

EINFLUSS DER GROSSWETTERLAGEN AUF DIE MITTELWERTE DES TEMPERATUR- UND DAMPFD RUCKGRADIENTEN UND DES REFRAKTIONS K OEFFIZIENTEN

Von

K. HORVÁTH

Lehrstuhl für Vermessungswesen, Technische Universität Budapest

(Eingegangen am 17. Mai 1971)

Vorgelegt von Dozent Dr. F. SÁRKÖZY

In den geodätischen Messungen beruhte die Bestimmung des Refraktionsfehlers systematischen Charakters, bzw. in den Meßergebnissen die Berechnung der Refraktionskorrektur mehr als anderthalb Jahrhunderte lang auf der Berücksichtigung des von Gauß bestimmten durchschnittlichen Refraktionskoeffizienten ($k = +0,1306$). Die praktische Bedeutung des als klassisch geltenden durchschnittlichen Refraktionskoeffizienten ist auch bei der Entwicklung des Meßverfahrens und der Instrumententechnik nicht geringer geworden, was dem zugeschrieben werden kann, daß dieser in »erster Annäherung« sich für die Berücksichtigung des Refraktionseinflusses eignet. Die an die traditionellen Meßverfahren — Nivellement, trigonometrische Höhenmessung — gestellten höheren Ansprüche, sowie die geodätische Anwendung von zeitgemäßen Mikrowellen-Distanzmessern und elektrooptischen Distanzmessern haben die Untersuchung des Refraktionseinflusses und die Bestimmung der »genaueren Annäherung« des Refraktionskoeffizienten wieder in den Vordergrund gestellt.

Die große Entwicklung der Meteorologie in unserem Jahrhundert ermöglichte es, die Refraktion nicht bloß für ein geometrisches Problem zu betrachten. Die eingehende Analyse der physikalischen Kennzeichen der Atmosphäre gestattet, das Meßmedium, die freie Atmosphäre besser kennen lernen und den Einfluß der Änderung der atmosphärischen Faktoren auf die Refraktion immer genauer berücksichtigen zu können.

Von den atmosphärischen Faktoren der Refraktion sind laut der theoretischen und experimentellen Untersuchungen die Temperatur, der Dampfdruck, der Kohlendioxidgehalt der Luft und der Luftdruck die wichtigsten. Bei elektrooptischen Distanzmessern, mit Licht als Trägerwelle, kann die Wirkung der einzelnen atmosphärischen Faktoren auf das sichtbare Licht mit der Barrel—Searsschen Beziehung ausgedrückt werden:

$$n = 1 + \frac{(n_{Gr} - 1)p}{(1 + \alpha t) 760} - \frac{5,5 \cdot 10^{-8}}{1 + \alpha t} e, \quad (1)$$

wo n den Brechungskoeffizient der Luft, n_{Gr} den der Gruppe, t die Lufttemperatur in °C, p den Luftdruck in Torr, $\alpha = \frac{1}{273}$ den Fortpflanzungskoeffizienten der Gase und e den partialen Dampfdruck bedeuten.

Bei Mikrowellen-Distanzmessern, wo auch die Trägerwellen Mikrowellen sind, können die Werte des Brechungskoeffizienten durch die Essen—Froom-sche Beziehung bestimmt werden:

$$n = \left\{ 1 + \frac{103,49}{T}(p - e) + \frac{86,26}{T} \left(1 + \frac{5748}{T} \right) e \right\} 10^{-6}, \quad (2)$$

wo T die absolute Temperatur in Kelvin-Grad bedeutet, die Deutungen von p und e sind, wie in Gl. (1).

Der Fehler der Bestimmung des Brechungskoeffizienten verursacht in der gemessenen Distanz den Fehler:

$$\Delta d = -\frac{\Delta n}{n} d - \Delta n d. \quad (3)$$

Der Fehler der Bestimmung der meteorologischen Faktoren verursacht in der gemessenen Distanz die Fehler:

Bei Lichtwellen:

$$\begin{aligned} \Delta t &= \pm 1 \text{ } ^\circ\text{C}; & \Delta d &= \pm 1,0 \cdot 10^{-6} d \\ \Delta p &= \pm 1 \text{ Torr}; & \Delta d &= \pm 0,4 \cdot 10^{-6} d \\ \Delta e &= \pm 1 \text{ Torr}; & \Delta d &= \pm 5,3 \cdot 10^{-6} d \end{aligned} \quad (4-6)$$

Bei Mikrowellen:

$$\begin{aligned} \Delta t &= \pm 1 \text{ } ^\circ\text{C}; & \Delta d &= \pm 1,4 \cdot 10^{-6} d \\ \Delta p &= \pm 1 \text{ Torr}; & \Delta d &= \pm 0,4 \cdot 10^{-6} d \\ \Delta e &= \pm 1 \text{ Torr}; & \Delta d &= \pm 6,2 \cdot 10^{-6} d. \end{aligned} \quad (7-9)$$

Es ist schwierig, in den durch unsere Messungen geschnittenen Luftschichten die den integrierten Brechungskoeffizienten bestimmende Temperatur- und Dampfdruckänderung mit der gewünschten Genauigkeit in Betracht zu ziehen. Die an beiden Endpunkten durchgeführten meteorologischen Messungen hatten auch keine befriedigende Ergebnisse, diese haben nämlich nur die bodennahen Werte der Temperatur und des Dampfdruckes geliefert. Bei den, an den Endpunkten — gewöhnlich in der Instrumentenhöhe — durchgeführten Simultanmessungen wird nämlich vorausgesetzt, daß im Meßraum ein jedes Element des meteorologischen Feldes von linearem Aufbau ist und

dementsprechend sich regelmäßig ändert. Die wirkliche Lage wird von dieser Voraussetzung nur hinsichtlich des Luftdruckes angenähert. Das tatsächliche meteorologische Modell darf nämlich aus dem Gesichtspunkt des Refraktionsinflusses nur in Kenntnis des vertikalen Gradienten für annähernd bekannt betrachtet werden. Die vertikalen Gradienten der Temperatur und des Dampfdruckes lassen sich aus, mittels Hubschraubern und Radiosonden, gleichzeitig mit den geodätischen Messungen durchgeführten meteorologischen Messungen berechnen, der beträchtliche Zeit- und Kostenaufwand der Messungen beschränken aber diese Möglichkeit auf experimentelle Messungen.

Laut der meteorologischen Erforschungen zeigen die atmosphärischen Einflußfaktoren der Refraktion in verschiedenen Strömungssystemen und in den entsprechenden Großwetterlagen eine große Regelmäßigkeit. Die Großwetterlagen sind Luftzirkulationsformen im Druck- und Strömungsfeld, die zeigen, woher und auf welchem Wege in den geprüften geographisch-meteorologischen Rayon die die Witterung des Rayons beeinflussenden Luftmassen eintreffen. Die klimatische Kennzeichnung der Großwetterlagen läßt die Eigenschaften der den Beobachtungsort überlagernden Luftmasse feststellen.

Die Bestimmung der Großwetterlagen erfordert eine internationale Zusammenarbeit. Die Zusammenarbeit begann auch in der meteorologischen Wissenschaft mit der Erkenntnis der Notwendigkeit des Datenaustausches. Die Entstehung der Synoptik — eines Zweiges der Meteorologie — knüpft sich zu einem tragischen Ereignis des Krimkrieges. Am 14. November 1854, gelegentlich der Belagerung von Sewastopol (Balaklawa), ging das französische Schlachtschiff *Henri IV* im stürmischen Meer unter. Der französische Meteorologe *Leverrier* hat sofort festgestellt, daß die Katastrophe hätte verhindert werden können, wenn der Wetterwarndienst den Sturm vorhergesagt hätte. Nach dem Unglücksfall des Schlachtschiffes haben die Franzosen — die große wirtschaftliche Bedeutung der Wettervorhersage erkennend — den meteorologischen Datenaustausch in internationaler Zusammenarbeit betrieben. Nach einer Reihe von Konferenzen ist im Jahre 1872 die Internationale Meteorologische Organisation gegründet worden. Die erste praktische Offenbarung der internationalen Zusammenarbeit war die Vorhersage der, den Witterungstyp einer größeren Gebietseinheit entsprechenden Großwetterlagen. Die systematische Datenmitteilung wurde nur durch die europäischen Kriege unterbrochen. Die Bestimmung und Katalogisierung der Großwetterlagen war eine unentbehrliche Grundvoraussetzung der Erforschung der dynamischen Klimatologie und der Fernprognose. Die Absonderung der für größere Gebiete charakteristischen und gut vorhersagbaren Typen macht es möglich, für eine gegebene geographische Einheit nicht nur das zu dem gegebenen Typus mit großer Häufigkeit hinzugehörnde Witterungssystem (z. B. warm—kalt), sondern auch die mit großer Wahrscheinlichkeit zu erwartende mittlere Temperatur, Dampfgehalt usw. bestimmen zu können.

Die Typisierung der Großwetterlagen nach verschiedenen Gesichtspunkten ist von mehreren hervorragenden Meteorologen durchgeführt worden. Der *Hess—Brezowskysche* »Katalog der Großwetterlagen Europas«, der auf Grund der früheren *Baurschen* Aufteilung die über Europa herrschenden Großwetterlagen in 28 Typen einreihet, muß hervorgehoben werden. Dieser Katalog gibt vom Jahre 1881 an für jeden Tag die für Westeuropa charakteristischen Großwetterlagen kontinuierlich an.

Über Ungarn lassen die synoptischen Formationen ihren Einfluß oft in einer von Westeuropa abweichenden Weise merken. Oft kommt es vor, daß entlang der atlantischen Küsten Zyklone — die Witterung Westeuropas niederschlagreich und veränderlich gestaltend — gegen Norden oder Nordosten ziehen, während in Mittel- und Osteuropa trockene, warme Witterung verursachend ein andauernder Antizyklon herrscht.

Es schien für notwendig, das sich über Ungarn auftretende Strömungssystem zu einer gut vorhersagbaren synoptischen Formation zu fixieren. Hinsichtlich der klimatischen Gegebenheiten Ungarns hat *G. Péczely* zahlreiche Übergangstypen in einige charakteristische Haupttypen eingereiht und aus

diesem Grunde 13 Großwetterlagen bestimmt, die in fünf Hauptgruppen eingereiht sind. Der Katalog für Ungarn enthält von 1901 an kontinuierlich die täglichen Großwetterlagen.

a) *Lagen mit nördlicher Steuerung:*

1. mCc: Meridional-Zyklon, Rückseite mit Kaltfront. Zeichen: 01;
2. AB: Antizyklone über Großbritannien oder über der Nordsee; Zeichen: 02;
3. CMc: Strömungssystem mit Kaltfront an der Rückseite der mediterranen Zyklone; Zeichen: 03;

b) *Lagen mit südlicher Steuerung:*

1. mCw: Meridional-Zyklon, Vorderseite mit Warmfront; Zeichen: 04;
2. Ae: Antizyklone nach Osten von Ungarn; Zeichen: 05;
3. CMw: Strömungssystem mit Warmfront an der Vorderseite der mediterranen Zyklone; Zeichen: 06;

c) *Lagen mit westlicher Steuerung:*

1. zC: zonale Zyklone westlicher Steuerung; Zeichen: 07;
2. Aw: vom Westen her vorstoßende Antizyklone; Zeichen: 08;
3. As: Antizyklone südlich von Ungarn; Zeichen: 09;

d) *Lagen mit östlicher Steuerung:*

1. An: Antizyklone nördlich von Ungarn; Zeichen: 10;
2. AF: Antizyklone über Fennoskandinavien; Zeichen: 11;

e) *Lagen mit zentraler Steuerung:*

1. A: Antizyklonenzentrum über Ungarn; Zeichen: 12;
2. C: Zyklonenzentrum über Ungarn; Zeichen: 13.

Die Systematisierung der Typen beruht in erster Linie auf der Bestimmung der Faktoren der Strömungen über Ungarn, der absolute Wert des Luftdruckes ist nur zweitrangig bestimmend.

Im Sommer gibt es z. B. oft Antizyklone, deren Druck bloß 758—761 Torr ist, so würde diese Lage die Baurische Aufteilung ausschließlich auf Grund des Druckes nicht für einen antizyklonalen Typ qualifizieren, obwohl die Witterung die Kennzeichen eines typisch antizyklonalen Strahlungscharakters aufweist. Natürlich sind die synoptischen Formationen Ungarns nicht für den ganzen europäischen Raum charakteristisch, ihre größte Ausdehnung wird durch die südlichen Küsten Skandinaviens, durch die Wolga, durch das Mittelmeer und durch die französische Küste abgegrenzt, oft sind sie aber nur für das Karpatenbecken und seine unmittelbare Umgebung maßgebend. (Ihr Wirkungsradius kann auf 300—900 km geschätzt werden.)

Charakteristisch ist die Häufigkeit der über Ungarn herrschenden Lagen: die Lage A (12) gestaltet sich im Jahresdurchschnitt zu etwa 21% aus, während die antizyklonalen Lagen zusammen — Aw (08), AB (02), An (10), Ae (5), As (09) und A (12) — von einer Häufigkeit von annähernd 70% sind. Die antizyklonalen Lagen sind häufiger als in Westeuropa. Daraus folgt der kontinentale Charakter des Klimas in Ungarn, der im Vergleich mit der westeuropäischen Lage eine überwiegende Anzahl heiterer Tage bzw. Stunden aufweist.

Der Dampfdruck erreicht den Maximalwert bei den Typen C (13) und mCw (04). Die Häufigkeit der Lage C (13) ist sehr gering, bei diesem Typ ist der Maximalwert des Dampfgehaltes und des Dampfdruckes fast eine natürliche Folge des Zyklonenzentrums. Der hohe Dampfgehalt und Dampfdruck der Lage mCw können auf das Strömungssystem des Typs zurückgeführt werden, das warme, dunstige mediterrane Luftmengen über Ungarn befördert.

Dieser Typ wird — in den meisten Jahreszeiten — auch durch den hohen Temperaturwert gekennzeichnet.

Dem Typ mCw folgen in bezug auf den Dampfdruck die Lagen CMw (6) und mCc (01), die alle durch das mediterrane Strömungssystem gekennzeichnet werden.

Das Dampfdruckminimum gehört zu den Typen A (12), AB (02), AF (11), AS (09) und An (10). Bei den antizyklonalen Lagen werden nämlich vom herrschenden Strömungssystem trockene Luftmengen über Ungarn befördert. Auch das Dampfdruckminimum in der Bodennähe beweist den niedrigen Dampfgehalt.

Eine, der des Dampfdruckes ähnliche Regelmäßigkeit kann auch in Hinsicht des Vorkommens von Niederschlag über 0,5 mm festgestellt werden. Die Wahrscheinlichkeit eines Niederschlages in den verschiedenen Großwetterlagen beträgt (aus Messungen von 10 Jahren):

CMw (73%), C (72%), mCw (53%), CMc (51%), zC (42%), mCc (30%),

Ae (25%), AF (23%), An (20%), AB (20%), As (16%), A (9%), Aw (6%).

Aus der Untersuchung geht hervor, daß der Dampfgehalt und der Dampfdruck, in festem Zusammenhang mit der Temperatur und dem Niederschlag, einen regelmäßigen jährlichen Gang haben.

In den aerologischen Observatorien des Ungarischen Landesinstitutes für Meteorologie von Pestlőrinc und Szeged sind für die Untersuchung des physikalischen Zustandes der Atmosphäre — unter diesen der Änderung der Temperatur und des Dampfgehaltes — systematisch Radiosondenmessungen durchgeführt. In den letzten zehn Jahren fanden im Observatorium von Pestlőrinc täglich vier (0^h, 6^h, 12^h und 18^h GMT), im Observatorium des Flugplatzes von Szeged täglich zwei Radiosondenmessungen (0^h und 12^h GMT) statt. Aus dem Beobachtungsmaterial sind die Daten für Juni und September von fünf Jahren (1962—67) verarbeitet und die Mittelwerte der zwischen dem Boden und 500 m Höhe (geopotenzialer Wert) entstehenden Temperaturgradienten, Dampfdruckgradienten und der aus dem Temperaturgradienten berechenbaren Refraktionskoeffizienten k bestimmt worden.

Zur Feststellung der Ursache der zu identischen Zeitpunkten beobachteten Schwankungen wurde geprüft, in welchem Maße die Großwetterlage für den Refraktionskoeffizienten bestimmend ist.

In Tafel I sind die vertikalen Temperaturgradientenwerte in °C/100 m bei verschiedenen Großwetterlagen zusammengefaßt.

Die Tafel enthält bei Juni keine Werte für die Großwetterlagen 03 und 06, bei September für 01 und 11, die Mittelwerte aus weniger als fünf Daten wurden nämlich außer acht gelassen. Aus der Tafel gehen die verhältnismäßige Ausgeglichenheit der 12-Uhr-Werte, sowie die weitgehende Übereinstimmung der Werte von Budapest und von Szeged hervor. Die Gradienten am Mittag nähern den adiabatischen Gradientenwert ($\gamma \cong -1$ °C/100 m) an. Eine grö-

Tafel 1

Großwetter- lage	Bp. 12 ^h	Szeged 12 ^h	Bp. 18 ^h	Bp. 24 ^h	Szeged 24 ^h	Bp. 6 ^h
Juni						
01	-1.06	-0.97	-0.63	-0.57	-0.32	-0.57
02	-1.00	-1.01	-0.70	+0.40	+0.59	-0.39
03	—	—	—	—	—	—
04	-1.08	-1.06	-0.72	+0.40	+0.56	-0.09
05	-1.17	-1.07	-0.74	+0.62	+0.76	-0.02
06	—	—	—	—	—	—
07	-1.02	-0.87	-0.83	+0.02	+0.04	-0.45
08	-1.05	-1.02	-0.88	+0.54	+0.72	-0.32
09	-1.06	-1.03	-0.79	+0.44	+0.73	-0.05
10	-1.06	-1.10	-0.99	+0.47	+0.61	-0.14
11	-1.05	-1.08	-0.73	+0.61	+0.62	-0.28
12	-1.15	-1.10	-0.94	+0.58	+0.74	-0.03
13	-0.97	-0.86	-0.53	-0.38	-0.34	-0.44
September						
01	—	—	—	—	—	—
02	-1.00	-1.10	-0.66	+0.33	+0.61	+0.15
03	-0.86	-0.85	-0.50	-0.38	-0.27	-0.29
04	-1.00	-0.95	-0.34	+0.71	+0.95	+0.66
05	-1.05	-1.09	-0.35	+0.90	+1.18	+0.84
06	-0.90	-1.03	-0.35	+0.54	+0.62	+0.07
07	-1.02	-1.08	-0.28	+0.41	+0.60	+0.22
08	-0.95	-1.02	-0.56	+0.28	+0.46	+0.04
09	-1.09	-1.12	-0.46	+0.94	+0.94	+0.91
10	-0.90	-0.98	-0.53	+0.35	+0.43	+0.37
11	—	—	—	—	—	—
12	-1.03	-1.08	-0.32	+0.64	+0.92	+0.84
13	-0.79	-0.83	-0.50	-0.28	-0.44	-0.32

Bere Abweichung der Werte kann morgens 6 Uhr und nachmittags 18 Uhr festgestellt werden. Am meisten beachtenswert sind aber die Abweichungen der Mitternachtswerte, sowohl der absoluten Werte, wie auch der Vorzeichen. In den Lagen 01, 03 und 13 erfolgt in keinem Falle eine Inversion, infolgedessen sind auch nachts Gradientenwerte negativen Vorzeichens festzustellen. In den Lagen 01 und 03 wird die Inversion annehmbar durch die starke Luftströmung verhindert, durch die die abkühlende Luft stark durchgemischt wird. In der Lage 13 verhindern neben der Luftströmung auch die wiederholten Niederschlagsfronten die Ausgestaltung der Inversion.

Aus den Gradientenwerten wurden die — in den verschiedenen Großwetterlagen maßgebenden — Mittelwerte des Refraktionskoeffizienten durch die Brockssche Gleichung bestimmt, die in Tafel 2 zusammengefaßt sind:

$$k = 5,03 \cdot \frac{p}{T^2} (3,42 - \gamma),$$

wo k den Wert des Refraktionskoeffizienten bedeutet; im Faktor 5,03 kommen der mittlere Krümmungshalbmesser der Erde (in Hektometern) und der Normalwert des Brechungskoeffizienten der Luft, auf die D-Linie des Natriums umgerechnet, zum Ausdruck; p bedeutet den Luftdruck in Torr, T die absolute Temperatur in Kelvin-Graden.

Tafel 2 enthält die zwischen der Oberfläche und 500 m (geopotenzialer Wert) entstehenden Mittelwerte des Refraktionskoeffizienten.

Aus der Tabelle geht die nahezu vollständige Übereinstimmung der um 12 Uhr für verschiedene Lagen erhaltenen Mittelwerte hervor, wodurch die Wahl der zur trigonometrischen Höhenmessung am meisten entsprechenden Tageszeit — übereinstimmend mit der allgemeinen Praxis der Geodäsie — überzeugend unterstützt wird.

Die große Übereinstimmung der mittags gemessenen Werte von Budapest und Szeged muntern beinahe zur Berücksichtigung von drei Dezimalstellen des Koeffizienten auf. Das wurde aber abgelehnt, in erster Linie, weil sich die bestimmten Mittelwerte auf 15 °C Mitteltemperatur (Normaltemperatur) beziehen und die Änderung der Temperatur die Änderung der dritten Dezimalstelle des Koeffizienten zur Folge hätte. Die in Betracht gezogenen Temperaturmittelwerte für fünf Jahre sind in den verschiedenen Großwetterlagen unterschiedlich, daher erschien es zweckmäßig, bei der Bestimmung des Refraktionskoeffizienten die Normaltemperatur zu berücksichtigen. In jedem konkreten Falle ist es aber möglich, aus der Mitteltemperatur die Mittelwerte des Refraktionskoeffizienten auf drei Dezimalstellen scharf zu berücksichtigen.

Aus der Tafel ist die tägliche Änderung des Refraktionskoeffizienten und aus dem Vergleich der beiden Tafeln zum Teil auch seine jährliche Änderung gut ersichtlich. Mitternachts ergeben sich für die Inversion kennzeichnende Refraktionskoeffizienten $k = (+0,16) - (+0,21)$.

Wesentlich außerhalb der Wertgrenzen liegt der für die negativen Gradientenwerte kennzeichnende Koeffizient $k = (+0,12) - (+0,14)$ der Lagen 01, 03 und 13. Die bedeutenden Abweichungen der Mitternachtswerte sind für die trigonometrische Höhenmessung unbedeutend, nachts werden nämlich keine herkömmlichen geodätischen Messungen durchgeführt, für die physikalische Distanzmessung können sie aber beachtenswerte Folgen haben.

Der mittlere Fehler der Refraktionskoeffizienten in Tafel 2 kann so aus dem Gesichtspunkt des Fehlers aus der Unsicherheit der Temperaturmessung

Tafe 12

Großwetterlage	Bp. 12 ^h	Szeged 12 ^h	Mittelwert 12 ^h	Bp. 18 ^h	Bp. 24 ^h	Szeged 24 ^h	Mittelwert 24 ^h	Bp. 6 ^h
Juni								
01	+0,109	+0,113	+0,11	+0,13	+0,131	+0,143	+0,14	+0,13
02	+0,112	+0,111	+0,11	+0,12	+0,176	+0,185	+0,18	+0,14
03	—	—	—	—	—	—	—	—
04	+0,108	+0,109	+0,11	+0,12	+0,176	+0,183	+0,18	+0,15
05	+0,104	+0,108	+0,11	+0,12	+0,186	+0,192	+0,19	+0,16
06	—	—	—	—	—	—	—	—
07	+0,110	+0,117	+0,11	+0,13	+0,158	+0,159	+0,16	+0,14
08	+0,109	+0,111	+0,11	+0,12	+0,183	+0,191	+0,19	+0,14
09	+0,109	+0,110	+0,11	+0,12	+0,178	+0,191	+0,18	+0,16
10	+0,109	+0,107	+0,11	+0,11	+0,179	+0,186	+0,18	+0,15
11	+0,109	+0,108	+0,11	+0,12	+0,186	+0,186	+0,19	+0,14
12	+0,105	+0,107	+0,11	+0,11	+0,184	+0,192	+0,19	+0,16
13	+0,113	+0,118	+0,12	+0,13	+0,140	+0,142	+0,14	+0,14
September								
01	—	—	—	—	—	—	—	—
02	+0,112	+0,107	+0,11	+0,13	+0,173	+0,186	+0,18	+0,16
03	+0,118	+0,118	+0,12	+0,13	+0,140	+0,145	+0,14	+0,14
04	+0,112	+0,114	+0,11	+0,14	+0,190	+0,201	+0,20	+0,19
05	+0,109	+0,107	+0,11	+0,14	+0,199	+0,212	+0,21	+0,20
06	+0,116	+0,110	+0,11	+0,14	+0,183	+0,186	+0,18	+0,16
07	+0,111	+0,108	+0,11	+0,14	+0,177	+0,185	+0,18	+0,17
08	+0,114	+0,111	+0,11	+0,13	+0,171	+0,179	+0,18	+0,16
09	+0,107	+0,106	+0,11	+0,14	+0,201	+0,201	+0,20	+0,20
10	+0,116	+0,112	+0,11	+0,13	+0,174	+0,177	+0,18	+0,17
11	—	—	—	—	—	—	—	—
12	+0,110	+0,108	+0,11	+0,14	+0,187	+0,200	+0,19	+0,20
13	+0,121	+0,119	+0,12	+0,13	+0,145	+0,137	+0,14	+0,14

(*a priori* mittlerer Fehler) als auch aus dem der Streuung der Meßserien (*a posteriori* mittlerer Fehler) geprüft werden.

Der mittlere Fehler der mit Radiosonde gemessenen Temperatur darf infolge der Wärmeträgheit des bimetalischen Instruments mit etwa $\pm 0,5$ °C angenommen werden, obwohl die in Ungarn von Flugzeug durchgeführten Kontrollmessungen bis etwa 500 m Höhe in mehr als 60% der Fälle mit den Daten der Radiosondenmessungen eine $\pm 0,1$ °C-ige Übereinstimmung zeigen. In der Fehleruntersuchung ist aber der ungünstigere Fall ($\pm 0,5$ °C) in Betracht gezogen worden.

Mittlerer Fehler der Temperatur:

$$\mu_t = \pm 0,5 \text{ } ^\circ\text{C}. \quad (10)$$

Mittlerer Fehler der gemessenen Temperaturdifferenz:

$$\mu_{\Delta t} = \sqrt{2} \cdot \mu_t = \pm 0,7071 \text{ } ^\circ\text{C}. \quad (11)$$

Mittlerer Fehler des aus der Temperaturdifferenz berechneten Gradientenwertes:

a) im Falle der Daten aus Pestlőrinc ($\Delta z = 360 \text{ m}$)

$$\mu_\gamma = \frac{1}{z_2 - z_1} \mu_{\Delta t} = \frac{1}{3,6} 0,7071 = \pm 0,1964 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}. \quad (12)$$

b) im Falle der Daten aus Szeged ($\Delta z = 417 \text{ m}$)

$$\mu_\gamma = \frac{1}{z_2 - z_1} \mu_{\Delta t} = \frac{1}{4,17} 0,7071 = \pm 0,1696 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}. \quad (13)$$

Bei der Fehlerberechnung des Refraktionskoeffizienten wurden die mit dem größeren mittleren Fehler behafteten Pestlőrincer Gradientenwerte berücksichtigt:

$$\mu_k = 5,03 \frac{P}{T^2} \mu_\gamma = \pm 0,009. \quad (14)$$

Das Ergebnis beweist, daß der mittlere Fehler des aus Temperaturwerten berechneten Refraktionskoeffizienten sogar im ungünstigsten Falle unter dem Wert $1 \cdot 10^{-2}$ bleibt.

Für die Genauigkeit der bestimmten Mittelwerte des Refraktionskoeffizienten ist jedoch die Streuung der aus den effektiven Messungen in den einzelnen Witterungslagen berechneten Gradientenmittelwerte bzw. der aus dieser berechnete mittlere Fehler des Refraktionskoeffizienten mehr kennzeichnend.

Die quadratische Streuung der Temperaturgradientenmittelwerte (der mittlere Fehler) beträgt, auf den Zeitpunkt 12 Uhr mittags bezogen:

$$\mu_\gamma = \pm 0,06 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}, \quad (15)$$

auf den Zeitpunkt 24 Uhr nachts bezogen:

$$\mu_\gamma = \pm 0,09 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}. \quad (16)$$

Die mittleren Fehler der Gradienten verursachen — unter Berücksichtigung der Fehlerfortpflanzung — in den Mittelwerten des Refraktionskoeffizienten die folgenden mittleren Fehler, auf den Zeitpunkt 12 Uhr bezogen:

$$\mu_k = \pm 0,0028 \cong \pm 0,003, \quad (17)$$

auf den Zeitpunkt 24 Uhr nachts bezogen:

$$\mu_k = \pm 0,0041 \cong \pm 0,004. \quad (18)$$

Der aus Temperaturmeßwerten bestimmte mittlere Fehler beträgt (aus 24-Uhr-Messungen) nur 45%, bzw. (aus 12-Uhr-Messungen) 33% des aus dem Fehler der Temperaturmessung berechneten mittleren Fehlers des Refraktionskoeffizienten. Der aus effektiven Messungen erhaltene wesentlich günstigere mittlere Fehler ist zum Teil eine Folge dessen, daß die Temperaturmessung mit einem mittleren Fehler unter $\mu_t = \pm 0,5$ °C behaftet ist. Durch die quadratische Streuung der bestimmten Gradientenmittelwerte wird unsere Voraussetzung überzeugend bewiesen: die Großwetterlage der Witterung wirkt bestimmend für den Gradienten.

Die mittleren Fehler in die Gleichung eingesetzt, läßt sich die wahrscheinliche Genauigkeit bei $\mu_k = \pm 0,003$ der trigonometrischen Höhenmessung in den Mittagsstunden bestimmen, mit Einbeziehung der Refraktionswirkung allein:

$$d\Delta m_k = - \frac{a^2}{2r} dk, \quad (19)$$

bei einer Zieldistanz $a = 1$ km:

$$\mu_{\Delta m} = \pm 0,24 \text{ mm}, \quad (20)$$

bei einer Zieldistanz $a = 10$ km:

$$\mu_{\Delta m} = \pm 23,7 \text{ mm}. \quad (21)$$

Die Einhaltung der obigen Fehlergrenzen hat zwei entscheidende Bedingungen:

a) Instrumentstandpunkt höher als die zu erwartende Schichtdicke der labilen Unterschicht, das in erster Linie bei den, in den Gebirgen durchgeführten trigonometrischen Höhenmessungen befriedigt werden kann;

b) Kenntnis des Mittelwertes des der Großwetterlage entsprechenden Refraktionskoeffizienten in Abhängigkeit von der Jahreszeit (evtl. vom Monat).

In der Praxis ist die erste Bedingung im allgemeinen nicht befriedigt, in Kenntnis der zweiten Bedingung wird der Fehler aus der Unsicherheit der Refraktion nahe gleichwertig mit dem Einfluß des Fehlers der Höhenwinkel-messung, der im Falle

$$\mu_z \leq \pm 1'' \quad (22)$$

bei einer Zielentfernung von 2,4 km — in dem gemessenen Höhenunterschied — die Fehlergrenze ± 1 cm erreicht.

In Tafel 3 sind die partialen Dampfdruckgradienten in Torr/100 m für die verschiedenen Großwetterlagen zusammengefaßt.

Tafel 3

Großwetterlage	Bp. 12 ^h	Szeged 12 ^h	Mittelwert	Bp. 18 ^h	Bp. 24 ^h	Szeged 24 ^h	Mittelwert	Bp. 6 ^h
Juni								
01	-0,512	-0,474	-0,49	-0,440	-0,418	-0,471	-0,44	-0,402
02	-0,309	-0,316	-0,31	-0,387	-0,320	-0,242	-0,28	-0,438
03	—	—	—	—	—	—	—	—
04	-0,450	-0,487	-0,47	-0,460	-0,413	-0,398	-0,41	-0,403
05	-0,398	-0,306	-0,35	-0,548	-0,340	-0,348	-0,34	-0,446
06	—	—	—	—	—	—	—	—
07	-0,371	-0,382	-0,38	-0,466	-0,355	-0,352	-0,35	-0,388
08	-0,341	-0,368	-0,35	-0,530	-0,471	-0,361	-0,37	-0,571
09	-0,355	-0,385	-0,37	-0,562	-0,411	-0,468	-0,44	-0,425
10	-0,335	-0,301	-0,32	-0,501	-0,425	-0,433	-0,43	-0,535
11	-0,437	-0,367	-0,40	-0,426	-0,430	-0,324	-0,38	-0,436
12	-0,405	-0,389	-0,40	-0,482	-0,402	-0,241	-0,32	-0,478
13	-0,435	-0,419	-0,43	-0,516	-0,388	-0,329	-0,36	-0,439
September								
01	—	—	—	—	—	—	—	—
02	-0,217	-0,274	-0,25	-0,181	-0,098	-0,034	-0,06	-0,175
03	-0,366	-0,258	-0,31	-0,264	-0,338	-0,127	-0,23	-0,269
04	-0,578	-0,431	-0,50	-0,445	-0,261	-0,123	-0,19	-0,183
05	-0,357	-0,296	-0,33	-0,560	-0,255	-0,169	-0,21	-0,219
06	-0,517	-0,365	-0,44	-0,526	-0,487	-0,336	-0,41	-0,298
07	-0,417	-0,305	-0,36	-0,383	-0,370	-0,328	-0,35	-0,273
08	-0,322	-0,335	-0,33	-0,348	-0,320	-0,251	-0,29	-0,217
09	-0,310	-0,335	-0,32	-0,490	-0,282	-0,189	-0,24	-0,154
10	-0,364	-0,250	-0,31	-0,374	-0,276	-0,206	-0,24	-0,173
11	—	—	—	—	—	—	—	—
12	-0,332	-0,309	-0,32	-0,318	-0,196	-0,134	-0,16	-0,098

Aus der Tafel geht hervor, daß die Dampfdruckgradienten in den antizyklonalen Lagen wesentlich kleinere absolute Werte haben als in den zyklonalen Typen. Beachtenswert ist weiter die ziemlich genaue Übereinstimmung der in Budapest und in Szeged gleichzeitig gemessenen Werte.

Der kleinste Absolutwert des Dampfdruckgradienten ist in der Großwetterlage 02 zu beobachten, in beiden geprüften Monaten und zu beinahe allen Tageszeiten. Sehr kennzeichnend ist der Vergleich der Gradientenwerte um 12 Uhr (in GMT): der Mittelwert der 7 Lagen antizyklonalen Typs beträgt im Monat Juni — 0,36, im September — 0,31 Torr/100 m; gegenüber dem Mittelwert der 6 Lagen zyklonalen Typs — 0,44 bzw. — 0,38 Torr/100 m. Um 24 Uhr beträgt hingegen der Mittelwert der antizyklonalen Lagen im Juni — 0,36, im September — 20 Torr/100 m, gegenüber dem Mittelwert der zyklonalen Typen — 0,39 bzw. — 0,27 Torr/100 m.

Die Mittelwerte der aus den mit Radiosonden gemessenen Temperatur- und relativen Dampfgehaltswerten bestimmten partialen Dampfdruckgradienten beziehen sich auf die Mittelhöhe des geprüften Höhenintervalls, also auf die aus der Erdoberfläche (Budapest +140 m, Szeged +87 m) und dem geopotenzialen Wert +500 m, aber mit guter Annäherung können diese tags vom obersten Niveau der labilen Unterschicht (im Juni etwa 30 m, im September etwa 20 m in den Mittagsstunden über der Oberfläche) bis zum Oberteil des geprüften Höhenintervalls, und nachts annähernd in der ganzen geprüften Luftschicht für maßgebend betrachtet werden. In Kenntnis der Gradientenmittelwerte ermöglicht es sich, aus einem partialen Anfangsdampfdruck — der durch Mikrowellen-Stationen unmittelbar meßbar ist — den zu erwartenden Dampfdruck in einer beliebigen Höhe zu bestimmen, mit der Annahme, daß der Wert des Gradienten konstant ist, d. h., die Änderung des Dampfdruckes mit einer linearen Funktion der Höhe ausgedrückt werden kann. Diese Annahme steht laut einiger ausländischer Prüfmessungen [22] nur über 100 m Höhe fest, darunter bilden sich Gradienten höheren absoluten Wertes und es wird sehr schwierig sein, die Höhenfunktion des Dampfdruckes, — in erster Linie wegen des störenden Einflusses der veränderlichen labilen Unterschichtdicke — durch eine exakte Funktion zu bestimmen.

Der relative Dampfdruck ändert sich kaum in den unteren 100 m über der Erdoberfläche, wäre also die Änderung des Temperaturfeldes genau bekannt — wozu sich die Radiosondenmessungen, in erster Linie wegen der großen Anstiegsgeschwindigkeit nicht eignen —, könnte der partielle Dampfdruck mit einer, der Mikrowellen-Distanzmessung entsprechenden Genauigkeit bestimmt werden.

Die systematischen Fehler der Mikrowellen-Distanzmessung nehmen mit zunehmender Höhe der Ziellinie über dem Boden stark ab. Auf Grund der neuesten Forschungen kann die Grenzhöhe, über der die Temperatur und der Dampfdruck sich mit der Höhe quasilinear ändern, mit 60—80 m angenommen

werden. In den Nachtstunden ist die Lage wesentlich günstiger und bei unveränderlichen Witterungslagen ist das Auftreten eines homogenen Temperatur- und Dampfdruckfeldes wahrscheinlich.

Die Untersuchung des partialen Dampfdruckes gemäß Großwetterlagen beweist eindeutig, daß für die Mikrowellen-Distanzmessung die Lagen antizyklonalen Typs geeigneter sind als die zyklonalen Typen. Die Dampfdruckgradienten von kleinerem Absolutwert gestatten nämlich in den verschiedenen Höhen eine genauere Bestimmung des Dampfdruckes, wodurch auch die Genauigkeit der Distanzmessung erhöht wird.

Der quadratische mittlere Fehler (Streuung) des Mittelwertes der in verschiedenen Großwetterlagen bestimmten Dampfdruckgradienten:

$$\mu_{\gamma_e} = \pm 0,23 \text{ Torr}/100 \text{ m} \quad (23)$$

während der quadratische mittlere Fehler der Einzelwerte in der fünfjährigen Reihe

$$\mu_{\gamma_e} = \pm 0,82 \text{ Torr}/100 \text{ m} \quad (24)$$

betragen.

Bei Anwendung des statistischen Mittelwertes ist annähernd auf den mittleren Fehler μ_{γ_e} zu rechnen, daraus in der Mikrowellen-Distanzmessung ein mittlerer Fehler

$$\mu_d \cong \pm 5,8 \cdot 10^{-6} d \quad (25)$$

entsteht. Der mittlere Fehler der in einer Gruppierung nach Großwetterlagen bestimmten Gradientenwerte bedeutet eine Genauigkeitserhöhung von etwa 15% im Vergleich zum aus sämtlichen Witterungslagen bestimmten Mittelwerte, was ein beachtenswertes Ergebnis im Bestreben für die Erhöhung der Genauigkeit der meteorologischen Reduktionen darstellt.

Zusammenfassung

In der Abhandlung werden die meteorologischen Einflußfaktoren der Genauigkeit der trigonometrischen Höhenmessung und der Mikrowellen-Distanzmessung geprüft. Bei den meteorologischen Messungen an den Endpunkten der Ziellinie wird in der Regel vorausgesetzt, daß im Meßraum — von der Wirklichkeit abweichend — sämtliche Elemente des meteorologischen Feldes von linearem Aufbau sind. Das effektive meteorologische Modell darf hingegen nur in Kenntnis des vertikalen Temperatur- und Dampfdruckgradienten für annähernd bekannt angenommen werden.

Die Bearbeitung beruhte auf Radiosondenmessungen zweier aerologischer Observatorien des Ungarischen Landesinstitutes für Meteorologie, sowie auf dem Großwetterlagen-Katalog.

Der mittlere Fehler der auf Grund der Großwetterlagen bestimmten Dampfdruckgradientenmittelwerte beträgt etwa $\pm 0,23 \text{ Torr}/100 \text{ m}$, der im Vergleich mit dem aus sämtlichen Witterungslagentypen bestimmten Mittelwert eine Genauigkeitserhöhung von etwa 15% bedeutet.

Schrifttum

1. REGŐCZI, E.: Möglichkeiten in Ungarn zur Anwendung der indirekten Entfernungsmessung auf physikalischer Grundlage. Acta Techn. Hung. XXIII. (1959) 357—364.
2. MITTER, J.: Über die Bestimmbarkeit der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Trägerwellen bei elektronischen Entfernungsmessungen. Allg. Verm. Nachr. H. 5. 1962.
3. JOHNSON, N. K.—HEYWOOD, G. S. P.: An investigation of the lapse rate of temperature in the lowest 100 m of the atmosphere. Geophys. Mem. Nr. 77, London 1938.
4. NOTTARP, K.: Bemerkungen zur Wellenausbreitung bei Tellurometermessungen. Allg. Verm. Nachr. H. 5. 1962.
5. MITTER, J.: Erfahrungen und Probleme bei Geodimetermessungen. Vortrag auf dem IV. Internationalen Kurs für Geodätische Streckenmessung in München, 1961.
6. MACKENZIE, I. C. C.: The geodimeter measurements of the Ridge Way and Caithness bases 1953. Ordnance Survey, Professional Paper, New Series No. 19, London 1954.
7. SASTAMOINEN, J. S.: The effect of path curvature of light waves on the refractive index application to electronic distance measurement. The Canadian Surveyor, No. 2. 1962.
8. SZALAY, G.: Temperaturaufbau der untersten 5 km Luftschicht in verschiedenen Großwetterlagen.* Időjárás. H. 2. 1960.
9. PÉCZELY, GY.: Die Grosswetterlagen in Ungarn. Bp. 1957.
10. PÉCZELY, GY.: Typisierung der Großwetterlagen für Ungarn.* Időjárás H. 4. 1955.
11. LUKÁCS, T.: Einfluß der atmosphärischen Verhältnisse auf die elektromagnetische Distanzmessung.* Geod. és Kart. H. 3. 1964.
12. FINSTERWALDER, R.: Bestimmung der Refraktion durch meteorologische Messung. Ztschr. für Verm. 1949.
13. BROCKS, K.: Eine räumlich integrierende optische Methode für die Messung vertikaler Temperatur- und Wasserdampfgradienten in der untersten Atmosphäre. Archiv für Meteorologie, Geophys. u. Bioklim. 1954. Serie A. H. 3—4.
14. HORVÁTH, K.: Berücksichtigung der Refraktion in geodetischen Messungen.* Geod. és Kart. H. 2. 1969.
15. SÁRKÓZY, F.: Anwendung der physikalischen Distanzmessung bei der Gestaltung horizontaler Grundnetze.* ÉKME Tud. Közl. Vol. XI. H. 3—4. 1965.
16. KRAUTER, A.: Opredelenie pokasatelja prelomlenija rosducha pri swetodal'nomernych i radiodal'nomernych ismerenijach rastojanij. (Kandidatenarbeit, Moskau 1968.)
17. SZALAY, G.: Jahresverlauf des Wasserdampfgehaltes und seine Gestaltung in verschiedenen Großwetterlagen.* Landesinstitut für Meteorologie. Bericht der Forschungsarbeiten aus dem Jahre 1962. Budapest, 1963.
18. HORVÁTH, K.: Investigation of refraction in the low atmosphere. Per. Pol. C. E. Vol 14. No. 1. Budapest 1970.
19. HORVÁTH, K.: Der Refraktionseinfluß in der trigonometrischen Höhenmessung. Vortrag, FIG-Konferenz, Sektion II. Budapest 1970.
20. HORVÁTH, K.: Einfluß der untersten Luftschicht auf die geometrische und trigonometrische Höhenmessung.* (Kandidatenarbeit, Budapest 1969.)
21. KRAUTER, A.: Bestimmung der meteorologischen Verbesserung der Mikrowellendistanzmessung.* Geod. és Kart. H. 6. 1970.
22. MITTER, J.: Zum Aufbau des Dampfdruckfeldes in Bodennähe. — Einige weitere Beiträge zur Bestimmung des mittleren Dampfdruckes längs eines Mikrowellenstrahles aus Endpunktmessungen. Allg. Verm. Nachr. H. 2. 1970.

* In ungarischer Sprache.

Dozent Dr. Kálmán HORVÁTH, Budapest XI., Műegyetem rkp. 3, Ungarn