- Déterminer la dérive de la position des raies de Fraunhofer au cours du temps.

*Outil : programme IDL longonde.sav*



## V.II Recherche des quantités intégrées de l’ozone et de NO<sub>2</sub> et des épaisseurs optiques des aérosols à partir d’observations ballons

A l’aide des programmes mentionnés ci-dessous :

- Visualiser la dépendance spectrale de la diffusion Rayleigh, les épaisseurs optiques de l’ozone, des aérosols et de NO<sub>2</sub> dans leurs domaines spectraux respectifs.
- Calculer les quantités intégrées de l’ozone et de NO<sub>2</sub>.
- Visualiser de l’épaisseur optique des aérosols (à 500 nm) en fonction de l’élévation.
- Tester l’effet du moyennage des spectres sur les quantités intégrées obtenues en sortie.
- Estimer l’effet du choix des sections efficaces de l’ozone, de NO<sub>2</sub> sur les valeurs des quantités intégrées. Visualiser les résultats avec les fichiers [QIO3\\_variation\\_T.ps](#) et [QINO2\\_variation\\_T.ps](#) (sous-répertoire ‘plots’).

### *Outils :*

*programme IDL [spectrO3.sav](#) pour l’inversion spectrale de l’ozone et des aérosols*

*Paramètres d’entrée à modifier : [liste\\_spectrO3.txt](#) (sous-répertoire ‘parametres’)*

*programme IDL [spectrNO2.sav](#) pour l’inversion spectrale de NO<sub>2</sub>*

*Paramètres d’entrée à modifier : [liste\\_spectrNO2.txt](#) (sous-répertoire ‘parametres’)*

## V.III Obtention des profils verticaux en concentration et rapports de mélange de l’ozone et NO<sub>2</sub>

*Outil : programme IDL [inversion.sav](#)*

## V.IV Application des algorithmes d’inversion spectrale et spatiale aux spectres de l’instrument GOMOS à bord du satellite ENVISAT

*Outil: programme IDL [ProfilsGOMOS.sav](#)*

*Paramètres d’entrée à modifier : [liste\\_spectrGOMOS.txt](#) (sous-répertoire ‘parametres’)*

## VI. Analyse géophysique de données: utilisation de la base de données scientifiques ETHER

<http://ether.ipsl.jussieu.fr/>

ou

<http://munk.ipsl.jussieu.fr/etherTypo/?id=accueil>

L'objectif est ici de caractériser les différentes étapes de la destruction de l'ozone stratosphérique polaire dans le vortex et de comparer le cas antarctique avec le cas arctique. Pour cela nous bénéficions des services de la base de données scientifiques ETHER qui fournissent des sorties quotidiennes de deux outils de modélisation de chimie-transport stratosphérique pour les deux hémisphères depuis les 3-4 dernières années : MIMOSA (caractérisation des masses d'air à partir de la vorticité potentielle) et REPROBUS (champs de rapports de mélange de différents composés chimiques).

La vorticité potentielle se définit par le produit de la vorticité (= rotationnel de la vitesse du vent) et de la stabilité verticale de l'atmosphère. C'est une grandeur qui se conserve en conditions adiabatiques rencontrées sur une échelle de temps de l'ordre de la dizaine de jours dans la stratosphère, ce qui permet alors de caractériser les masses d'air et de suivre leur mouvement.

- Cas du vortex polaire antarctique 2008

On se place au niveau 550 K (~23 km) sur la période hiver-printemps 2008 (du 1<sup>er</sup> juin au 15 novembre). On utilise les champs de MIMOSA et REPROBUS tous les 15 jours.

- Position du vortex polaire :

Utiliser les champs de vorticité potentielle du modèle MIMOSA afin de déterminer la position du vortex polaire antarctique tout au long de l'hiver et du printemps. Déterminer le moment où le vortex se fragilise ou se délite.

Comparer ces positions avec les champs du composé N<sub>2</sub>O issus du modèle REPROBUS.

- Destruction de l'ozone polaire :

A partir des champs d'ozone et de perte d'ozone ( $O_3$  loss) issus du modèle REPROBUS, déterminer son évolution à ce niveau d'altitude et le moment à partir duquel sa destruction devient significative.

- Nuages stratosphériques polaires, activation des chlores, dénitrification :

En utilisant les sorties de REPROBUS, déterminer la période de présence des nuages stratosphériques polaires (PSC) responsables de la destruction d'ozone. Observer le lien avec l'activation et la désactivation du chlore actif donné par les rapports de mélange de  $ClO_x$  (= somme des composés  $ClO$ ,  $Cl$  et  $Cl_2O_2$ ). Faire de même avec l'acide nitrique  $HNO_3$ .

- Cas du vortex polaire arctique 2006

Période janvier-avril 2006. Niveau 550 K (~23 km).

Effectuer le même travail que pour le vortex antarctique et comparer les deux cas en se focalisant plus particulièrement sur la période de délitement du vortex.

- Cas du vortex polaire arctique 2007

Période janvier-avril 2007. Niveau 550 K (~23 km).

A partir des champs de MIMOSA et REPROBUS déterminer les principales différences avec le cas du vortex arctique 2006.