

IV.2.1.1. Die Formel (15a) beschreibt die von Hann im vorigen Jahrhundert gefundene Abnahme des Wasserdampfdruckes p_w mit der Höhe h über der Erdoberfläche. Hann fand durch Messungen mit den damals üblichen Instrumenten eine solche Abhängigkeit, wobei er für den Exponenten in (15a) $z = 3$ angab. Diese Formel kann auch heute noch in guter Näherung bei normalen atmosphärischen Verhältnissen in der Praxis verwendet werden. Messwerte von Ballonaufstiegen der Radiosondestation Tempelhof (1.8.91 - 26.9.91) zeigen, daß einige Modifikationen bzgl. des Exponenten eine bessere Anpassung an die mittleren atmosphärischen Verhältnisse zu liefern scheinen. Es wird deshalb mit Rücksicht darauf hier gesetzt:

für $h = 0$ m bis $h = 1500$ m : $z = 2,4$
 $h = 1500$ m bis $h = 2800$ m : $z = 3,3$
 $h > 2800$ m : $z = 4$

Alle Änderungen von z in größeren Höhen sind hier nicht erheblich, da bei Höhen $h > 5000$ m bereits $p_w \ll 1$ hPa ist, und dieser Anteil schon keinen entscheidenden Beitrag zur Refraktion mehr liefern kann.

IV.2.2. Isotherme Atmosphäre

In einer isothermen Luftschicht ist die Temperatur nach Definition konstant:

$$T(j, h) = T(j-1)$$

Die Entwicklung des Druckes mit der Höhe berechnet sich aus der barometrischen Höhenformel (nach US-Standardatmosphäre):

$$p(j, h) = p(j-1) \cdot \exp\left(-\frac{g(h, \phi) \cdot \Delta h}{R_L \cdot T(j-1)}\right) \quad (18)$$

Die Entwicklung des Dampfdruckes mit der Höhe erfolgt weiterhin nach (15a), wobei $p(j, h)$ jetzt natürlich nach (18) einzusetzen ist.

IV.3. Mit den Bezeichnungen in (13) - (18) wird aus (3):

$$n_L(j, h) = 1 + \frac{C_1 \cdot p(j, h)}{C_0 \cdot p_w(j, h)} - \frac{T(j, h)}{T_0} \quad (3a)$$

Hier ist nun der Brechungsindex am Boden (d.h. $j = 1$, $h = 0$) bestimmt durch:

$$n_{L,0} = 1 + \frac{C_1 \cdot p_0}{C_0 \cdot p_{w,0}} - \frac{T_0}{T_0}$$

also nur durch die Meßgrößen p_0 , T_0 , $p_{w,0}$ sowie die Normalbedingungen, und nach (1) durch die Lichtfarbe, d.h. der Messung direkt zugänglich. Mit diesen am Boden gemessenen Größen kann aus (3a) in Verbindung mit (13) - (18) der Brechungsindex der Luft $n_L(j, h)$ in jeder beliebigen Höhe in der Atmosphäre in guter Näherung (hauptsächlich abhängig von den dynamischen Vorgängen in der Troposphäre (s.o.)) berechnet werden.

IV.4. Die Änderung des Brechungsindex mit der geometrischen Höhe

Nach (3a) ist der Brechungsindex nur eine Funktion von $p(j, h)$, $T(j, h)$,