

Grundzüge der atmosphärischen Zirkulation über Sibirien und dem angrenzenden Polarmeer.

Von Dr. H. Flohn, Bad Kissingen.

Eine Reihe von Untersuchungen, die zum größten Teil in den Jahren 1941—44 durchgeführt worden sind, brachten neue Aufschlüsse über das Klima der freien Atmosphäre über dem Riesenraum Sibirien und dem angrenzenden Sektor des Polargebietes. Die Quelle dieser Untersuchungen bilden die aerologischen Stationen der UdSSR, an denen Höhenwindmessungen bereits seit etwa 1924 angestellt werden. Messungen der vertikalen Temperaturverteilung liegen erst seit etwa 1932, nach Einführung der Radiosonden vor. Aus beiden Angaben läßt sich das gesamte Feld des Luftdrucks und der Winde rechnerisch und kartographisch festlegen. Das Beobachtungsmaterial ist außerhalb Rußlands nur zum kleinen Teil zugänglich; außer den im einzelnen veröffentlichten Höhenwindmessungen der zwanziger Jahre handelt es sich in erster Linie um die regelmäßig durch Funk verbreiteten Ergebnisse der Flugzeug- und Radiosondenaufstiege der Jahre 1936—1941. Wenn dieses Material auch nur einen Ausschnitt aus dem gesamten darstellt und zeitlich leider sehr wenig homogen ist, so genügt es doch zur Gewinnung eines ersten (wenigstens qualitativen) Überblickes über die Aerologie Sibiriens, wobei freilich die Zahlenwerte bei einer endgültigen Bearbeitung einer einheitlichen Zeitperiode noch manche Änderung erfahren werden. Damit kann in erster Näherung die Verteilung der wichtigsten meteorologischen Elemente über dem ganzen Gebiet bis zu einer Höhe von 10—12 km abgeleitet werden; für die Stratosphäre liegt nur sehr wenig Material vor. Die verwendeten Quellen sind in den erwähnten Spezialarbeiten im einzelnen zitiert.

Das hervorstechendste Merkmal ist die außerordentliche Gegensätzlichkeit von Sommer und Winter, die in stärkstem Gegensatz steht zu der Gleichförmigkeit im jährlichen Gang, die nach allen Untersuchungen der jüngsten Zeit die Zirkulation der Antarktis charakterisiert. Wir behandeln daher am besten diese beiden Jahreszeiten nacheinander; Frühjahr und Herbst haben unter diesen extremen Verhältnissen nicht den Charakter selbständiger Abschnitte, sondern den des Übergangs. Dabei behalten wir die herkömmliche Einteilung des meteorologischen Jahres bei, obwohl man nördlich des 60. Breitengrades ohne weiteres November und März noch zum Winter schlagen könnte, und im Polarmeer die Monate Dezember—März nahezu einheitliches Gepräge aufweisen (kernloser Winter).

Bei der Temperaturverteilung des Sommers (Tab. 1) finden wir eine ziemlich normale Zunahme der Temperaturen in allen Schichten äquatorwärts. Nur die Drachenaufstiege der „Maud“ in Nähe der Neusibirischen Inseln erweisen sich als etwas kälter als der europäische Teil des Polarmeeres, während auf der anderen Seite Jakutsk in 62° Breite um mehrere Grade wärmer ist als Archangelsk. Hier macht sich die kontinentale Erwärmung geltend, und das erste überraschende Ergebnis dieser Arbeiten lag darin, daß dieser kontinentale Einfluß die gesamte Troposphäre bis mindestens 10 km Höhe umfaßt. Neuere Untersuchungen in anderen Gebieten zeigen, daß in der Stratosphäre — wie üblich — eine gegenläufige Verteilung eintritt, so daß über der warmen Troposphäre im Innern der Kontinente eine hochgelegene, relativ kalte Stratosphäre liegt. Die kontinentale Erwärmung sehen wir gleichfalls beim Vergleich von Alma-Ata im Herzen Asiens mit Wladiwostok an der Ostküste, das unterhalb 5 km kälter, darüber aber wärmer als Alma-Ata ist. Die Nullgradgrenze, die am Nordpol oberhalb der noch zu erwähnenden Inversion wahrscheinlich nicht erreicht wird, finden wir an der Nordküste Sibiriens bereits in 2000 m, in 62° Breite in Jakutien in 3000 m — gegen 1800 m über Island! — und sie steigt in 43° Breite auf 4000—4200 m an, ja über Nordwestindien und Belutschistan auf 5200—5400 m, in einem der heißesten Gebiete der Erde. Die Temperaturzunahme von 80° auf 43° Breite beträgt am Boden rund 20°, dagegen in 5 km Höhe nur noch 10°, in 10 km gar nur 4°, während umgekehrt die Stratosphäre über dem Polargebiet mit — 36° bis — 42° sicher wärmer

ist als über Zentralasien, wo — in Analogie zu europäischen und amerikanischen Aufstiegen — die Temperaturen um -60° schwanken dürften. Die Untergrenze der Stratosphäre (Tropopause) liegt über dem wärmeren Kontinent um 600–800 m höher als über dem Meere, doch ist der regelmäßige Abfall gegen den Pol hin (rund 9 km) nicht gestört.

Tabelle 1: Mittlere Temperatur in der freien Atmosphäre (Sommer) in $^{\circ}\text{C}$.

Ort	Nord- Breite	Ost- Länge	Höhe m	0	1	2	3	5	8	10 km
Franz-Josefsland	80	53	0	+ 1	+ 2	- 1	- 6	- 17	- 35	- 42
Spitzbergen	78	13,5	8	+ 5	+ 1	- 2	- 6	- 18	- 40	- 49
Taimyr-Halbinsel	77	103	0	+ 3	+ 1	- 2	- 6			
Ostsibirische See	74	163	0	- 1	- 2	- 6	- 11			
Dickson-Insel	73,5	80,5	20	+ 3	+ 2	+ 1	- 2	- 14	- 33	- 45
Archangelsk	64,5	40,5	6	+ 13	+ 8	+ 2	- 4	- 16	- 34	
Jakutsk	62	130	109	+ 15	+ 12	+ 6	0	- 11	- 28	
Swerdlowsk	57	60,5	235	+ 14	+ 11	+ 5	- 1	- 13		
Nowo-Sibirsk	55	83	133	+ 15	+ 13	+ 7	+ 1	- 11	- 32	- 45
Tschita	52	113,5	677	+ 12	+ 12	+ 9	+ 3	- 8	- 27	- 40
Chabarowsk	48,5	135	89	+ 16	+ 13	+ 8	+ 2	- 9	- 28	- 40
Wladiwostok	43	132	129	+ 15	+ 15	+ 11	+ 6	- 6	- 23	- 35
Alma-Ata	43	77	654	+ 20	+ 21	+ 16	+ 8	- 6	- 26	- 38

Gesonderte Erwähnung bedarf die sommerliche Temperaturinversion über dem Polarmeer, die von Sverdrup und den russischen Meteorologen eingehend untersucht worden ist (vgl. z. B. Buchew). Die bodennahe Kaltluftschicht mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von nicht mehr als 400–700 m wird überlagert von einer im Mittel 2–3 $^{\circ}$ wärmeren Schicht, die meist Temperaturen über 0° aufweist. Diese stabile Schichtung bedingt die große Häufigkeit von Nebel und niedriger flacher Schichtbewölkung (Hochnebel an der Inversion) des Polarmeeres im Sommer; sie wird in 80–95 % aller Fälle angetroffen. Die Ergebnisse der Aufstiege von Franz-Josefsland, Dickson-Insel stimmen untereinander und mit den späteren Sommeraufstiegen der „Maud“ soweit überein, daß wir ihre Existenz verallgemeinern und insbesondere für die Umgebung des Nordpols selbst vermuten dürfen. Die Ursache dieser konstanten sommerlichen Temperaturumkehr ist in erster Linie auf die ständige Abkühlung durch das schmelzende Eis in den unteren Schichten, auf den Strahlungshaushalt dieser feuchtigkeitsgesättigten Atmosphäre sowie auf die Zufuhr von Warmluft aus südlichen Breiten zurückzuführen. Über Land bewirkt der Strahlungshaushalt und das Fehlen der Abkühlung durch den Schmelzprozeß im Hoch- und Spätsommer sofort ein Ansteigen der Bodentemperaturen auf mehrere Grade über Null, die Zerstörung der Inversion und die Auflösung der Nebel- und Hochnebeldecken, was wir u. a. aus den Aufstiegen über Spitzbergen und den wenigen Drachenaufstiegen bei der Taimyr-Halbinsel ersehen.

Ähnliche Inversionen treffen wir überall da, wo wärmere Festlandluft über kühle Meeresgebiete geführt wird; sie sind meist durch ausgedehnte Hochnebel und Nebelfelder charakterisiert.

Tabelle 2: Mittlere Temperatur in der freien Atmosphäre (Winter) in $^{\circ}\text{C}$.

Ort	Nord- Breite	Ost- Länge	Höhe m	0	1	2	3	5	8	10 km
Franz-Josefsland	80	53	0	- 18	- 17	- 21	- 27	- 40	- 58	- 62
Spitzbergen	78	13,5	8	- 20	- 17	- 20	- 24	- 36	- 56	- 62
Taimyr-Halbinsel	77	103	0	- 37	- 26	- 24				
Ostsibirische See	76	160	0	- 29	- 20	- 23	- 27			
Dickson-Insel	73,5	80,5	20	- 20	- 21	- 24	- 28	- 40	- 64	- 68
Archangelsk	64,5	40,5	6	- 10	- 13	- 17	- 23	- 36	- 53	
Jakutsk	62	130	109	- 44	- 31	- 28	- 32	- 43	- 58	
Swerdlowsk	57	60,5	235	- 15	- 12	- 13	- 17	- 28		
Nowo-Sibirsk	55	83	133	- 17	- 14	- 16	- 20	- 33	- 50	
Tschita	52	113,5	677	- 27	- 24	- 22	- 26	- 36	- 54	- 60
Chabarowsk	48,5	135	89	- 22	- 21	- 24	- 29	- 39	- 51	- 52
Wladiwostok	43	132	129	- 14	- 16	- 19	- 23	- 34	- 48	- 53
Alma-Ata	43	77	654	- 6	- 3	- 2	- 7	- 20	- 41	- 54

Im Winter werden die meridionalen Unterschiede der Temperatur vielfach überdeckt und verwischt durch die zonalen Differenzen, die wieder auf den

unerwartet großen kontinentalen Einfluß zurückzuführen sind. Der Kältepol nicht nur Asiens, sondern offenbar der ganzen Erde — wenn wir von den Hochregionen Grönlands und der Antarktis absehen — liegt in Jakutien und hier offenbar nicht in Werchojansk, sondern in dem 650 km südöstlich gelegenen Oimekon ($\varphi = 63^{\circ}\text{N}$, $\lambda = 143^{\circ}\text{E}$), wo offenbar die Gelegenheit zur Bildung lokaler Kältemeere in noch höherem Maße gegeben ist. Wir wissen seit langem, daß die Wintertemperaturen Jakutiens um $15\text{--}20^{\circ}$ tiefer liegen als über dem Polarmeer. Daß diese negative Temperaturanomale sich (vgl. Tab. 2) noch in 5 km Höhe bemerkbar macht, ist immerhin bemerkenswert. Noch erstaunlicher aber ist das Ausmaß der winterlichen Inversion über Sibirien, über die nunmehr erstmals sichere Zahlenangaben möglich sind. Ihre Mächtigkeit, genauer gesagt die Höhe der wärmsten Schicht, schwankt zwischen 1000 und 1800 m; sie kann im Extremfall 4000 m überschreiten. Über Jakutsk wird die Bodentemperatur erst in 5100 m wieder erreicht! Die Inversion erstreckt sich mit einer Häufigkeit von mindestens 80 % (über Jakutsk 98 %) aller Aufstiege über ganz Sibirien ostwärts des Jenissei, von 70—80 % über Westsibirien und Russisch-Zentralasien, während über dem Amurland und Kamtschatka die Häufigkeit rasch meerwärts abnimmt. Die höchste Temperatur liegt in Jakutsk im Mittel 17° über der am Boden, womit sicher nicht das Maximum erreicht ist. Besonders interessant ist der weite Vorstoß der Kaltluft über dem Osten des Kontinents nach Süden, Chabarowsk, in der Breite von Nürnberg gelegen, ist bis 5 km Höhe im Mittel gegen 20° kälter als dieses! Der Vergleich Alma-Ata gegen Wladiwostok oder Swerdlowsk gegen Tschita (obwohl Tschita 5 Breitengrade südlicher liegt!) belegt dies in allen Höhen der Troposphäre. Die Tropopause findet sich über dem Kältezentrum Jakutiens sicher tiefer als über dem wärmeren Polarmeer (wie aus der Höhenwindverteilung nachgewiesen werden konnte); ja sie liegt über Franz-Josefsland mit rund 8,5 km höher als über Chabarowsk. Der normale Abfall der Tropopause gegen den Pol ist hier durch das hochreichende kontinentale Kältezentrum in das Gegenteil verkehrt worden. Aus den Höhenwindmessungen läßt sich auch auf eine tiefste Tropopause in 5—6 km Höhe schließen; in der gleichen Höhe beginnt auch eine Abnahme des vertikalen Temperaturgradienten. Wahrscheinlich sind hier (wie über der winterlichen Antarktis) über dem Kältezentrum mehrere Tropopausen ausgebildet, so daß die Tropopause im Mittel völlig unscharf wird; das gleiche läßt sich auch über den „Kaltlufttropfen“ Europas beobachten, wo mehrfach (24. 1. 42, 20. 2. 48) die Tropopause sogar auf rund 4000 m abgesunken ist. Die winterlichen Stratosphärentemperaturen nehmen von einer Zone höchster Werte, die im Mittel bei $45\text{--}55^{\circ}$ Breite liegt, nach dem Pol wie nach dem Äquator hin ab.

Der Kältepol am Boden, Oimekon, wird in der Höhe bereits von wärmeren Luftmassen überweht, die auf der Nordseite des Aläutentiefs herumgeführt werden. Wenn auch hier bislang noch keine Aufstiege vorliegen, so geht dies doch einwandfrei aus der Höhenwindverteilung über Jakutien und dem Ostsibirischen Meer hervor. (Die Änderung des Windes mit der Höhe steht nach bekannten Sätzen der theoretischen Meteorologie in direkter Beziehung mit der horizontalen Temperaturverteilung.) Das Kältezentrum Asiens in der freien Atmosphäre ist nach den aerologischen Ergebnissen im Gebiet der unteren Lena in etwa $65\text{--}68^{\circ}$ Breite zu suchen. Durch seine dynamische Bedeutung für das Luftdruck- und Strömungsfeld mindestens der gesamten Troposphäre ist dieser Befund wesentlich wichtiger als etwa die Entdeckung eines lokalen Kältesees, in dem die Wintertemperaturen um noch einige Grad tiefer liegen. Das entsprechende Kältezentrum Nordamerikas ist nach den bisher vorliegenden Messungen nordwestlich Baffinland anzunehmen, liegt also rund 10 Breitengrade nördlicher. Die innere Polarregion ist jedoch durch den fortgesetzten Zustrom wärmerer Höhenluft auf der Vorderseite der zyklonalen Aktionszentren bei Island und den Aläuten etwas wärmer; diese Wärmezufuhr läßt sich in den von Sverdrup gegebenen Karten der Bodentemperatur deutlich erkennen.

Über dem Polarmeer findet sich auch im Winter eine Inversion von ähnlicher Dicke und Häufigkeit wie im Sommer (und den übrigen Jahreszeiten). Ihre Ursache liegt in der Ausstrahlung über dem Eise, wobei jedoch der Wind in den untersten 1–200 m Durchmischung mit Temperaturabnahme erzeugt. Über dem europäischen Anteil des Polarmeeres (bis etwa 60° Ostlänge hin) verhindert die häufige Warmluftzufuhr vom Atlantik ein stärkeres Absinken der Temperaturen in Bodennähe; die Inversion ist in der Ostsibirischen See mit rund 9° wesentlich stärker als über Franz-Josefsland mit 1–2°. Die Taimyr-Halbinsel entwickelt bereits ähnliche intensive Kältegrade am Boden wie Jakutien; die Inversion beträgt entsprechend mehr als 12°.

Aus diesem so in erster Näherung gewonnenen Temperaturfeld läßt sich das Druckfeld berechnen; dieses ergibt im Mittel — hier darf in der freien Atmosphäre die gegenseitige Abhängigkeit zwischen Wind und Isobaren als streng gültig angenommen werden — das Strömungsfeld der Atmosphäre, d. h. die allgemeine Zirkulation. Die vorliegenden Höhenwindstatistiken sind zwar sehr wertvolle Hilfsmittel, aber sie sind nicht vollkommen. Bei tiefer geschlossener Bewölkung oder Nebel, wie fast stets über dem Polarmeer im Sommer, fallen Höhenwindmessungen aus. Allgemein beschränken sich die Resultate aus größeren Höhen auf die relativ seltenen Schönwetterlagen, die jedoch regelmäßig mit einer anderen Höhenwindverteilung verknüpft sind als die Schlechtwetterperioden. Ähnliches gilt übrigens auch für die Drachen- und Fesselballonaufstiege, die gleichfalls an bestimmte Wetterlagen geknüpft sind. Erst die Entwicklung der Radiosonden und die z. Zt. noch nicht abgeschlossene Entwicklung elektrischer Höhenwindmeßgeräte bringt eine grundlegende Verbesserung und ermöglicht die Ableitung einwandfreier Mittelwerte.

Die gesetzmäßigen Zusammenhänge zwischen horizontaler Temperaturverteilung und vertikaler Windänderung bestimmen das Strömungsfeld in der freien Atmosphäre. In Kaltluft nimmt der Druck mit der Höhe rascher ab als in Warmluft; deshalb bildet sich über Kaltluftgebieten eine zyklonale Höhenströmung aus, über Warmluftgebieten dagegen eine antizyklonale. In allen Jahreszeiten ist im großen Mittel gesehen die Polarregion kälter als die subpolaren und gemäßigten Breiten. Deshalb bildet sich über der Polarkalotte — unabhängig von dem Bodendruckfeld — in der Höhe ein Tief aus, der schon von Ferrel (1860) geforderte Zirkumpolarwirbel. Wenn am Boden infolge der überwiegend antizyklonalen Druckverteilung im Polarmeer östliche Winde überwiegen, so werden sie schon in niedrigen Höhen (wahrscheinlich ab 2–3 km) von den Westwinden des polaren Höhentiefs überweht. Im Sommer wehen diese westlichen Höhenwinde in 5000 m im Sektor zwischen Spitzbergen und etwa dem 80. Längengrad mit einer leichten Nordkomponente. Über Mittelsibirien ergibt sich aus der Berechnung der Druckverteilung eine leichte Südkomponente, die allerdings durch die Windmessungen nicht gestützt werden kann. Über Jakutien ist dagegen eine Nordkomponente gesichert, während im Polarmeer der Neusibirischen Inseln in der Höhe Südwest weht (ebenso wie übrigens auch über Alaska). Die Existenz von zwei flachen Tiefdrucktrögen — Westsibirien und Beringmeer — zwischen den Höhenhochkeilen über Fennoskandien, Mittelsibirien und dem amerikanischen Felsengebirge ist somit wahrscheinlich. Diese Anordnung vermag aber nur geringfügig das Bild eines ausgedehnten Zirkumpolarwirbels zu verwischen, der sich zwar nur flach, aber doch deutlich bis in rund 10 km Höhe nachweisen läßt. Dabei nimmt die Geschwindigkeit und Beständigkeit der westlichen Höhenwinde von mittleren Breiten nach Norden stark ab. In noch größeren Höhen erzwingt die warme sommerliche polare Stratosphäre eine Umkehr der Druck- und damit Windverteilung. Über dem troposphärischen Zirkumpolartief bildet sich ab etwa 10 km in der inneren Arktis, 15–20 km Höhe in gemäßigten Breiten ein stratosphärisches Zirkumpolarhoch aus. Aus dem aus Sibirien vorliegenden

Material läßt es sich allerdings höchstens in Andeutung nachweisen. Aber die hochreichenden Höhenwindmessungen über Japan belegen ab 13—15 km einwandfrei die Existenz einer Ostströmung, die Scherhag gleichfalls über Europa ab 18—20 km Höhe nachgewiesen hat. Hier weht also ein Oberpassat mit einer leichten Komponente äquatorwärts. Die Bestimmung seiner Untergrenze über dem Nordpolargebiet erscheint eine lohnende Aufgabe, die allerdings wegen der bekannten Schwierigkeiten (Strahlungsfehler der Radiosonden, Erschwerung hochreichender Höhenwindmessungen durch die sommerliche Inversionsbewölkung) nicht leicht sein wird. Vielleicht bringt schon die Bearbeitung der deutschen Polarstationen des letzten Krieges die Entscheidung, soweit ihre Ergebnisse noch greifbar sind.

In den Tabellen 3 und 4 sind Richtung und Geschwindigkeit der resultierenden Luftströmung für 5 und 10 km Höhe zusammengestellt, sowie die Beständigkeit in % (als Quotient zwischen der Resultante und der mittleren Windgeschwindigkeit, unabhängig von der Richtung). Die Ergebnisse sind naturgemäß durch die Auswahl bestimmter Lagen etwas gefälscht; diesen Fehler vermögen Reduktionsmethoden nur teilweise zu beseitigen.

Tabelle 3: Mittlere Höhenwinde in 5000 m (270° = West, 360° = Nord)

Ort	Nord-Breite	Ost-Länge	Sommer			Winter		
			0	m/s	%	0	m/s	%
Spitzbergen	78	13,5	333	5	50	(170)	(1)	(9)
Ostsibirische See	74	162	239	4	44	233	3	33
Nowaja Semlja	73	57	322	5	49	340	5	49
Ljachow-Insel	73	143	309	5	62	237	5	45
Werchojansk	67,5	133	349	1	50	216	4	36
Sodankylä	67	28	246	3	40	308	10	78
Jakutsk	62	130	298	3	53	306	5	36
Swerdlowsk	57	60,5	283	7	54	307	8	46
Krasnojarsk	56	93	269	8	69	304	6	39
Irkutsk	52	104	290	8	57	308	6	69
Taschkent	41	69	267	5	64	246	7	80
Peiping	40	116	289	7	79	299	14	81
Tateno	36	140	271	8	76	274	29	95

Tabelle 4: Mittlere Höhenwinde in 10'000 m (270° = West, 360° = Nord)

Ort	Nord-Breite	Ost-Länge	Sommer			Winter		
			0	m/s	%	0	m/s	%
Ostsibirische See (8000 m)	74	162	253	7	41	240	4	39
Jakutien (Mittel)	64	132	321	9	63	301	4	47
Swerdlowsk	57	60,5	286	5	42	328	7	48
Irkutsk	52	104	304	8	55	297	10	68
Taschkent	41	69	282	13	85	310	12	94
Peiping	40	116	282	12	74			
Tateno	36	140	284	11	67	271	50	98

Im Winter sind die meridionalen und zonalen Druckgegensätze viel größer als im Sommer. Der Zirkumpolarwirbel ist unvergleichlich intensiver entwickelt, ja er vertieft sich mit der Höhe noch infolge der tiefen Stratosphärentemperaturen der Polarnacht (—65 bis —70° gegen —55 bis —60° in mittleren Breiten). Aber seine Form ist durchaus asymmetrisch, eine Wirkung des kontinentalen Einflusses. Da die troposphärischen kältesten Luftmassen nicht über dem Nordpol, sondern über Jakutien (bzw. über dem kanadischen Archipel) liegen, erstrecken sich Tiefdrucktröge über Ostsibirien und Labrador weit nach Süden. Das sibirische Bodenhoch prägt sich in 5 km Höhe höchstens als ganz flache Ausbuchtung im Jenisseigebiet aus; der zugehörige flache Trog über Westsibirien (Winddrehung von NW auf W) entspricht der für Europa im Winter so überaus wichtigen Hauptrichtung der Kaltluftausbrüche. Wesentlich deutlicher ist der Höhentrog über dem Ochotskischen und Japanischen Meer; die Kaltluftvorstöße nach Süden erzeugen hier am

Ostrand Asiens die stärkste Höhenströmung und damit die kräftigste Frontalzone, die auf der ganzen Erde existiert. Der eindrucksvollste Beleg sind die Höhenwindbeobachtungen von Japan, die im 10jährigen Mittel die früher von A. Wagner als „ganz unglaublich groß“ bezeichnete Zunahme mit der Höhe zweifelsfrei bestätigen. Die resultierende Luftströmung in 10 km Höhe weht rein aus West mit 180 km/h (unreduziert) im Mittel, während die reduzierte mittlere Windgeschwindigkeit im Tropopausenniveau in rund 11 km 240 km/h (im Maximum einwandfrei 390 km/h) beträgt. Die Beständigkeit ist außerordentlich hoch, die Abweichungen der Einzelwerte vom Mittel ganz gering. Während über Südsibirien und Zentralasien eine ähnliche beständige, wenn auch längst nicht so starke WNW-Strömung weht, schwanken die Höhenwinde über Nordsibirien recht stark hin und her, und in 20 bis 30 % aller Fälle wehen östliche Höhenwinde, welche die Existenz eines selbständigen Höhenhochs über den sibirischen Küsten bzw. dem Polarmeer belegen. Der im klimatischen Mittel von dem winterlichen Bodenhochkern südlich des Baikalsees ausgehende breite Hochdruckkeil, der sich wahrscheinlich als Brücke quer über die Arktis hinweg nach dem Hochzentrum in NW-Kanada erstreckt, dürfte also in einem Teil der Fälle (vielleicht $\frac{1}{4}$) als selbständiges warmes Höhenhoch ausgebildet sein, während es sich bei der Mehrzahl um ein Kaltluthoch handelt. Dieser Befund erklärt vor allem die bemerkenswerte Tatsache, daß sich die Zugbahnen der Zyklonen über Sibirien gabeln, wobei eine Zugbahn — der Höhenströmung folgend — etwa aus dem Gebiet nordwestlich des Baikalsees über die Mongolei-Mandschurei südostwärts in die Gewässer um Korea verläuft, während sich eine zweite der Nordküste Asiens entlang, zuletzt nordostwärts in die Gewässer nördlich der Beringstraße erstreckt. Die Höhenwinde über der Ostsibirischen See wehen aus SW; die Tatsache, daß die mittlere Zugrichtung der Zyklonen nach Sverdrup gleichfalls von SW nach NE verläuft, bestätigt nach den heutigen Erfahrungen der aerologisch-synoptischen Meteorologie diese Höhenwindrichtung. Damit wird gleichfalls die Existenz von Höhenwarmluft über der Tschuktschen-Halbinsel und dem Tscherskij-Gebirge bewiesen. Der große Unterschied in der Bewölkung — und damit im ganzen Witterungs-Charakter — zwischen West- und Mittelsibirien (mittlere Bewölkung im Januar 6—7 Zehntel) und Ostsibirien (2—3 Zehntel) hängt mit dieser Eigenschaft des Sibirienhochs als vorwiegend kalte Antizyklone zusammen.

Die Eigenschaften der winterlichen Inversion sind in meteorologischer Hinsicht sehr mannigfaltig. Die großen Unterschiede der Bodentemperatur sind ganz lokaler Natur. In rund 2 km Höhe betragen die Temperaturunterschiede über ganz Ostsibirien zwischen dem 45. und 75. Breitengrad nicht mehr als 8° (gegen 35° am Boden!); ein Zeichen dafür, wie nivellierend sich die Inversion auswirkt. Betrachtet man jedoch Einzelfälle, so erkennt man, daß die wetterhaften Änderungen auch in der freien Atmosphäre sehr stark sein können, und daß die Bodenkaltluft in stärkstem Maße von diesen wetterhaften Änderungen mitbetroffen wird. Überraschenderweise besteht noch eine positive Korrelation — als Hinweis auf gleichsinnige Änderungen! — zwischen den Temperaturen in Bodennähe und denen in 4—6 km Höhe. Die Kaltluft in Bodennähe ruht also nicht als abgeschlossenes stabiles System in den Tal- und Beckenlandschaften Sibiriens, sondern wird mit einbezogen in alle Wetteränderungen; sie bildet sich also durch die Strahlungsbedingungen und die allgemeine Dynamik (Absinken, Schrumpfen) des Wetterablaufes immer wieder bei allen Luftmassen von neuem. Selbst diese anhaltenden Absinkvorgänge reichen aber nicht aus, die Kaltluft der freien Atmosphäre soweit zu erwärmen, daß sich ihre ursprünglichen Eigenschaften verlieren. An der Obergrenze der Inversion bildet sich nur selten Stratocumulusbewölkung aus, wahrscheinlich weil sie zu trocken ist. (Die Feuchteaufzeichnungen der Aufstiege sind bei den tiefen Temperaturen nicht brauchbar.) Die resultierende Luftströmung dreht in Höhe der Inversion (also zwischen 1500 und 2000 m NN) plötzlich etwas zurück und nimmt zugleich an Stärke ab; letzteres gilt auch für die mittlere Windgeschwindigkeit für alle Richtungen.

Soweit unsere derzeitigen Kenntnisse über die Aerologie Sibiriens, wobei jedoch die neuere russische Literatur (seit 1941) leider nicht mehr benutzt werden konnte. Es sei gleich bemerkt, daß die neueren Erfahrungen des laufenden Dienstes im kanadischen Sektor der Arktis eine Reihe von Parallelen, aber auch wesentliche Abweichungen vom sibirischen Sektor erkennen ließen; die Untersuchungen sind hier noch im Gange. Jedenfalls bestehen erhebliche Unterschiede der allgemeinen Zirkulation über der Arktis zu der der Antarktis, die wir durch die Ergebnisse der neueren Expeditionen (Byrd, Schwabenland) näher kennen gelernt haben. Doch stehen diese Fragestellungen von weltweitem Überblick außerhalb des hier gezogenen Rahmens. Von den Ergebnissen seien als besonders wichtig festgehalten:

1. In der Troposphäre wird die Existenz eines zirkumpolaren Tiefdruckwirbels oberhalb 2 km nachgewiesen.
2. Seine Form wird durch monsunale Einflüsse des nahen Riesenkontinents Asien, der im Sommer ein eigenes Wärmezentrum, im Winter dagegen ein wesentlich intensiveres Kältezentrum in der freien Atmosphäre entwickelt, beträchtlich modifiziert.
3. Sowohl der sibirische Ausläufer des innerasiatischen sommerlichen Monsuntiefs, wie des winterlichen Hochs werden in der freien Atmosphäre von einer westlichen Strömung überweht.
4. In der Stratosphäre läßt sich im Sommer ein selbständiges Polarhoch oberhalb 10—15 km nachweisen, das im Winter durch ein (noch verstärktes) Zirkumpolartief abgelöst wird.
5. Über dem Polarmeer bilden sich weitgedehnte Inversionen während des ganzen Jahres, im Winter über dem Kontinent.

Die gewaltige Temperaturkompensation im Dezember: Barentssee-region und Weißes Meer mit Turkestan.

Von Fritz Béla Groissmayr, Passau.

Wohl eines der gewaltigsten Temperatur-Ausgleichsgebiete der Nordhemisphäre ist jenes zwischen dem Nordkapraum bis Archangelsk und Innerasien besonders im Dezember. Ich habe zu diesem Zwecke die Temperaturabweichungen von Taschkent mit Sörvaranger bis 1935 ab Dezember 1935 Karpbukt (69° 40' N. Br.; 30° 23' E) bis Dezember 1940) und Archangelsk verglichen. (\varnothing t XII Sör. — 8,3°).

Tabelle 1: Δ t XII Taschkent (t XII \varnothing : 2,0° C) $\cong \pm 3,0$ ° C.

	1881	87	89	91	92	1906	09	10	11	13	15	18
Ta.	-7,8	3,1	-3,3	3,8	3,0	3,2	3,4	-4,6	-3,8	+4,2	3,2	-4,1
Sö.	2,2	-6,6	4,4	1,1	-6,9	-0,9	-0,4	+0,3	4,3	-1,6	-8,6	1,3
	1920	22	25	29	30	32	39	40				
Ta.	-8,6	3,0	6,3	-8,3	-3,8	-7,3	4,6	3,6				
Sö.	3,2	-0,8	-2,3	7,1	0,4	6,2	-2,1	-0,7				

20 Fälle Ta $\cong \pm 3,0$ °, 19 Gegensätze mit Sö. (95 %!)

Tabelle 2: Δ t XII Archangelsk $\cong \pm 5,0$ ° (\varnothing t XII — 10,3)

	1884	87	88	1901	03	07	15	20	32	35	36
Archangelsk	-5,1	-8,3	-7,2	-8,0	5,0	-8,5	-9,4	5,6	6,4	5,7	8,2
Taschkent	1,1	3,1	0,0	2,8	-1,4	1,5	3,2	-8,6	-7,3	-0,9	-1,6

11 Fälle Δ t XII Archangelsk $\cong \pm 5,0$ °, 10 Gegensätze, 1 unentschieden mit Taschkent.