

RECOMMANDATION UIT-R P.453-7

**INDICE DE RÉFRACTION RADIOÉLECTRIQUE: FORMULES
ET DONNÉES DE RÉFRACTIVITÉ**

(Question UIT-R 201/3)

(1970-1986-1990-1992-1994-1995-1997-1999)

L'Assemblée des radiocommunications de l'UIT,

considérant

- a) qu'il est nécessaire d'utiliser une formule unique pour calculer l'indice de réfraction radioélectrique de l'atmosphère;
- b) qu'il faut disposer de données de référence sur le coïndice de réfraction et son gradient dans le monde entier;
- c) qu'il est nécessaire d'avoir une méthode mathématique pour exprimer la répartition statistique des gradients du coïndice,

recommande

- 1** que l'on calcule l'indice n de réfraction radioélectrique de l'atmosphère au moyen de la formule donnée dans l'Annexe 1;
- 2** que l'on utilise les données de réfractivité qui se trouvent sur les cartes du monde à l'Annexe 1, sauf si des données locales plus fiables sont disponibles;
- 3** que la répartition statistique des gradients du coïndice soit calculée selon la méthode indiquée dans l'Annexe 1.

ANNEXE 1

1 Formule de l'indice de réfraction radioélectriqueL'indice n de réfraction radioélectrique de l'atmosphère est donné par la formule suivante:

$$n = 1 + N \times 10^{-6} \quad (1)$$

où:

 N : coïndice de réfraction exprimé par:

$$N = N_{sec} + N_{hum} = \frac{77,6}{T} \left(P + 4810 \frac{e}{T} \right) \quad (2)$$

le «terme sec» du coïndice de réfraction étant donné par:

$$N_{sec} = 77,6 \frac{P}{T} \quad (3)$$

et le «terme humide» par:

$$N_{hum} = 3,732 \times 10^5 \frac{e}{T^2} \quad (4)$$

où:

 P : pression atmosphérique (hPa) e : pression partielle de vapeur d'eau (hPa) T : température absolue (K).

Cette expression peut être utilisée pour toutes les fréquences radioélectriques; pour les fréquences jusqu'à 100 GHz, elle introduit une erreur inférieure à 0,5%. Les profils représentatifs de la température, de la pression et de la pression partielle de vapeur d'eau figurent dans la Recommandation UIT-R P.835.

A titre de référence, la relation entre la pression partielle de vapeur d'eau e et l'humidité relative est donnée par:

$$e = \frac{H e_s}{100} \quad (5)$$

avec:

$$e_s = a \exp\left(\frac{b t}{t + c}\right) \quad (6)$$

où:

H : humidité relative (%)

t : température (°C)

e_s : pression de vapeur saturante de l'eau (hPa) à la température t (°C) et les coefficients a , b et c valent:

pour l'eau liquide

$$a = 6,1121$$

$$b = 17,502$$

$$c = 240,97$$

(applicable entre -20° et $+50^\circ$,
avec une précision de $\pm 0,20\%$)

pour la glace

$$a = 6,1115$$

$$b = 22,452$$

$$c = 272,55$$

(applicable entre -50° et 0° ,
avec une précision de $\pm 0,20\%$)

On obtient la pression partielle de vapeur d'eau e à partir de sa concentration ρ par l'équation:

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

où ρ est donné en g/m^3 . La Recommandation UIT-R P.836 donne des valeurs représentatives de ρ .

2 Coïndice de réfraction à la surface de la Terre et variation en fonction de la hauteur

On a constaté que sur une longue période, la variation moyenne, de l'indice de réfraction n en fonction de la hauteur h s'exprime de manière satisfaisante par une loi exponentielle:

$$n(h) = 1 + N_0 \times 10^{-6} \times \exp(-h/h_0) \quad (8)$$

où:

N_0 : valeur moyenne du coïndice de l'atmosphère extrapolée au niveau de la mer

h_0 : hauteur de référence (km).

Les valeurs de N_0 et h_0 peuvent être déterminées pour différents climats par des ajustements statistiques. A titre de référence, on peut définir une moyenne globale du profil de hauteur du coïndice en posant:

$$N_0 = 315$$

$$h_0 = 7,35 \text{ km}$$

Ces valeurs numériques ne s'appliquent qu'aux trajets de Terre.

Ce profil de référence peut servir à calculer la valeur du coïndice N_s à la surface de la Terre à partir de N_0 , soit:

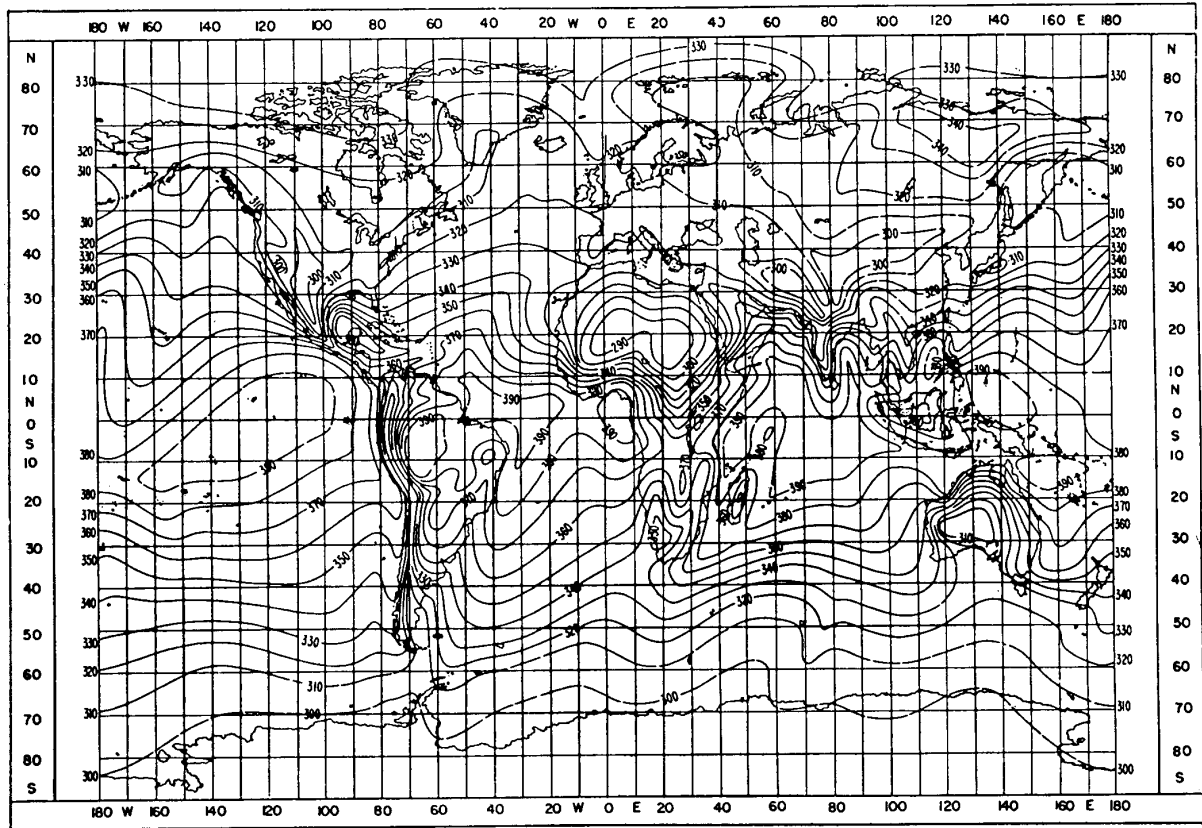
$$N_s = N_0 \exp(-h_s/h_0) \quad (9)$$

où:

h_s : hauteur de la surface de la Terre au-dessus du niveau de la mer (km).

Il convient de noter cependant que les courbes des Fig. 1 et 2 ont été tracées pour $h_0 = 9,5 \text{ km}$.

FIGURE 1
Moyenne mensuelle de N_0 : février



0453-01

Pour les trajets Terre-satellite, l'indice de réfraction à une altitude donnée s'obtient par les formules (1), (2) et (7) ci-dessus ainsi qu'avec les valeurs appropriées des paramètres donnés dans l'Annexe 1 de la Recommandation UIT-R P.835. Les indices de réfraction ainsi obtenus peuvent alors être utilisés pour la modélisation numérique des trajets des rayons à travers l'atmosphère.

(Il convient de noter que le profil exponentiel utilisé dans la formule (9) peut aussi servir à effectuer des estimations rapides et approximatives du gradient du coïndice près de la surface de la Terre et de l'angle de visée apparent, donnée au § 4.2 de la Recommandation UIT-R P.834.)

3 Gradients verticaux du coïndice

Le gradient vertical du coïndice dans la couche la plus basse de l'atmosphère est un paramètre important pour calculer le dégagement du trajet et les effets de propagation tels que la formation de conduits, les réflexions sur la surface de la Terre et la propagation par trajets multiples sur les liaisons de Terre en visibilité directe.

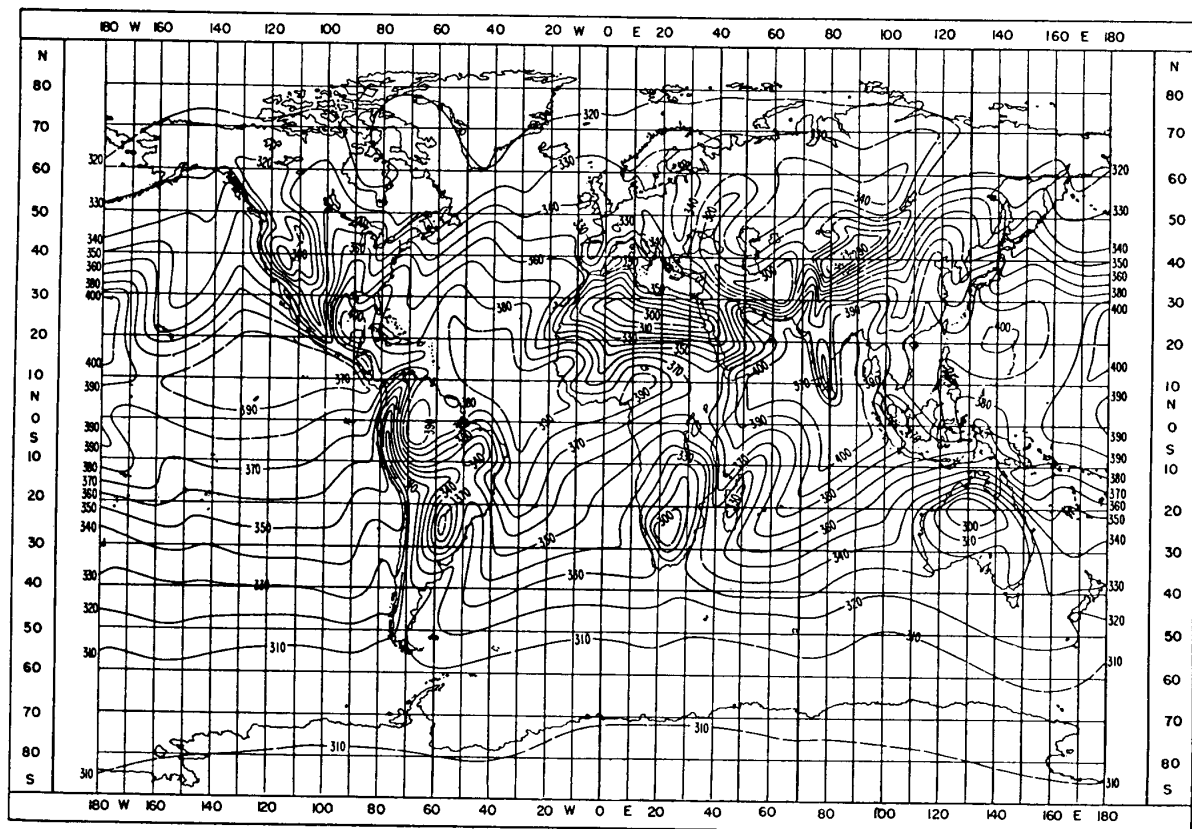
Les Figs. 3 à 6 donnent des isoplèthes de la décroissance moyenne mensuelle du coïndice, dans une couche de 1 km dont la limite inférieure se trouve à la surface de la Terre. La variation de N , soit ΔN , a été calculée d'après la formule:

$$\Delta N = N_s - N_1 \quad (10)$$

où N_1 est la valeur du coïndice à une hauteur de 1 km au-dessus de la surface. Les valeurs de ΔN n'ont pas été rapportées à une surface de référence.

Les statistiques de gradients du coïndice pour les 100 premiers mètres à partir de la surface de la Terre servent à évaluer la probabilité de formation de conduits ou de trajets multiples. Lorsqu'on ne dispose pas de données locales plus fiables, on peut se référer aux cartes des Figs. 7 à 10 donnant des statistiques pour l'ensemble de la planète.

FIGURE 2
Moyenne mensuelle de N_0 : août



0453-02

FIGURE 3

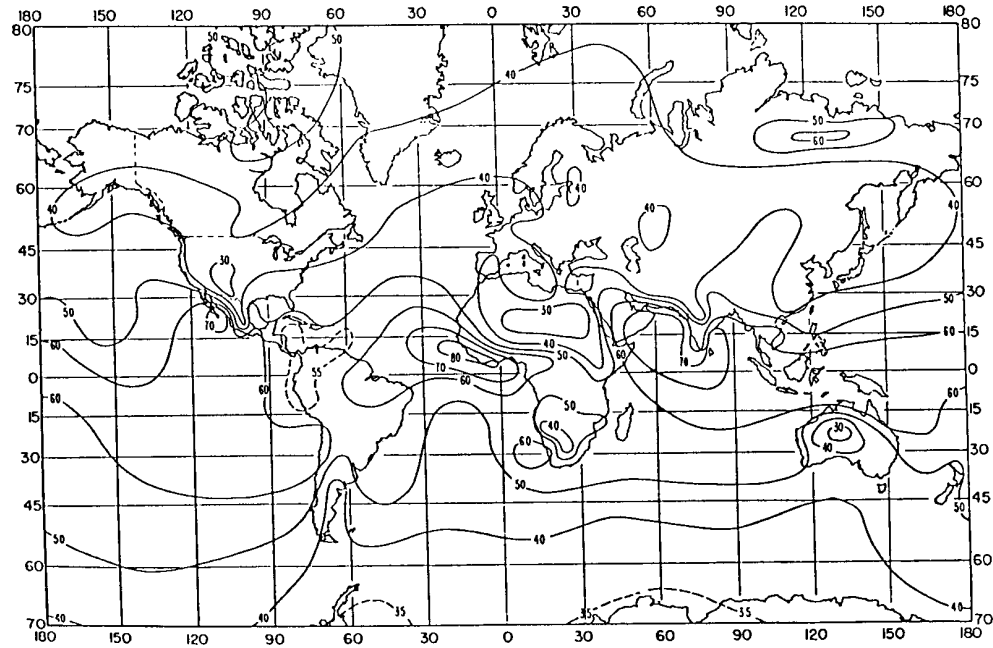
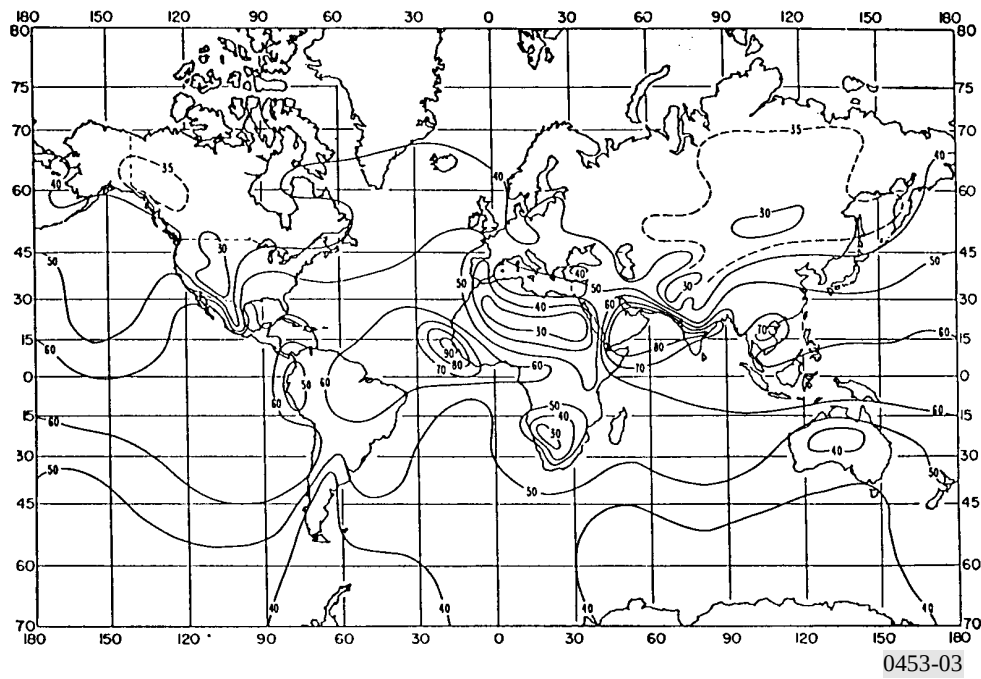
Moyenne mensuelle de ΔN : février

FIGURE 4

Moyenne mensuelle de ΔN : mai

0453-03

FIGURE 5

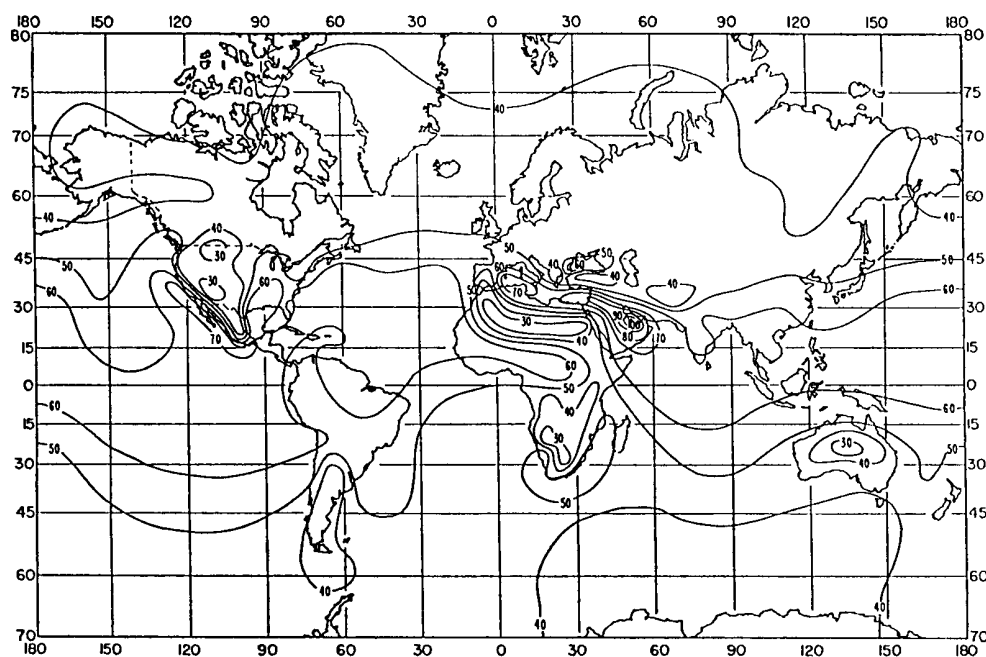
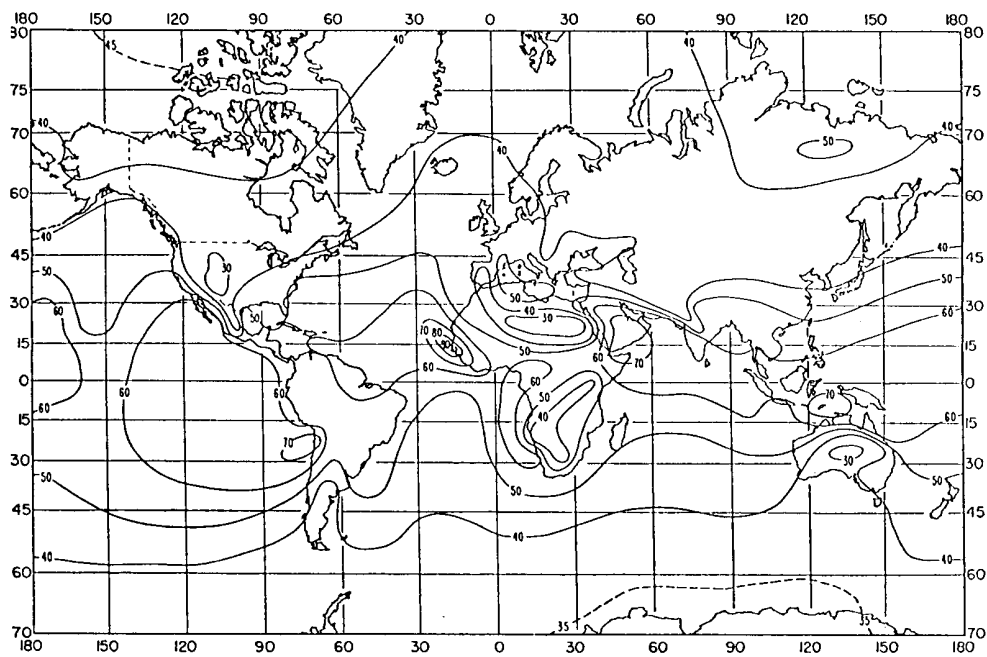
Moyenne mensuelle de ΔN : août

FIGURE 6

Moyenne mensuelle de ΔN : novembre

0453-05

FIGURE 7
Pourcentage du temps pendant lequel le gradient ≤ -100 unités N/km: février

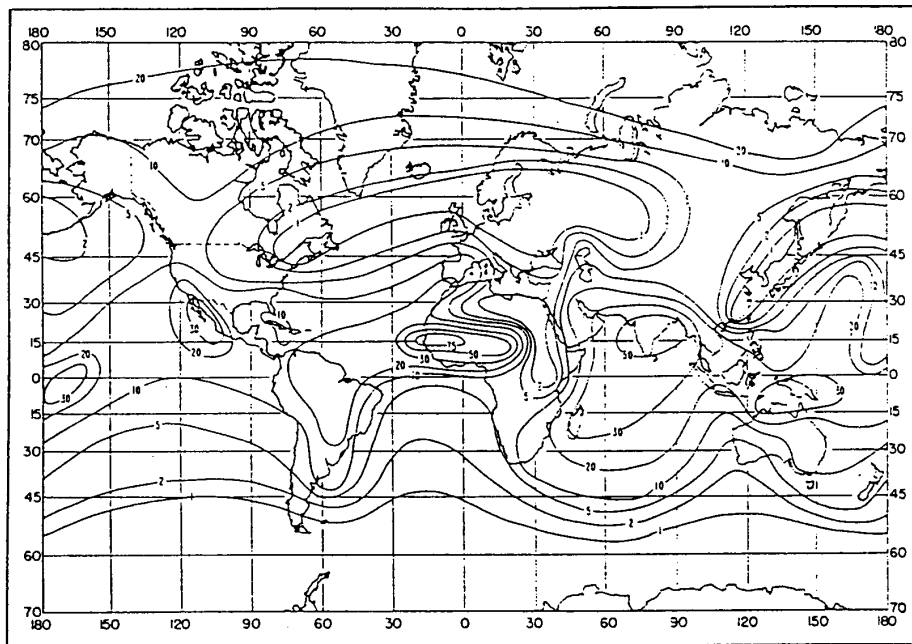
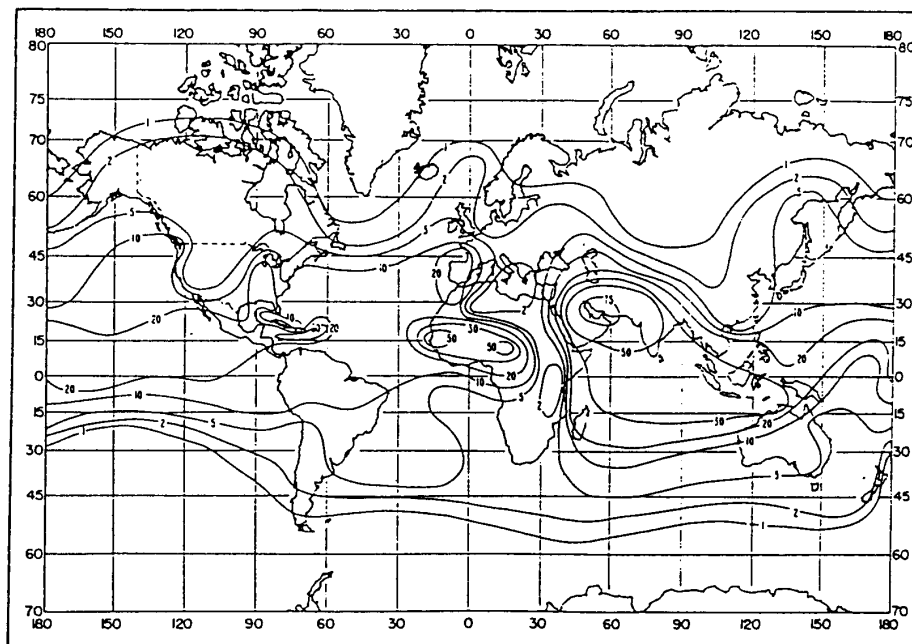


FIGURE 8
Pourcentage du temps pendant lequel le gradient ≤ -100 unités N/km: mai



0453-07

FIGURE 9
 Pourcentage du temps pendant lequel le gradient ≤ -100 unités N/km: août

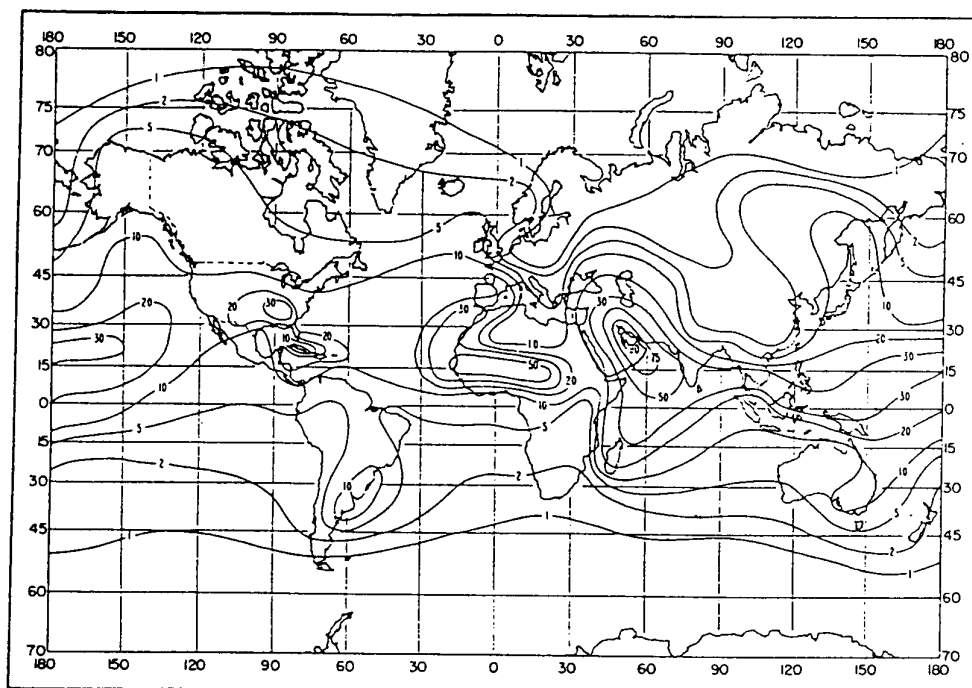
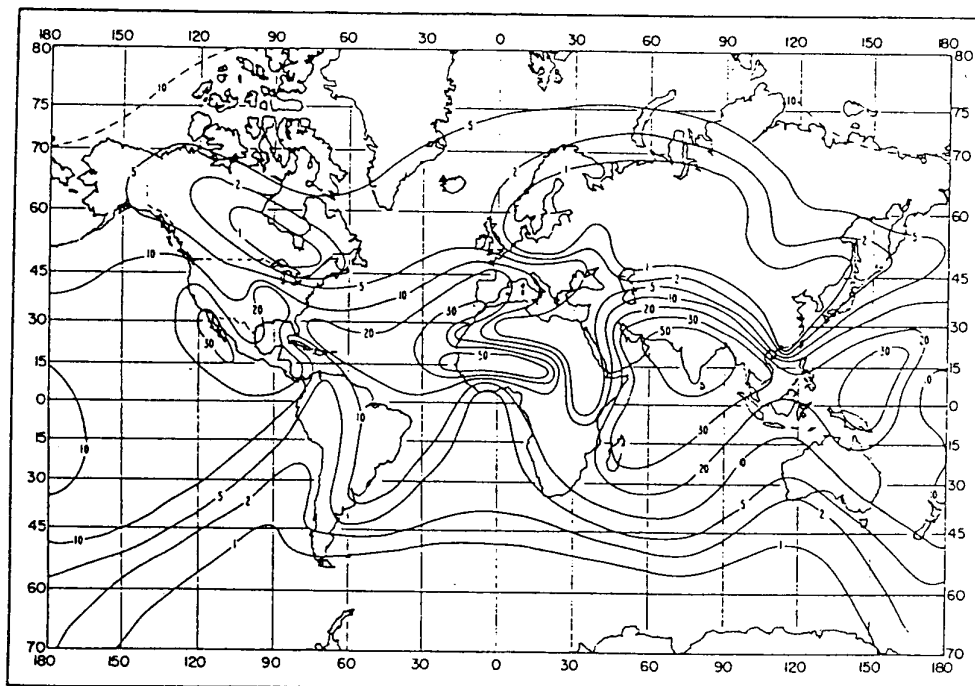


FIGURE 10
 Pourcentage du temps pendant lequel le gradient ≤ -100 unités N/km: novembre



0453-09

4 Distribution statistique des gradients du coïndice

Il est possible d'estimer la distribution statistique complète des gradients du coïndice dans les 100 premiers mètres au-dessus de la surface de la Terre, à partir de la valeur médiane, Med , du gradient du coïndice et de la valeur, N_s , du coïndice au sol, au lieu considéré.

La valeur médiane, Med , de la distribution du gradient du coïndice peut être calculée à partir de la probabilité, P_0 , que le gradient du coïndice soit inférieur ou égal à D_n , au moyen de l'expression suivante:

$$Med = \frac{D_n + k_1}{(1/P_0 - 1)^{1/E_0}} - k_1 \quad (11)$$

où:

$$E_0 = \log_{10} (|D_n|)$$

$$k_1 = 30$$

L'équation (11) est valable pour l'intervalle $-300 \text{ unités N/km} \leq D_n \leq -40 \text{ unités N/km}$.

Si cette probabilité P_0 correspondant à n'importe quelle valeur D_n donnée du gradient du coïndice n'est pas connue pour le lieu considéré, il est possible de déterminer P_0 à partir des cartes mondiales des Fig. 7 à 10 de la présente Annexe, qui indiquent le pourcentage de temps pendant lequel le gradient du coïndice dans les 100 premiers mètres de l'atmosphère est inférieur ou égal à -100 unités N/km .

Lorsque l'on ne dispose pas de données locales plus fiables, on peut calculer N_s à partir des cartes mondiales donnant le coïndice au niveau de la mer, N_0 , (Fig. 1 et 2) et au moyen de la formule (9).

Pour $D_n \leq Med$, on obtient la probabilité cumulative P_1 de D_n à partir de la formule suivante:

$$P_1 = \frac{1}{1 + \left[\left(\frac{|D_n - Med|}{B} + k_2 \right) k_3 \right]^{E_1}} \quad (12)$$

où:

$$B = \left| \frac{0,3 Med - N_s + 210}{2} \right|$$

$$E_1 = \log_{10}(F + 1)$$

$$F = \frac{2 \times |D_n - Med|}{\left(\frac{B}{67} \right)^{6,5} + 1}$$

$$k_2 = \frac{1,6B}{120}$$

$$k_3 = \frac{120}{B}$$

L'équation (12) est valable pour des valeurs de $Med > -120 \text{ unités N/km}$ et pour l'intervalle $-300 \text{ unités N/km} < D_n < 50 \text{ unités N/km}$.

Pour $D_n > Med$, la probabilité cumulative P_2 de D_n est calculée comme suit:

$$P_2 = 1 - \frac{1}{1 + \left[\left(\frac{|D_n - Med|}{B} + k_2 \right) k_4 \right]^{E_1}} \quad (13)$$

où:

$$B = \left| \frac{0,3 Med - N_s + 210}{2} \right|$$

$$E_1 = \log_{10}(F + 1)$$

$$F = \frac{2 \times |D_n - Med|}{\left(\frac{B}{67} \right)^{6,5} + 1}$$

$$k_4 = \left[\frac{100}{B} \right]^{2,4}$$

L'équation (13) est valable pour des valeurs de $Med > -120$ unités N/km et pour l'intervalle -300 unités N/km $< D_n < 50$ unités N/km.
