

**CHARAKTERISTISCHE MERKMALE DER
LUFTMASSEN ÜBER EUROPA NACH
AEROLOGISCHEN BEOBACHTUNGEN**

VON

L. PRANTS

TARTU 1940

1. Einleitung.

Die Eigenschaften der nach Europa gelangenden Luftmassen sind durch ihren Ursprung sowie die Einflüsse, welchen sie auf dem Wege vom Ursprungsgebiet bis zum Beobachtungsort ausgesetzt sind, bedingt.

Nach ihrem Ursprung können die Luftmassen eingeteilt werden in: arktische (AL), (sub-) polare (PL), (sub-) tropische (TL) und äquatoriale (EL) Luftmassen¹. Von ihnen kommen die letzten in Europa nur selten und in grösseren Höhen vor.

Die auf dem Wege einwirkenden Einflüsse sind vor allem von der Bewegungsrichtung der Luftmassen abhängig. Von diesem Standpunkt aus teilt T. Bergeron² die Luftmassen in kalte und warme ein. Aber neben den genannten Einflüssen auf die vertikale Temperaturverteilung der Luftmassen sind noch andere von Bedeutung, von welchen die auf- und absteigenden Bewegungen der Luft, die Wärmestrahlung u. s. w. hervorgehoben werden könnten.

Nach der Gleichung von Margules³ verkleinert sich im adiabatisch absteigenden Luftstrom der vertikale Temperaturgradient, im aufsteigenden dagegen vergrössert er sich. Da in den antizyklonalen Luftmassen absteigende, in den zyklonalen aber aufsteigende Luftströme herrschen, können in den antizyklonalen Luftmassen kleinere vertikale Temperaturgradienten, somit auch grössere Stabilitäten erwartet werden als in den zyklonalen Luftmassen.

Aus dem Obengenannten folgt, dass die vertikale Temperaturverteilung und Stabilität der Luftmassen Resultate verschiedener

¹ G. Schinze Die praktische Wetteranalyse. Aus d. Archiv d. Deutschen Seewarte, Bd. 52, Nr. 1. S. 5.

² T. Bergeron Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse I. Geof. Publ. Vol. V, Nr. 6. S. 33.

³ F. Exner Dynamische Meteorologie, 2. Aufl. S. 85.

Beeinflussungen sind. So können wir die typischen Eigenschaften der Kaltmasse in der zyklonalen Polarluft (im Winter), die typischen Eigenschaften der Warmmasse aber in der antizyklonalen Tropikluft erwarten. In anderen Luftmassen sind ihre Eigenschaften durch die Einflüsse, welche auf dem Weg vom Ursprungsgebiet bis zum Beobachtungsort dominierend gewesen sind, bedingt. Da die Wege der Luftmassen gleichen Ursprungs sehr verschieden sein können, kann man bedeutende Unterschiede in ihren charakteristischen Merkmalen, wenn sie nach Europa gelangen, erwarten.

Auf Grund einer grösseren Anzahl aerologischer Beobachtungen ist in der vorliegenden Arbeit versucht worden, die Unterschiede von Temperatur, Entropie, Stabilität, Tropopausenhöhe und -temperatur in den polaren und tropischen Luftmassen unter Berücksichtigung der Streuung dieser Grössen zu untersuchen.

2. Beobachtungsmaterial und Methode.

Als Beobachtungsmaterial wurden Registrierballonaufstiege aus Deutschland benutzt. Um über ein möglichst homogenes Material zu verfügen, sind nur die Beobachtungen von Lindenberg (1928—33) gewählt worden, und zwar nur die Vormittagsaufstiege. Am Nachmittag können wegen der Erwärmung des Erdbodens, besonders im Sommer, grössere vertikale Temperaturgradienten in den bodennahen Luftschichten entstehen, weshalb diese Beobachtungen mit denen des Vormittags nicht gut vergleichbar sind.

Für jeden Aufstieg wurde auf Grund der Wetterkarten von Vaervarslingen pa Vestlandet, Bergen, bestimmt, ob man es mit einer polaren¹ oder einer tropischen Luftmasse zu tun hat. Aufstiege, deren Analyse ergab, dass der Ballon durch eine Frontalschicht gestiegen war, oder solche, bei welchen es nicht möglich war, die Luftmasse zu bestimmen, wurden nicht berücksichtigt. Nach solchen Einschränkungen war das anfangs recht umfangreiche Beobachtungsmaterial zusammengeschrumpft. Es blieben nur 130 Fälle übrig, welche nach den Jahreszeiten in zwei Gruppen: Winter (XI—IV) und Sommer (V—X) eingeteilt wurden.

¹ In dieser Untersuchung wird die arktische Luft als Polarluft betrachtet.

Nach den Luftmassen zerfallen die behandelten Aufstiege in folgende:

| | Winter | Sommer |
|---------------------|--------|--------|
| Polare Luftmasse | 60 | 44 |
| Tropische Luftmasse | 11 | 15 |

Zur Untersuchung der charakteristischen Merkmale dieser Luftmassen kann man Mittelwerte oder Korrelationsfelder dieser Grössen gebrauchen. In der vorliegenden Arbeit werden entweder die arithmetischen Mittelwerte der betrachteten Grössen nebst ihren Streuungsmassen berechnet, oder es werden die Korrelationsfelder dieser Grössen betrachtet. Da in den behandelten Fällen, wie die Gestalt der Korrelationsfelder zeigt, die Regressionen als linear angesehen werden können, werden neben den Korrelationskoeffizienten auch die Regressionsgleichungen bestimmt.

Sind die entsprechenden Wertepaare von zwei Variablen x und y (x_i, y_i), wobei $i = 1, 2, \dots, n$ ist, so können die arithmetischen Mittelwerte in der Form

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad \text{und} \quad \bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i$$

geschrieben werden. Die Streuungsmasse sind

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta x_i^2} \quad \text{und} \quad \sigma_y = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \Delta y_i^2},$$

wo $\Delta x_i = x_i - \bar{x}$ und $\Delta y_i = y_i - \bar{y}$ ist.

Der Korrelationskoeffizient ist

$$r(x, y) = \frac{1}{n \sigma_x \sigma_y} \sum_{i=1}^n \Delta x_i \cdot \Delta y_i.$$

Die Regressionsgleichung ist

$$y - \bar{y} = \frac{\sigma_y}{\sigma_x} r(x, y) \cdot (x - \bar{x})$$

und das Streuungsmass von y (Abweichungen werden von der Regressionslinie gerechnet)

$$\sigma_y = \sqrt{1 - r^2} \sigma_y.$$

Da im behandelten Beobachtungsmaterial die Anzahl der Fälle mit tropischen Luftmassen klein ist, sind zur Charakterisierung dieser Luftmassen keine Korrelationskoeffizienten berechnet worden, denn die Fehler derselben würden recht gross ausfallen.

Um aber die polaren Luftmassen dennoch mit den tropischen vergleichen zu können, sind in die Korrelationsfelder der polaren Luftmassen auch die Punkte der tropischen Luftmassen eingetragen worden. Aus den Figuren sind die Unterschiede dieser Luftmassen deutlich zu ersehen.

3. Vertikale Temperatur- und Entropieverteilung der Luftmassen.

Die auf Grund des benutzten Beobachtungsmaterials vom Boden (0.1 km über dem Meeresspiegel) bis zu 15 km Höhe für verschiedene Höhen berechneten mittleren Temperaturen in den polaren (t_P) und tropischen Luftmassen (t_T), die Differenzen derselben ($t_T - t_P$) und die entsprechenden Streuungsmasse der Temperaturen (σ_{t_P} , σ_{t_T} , $\sigma_{t_T - t_P} = \sqrt{\sigma_{t_P}^2 + \sigma_{t_T}^2}$) sind in Tab. 1 gegeben.

Tabelle 1.

Mittlere Temperaturverteilung in PL und TL.

| Höhe km | Winter (XI—IV) | | | | | | Sommer (V—X) | | | | | |
|------------|----------------|----------------|--------|----------------|-------------|----------------------|--------------|----------------|--------|----------------|-------------|----------------------|
| | t_P | σ_{t_P} | t_T | σ_{t_T} | $t_T - t_P$ | $\sigma_{t_T - t_P}$ | t_P | σ_{t_P} | t_T | σ_{t_T} | $t_T - t_P$ | $\sigma_{t_T - t_P}$ |
| 0.1 | — 0.4 | 6.5 | 2.3 | 2.8 | 2.7 | 7.1 | 13.3 | 3.5 | 18.3 | 5.2 | 5.0 | 6.3 |
| 0.5 | — 1.4 | 6.0 | 2.3 | 3.6 | 3.7 | 7.0 | 10.5 | 3.7 | 17.3 | 4.4 | 6.8 | 5.8 |
| 1 | — 2.7 | 5.7 | 2.6 | 3.8 | 5.3 | 6.9 | 7.5 | 4.1 | 14.2 | 4.2 | 6.7 | 5.9 |
| 2 | — 6.2 | 5.5 | — 0.5 | 2.3 | 5.7 | 6.0 | 1.8 | 4.3 | 9.2 | 3.6 | 7.4 | 5.6 |
| 3 | — 11.4 | 5.5 | — 5.6 | 2.8 | 5.8 | 6.2 | — 3.4 | 4.1 | 3.6 | 3.2 | 7.0 | 5.2 |
| 4 | — 17.5 | 5.4 | — 11.2 | 3.2 | 6.3 | 6.3 | — 9.0 | 4.8 | — 2.0 | 3.4 | 7.0 | 5.9 |
| 5 | — 24.1 | 5.5 | — 18.0 | 3.7 | 6.1 | 6.6 | — 15.3 | 5.0 | — 8.1 | 3.3 | 7.2 | 6.0 |
| 6 | — 31.1 | 5.7 | — 25.1 | 4.4 | 6.0 | 7.2 | — 22.1 | 5.2 | — 14.7 | 3.4 | 7.4 | 6.2 |
| 7 | — 38.0 | 5.5 | — 32.8 | 5.0 | 5.2 | 7.4 | — 29.1 | 5.6 | — 21.7 | 3.6 | 7.4 | 6.7 |
| 8 | — 44.6 | 5.0 | — 40.4 | 4.8 | 4.2 | 6.9 | — 36.5 | 5.7 | — 28.7 | 3.6 | 7.8 | 6.7 |
| 9 | — 50.2 | 4.4 | — 48.6 | 5.0 | 1.6 | 6.7 | — 43.4 | 5.1 | — 35.5 | 3.9 | 7.9 | 6.4 |
| 10 | — 54.2 | 4.4 | — 56.0 | 6.0 | — 1.8 | 7.4 | — 48.7 | 4.0 | — 42.9 | 4.1 | 5.8 | 5.7 |
| 11 | — 56.2 | 5.6 | — 59.4 | 4.5 | — 3.2 | 7.2 | — 51.5 | 5.6 | — 49.9 | 4.7 | 1.6 | 7.3 |
| 12 | — 55.1 | 5.5 | — 59.4 | 3.1 | — 4.3 | 6.3 | — 52.0 | 4.1 | — 53.3 | 5.2 | — 1.3 | 6.6 |
| 13 | — 54.3 | 5.6 | — 58.9 | 2.4 | — 4.6 | 6.1 | — 51.3 | 4.2 | — 54.3 | 4.8 | — 3.0 | 6.4 |
| 14 | — 54.0 | 5.3 | — 57.1 | 2.4 | — 3.1 | 5.8 | — 51.0 | 3.5 | — 54.4 | 4.8 | — 3.4 | 5.9 |
| 15 | — 53.8 | 4.7 | — 58.3 | 2.9 | — 4.5 | 5.5 | — 51.0 | 2.7 | — 54.1 | 4.7 | — 3.1 | 5.4 |

Einer besseren Übersicht wegen sind in Fig. 1 und 2 die vertikalen Temperaturverteilungen in den polaren und tropischen

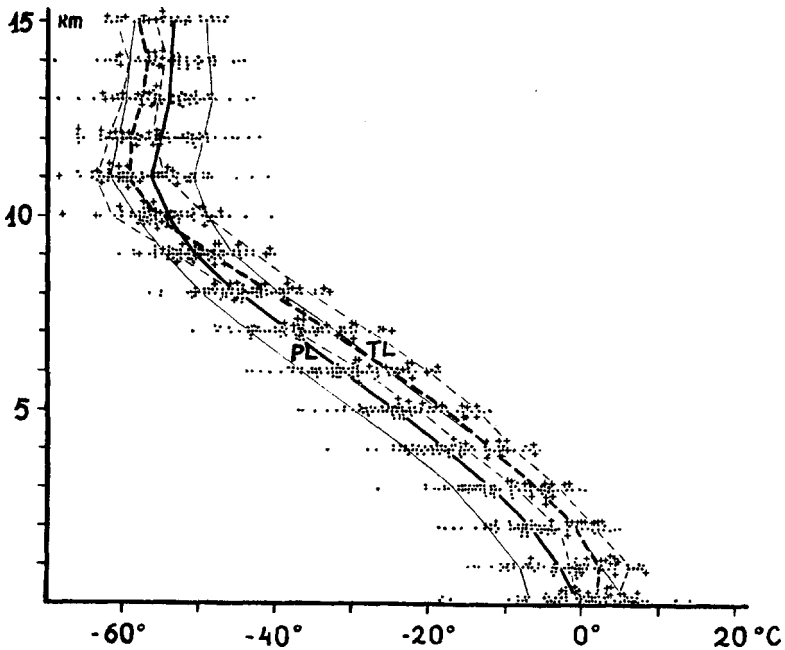


Fig. 1. Vertikale Temperaturverteilung in PL und TL im Winter.

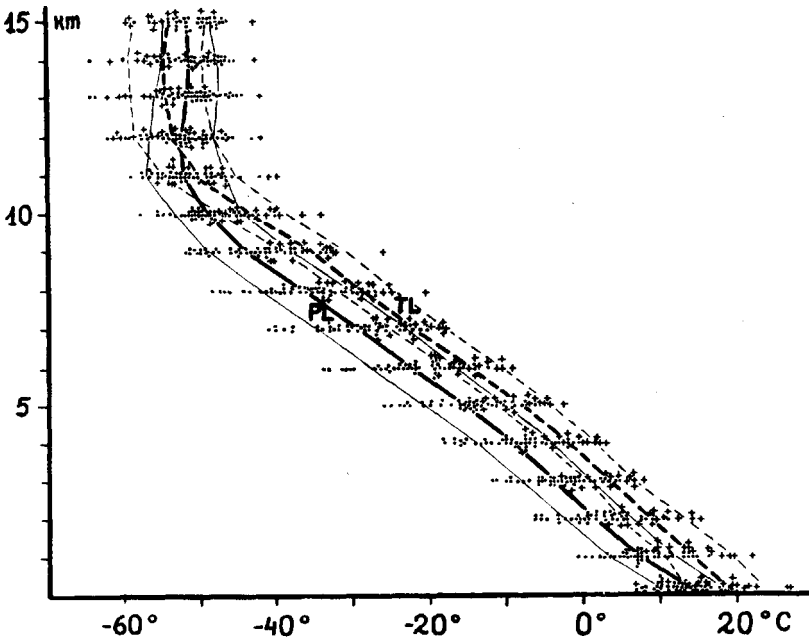


Fig. 2. Vertikale Temperaturverteilung in PL und TL im Sommer.

Luftmassen im Winter und Sommer dargestellt, wobei die Temperaturen in den einzelnen Höhen der polaren Luftmassen durch Punkte, die der tropischen aber durch Kreuze dargestellt sind. Die mittlere vertikale Temperaturverteilung wird durch dicke Linien charakterisiert, wobei die Temperaturveränderung zwischen zwei berechneten Mittelwerten als linear angesehen wird. In einer Entfernung von den genannten Linien gleich den Streuungsmassen der Temperaturen sind dünne Linien gezogen worden.

Wie aus Tab. 1 sowie aus Fig. 1 und 2 hervorgeht, sind die Unterschiede von t_T und t_P im Winter in einer Höhe von 4—6 km (ca. 6° C), im Sommer aber in einer solchen von 8—9 km (ca. 8° C) am grössten und werden, in grösseren Höhen abnehmend, in der Stratosphäre negativ. Die Streuungsmasse dieser Temperaturdifferenzen sind vom Boden bis zu 15 km Höhe fast konstant (ca. 6—7° C), wobei sie im Winter etwas grösser, im Sommer aber etwas kleiner sind als die entsprechenden Temperaturdifferenzen ($t_T - t_P$).

Zum Vergleich des Wärmehalts der Luftmassen in verschiedenen Höhen kann bei trockener Luft die potentielle, bei feuchter Luft aber die äquivalent-potentielle Temperatur benutzt werden. Nach Robitzsch¹ ändert sich der Wärmehalt der feuchten Luft bei adiabatischen Zustandsänderungen so, dass die äquivalent-potentielle Temperatur der Luft konstant bleibt.

Die äquivalent-potentielle Temperatur ist

$$\theta' = \theta + \frac{1570}{p} e \approx \theta + 2.5 q,$$

wo θ die potentielle Temperatur, p den Luftdruck, e die absolute Feuchtigkeit und q die spezifische Feuchte bedeuten.

Auf Grund des benutzten Beobachtungsmaterials sind die äquivalent-potentiellen Temperaturen vom Boden bis 8 km Höhe für verschiedene Höhen bestimmt worden. Für jede Höhe sind die arithmetischen Mittelwerte dieser Temperaturen in den polaren (θ'_P) und in den tropischen Luftmassen (θ'_T), die Differenzen derselben ($\theta'_T - \theta'_P$) und die entsprechenden Streuungsmasse ($\sigma_{\theta'_P}$, $\sigma_{\theta'_T}$, $\sigma_{\theta'_T - \theta'_P}$) berechnet worden. Die genannten Grössen sind in Tab. 2 gegeben und in Fig. 3 und 4 analog den vertikalen Temperaturverteilungen in Fig. 1 und 2 graphisch dargestellt.

¹ M. Robitzsch Äquivalenttemperatur und Äquivalentthermometer. Met. Zschr. 1928. S. 313.

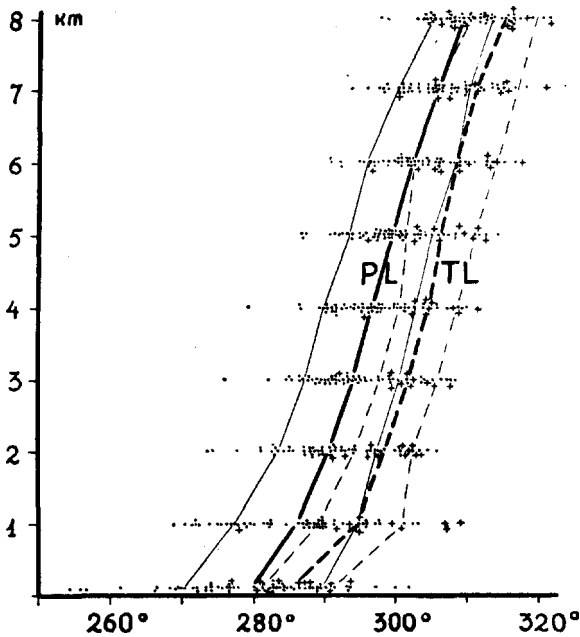


Fig. 3. Vertikale Verteilung der äquivalent-potentiellen Temperaturen in PL und TL im Winter.

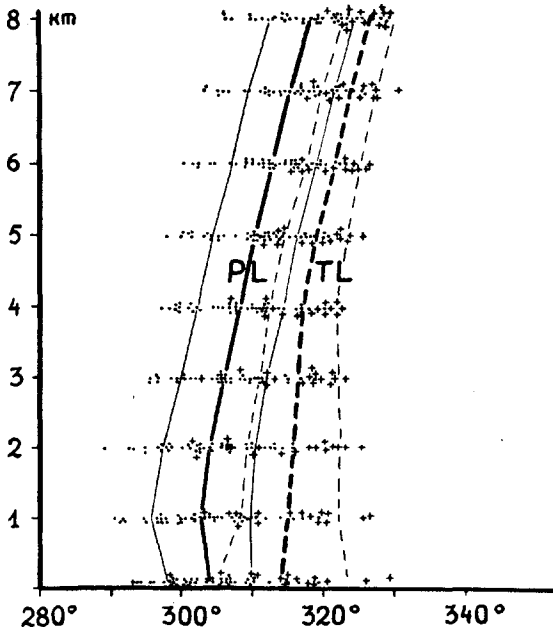


Fig. 4. Vertikale Verteilung der äquivalent-potentiellen Temperaturen in PL und TL im Sommer.

Tabelle 2.

Mittlere Verteilung der äquivalent-potentiellen Temperaturen in PL und TL.

| Höhe km | Winter (XI—IV) | | | | | | Sommer (V—X) | | | | | |
|------------|----------------|----------------------|-------------|----------------------|-------------------------|----------------------------------|--------------|----------------------|-------------|----------------------|-------------------------|----------------------------------|
| | θ'_P | $\sigma_{\theta'_P}$ | θ'_T | $\sigma_{\theta'_T}$ | $\theta'_T - \theta'_P$ | $\sigma_{\theta'_T - \theta'_P}$ | θ'_P | $\sigma_{\theta'_P}$ | θ'_T | $\sigma_{\theta'_T}$ | $\theta'_T - \theta'_P$ | $\sigma_{\theta'_T - \theta'_P}$ |
| 0.1 | 280.2 | 9.6 | 285.7 | 4.9 | 5.5 | 10.8 | 304.2 | 6.0 | 314.0 | 9.2 | 9.8 | 11.0 |
| 1 | 286.1 | 8.6 | 294.7 | 5.8 | 8.6 | 10.4 | 303.0 | 7.0 | 315.4 | 6.9 | 12.4 | 9.8 |
| 2 | 290.8 | 7.1 | 298.7 | 3.9 | 7.9 | 8.2 | 303.8 | 6.6 | 316.0 | 6.5 | 12.2 | 9.3 |
| 3 | 294.1 | 6.6 | 301.8 | 4.1 | 7.7 | 7.8 | 305.9 | 6.0 | 316.3 | 5.4 | 10.4 | 8.1 |
| 4 | 297.0 | 6.4 | 304.7 | 4.1 | 7.7 | 7.6 | 308.2 | 6.2 | 317.0 | 4.7 | 8.8 | 7.8 |
| 5 | 299.5 | 5.8 | 306.6 | 4.8 | 7.1 | 7.6 | 310.4 | 6.0 | 319.1 | 4.3 | 8.7 | 7.4 |
| 6 | 302.8 | 6.2 | 308.7 | 5.8 | 5.9 | 8.5 | 312.8 | 5.9 | 321.3 | 3.7 | 8.5 | 7.0 |
| 7 | 306.0 | 5.4 | 310.7 | 5.7 | 4.7 | 7.8 | 315.4 | 6.1 | 323.8 | 3.8 | 8.4 | 7.2 |
| 8 | 310.3 | 5.0 | 313.1 | 4.9 | 2.8 | 7.0 | 318.1 | 5.7 | 326.6 | 3.6 | 8.5 | 6.7 |

Wie aus der Tabelle und den Figuren zu ersehen ist, sind die Unterschiede der mittleren äquivalent-potentiellen Temperaturen der tropischen und polaren Luftmassen im Winter wie auch im Sommer am grössten in einer Höhe von 1—2 km, wobei sie im Winter bedeutend kleiner sind als im Sommer (im Winter ca. 8°, im Sommer ca. 12°).

Ein Vergleich der Streuungsmasse $\sigma_{\theta'}$ mit den entsprechenden σ_{θ} führt zu dem Schluss, dass die ersteren bedeutend grösser sind als die letzteren, insbesondere in Bodennähe, wo $\sigma_{\theta'}$ 11° erreicht. Das ist durch die grosse Variabilität der spezifischen Feuchte q in bodennahen Luftschichten bedingt. In grösseren Höhen (über 6—7 km), wo die spezifische Feuchte der Luft gering ist, sind die äquivalent-potentiellen Temperaturen den potentiellen annähernd gleich.

Im folgenden betrachten wir die vertikale Entropieverteilung der Luftmassen. Die Entropie der trockenen Luft ist

$$S = c_p \cdot \ln \frac{\theta}{\theta_0},$$

wo c_p die spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck und θ die potentielle Temperatur ist. Wenn wir nach Shaw¹ $\theta_0 = 100^\circ$ nehmen, so ist

¹ Sir Napier Shaw The „Comptes-rendus des Jours internationaux“, 1923. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm., Bd. 14, 1928. S. 105.

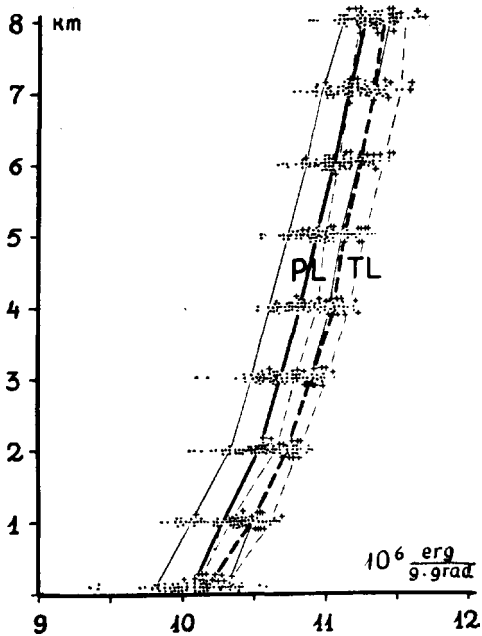


Fig. 5. Vertikale Verteilung der Entropie in PL und TL im Winter.

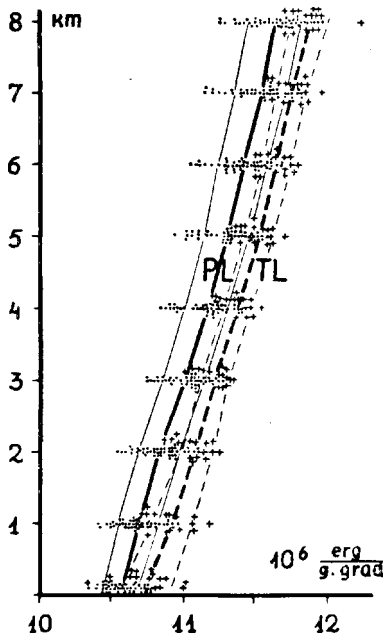


Fig. 6. Vertikale Verteilung der Entropie in PL und TL im Sommer.

$$S = 23.18 \cdot 10^6 \log \frac{\theta}{100} \frac{\text{erg}}{\text{g} \cdot \text{grad}}.$$

In Tab. 3 sind die mittleren Werte der Entropie in 10^6 erg/g·grad für die einzelnen Höhen in den polaren (S_P) und tropischen Luftmassen (S_T), ihre Differenzen ($S_T - S_P$) und die entsprechenden Streuungsmasse (σ_{S_P} , σ_{S_T} , $\sigma_{S_T - S_P}$) gegeben.

Tabelle 3.

Mittlere Verteilung der Entropie (10^6 erg/g·grad) in PL und TL.

| Höhe km | Winter (XI–IV) | | | | | | Sommer (V–X) | | | | | |
|------------|----------------|----------------|-------|----------------|-------------|----------------------|--------------|----------------|-------|----------------|-------------|----------------------|
| | S_P | σ_{S_P} | S_T | σ_{S_T} | $S_T - S_P$ | $\sigma_{S_T - S_P}$ | S_P | σ_{S_P} | S_T | σ_{S_T} | $S_T - S_P$ | $\sigma_{S_T - S_P}$ |
| 0.1 | 10.08 | 0.26 | 10.19 | 0.10 | 0.11 | 0.28 | 10.58 | 0.12 | 10.75 | 0.17 | 0.17 | 0.21 |
| 1 | 10.32 | 0.21 | 10.52 | 0.14 | 0.20 | 0.25 | 10.68 | 0.13 | 10.91 | 0.14 | 0.23 | 0.19 |
| 2 | 10.56 | 0.20 | 10.76 | 0.08 | 0.20 | 0.21 | 10.83 | 0.14 | 11.08 | 0.11 | 0.25 | 0.18 |
| 3 | 10.73 | 0.19 | 10.93 | 0.11 | 0.20 | 0.22 | 11.00 | 0.14 | 11.23 | 0.10 | 0.23 | 0.17 |
| 4 | 10.86 | 0.22 | 11.10 | 0.12 | 0.24 | 0.25 | 11.16 | 0.15 | 11.38 | 0.10 | 0.22 | 0.18 |
| 5 | 11.00 | 0.18 | 11.21 | 0.14 | 0.21 | 0.23 | 11.30 | 0.16 | 11.53 | 0.10 | 0.23 | 0.19 |
| 6 | 11.13 | 0.18 | 11.32 | 0.16 | 0.19 | 0.24 | 11.42 | 0.17 | 11.65 | 0.10 | 0.23 | 0.20 |
| 7 | 11.25 | 0.18 | 11.42 | 0.18 | 0.17 | 0.25 | 11.54 | 0.18 | 11.76 | 0.11 | 0.22 | 0.21 |
| 8 | 11.39 | 0.16 | 11.50 | 0.17 | 0.11 | 0.23 | 11.64 | 0.18 | 11.88 | 0.13 | 0.24 | 0.22 |

In Fig. 5 und 6 sind die vertikalen Entropieverteilungen im Winter und Sommer ähnlich wie die Verteilungen der Temperaturen in den vorigen Figuren dargestellt. Wie wir sehen, ist die vertikale Verteilung der Entropie ganz analog der Verteilung der äquivalent-potentiellen Temperatur.

4. Stabilität der Luftmassen.

Die Stabilität einer Luftmasse ist durch ihre vertikale Temperaturverteilung und den Feuchtigkeitsgehalt bestimmt. Zur Untersuchung der Stabilität der Luftmassen kann man sich verschiedener Methoden bedienen. Von diesen ist die einfachste diejenige, welcher der vertikale Temperaturgradient zu Grunde liegt.

Wenn ein trockenes Luftteilchen adiabatisch steigt, fällt seine Temperatur auf je 100 m um $\gamma' = 0.997 \approx 1^\circ \text{C}$, welche Grösse der adiabatische Temperaturgradient genannt wird. Wenn in einer trockenen Luftmasse der vertikale Temperaturgradient $\gamma < \gamma'$ ist, so ist die Luftmasse im stabilen Gleichgewicht, im indifferenten —

wenn $\gamma = \gamma'$ und im labilen — wenn $\gamma > \gamma'$ ist. Enthält aber die Luft Wasserdampf, so ändert sich die Temperatur des adiabatisch aufsteigenden Luftteilchens ab Kondensationsniveau feuchtadiabatisch, wobei der feuchtadiabatische Temperaturgradient $\gamma'' < \gamma'$ ist. Je höher die relative Feuchtigkeit am Boden ist, desto niedriger liegt das Kondensationsniveau des aufsteigenden Luftteilchens. Somit ist die Stabilität der Luftmasse abhängig von ihrer Feuchte.

Hesselberg¹ hat als Mass der Stabilität einer Luftmasse

$$E = \frac{\gamma' - \gamma}{T}$$

genommen, wo γ' der adiabatische Temperaturgradient, γ der in der Luftmasse herrschende vertikale Temperaturgradient und T die absolute Temperatur der Luft ist. Nach Hesselberg gibt E die Beschleunigung an (z. Vergleich der Schwerebeschleunigung), mit welcher ein aus seiner Lage in die Entfernung einer Einheit gebrachtes Luftteilchen nach seiner ursprünglichen Lage zurückgetrieben wird. Das Stabilitätsmass E kann nur in Luftschichten mit konstanten vertikalen Temperaturgradienten gebraucht werden.

Zur Untersuchung der Stabilität grösserer Luftmassen kann man das Tephigramm² von Shaw oder das Emagramm³ von Refsdal benutzen.

Im Emagramm wird die Arbeit betrachtet, welche von der Masseneinheit der Luft geleistet wird, wenn sie adiabatisch von einer Höhe mit dem Druck p_0 bis zu einer Höhe mit dem Druck p_1 steigt. Die Arbeit ist

$$A = - \int_{p_0}^{p_1} R (T' - T) \frac{dp}{p},$$

wo R die Gaskonstante, T' die Temperatur des adiabatisch aufsteigenden Luftteilchens in der Höhe mit dem Druck p und T die Lufttemperatur in diesem Punkt ist. Die Arbeit A , welche Refsdal als „Labilitätsenergie“ bezeichnet, kann auf dem Diagrammpapier mit einer linearen Temperaturskala und einer logarithmischen Druckskala, auf dem Emagramm, graphisch gefunden

¹ Th. Hesselberg Über die Stabilitätsverhältnisse usw. Ann. d. Hydrogr. u. Marit. Met., Bd. 46, 1918. S. 120.

² Sir Napier Shaw The „Comptes-rendus des Jours internationaux“ 1923. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm., Bd. 14, 1928. S. 107.

³ A. Refsdal Der feuchtlabile Niederschlag. Geof. Publ. Vol. V, Nr. 12. S. 7.

werden. Die Energie A charakterisiert die Stabilität der Luftmasse. Je grösser A ist, desto labiler ist die Luftmasse. Für stabile Luftmassen ist A negativ.

Wenn wir zur Charakterisierung der Stabilität der Luftmasse die Energie A benutzen, muss auch die Feuchtigkeit der Luft in Betracht gezogen werden. Da die Konvektionsströme, welche uns bei den Stabilitätsbetrachtungen besonders interessieren, in Bodennähe beginnen, so ist für die Entstehung derselben die Feuchtigkeit in den bodennahen Luftschichten von besonderer Bedeutung.

Um die Stabilität der Luftmassen in verschiedenen Höhen vergleichen zu können, ist für jede Luftschicht von der Dicke von 1 km die Stabilität gesondert bestimmt worden. Für jede Schicht wird auf dem Emagramm die Arbeit A bestimmt, welche die Masseneinheit der Luft leistet, wenn sie von der unteren Fläche zur oberen adiabatisch steigt. Bei den vom Boden bis zu 1 km Höhe reichenden Luftschichten ist die Feuchte am Boden berücksichtigt worden, indem vom Boden bis zum Kondensationsniveau des aufsteigenden Luftteilchens Trockenadiabaten und von dort aus weiter Feuchtadiabaten gezeichnet worden sind. In den höheren Luftschichten wurde nur mit Feuchtadiabaten gerechnet. Solche Bestimmung der Stabilität ist in gewisser Masse willkürlich, gibt aber doch eine Übersicht über die vertikale Stabilitätsverteilung der Luftmassen und ermöglicht es, die Resultate mit den vertikalen Temperaturgradienten in denselben Luftschichten zu vergleichen.

Zum Vergleich der Stabilitäten der zyklonalen und antizyklonalen Luftmassen sind Korrelationskoeffizienten zwischen dem auf den Meeresspiegel reduzierten Luftdruck p_0 und der Energie A sowie dem vertikalen Temperaturgradienten γ in den polaren Luftmassen für einzelne Luftschichten berechnet worden. In der folgenden Tab. 4 sind die Korrelationskoeffizienten $r(p_0, A)$, $r(p_0, \gamma)$, $r(A, \gamma)$ und die entsprechenden Streuungsmasse σ_A (joule/kg) und σ_γ ($^\circ\text{C}/100\text{ m}$) für die einzelnen Luftschichten gegeben.

Wegen der grossen Streuung der Werte der Energie A und des Temperaturgradienten γ sind die Korrelationskoeffizienten $r(p_0, A)$ und $r(p_0, \gamma)$ im allgemeinen klein. Nur im Winter kann für die Schicht vom Boden bis zu 3 km Höhe ein Zusammenhang zwischen Luftdruck p_0 und Stabilität festgestellt werden, wobei dem grösseren Luftdruck p_0 die kleinere Energie A (bzw. der kleinere Temperaturgradient γ), somit eine grössere Stabilität der Luftmasse

entspricht. Die Streuungsmasse q_A und q_γ sind am grössten im Winter in bodennahen Luftschichten, wo häufig beträchtliche Temperaturinversionen vorkommen. Die zwischen der Energie A und dem vertikalen Temperaturgradienten γ herrschende korrelative Verbindung wird durch die in Tab. 4 für polare Luftmassen gegebenen Korrelationskoeffizienten $r(A, \gamma)$ charakterisiert. Wie aus der Tabelle zu ersehen ist, sind die Korrelationskoeffizienten $r(A, \gamma)$ gross, insbesondere im Winter, wo sie den Wert 0.93 erreichen.

Tabelle 4.

Korrelationskoeffizienten $r(p_0, A)$, $r(p_0, \gamma)$ und $r(A, \gamma)$ für PL.

| km | Winter (XI—IV) | | | | | Sommer (V—X) | | | | |
|-------|----------------|-------|------------------|------------|----------------|--------------|-------|------------------|------------|----------------|
| | $r(p_0, A)$ | q_A | $r(p_0, \gamma)$ | q_γ | $r(A, \gamma)$ | $r(p_0, A)$ | q_A | $r(p_0, \gamma)$ | q_γ | $r(A, \gamma)$ |
| 0.1—1 | —0.28 | 83 | —0.38 | 0.52 | 0.91 | —0.12 | 45 | 0.04 | 0.27 | 0.80 |
| 1—2 | —0.44 | 63 | —0.42 | 0.29 | 0.93 | —0.05 | 35 | —0.30 | 0.18 | 0.78 |
| 2—3 | —0.24 | 40 | —0.32 | 0.16 | 0.82 | 0.05 | 29 | —0.03 | 0.12 | 0.85 |
| 3—4 | 0.06 | 32 | —0.06 | 0.13 | 0.88 | —0.02 | 27 | —0.23 | 0.12 | 0.68 |
| 4—5 | —0.08 | 27 | —0.24 | 0.12 | 0.81 | 0.10 | 22 | —0.13 | 0.11 | 0.48 |

Um die Stabilitäten der tropischen mit den polaren Luftmassen zu vergleichen, wurden in die Korrelationsfelder der polaren Luftmassen auch die den tropischen Luftmassen entsprechenden Punkte eingetragen. Es stellte sich heraus, dass der Unterschied der Stabilitäten der tropischen und der polaren Luftmassen gering ist, denn die Mehrzahl (häufig über $\frac{2}{3}$) der den tropischen Luftmassen entsprechenden Punkte in jeder betrachteten Luftschicht befand sich im Streuungstreifen der Punkte der polaren Luftmassen, wenn wir als Streuungstreifen einen Streifen beiderseits der Regressionslinie von der Breite q_A (bzw. q_γ) bezeichnen. Dabei muss bemerkt werden, dass diese den tropischen Luftmassen entsprechenden Punkte, welche ausserhalb der Streuungstreifen bleiben, in den Schichten von 0.1 bis 1 km im Winter und im Sommer im allgemeinen grössere, in höheren Schichten (3—5 km) aber kleinere Stabilitäten aufweisen.

Um eine bessere Übersicht über die Stabilitätsverteilung der Luftmassen zu bieten, sind in der folgenden Tab. 5 die mittleren Werte der Energie A (joule/kg) in den einzelnen Luftschichten der polaren (A_P) und tropischen Luftmassen (A_T), deren Differenzen ($A_T - A_P$) und die entsprechenden Streuungsmasse (σ_{A_P} , σ_{A_T} , $\sigma_{A_T - A_P}$) gegeben.

Tabelle 5.

Mittlere Verteilung der „Labilitätsenergie“ A (joule/kg) in PL und TL.

| km | Winter (XI—IV) | | | | | | Sommer (V—X) | | | | | |
|-------|----------------|----------------|-------|----------------|-------------|----------------------|--------------|----------------|-------|----------------|-------------|----------------------|
| | A_P | σ_{A_P} | A_T | σ_{A_T} | $A_T - A_P$ | $\sigma_{A_T - A_P}$ | A_P | σ_{A_P} | A_T | σ_{A_T} | $A_T - A_P$ | $\sigma_{A_T - A_P}$ |
| 0.1—1 | -76 | 87 | -10 | 57 | -25 | 104 | -16 | 45 | -67 | 66 | -51 | 80 |
| 1—2 | -53 | 70 | -52 | 92 | 1 | 116 | 8 | 35 | 5 | 35 | -3 | 49 |
| 2—3 | -30 | 42 | -15 | 29 | 15 | 52 | -6 | 29 | 8 | 30 | 14 | 42 |
| 3—4 | -24 | 32 | -3 | 26 | 21 | 41 | -14 | 27 | 2 | 22 | 16 | 35 |
| 4—5 | -20 | 27 | -10 | 20 | 10 | 34 | -8 | 22 | 1 | 20 | 9 | 30 |

Fig. 7 und 8 liefern analog den vorigen Figuren ein Bild der vertikalen Verteilung der Energie A im Winter und im Sommer.

Aus der Tabelle und den Figuren ist zu ersehen, dass die mittlere Stabilität der tropischen Luftmassen in 0.1—1 km Höhe grösser, in 2—5 km Höhe aber kleiner ist als diejenige der polaren Luftmassen, wobei aber diese Differenzen bedeutend kleiner sind als die entsprechenden Streuungsmasse.

Ein gleiches Bild erhalten wir, wenn wir zur Charakterisierung der Stabilität den vertikalen Temperaturgradienten benutzen. In Tab. 6 sind die mittleren Werte des Temperaturgradienten γ in den polaren (γ_P) und tropischen Luftmassen (γ_T), deren Differenzen ($\gamma_T - \gamma_P$) und die entsprechenden Streuungsmasse (σ_{γ_P} , σ_{γ_T} , $\sigma_{\gamma_T - \gamma_P}$) gegeben.

Tabelle 6.

Mittlere Verteilung des vertikalen Temperaturgradienten γ ($^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) in PL und TL.

| km | Winter (XI—IV) | | | | | | Sommer (V—X) | | | | | |
|-------|----------------|---------------------|------------|---------------------|-----------------------|--------------------------------|--------------|---------------------|------------|---------------------|-----------------------|--------------------------------|
| | γ_P | σ_{γ_P} | γ_T | σ_{γ_T} | $\gamma_T - \gamma_P$ | $\sigma_{\gamma_T - \gamma_P}$ | γ_P | σ_{γ_P} | γ_T | σ_{γ_T} | $\gamma_T - \gamma_P$ | $\sigma_{\gamma_T - \gamma_P}$ |
| 0.1—1 | 0.27 | 0.56 | -0.05 | 0.30 | -0.32 | 0.63 | 0.62 | 0.27 | 0.46 | 0.39 | -0.16 | 0.47 |
| 1—2 | 0.35 | 0.32 | 0.30 | 0.30 | -0.05 | 0.44 | 0.57 | 0.18 | 0.49 | 0.18 | -0.08 | 0.25 |
| 2—3 | 0.52 | 0.17 | 0.54 | 0.17 | 0.02 | 0.24 | 0.52 | 0.12 | 0.56 | 0.14 | 0.04 | 0.18 |
| 3—4 | 0.61 | 0.13 | 0.56 | 0.09 | -0.05 | 0.16 | 0.57 | 0.13 | 0.55 | 0.10 | -0.02 | 0.16 |
| 4—5 | 0.66 | 0.12 | 0.68 | 0.12 | 0.02 | 0.17 | 0.62 | 0.11 | 0.61 | 0.08 | -0.01 | 0.13 |

Die vertikale Verteilung des Temperaturgradienten γ ist, wie Fig. 9 und 10 zeigen, analog der Verteilung der Energie A .

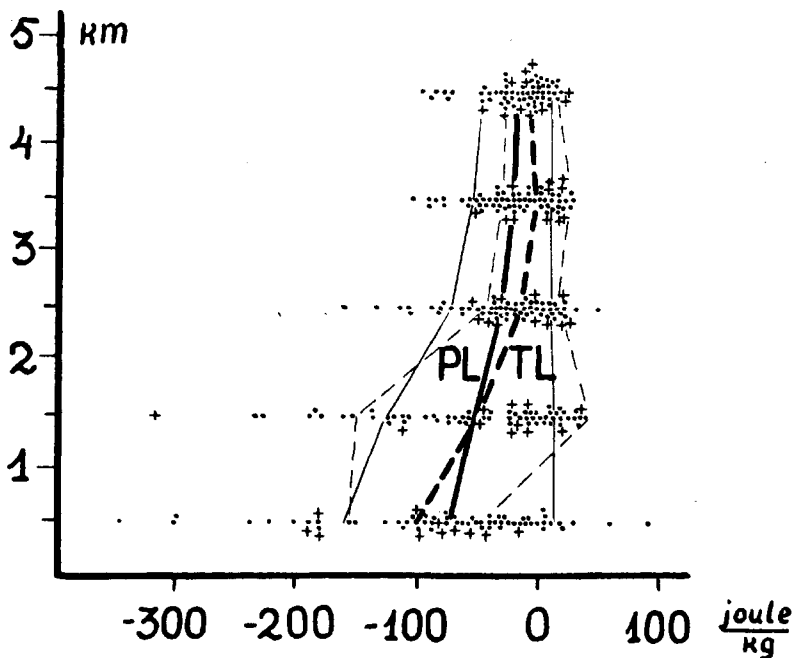


Fig. 7. Vertikale Verteilung der „Labilitätsenergie“ in PL und TL im Winter.

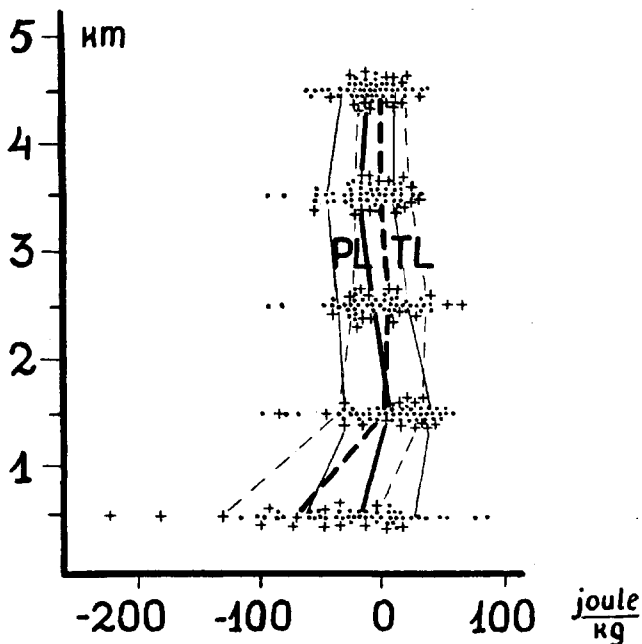


Fig. 8. Vertikale Verteilung der „Labilitätsenergie“ in PL und TL im Sommer.

5. Tropopausenhöhe und -temperatur.

Wie die aerologischen Beobachtungen zeigen, liegt die Tropopause in zyklonalen Luftmassen niedriger als in antizyklonalen Luftmassen und besitzt im ersten Fall eine höhere Temperatur. Es ist wahrscheinlich, dass die Tropopausenhöhe und -temperatur auch von der Temperatur der Troposphäre abhängig sind. Die Temperatur der Troposphäre kann in gewissem Masse durch die Temperatur in 5 km Höhe (t_5) charakterisiert werden. Da bei Flugzeugaufstiegen meistens die Höhe von 5 km erreicht wird, so ist es von Interesse, den Zusammenhang zwischen Temperatur t_5 und Tropopausenhöhe sowie -temperatur festzustellen.

In der folgenden Tab. 7 sind die Korrelationskoeffizienten für die polaren Luftmassen zwischen dem Luftdruck am Meeresspiegel p_0 (mb), der Tropopausenhöhe H (km), der Tropopausentemperatur t_H ($^{\circ}\text{C}$) und der Temperatur in 5 km Höhe t_5 ($^{\circ}\text{C}$), sowie die entsprechenden Regressionsgleichungen und Streuungsmasse gegeben.

Tabelle 7.

Korrelationen zwischen Tropopausenhöhe (H), -temperatur (t_H), Luftdruck (p_0) und Temperatur in 5 km Höhe (t_5) für PL.

| | Korrelationskoeffizienten | Regressionsgleichungen | Streuungsmasse |
|----------------|---------------------------|------------------------------------|-------------------------------|
| Winter (XI-IV) | $r(p_0, H) = 0.70$ | $H = 0.0811 (p_0 - 1000) + 8.38$ | $\varrho_H = 1.05 \text{ km}$ |
| | $r(p_0, t_H) = -0.65$ | $t_H = -0.333 (p_0 - 1000) - 64$ | $\varrho t_H = 5.0^0$ |
| | $r(t_5, H) = 0.72$ | $H = 0.201 t_5 + 14.87$ | $\varrho_H = 1.03 \text{ km}$ |
| | $r(t_5, t_H) = -0.44$ | $t_H = -0.544 t_5 + 44.2$ | $\varrho t_H = 5.9^0$ |
| | $r(H, t_H) = -0.80$ | $t_H = -3.54 H - 22.0$ | $\varrho t_H = 3.9^0$ |
| | $r(p_0, t_5) = 0.40$ | $t_5 = 0.166 (p_0 - 1000) - 27.5$ | $\varrho t_5 = 4.9^0$ |
| Sommer (V-X) | $r(p_0, H) = 0.52$ | $H = 0.133 (p_0 - 1000) + 8.57$ | $\varrho_H = 1.05 \text{ km}$ |
| | $r(p_0, t_H) = -0.31$ | $t_H = -0.281 (p_0 - 1000) - 49.6$ | $\varrho t_H = 4.1^0$ |
| | $r(t_5, H) = 0.88$ | $H = 0.212 t_5 + 10.82$ | $\varrho_H = 0.58 \text{ km}$ |
| | $r(t_5, t_H) = -0.51$ | $t_H = -0.434 t_5 - 120$ | $\varrho t_H = 3.7^0$ |
| | $r(H, t_H) = -0.76$ | $t_H = -26.9 H + 228$ | $\varrho t_H = 3.8^0$ |
| | $r(p_0, t_5) = 0.55$ | $t_5 = 0.586 (p_0 - 1000) - 24.6$ | $\varrho t_5 = 4.3^0$ |

Wie aus Tab. 7 hervorgeht, entspricht grösserem Luftdruck p_0 und höherer Temperatur t_5 durchschnittlich grössere Tropopausenhöhe H und niedrigere Tropopausentemperatur t_H . Auch entspricht dem grösseren Luftdruck p_0 eine höhere Temperatur t_5 .

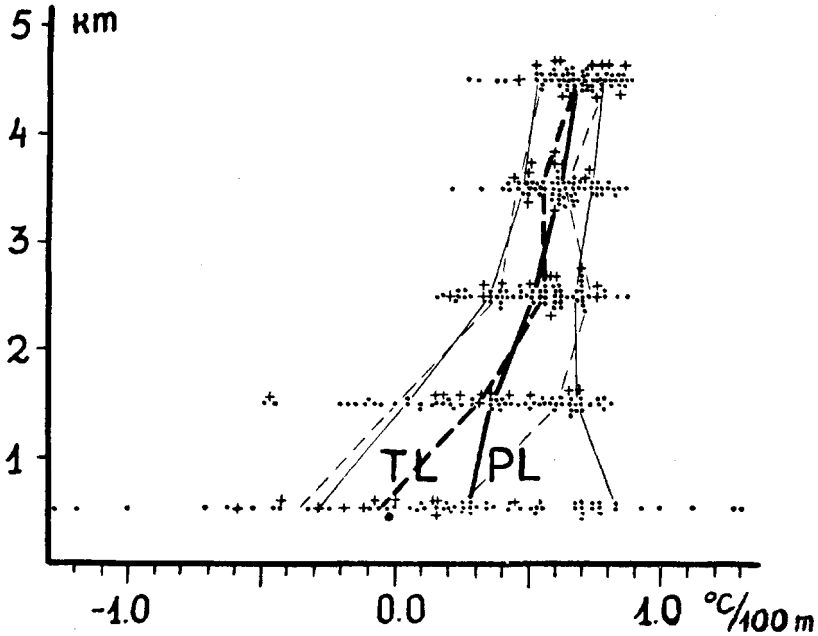


Fig. 9. Vertikale Verteilung des Temperaturgradienten γ in PL und TL im Winter.

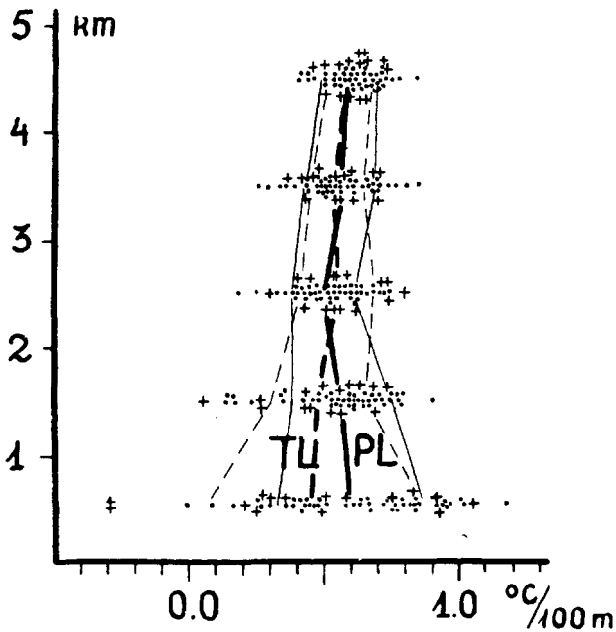


Fig. 10. Vertikale Verteilung des Temperaturgradienten γ in PL und TL im Sommer.

Wenn wir in die Korrelationsfelder der in Tab. 7 angegebenen Grössen auch die den tropischen Luftmassen entsprechenden Punkte eintragen, so ist aus den Figuren zu ersehen, dass die meisten der den tropischen Luftmassen entsprechenden Punkte sich ausserhalb des Streuungstreifens derjenigen der polaren Luftmassen befinden. So besitzen die den tropischen Luftmassen entsprechenden Punkte grössere Höhen und niedrigere Temperaturen der Tropopause und höhere Temperaturen in 5 km Höhe. Dasselbe zeigen auch die in der folgenden Tab. 8 gegebenen mittleren Werte von H (km), t_H ($^{\circ}\text{C}$) in den polaren und tropischen Luftmassen, ihre Differenzen und die entsprechenden Streuungsmasse.

Tabelle 8.

Mittlere Tropopausenhöhe H (km) und -temperatur t_H ($^{\circ}\text{C}$) in PL und TL.

| | H_P | σ_{H_P} | H_T | σ_{H_T} | $H_T - H_P$ | $\sigma_{H_T - H_P}$ |
|--------|-----------|----------------|-----------|----------------|---------------------|----------------------|
| Winter | 10.00 | 1.48 | 10.91 | 0.78 | 0.91 | 1.67 |
| Sommer | 10.51 | 1.23 | 12.29 | 0.98 | 1.78 | 1.57 |
| | t_{H_P} | σ_{t_P} | t_{H_T} | σ_{t_T} | $t_{H_T} - t_{H_P}$ | $\sigma_{t_T - t_P}$ |
| Winter | -57.4 | 6.5 | -62.2 | 4.9 | -4.8 | 8.1 |
| Sommer | -54.1 | 4.4 | -57.6 | 3.8 | -3.5 | 5.8 |

Im folgenden wird versucht, die Tropopausenhöhe H und -temperatur t_H in der polaren Luftmasse durch p_0 und t_5 linear auszudrücken. Nach der Korrelationstheorie gilt folgende Regressionsgleichung

$$H - \bar{H} = -\frac{R_{12}}{R_{11}} \frac{\sigma_H}{\sigma_{p_0}} (p_0 - \bar{p}_0) - \frac{R_{13}}{R_{11}} \frac{\sigma_H}{\sigma_{t_5}} (t_5 - \bar{t}_5).$$

Darin bedeuten \bar{H} , \bar{p}_0 , \bar{t}_5 die Mittelwerte der entsprechenden Grössen H , p_0 und t_5 ; σ_H , σ_{p_0} , σ_{t_5} ihre Streuungsmasse und R_{11} , R_{12} , R_{13} die Unterdeterminanten der Determinante

$$R = \begin{vmatrix} 1 & r(H, p_0) & r(H, t_5) \\ r(p_0, H) & 1 & r(p_0, t_5) \\ r(t_5, H) & r(t_5, p_0) & 1 \end{vmatrix}.$$

Das Streuungsmass der so bestimmten Tropopausenhöhe ist

$$Q_H = \sqrt{\frac{R}{R_{11}}} \cdot \sigma_H$$

und der allgemeine Korrelationskoeffizient

$$r_H = \sqrt{1 - \frac{R}{R_{11}}}$$

Ganz analog können wir die Temperatur der Tropopause (t_H) durch p_o und t_5 ausdrücken.

Auf Grund der in Tab. 7 gegebenen Werte der Korrelationskoeffizienten erhalten wir:

für den Winter

$$H = 0.057 (p_o - 1000) + 0.146 t_5 + 12.4, \quad \varrho_H = 0.78 \text{ km},$$

$$t_H = -0.289 (p_o - 1000) - 0.265 t_5 - 58.0, \quad \varrho_{t_H} = 4.8^\circ;$$

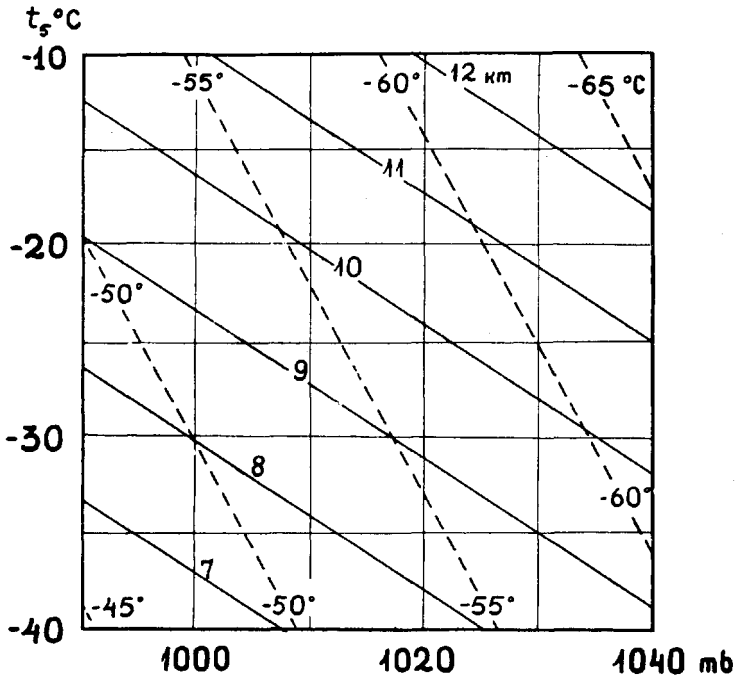


Fig. 11. Nomogramm zur Bestimmung der Tropopausenhöhe und -temperatur in PL im Winter.

für den Sommer

$$H = 0.013 (p_o - 1000) + 0.205 t_5 + 13.0, \quad \varrho_H = 0.58 \text{ km},$$

$$t_H = -0.039 (p_o - 1000) - 0.414 t_5 - 59.8, \quad \varrho_{t_H} = 3.8^\circ,$$

wobei p_o in mb und t_5 in $^\circ\text{C}$ angegeben sind.

Die allgemeinen Korrelationskoeffizienten sind

im Winter $r_H = 0.85$, $r_{t_H} = 0.68$ und

im Sommer $r_H = 0.88$, $r_{t_H} = 0.51$.

Wenn wir die in Tab. 7 gegebenen Korrelationskoeffizienten mit den zuletzt gefundenen vergleichen, sehen wir, dass im Winter die letzteren bedeutend grösser sind als die ersteren, im Sommer aber ebenso gross wie die entsprechenden $r(H, t_5)$ und $r(t_H, t_5)$. Ebenso sind die zuletzt erhaltenen Streuungsmasse q_H und q_{t_H} nur im Winter kleiner als die früher berechneten (Tab. 7). Aus diesem Grunde können wir nur im Winter, wenn wir zur Bestimmung der Tropopausenhöhe H und -temperatur t_H p_0 und t_5 anstatt t_5 allein benutzen, bessere Resultate erhalten.

In dem Nomogramm (Fig. 11) sind die Beziehungen zwischen H, t_H und p_0, t_5 der polaren Luftmassen im Winter zum Ausdruck gebracht worden.

Auf Grund dieses Nomogramms sind für den Winter die Streuungsmasse der Tropopausenhöhe und -temperatur in den polaren Luftmassen für die in dieser Arbeit untersuchten Fälle bestimmt worden :

$$q_H = 0.79 \text{ km und } q_{t_H} = 4.9^\circ\text{C},$$

welche mit den theoretisch gefundenen Werten im Einklang stehen.

6. Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit werden die Unterschiede der polaren und der tropischen Luftmassen auf Grund der aerologischen Beobachtungen von Lindenberg 1928—33 untersucht. Es ist folgendes festgestellt worden:

1) Die Unterschiede in der Temperatur, der äquivalentpotentiellen Temperatur und Entropie in den polaren und tropischen Luftmassen: a) sind am Boden geringer, wachsen mit der Höhe bis zu einem bestimmten Maximum, um sich in noch grösserer Höhe wieder zu verringern; b) sind im Sommer grösser als im Winter; c) sind den entsprechenden Streuungsmassen annähernd gleich.

2) Die Stabilität der zyklonalen Polarluft ist nur im Winter vom Boden bis zu 3 km Höhe kleiner als in der antizyklonalen Polarluft, in den übrigen Fällen aber kommen die Unterschiede in der Stabilität dieser Luftmassen wegen der grossen Streuung der entsprechenden Grössen nicht deutlich zum Vorschein. Wenn wir die Stabilitäten der tropischen und der polaren Luftmassen vergleichen, finden wir, dass die Differenzen

der arithmetischen Mittelwerte dieser bedeutend kleiner sind als die entsprechenden Streuungsmasse.

3) In der zyklonalen Polarluft liegt durchschnittlich die Tropopause niedriger und besitzt eine höhere Temperatur als in der antizyklonalen Polarluft. In den tropischen Luftmassen liegt die Tropopause höher und hat eine niedrigere Temperatur als in den polaren Luftmassen, wobei aber die mittleren Differenzen dieser kleiner sind als die entsprechenden Streuungsmasse.

Zusammenfassend kann auf Grund des benutzten Beobachtungsmaterials gesagt werden, dass die mittleren Unterschiede der betrachteten charakteristischen Merkmale der polaren und der tropischen Luftmassen in den Grenzen der entsprechenden Streuungsmasse bleiben.

Für die Anregung zur vorliegenden Untersuchung und für wertvolle Hinweise während ihrer Entstehung möchte ich Herrn Professor Dr. K. Kirde meinen ganz besonderen Dank aussprechen.

Inhaltsverzeichnis.

| | Seite |
|--|-------|
| 1. Einleitung | 3 |
| 2. Beobachtungsmaterial und Methode | 4 |
| 3. Vertikale Temperatur- und Entropieverteilung der Luftmassen . . | 6 |
| 4. Stabilität der Luftmassen | 12 |
| 5. Tropopausenhöhe und -temperatur | 18 |
| 6. Zusammenfassung | 22 |