

RECOMMANDATION UIT-R P.676-3

AFFAIBLISSEMENT DÛ AUX GAZ DE L'ATMOSPHÈRE

(Question UIT-R 201/3)

(1990-1992-1995-1997)

L'Assemblée des radiocommunications de l'UIT,

considérant

- a) qu'il est nécessaire d'évaluer l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère sur les trajets terrestres et les trajets obliques,

recommande

1 d'utiliser, pour les applications générales, les procédures de l'Annexe 1 pour calculer l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère aux fréquences allant jusqu'à 1 000 GHz (Le code logiciel en MATLAB est disponible au Bureau des radiocommunications.);

2 d'utiliser la procédure plus simple donnée à l'Annexe 2 pour une évaluation approchée de l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère aux fréquences comprises entre 1 et 350 GHz.

ANNEXE 1

Calcul de l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère par sommation des contributions des raies d'absorption

1 Affaiblissement linéique

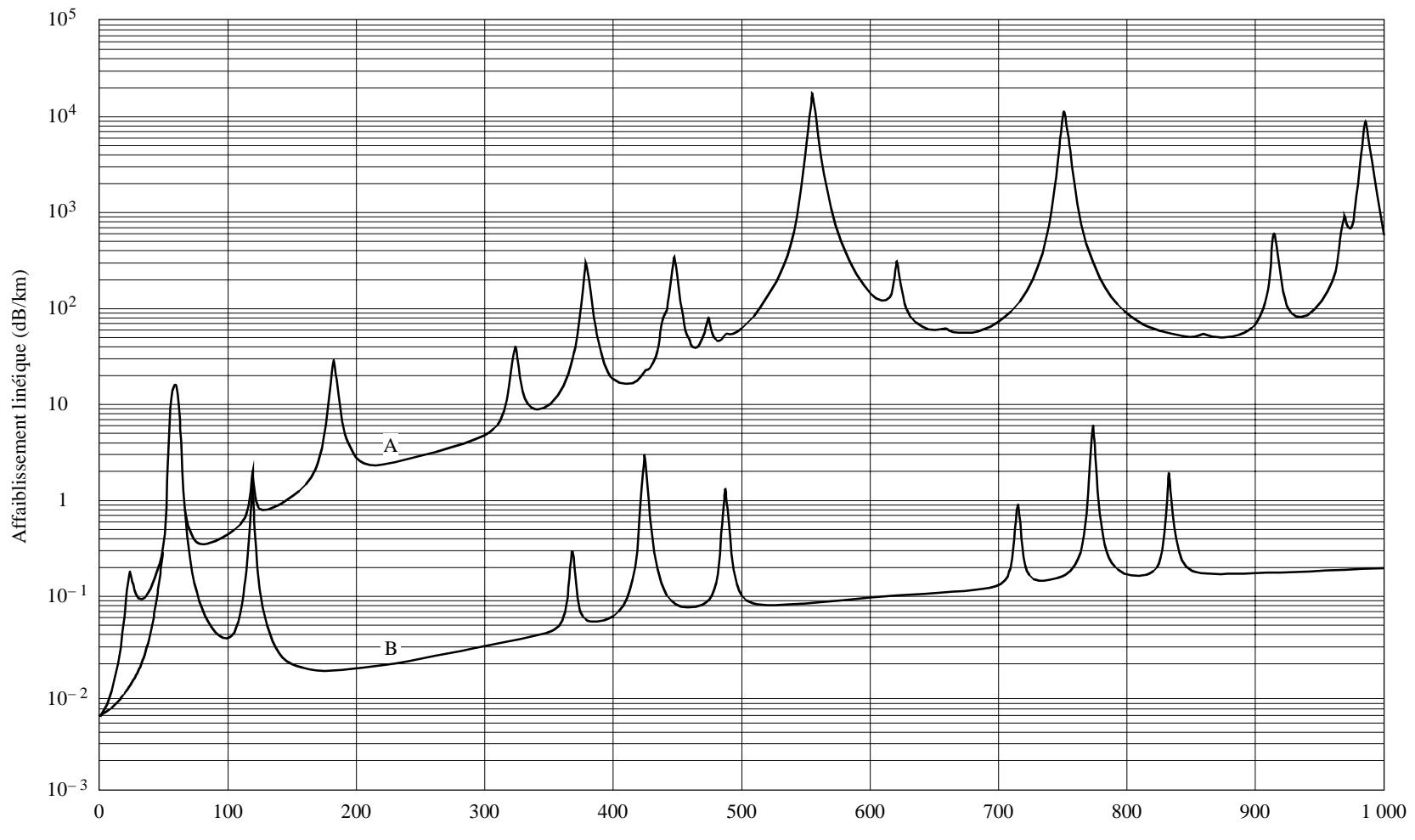
La manière la plus précise d'évaluer l'affaiblissement linéique dû à l'air sec et à la vapeur d'eau aux fréquences allant jusqu'à 1 000 GHz et pour des valeurs quelconques de pression, de température et d'humidité est de faire une sommation des contributions de chaque raie de résonance de l'oxygène et de la vapeur d'eau et d'y ajouter de faibles facteurs supplémentaires correspondant à l'absorption de Debye non résonante par l'oxygène en dessous de 10 GHz, à l'affaiblissement induit par la pression de l'azote au-dessus de 100 GHz et à un spectre continu de la vapeur d'eau, qui permet de tenir compte du fait que les valeurs mesurées d'absorption par la vapeur d'eau sont supérieures aux valeurs prédictes. La Fig. 1 illustre l'affaiblissement linéique calculé par cette méthode tous les 1 GHz entre 0 et 1 000 GHz, pour une pression de 1 013 hPa, une température de 15°C, dans le cas d'une concentration en vapeur d'eau de 7,5 g/m³ (Courbe A) et dans le cas d'une atmosphère sèche (Courbe B).

Au voisinage de 60 GHz, de nombreuses raies d'absorption de l'oxygène fusionnent, aux pressions existant au niveau de la mer, pour former une unique et large bande d'absorption, qui est illustrée avec plus de détails sur la Fig. 2. Cette Figure montre aussi l'affaiblissement par l'oxygène à des altitudes supérieures; plus la pression est faible, plus la résolution des raies est importante.

Pour une évaluation rapide et approchée de l'affaiblissement linéique à des fréquences allant jusqu'à 350 GHz dans les cas ne nécessitant pas une grande précision, on pourra utiliser les algorithmes simplifiés donnés à l'Annexe 2 pour des plages restreintes de conditions météorologiques.

FIGURE 1

Affaiblissement linéique dû aux gaz de l'atmosphère, calculé tous les 1 GHz

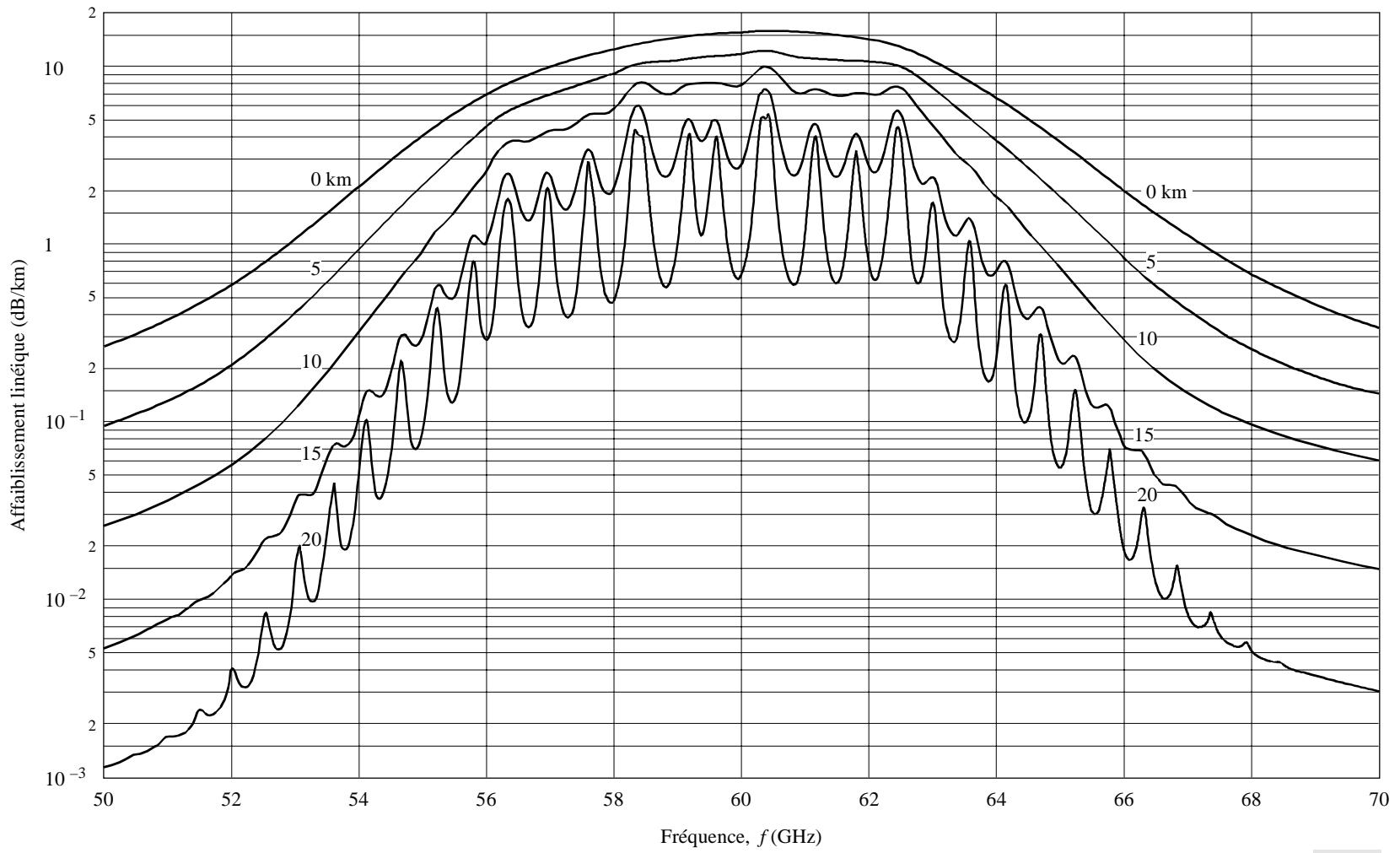


Courbes A: atmosphère de référence (7.5 g/m^3)

B: atmosphère sèche

0676-01

FIGURE 2
Affaiblissement linéique dans la gamme 50-70 GHz aux altitudes indiquées



0676-02

L'affaiblissement linéique par les gaz de l'atmosphère, est donné par:

$$\gamma = \gamma_o + \gamma_w = 0,1820 f N''(f) \quad \text{dB/km} \quad (1)$$

où γ_o et γ_w sont les affaiblissements linéiques (dB/km) dus respectivement à l'air sec et à la vapeur d'eau et où f est la fréquence (GHz) et $N''(f)$ est la partie imaginaire du coïndice complexe, fonction de la fréquence:

$$N''(f) = \sum_i S_i F_i + N_D''(f) + N_W''(f) \quad (2)$$

S_i est le coefficient d'amplitude de la i^{e} raie, F_i est son facteur de forme, et la somme porte sur toutes les raies; $N_D''(f)$ et $N_W''(f)$ sont respectivement les contributions des spectres continus de l'air sec et de la vapeur d'eau.

Le coefficient d'amplitude est donné par:

$$\begin{aligned} S_i &= a_1 \times 10^{-7} p \theta^3 \exp[a_2(1 - \theta)] && \text{pour l'oxygène} \\ &= b_1 \times 10^{-1} e \theta^{3,5} \exp[b_2(1 - \theta)] && \text{pour la vapeur d'eau} \end{aligned} \quad (3)$$

où:

p : pression de l'air sec (hPa)

e : pression partielle de la vapeur d'eau (hPa) (la pression barométrique totale étant $P = p + e$)

$\theta = 300/T$

T : température (K).

Il convient d'utiliser les valeurs locales des profils de p , e , et T mesurés (par exemple, au moyen de radiosondes). Cependant, en l'absence d'informations locales, il convient d'utiliser les atmosphères de référence qui sont décrites dans la Recommandation UIT-R P.835.

On peut obtenir la pression partielle de la vapeur d'eau, e , à partir de la concentration en vapeur d'eau ρ par la formule:

$$e = \frac{\rho T}{216,7} \quad (4)$$

Les coefficients a_1 et a_2 pour l'oxygène sont donnés au Tableau 1, tandis que les coefficients b_1 et b_2 pour la vapeur d'eau sont donnés au Tableau 2.

Le facteur de forme est donné par:

$$F_i = \frac{f}{f_i} \left[\frac{\Delta f - \delta(f_i - f)}{(f_i - f)^2 + \Delta f^2} + \frac{\Delta f - \delta(f_i + f)}{(f_i + f)^2 + \Delta f^2} \right] \quad (5)$$

où f_i est la fréquence de la raie et Δf est sa largeur, donnée par:

$$\begin{aligned} \Delta f &= a_3 \times 10^{-4} (p \theta^{0,8} - a_4) + 1,1 e \theta && \text{pour l'oxygène} \\ &= b_3 \times 10^{-4} (p \theta^{b_4} + b_5 e \theta^{b_6}) && \text{pour la vapeur d'eau} \end{aligned} \quad (6)$$

tandis que δ est un facteur de correction qui résulte des effets d'interférences entre les raies de l'oxygène:

$$\begin{aligned} \delta &= (a_5 + a_6 \theta) \times 10^{-4} p \theta^{0,8} && \text{pour l'oxygène} \\ &= 0 && \text{pour la vapeur d'eau} \end{aligned} \quad (7)$$

Les coefficients spectroscopiques intervenant dans ces formules sont donnés dans les Tableaux 1 et 2.

TABLEAU 1

Données spectroscopiques pour l'affaiblissement par l'oxygène

f_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6
50,474238	0,94	9,694	8,60	0	1,600	5,520
50,987749	2,46	8,694	8,70	0	1,400	5,520
51,503350	6,08	7,744	8,90	0	1,165	5,520
52,021410	14,14	6,844	9,20	0	0,883	5,520
52,542394	31,02	6,004	9,40	0	0,579	5,520
53,066907	64,10	5,224	9,70	0	0,252	5,520
53,595749	124,70	4,484	10,00	0	-0,066	5,520
54,130000	228,00	3,814	10,20	0	-0,314	5,520
54,671159	391,80	3,194	10,50	0	-0,706	5,520
55,221367	631,60	2,624	10,79	0	-1,151	5,514
55,783802	953,50	2,119	11,10	0	-0,920	5,025
56,264775	548,90	0,015	16,46	0	2,881	-0,069
56,363389	1 344,00	1,660	11,44	0	-0,596	4,750
56,968206	1 763,00	1,260	11,81	0	-0,556	4,104
57,612484	2 141,00	0,915	12,21	0	-2,414	3,536
58,323877	2 386,00	0,626	12,66	0	-2,635	2,686
58,446590	1 457,00	0,084	14,49	0	6,848	-0,647
59,164207	2 404,00	0,391	13,19	0	-6,032	1,858
59,590983	2 112,00	0,212	13,60	0	8,266	-1,413
60,306061	2 124,00	0,212	13,82	0	-7,170	0,916
60,434776	2 461,00	0,391	12,97	0	5,664	-2,323
61,150560	2 504,00	0,626	12,48	0	1,731	-3,039
61,800154	2 298,00	0,915	12,07	0	1,738	-3,797
62,411215	1 933,00	1,260	11,71	0	-0,048	-4,277
62,486260	1 517,00	0,083	14,68	0	-4,290	0,238
62,997977	1 503,00	1,665	11,39	0	0,134	-4,860
63,568518	1 087,00	2,115	11,08	0	0,541	-5,079
64,127767	733,50	2,620	10,78	0	0,814	-5,525
64,678903	463,50	3,195	10,50	0	0,415	-5,520
65,224071	274,80	3,815	10,20	0	0,069	-5,520
65,764772	153,00	4,485	10,00	0	-0,143	-5,520
66,302091	80,09	5,225	9,70	0	-0,428	-5,520
66,836830	39,46	6,005	9,40	0	-0,726	-5,520
67,369598	18,32	6,845	9,20	0	-1,002	-5,520
67,900867	8,01	7,745	8,90	0	-1,255	-5,520
68,431005	3,30	8,695	8,70	0	-1,500	-5,520
68,960311	1,28	9,695	8,60	0	-1,700	-5,520
118,750343	945,00	0,009	16,30	0	-0,247	0,003
368,498350	67,90	0,049	19,20	0,6	0	0
424,763124	638,00	0,044	19,16	0,6	0	0
487,249370	235,00	0,049	19,20	0,6	0	0
715,393150	99,60	0,145	18,10	0,6	0	0
773,839675	671,00	0,130	18,10	0,6	0	0
834,145330	180,00	0,147	18,10	0,6	0	0

TABLEAU 2

Données spectroscopiques pour l'affaiblissement par la vapeur d'eau

f_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6
22,235080	0,1090	2,143	28,11	0,69	4,80	1,00
67,813960	0,0011	8,735	28,58	0,69	4,93	0,82
119,995941	0,0007	8,356	29,48	0,70	4,78	0,79
183,310074	2,3000	0,668	28,13	0,64	5,30	0,85
321,225644	0,0464	6,181	23,03	0,67	4,69	0,54
325,152919	1,5400	1,540	27,83	0,68	4,85	0,74
336,187000	0,0010	9,829	26,93	0,69	4,74	0,61
380,197372	11,9000	1,048	28,73	0,69	5,38	0,84
390,134508	0,0044	7,350	21,52	0,63	4,81	0,55
437,346667	0,0637	5,050	18,45	0,60	4,23	0,48
439,150812	0,9210	3,596	21,00	0,63	4,29	0,52
443,018295	0,1940	5,050	18,60	0,60	4,23	0,50
448,001075	10,6000	1,405	26,32	0,66	4,84	0,67
470,888947	0,3300	3,599	21,52	0,66	4,57	0,65
474,689127	1,2800	2,381	23,55	0,65	4,65	0,64
488,491133	0,2530	2,853	26,02	0,69	5,04	0,72
503,568532	0,0374	6,733	16,12	0,61	3,98	0,43
504,482692	0,0125	6,733	16,12	0,61	4,01	0,45
556,936002	510,0000	0,159	32,10	0,69	4,11	1,00
620,700807	5,0900	2,200	24,38	0,71	4,68	0,68
658,006500	0,2740	7,820	32,10	0,69	4,14	1,00
752,033227	250,0000	0,396	30,60	0,68	4,09	0,84
841,073593	0,0130	8,180	15,90	0,33	5,76	0,45
859,865000	0,1330	7,989	30,60	0,68	4,09	0,84
899,407000	0,0550	7,917	29,85	0,68	4,53	0,90
902,555000	0,0380	8,432	28,65	0,70	5,10	0,95
906,205524	0,1830	5,111	24,08	0,70	4,70	0,53
916,171582	8,5600	1,442	26,70	0,70	4,78	0,78
970,315022	9,1600	1,920	25,50	0,64	4,94	0,67
987,926764	138,0000	0,258	29,85	0,68	4,55	0,90

Le terme de spectre continu de l'air sec résulte de l'absorption de Debye non résonnante par l'oxygène en dessous de 10 GHz et d'un affaiblissement induit par des effets de pression de l'azote au-dessus de 100 GHz:

$$N''_D(f) = f p \theta^2 \left[\frac{6,14 \times 10^{-5}}{d \left[1 + \left(\frac{f}{d} \right)^2 \right]} + 1,4 \times 10^{-12} (1 - 1,2 \times 10^{-5} f^{1,5}) p \theta^{1,5} \right] \quad (8)$$

où d est le paramètre de largeur pour le spectre de Debye, donné par:

$$d = 5,6 \times 10^{-4} (p + 1,1 e) \theta \quad (9)$$

Le terme de spectre continu de la vapeur d'eau $N''_W(f)$ est introduit pour tenir compte du fait que les mesures d'affaiblissement par la vapeur d'eau sont en général plus élevées que celles prédictes par la théorie décrite par les équations (2) à (7), ainsi que de la contribution des queues des raies d'absorption de la vapeur d'eau aux fréquences très élevées et qui ne sont pas comprises dans la base de données réduite:

$$N''_W(f) = f (3,57 \theta^{7,5} e + 0,113 p) 10^{-7} e \theta^3 \quad (10)$$

2 Affaiblissement sur un trajet

2.1 Trajets terrestres

Dans le cas d'un trajet horizontal ou d'un trajet légèrement incliné proche du sol, l'affaiblissement, A , sur ce trajet, peut s'écrire:

$$A = \gamma r_0 = (\gamma_o + \gamma_w) r_0 \quad \text{dB} \quad (11)$$

où r_0 est la longueur du trajet (km).

2.2 Trajets obliques

Ce paragraphe donne une méthode permettant d'intégrer l'affaiblissement linéique calculé par sommation des contributions des raies d'absorption (voir ci-dessus), pour différentes valeurs de pression, de température et d'humidité à travers l'atmosphère. Cette méthode permet de déterminer avec précision l'affaiblissement sur le trajet pour des systèmes de communication à configuration géométrique quelconque situés à l'intérieur et à l'extérieur de l'atmosphère terrestre simplement sur la base de la division de l'atmosphère en couches horizontales et de la spécification du profil des paramètres météorologiques de pression, de température et d'humidité le long du trajet. En l'absence de profils locaux, obtenus par exemple à partir de données provenant de radiosondes, on peut utiliser les atmosphères de référence données dans la Recommandation UIT-R P.835, soit pour une application mondiale soit pour une application à des sites de basse latitude (sur une année), de moyenne latitude (été et hiver) et de latitude élevée (été et hiver).

La Fig. 3 montre l'affaiblissement en direction du zénith calculé tous les 1 GHz par cette méthode pour l'atmosphère de référence mondiale donnée dans la Recommandation UIT-R P.835, avec des couches horizontales de 1 km d'épaisseur, l'affaiblissement représenté étant la somme des affaiblissements associés à chaque couche, dans le cas d'une atmosphère humide (Courbe A) et d'une atmosphère sèche (Courbe B).

L'affaiblissement total le long d'un trajet oblique, $A(h, \varphi)$, à partir d'une station ayant une altitude h et un angle d'élévation φ , peut être calculé comme suit lorsque $\varphi \geq 0$:

$$A(h, \varphi) = \int_h^\infty \frac{\gamma(H)}{\sin \Phi} dH \quad (12)$$

où la valeur de Φ peut être déterminée comme suit sur la base de la loi de Snell en coordonnées polaires:

$$\Phi = \arccos \left(\frac{c}{(r + H) \times n(H)} \right) \quad (13)$$

où:

$$c = (r + h) \times n(h) \times \cos \varphi \quad (14)$$

où $n(h)$ est l'indice de réfraction radioélectrique atmosphérique, calculé au moyen de la Recommandation UIT-R P.453 à partir des données de pression, de température et de pression de vapeur d'eau le long du trajet (voir la Recommandation UIT-R P.835).

Par ailleurs, lorsque $\varphi < 0$, il existe une hauteur minimale, h_{min} , à laquelle le faisceau radioélectrique devient parallèle à la surface de la Terre. On peut déterminer la valeur de h_{min} en résolvant l'équation transcendante suivante:

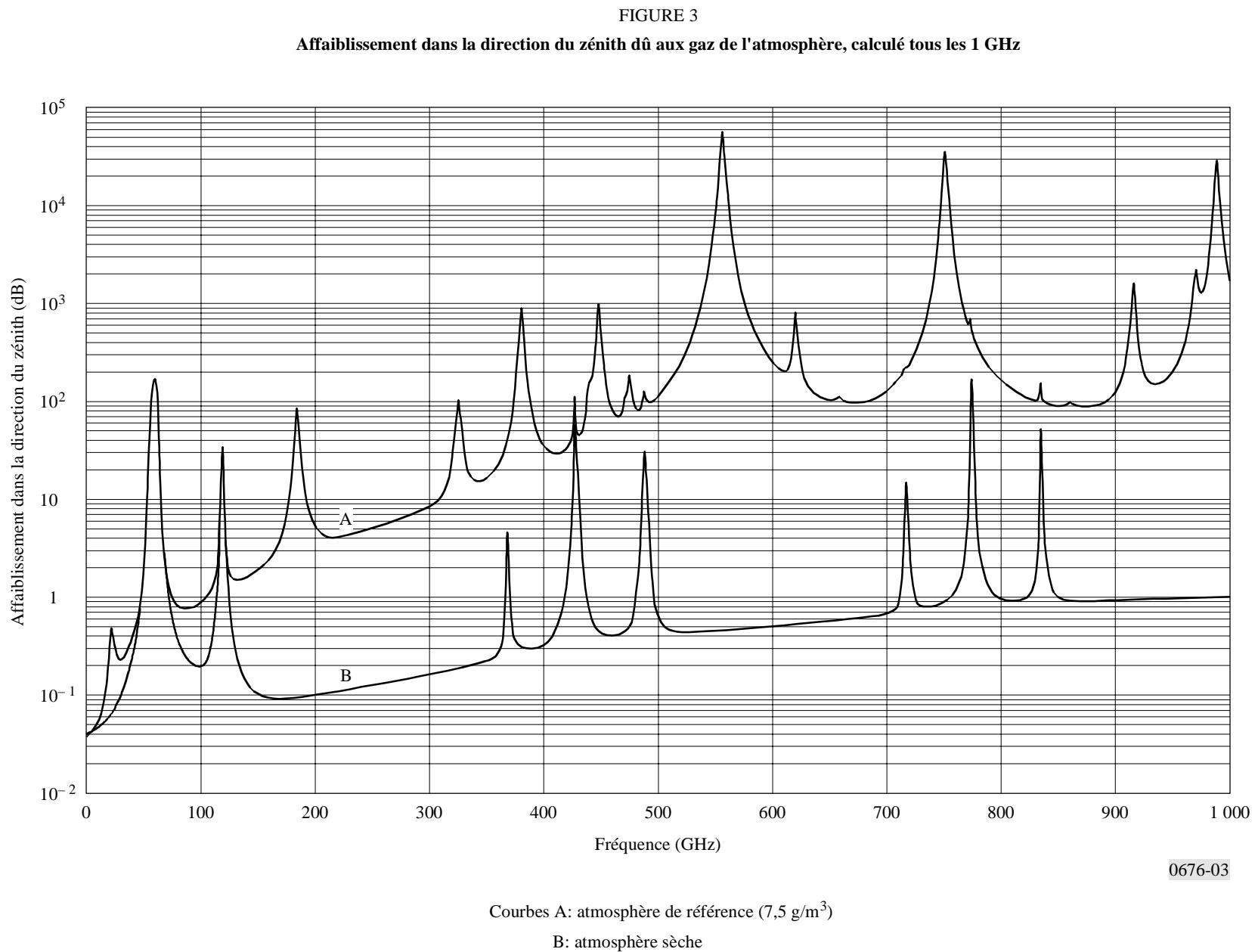
$$(r + h_{min}) \times n(h_{min}) = c \quad (15)$$

On peut résoudre facilement cette équation en réitérant le calcul suivant, avec $h_{min} = h$ comme valeur initiale:

$$h'_{min} = \frac{c}{n(h_{min})} - r \quad (16)$$

On peut donc obtenir l'affaiblissement $A(h, \varphi)$ comme suit:

$$A(h, \varphi) = \int_{h_{min}}^\infty \frac{\gamma(H)}{\sin \Phi} dH + \int_{h_{min}}^h \frac{\gamma(H)}{\sin \Phi} dH \quad (17)$$

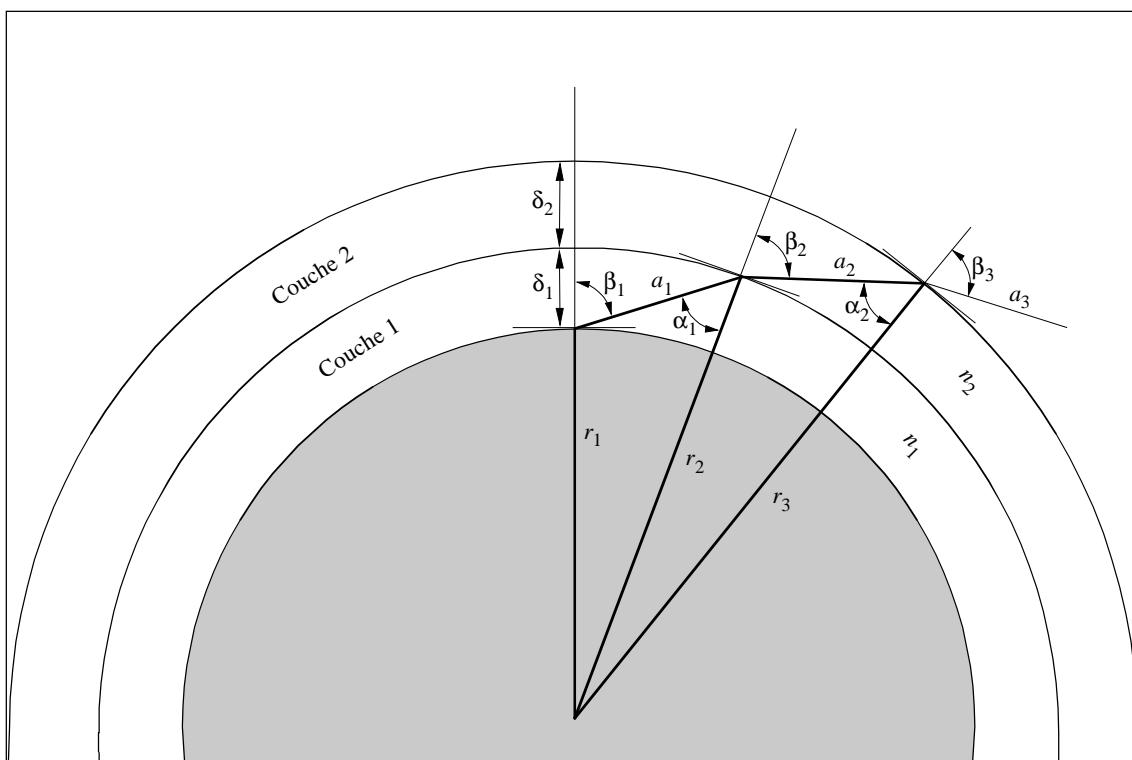


En effectuant l'intégration des équations (12) et (17), on devra veiller au fait que l'expression à intégrer devient infinie lorsque $\Phi = 0$. Cette singularité peut toutefois être éliminée par une conversion de variable appropriée, par exemple si l'on utilise $u^4 = H - h$ dans l'équation (12) et $u^4 = H - h_{min}$ dans l'équation (17).

L'algorithme donné ci-après permet de conduire à une solution numérique pour l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère.

Pour calculer l'affaiblissement total pour une liaison par satellite, il faut connaître non seulement l'affaiblissement linéique en chaque point de la liaison mais aussi la longueur du trajet qui présente cet affaiblissement linéique. Pour déterminer la longueur du trajet, il faut aussi prendre en considération la courbure des rayons due à la sphéricité de la terre.

FIGURE 4



0676-04

Si on prend la Fig. 4 comme référence, a_n est la longueur du trajet à travers la couche n dont l'épaisseur vaut δ_n et l'indice de réfraction n_n . α_n et β_n sont les angles d'incidence entrant et sortant. r_n est le rayon entre le centre de la terre et le début de la couche n . On peut exprimer a_n comme suit:

$$a_n = -r_n \cos \beta_n + \frac{1}{2} \sqrt{4 r_n^2 \cos^2 \beta_n + 8 r_n \delta_n + 4 \delta_n^2} \quad (18)$$

On peut calculer l'angle α_n au moyen de la formule:

$$\alpha_n = \pi - \arccos \left(\frac{-a_n^2 - 2r_n \delta_n - \delta_n^2}{2a_n r_n + 2a_n \delta_n} \right) \quad (19)$$

β_1 est l'angle d'incidence au niveau de la station au sol (c'est le complément de l'angle d'élévation θ). On peut calculer β_{n+1} en fonction de α_n par la loi de Snell qui s'écrit ici:

$$\beta_{n+1} = \text{arc sin} \left(\frac{n_n}{n_{n+1}} \sin \alpha_n \right) \quad (20)$$

où n_n et n_{n+1} sont les indices de réfraction des couches n et $n+1$.

Le terme (de dispersion) fonction de la fréquence restant à une incidence marginale sur le résultat (environ 1%) mais on peut le calculer par la méthode donnée dans le Manuel sur la radiométéorologie de l'UIT-R.

On peut déterminer l'affaiblissement total au moyen de la formule:

$$A_{gaz} = \sum_{n=1}^k a_n \gamma_n \quad \text{dB} \quad (21)$$

où γ_n est l'affaiblissement linéique calculé au moyen de la formule (1).

Pour garantir la précision de l'évaluation de l'affaiblissement, l'épaisseur des couches doit augmenter exponentiellement en fonction de l'altitude. On peut obtenir des résultats précis avec une épaisseur de couche passant de 10 cm pour la couche inférieure à 1 km à une altitude de 100 km.

Pour les applications Terre-espace, l'intégration doit être réalisée au moins jusqu'à 30 km.

3 Effets de la dispersion

Les effets de la dispersion sont traités dans le Manuel sur la radiométéorologie de l'UIT-R, qui contient un modèle de calcul de la dispersion fondé sur le calcul par sommation des contributions des raies d'absorption. Dans la pratique, les effets de la dispersion ne devraient pas imposer de contraintes sévères aux systèmes de communication de Terre fonctionnant en ondes millimétriques avec des largeurs de bande pouvant aller jusqu'à quelques centaines de MHz sur de courtes distances (par exemple, inférieures à environ 20 km), en particulier dans les fenêtres de propagation, aux fréquences éloignées des centres des principales raies d'absorption. Pour les systèmes de communication par satellite, comme les trajets à travers l'atmosphère sont longs, il faudra impérativement utiliser les fréquences situées dans les fenêtres de propagation, où l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère comme la dispersion correspondante sont faibles.

ANNEXE 2

Evaluation approchée de l'affaiblissement par les gaz de l'atmosphère dans la gamme de fréquences 1-350 GHz

La présente Annexe contient des algorithmes simplifiés pour une évaluation rapide et approchée de l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère pour une plage limitée de conditions météorologiques et une variété limitée de configurations géométriques.

1 Affaiblissement linéique

On peut évaluer l'affaiblissement linéique dû à l'air sec et à la vapeur d'eau, depuis le niveau de la mer jusqu'à une altitude de 5 km, au moyen des algorithmes simplifiés ci-après, qui sont fondés sur un ajustement des courbes fournies par le calcul par sommation des contributions des raies d'absorption et qui donnent des résultats dont la différence avec les résultats des calculs plus précis vaut environ $\pm 15\%$ en moyenne aux fréquences éloignées des centres des principales raies d'absorption. La différence absolue entre les résultats de ces algorithmes et ceux de la méthode de sommation des contributions des raies d'absorption est généralement inférieure à 0,1 dB/km et atteint un maximum de 0,7 dB/km au voisinage de 60 GHz. Pour les altitudes supérieures à 5 km et dans les cas nécessitant une plus grande précision, il convient d'utiliser la méthode de sommation des contributions des raies d'absorption.

Pour l'air sec, l'affaiblissement γ_o (dB/km) est donné par:

$$\gamma_o = \left[\frac{7,27 r_t}{f^2 + 0,351 r_p^2 r_t^2} + \frac{7,5}{(f - 57)^2 + 2,44 r_p^2 r_t^5} \right] f^2 r_p^2 r_t^2 \times 10^{-3} \quad (22a)$$

pour $f \leq 57$ GHz

$$\gamma_o = \left[2 \times 10^{-4} r_t^{1,5} \left(1 - 1,2 \times 10^{-5} f^{1,5} \right) + \frac{4}{(f - 63)^2 + 1,5 r_p^2 r_t^5} + \frac{0,28 r_t^2}{(f - 118,75)^2 + 2,84 r_p^2 r_t^2} \right] f^2 r_p^2 r_t^2 \times 10^{-3} \quad (22b)$$

pour 63 GHz $\leq f \leq 350$ GHz

$$\gamma_o = \frac{(f - 60)(f - 63)}{18} \gamma_o(57) - 1,66 r_p^2 r_t^{8,5} (f - 57)(f - 63) + \frac{(f - 57)(f - 60)}{18} \gamma_o(63) \quad (22c)$$

pour 57 GHz $\leq f \leq 63$ GHz

où:

f : fréquence (GHz)

$r_p = p/1013$

$r_t = 288 / (273 + t)$

p : pression (hPa)

t : température ($^{\circ}$ C).

Pour la vapeur d'eau, l'affaiblissement γ_w (dB/km) est donné par:

$$\gamma_w = \left[\begin{aligned} & 3,27 \times 10^{-2} r_t + 1,67 \times 10^{-3} \frac{\rho r_t^7}{r_p} + 7,7 \times 10^{-4} f^{0,5} + \frac{3,79}{(f - 22,235)^2 + 9,81 r_p^2 r_t} \\ & + \frac{11,73 r_t}{(f - 183,31)^2 + 11,85 r_p^2 r_t} + \frac{4,01 r_t}{(f - 325,153)^2 + 10,44 r_p^2 r_t} \end{aligned} \right] f^2 \rho r_p r_t \times 10^{-4} \quad (23)$$

pour $f \leq 350$ GHz

où ρ est la concentration en vapeur d'eau (g/m^3)³.

La Fig. 5 montre l'affaiblissement linéique entre 1 et 350 GHz au niveau de la mer pour l'air sec et pour la vapeur d'eau à une concentration de 7,5 g/m³. Elle a été obtenue par la méthode de sommation des contributions des raies d'absorption décrite dans l'Annexe 1.

2 Affaiblissement sur un trajet

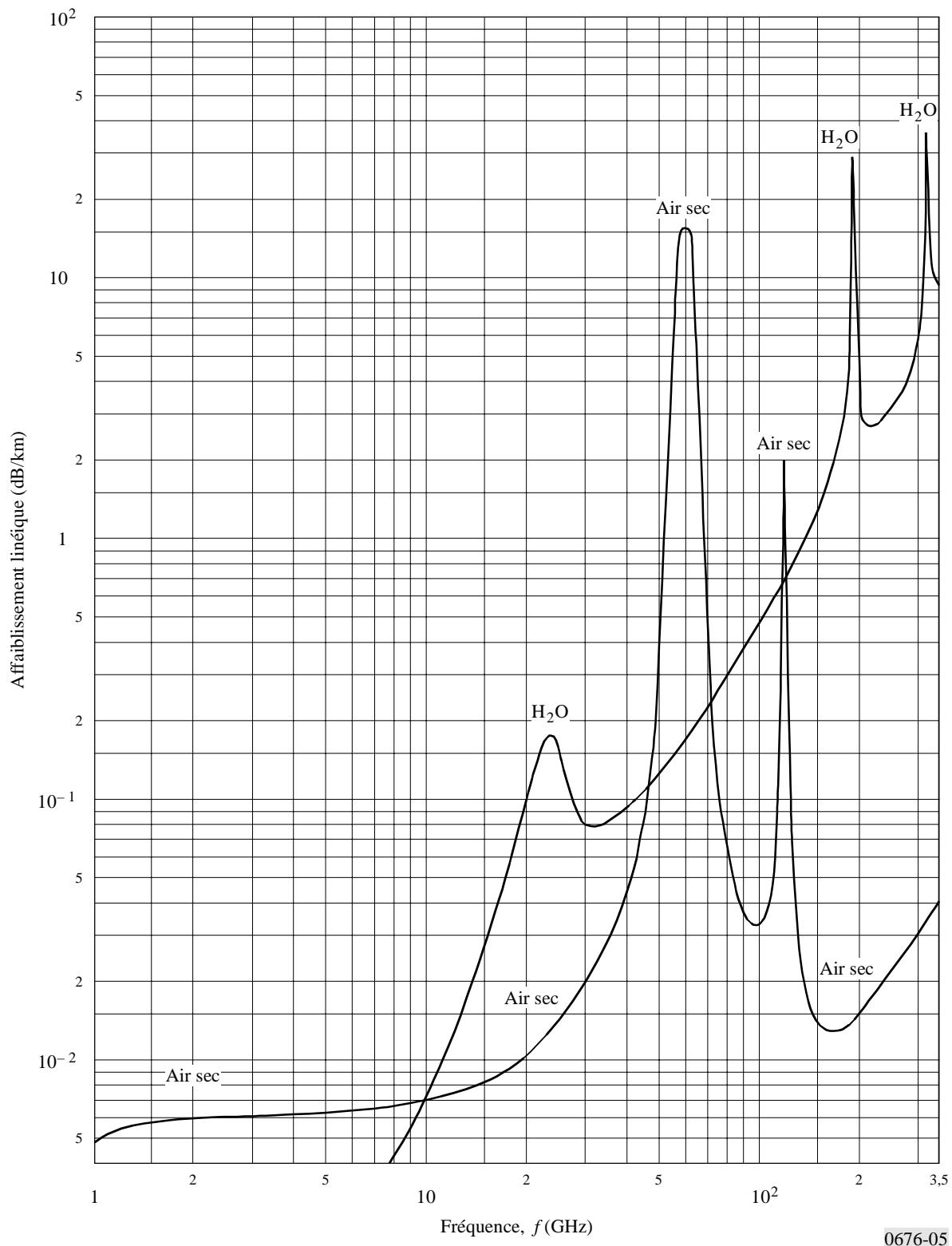
2.1 Trajets terrestres

Dans le cas d'un trajet horizontal ou d'un trajet légèrement incliné proche du sol, l'affaiblissement sur ce trajet, A , peut s'écrire:

$$A = \gamma r_0 = (\gamma_o + \gamma_w)r_0 \quad \text{dB} \quad (24)$$

où r_0 est la longueur du trajet (km).

FIGURE 5
Affaiblissement linéique dû aux gaz de l'atmosphère



Pression: 1 013 hPa
Température: 15° C
Vapeur d'eau: 7,5 g/m³

0676-05

2.2 Trajets obliques

Ce paragraphe contient des algorithmes simples pour le calcul de l'affaiblissement dû aux gaz de l'atmosphère le long de trajets obliques à travers l'atmosphère terrestre; ils sont fondés sur la définition d'une hauteur équivalente par laquelle on peut multiplier l'affaiblissement linéique calculé dans le § 1 pour obtenir l'affaiblissement sur le trajet dans la direction du zénith, depuis le niveau de la mer jusqu'à des altitudes d'environ 2 km. Pour les directions autres que la direction du zénith, on peut déterminer l'affaiblissement sur le trajet au moyen des procédures décrites plus loin dans le présent paragraphe.

Pour l'air sec, la hauteur équivalente est donnée par:

$$h_o = 6 \quad \text{km} \quad \text{pour } f < 50 \text{ GHz} \quad (25)$$

$$h_o = 6 + \frac{40}{(f - 118,7)^2 + 1} \quad \text{km} \quad \text{pour } 70 < f < 350 \text{ GHz} \quad (26)$$

et pour la vapeur d'eau, la hauteur équivalente est:

$$h_w = h_{w0} \left\{ 1 + \frac{3,0}{(f - 22,2)^2 + 5} + \frac{5,0}{(f - 183,3)^2 + 6} + \frac{2,5}{(f - 325,4)^2 + 4} \right\} \quad \text{km} \quad (27)$$

$$\text{pour } f < 350 \text{ GHz}$$

où:

- h_{w0} : hauteur équivalente pour la vapeur d'eau dans les fenêtres de propagation
- = 1,6 km par temps clair
- = 2,1 km par temps de pluie.

Ces hauteurs équivalentes pour la vapeur d'eau ont été déterminées pour une température au sol de 15° C. Pour les autres températures, les hauteurs équivalentes peuvent être corrigées de 0,1% ou 1% par °C respectivement par temps clair ou par temps de pluie, dans les fenêtres de propagation, et de 0,2% ou 2% dans les bandes d'absorption (plus la température augmente, plus la hauteur s'élève).

La notion de hauteur équivalente s'appuie sur l'hypothèse d'une atmosphère exponentielle spécifiée par une hauteur d'échelle pour décrire la décroissance de la concentration en fonction de l'altitude. Il convient de noter que les hauteurs d'échelle aussi bien pour l'air sec que pour la vapeur d'eau peuvent varier avec la latitude, la saison et/ou le climat, et que les répartitions de la vapeur d'eau dans l'atmosphère réelle peuvent s'écartez considérablement de l'exponentielle, les hauteurs équivalentes étant alors modifiées en conséquence. Les valeurs indiquées au-dessus sont applicables jusqu'à une altitude de 2 km.

L'affaiblissement total dans la direction du zénith est alors:

$$A = \gamma_o h_o + \gamma_w h_w \quad \text{dB} \quad (28)$$

La Fig. 6 montre l'affaiblissement total dans la direction du zénith au niveau de la mer pour deux cas: (A) l'atmosphère sèche de référence de la Recommandation UIT-R P.835 et (B) l'atmosphère de référence incluant la vapeur d'eau de la Recommandation UIT-R P.835. Entre 50 et 70 GHz, on peut obtenir une plus grande précision à partir de la courbe notée 0 km de la Fig. 7. Elle a été obtenue par la méthode de sommation des contributions des raies d'absorption décrite dans l'Annexe 1.

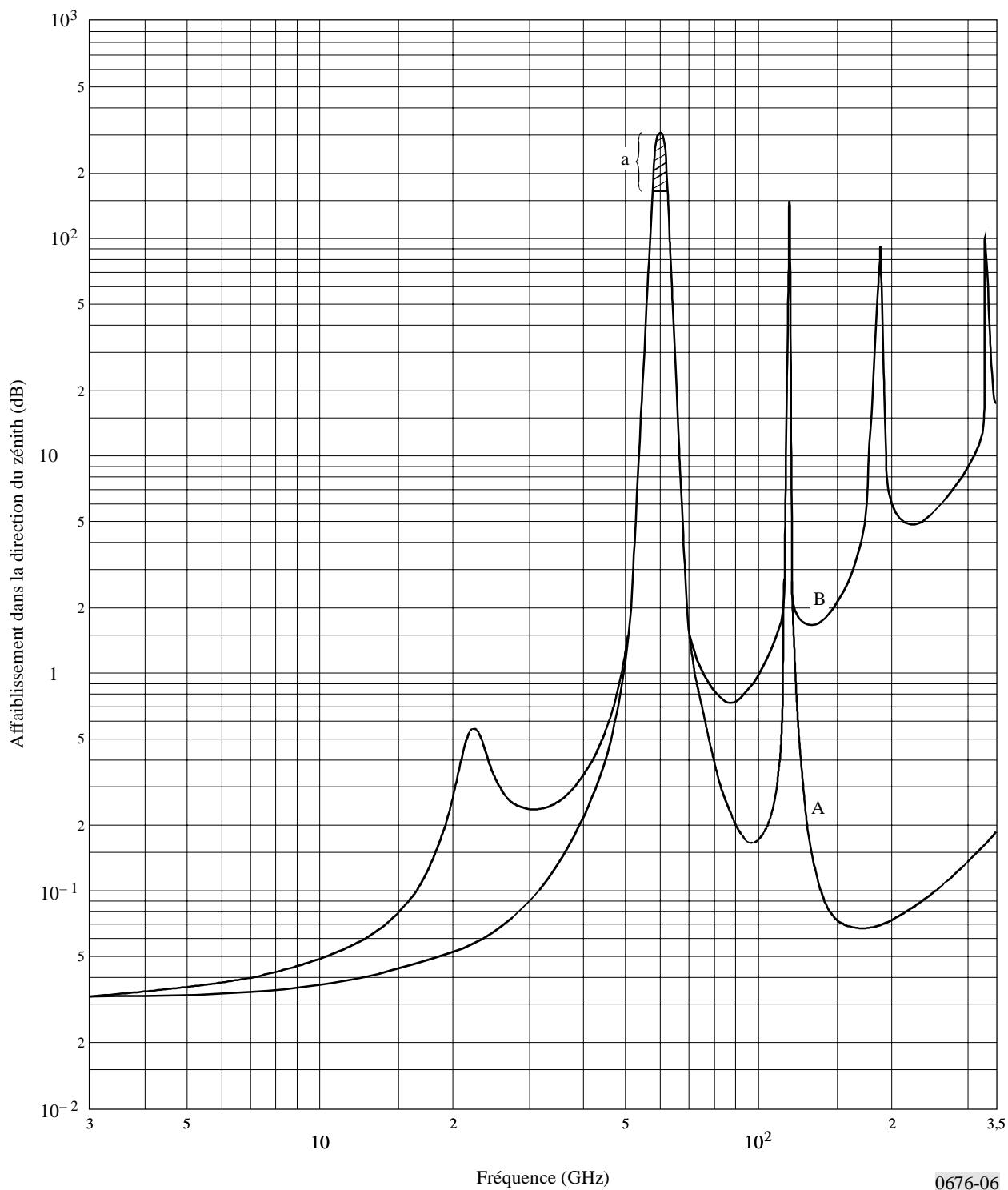
2.2.1 Angles d'élévation compris entre 10° et 90°

Pour les angles d'élévation compris entre 10° et 90°, on obtient l'affaiblissement sur un trajet en faisant intervenir une loi en cosécante:

$$A = \frac{h_o \gamma_o + h_w \gamma_w}{\sin \varphi} \quad \text{dB} \quad (29)$$

où φ est l'angle d'élévation.

FIGURE 6
Affaiblissement total au niveau du sol dans la direction du zénith



Pression: 1 013 hPa

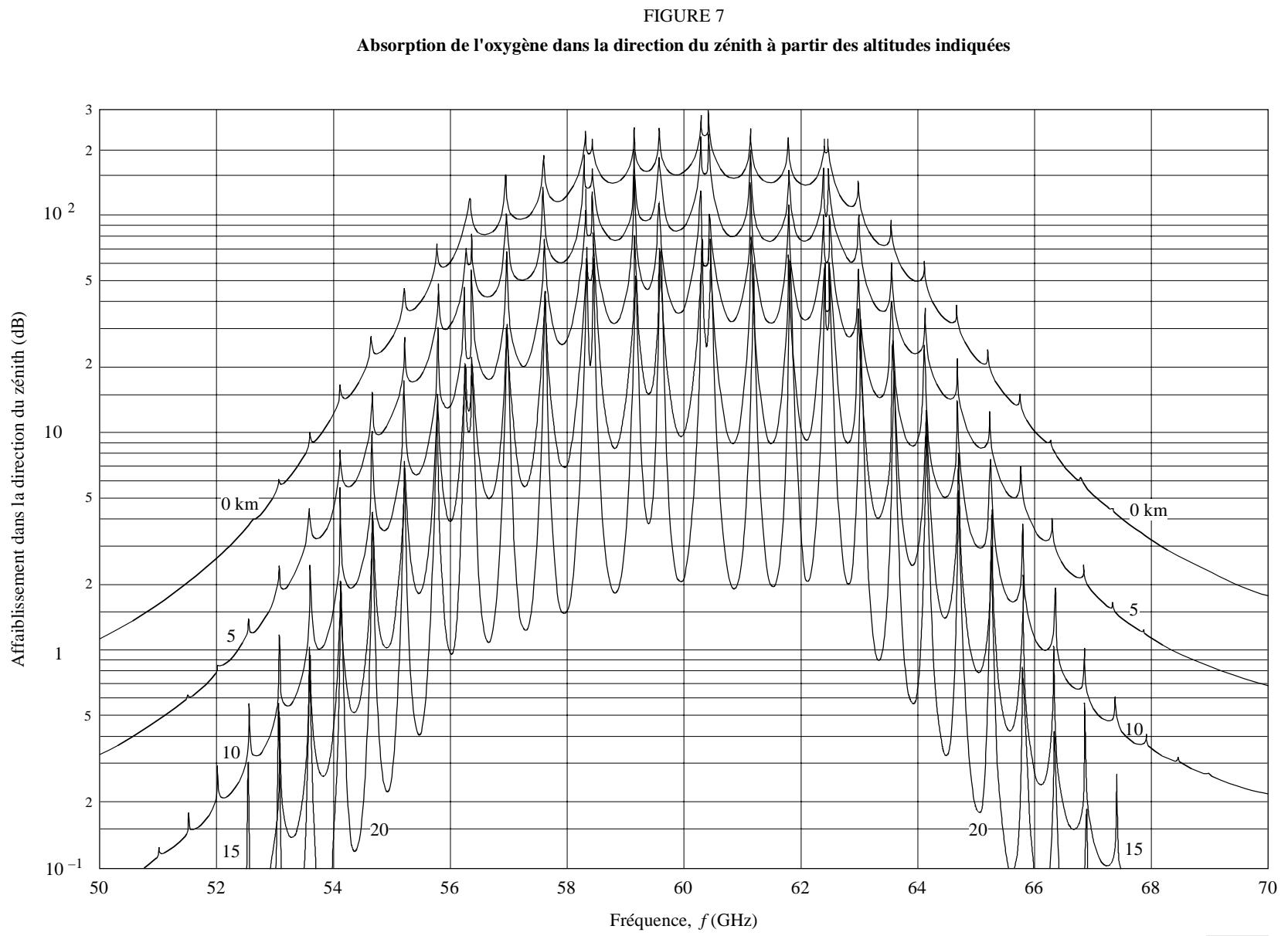
Température: 15° C

a: gamme de valeurs (voir la Fig. 7)

Courbes A: dans le cas d'une atmosphère sèche

B: avec une atmosphère exponentielle pour la concentration en vapeur d'eau de 7.5 g/m^3 au niveau du sol, et de hauteur d'échelle de 2 km

0676-06



Ces formules sont applicables aux cas de trajets obliques entre un satellite et une station terrienne située au niveau de la mer. Pour connaître les valeurs d'affaiblissement sur un trajet oblique entre une station située à l'altitude h_1 et une autre station située à une altitude supérieure h_2 , il convient de remplacer dans l'équation (27) les valeurs h_o et h_w respectivement par les valeurs h'_o et h'_w suivantes:

$$h'_o = h_o \left[e^{-h_1/h_o} - e^{-h_2/h_o} \right] \quad \text{km} \quad (30)$$

$$h'_w = h_w \left[e^{-h_1/h_w} - e^{-h_2/h_w} \right] \quad \text{km} \quad (31)$$

étant bien entendu que la valeur ρ de la concentration en vapeur d'eau utilisée dans la formule (23) est la valeur hypothétique au niveau de la mer calculée comme suit:

$$\rho = \rho_1 \times \exp(h_1/2) \quad (32)$$

où ρ_1 est la valeur correspondant à l'altitude h_1 de la station en question et la hauteur équivalente pour la vapeur d'eau est supposée être de 2 km (voir la Recommandation UIT-R P.835).

Les équations (30), (31) et (32) utilisent des normalisations différentes pour les hauteurs équivalentes en air sec et en vapeur d'eau. Tandis que l'on peut considérer la pression atmosphérique moyenne par rapport au niveau de la mer comme constante dans le monde entier (c'est-à-dire égale à 1 013 hPa), la concentration en vapeur d'eau non seulement possède une large étendue de variabilité climatique mais est mesurée au sol (c'est-à-dire à l'altitude de la station au sol). Pour les valeurs de concentration en vapeur d'eau mesurées au niveau du sol, voir la Recommandation UIT-R P.836.

2.2.2 Angles d'élévation compris entre 0° et 10°

Dans ce cas, les équations (29) à (32) doivent être remplacées par des formules plus précises tenant compte de la longueur réelle du trajet atmosphérique. On obtient les équations suivantes:

$$A = \frac{\sqrt{R_e}}{\cos \varphi} \left[\gamma_o \sqrt{h_o} F\left(\operatorname{tg} \varphi \sqrt{\frac{R_e}{h_o}}\right) + \gamma_w \sqrt{h_w} F\left(\operatorname{tg} \varphi \sqrt{\frac{R_e}{h_w}}\right) \right] \quad \text{dB} \quad (33)$$

où:

R_e : rayon terrestre équivalent (km) tenant compte de la réfraction, comme indiqué dans la Recommandation UIT-R P.834 (une valeur de 8 500 km est généralement acceptable pour le voisinage immédiat de la surface de la Terre)

φ : angle d'élévation

F: fonction définie par:

$$F(x) = \frac{1}{0,661x + 0,339\sqrt{x^2 + 5,51}} \quad (34)$$

La formule (33) est applicable aux trajets obliques entre un satellite et une station terrienne située au niveau de la mer. Pour déterminer les valeurs de l'affaiblissement sur un trajet incliné entre une station située à une altitude h_1 et une altitude supérieure h_2 (lorsque les deux altitudes sont inférieures à 1 000 km au-dessus du niveau moyen de la mer), on remplace l'équation (33) par l'équation suivante:

$$A = \gamma_o \sqrt{h_o} \left[\frac{\sqrt{R_e + h_1} \cdot F(x_1) e^{-h_1/h_o}}{\cos \varphi_1} - \frac{\sqrt{R_e + h_2} \cdot F(x_2) e^{-h_2/h_o}}{\cos \varphi_2} \right] \\ + \gamma_w \sqrt{h_w} \left[\frac{\sqrt{R_e + h_1} \cdot F(x'_1) e^{-h_1/h_w}}{\cos \varphi_1} - \frac{\sqrt{R_e + h_2} \cdot F(x'_2) e^{-h_2/h_w}}{\cos \varphi_2} \right] \quad \text{dB} \quad (35)$$

où:

φ_1 : angle d'élévation à l'altitude h_1

$$\varphi_2 = \arccos \left(\frac{R_e + h_1}{R_e + h_2} \cos \varphi_1 \right) \quad (36a)$$

$$x_i = \operatorname{tg} \varphi_i \sqrt{\frac{R_e + h_i}{h_o}} \quad \text{pour } i = 1, 2 \quad (36b)$$

$$x'_i = \operatorname{tg} \varphi_i \sqrt{\frac{R_e + h_i}{h_w}} \quad \text{pour } i = 1, 2 \quad (36c)$$

étant bien entendu que la valeur ρ de la concentration en vapeur d'eau utilisée dans la formule (23) est la valeur hypothétique au niveau de la mer calculée comme suit:

$$\rho = \rho_1 \cdot \exp(h_1 / 2) \quad (37)$$

où ρ_1 est la valeur correspondant à l'altitude h_1 de la station en question et la hauteur équivalente pour la vapeur d'eau est supposée être égale à 2 km (voir la Recommandation UIT-R P.835).

Les valeurs de ρ_1 mesurées au niveau du sol peuvent être consultées dans la Recommandation UIT-R P.836. Les différences de formulation pour l'air sec et la vapeur d'eau sont expliquées à la fin du § 2.2.

Pour les angles d'élévation inférieurs à 0° , il faut utiliser le calcul par sommation des contributions des raies d'absorption donné à l'Annexe 1.

2.3 Affaiblissement dû à la vapeur d'eau sur les trajets obliques

La méthode ci-dessus de calcul de l'affaiblissement dû à la vapeur d'eau sur les trajets obliques repose sur la connaissance du profil de la pression de vapeur d'eau (ou de sa concentration) le long du trajet. Si on connaît la masse surfacique de la vapeur d'eau, V , le long du trajet, on peut utiliser une autre méthode. On peut exprimer comme suit l'affaiblissement total dû à la vapeur d'eau dans la direction du zénith:

$$A_w = a_v V \quad \text{dB} \quad (38)$$

où V est exprimé en kg/m^2 ou mm et a_v (dB/kg/m^2 ou dB/mm) est le coefficient d'absorption massique de la vapeur d'eau. On peut calculer ce coefficient en divisant le coefficient d'affaiblissement linéaire γ_w par la concentration en vapeur d'eau ρ , qu'on peut obtenir en fonction de la pression de vapeur d'eau au moyen de la formule (4).

On peut obtenir des valeurs de V à partir des profils obtenus avec des données provenant de radiosondes ou à partir de mesures radiométriques. La Recommandation UIT-R P.836 donne des statistiques de V . Pour les directions autres que la direction du zénith, il faut diviser l'affaiblissement par $\sin \theta$, où θ est l'angle d'élévation; dans l'hypothèse d'une atmosphère uniforme stratifiée horizontalement, l'angle d'élévation peut valoir jusqu'à une valeur minimale d'environ 10° .