

Ecole d'Eté 2018

Fondement des Conventions IERS

Le délai de propagation atmosphérique en géodésie spatiale

Michel KASSER



















Le délai de propagation atmosphérique

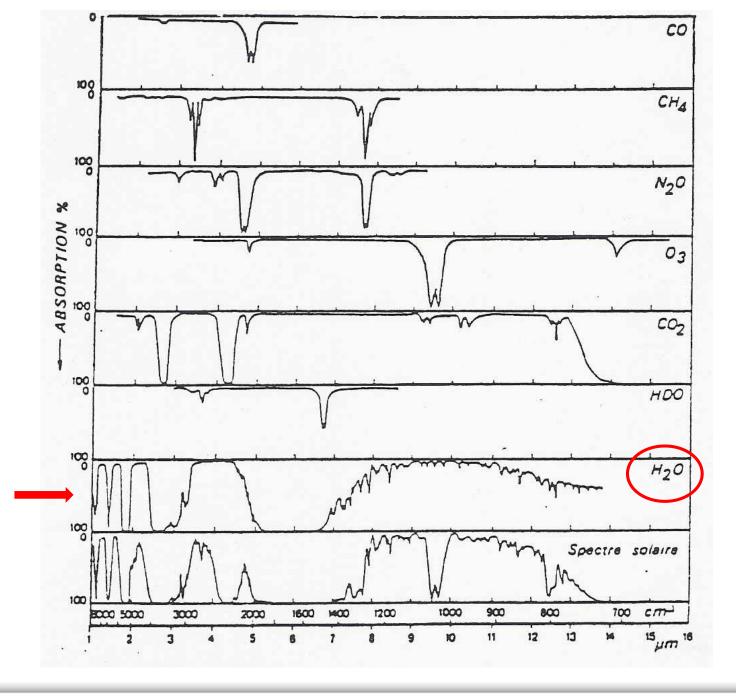
- Les formules de base : indice de réfraction, réfraction atmosphérique
- Phénomènes physiques dans l'atmosphère
- Traversée complète de l'atmosphère
 - Ondes lumineuses
 - Ondes radio
- Traversée de l'ionosphère
- IERS note technique N° 36

L'atmosphère terrestre

- Composition de l'atmosphère, gaz à teneurs fixes (air sec), gaz à teneurs variables (O₃, H₂O)
- Epaisseur optique au niveau de la mer équivalente à une traversée verticale ~ 8 km.

Gaz	Volume (ppmv: partie par million en volume)
Diazote (N2)	780 840 ppmv (78,084 %)
Dioxygène (O2)	209 460 ppmv (20,946 %)
Argon (Ar)	9 340 ppmv (0,9340 %)
Dioxyde de carbone (CO2)	400 ppmv (0,0400 %) (en mai 2014)
Vapeur d'eau	Très variable
Néon (Ne)	18,18 ppmv
Hélium (He)	5,24 ppmv
Méthane (CH4)	1,745 ppmv
Krypton (Kr)	1,14 ppmv
Dihydrogène (H2)	0,55 ppmv

Effets de la traversée de l'atmosphère pour différents gaz



Les formules de base

- $c_0 = 299792458$ m/s dans le vide
- $n = c_0 / c$ est l'indice
- $N = (n 1).10^6$ est le co-indice
- La vitesse de groupe (modulation) est différente de la vitesse de phase :

$$N_g = N_{\phi} - \lambda . dN_{\phi}/d\lambda$$

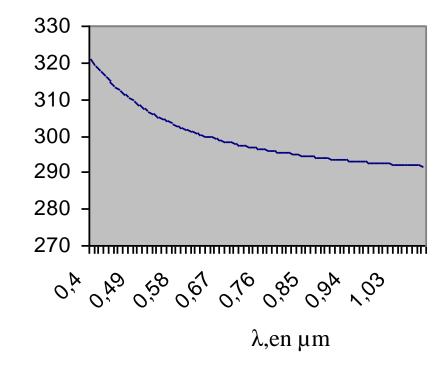
• Attention aux raies très fines dans le domaine optique!

Formules de base simplifiées : Ondes lumineuses

pour
$$t = 0$$
°C, $P_v = 0$

$$N_{g0} = 287,6155 + \frac{4,88660}{\lambda^2} + \frac{0,0680}{\lambda^4}$$

$$N_g = \frac{273.15}{1013.25} \frac{P_a}{T} N_{g0} - 11.27 \frac{P_v}{T}$$



Ondes lumineuses

• $dN = -1.1 dT + 0.25 dP_a - 0.05 dP_v$

Coefficients calculés pour des situations au niveau du sol

- Une erreur de 1 sur N ou de 1 ppm sur n est donc due, de façon équivalente, à une erreur de 1° ou de 4 mb.
- La pression de vapeur d'eau est pratiquement sans aucune incidence au niveau de 1 ppm

Les formules de base

Ondes radio

$$N_{\phi} = N_g = 77,695 \frac{P_a}{T} + 71,97 \frac{P_v}{T} + 375406 \frac{P_v}{T^2}$$

$$dN = -1.4 dT + 0.25 dP_a - 6 dP_v$$

- Une erreur de 1 sur *N* ou de 1 ppm sur *n* est donc due, de façon équivalente, à une erreur de 0.7° ou de 4 mb.
- La pression de vapeur d'eau a ici une importance majeure

Échanges de chaleur Soleil-sol

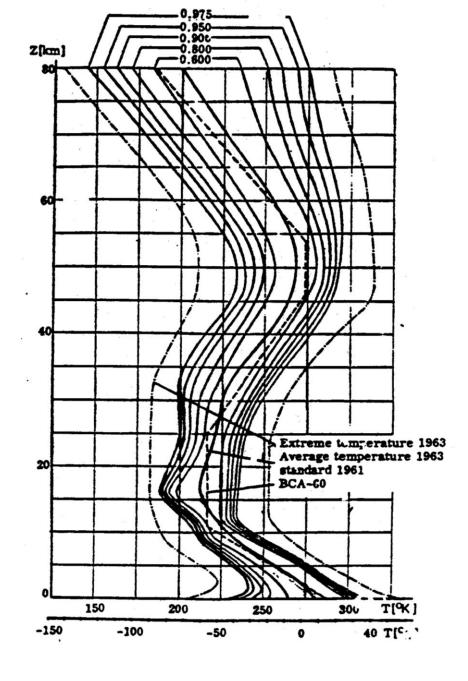
- L'énergie venant du soleil (de l'ordre du kW par m²) provoque surtout deux phénomènes :
 - Évaporation de l'eau disponible
 - Réchauffement de l'air par convection
- Ceci explique la variabilité de T et de P_v près du sol. Notion de couche limite.

La température

• La température se comporte comme une variable aléatoire près du sol, et plus généralement dans la couche limite.

• Au delà de la couche limite, la températures est une fonction beaucoup plus régulière de l'altitude (6.5° par km en moyenne jusqu'à 10 km).

Profils verticaux de température, sur les premiers 80 km



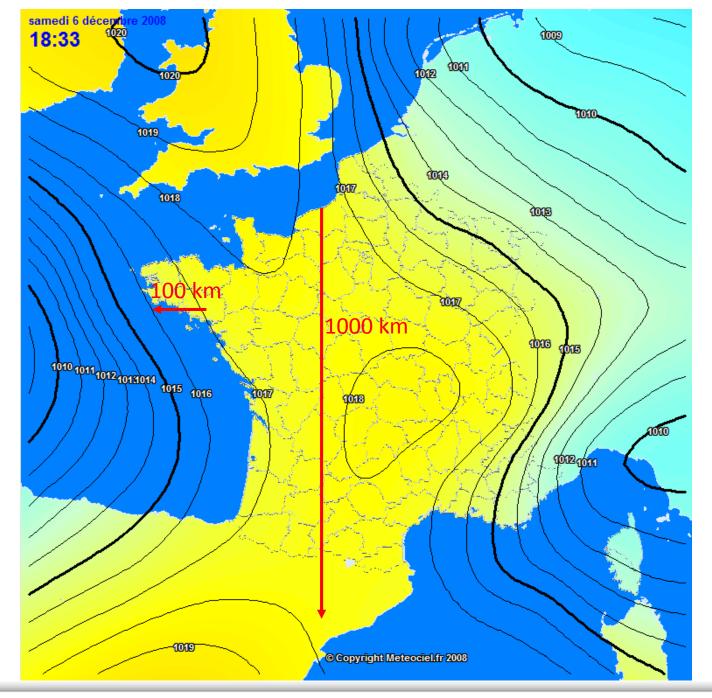


La pression

$$p(z) = 1013,25 \left(1 - \frac{0,0065 \cdot z}{288,15}\right)^{5,255}$$
 p en mbar ou hPa, z en km

- La pression se comporte comme une fonction très régulière de l'altitude : 1 mbar / 8 m au sol
- En nivellement barométrique (pourtant en plein dans la couche limite) on atteignait aisément des précisions de 1m sur les dénivelées, sur de grandes distances : la pression est donc « régulière » au niveau de 0.1 mb sur 100 km en conditions courantes

Pression en mbar ramenée au niveau 0



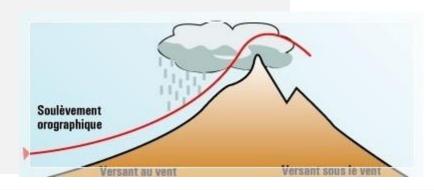
La pression de vapeur d'eau

- La pression de vapeur d'eau est une variable aléatoire, aussi bien dans que hors de la couche limite.
- Mais P_v < P_s, pression de vapeur saturante, et P_s est une fonction fortement croissante, de la seule température.
- Donc en altitude, P_v est toujours très faible : les problèmes sont surtout dans les premiers kilomètres, et dans les climats chauds.

La pression de vapeur d'eau

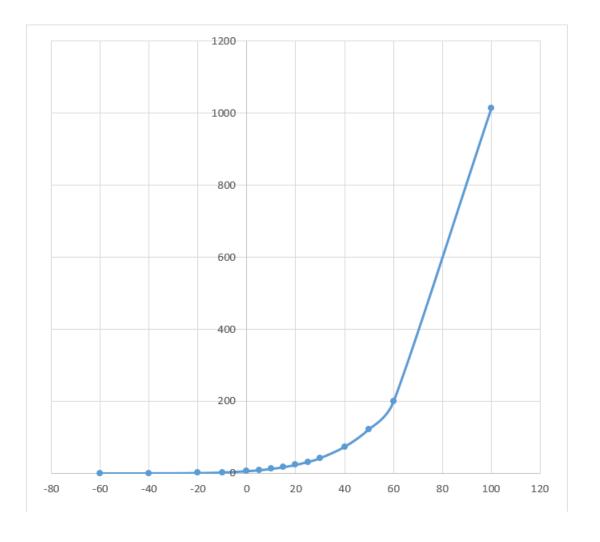
Comprendre P_s et P_v

- Paramètres spécifiques de l'eau : enthalpie de changement d'état.
 - Liquide → liquide : 4.18 kJ/kg/K à 15 °C
 - Liquide \rightarrow vapeur: 2 257 kJ/kg (x 540!)
 - Liquide \rightarrow glace: 334 kJ/kg (x 80!)
- nuage stationnaire sur un relief, foehn.
- T_h est fonction seulement de P_v et de T
- Psychromètres
- Mesure du point de rosée : comprendre le principe de la paroi froide.
- Récipient d'eau fermé secoué ?
- Marmite à pression ?
- Rôle des stations GNSS



La pression de vapeur d'eau

Température (°C)	Pression de vapeur saturante (mbar)
-60	0,001
-40	0,13
-20	1,03
-10	2,6
0	6,10
5	8,72
10	12,3
15	17,0
20	23,4
25	31,7
30	42,4
40	73,8
50	123
60	199
100	1013



Pression de vapeur saturante (en mbar) en fonction de t (°C)

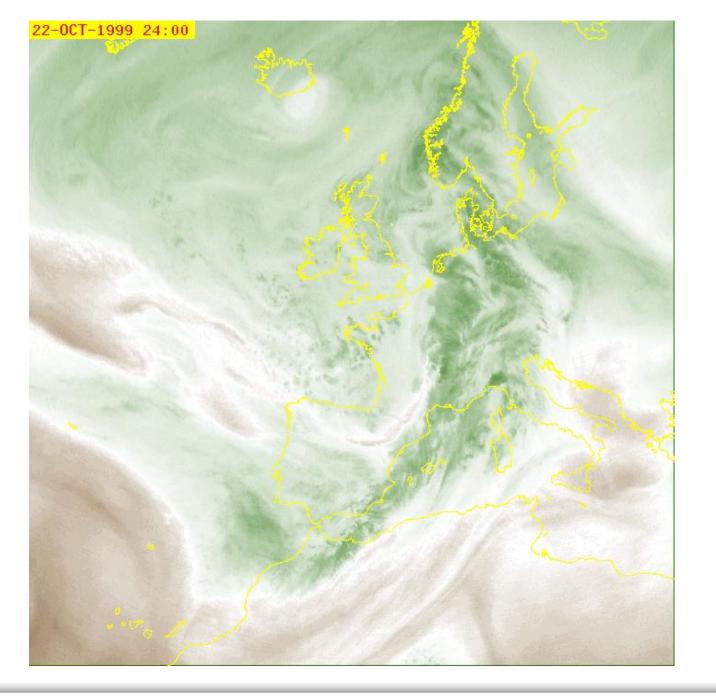
Formule de Rankine (en bar): $\ln p_{sat} = 13,7 - \frac{5120}{T}$

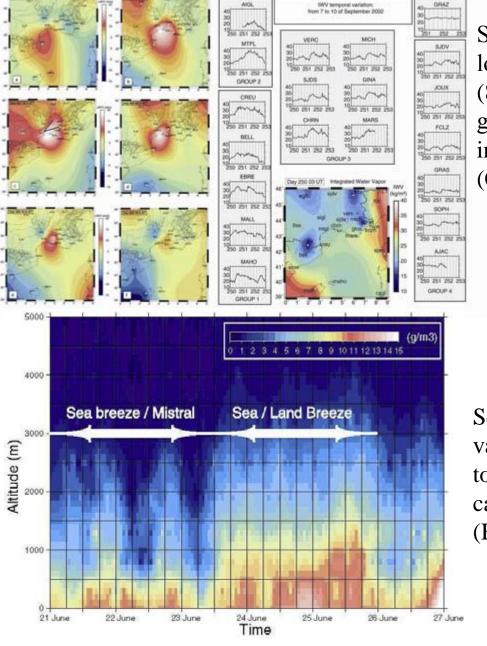
Formule simplifiée de Duperray : $P_s = (t/100)^4$ P_s en bar, t en °C

Puis calcul de P_v à partir de P_s

$$P_v = P_s - 4.5 \cdot 10^{-4} (t - t_h) P_a (1 + 1.68 \cdot 10^{-3} T_h) \text{ si } t_h > 0 \text{ °C}$$

$$P_v = P_s - 0.00057(t - t_h) P_a$$
 si $t_h < 0$ °C

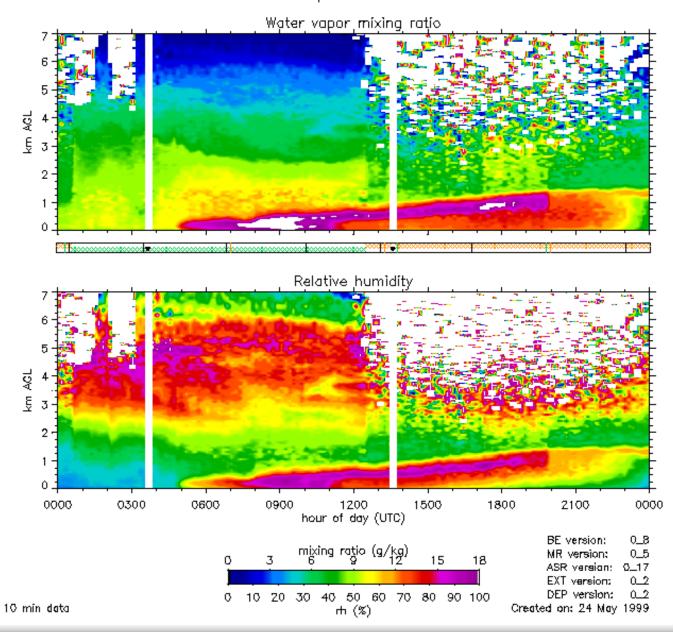




Suivi de l'humidité troposphérique par GPS lors de l'événement de crue-éclair dans le Gard (8-9 Septembre 2002) : cartes horizontales (à gauche) et séries temporelles de vapeur d'eau intégrée au niveau des stations GPS (à droite) (Champollion et al., 2004).

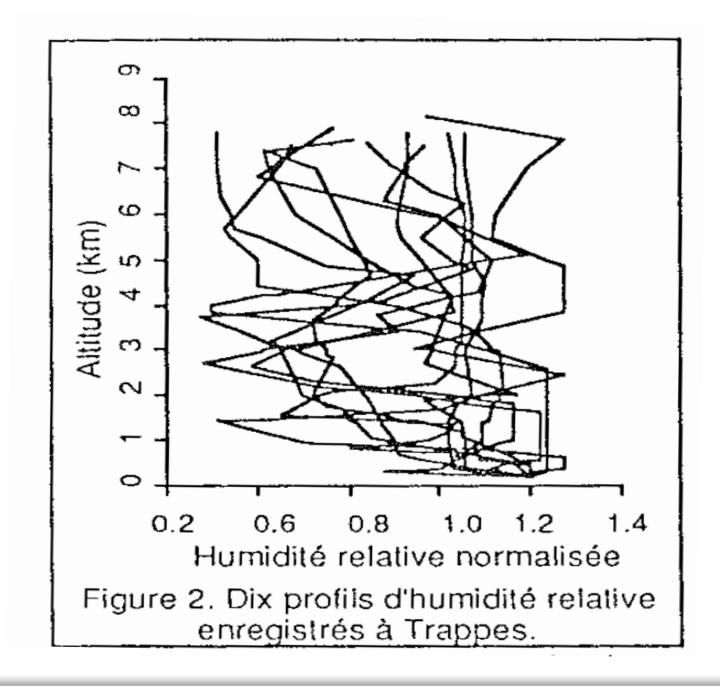
Séries temporelles de profils de densité de vapeur d'eau, estimées dans le réseau GPS tomographique dans le cadre de la campagne ESCOMPTE (2001) (Bastin et al., 2005).

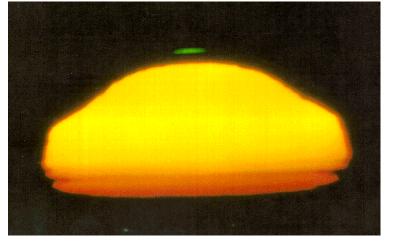
Raman lidar data 8 Sep 1998



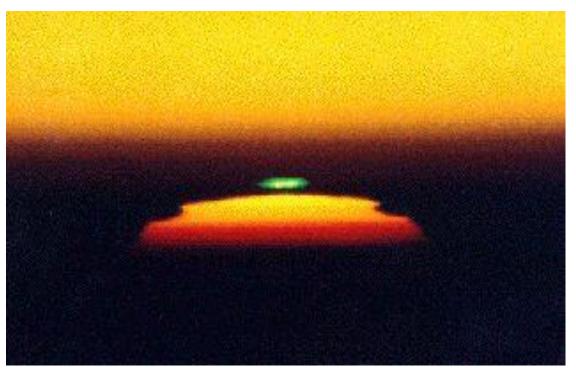
Profils d'humidité réels : Modélisation impossible ?

Études préliminaires pour DORIS, Berrada-Baby, Gole, Lavergnat

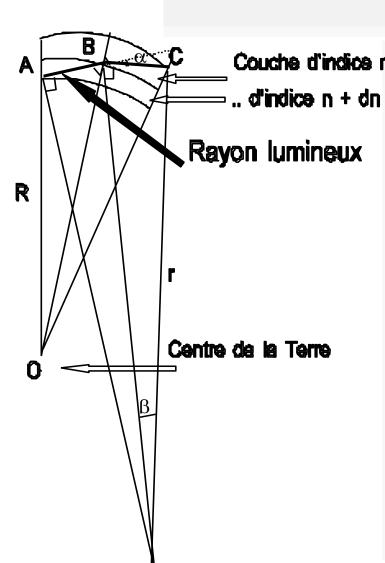












Couche d'indice n • C'est l'étude des changements de directions des rayons dus aux gradients d'indice de réfraction

- température et pression pour la lumière
- en outre, P_v pour les ondes radio.
- On définit le coefficient de réfraction k = R / r

$$\frac{1}{r} = \frac{1}{n} \frac{dn}{dh} \sin \alpha \qquad \frac{1}{r} \approx \frac{dn}{dh} \quad \text{pour } \alpha \text{ proche de } 90^{\circ} \text{ (horizontale)}$$

$$k = \frac{R}{r} = R \cdot \frac{dn}{dh} = R \cdot 10^{-6} \cdot \frac{dN}{dh}$$

$$= R \cdot 10^{-6} \left(-1.1 \frac{dT}{dh} + 0.25 \frac{dP_a}{dh} - 0.05 \frac{dP_v}{dh} \right)$$

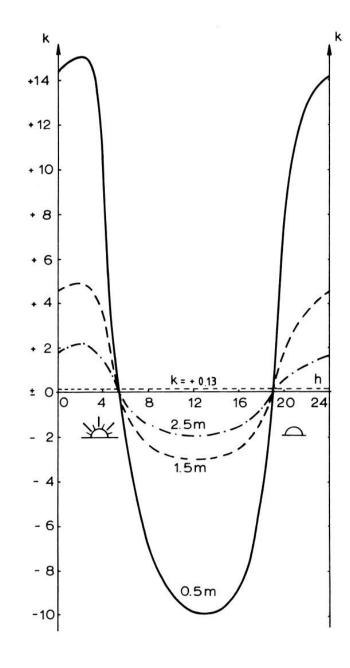
Les phénomènes sont donc complètement différents selon l'altitude :

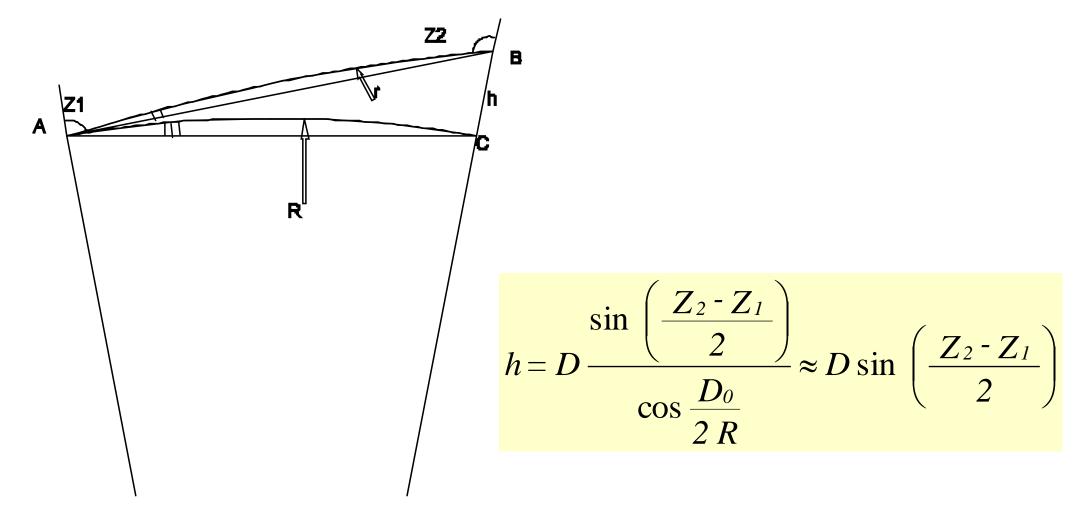
- Dans la couche limite, les courbures sont majoritairement dues aux gradients thermiques: elles sont donc très fortes et irrégulières.
- Au delà de la couche limite, les courbures sont majoritairement dues au gradient de pression, qui est très régulier : réfraction astronomique.

• Au dessus de la couche limite, k = 0.12 (lumière) ou 0.25 (ondes radio), valeurs moyennes et susceptibles d'assez fortes variations.

• Près du sol k est aléatoire, et le phénomène est très mal connu. Une des seules certitudes d'ordre expérimental (Nivellement Trigonométrique Motorisé) est qu'un rayon lumineux sur quelques centaines de mètres est bien modélisé par un arc de cercle, même près du sol (k = 0.12 → 20 μrd/km).

Variations journalières de k, d'après Filip Dvořáček, 2012





Cas d'une traversée complète de l'atmosphère. Modèle simplifié

$$L_0 = \int_{s_0}^{s_I} n(s).ds$$

$$\Delta L_v = \int_{h_0}^{\infty} (n-1) \cdot dh$$

$$\Delta L_v = \int_{h_0}^{\infty} 10^{-6} N(h). dh$$

- Une traversée verticale = 8 atm.km
- Pour une mesure complète de l'atmosphère (géodésie spatiale), la correction due à la partie sèche offre un résultat inattendu : le seul paramètre important dans le résultat est la pression au sol.
- $\triangle L = f(\alpha) \cdot \triangle L_{\text{vertical}}$

Cas d'une traversée complète de l'atmosphère sèche

En régime stationnaire :

•
$$P_a = \rho(h) \cdot R \cdot T(h)$$

•
$$d P(h) = \rho(h) \cdot g(h) \cdot dh$$

•
$$N = A P_a / T$$

$$\Delta L_d = \int_{h_0}^{\infty} A \frac{P_a}{T} \cdot dh$$

$$\Delta L_d = \int_{h_0}^{\infty} \frac{dP(h)}{g(h)} .A.R$$

Cas d'une traversée complète de l'atmosphère sèche

- Avec $g(h) = g_0 = constant$, $\Delta L_d = A.R.P_0 / g_0$
- Avec $g(h) = g_0 / (1 + 2.h/r_0)$, plus réaliste :

$$\Delta L_d = \frac{A.R.P_0}{g_0} \left(1 + \frac{2.R.\beta}{\frac{r_0}{T_0} \beta.(g_0 + R.\beta) - 2g_0} \right)$$

(β est le gradient de T). Pour $P_0 = 1013$ mbar, $\Delta L_d \approx 2.3$ mètres

• Ecarts entre ces deux déterminations = qq mm

Cas d'une traversée complète de l'atmosphère sèche

- Pour des visées basses sur l'horizon, les phénomènes de courbure, surtout pour des ondes radio, ainsi que de variations latérales de **g** (ainsi que de Pv et éventuellement, à un moindre niveau, de Pa) induisent d'autres sources d'erreurs qu'on ne peut pas non plus ignorer.
- Donc, *en régime stationnaire*, on trouve que la correction de vitesse pour une traversée verticale complète de l'atmosphère sèche ne dépend presque que de la **pression au niveau du sol**.

Mesures sur plusieurs longueurs d'onde

D est la distance, L_i est le chemin optique pour la longueur d'onde i

$$L_i = D \times n_i = D \times (1 + 10^{-6} N_i)$$

$$L_i = D \times n_i = D \times (1 + 10^{-6} N_i)$$

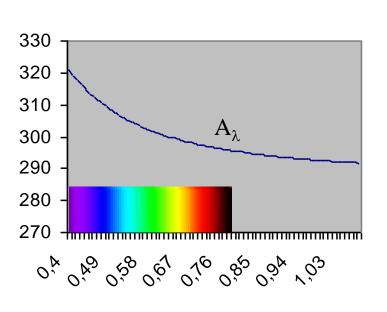
$$L_1 - (L_2 - L_1) \frac{N_1}{N_2 - N_1} = D$$

$$\frac{N_1}{N_1 - N_2} = \frac{A_1 \cdot P_a - B_1 \cdot P_v}{(A_2 - A_1) \cdot P_a - (B_2 - B_1) \cdot P_v}$$

Mesuré

$$= \frac{A_1}{A_2 - A_1} + \frac{A_1 \cdot B_2 - A_2 \cdot B_1}{(A_2 - A_1)^2} \left(\frac{P_v}{P_a}\right) + \frac{B_2 - B_1}{(A_2 - A_1)^3} (A_1 \cdot B_2 - A_2 \cdot B_1) \left(\frac{P_v}{P_a}\right)^2 + \dots$$

Mesures laser sur plusieurs longueurs d'onde



Le rapport $A_1/(A_2-A_1)$ prend des valeurs passablement élevées (20 à 40) :

- 1/ compte tenu de la variation de A avec λ , qui n'est forte que vers l'UV. Or l'UV implique une diffusion Rayleigh forte et n'est donc pas utilisable, et
- 2/ Tous les couples de longueurs d'onde ne sont pas disponibles (lasers)

Technologie à plusieurs longueurs d'onde

La télémétrie laser à deux couleurs a été tentée pour les mesures terrestres, s'est avérée d'une technologie très délicate, et a finalement été supplantée par les GNSS. Travailler avec un rapport $A_1/(A_2-A_1)$ de l'ordre de 30 ou 40 avec profit implique des mesures individuelles des chemins optiques avec une précision meilleure que10 μ m.



Technologie à plusieurs longueurs d'onde

En télémétrie laser sur satellites, des essais ont été tentés depuis 40 ans environ : la technique est extrêmement délicate, et jusqu'ici elle s'est avérée trop imprécise pour être réellement intéressante, d'autant que le choix de lasers est assez réduit dans de telles gammes d'énergies et qu'il y a pas mal de phénomènes parasites (p. ex. signature optique du système réflecteur).



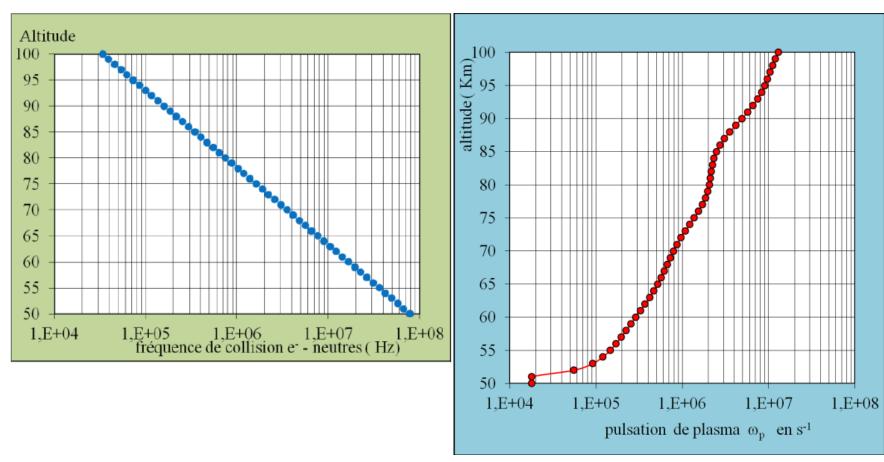
Ionosphère

Caractéristiques:

- Zone large d'altitudes : de 50 à 1500 km, souvent simplifiée à 400 km
- Active uniquement dans le domaine radio
- Retard pour le code, avance pour la phase
- Retard fonction de la fréquence
- Effets liés à l'activité solaire (en particulier, cycle de 11 années)
- Effets liés à la latitude, l'heure, et nombreuses perturbations
- Fréquences caractéristiques : gyromagnétique (~1.1 MHz), plasma, collision.

$$f_p = 9.\sqrt{[e]}$$
 avec [e] en m⁻³

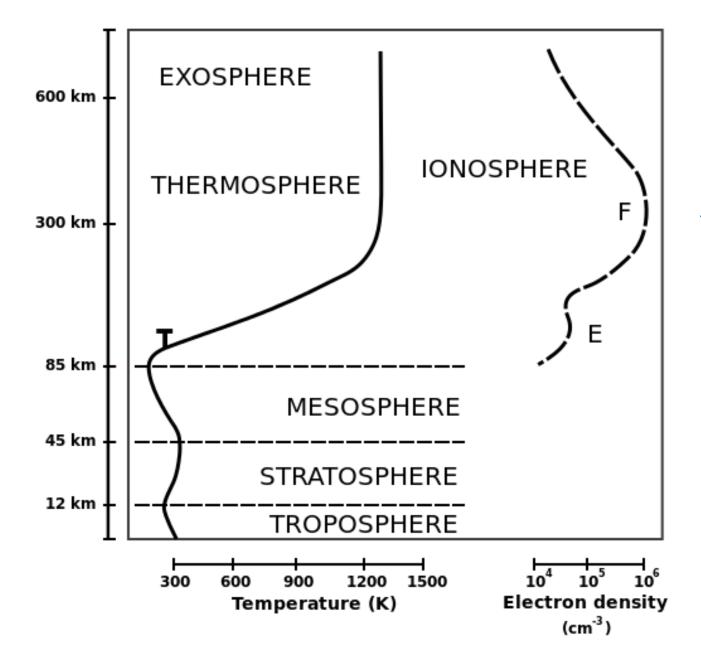
$$f_c = 0.8.10^6 \text{ p}$$



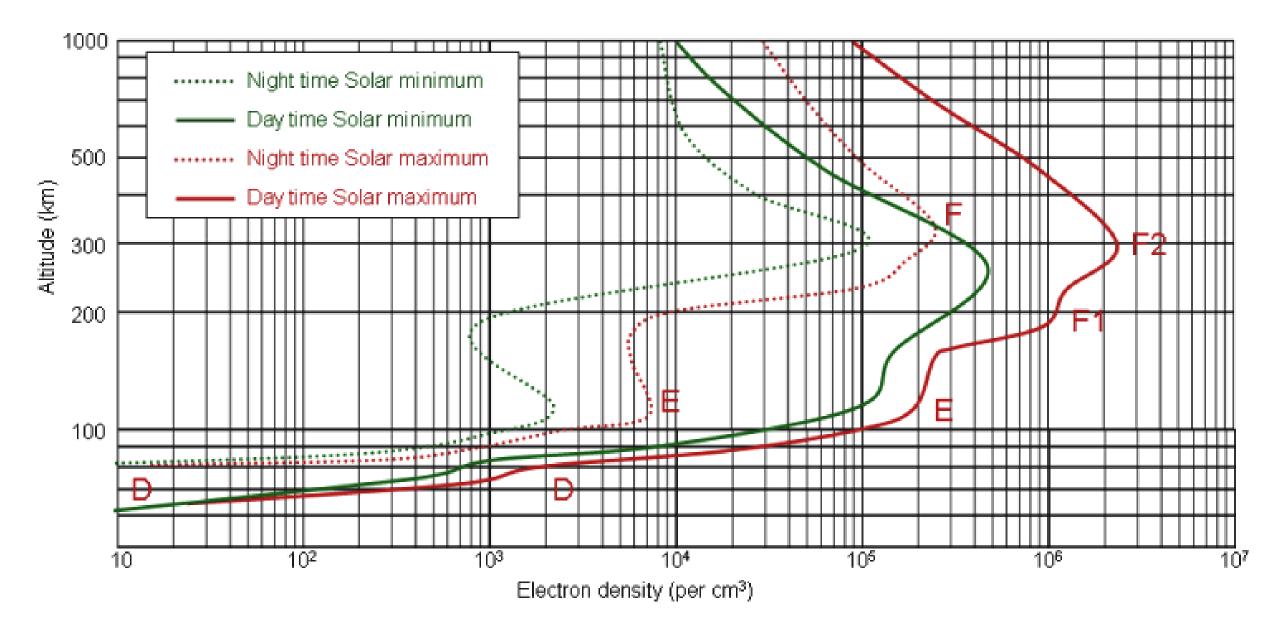
altitude (km) 000 500 200 100 jour 50 10² densité électronique (cm -3)

J.-J. Delcourt, 2014, Basse ionosphère, région D. Les fondamentaux.

https://www.emse.fr/~bouchardon/enseignement/processus-naturels/up1/web/wiki/MC%20-%20Atm%20-%20Ionosphere%20-%20Elkassir.htm



https://en.wikipedia.org/wiki/lonosphere



L'ionosphère a été divisée en couches:

Couche D

Elle est la plus proche de la surface de la Terre. Son altitude est entre 50 km et 90 km. Du fait de la forte densité des gaz, le processus de recombinaison est très actif. La densité électronique est très faible. Cette couche est surtout présente durant la journée, mais le rayonnement cosmique maintient une ionisation résiduelle durant la nuit. Elle ne réflète pas les ondes HF mais elle les absorbe, principalement à basses fréquences. En conséquence, l'absorption est plus faible durant la nuit, ce qui explique la meilleure propagation des stations AM durant la nuit.

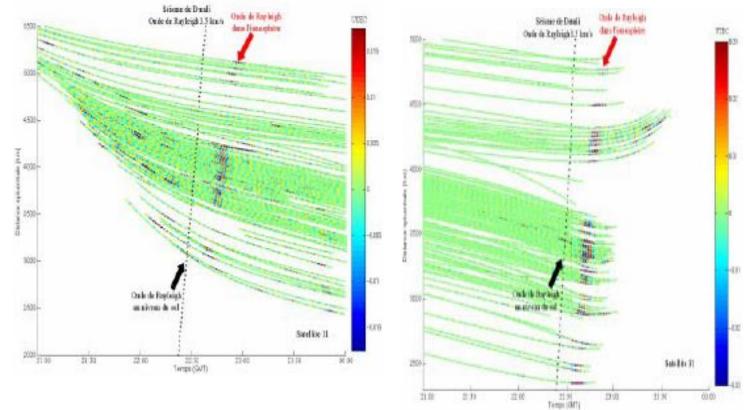
Couche E

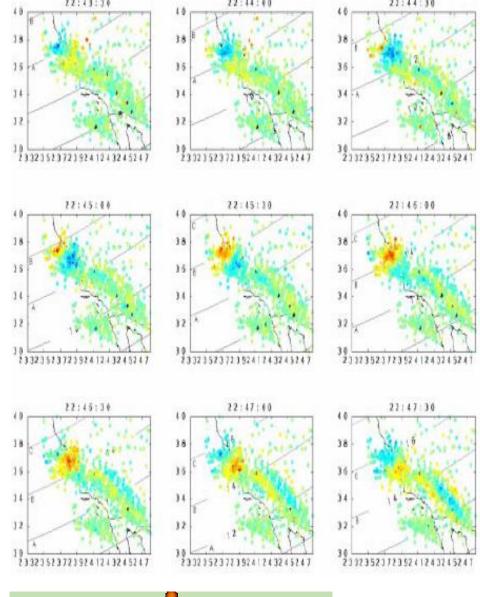
Elle est à des altitudes plus élevées, entre 90 km et 120 km. Elle réfléchit principalement des ondes de fréquences relativement faible, moins de 10 MHz environ et absorbe partiellement les fréquences plus élevées.

Couche F

Elle s'étale de 120 km à 400 km d'altitude. Elle est très importante pour la propagation des ondes courtes. Durant la journée, elle se divise en deux couches, appelées F1 et F2.

https://sidstation.loudet.org/ionosphere-fr.xhtml

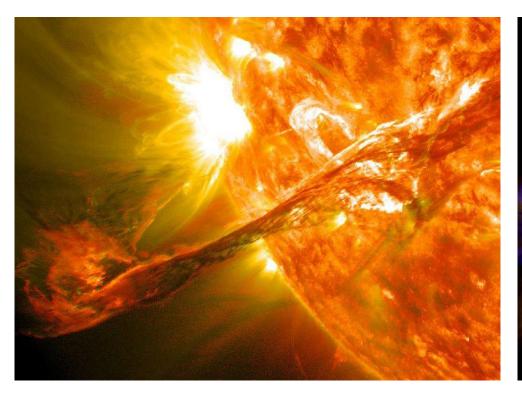




Utilisation du GPS pour mesurer l'agitation ionosphérique induite par un séisme

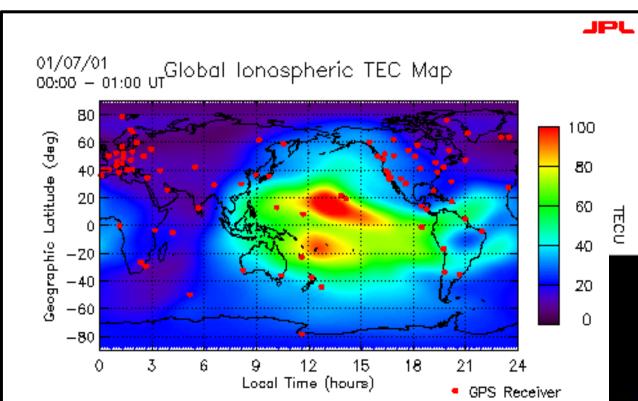
(Ducic & al, GRL)

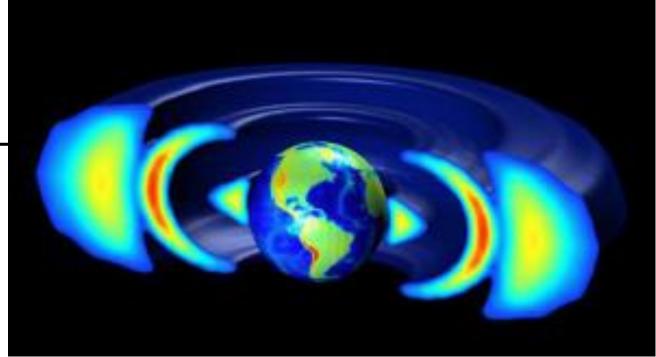




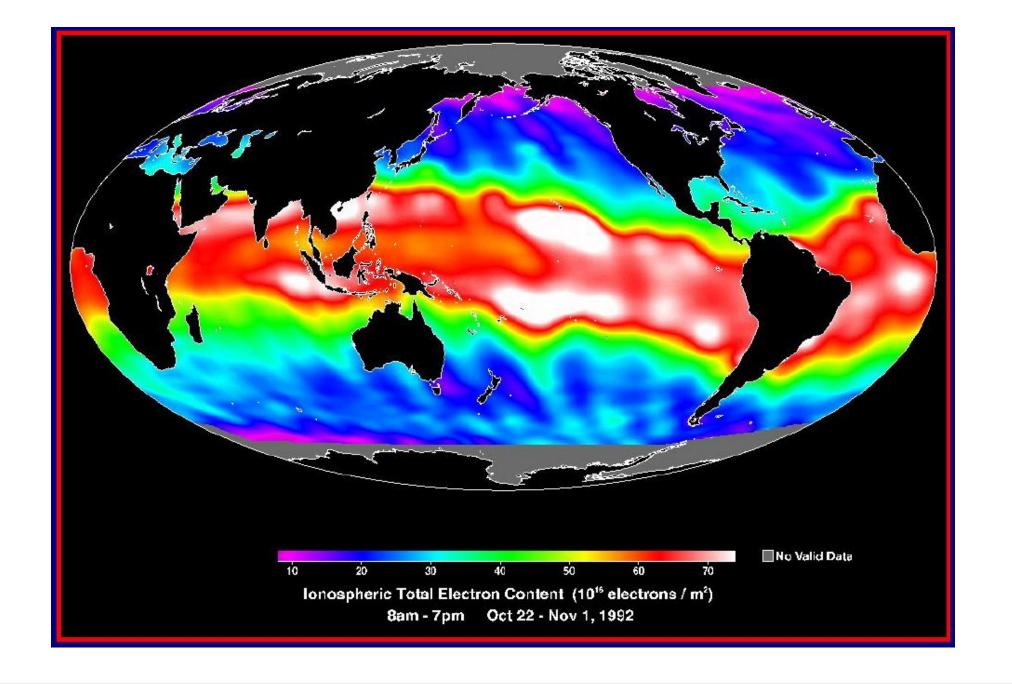




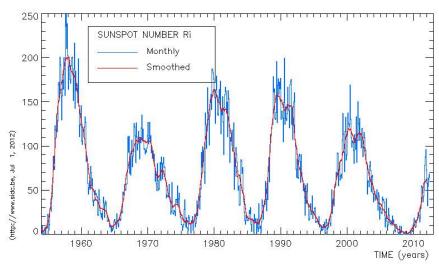


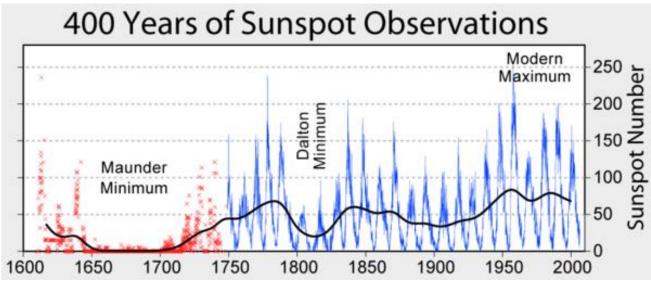


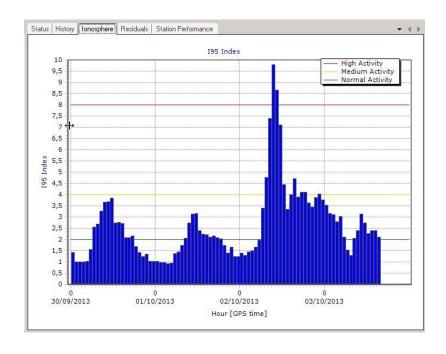
44



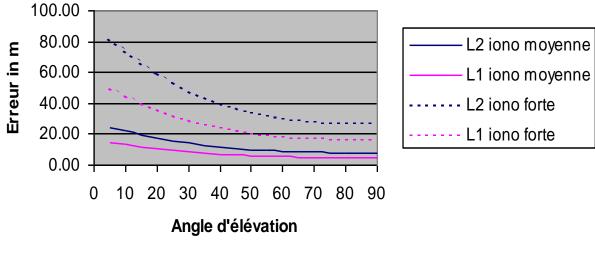
Activité solaire

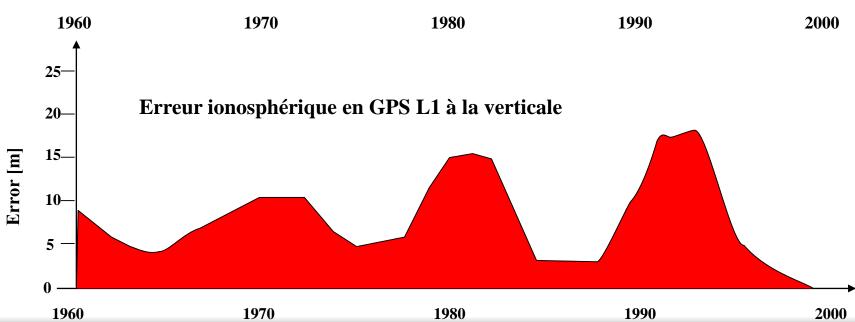




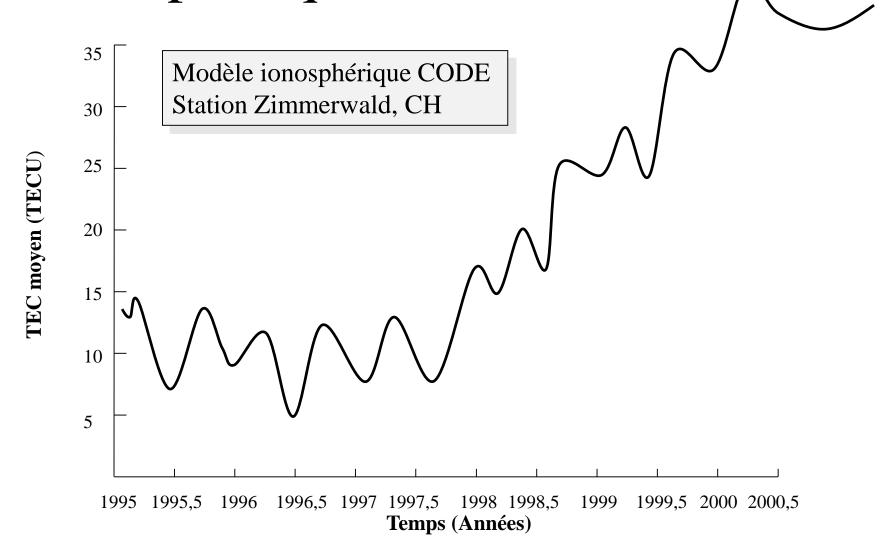


Retard ionospherique

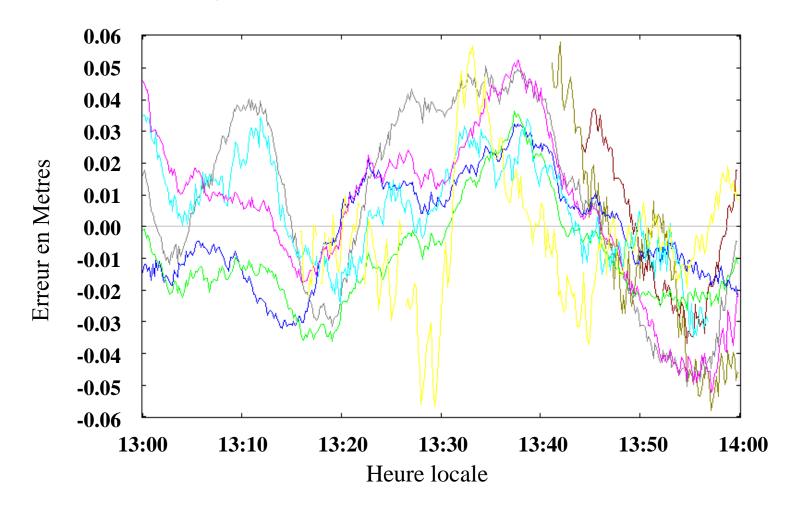




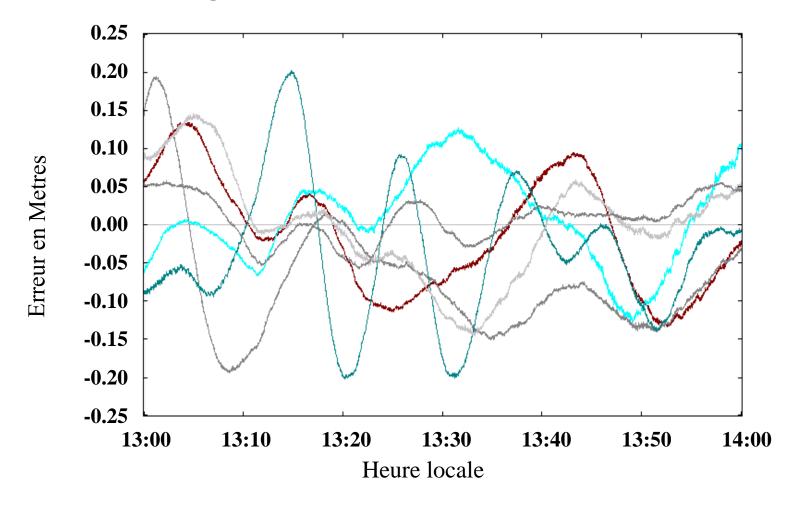
Activité ionosphérique en 1995-2001



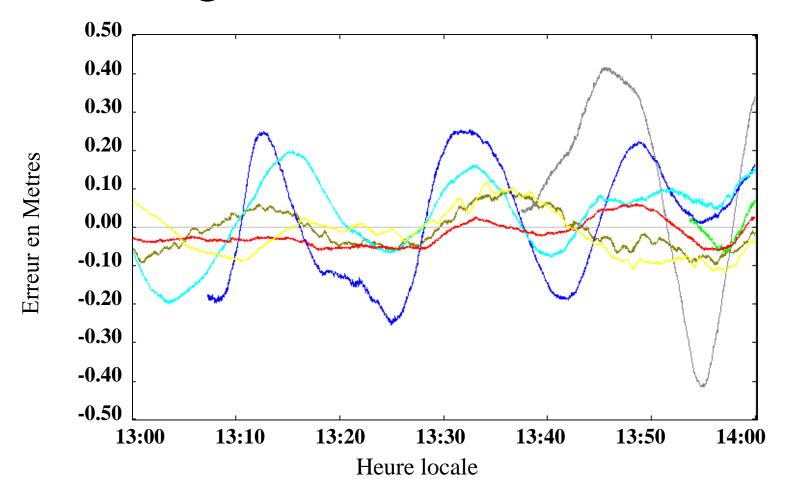
Différence de retard ionosphérique GPS Février 1998 ligne de base de 70 km



Différence de retard ionosphérique GPS Février 1999 ligne de base de 70 km



Différence de retard ionosphérique GPS Février 2000 ligne de base de 70 km



Note technique N° 36 de l'IERS

No. 36

IERS Technical Note 9 Models for atmospheric propagation delays

9 Models for atmospheric propagation delays

Techniques operated for the realization of the IERS reference systems make use of electromagnetic signals received on the surface of the Earth. During their transit of the atmosphere, the signals experience delays which must be modeled in the analysis software. This chapter presents models for the propagation of optical signals in the troposphere (9.1), for radio signals in the troposphere (9.2) and for radio signals in the ionosphere (9.4). For Doppler techniques which use time-differenced phases as observables, the models presented in this chapter should be time-differenced as well.

4 parties:

- Corrections troposphériques dans le domaine optique
 - → télémétrie laser sur satellites (SLR)
- Modèles troposphériques pour les ondes radio
 - → VLBI, Doris, GNSS
- Sources de données météorologiques
- Modélisation de l'ionosphère pour la propagation des ondes radio.

- Corrections troposphériques dans le domaine optique :
 - Formules de base actuellement les plus précises, pour la composante hydrostatique (sèche) et la partie non-hydrostatique (humide).
 - Fonction d'élévation angulaire (mapping function)

Présentation de modèles de calculs.

$$d_{atm}^z = d_h^z + d_{nh}^z = 10^{-6} \int_{r_s}^{r_a} N_h dz + 10^{-6} \int_{r_s}^{r_a} N_{nh} dz, \qquad d_h^z = 0.002416579 \frac{f_h(\lambda)}{f_s(\phi, H)} P_s,$$

$$f_s(\phi, H) = 1 - 0.00266 \cos 2\phi - 0.00000028H,$$

where ϕ is the geodetic latitude of the station and H is the geodetic height of the station in meters $<^1>$, $f_h(\lambda)$ is the dispersion equation for the hydrostatic component

$$f_h(\lambda) = 10^{-2} \times \left[k_1^* \frac{\left(k_0 + \sigma^2\right)}{\left(k_0 - \sigma^2\right)^2} + k_3^* \frac{\left(k_2 + \sigma^2\right)}{\left(k_2 - \sigma^2\right)^2} \right] C_{\text{CO}_2},$$

with $k_0 = 238.0185 \ \mu\text{m}^{-2}$, $k_2 = 57.362 \ \mu\text{m}^{-2}$, $k_1^* = 19990.975 \ \mu\text{m}^{-2}$, and $k_3^* = 579.55174 \ \mu\text{m}^{-2}$, σ is the wave number ($\sigma = \lambda^{-1}$, where λ is the wavelength, in μm), $C_{CO_2} = 1 + 0.534 \times 10^{-6} (x_c - 450)$, and x_c is the carbon dioxide (CO₂) content, in ppm. In the conventional formula, a CO₂ content of 375 ppm should be used, in line with the IAG recommendations, thus $C_{CO_2} = 0.99995995$ should be used.

Rappel: formules de base simplifiées: Ondes lumineuses

pour
$$t = 0$$
°C, $P_v = 0$

$$N_{g0} = 287,6155 + \frac{4,88660}{\lambda^2} + \frac{0,0680}{\lambda^4}$$

$$N_g = \frac{273.15}{1013.25} \frac{P_a}{T} N_{g0} - 11.27 \frac{P_v}{T}$$

Écart sur n inférieur à 0.1 ppm avec les formules précédentes.

Fonction d'élévation angulaire, domaine optique aussi bien que domaine radio, mais avec des coefficients différents (FCUL).

$$m(e) = \frac{1 + \frac{a_1}{1 + \frac{a_2}{1 + a_3}}}{\sin e + \frac{a_1}{\sin e + \frac{a_2}{\sin e + a_3}}}.$$

Corrections troposphériques dans le domaine radio :

- Formules de base : problèmes liés à la vapeur d'eau

$$D_{hz} = \frac{[(0.0022768 \pm 0.0000005)]P_0}{f_s(\phi, H)} \qquad f_s(\phi, H) = 1 - 0.00266 \cos 2\phi - 0.00000028H,$$

$$D_L = m_h(e)D_{hz} + m_w(e)D_{wz} + m_g(e)[G_N\cos(a) + G_E\sin(a)].$$

The four parameters in this expression are the zenith hydrostatic delay, D_{hz} , the zenith wet delay, D_{wz} , and a horizontal delay gradient with components G_N and G_E . m_h , m_w and m_g are the hydrostatic, wet, and gradient mapping functions, respectively, and e is the elevation angle of the observation direction in vacuum. e is the azimuth angle in which the signal is received, measured east from north.

Corrections ionosphériques pour les ondes radio:

- Vitesse de phase, vitesse de groupe : GNSS
- Fréquence plasma, fréquence gyromagnétique
- Effets explicités jusqu'à l'ordre 4 de f

$$\delta \rho_{I,p,1} = -\frac{40.309S}{f^2}$$

Table 9.2: Delays (in millimeters) corresponding to the first to fourth higher order ionospheric delay terms (in columns) for a representative subset of typical frequencies used in radio astronomy and geodesy: the values are based on typical values of $|B_0 \cos \theta_0| \sim 10^4 \text{ nT}$, $\theta_0 = \pi/4$, $N_0 = 10^{12} \text{m}^{-3}$ and $S = 3 \times 10^{18} \text{m}^{-2}$ (the values that can be typically neglected –those lower than 1 mm– can be clearly identified by a negative exponent).

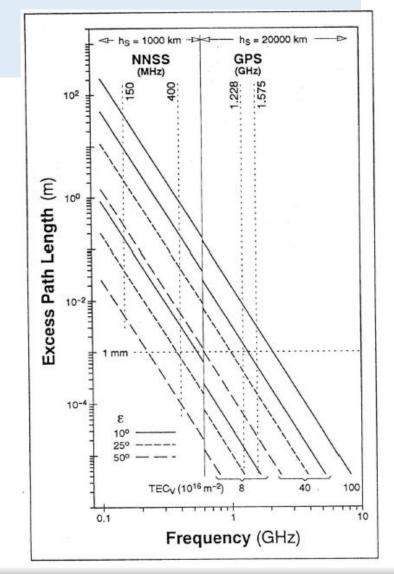
f / MHz	Technique	$\delta\rho_{I,p,1}$ / mm	$\delta\rho_{I,p,2}$ / mm	$\delta\rho_{I,p,3}$ / mm	$\delta\rho_{I,p,4}$ / mm
150 400 1228 1575 2000 2300	NIMS NIMS / DORIS GPS (L2) GPS (L1) DORIS Low VLBI f.	$-5.3 \cdot 10^{6}$ $-7.5 \cdot 10^{5}$ $-8.0 \cdot 10^{4}$ $-4.8 \cdot 10^{4}$ $-3.0 \cdot 10^{4}$ $-2.3 \cdot 10^{4}$	$-9.9 \cdot 10^{3}$ $-5.2 \cdot 10^{2}$ $-1.8 \cdot 10^{1}$ $-8.5 \cdot 10^{0}$ $-4.2 \cdot 10^{0}$ $-2.8 \cdot 10^{0}$	$-4.8 \cdot 10^{3}$ $-9.4 \cdot 10^{1}$ $-1.1 \cdot 10^{0}$ $-3.9 \cdot 10^{-1}$ $-1.5 \cdot 10^{-1}$ $-8.8 \cdot 10^{-2}$	$-1.8 \cdot 10^{1}$ $-1.3 \cdot 10^{-1}$ $-5.0 \cdot 10^{-4}$ $-1.4 \cdot 10^{-4}$ $-4.2 \cdot 10^{-5}$ $-2.2 \cdot 10^{-5}$
8400 12000 14000	High VLBI f. Time trans. low Ku f. Time trans. high Ku f.	$-1.7 \cdot 10^{3} \\ -8.3 \cdot 10^{2} \\ -6.1 \cdot 10^{2}$	$-5.7 \cdot 10^{-2} -1.9 \cdot 10^{-2} -1.2 \cdot 10^{-2}$	$-4.9 \cdot 10^{-4} -1.1 \cdot 10^{-4} -6.2 \cdot 10^{-5}$	$-3.3 \cdot 10^{-8} -5.2 \cdot 10^{-9} -2.5 \cdot 10^{-9}$

Corrections ionosphériques pour les ondes radio:

- Effets de courbure

Figure 9.1: Results of ray-tracing calculations concerning the dependency of the excess path length from the frequency of the propagation radio wave. At frequencies below 600 MHz the calculations correspond to a satellite height hs = 1000 km (NIMS/NNSS, DORIS) whereas above 600 MHz the calculations correspond to a satellite height hs = 20 000 km (GPS, GLONASS)

[Figure kindly provided by Dr. Norbert Jakowski, see Jakowski et al. (1994)]



Corrections ionosphériques pour les ondes radio:

- Méthodes de correction, pour le code ou la phase, avec deux ou trois fréquences.
- Problèmes de synchronisation.
- Sites pour les données mises à disposition sur l'ionosphère.

