

L'ionosphère (des hautes latitudes)

Introduction

Ce qui suit dans ce diaporama est
issue en grande partie de
l'ouvrage *Du Soleil à la Terre*.



L'atmosphère terrestre

Composition

A l'heure actuelle, on observe une composition de l'atmosphère qui se divise en deux catégories bien distinctes :

- d'une part, l'atmosphère contient des gaz dits permanents dans une proportion qui peut être considérée constante au cours du temps : il s'agit principalement de l'azote, de l'oxygène et de l'argon ;
- d'autre part, on trouve des constituants dont la teneur dans l'atmosphère est hautement variable et dépendante, entre autres, des conditions météorologiques. Il s'agit en particulier de la vapeur d'eau, du dioxyde de carbone, du méthane, de l'oxyde d'azote et de l'ozone.

La composition actuelle de l'atmosphère est résumée dans le tableau *II-1*.

	substance	fraction molaire		masse (uma)	fraction massique	
gaz permanents	Azote (N ₂)	78,08	%	28,02	75,51	%
	Oxygène (O ₂)	20,95	%	32	23,14	%
	Argon (Ar)	0,93	%	39,94	1,28	%
	Néon (Ne)	18	ppm			
	Hélium (He)	5	ppm			
	Krypton (Kr)	1	ppm			
	Hydrogène (H)	0,5	ppm			
	Xénon (Xe)	0,09	ppm			
constituants variables	vapeur d'eau (H ₂ O)	0 à 4	%			
	dioxyde de carbone (CO ₂)	360	ppm			
	méthane (CH ₄)	1,7	ppm			
	oxyde nitreux (N ₂ O)	0,31	ppm			
	Ozone (O ₃)	0,04	ppm			

Tableau *II-1* : composition moyenne de l'atmosphère à la surface de la Terre (ppm = parties par million)

L'atmosphère terrestre

Principes

Les atmosphères des planètes qui constituent le système solaire sont très différentes les unes des autres, mais il existe toutefois quelques caractéristiques similaires qui s'avèrent importantes pour expliquer leur structure de base :

- tout d'abord, une atmosphère est composée de plusieurs constituants neutres, avec des mécanismes réactionnels et collisionnels complexes sous-jacents ;
- ensuite, pour que l'atmosphère perdure, la planète doit engendrer une énergie gravitationnelle comparable à l'énergie thermique de l'atmosphère ;
- enfin, le Soleil assure un éclairage inhomogène de la planète (avec deux faces éclairée et sombre, des régions polaires et équatoriale). De plus, l'atmosphère a des domaines spectraux d'interaction avec le rayonnement solaire très variables suivant les constituants et l'altitude, qui influencent de manière notable sa structure.

L'atmosphère terrestre

Équilibre hydrostatique et hauteur d'échelle

A l'équilibre hydrostatique, les forces de pression sont compensées par la force gravitationnelle:

$$\vec{\nabla} P_n + \rho_n \vec{g} = \vec{0}$$

En supposant que l'atmosphère est stratifiée en altitude ($P=P(z)$):

$$-\frac{dP_n}{dz} = \rho_n g$$

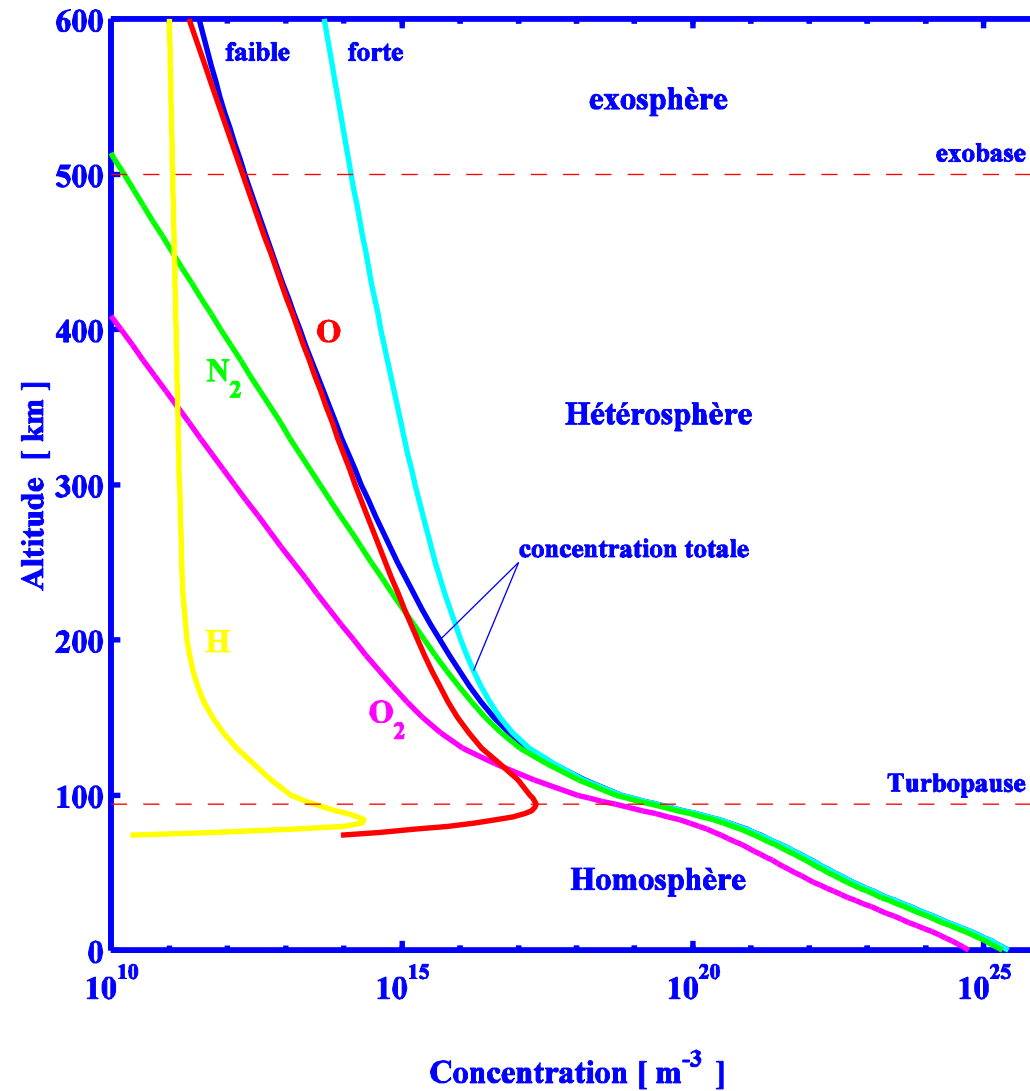
Avec $P_n = n_n k T_n$ et en supposant que T_n est constante avec l'altitude, on obtient:

$$\rho_n(z) = \rho_{0n} e^{-\frac{mg}{kT_n} z} = \rho_{0n} e^{-\frac{z}{H_n}}$$

$$H_n = \frac{kT_n}{mg} \text{ est la hauteur d'échelle}$$

L'atmosphère terrestre

Nomenclature fluide



L'atmosphère terrestre

Nomenclature fluide

- **Homosphère** : Cette région de l'atmosphère s'étend depuis le sol jusqu'à 90 km environ.
 - Correspond à la zone de prédominance des collisions.
 - La concentration décroît de 10^{25} à 10^{19} particules par m^3 , avec une hauteur d'échelle H_n de 7 km correspondant à une température moyenne T_n de 240 K dans l'homosphère. C'est donc l'épaisseur équivalente de l'homosphère (qui correspond pratiquement à celle de l'atmosphère dans son entier) en concentrant le gaz à la pression au niveau du sol.
 - Les mécanismes de brassage tels que les vents, la convection ou la turbulence, permettent de maintenir un rapport de mélange constant pour les différents constituants majoritaires, qui conduit à une masse moyenne de l'atmosphère fixe et égale à 29 g mol⁻¹ depuis le sol jusqu'à la limite supérieure de cette région que l'on appelle la turbopause ou l'homopause.
- **Hétérosphère** : Dans cette région, l'homogénéité cesse et le mécanisme de diffusion moléculaire dans le champ de gravité devient prépondérant.
 - Cependant, les collisions sont suffisamment importantes pour maintenir une température identique pour toutes les espèces présentes dans l'atmosphère.
 - Cette diffusion moléculaire conduit chacun des constituants à établir un équilibre diffusif propre, voisin de l'équilibre hydrostatique. Ainsi, ce qui a été écrit précédemment reste valable, si on remplace les grandeurs caractéristiques de l'atmosphère par celles des différents constituants.

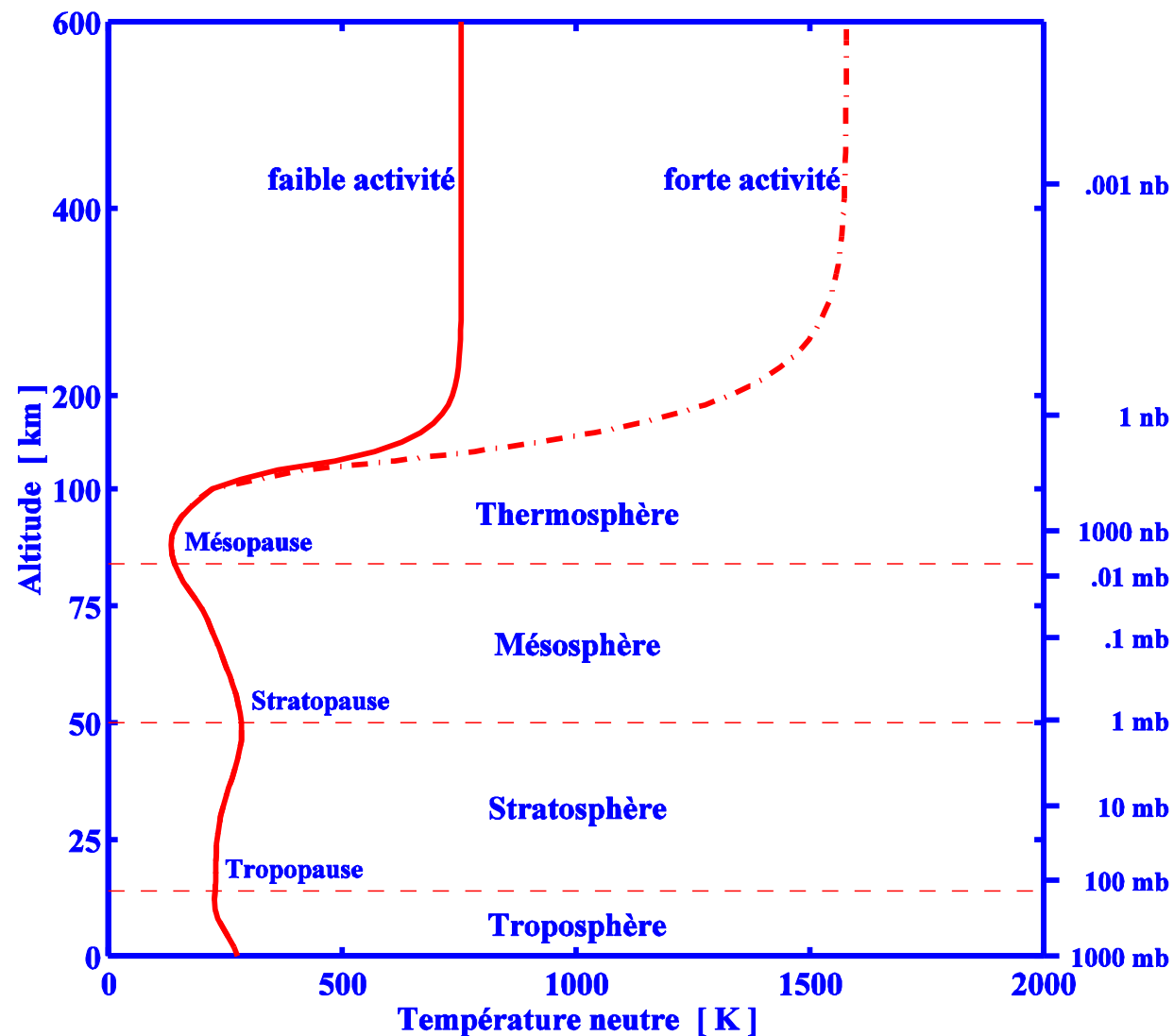
L'atmosphère terrestre

Nomenclature fluide (suite)

- **L'exosphère** : La décroissance de la concentration des composants atmosphériques avec l'altitude conduit irrémédiablement à une situation où **le nombre de particules par unité de volume n'est plus suffisant pour appliquer le qualificatif de fluide à l'atmosphère**.
 - L'altitude à laquelle l'atmosphère n'est plus considérée comme un fluide s'appelle l'exobase. Elle est définie comme étant **l'altitude au-delà de laquelle le libre parcours moyen est plus grand que l'épaisseur de l'atmosphère au-dessus (qui correspond à une hauteur d'échelle de l'atmosphère)**. Dans le cas de la Terre, on situe cette exobase vers 500 km.
 - On peut dire alors qu'en dessous de l'exobase, l'atmosphère est un milieu collisionnel alors qu'au-dessus, elle est un milieu faiblement voire non collisionnel.
 - Au-dessus de l'exobase, comme le milieu est non collisionnel, les particules évoluent individuellement sous l'effet des forces en présence.
 - La seule force appliquée étant la force centrale de gravitation, les particules suivent alors des trajectoires balistiques fermées (ellipses) ou ouvertes (paraboles, hyperboles) déterminées par l'énergie totale qu'elles possèdent à l'exobase.
 - Les trajectoires fermées caractérisent les particules qui restent captives du champ de gravitation. En général ces particules ont des trajectoires qui culminent à une certaine altitude et elles vont se perdre dans les couches plus basses de l'atmosphère, parcourant ainsi seulement une portion de l'ellipse. Toutefois, suite à des collisions rares, certaines particules se mettent en orbite autour de la Terre et décrivent des ellipses entières. Cette situation perdure jusqu'à ce qu'un choc modifie leur trajectoire.
 - Les trajectoires ouvertes correspondent à des particules qui ont une énergie cinétique suffisante pour vaincre l'énergie gravitationnelle. Elles s'échappent alors de l'atmosphère.

L'atmosphère terrestre

Nomenclature énergétique



Rappel : le spectre solaire UV

- Très important du point de vue de l'aéronomie: rayonnement ionisant à l'origine de l'ionosphère.
 - 2 gammes:
 - UV de 390nm à 100nm (non ionisantes en général)
 - Extrême UV de 100 à 20 nm (ionisantes)
 - Caractéristiques
 - Très grande variabilité.
 - Modélisation très délicate.
 - Cependant corrélée à f10.7
 - Flux total faible: $= 4 \cdot 10^{-3} \text{W.m}^{-2}$ (f10.7~150)
- Modélisation en boîtes (39) et raies importantes.

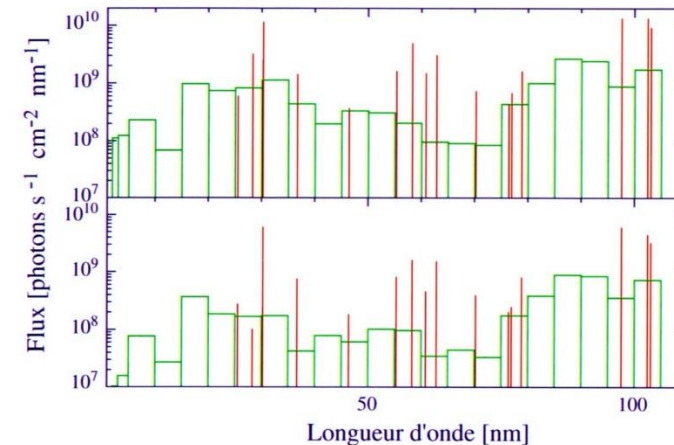


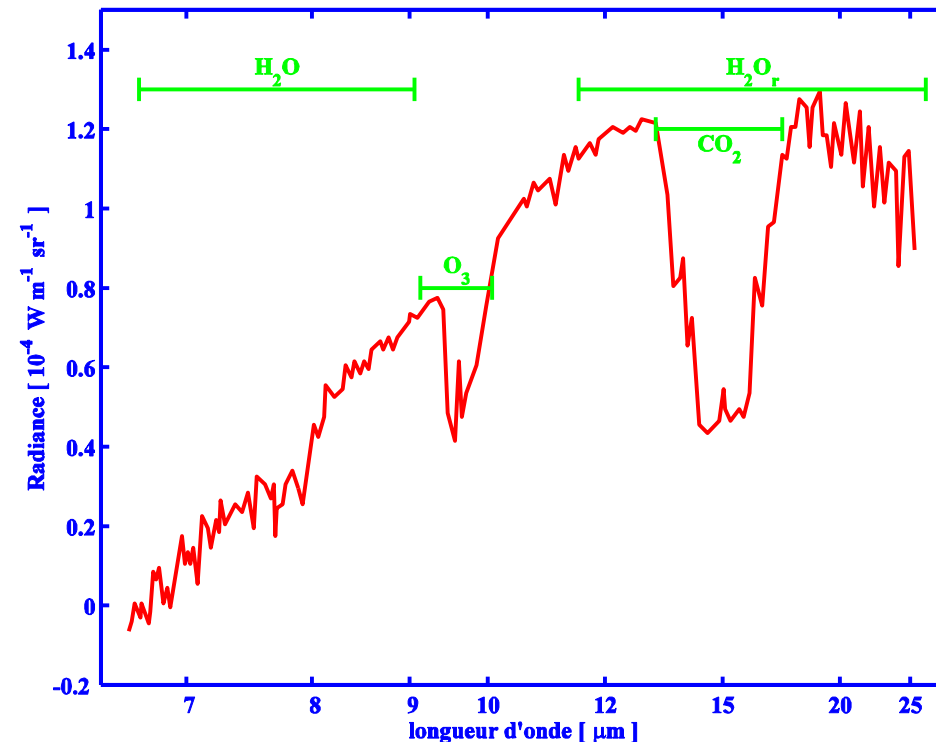
Figure I-20 : flux de référence donnés sur 39 intervalles (vert) ou raies discrètes (rouge)

L'atmosphère

1. La troposphère

Entre 0 et 15km environ.

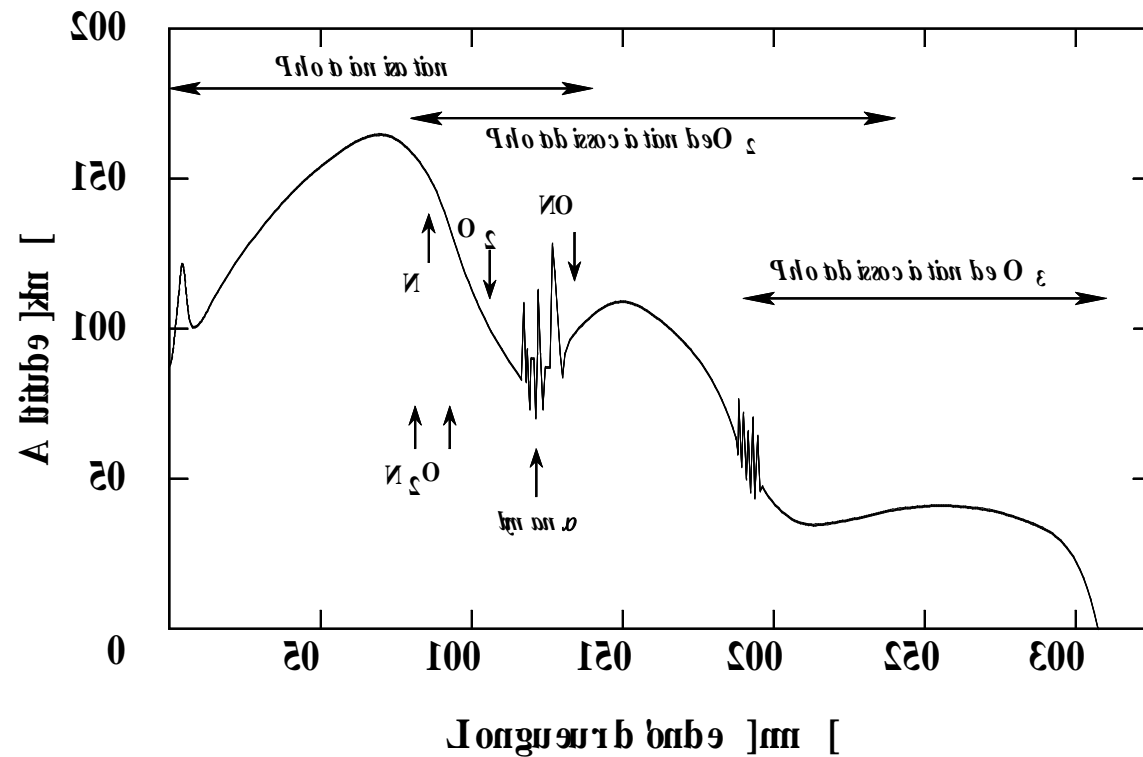
- Notion de gradient de température adiabatique et sec.
 - Gradient sec -10 K/km.
 - Gradient air saturé - 5 K/km.
 - Gradient moyen -6,5K/km.
- Effet de serre.
 - Bandes d'absorptions troposphériques.



L'atmosphère

2. La stratosphère

- Entre 15 et 50 km
- Chimie de l'oxygène.
 - Synthèse de l'ozone O_3
- Échauffement du gaz par le rayonnement UV ($\lambda < 300\text{nm}$)



Altitude à laquelle le rayonnement solaire est atténué d'un facteur e en fonction de la longueur d'onde.

L'atmosphère

3. *La mésosphère*

- Rayonnement IR de CO₂
- Refroidissement par transition vibrationnelle (mode de fléchissement de la molécule) à 15μm. Plusieurs mécanismes pour ce mode:
 - (1) Excitation radiative, relaxation collisionnelle ou radiative : bilan positif, échauffement (ex effet de serre).
 - (2) Excitation collisionnelle, relaxation collisionnelle ou radiative : perte rayonnement vers l'espace, bilan négatif.

Si durée de vie état excité > temps entre deux collisions (1) sinon (2)

Durée de vie constante, par contre le temps entre deux collisions augmente quand z croît.

Régie par le rapport [O₃]/[CO₂]. Gradient de -5K/km jusqu'à 85 km. Au dessus, d'autres phénomènes apparaissent

L'atmosphère

4. La thermosphère

- Absorption directe du rayonnement UV ($\lambda < 200\text{nm}$)
 - Si $\lambda < 100\text{nm}$ environ ionisation. Création de l'ionosphère. Électrons énergétiques chauffent les neutres. (autour de 100 à 150 km)
 - Échauffement très fort. Peu de refroidissement puisque $[\text{CO}_2]$ devient faible.
- Au dessus de 200-300km, plus de conduction. T devient constante.

Formation de l'ionosphère

Modèle de Chapman

Supposons que la concentration des neutres varie avec l'altitude suivant une loi à hauteur d'échelle:

$$n_n(z) = n_0 e^{-\frac{z}{H_n}}$$

Loin de l'ionosphère (à l'infini) l'intensité du rayonnement ionisant X et UV a pour valeur I_0 . Ce rayonnement est absorbé et donc diminue au fur et à mesure qu'il pénètre dans l'atmosphère selon l'expression:

$$\frac{dI(z)}{dz} = -I(z)\sigma n(z) \quad \sigma: \text{coef. d'absorption}$$

Qu'on intègre pour obtenir l'intensité à l'altitude z :

$$I(z) = I_0 \exp\left(-H_n \sigma n_0 e^{-\frac{z}{H_n}}\right)$$

Formation de l'ionosphère

Modèle de Chapman - 2

D'autre part, le nombre d'ionisations est proportionnel à l'intensité du rayonnement incident et à la concentration en neutres. Il peut s'écrire:

$$a_i n_n(z) I(z) \quad \text{Avec } a_i \text{ le coef. d'ionisation.}$$

L'ionisation d'un neutre crée un ion positif et un électron (on suppose le cas simple d'atomes ou de molécules ionisés une fois). Le nombre d'ions et d'électrons sont par conséquent égaux. Avec a_r le taux de recombinaison, nous avons un nombre de recombinaisons qui vaut $a_r n_e^2(z)$. A l'équilibre, les recombinaisons et les ionisations se compensent:



$$a_i n_n(z) I(z) = a_r n_e^2(z)$$

D'où la concentration électronique en fonction de l'altitude:

$$n_e(z) = \sqrt{\frac{a_i}{a_r} n_{0n} e^{-\frac{z}{H_n}} I_0 \exp\left(-H_n \sigma_a n_{0n} e^{-\frac{z}{H_n}}\right)}$$

Profil de Chapman

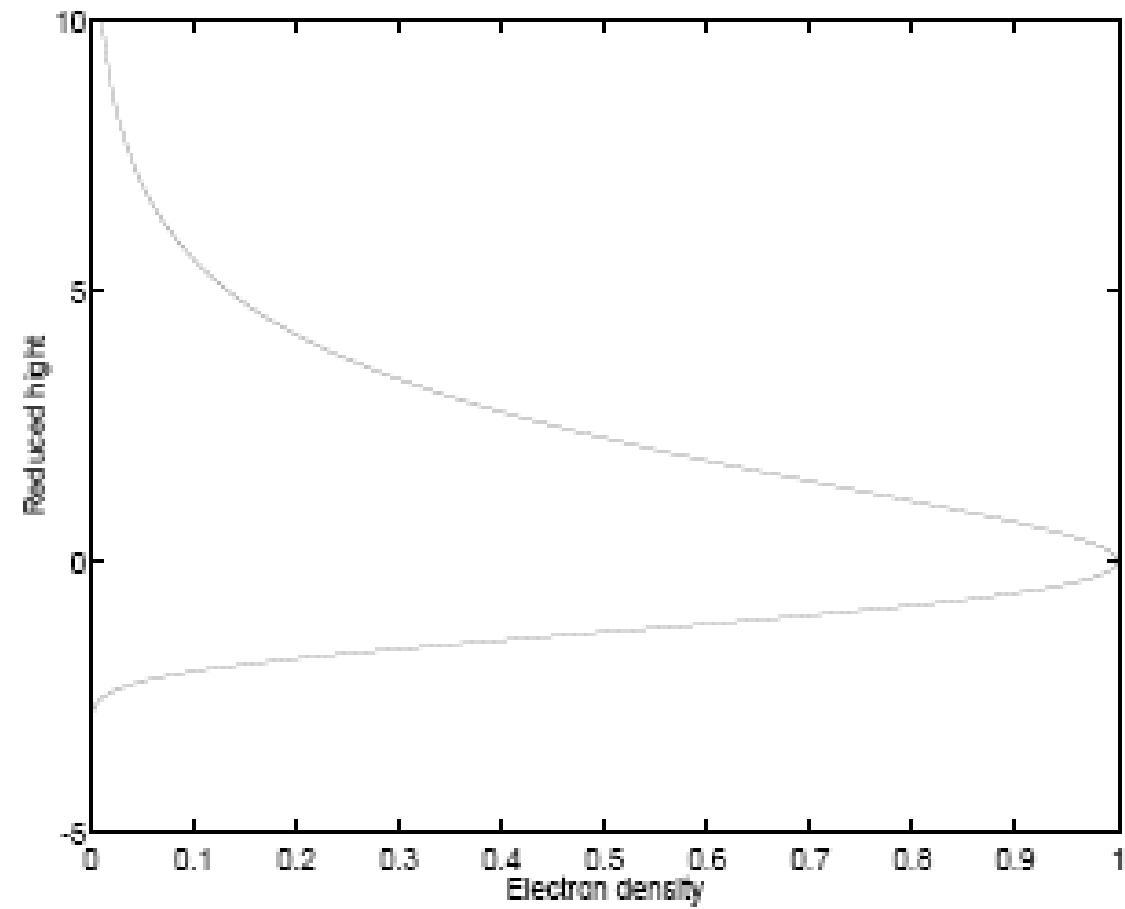


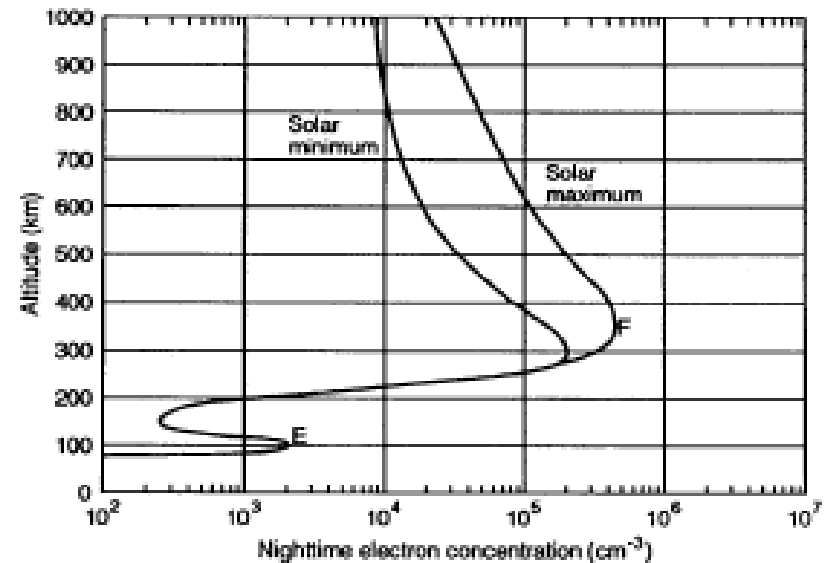
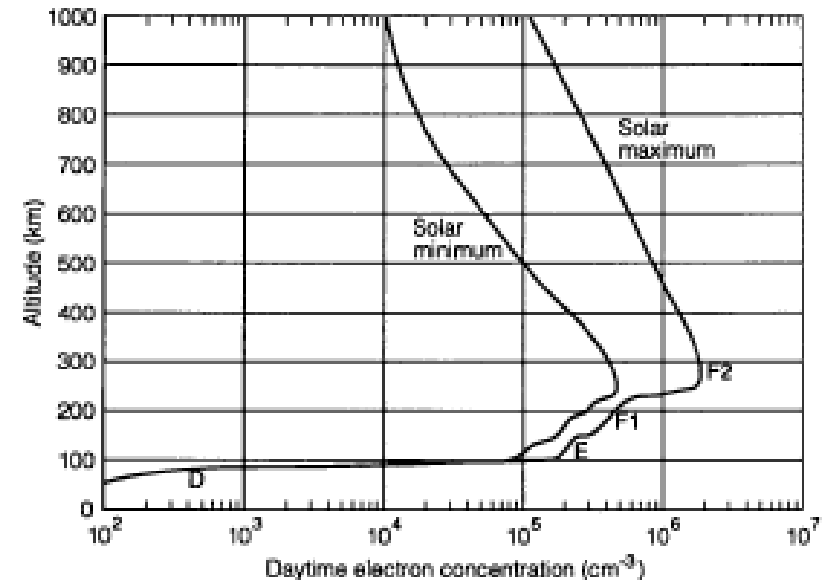
Fig. 8.4. The Chapman profile for the electron density

Limitations du modèle de Chapman

- Dans une description plus rigoureuse, il faut remplacer l'atmosphère monocomposante par l'atmosphère réelle qui comprend trois composants principaux N_2 , O_2 et O aux altitudes de l'ionosphère.
- l'atmosphère n'est pas isotherme, avec une hauteur d'échelle qui peut varier d'un facteur 3 entre 100 et 300 km .
- les sections efficaces sont extrêmement variables en fonction de la longueur d'onde et le flux solaire présente de fortes fluctuations en fonction de la longueur d'onde.
- Une limitation plus gênante de ce modèle tient à ce que les électrons créés par photoionisation sont eux-mêmes d'énergie assez grande pour pouvoir ioniser à leur tour. L'effet de cette nouvelle production, qui peut excéder la première, ne peut être pris en compte qu'à travers une équation cinétique de transport.

Interaction EUV-atmosphère

- Rayonnement ionisant
 - → création d'une couche ionisée.
 - Les différentes couches d'ionosphère
 - D
 - E
 - F1
 - F2
 - Haute ionosphère
- Quels sont les mécanismes.
 - → ionisation et excitation.



Interaction EUV-atmosphère

modélisation

- La théorie cinétique
 - Calcul des productions primaires grâce à la photoinisation.
 - Calcul des productions secondaires : équation de transport
 - Prise en compte de la chimie (\rightarrow existence de pertes et de productions)
 - Résolution de l'équilibre.

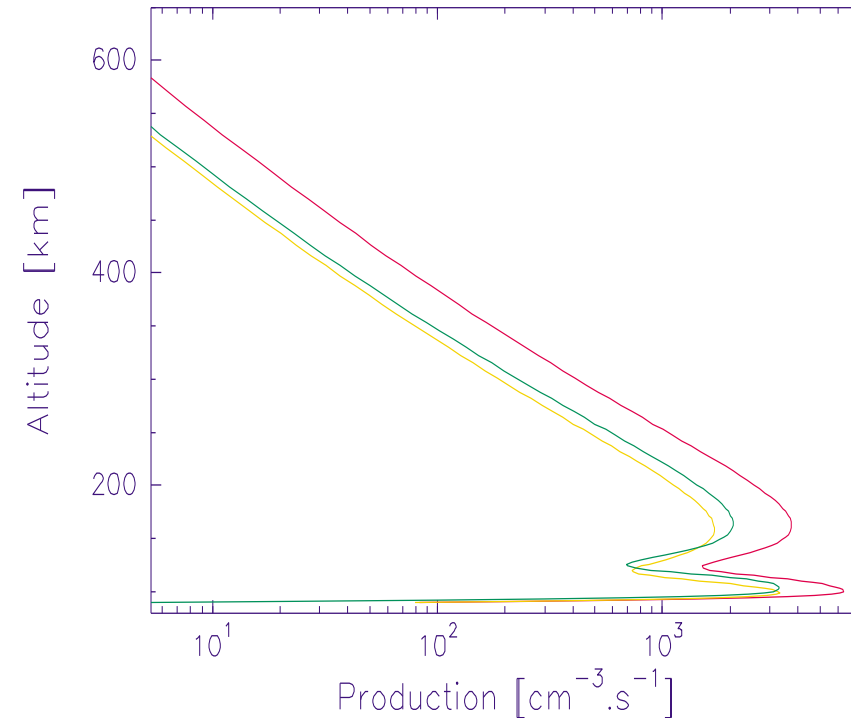


Figure I-6 : production primaire due aux raies solaires discrètes et au continuum solaire. Discrètes : trait vert. Continuum : jaune. Somme en rouge

Les couches ionosphériques

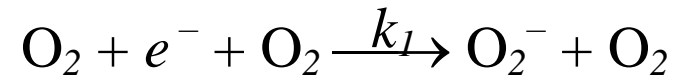
Région D

- De 50 à 90km
 - dense
 - Peu de diffusion moléculaire, couche turbulente.
 - Chimie très complexe. (modèle : 35 ions, 170 réactions)

- Existence d'ions négatifs (presque tous monochargés)

$$\sum_{\text{positif}} n_i = n_e + \sum_{\text{négatif}} n_j$$

- Source primaire d'ions + principale
 - Photo ionisation de O₂ et N₂ (seuil 9.25eV) par Ly α
 - Ions négatifs créés par e⁻ secondaires (cause principale de destruction des e⁻)

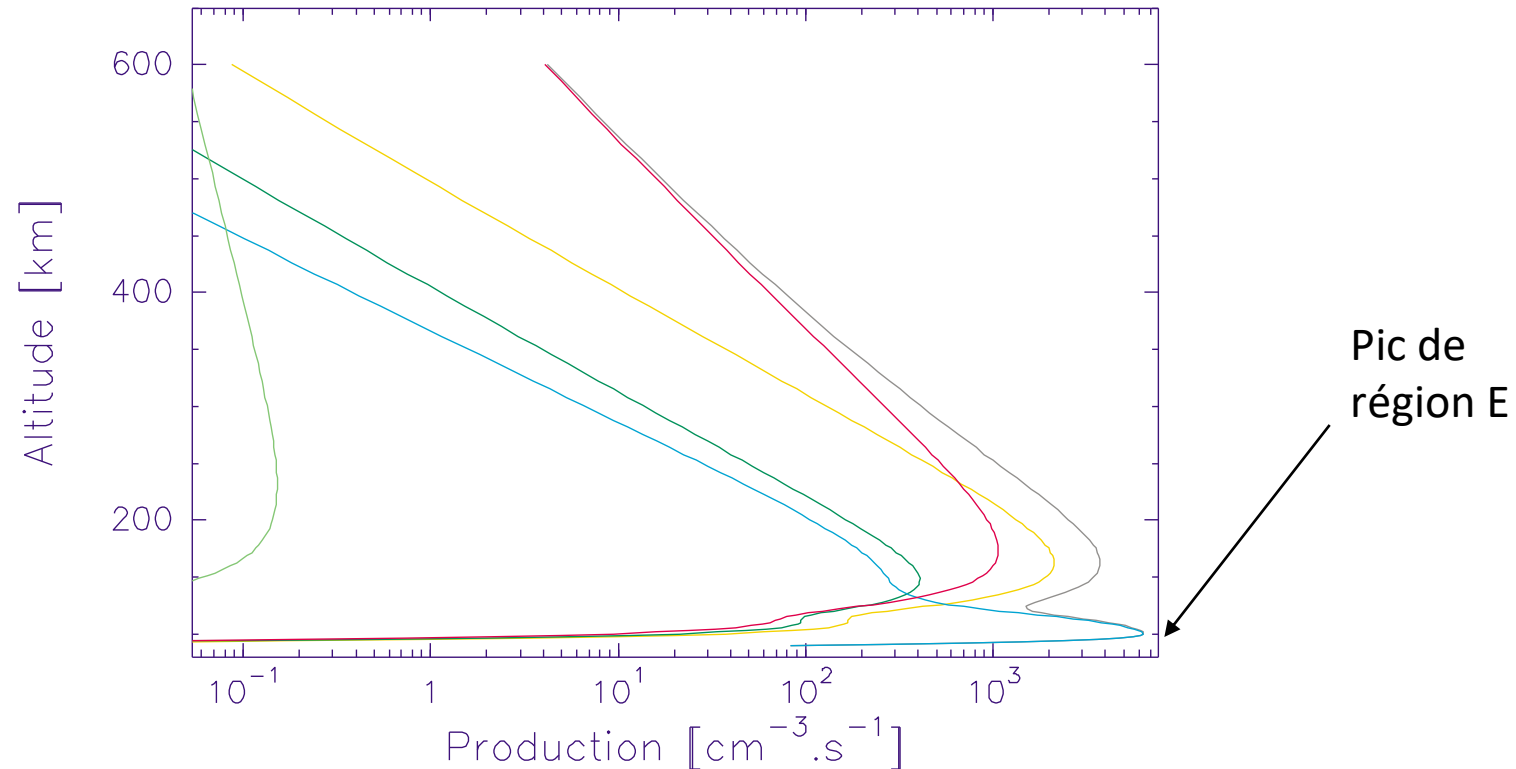


- Existence d'une couche de Chapman dans laquelle les ions négatifs jouent le rôle des e⁻.

Les couches ionosphériques

Régions E

- ~100km



production primaire d'ions et d'électrons (trait noir) en fonction de l'altitude. N_2^+ est en jaune. O_2^+ est en bleu. O^+ est en rouge, N^+ en vert foncé et He^+ en vert clair.

Les couches ionosphériques

Région E et F1

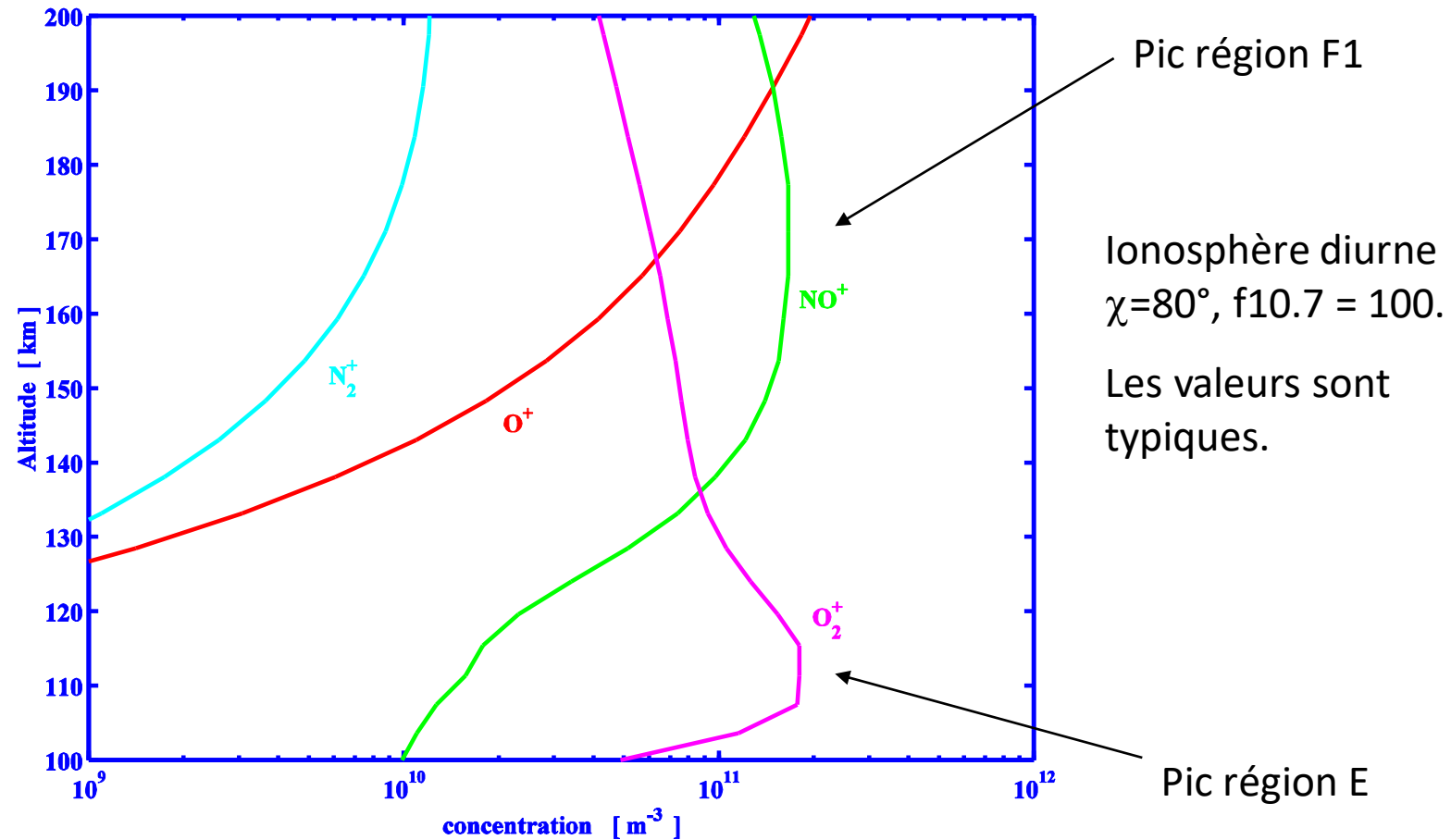


Figure I—17 : profils verticaux des ions ionosphériques en région E et F1.

Les couches ionosphériques

Régions F2

- Région la plus dense
- Ion O^+ majoritaire.
- Début de la prise en compte des phénomènes diffusifs

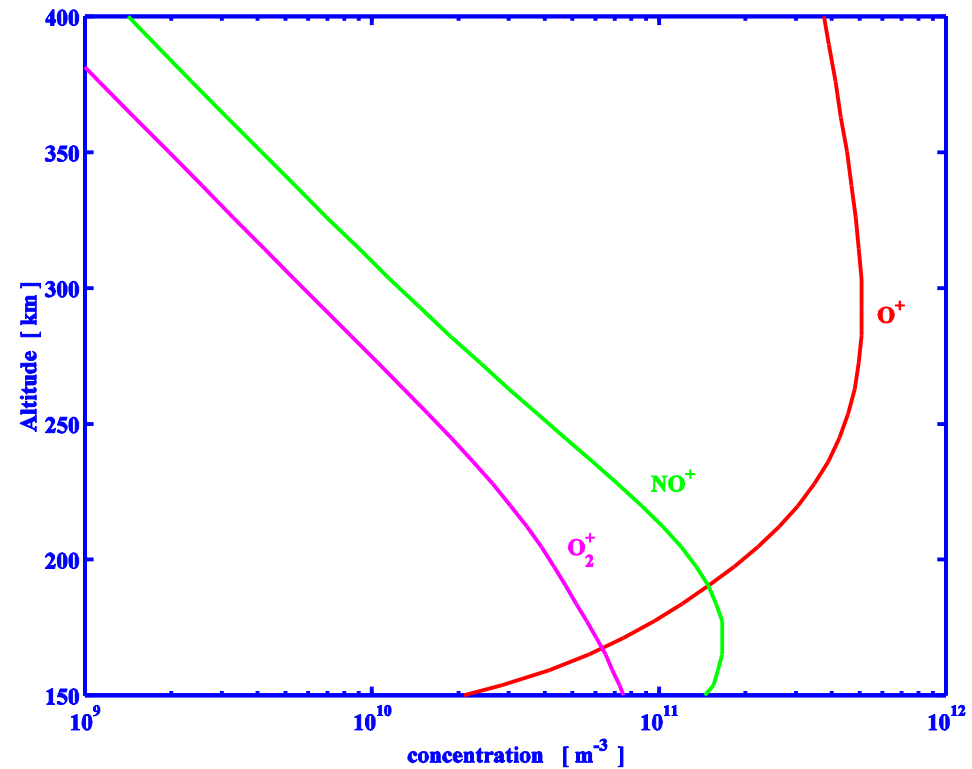


Figure I-18 : profils verticaux des ions ionosphériques en région F2

Les couches ionosphériques

haute ionosphère

- Calcul
 - Validité tant que H^+ minoritaire (700km à basses latitudes mais jusqu'à 6000km au pôles)
- Notion d'échappement
 - Existe à hautes latitudes
→ vent polaire
 - N'existe pas à basses et moyennes latitudes.

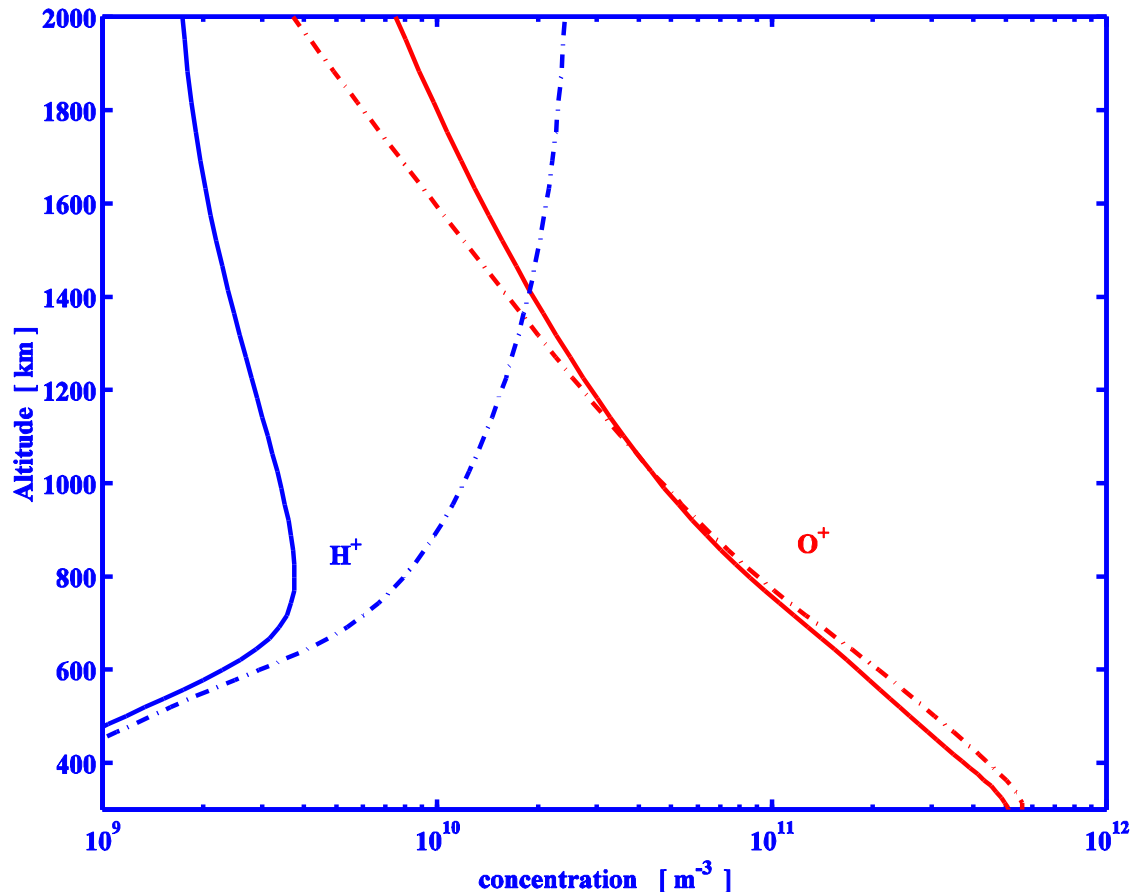


Figure I-19 : profils verticaux des ions O^+ et H^+ dans la haute ionosphère. Les profils en trait plein correspondent à la situation où l'ion H^+ s'échappe et adopte la hauteur d'échelle du plasma. La solution en pointillé correspond à la situation où l'ion H^+ diffuse vers le haut jusqu'à devenir majoritaire

Couches ionosphériques

Résumé

Layer	D	E	F ₁	F ₂
Altitude (km)	60–85	85–140	140–200	200–ca 1500
Nighttime electron density (cm ⁻³)	$< 10^2$	2×10^3	—	$2 - 5 \times 10^5$
Daytime electron density (cm ⁻³)	10^3	$1 - 2 \times 10^5$	$2 - 5 \times 10^5$	$0.5 - 2 \times 10^6$
Ion species	NO ⁺ O ₂ ⁺	NO ⁺ O ₂ ⁺	NO ⁺ O ₂ ⁺ O ⁺	O ⁺ He ⁺ H ⁺
Cause of ionization	Lyman α (121.5 nm)	Lyman β (102.5 nm) X-rays	UV	UV

Table 5.3.1. The ionospheric layers.

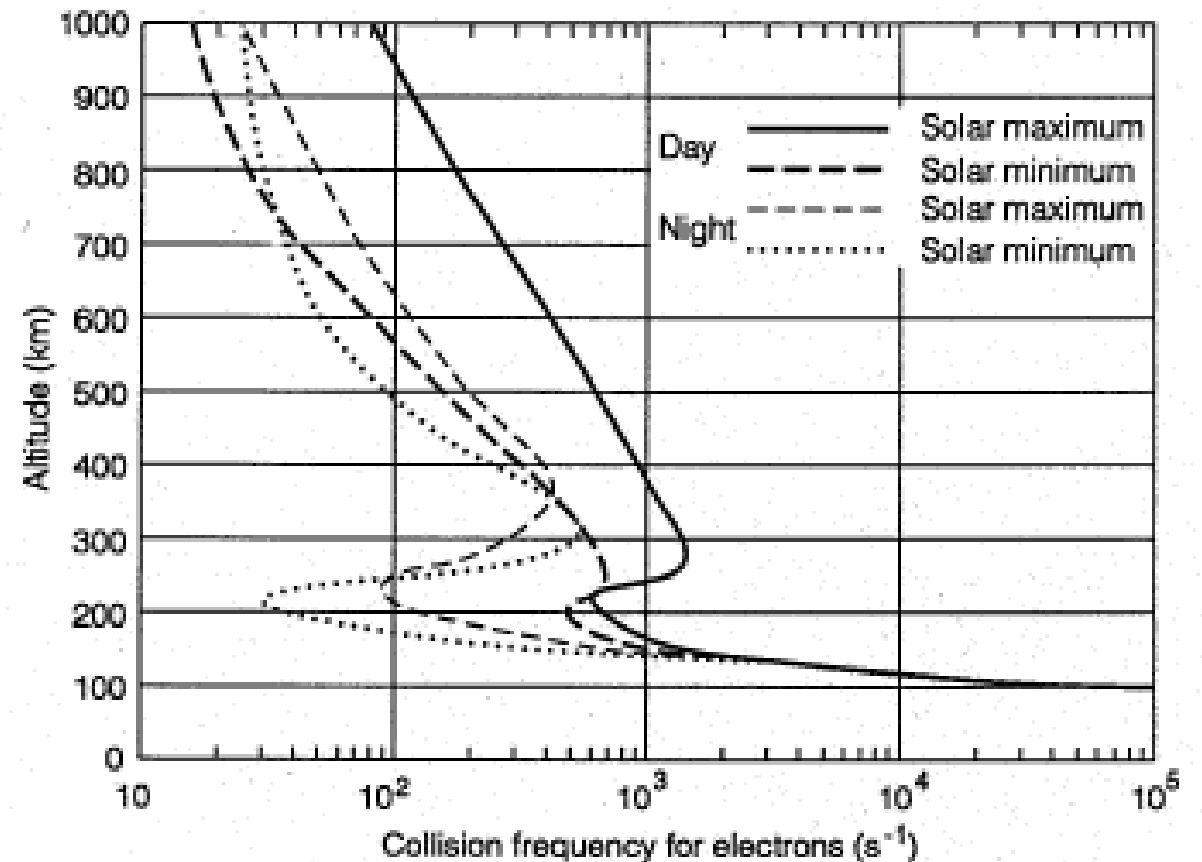
Collisions et conductivités

Ionosphère = particules chargées
→ bon conducteur en principe

Mais:

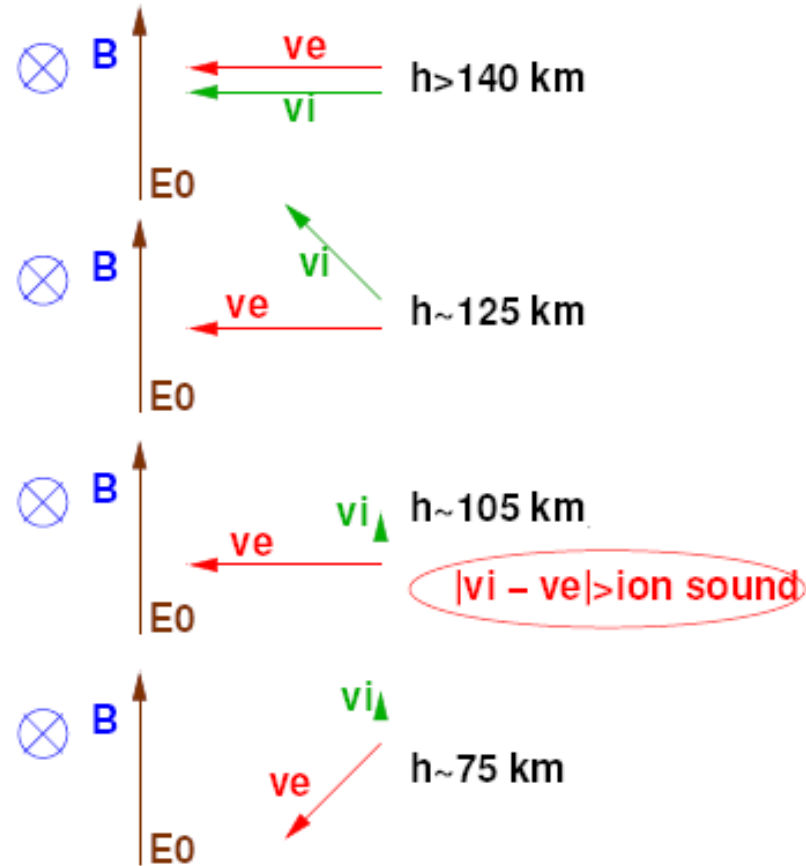
- La densité d'électrons augmente avec l'altitude.
- Les fréquences de collisions diminuent avec l'altitude (or pas de collisions, pas de courant!)

Il existe une altitude où la conductivité est max. : ~100km (région E!)



Collisions et conductivités

Rôle des collisions



Collisions et conductivités

En dessous de 100km, le mouvement des particules est dominé par les collisions, l'effet du champ magnétique est mineur → conductivité isotrope.

A partir de 100km d'altitude, la fréquence cyclotron devient supérieure à la fréquence de collision → le mouvement des particules est donc gouverné par les forces électromagnétiques, avec une direction favorisée, celle de la dérive en $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$! → conductivité anisotrope.

On distingue alors 3 conductivités, selon 3 directions:

- La conductivité parallèle au champ magnétique \mathbf{B} : $\sigma_{||}$
- La conductivité de Pedersen, parallèle au champ électrique \mathbf{E} : σ_p
- La conductivité de Hall, perp. à \mathbf{B} et \mathbf{E} : σ_H

Collisions et conductivités

Si la fréquence de collision est ν , la probabilité qu'une particule collisionne pendant le temps Δt est $\nu \Delta t$.

La probabilité que le temps depuis la dernière collision d'une particule soit compris entre t et Δt est:

$$p(t) \Delta t = \nu e^{-\nu t} \Delta t$$

Et la vitesse moyenne: $\langle \mathbf{v} \rangle = \int_0^\infty \mathbf{v}(t) p(t) dt$

Avec, \mathbf{E} selon l'axe y et \mathbf{B} selon z

$$v_x(t) = \frac{E_y}{B_0} - \frac{E_y}{B_0} \cos \omega_c t$$

Voir cours sur les particules
chargées dans un champ EM

$$v_y(t) = \frac{E_y}{B_0} \sin \omega_c t$$

$$v_z(t) = \frac{q}{m} E_z t$$

Collisions et conductivités

Conductivité parallèle

Le long du champ magnétique:

$$\langle v_z \rangle = \int_0^\infty \frac{q}{m} E_z t \nu e^{-\nu t} dt = \frac{q E_z}{m \nu}$$

On exprime le courant dans la direction z en prenant compte les contributions des électrons et des ions:

$$j_z = ne(\langle v_{zi} \rangle - \langle v_{ze} \rangle) = \left(\frac{ne^2}{m_i \nu_i} + \frac{ne^2}{m_e \nu_e} \right) E_z \approx \varepsilon_0 \left(\frac{\omega_{pi}^2}{\nu_i} + \frac{\omega_{pe}^2}{\nu_e} \right) E_z$$

$$\sigma_{||} = \varepsilon_0 (\omega_{pi}^2 / \nu_i + \omega_{pe}^2 / \nu_e)$$

Collisions et conductivités

Conductivité de Pedersen

Dans la direction y, parallèle au champ électrique:

$$\langle v_y \rangle = \frac{E_y}{B_0} \int_0^\infty \sin \omega_c t \nu e^{-\nu t} dt = \frac{\nu \omega_c}{\omega_c^2 + \nu^2} \frac{E_y}{B_0}$$

$$\sigma_P = \varepsilon_0 \left[\frac{\omega_{pi}^2 \nu_i}{\omega_{ci}^2 + \nu_i^2} + \frac{\omega_{pe}^2 \nu_e}{\omega_{ce}^2 + \nu_e^2} \right]$$

Collisions et conductivités

Conductivité de Hall

Dans la direction x, direction de $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$:

$$\langle v_x \rangle = \frac{\omega_c^2}{\omega_c^2 + \nu^2} \frac{E_y}{B_0}$$

$$\sigma_H = \varepsilon_0 \left[\frac{\omega_{pi}^2 \omega_{ci}}{\omega_{ci}^2 + \nu_i^2} - \frac{\omega_{pe}^2 \omega_{ce}}{\omega_{ce}^2 + \nu_e^2} \right]$$

Collisions et conductivités

Loi d'Ohm dans l'ionosphère

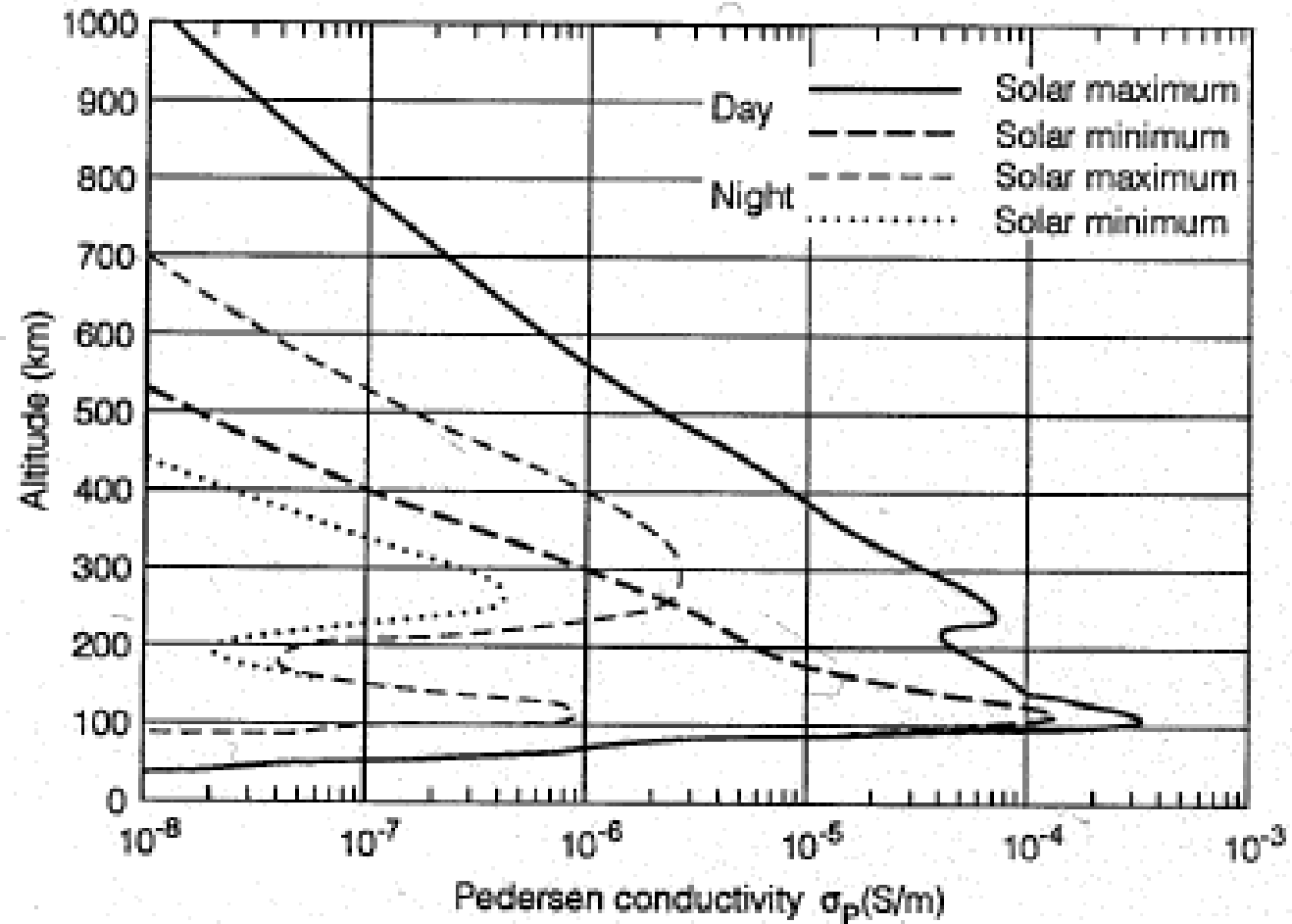
On peut généraliser la loi d'ohm pour une direction de **E** arbitraire:

$$\mathbf{j} = \boldsymbol{\sigma} \cdot \mathbf{E}$$

Avec:
$$\boldsymbol{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_P & \sigma_H & 0 \\ -\sigma_H & \sigma_P & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{||} \end{pmatrix}$$

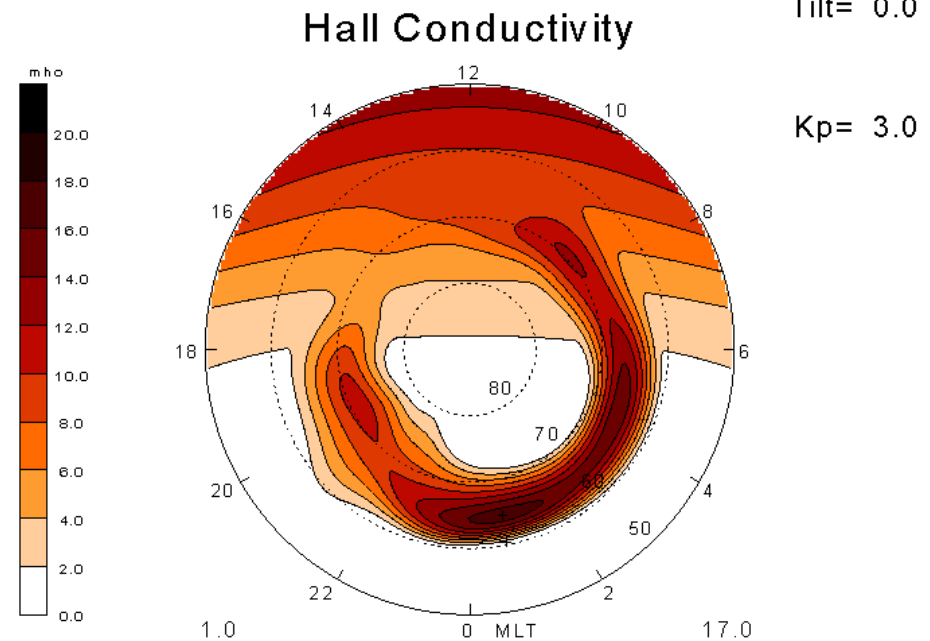
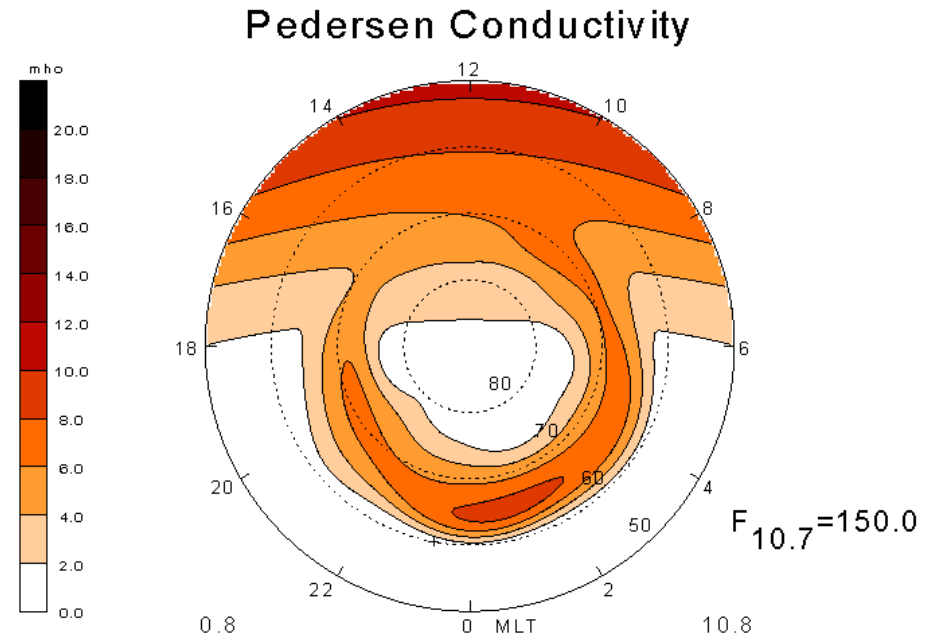
Collisions et conductivités

Profil de conductivité



Collisions et conductivités

Distribution des conductivités



Sur l'importance des mots

Absorption \neq excitation \neq ionisation

Orage géomagnétique \neq sous-orage magnétosphérique

Gamma, X, UV, visible, IR, radio : même phénomène

Une longueur d'onde ne suffit pas à définir une onde électromagnétique
(Attention aux hypothèses implicites)

Termes ambigus :

- rayon (cosmique et X)
- convection (magnétosphérique et thermique)
- particule (matière et photon)

Météorologie de l'espace \neq météorologie spatiale

Quelques précisions à propos de l'ionosphère

L'ionosphère n'est pas une couche dissociée au-dessus de l'atmosphère neutre !
L'ionosphère est la composante ionisée de la thermosphère (et de la mésosphère).

Le milieu thermosphère/ionosphère est très faiblement ionisé ! (degré d'ionisation de l'ordre de 10^{-6} à 100km d'altitude, 10^{-3} à 300km)

L'ionosphère n'a pas besoin de la magnétosphère pour exister ! (exemple : Vénus)

Déplacement net de charges (courant) \neq déplacement de particules chargées