

2) Die Landschaft ist das große Gegenüber des Menschen. Die Umwelt „zwingt nicht, sondern sie neigt“ (Herder). Die Natur fragt den Menschen, der Mensch antwortet; der Mensch fragt die Natur, und die Natur antwortet (Hegel). Die Landschaft fordert den Menschen zur Stellungnahme heraus (Toynbee).

3) Jedes Wechselspiel zwischen Landschaft und Mensch ist einmalig. Ein gesetzmäßiger Ablauf besteht nicht. Es gibt nur ähnliche Entwicklungen im Sinne eines Typus. Voraussagen für einen Entwicklungsablauf sind nur unter großem Vorbehalt möglich, weil niemals im voraus zu erkennen ist, in welcher Weise der Mensch reagiert. "The outcome of an encounter arises out of the encounter itself" (Toynbee).

4) Jedes Stück Erde, auf dem Menschen leben oder lebten, enthält die von Menschen gegebenen Antworten auf die Fragen der Natur. Wo diese

Antworten gültig sind, dokumentieren sie eine Kultur. Jede Kulturlandschaft ist eine Komposition aus Natur und Objektivationen des Geistes.

5) Die Stellungnahme des Menschen zu seiner Landschaft (auch zur ererbten oder eroberten Kulturlandschaft) kann derart sein, daß er die Herrschaft über die Umwelt verliert oder gar den Naturhaushalt zerstört. Dann „rächt“ sich die Landschaft. Was der Mensch aus ihr machte, fällt entweder zurück, oder aber die Natur antwortet mit Katastrophen (Überschwemmungen, Boden-erosion u. a.).

6) Die Form, in der sich menschliches Denken und Wollen in der Landschaft objektivieren, ist Wesensausdruck der Völker. Deshalb leistet der Geograph mit der Interpretation der Kulturlandschaft einen bedeutenden Beitrag zur Kulturmorphologie überhaupt.

DIE WINDVERHÄLTNISSE IM RHEIN-MAIN-GEBIET, EINE STUDIE ZUR DYNAMISCHEN KLIMATOLOGIE DER MITTELGEBIRGE

WALTER DAMMANN

Mit 10 Abb. und 10 Tabellen

The wind conditions in the Rhine-Main area

Summary: The object of the paper is an analysis of the data of wind statistics from synoptic-climatological aspects. On the basis of observation material for the three years 1936—1938, for which period there are also available the data of weather flights, allowing the establishment of the thermic stratification of the atmosphere, it was possible to show that under certain atmospheric conditions there originates nightly an "independent" minor wind system with a vertical axis and air flow convergence along the Rhine Rift Valley. The mountain and valley wind systems of the Odenwald and Haardt Hills are incorporated in it. The meteorological basis of this wind systems is a pronounced temperature inversion (during south-east weather) with an upper limit lying higher than the altitude of the bordering mountains, thus screening the air body of those altitudes against the higher parts of the atmosphere.

It appears that in addition to the thermic conditions, dynamic effects, caused by the forced deflection of the air masses flowing across the bordering mountains in conditions of stable stratification and nearly laminar flow contribute also. It is suggested that under those conditions in the lee of the Odenwald above the Rhine valley there is possibly a tendency to a weak trough of low pressure, as it is known to occur in a much more pronounced way on the lee sides of the high mountain ranges of the earth when they are crossed by air currents.

It is, however, characteristic of the way the atmosphere works that this dynamic effect becomes inoperative as soon as the inversion has been destroyed by sufficient temperature increase after sunrise, and the air flow has changed its character by a vertical exchange of the air bodies. Similarly this subordinate wind system does not even commence during weather conditions a priori characterised by unstable air stratification, like cyclonic west weather, although under these conditions air currents

across the Rhine Rift Valley also occur. In those cases the wind direction in the valley is similar to that higher up, and the effect of mechanical deflection by the edges of the bordering mountains is slight and noticeable only during the night. No independent wind system originates as in the former case. These differences due to weather conditions are substantiated by the appended tables and maps.

The result throws light on a process within the windfield of the German Uplands, so far almost ignored, which, though less important geographically in comparison with the blocking or foehn effect, may nevertheless assume considerable importance for the air changes and the aerosol of the Rhine-Main basin with increasing industrialisation. It could be demonstrated by means of synoptic-climatological methods used by the author several times in previous papers.

Eine statistische Bearbeitung der Windbeobachtungen an meteorologischen Stationen pflegt nicht nur ein Abbild der wechselnden Wettersituationen zu geben, sondern spiegelt auch den mehr oder weniger großen Einfluß örtlicher Komponenten wider. Sieht man dabei einmal von den allerengsten lokalen und „persönlichen“ Umständen ab wie Aufstellung der Windfahne, Nähe von Gebäuden und hohen Bäumen, Eigenarten der Beobachter (z. B. Bevorzugung bestimmter Richtungsangaben, etwa der Hauptwindrichtungen gegenüber den Zwischenrichtungen), so verbleiben doch noch eine ganze Menge Beeinflussungsmöglichkeiten, die in der näheren und weiteren Umgebung ihre Ursache haben können. In erster Linie denkt

man dabei an die mechanische Windablenkung durch Gebirgszüge, Talränder usw., die für die Luftströmungen als Leitlinien wirken. Die Darstellungen der Windhäufigkeit in den vom Deutschen Wetterdienst herausgegebenen Klima-Atlanten süddeutscher Länder geben dafür zahlreiche Beispiele. Die Windverhältnisse des Rhein-Main-Gebietes sind dabei im „Klima-Atlas von Hessen“ (Bad Kissingen 1950) behandelt.

In einem Gebirgslande macht sich aber außer der reinen Windablenkung auch die Entstehung selbständiger Windsysteme geltend, angefangen vom einfachen thermischen Hangab- und Hangaufwind über die Berg- und Talwindzirkulationen zu den mehr großräumigen Ausgleichsbewegungen zwischen Gebirge und Ebene, bei denen neben den unterschiedlichen Wärmeverhältnissen auch schon die ungleiche Hebung von Druckflächen eine Rolle spielt (22). Charakteristisch für diese Windsysteme ist ihr tageszeitlicher Wechsel zwischen Tag und Nacht, der sie eindeutig den thermisch eingeleiteten Zirkulationen zuweist. Die Bedeutung solcher lokaler Winde für die allgemeine Windstatistik nimmt in Deutschland in dem Maße zu, wie die allgemeine, durch die Großwittersituation bedingte Windgeschwindigkeit mit wachsendem Abstand von den bevorzugten Zugstraßen der Tiefdruckgebiete abnimmt. Dabei wirkt auch das rauhere Relief Süddeutschlands mit. Während z. B. die mittlere Windgeschwindigkeit an der deutschen Nordseeküste rund 6 m/sec beträgt (Windstärke 4), wird die gleiche Geschwindigkeit im Rhein-Main-Gebiet nur auf dem Gipfel des Feldberges im Taunus, am Alpenrand sogar erst in Zugspitzhöhe erreicht (9). In den weiten Beckenlandschaften des süddeutschen Raumes dagegen liegen die Mittelwerte unter 3 m/sec, teilweise erheblich darunter (16). In demselben Maße, wie die Windgeschwindigkeit geringer wird, steigen aber auch die thermischen Einflüsse, eine Tendenz, die ungefähr mit dem klimatischen Kontinentalitätsgrad — wenn man ihn auf Grund des Wärmehaushaltes definiert — parallel geht. Auch die abnehmende geographische Breite mag dabei beteiligt sein. Alle diese Einflüsse wirken jedenfalls zusammen, um für die Entstehung lokaler, thermisch bedingter Windsysteme in den Mittelgebirgslandschaften Süddeutschlands relativ günstige Voraussetzungen zu schaffen.

Daß sich außer den genannten thermischen Wirkungen aber auch solche dynamischer Art einstellen, lassen Erscheinungen vermuten, die von den großen Hochgebirgszügen der Erde her bekannt sind. Trifft nämlich eine Luftströmung mit ausreichend großer Anströmgeschwindigkeit quer auf ein Gebirge, so erfolgt auf der Luvseite ein Stau, dem die Luft durch Ausweichen in die Höhe und

zur Seite nachgibt. Mit der Vertikalbewegung hängen die Stau- und Föhnerscheinungen zusammen. Das gleichzeitige Ausweichen in der Horizontalen, das in der Klimatologie bisher meist weniger beachtet worden ist, geschieht nach der Seite des niedrigeren Druckes hin und hat zur Folge, daß die Strömung über dem Gebirge und in seinem Vorstau eine antizyklonische, auf der Leeseite eine zyklonische Krümmung annimmt. Damit ist eine Deformation des Druckfeldes verbunden in dem Sinne, daß im Anstau die Neigung zur Ausbildung eines Hochdruckkeiles, auf der Leeseite eines Drucktroges entsteht (4). Dieser dynamische Effekt pflegt an den Alpen z. B. bei Föhnlagen deutlich hervorzutreten (vgl. Abb. 3). An den Rocky Mountains, die sich der Westströmung höherer Breiten auf großer Länge quer entgegenstellen, kann der leeseitige Drucktrog unter Umständen eine regelrechte Lee-Zyklogenese einleiten, da hier die geographischen Voraussetzungen für die Einbeziehung neuer, extrem kalter und warmer Luftmassen aus Nord und Süd besonders günstig sind (5, 11).

Die seitliche Ablenkung der Strömung beim Überschreiten eines Gebirgshindernisses ist nun um so stärker, je höher das Gebirge und je flacher die Luftströmung selbst ist (vgl. z. B. A. u. F. DEFANT, „Physikalische Dynamik der Atmosphäre“, S. 154—156, 1958) (3). Bei der geringen Höhe unserer Mittelgebirge, speziell im Rhein-Main-Gebiet, sollte man dabei meinen, daß ein solcher dynamischer Effekt überhaupt nicht bemerkbar werden kann. Und doch läßt sich ein Fall denken, bei dem zumindest die Mächtigkeit einer das Gebirge überströmenden Luftmasse praktisch als klein angenommen werden kann, nämlich dann, wenn es sich um eine Luftmasse unterhalb einer Temperaturinversion handelt, deren Obergrenze die Mittelgebirgsgipfel nicht sehr weit übersteigt. Tatsächlich ist dieser Fall gar nicht so selten. Die Inversion spielt dabei eine doppelte Rolle. Einmal behindert sie den Massenaustausch zwischen den unteren und höheren Schichten der Atmosphäre und infolgedessen die Übertragung von Bewegungsimpulsen. Andererseits wird — damit zusammenhängend — die Strömung unterhalb der Inversion mehr laminar als turbulent, sie haftet den Geländeformen besser an und das Ausweichen in die Höhe wird schwieriger, weil es Arbeit erfordert, die nicht mehr zum Teil aus der Thermik, sondern nur noch aus der Bewegung heraus geleistet werden kann. Dieser Luftkörper erfüllt daher wahrscheinlich rein qualitativ alle physikalischen Voraussetzungen, die für die Entstehung dynamischer Druck- und Strömungseffekte im Mittelgebirgsbereich erforderlich sind. Quantitativ gesehen wird man jedoch nur

mit wenig ins Auge tretenden Folgen rechnen können, weil die Höhenunterschiede eben doch zu gering sind und der beteiligte Luftkörper als Masse zu klein ist.

Es kann aber sein, daß dieser Mangel durch einen anderen Effekt ausgeglichen wird. Die Einbuße am Zusammenhang mit den höheren Atmosphärenschichten läßt nämlich die Luft unterhalb der Inversion sozusagen ein Eigenleben anfangen, bei dem sie sich der Corioliskraft weitgehend zu entziehen beginnt. Sie trachtet danach, dem Druckgefälle folgend direkt vom hohen zum tiefen Druck zu ziehen. Dieser Vorgang wird nun gerade durch die Kleinräumigkeit des Mittelgebirgsgefüges, nämlich durch die Kürze der Wegstrecken und durch die geringe Mächtigkeit des darin eingezwängten Luftkörpers unterstützt und man könnte daher fast sagen, daß das, an was es die Dynamik der Strömung auf der einen Seite wegen der Kleinheit der Höhenunterschiede fehlen läßt, wettgemacht wird durch das unmittelbarere Reagieren des bodennahen thermisch stabilen Luftkörpers auf Druckunterschiede.

Diese Überlegung zeigt, daß eine physikalisch-klimatologische Analyse der Windverhältnisse jedenfalls nicht ohne die Berücksichtigung der thermischen Schichtung in der Atmosphäre möglich ist. Infolgedessen hat die Untersuchung von drei Gesichtspunkten auszugehen:

1. dem durch die Wettersituation bedingten Druck- und Windfeld („geostrophischer Wind“);
2. der Temperaturschichtung in der sog. Grundschicht-Atmosphäre;
3. den orographischen Bedingungen des betrachteten Landschaftsraumes.

Alle drei Gesichtspunkte sind in ihrer Wirkung eng miteinander verknüpft.

Methodisch legt dieser Zusammenhang Verpflichtungen auf, die mit den üblichen klimatologischen Arbeitsverfahren nicht leicht zu erfüllen sind. Geht man zunächst von der Orographie aus, so erkennt man, daß wegen der Lage und Gestalt des Rhein-Main-Beckens im wesentlichen nur zwei Strömungsrichtungen in Betracht kommen, bei denen man dynamische Effekte erwarten sollte: die westliche bis nordwestliche und die östliche bis südöstliche Strömung. Schon eine oberflächliche Durchsicht der Westströmungslagen zeigt, daß hierbei ausgedehnte Inversionen äußerst selten sind. Diese Lagen sind überwiegend zyklonal und die beteiligten Luftkörper weisen oft instabile Temperaturgradienten auf, so daß die Bedingung der geringen Mächtigkeit einer das Rhein-Main-Gebiet überströmenden Luftmasse hierbei jedenfalls durchweg nicht gegeben ist.

Anders ist es bei Strömungen aus östlicher, vor allem südöstlicher Richtung, besonders wenn sie über dem Rhein-Main-Gebiet antizyklonal verlaufen, was oft der Fall ist. Die Voraussetzungen für die Entstehung von Inversionen werden hierbei nicht nur durch den Hochdruckeinfluß herbeigeführt, sondern werden durch die bei dieser Lage meist entstehende Zufuhr wärmerer Luftmassen in der Höhe aus südlicheren Breiten noch besonders verstärkt. Infolgedessen sind Inversionen bei antizyklonalen Südostströmungen gewöhnlich stärker ausgeprägt als bei zentralen Hochlagen selbst. Hier trifft also eine in bezug auf die Streichrichtung der Gebirgsränder günstige Strömungsrichtung mit der Voraussetzung einer starken Inversion zusammen.

Der Vergleich der beiden Strömungstypen zeigt also, daß es sich hierbei nicht nur um die Alternative zweier einander entgegengesetzter Windrichtungen handelt, sondern um Unterschiede, die sich implizite auf die gesamte thermische Schichtung der Atmosphäre, ferner auf die Luftdruckverteilung, die dabei auftretenden Windgeschwindigkeiten und sonstige Wettererscheinungen erstrecken. Dies wurde an Hand von Wetterkarten, der Messungen von Flugzeugaufstiegen und zahlreicher Bodenstationen für den Zeitraum 1936 bis 1938 untersucht. Es sind die einzigen Jahrgänge, für die das Deutsche Meteorologische Jahrbuch Aufstiegsdaten von Flugzeugen enthält. Von den insgesamt 1096 Tagen dieses Zeitraums wurden nach den Wetterkarten 429 in die Gruppe „West“ und 136 in die Gruppe „Südost“ eingegliedert. Die übrigen Tage entfielen mehr oder weniger auf Übergangssituationen, bei denen entweder die zyklonale Westlage durch ein nachfolgendes Hoch beendet wurde (355 Tage) oder die antizyklonale Südostlage durch Zurückweichen nach Osten allmählich wieder zyklonalem Einfluß Platz machte (176 Tage). Die den vier Kollektiven entsprechenden Wetterlagen wurden in den Abbildungen 1—4 zur Darstellung gebracht. Sie werden weiter unten behandelt.

Eine Auszählung der Inversionen bei Frühaufstiegen in Frankfurt a. M. ergab nun zunächst, daß die Südostlagen tatsächlich in 98% der Fälle Inversionen mit einer Temperaturzunahme von mindestens 2°C aufwiesen, die Westlagen aber nur in 8% der Fälle. Dabei trat noch der charakteristische Unterschied zutage, daß bei den wenigen Inversionen der Westlagen die Temperaturumkehr überwiegend erst oberhalb 500 m, meist sogar erst oberhalb 1500 m anfang, während die Inversionen bei den Südostlagen in dreiviertel aller Fälle unterhalb 500 m, meist aber schon am Boden begannen. Auch erreichte die Temperaturzunahme bei den Westlagen, wenn sie auftrat,

nur geringe Beträge; dagegen waren bei den Südostlagen in der Hälfte aller Inversionen Temperaturzunahmen von mindestens 5° , und noch in 12% der Fälle Temperaturzunahmen von mindestens 10° festzustellen. Die durchschnittliche Temperaturschichtung zeigt Tabelle 1.

Während die Westlagen eine durchgehende Temperaturabnahme vom Boden bis 5000 m zeigen, ist bei den Südostlagen in den Frühaufstiegen vom Boden beginnend eine Temperaturzunahme erkennbar, derzufolge die Mitteltemperatur in 1000 m noch um 3° über der Temperatur am Boden liegt. Die Höhenstufe von 1000 m, die hier nach ungefähr die mittlere Obergrenze der Inversion bei den Südostlagen darstellt, übersteigt die Randgebirge des Rhein-Main-Beckens um etwa 500 m, den Feldberg im Taunus um etwa 150 m.

Andererseits zeigt die Tabelle, daß diese für einen Durchschnitt aus 121 Aufstiegen recht beachtliche Inversion bei den Nachmittagsaufstiegen völlig verschwunden ist. Das ist eine sehr bemerkenswerte Tatsache, die für den hier zu untersuchenden Fall, wie noch gezeigt werden wird, große Bedeutung hat. Leider sind die Früh- und Nachmittagsaufstiege insofern nicht ganz vergleichbar, als das Kollektiv der Nachmittagsaufstiege jeweils nur etwa halb so groß ist wie das der Frühauf-

stiege. Das heißt: nicht für jeden Tag, an dem morgens ein Flugzeugaufstieg gestartet wurde, liegt auch ein Nachmittagsaufstieg vor. Auch ist nicht für alle Tage mit Nachmittagsaufstieg immer auch ein Frühaufstieg vorhanden gewesen.

Wieweit das Nachmittagskollektiv von dem Frühkollektiv abweicht, läßt sich jedoch ungefähr abschätzen, wenn man die zur Verfügung stehenden mittleren täglichen Temperaturmaxima am Boden für Tage mit Frühaufstiegen und für Tage mit Nachmittagsaufstiegen vergleicht (Tab. 2).

Tabelle 2: Mittleres Temperaturmaximum in 2 m Höhe über dem Boden an den Tagen mit Frühaufstiegen und an den Tagen mit Nachmittagsaufstiegen in Frankfurt a. M., 1936—1938

Tage mit	zyklonalen Westlagen	antizyklonalen Ostlagen	Gesamtmittel
a) Frühaufstiegen	13,6	15,0	14,1
b) Nachmittagsaufstiegen	16,4	17,2	16,7
Differenz b — a	+ 2,8	+ 2,2	+ 2,6

Tabelle 1: Mittlere Temperaturwerte in verschiedenen Höhenstufen bei zyklonalen Westlagen und antizyklonalen Südostlagen nach Flugzeugaufstiegen in Frankfurt a. M., 1936—1938

a) Frühaufstiege	Zyklonale Westlagen		Antizyklonale Südostlagen		Mittel aller Frühaufstiege
	Temperatur	Abweichung vom Mittel	Temperatur	Abweichung vom Mittel	
Boden (100 m über NN)	9,1	+ 1,3	5,8	— 2,0	7,8
200 m	8,9	+ 1,0	6,3	— 1,6	7,9
500 m	7,7	0,0	8,0	+ 0,3	7,7
1000 m	5,1	— 0,7	8,8	+ 3,0	5,8
2000 m	— 0,6	— 1,6	4,2	+ 3,2	1,0
3000 m	— 5,9	— 1,6	— 1,5	+ 2,8	— 4,3
4000 m	— 11,8	— 1,6	— 7,9	+ 2,3	— 10,2
5000 m	— 18,5	— 1,7	— 14,5	+ 2,3	— 16,8
Anzahl der Aufstiege	356		121		927
b) Nachmittagsaufstiege	Zyklonale Westlagen		Antizyklonale Südostlagen		Mittel aller Nachmittagsaufstiege
	Temperatur	Abweichung vom Mittel	Temperatur	Abweichung vom Mittel	
Boden (100 m über NN)	15,0	— 0,5	16,2	+ 0,7	15,5
200 m	14,6	— 0,5	15,9	+ 0,8	15,1
500 m	12,4	— 0,6	14,1	+ 1,1	13,0
1000 m	8,7	— 0,9	11,3	+ 1,7	9,6
2000 m	1,9	— 1,5	5,8	+ 2,4	3,4
3000 m	— 3,3	— 1,4	— 0,2	+ 1,7	— 1,9
4000 m	— 9,0	— 0,9	— 6,6	+ 1,5	— 8,1
5000 m	— 15,8	— 1,0	— 13,8	+ 1,0	— 14,8
Anzahl der Aufstiege	179		63		473

Hieraus geht hervor, daß die Tage mit Nachmittagsaufstiegen, beurteilt nach dem Temperaturmaximum am Boden, im Durchschnitt um $2,6^{\circ}\text{C}$ zu warm waren (bei Westlagen um $2,8^{\circ}$, bei Ostlagen um $2,2^{\circ}$). Offenbar handelt es sich also bei den Nachmittagsaufstiegen um eine „Schönwetterauswahl“. Doch könnte man mit Hilfe dieser Angaben unter dem Vorbehalt, daß sich wenigstens die Temperaturschichtung als solche nicht oder nicht wesentlich geändert hat, eine Art Reduktion des Kollektivs der Nachmittagsaufstiege auf das der Frühaufstiege vornehmen. Würde man im Mittel z. B. 2° nehmen, bei den Ostlagen 1° und bei den Westlagen $2\frac{1}{2}^{\circ}$, so käme man in Höhen über 2000 m ziemlich genau auf die Temperaturwerte der Frühaufstiege.

Besser vergleichbar als die Temperaturwerte selbst sind daher zweifellos die Temperaturgradienten (Tabelle 3). Negative Werte bedeuten Temperaturzunahme, positive Werte Temperaturabnahme mit der Höhe.

untersten Schicht vom Boden bis 200 m bei den Nachmittagsaufstiegen so verhältnismäßig klein sind, obwohl sie dort doch am größten sein sollten. Das erklärt sich daraus, daß die „Nachmittagsaufstiege“ oft erst gegen Abend geflogen wurden, zu einem Zeitpunkt, in dem sich manchmal schon wieder eine neue kleine Bodeninversion gebildet hat. Würde man das Temperaturmittel in 200 m Höhe etwa mit dem in Tabelle 2 b) angegebenen nachmittäglichen Maximum der Temperatur am Boden vergleichen, so erhielte man für die unterste Schicht folgende maximale Gradienten (auf 100 m): bei Westlagen $+1,8^{\circ}$, bei Ostlagen $+1,3^{\circ}$ und im Gesamtmittel $+1,6^{\circ}$, d. h. also in jedem Falle überadiabatische Werte, wie man sie auch erwarten müßte, wenn die starke Änderung der Temperaturschichtung vom Morgen bis zum Nachmittag überhaupt verständlich werden soll.

Um jeden Zweifel auszuschließen, daß die Mittelbildung (die hier zwar ein „gezieltes“ Mittel

Tabelle 3: Mittlere vertikale Temperaturgradienten in $^{\circ}\text{C}$ pro 1000 m bei Früh- und Nachmittagsaufstiegen in Frankfurt a. M., 1936—1938

	Zyklonale Westlagen		Antizyklonale Ostlagen		Gesamtmittel	
	Frühaufstiege	Nachmittagsaufstiege	Frühaufstiege	Nachmittagsaufstiege	Frühaufstiege	Nachmittagsaufstiege
Boden bis 200 m	+ 1,4	+ 4,7	— 5,7	+ 3,0	— 1,0	+ 4,3
200 m bis 500 m	+ 4,1	+ 7,1	— 5,5	+ 6,1	+ 0,6	+ 6,8
500 m bis 1000 m	+ 5,3	+ 7,4	— 1,6	+ 5,5	+ 3,9	+ 6,9
1000 m bis 2000 m	+ 5,7	+ 6,9	+ 4,6	+ 5,5	+ 4,8	+ 6,1
2000 m bis 3000 m	+ 5,3	+ 5,1	+ 5,6	+ 6,1	+ 5,2	+ 5,2
3000 m bis 4000 m	+ 5,9	+ 5,8	+ 6,5	+ 6,4	+ 5,9	+ 6,2
4000 m bis 5000 m	+ 6,7	+ 6,7	+ 6,6	+ 7,2	+ 6,6	+ 6,7
Anzahl der Aufstiege	356	179	121	63	927	473

Hierbei ergibt sich, daß von der Höhengschicht 2000 m bis 3000 m an die Gradienten bei Früh- und Nachmittagsaufstiegen kaum noch verschieden sind. Bis zu dieser Höhe reicht im Mittel offenbar die Wirkung der täglichen Wärmekonvektion, einer Höhe also, die die der Mittelgebirge bei weitem übersteigt. Wenn infolgedessen im vorgehenden von der Möglichkeit die Rede war, daß die Randgebirge des Rhein-Main-Beckens bei Südostlagen von einem Luftkörper überweht werden, der im Sinne der DEFANTSchen Ableitung nur eine geringe Mächtigkeit hat, so trifft das im Mittel jedenfalls nur für die Nachtzeit zu, nicht dagegen für die Tageszeit, in der die Wärmekonvektion und damit der vertikale Massenaustausch bis weit über das Gipfelniveau der Mittelgebirge hinaus wirksam ist.

Eine kleine Erläuterung ist noch darüber notwendig, daß die Temperaturgradienten in der

ist, weil es nur für den jeweils speziellen Fall der West- oder Südostlage gebildet wurde) vielleicht wesentliche jahreszeitliche Unterschiede unterdrückt haben könnte, werden in Tabelle 4 noch die Durchschnittswerte für Winter, Frühjahr, Sommer und Herbst mitgeteilt. Die Nachmittagskollektive sind hierbei allerdings schon sehr klein geworden. Zum Vergleich werden die Temperaturmaxima am Boden (entsprechend Tabelle 2) mit angegeben.

Tabelle 4 bestätigt, daß die ausgeprägte Stabilität der Temperaturschichtung bei den Südostlagen durch alle Jahreszeiten hindurch in den Frühaufstiegen erhalten bleibt, daß sie aber bei den Nachmittagsaufstiegen ganz verschwunden ist, selbst im Winter. Das ist klimatisch eine sehr aufschlußreiche Tatsache, daß selbst unter den winterlichen Strahlungsbedingungen unserer Breiten, bei denen die Ausstrahlung insgesamt bei wei-

Tabelle 4: Mittlere Temperaturwerte in verschiedenen Höhenstufen bei zyklonalen Westlagen und antizyklonalen Südostlagen nach Flugzeugaufstiegen in Frankfurt a. M., 1936—1938

a) Zyklonale Westlagen

	Winter		Frühjahr		Sommer		Herbst	
	Früh-aufstiege	Nachmittags-aufstiege	Früh-aufstiege	Nachmittags-aufstiege	Früh-aufstiege	Nachmittags-aufstiege	Früh-aufstiege	Nachmittags-aufstiege
Boden-Maximum	6,6	7,0	13,2	14,8	20,9	20,9	12,9	13,5
Boden (100 m über NN)	4,0	6,0	7,7	13,4	12,9	19,0	9,0	12,7
200 m	3,9	5,7	7,4	13,0	12,6	18,3	8,9	12,4
500 m	3,0	3,8	6,0	10,7	11,2	16,1	7,9	10,3
1000 m	0,3	0,7	2,8	6,6	9,0	12,4	5,4	6,8
2000 m	— 5,2	— 5,5	— 2,6	— 0,5	4,5	4,9	0,4	0,7
3000 m	— 11,0	— 11,9	— 8,3	— 5,8	— 0,7	— 0,0	— 4,6	— 4,0
4000 m	— 17,5	— 17,9	— 14,6	— 12,0	— 6,0	— 5,4	— 10,2	— 10,4
5000 m	— 24,2	— 24,7	— 21,8	— 18,9	— 12,1	— 11,8	— 16,9	— 17,5
Anzahl der Aufstiege	87	18	81	34	97	78	91	49

b) Antizyklonale Südostlagen

	Winter		Frühjahr		Sommer		Herbst	
	Früh-aufstiege	Nachmittags-aufstiege	Früh-aufstiege	Nachmittags-aufstiege	Früh-aufstiege	Nachmittags-aufstiege	Früh-aufstiege	Nachmittags-aufstiege
Boden-Maximum	3,8	5,7	18,4	19,1	27,1	26,3	15,0	16,5
Boden (100 m über NN)	— 1,6	5,3	4,5	18,3	16,1	24,9	6,3	15,7
200 m	— 1,3	5,0	5,4	18,1	16,3	24,3	7,1	15,6
500 m	— 0,2	3,4	7,8	16,1	17,3	22,0	9,3	14,0
1000 m	+ 2,1	2,7	8,3	12,3	16,0	18,0	10,2	11,7
2000 m	— 0,6	0,8	2,4	5,3	9,7	9,8	6,6	6,8
3000 m	— 5,9	— 4,6	— 4,1	— 2,0	3,3	3,2	1,2	1,6
4000 m	— 12,8	— 11,4	— 10,5	— 8,6	— 3,2	— 2,5	— 5,0	— 4,5
5000 m	— 20,1	— 18,5	— 16,9	— 15,8	— 9,5	— 9,9	— 11,6	— 11,1
Anzahl der Aufstiege	35	14	23	15	26	15	37	19

tem überwiegt, die Einstrahlung um die Mittagszeit doch ausreicht, um die meisten Inversionen zu zerstören.

Bemerkenswert ist die starke Temperaturumkehr im Winter und Herbst, derzufolge sogar noch in 2000 m Höhe die Temperaturmittel über dem Bodenwert liegen. Das hat seine Ursache darin, daß der Gegensatz zwischen den in der Höhe zugeführten wärmeren Luftmassen südlicher Herkunft und der Abkühlung der bodennahen Schicht in der kälteren Jahreshälfte besonders groß ist, ein Gegensatz, der sich bei der raschen Erwärmung des Erdbodens im Frühjahr und vor allem im Sommer erheblich mildert. Im Unterschied dazu herrscht bei den zyklonalen Westlagen in allen vier Jahreszeiten eine rasche vertikale Temperaturabnahme, die sich mit wachsenden Höhenstufen noch verstärkt.

Um die zu den gegensätzlichen Temperaturschichtungen gehörige Luftdruckverteilung im Bo-

denniveau darzustellen, wurden für den europäischen Raum die schon erwähnten Darstellungen der Abbildungen 1 bis 4 entworfen. Methodisch entstanden die Karten so, daß nach Fünfgadfeldern die Häufigkeit von hohem (>1020 mb) und tiefem (<1000 mb) Luftdruck nach Wetterkarten ausgezählt und in Prozenten der Gesamtzahl der Fälle ausgedrückt wurde. Es sind also reine Häufigkeitsdarstellungen, nicht Mittelwerte des Luftdrucks. Sie erbrachten bei den Südostlagen ein Hoch mit einem Maximum über Polen und tiefen Druck über dem Atlantik, so daß sich hierbei für das Rhein-Main-Gebiet eine Randlage ergibt mit einer in Bodennähe aus Südost gerichteten Strömung. Diese Situation ist oft fast stationär; häufiger bedeutet sie den Beginn der Überleitung zu einer mehr zonalen Zirkulation (Übergangslage HT).

Bei den Westlagen ergab die Auszählung einen Tiefkern über der Nordsee mit einem sekundären

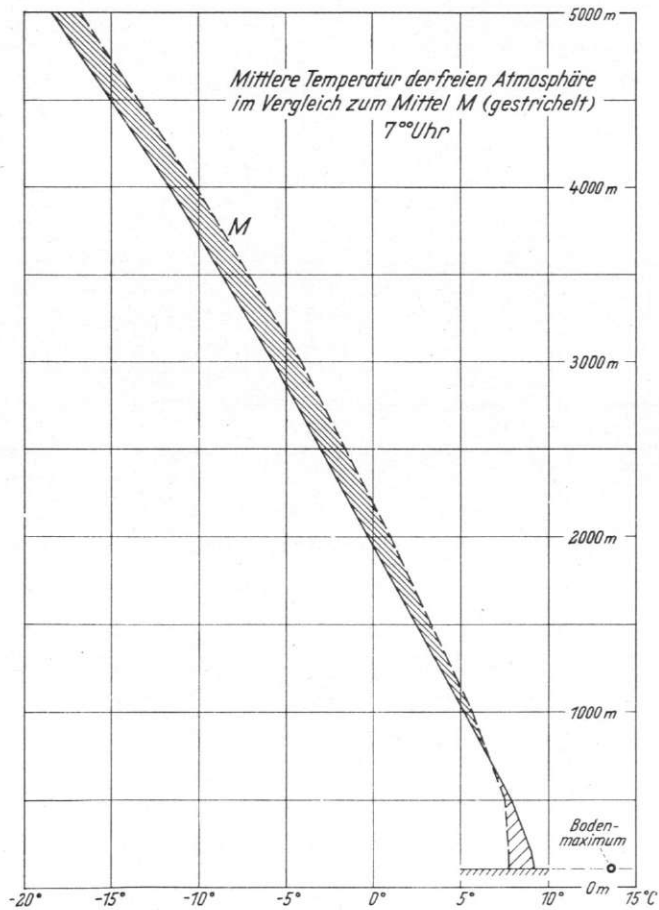
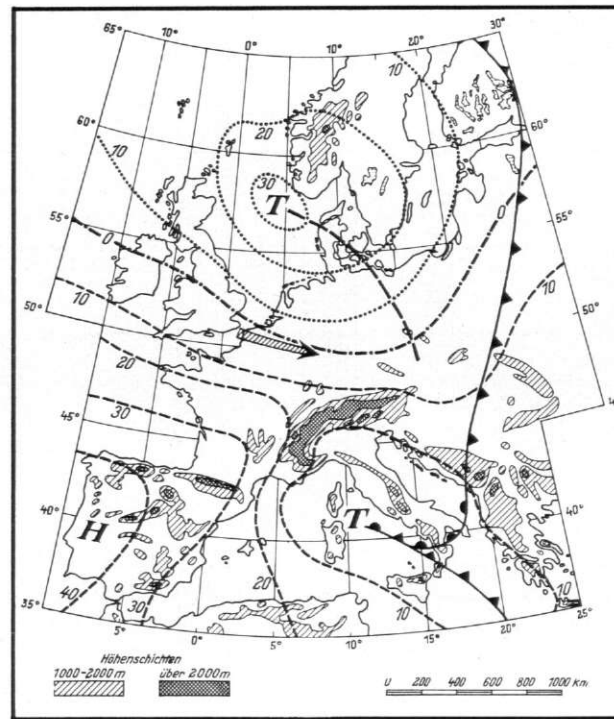
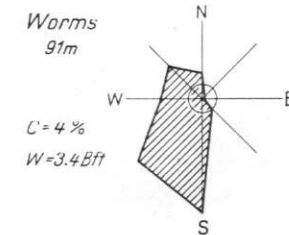
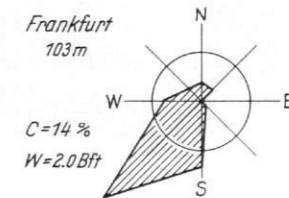
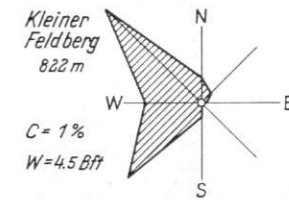


Abb. 1
Zyklonale Westlage (T)
7⁰⁰Uhr



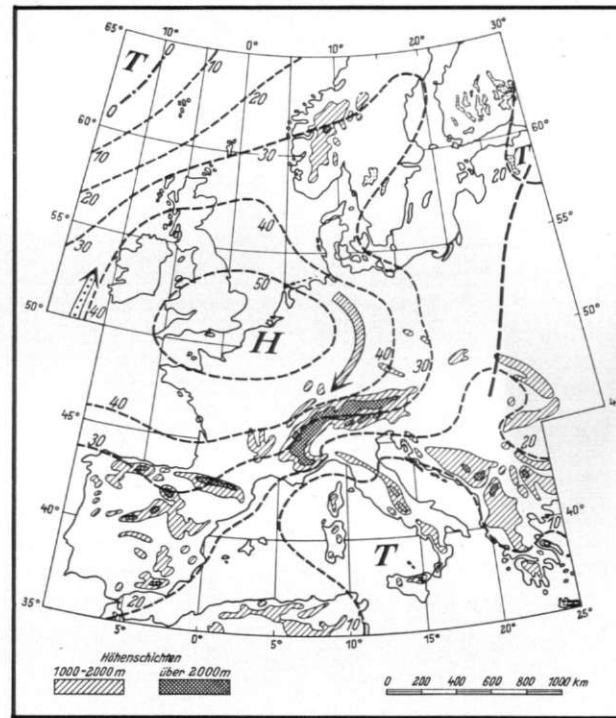
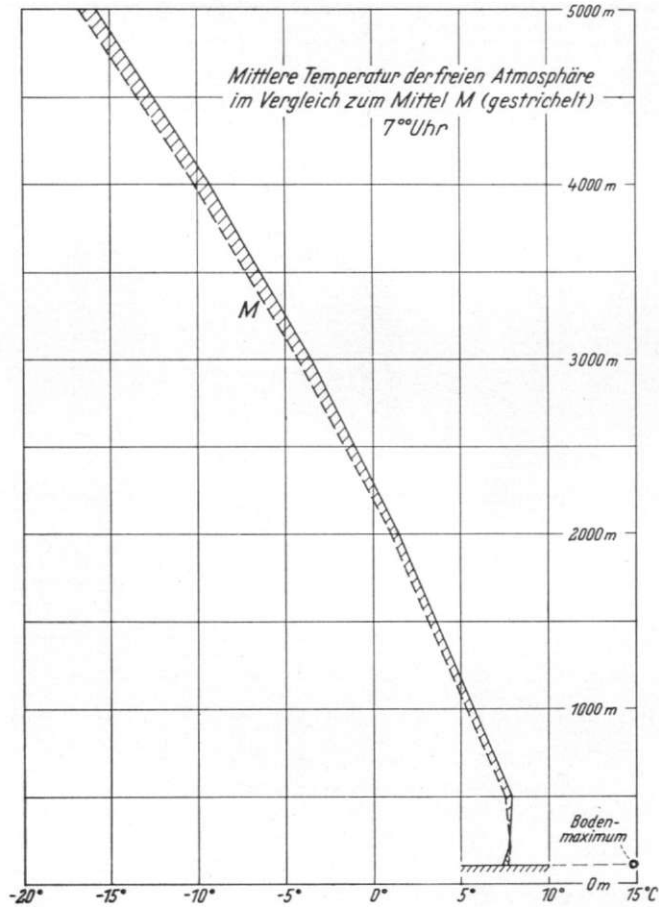
Mittlere relative Häufigkeit von hohem (>1020 mb) und tiefem (<1000 mb) Luftdruck in Prozenten
>1020 mb gestrichelt, <1000 mb gepunktet, an der Null-Linie ist die Häufigkeit von beiden gleich. Pfeil bedeutet allgemeine Strömungsrichtung.

Mittlere Windverteilung in %
7⁰⁰Uhr

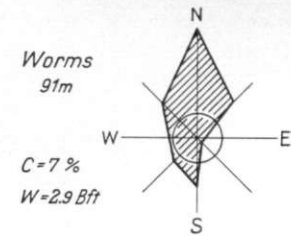
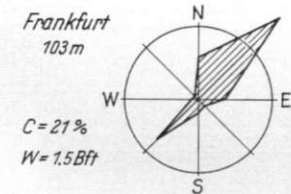
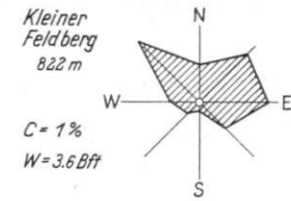


C = Anzahl der Windstillen in %
W = Mittlere Windstärke (nach Beaufort)

Abb. 2
 Übergangslage I (T → H)
 7⁰⁰Uhr



Mittlere Windverteilung in %
 7⁰⁰Uhr



C = Anzahl der Windstillen in %
 W = Mittlere Windstärke (nach Beaufort)

Tief über dem Mittelmeer, während sich von Südwesten her über Spanien ein Ausläufer des Azorenhochs vorschiebt. Hierbei herrscht über dem Rhein-Main-Gebiet eine Luftströmung aus westlichen Richtungen. Daß es sich um eine Kaltluftadvektion handelt, ergibt sich aus der am linken Rand der Abbildung dargestellten mittleren Temperaturschichtung für diese Lagen. Bei den Südostströmungen war es dagegen eine Warmluftadvektion, die — wie die Darstellung zeigt — besonders in den mittleren Schichten große positive Abweichungen erbrachte. Infolgedessen schien es berechtigt, in die Abbildungen auch die mutmaßliche mittlere Lage der Fronten und Luftmassengrenzen mit einzutragen. Man könnte bei der Betrachtung der Wetterlagen in Abb. 1 bis 4 an einen mittleren regelmäßigen Turnus der Aufeinanderfolge von a) zyklonaler Westlage, b) Übergangslage I mit Hoch von Westen, c) antizyklonaler Südostlage, d) Übergangslage II mit zurückweichendem Hoch nach Osten und erneuter Westlage denken, so als ob mittels Zeitraffer aus dem Fluß der Zyklonen und Antizyklonen vier bestimmte Stadien festgehalten worden wären. Dieser Turnus kann so sein, meist ist aber die Aufeinanderfolge in dieser Strenge nicht erfüllt, weil die Stadien c) und d) normalerweise rascher als a) und b) durchlaufen werden. Sonst müßten alle vier Typen mit der gleichen Häufigkeit beteiligt sein. Tatsächlich betrug aber die Anzahl der Typen von insgesamt 1096 Tagen des dreijährigen Zeitraumes bei

a) 429 Tage = 39%, c) 136 Tage = 13%,
b) 355 Tage = 32%, d) 176 Tage = 16%.

Erst wenn man c) und d) zusammenfassen würde, was hinsichtlich der Zeitfolge naheliegender wäre, käme man zu einer einigermaßen gleichmäßigen prozentischen Verteilung. Das zeigt, daß die stationäre, antizyklonale Südostlage c) ein Sonderfall der Wetterlagenfolge ist, wie er in dieser ausgeprägten Form eben nicht so oft vorkommt. Das Verhältnis zur Häufigkeit der Westlagen beträgt 1 : 3.

Der rechte Kartenrand der Abb. 1 bis 4 enthält nun die zugehörigen Darstellungen der Windverteilung für den Kleinen Feldberg (822 m), Frankfurt a. M. (103 m) und Worms (91 m) von 7 Uhr morgens. Nimmt man die Windverteilung auf dem Feldberggipfel als die durch die Wettersituation gegebene an, so wird an dem Beispiel von Frankfurt und Worms ersichtlich, welche starken Abwandlungen die Winde der bodennahen Schicht durch die Geländegestaltung im Rhein-Main-Gebiet erfahren. Bei den zyklonalen Westlagen (Abb. 1) kommt der Wind auf dem Feldberg aus südwestlicher bis nordwestlicher Richtung. Schon in Frankfurt ist die Nordwest-Komponente im Schutze des Taunus fast gänzlich verschwunden.

Hier dominieren absolut die Winde aus Südwest, die etwa der Streichrichtung des Taunus und Rheingau-Gebirges entsprechen. Aber auch Südwinde sind in Frankfurt schon relativ häufig, und in Worms, in der Nachbarschaft des nordsüdlich verlaufenden Odenwaldrandes, tritt die südliche Richtung vollends an die erste Stelle.

Noch erstaunlicher sind die Abweichungen bei Südostströmungen (Abb. 3). Auf dem Feldberg zeigt sich das Überwiegen der südöstlichen Windrichtung noch sehr viel eindeutiger als das der westlichen Winde bei zyklonalen Lagen, bei denen neben West- und Südwestwinden in starkem Maße auch Nordwestwinde beteiligt sind. Das ist offenbar ein Hinweis dafür, daß sich die Südostsituation straffer definieren läßt als die Westlage, bei der die Strömung je nach dem augenblicklichen Standort des Tiefzentrums zwischen Südwest und Nordwest schwanken kann. Ebenso eindeutig aber, wie sich die Häufigkeit der Winde bei Südostlagen auf dem Feldberg ganz auf die südöstliche Richtung konzentriert, überwiegen in Frankfurt mit großer Prägnanz Nordostwinde, in Worms a. Rh. aber Nordwinde bis Nordwestwinde. Hier in Worms ist also die lokale Strömung zur Oberströmung in Feldberghöhe schon fast gegenläufig geworden. Ähnlich ist die Windverteilung an den weiter südwärts gelegenen Stationen in Mannheim und Mutterstadt.

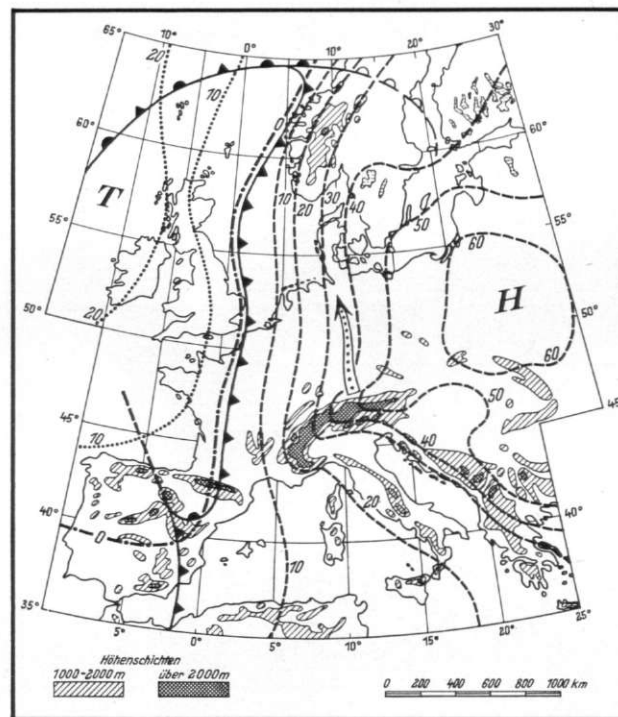
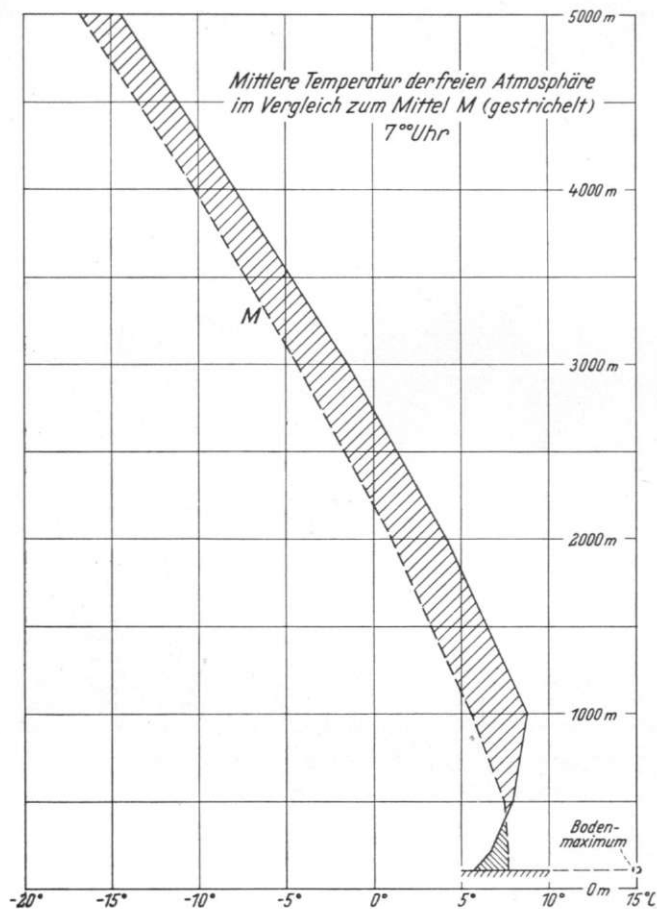
Betrachtet man dazu nun noch Orte, die mehr am Gebirgsrande liegen, wie Dirmstein und Bad Dürkheim auf der Westseite, Heidelberg, Auerbach und Dettingen auf der Ostseite des Rhein-Main-Beckens, so erhält man Windverteilungen, die eine ganz lokale Zirkulation und zwar offenbar in zyklonalem Sinne aufweisen, welche mit der Oberströmung scheinbar in gar keinem Zusammenhang mehr steht (Tabelle 5a). Letztere wird durch die Bergstationen Kleiner Feldberg am Nordende, Königstuhl und Kalmit am Süden des Rhein-Main-Gebietes repräsentiert (Tabelle 5b); ihre Windverteilungen zeigen, daß die Bodenwinde bereits in Gipfelhöhe durch eine vorwiegend südöstliche Strömung überlagert wird, wie sie der allgemeinen Wettersituation entspricht.

Auffallend ist an Tabelle 5, daß sich die unterstrichenen höchsten Prozentwerte von Station zu Station auf eine andere Windrichtung verschieben und schließlich die ganze Windrose durchlaufen. Das zeigt, daß im Rhein-Main-Becken eine Strömungskonvergenz vorhanden sein muß, die sicher teilweise thermisch bedingt ist (Berg- und Talwindzirkulation), teilweise aber auch als Folge eines dynamischen Druckeffektes im Lee des Odenwaldes bei antizyklonaler Südostströmung und unter dem Vorhandensein einer starken Temperaturinversion aufgefaßt werden kann. Ver-

Abb.3

Antizyklonale Südostlage (H)

7⁰⁰Uhr



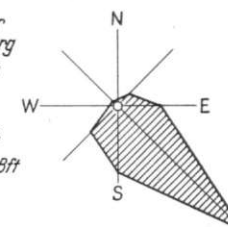
Mittlere relative Häufigkeit von hohem (>1020 mb) und tiefem (<1000 mb) Luftdruck in Prozenten

>1020 mb gestrichelt, <1000 mb gepunktet, an der Null-Linie ist die Häufigkeit von beiden gleich. Pfeil bedeutet allgemeine Strömungsrichtung.

Mittlere Windverteilung in % 7⁰⁰Uhr

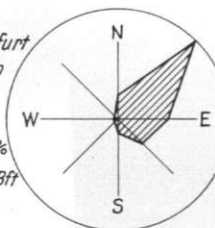
Kleiner Feldberg
822 m

C = 1%
W = 3.6 Bft



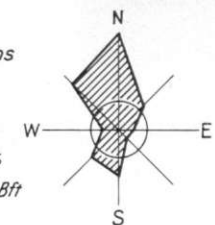
Frankfurt
103 m

C = 32%
W = 1.0 Bft



Worms
91 m

C = 8%
W = 2.2 Bft



C = Anzahl der Windstillen in %
W = Mittlere Windstärke (nach Beaufort)

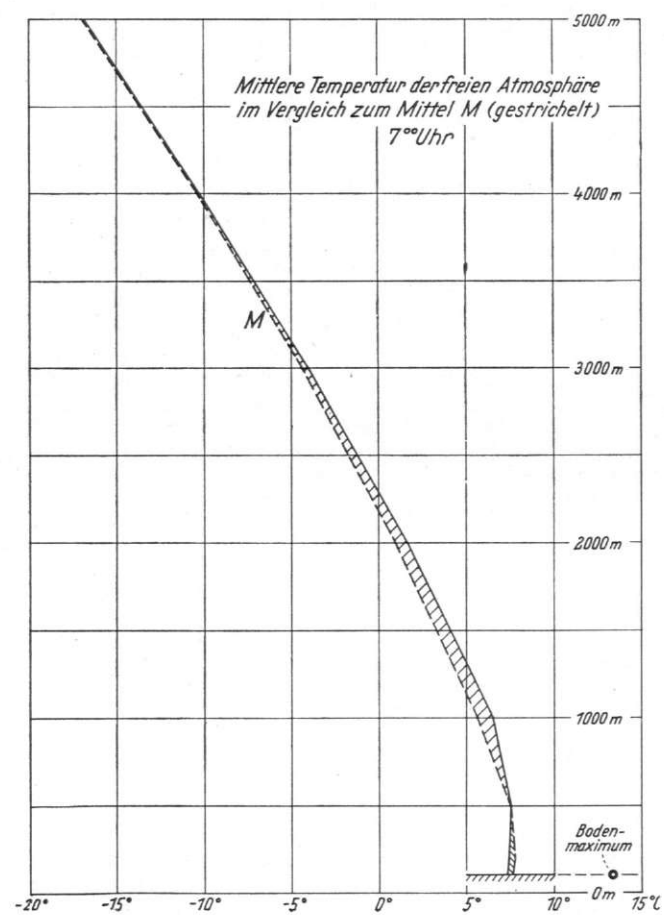
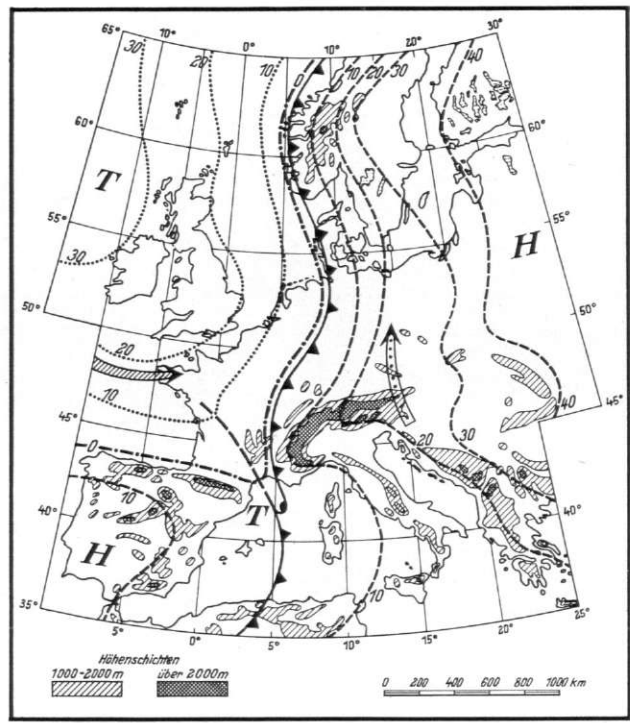
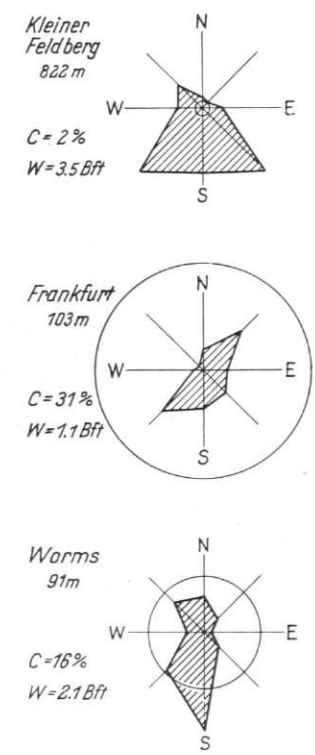


Abb. 4
Übergangslage II (H → T)
7^oUhr



Mittlere relative Häufigkeit von hohem (>1020 mb) und tiefem (<1020 mb) Luftdruck in Prozenten
>1020 mb gestrichelt, <1020 mb gepunktet, an der Null-Linie ist die Häufigkeit von beiden gleich. Pfeil bedeutet allgemeine Strömungsrichtung.

Mittlere Windverteilung in %
7^oUhr



C = Anzahl der Windstillen in %
W = Mittlere Windstärke (nach Beaufort)

Tabelle 5: Häufigkeit der Windrichtungen im Rhein-Main-Gebiet um 7.00 Uhr bei antizyklonalen Südostlagen 1936—1938 in Prozenten (C = Windstille; der höchste Prozentwert ist fett gedruckt)

a) Talstationen (von Nord nach Süd)	E	SE	S	SW	W	NW	N	NE	C	Σ %
<i>Nordseite:</i>										
Gelnhausen (170 m)	7	4	1	29	2	1	2	52	2	100
Frankfurt a. M. (103 m)	14	9	4	1	.	1	7	32	32	100
<i>Mitte:</i>										
Worms (91 m)	4	3	13	11	4	19	28	10	8	100
Mannheim (96 m)	.	1	11	17	11	11	24	13	12	100
Mutterstadt (96 m)	.	15	7	18	1	32	7	4	16	100
<i>Westseite:</i>										
Dirmstein (105 m)	.	5	12	11	25	19	12	1	15	100
Bad Dürkheim (142 m)	4	4	4	27	24	4	1	5	27	100
<i>Ostseite:</i>										
Dettingen (110 m)	22	27	1	2	1	8	13	17	9	100
Auerbach (117 m)	59	7	8	1	2	2	6	8	7	100
Heidelberg (114 m)	48	14	1	1	1	7	1	16	11	100
b) Bergstationen	E	SE	S	SW	W	NW	N	NE	C	%
<i>Nordseite:</i>										
Kleiner Feldberg (822 m)	9	50	19	11	2	2	1	5	1	100
<i>Westseite:</i>										
Kalmit (673 m)	27	30	10	16	7	1	.	8	1	100
<i>Ostseite:</i>										
Königstuhl (563 m)	16	63	5	7	1	1	.	3	4	100

stärkt wird diese Zirkulation durch den Stau an dem quer zur Südostrichtung verlaufenden Taunusgebirge. Beide Erscheinungen, der Lee-Effekt auf der Westseite des Odenwaldes und der Luv-Effekt auf der Südostseite des Taunus wirken offenbar zusammen, um dieses eigenartige, geländebedingte Strömungssystem anzuregen und in Gang zu halten. Die bodennahe Luft folgt ihm um so eher, als sie den engen Kontakt mit der Oberströmung verloren hat und der Corioliskraft nicht mehr gehorcht.

Diese lokale Zirkulation wird nun aber ganz entscheidend gestört, sobald unter der Wirkung der Einstrahlung die Wärmekonvektion einsetzt und die Inversion zum Verschwinden bringt. Um dies zu zeigen, sind in Tabelle 6 die Windverteilungen des 14-Uhr-Termins zusammengestellt. Es sind die gleichen Stationen in der gleichen Reihenfolge benutzt wie in Tabelle 5.

Aus der am Morgen von Norden nach Süden gerichteten Strömung ist bei den Talstationen am Nachmittag eine Strömung von Süd nach Nord geworden, die sich mehr der Oberströmung anpaßt. Lediglich in den breiten Talausgängen des Odenwaldes, die unter den gegebenen Bedingungen eine östliche Windrichtung provozieren, sind

zwischen Morgen und Nachmittag wesentliche Unterschiede nicht erkennbar, ebenso auch nicht an den Bergstationen. Daß es sich bei der Umstellung der Zirkulation im Rhein-Main-Becken um eine Wirkung des Massenaustausches handelt, geht auch aus den tageszeitlichen Änderungen der Windstärke hervor, wie aus Tabelle 7 zu entnehmen ist.

Bei den Talstationen nimmt die Windstärke entsprechend der Theorie von A. WAGNER tagsüber zu, bei den Bergstationen ab (21). Daß z. B. Heidelberg hierbei aus dem Rahmen fällt, liegt daran, daß in diesem Falle der Talwind einfluß im Neckartal der Südostströmung und dem mit täglichen Anwachsen der Windgeschwindigkeit entgegenwirkt; ähnlich ist es in Gelnhausen am Ausgange des Kinzigtales. Insgesamt ist auffallend, daß die Geschwindigkeitszunahme vom Morgen bis zum Nachmittag überhaupt so gering ist. Der Grund ist eben darin zu erblicken, daß der bodennahe, unter der nächtlichen Inversion befindliche Luftkörper nicht stagniert, sondern daß er, sobald er eine gewisse Mächtigkeit erreicht hat, zum tiefen Druck hin abzufließen beginnt.

Am ehesten kann man noch am Abend von einer Stagnation sprechen, wenn der Neuaufbau

Tabelle 6: Häufigkeit der Windrichtungen im Rhein-Main-Gebiet um 14.00 Uhr bei antizyklonalen Südostlagen 1936—1938 in Prozenten (C = Windstille; Höhenangaben in Tabelle 5)

a) Talstationen (von Nord nach Süd)	E	SE	S	SW	W	NW	N	NE	C	Σ %
<i>Nordseite:</i>										
Gelnhausen	9	16	9	37	4	1	1	22	1	100
Frankfurt a. M.	15	23	14	8	2	3	6	16	13	100
<i>Mitte:</i>										
Worms	6	13	20	8	4	12	11	15	11	100
Mannheim	3	6	14	33	7	10	13	7	7	100
Mutterstadt	9	41	10	11	.	17	5	6	1	100
<i>Westseite:</i>										
Dirmstein	8	16	36	7	10	5	12	4	2	100
Bad Dürkheim	12	15	23	10	1	1	2	9	27	100
<i>Ostseite:</i>										
Dettingen	32	32	2	4	1	7	5	16	1	100
Auerbach	18	15	29	6	11	4	10	1	6	100
Heidelberg	30	14	7	4	8	8	4	15	10	100
b) Bergstationen	E	SE	S	SW	W	NW	N	NE	C	Σ %
<i>Nordseite:</i>										
Feldberg	7	43	26	14	3	4	1	1	1	100
<i>Westseite:</i>										
Kalmit	25	37	15	8	5	1	2	5	2	100
<i>Ostseite:</i>										
Königstuhl	18	49	4	10	1	6	1	1	10	100

der Inversion erst am Anfang ist. Solange nämlich die Obergrenze der Inversion noch weit unterhalb der Höhe der umrandenden Gebirge liegt, kommt der bodennahe Luftkörper tatsächlich weitgehend zur Ruhe. Einerseits ist dann die thermische Stabilität unten schon vorhanden, aber die Mächtigkeit des Luftkörpers ist noch zu gering, um selbständige Bewegungen einleiten zu können. Vielleicht sind aber auch die Voraussetzungen für die Entstehung eines dynamischen Druckeffektes noch nicht voll erfüllt, weil sich die Mittelgebirge noch in einer mehr instabil geschichteten Luftmasse befinden, in welcher der Austausch noch im Gange ist. Zu diesem Zeitpunkt sind die Geschwindigkeiten bei den Bergstationen am größten, an den Talstationen am kleinsten und infolgedessen die Unterschiede zwischen beiden größer als morgens (Tabelle 7). Der entscheidende Augenblick tritt erst ein, wenn die Obergrenze der Inversion die Mittelgebirgsgipfel überschritten hat. Dann, in der mehr laminaren Strömung der Unterschicht, die der Geländeform mehr „anhaftet“, kommen offenbar die Luv- und Lee-Effekte mit ihren Folgen für die bodennahe Strömungsrichtung voll zu Geltung.

Das Gegenbeispiel dazu liefern die zyklonalen Westlagen. Einesteils ist hier schon die Windstärke bedeutend größer wie die folgende Tabelle zeigt (Tabelle 8).

Für Heidelberg und Gelnhausen trifft dies allerdings nur beim 14-Uhr-Termin zu. Um 7 und 21 Uhr ist hier die Windstärke bei den Westlagen kleiner als bei den Südostlagen, weil die Windrichtung zu dieser Zeit dem Bergwind einfluß entgegenwirken muß. Im Durchschnitt ist die Windstärke bei den zyklonalen Westlagen um 0,8 größer, sowohl bei den Talstationen als auch bei den Bergstationen. Auf einem mittleren Höhenunterschied von 572 m nimmt die Windstärke um 1,4 zu, und zwar übereinstimmend bei Westlagen und Südostlagen. Trotzdem ist ein wichtiger Unterschied erkennbar: die Tagesschwankung der Windstärke ist auf den Bergstationen bei Westlagen fast unmerklich klein, bei den Südostlagen aber größer, während es bei den Talstationen eher umgekehrt ist. Dies hängt zweifellos mit der unterschiedlichen thermischen Schichtung zusammen. Vor allem werden bei Betrachtung der tageszeitlichen Änderungen der Windrichtungen die Gegensätze zwischen den zyklonalen Westlagen und

Tabelle 7: Mittlere Windstärke im Rhein-Main-Gebiet um 7.00, 14.00 und 21.00 Uhr bei antizyklonalen Südostlagen 1936—1938 (nach Beaufort-Skala)

a) Talstationen		7.00 Uhr	14.00 Uhr	21.00 Uhr	Tagesmittel
Gelnhausen	(170 m)	2,1	1,9	1,8	1,9
Frankfurt a. M.	(103 m)	1,0	1,5	0,8	1,1
Worms	(91 m)	2,2	2,2	1,5	2,0
Mannheim	(96 m)	1,6	1,6	1,1	1,4
Mutterstadt	(96 m)	0,9	1,5	1,1	1,2
Dirmstein	(105 m)	1,6	2,1	1,5	1,7
Bad Dürkheim	(142 m)	1,1	1,1	1,6	1,3
Dettingen	(110 m)	1,6	2,4	0,6	1,5
Auerbach	(117 m)	1,3	1,8	1,8	1,6
Heidelberg	(114 m)	1,9	1,6	2,3	1,9
Mittel	(114 m)	1,5	1,8	1,4	1,6
b) Bergstationen					
Feldberg	(822 m)	3,6	3,5	4,1	3,7
Kalmit	(673 m)	3,4	2,9	3,7	3,3
Königstuhl	(563 m)	2,0	1,6	2,0	1,9
Mittel	(686 m)	3,0	2,7	3,3	3,0
Differenz der Windstärke — Mittel (b) minus (a)		1,5	0,9	1,9	1,4

Tabelle 8: Mittlere Windstärke im Rhein-Main-Gebiet um 7.00, 14.00 und 21.00 Uhr bei zyklonalen Westlagen 1936—1938 (nach Beaufort-Skala). (In Klammern: Unterschied gegen Südostlagen.)

a) Talstationen		7.00 Uhr	14.00 Uhr	21.00 Uhr	Tagesmittel
Gelnhausen	(170 m)	1,9 (−0,2)	2,4 (+0,5)	1,7 (−0,1)	2,0 (+0,1)
Frankfurt a. M.	(103 m)	2,0 (+1,0)	2,7 (+1,2)	1,7 (+0,9)	2,1 (+1,0)
Worms	(91 m)	3,4 (+1,2)	4,0 (+1,8)	3,2 (+1,7)	3,5 (+1,5)
Mannheim	(96 m)	2,4 (+0,8)	2,6 (+1,0)	2,1 (+1,0)	2,4 (+1,0)
Mutterstadt	(96 m)	1,9 (+1,0)	2,4 (+0,9)	1,5 (+0,4)	1,9 (+0,7)
Dirmstein	(105 m)	2,5 (+0,9)	3,0 (+0,9)	2,5 (+1,0)	2,7 (+1,0)
Bad Dürkheim	(142 m)	2,2 (+1,1)	2,6 (+2,5)	2,2 (+0,6)	2,3 (+1,0)
Dettingen	(110 m)	2,5 (+0,9)	3,1 (+0,7)	1,3 (+0,7)	2,3 (+0,8)
Auerbach	(117 m)	2,2 (+0,9)	2,8 (+1,0)	2,1 (+0,3)	2,4 (+0,8)
Heidelberg	(114 m)	1,9 (0,0)	2,3 (+0,7)	2,1 (−0,2)	2,1 (+0,2)
Mittel	(114 m)	2,3 (+0,8)	2,8 (+1,0)	2,0 (+0,6)	2,4 (+0,8)
b) Bergstationen					
Feldberg	(822 m)	4,5 (+0,9)	4,5 (+1,0)	4,6 (+0,5)	4,5 (+0,8)
Kalmit	(673 m)	4,6 (+1,2)	4,2 (+1,3)	4,6 (+0,9)	4,5 (+1,2)
Königstuhl	(563 m)	2,3 (+0,8)	2,3 (+0,7)	2,3 (+0,3)	2,3 (+0,4)
Mittel	(686 m)	3,8 (+0,8)	3,7 (+1,0)	3,8 (+0,5)	3,8 (+0,8)
Differenz der Windstärke — Mittel (b) minus (a)		1,5 (0,0)	0,9 (0,0)	1,8 (−0,1)	1,4 (0,0)

den antizyklonalen Südostlagen offensichtlich (Tabellen 5, 6 und 9).

Im Unterschied zu den Tabellen 5 und 6 geht aus Tabelle 9 hervor, daß bei den Westlagen in der Häufigkeit der Windrichtungen nur wenig Unterschiede zwischen Morgen und Nachmittag

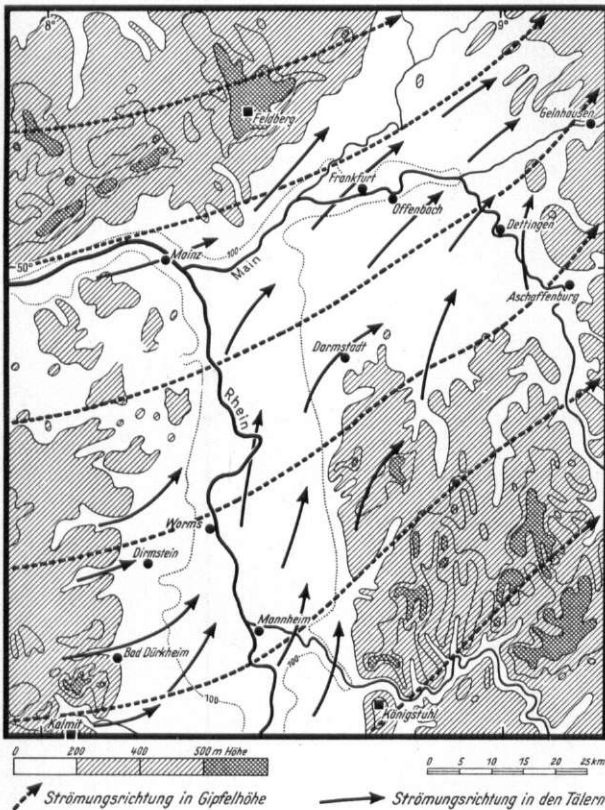
vorkommen. Die Erscheinung, daß die Schwerpunkte der Windhäufigkeit praktisch alle Richtungen der Windrose durchlaufen, wie es nach Tabelle 5 (a) bei den antizyklonalen Südostlagen um 7 Uhr im Rhein-Main-Becken der Fall war, tritt bei den Westlagen nicht auf. Hier konzentriert

Tabelle 9: Häufigkeit der Windrichtungen im Rhein-Main-Gebiet um 7.00 und 14.00 Uhr bei zyklonalen Westlagen 1936—1938 in Prozenten (C = Windstille; der höchste Prozentwert ist fett gedruckt)

7.00 Uhr		E	SE	S	SW	W	NW	N	NE	C	∑ %
a) <u>Talstationen</u>	(von Nord nach Süd)										
<u>Nordseite:</u>											
Gelnhausen	(170 m)	1	3	3	76	7	5	1	3	1	100
Frankfurt a. M.	(103 m)	.	2	19	40	11	5	5	4	14	100
<u>Mitte:</u>											
Worms	(91 m)	.	4	33	26	12	13	7	1	4	100
Mannheim	(96 m)	.	.	11	50	16	10	10	2	1	100
Mutterstadt	(96 m)	.	8	7	54	7	16	4	2	2	100
<u>Westseite:</u>											
Dirmstein	(105 m)	.	1	18	32	33	10	2	.	4	100
Bad Dürkheim	(142 m)	1	2	6	28	34	9	5	2	13	100
<u>Ostseite:</u>											
Dettingen	(110 m)	5	25	14	26	10	10	5	3	2	100
Auerbach	(117 m)	10	9	55	7	5	6	6	2	.	100
Heidelberg	(114 m)	6	15	22	25	11	10	4	3	4	100
b) <u>Bergstationen</u>		E	SE	S	SW	W	NW	N	NE	C	∑ %
<u>Nordseite:</u>											
Feldberg	(822 m)	1	.	3	30	16	38	7	4	1	100
<u>Westseite:</u>											
Kalmit	(673 m)	1	1	2	35	36	16	5	2	2	100
<u>Ostseite:</u>											
Königstuhl	(563 m)	1	3	5	53	14	14	3	3	4	100
14.00 Uhr		E	SE	S	SW	W	NW	N	NE	C	∑ %
a) <u>Talstationen</u>	(von Nord nach Süd)										
<u>Nordseite:</u>											
Gelnhausen		.	3	5	78	7	4	1	2	.	100
Frankfurt a. M.		1	3	14	34	20	12	6	6	4	100
<u>Mitte:</u>											
Worms		1	3	23	30	16	13	8	4	2	100
Mannheim		1	1	7	46	19	13	10	3	.	100
Mutterstadt		1	6	3	55	9	15	6	5	.	100
<u>Westseite:</u>											
Dirmstein		.	4	17	24	40	8	4	2	1	100
Bad Dürkheim		2	2	7	28	30	9	8	7	7	100
<u>Ostseite:</u>											
Dettingen		4	21	12	28	15	13	4	3	.	100
Auerbach		4	4	44	18	10	11	7	2	.	100
Heidelberg		3	6	10	36	19	14	6	4	2	100
b) <u>Bergstationen</u>											
<u>Nordseite:</u>											
Feldberg		.	2	4	29	17	40	5	3	.	100
<u>Westseite:</u>											
Kalmit		2	4	6	34	31	14	5	3	1	100
<u>Ostseite:</u>											
Königstuhl		1	4	4	42	21	17	4	2	5	100

sich vielmehr die Windhäufigkeit sowohl um 7 Uhr als auch um 14 Uhr eindeutig bei Südwest. Damit bestätigt sich die Erwartung, daß die überwiegend instabil geschichtete Luftmasse der zyklonalen Westlage nicht geeignet ist, eine besondere Zirkulation in dem bodennahen Luftkörper des Rhein-Main-Beckens hervorzurufen. Dies wird durch den intensiven Massenaustausch mit den höheren Luftschichten verhindert.

Abb. 5
Luftströmung im Rhein-Main-Becken
bei der zyklonalen Westlage (T), 7⁰⁰Uhr
(Schwache Stabilität in der Bodenschicht)

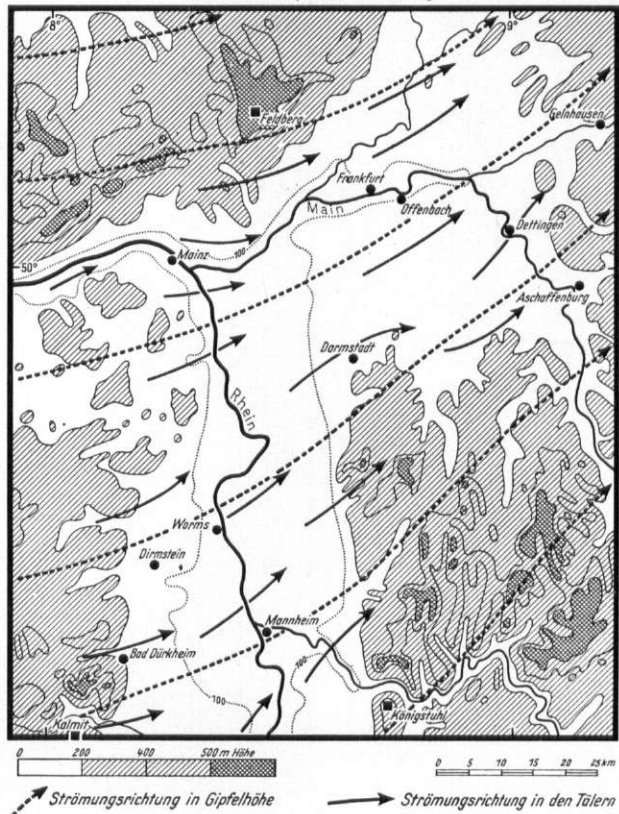


Es ist nun versucht worden, das im vorstehenden behandelte statistische Material mit Hilfe von Strömungskarten in einen physikalisch-klimatologischen Zusammenhang zu bringen (Abb. 5 bis 10). Einerseits wurden die Verhältnisse bei zyklonalen Westlagen, andererseits bei antizyklonalen Südostlagen dargestellt. Die Karten wurden jeweils für die Beobachtungstermine um 7 Uhr, 14 Uhr und 21 Uhr Ortszeit bearbeitet. Hierbei wurden auch noch weitere Beobachtungsergebnisse mit verwertet, die in den vorstehenden Tabellen nicht aufgeführt sind. Zu den Strömungskarten sind die zugehörigen Darstellungen der Wettersituationen (Abb. 1 bis 4) in Vergleich zu setzen.

Die Abbildungen 5 bis 7 stellen den Strömungsverlauf bei zyklonalen Westlagen dar. Eingezeichnet wurde die Strömung im Talboden des Rhein-Main-Beckens und im Gipfelniveau der Randgebirge, wozu außer den in den Tabellen genannten Bergstationen auch die Windbeobachtungen an hochgelegenen Orten im Odenwald, Spessart, Vogelsberg und in der Rhön herangezogen wurden. Um 7 Uhr macht sich im Rheintal eine schwache Stabilität bemerkbar, derzufolge die allgemeine Südwestrichtung vor dem Odenwaldrand und vor dem Spessart etwas mehr aus Süden kommt. Die Bergwinde in den Odenwaldtälern sind bei dieser Lage völlig unterdrückt.

Um 14 Uhr treten dagegen kaum Unterschiede zwischen der Strömung im Becken und in der Höhe der Randgebirge hervor. Der durch die Wärmekonvektion eingeleitete Austausch der Bewegungsimpulse gleicht die Strömungen im Talboden und in den darüberliegenden Luftschichten einander völlig an, das Aufgleiten am Odenwaldrand geht — durch Instabilität unterstützt — glatt vonstatten, ohne daß stärkere Umbiegungen der Strömung hervortreten. Etwas stärker wei-

Abb. 6
Luftströmung im Rhein-Main-Becken
bei der zyklonalen Westlage (T), 14⁰⁰Uhr
(Instabile Temperaturschichtung)



chen die Strömungsrichtungen jedoch am Abend wieder voneinander ab. Die überraschend große Zahl der Windstillen im Rhein-Main-Becken zeigt, daß unter der Wirkung der abendlichen Abkühlung doch eine gewisse Stabilisierung der bodennächsten Schichten eingeleitet ist, die zwar nicht zur Inversionsbildung führt, aber zu dem Abweichen der Strömungen beiträgt. Insgesamt bietet die Westlage das Bild einer Luftbewegung, bei der infolge der höheren Windstärke Berg- und Talwindzirkulationen völlig unterdrückt sind und bei der auch nur eine verhältnismäßig geringe Leitwirkung der Gebirgsränder zum Ausdruck kommt (14). Besonders um die Mittagszeit ist die Leitwirkung gering.

Ganz anders ist die Situation dagegen bei den antizyklonalen Südostlagen (Abb. 8 bis 10). Hier bildet sich während der Nacht zwischen Rhein und Odenwald eine Konvergenz aus, auf deren Westseite — eingengt durch den Gebirgsrand auf der linken Seite des Rheintalgrabens — die unteren Luftschichten in einem breiten Strom nach Süden laufen. In der Gegend von Worms erreicht

die Strömung mit durchschnittlich 10 km/h ihre größte Geschwindigkeit. In ihren Sog werden auch die Luftmassen aus der Wetterau, dem Main- und Kinzigtal mit einbezogen. Berg- und Talwind-Zirkulationen sind stark ausgeprägt, am Odenwaldrand im Einklang mit der südöstlichen Oberströmung, an der Hardt der Oberströmung direkt entgegengerichtet, eine Erscheinung, die man sich als thermischen Effekt allein kaum erklären kann. Eine wesentliche Voraussetzung dafür ist die Abschirmung gegen die höheren Luftschichten durch eine Inversion und die Tendenz zur Trogbildung im Rheintal als Folge eines Strömungseffektes. Daß in der Gegend zwischen Aschaffenburg und Frankfurt eine ähnliche Konvergenz wie weiter südlich nicht erkennbar wird, liegt zweifellos an der breiten Öffnung des Maintales und den nach Norden flach auslaufenden Randhöhen des Odenwaldes. Dadurch geht hier die Oberströmung ohne Sprung in die Strömung der bodennahen Schichten über.

Es ist nun geradezu ein Musterbeispiel für die „Arbeitsweise“ der atmosphärischen Dynamik,

Abb. 7
Luftströmung im Rhein-Main-Becken
bei der zyklonalen Westlage (T), 21⁰⁰Uhr
(Schwache Stabilisierung in der bodennahen Schicht)

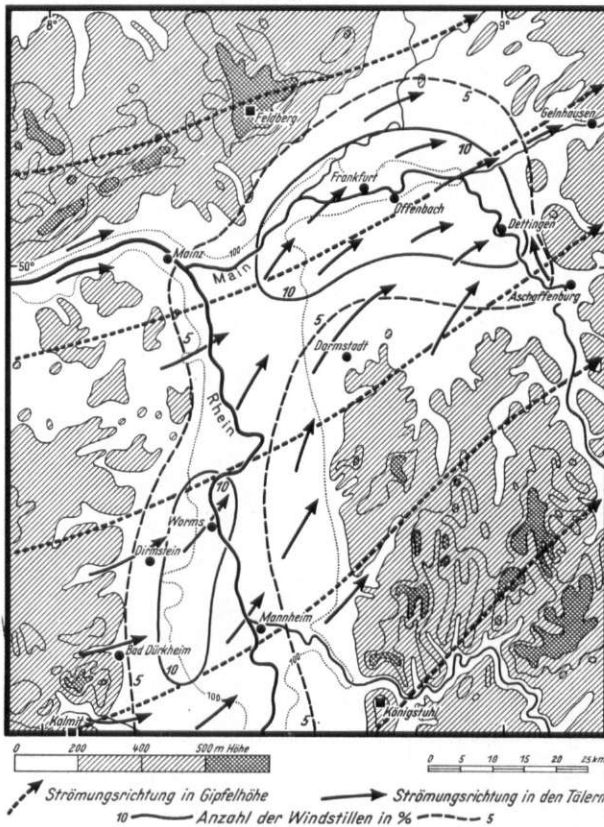


Abb. 8
Luftströmung im Rhein-Main-Becken
bei der antizyklonalen Südostlage (H), 7⁰⁰Uhr
(Stabile Temperaturschichtung mit starker Inversion)

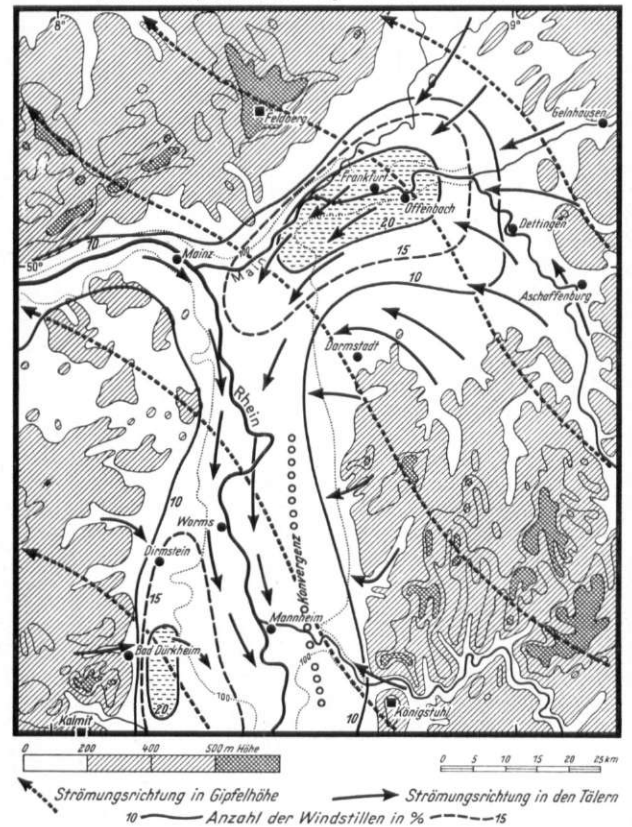


Abb. 9
Luftströmung im Rhein-Main-Becken
bei der antizyklonalen Südostlage (H), 14⁰⁰Uhr
(Inversion ist aufgelöst)

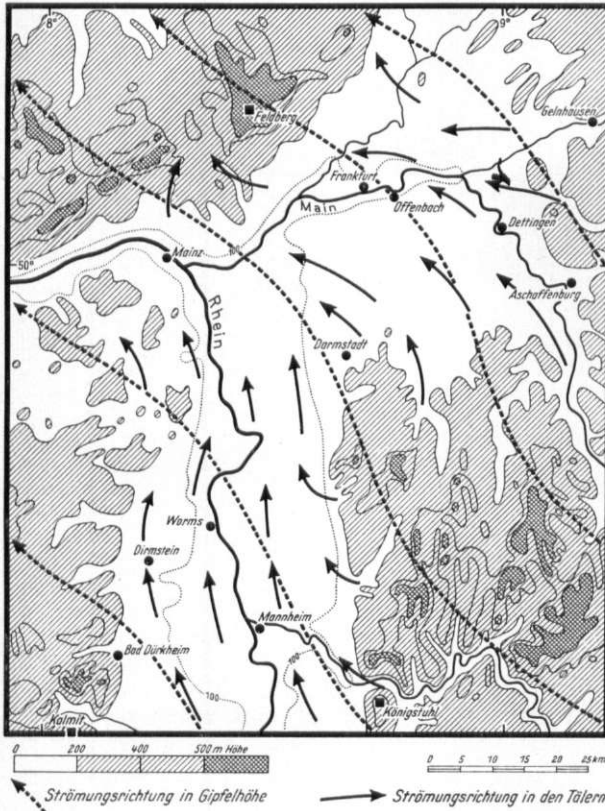
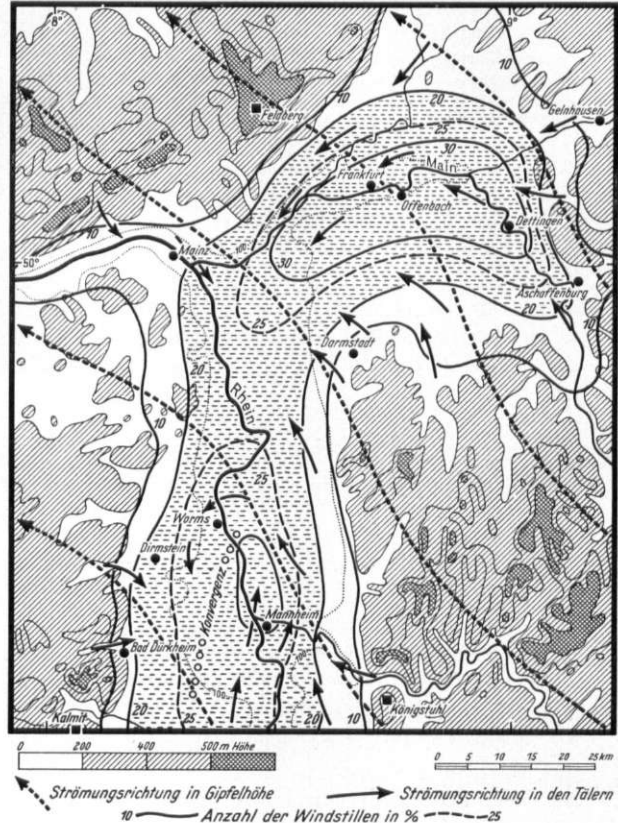


Abb. 10
Luftströmung im Rhein-Main-Becken
bei der antizyklonalen Südostlage (H), 21⁰⁰Uhr
(Kräftige Neubildung der Inversion in Bodennähe)



daß sich mit der Auflösung der Inversion die Strömung im Rheintalgraben völlig umkehrt: um 14 Uhr finden wir hier eine von Süden nach Norden gerichtete Strömung, die sich der Oberströmung stark angepaßt hat. Nur schwach machen sich noch die Leitlinien des Odenwaldrandes und der Hardt bemerkbar; die eigentliche Strömungskonvergenz ist dagegen völlig verschwunden. Es treten jetzt die gleichen Erscheinungen auf wie bei der zyklonalen Westlage zum Morgentermin, nur mit einer anderen Strömungsrichtung.

Die Rückentwicklung zum Zustand von 7 Uhr ist beim 21-Uhr-Termin aber schon in vollem Gange. Es ist interessant, daß sie mit einer außerordentlichen Häufung von Windstillen den Anfang macht. Die vom Boden her beginnende Abkühlung läßt die unterste flache Kaltlufthaut zunächst zur Ruhe kommen; die Südostströmung gleitet wie über eine polierte Unterlage darüber hinweg. Die Windgeschwindigkeit auf den Berggipfeln erreicht zu dieser Zeit ein Maximum. Oberhalb der flachen Inversion dauert die Instabilität noch an und der Austausch mit den höheren

Schichten der Atmosphäre ist daher noch nicht abgeklungen. Zwar haben die thermischen Hangabwinde und die Bergwinde in den engen Gebirgstälern schon eingesetzt, aber von einer Konvergenz ist erst eine ganz schwache Andeutung in der Gegend zwischen Worms und Mannheim erkennbar. Erst wenn die stark angewachsene Kaltluftschicht mächtig genug geworden ist, beginnt sie unter der warmen Oberströmung ihre Eigenbewegung nach Süden. Damit schließt sich ein Kreislauf, der wieder zu dem Strömungsbild führt, welches die Darstellung für den 7-Uhr-Termin gezeigt hat.

Es verbleibt zum Schluß der Hinweis auf die „gewöhnliche“ Statistik der Windverteilung, die hier abweichend von den Gepflogenheiten nach Wassertypen aufgliedert war. Das gesamtstatistische Mittel der Windhäufigkeiten ist für die drei Stationen Feldberg i. Ts., Frankfurt a. M. und Worms in Tabelle 10 aufgenommen (20). Weitere Angaben sind in der „Klimakunde des Deutschen Reiches“ (Berlin 1939) und im „Klima-Atlas von Hessen“ (Bad Kissingen 1950) enthalten.

Tabelle 10: Mittlere Windverteilung auf dem Feldberg i. Ts., in Frankfurt a. M. und in Worms 1936—1938, ferner in Frankfurt a. M. 1857—1956 (in Prozenten)

1936—1938	E	SE	S	SW	W	NW	N	NE	C	Σ %
Feldberg	7	14	8	18	10	25	8	9	1	100
Frankfurt	5	5	11	23	7	5	8	16	20	100
Worms	3	5	21	16	10	13	15	9	8	100
1857—1956										
Frankfurt	8	4	7	27	11	5	10	15	13	100

Der Vergleich der dreijährigen Windstatistik von Frankfurt a. M. 1936—1938 mit dem 100jährigen Mittel 1857—1956 zeigt, daß grundsätzliche Unterschiede der Windhäufigkeiten zwischen den beiden ungleichen Kollektiven nicht auftreten. Lediglich die Anzahl der Windstillen weicht etwas stärker ab. Es braucht infolgedessen nicht angenommen zu werden, daß der Zeitraum 1936—1938 für die vorliegende Untersuchung etwa besonders extreme meteorologische Voraussetzungen geboten hätte. Die Wahl des Zeitraumes gründet sich allein auf den Umstand, daß für diese Jahre die Messungen der Flugzeugaufstiege in den Meteorologischen Jahrbüchern veröffentlicht vorlagen.

Es erhebt sich als Letztes die Frage, welchen Einfluß die hier behandelte kleinklimatische Dynamik auf die allgemeinen geographischen und klimatischen Erscheinungen des Rhein-Main-Gebietes ausübt (19). Betrachtet man zunächst die an den Talrändern erzwungenen Absinkbewegungen der über das Gebiet hinwegströmenden Luftmassen, so wird ihr Ergebnis vor allem in der Verteilung der Niederschläge sichtbar. Das Rhein-Main-Becken gehört zu den trockensten Gebieten in ganz Deutschland. Wahrscheinlich steht aber auch die klimatische Bevorzugung der Gebirgsränder (südöstliche Taunushänge, Weinstraße, Bergstraße) damit in ursächlichem Zusammenhang, denn das Absinken fördert Erwärmung und Wolkenauflösung. Außerdem dürfte dieser Bevorzugung von mittleren Hanglagen durch den Vorgang, daß sich im Rhein-Main-Becken bei ruhigen Wetterlagen während der Nacht häufig Kaltluft ansammelt, wesentlich nachgeholfen werden. Besonders deutlich tritt dieser Effekt in den phänologischen Karten hervor, z. B. in den Karten des Beginns der Apfelblüte (1).

Nicht so sichtbar werden im Rhein-Main-Bekken die Wirkungen der kleinräumigen Zirkulationen, die mit der Ablenkung der Strömungen in der Horizontalen zusammenhängen. Aber spürbar werden auch diese. Nur liegt ihr Wirkungsbereich mehr auf einem anderen Gebiete, nämlich in der Lebensphäre des Menschen selbst. Mit der Bildung windstillen oder windschwacher Zonen wie sie die Strömungskarten im Zusammenhänge mit der

Stabilisierung und den Temperatur-Inversionen der unteren Luftschichten gezeigt haben und deren Entstehung die Lage und Topographie des Rhein-Main-Beckens ganz besonders entgegenkommt, wächst hier die Möglichkeit zur Ansammlung fester, flüssiger und gasiger Bestandteile in der bodennahen Luft. Ihre Schädlichkeit für den Menschen steigert sich, je länger solche Inversionslagen andauern und je stärker die Emissionsquellen werden (15).

Diesem Umstande gegenüber ist es ein wahrer Segen, daß die Strahlungsbedingungen des Rhein-Main-Gebietes im allgemeinen wenigstens tagsüber einen Austausch mit den oberen Luftschichten und damit eine raschere Verteilung der Beimengungen in Gang setzen und daß hier Berg- und Talwindssysteme zahlreich vertreten sind. Vor allem der Bergwind erlaubt in den Randorten des Beckens eine fühlbare Verbesserung des Aerosols (18). Günstiger sind aber die höheren Hanglagen, die mit einer gewissen Häufigkeit schon oberhalb der zeitweilig stabilen Grundschicht liegen und die daher mit zunehmendem Maße zu Zufluchtsstätten erholungsbedürftiger Menschen geworden sind (6).

Die lokalen Windverhältnisse in Verbindung mit der thermischen Struktur der unteren Atmosphärenschichten spielen daher für die Bioklimatologie des Menschen eine eminent wichtige Rolle. Die Sonderstellung, die dabei das Rhein-Main-Becken wegen seiner Größe, seiner Strahlungsbedingungen, seiner Form und Lage im Kontinent und zur allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre unserer Breiten einnimmt, rechtfertigt seine Hervorhebung als Klimaraum besonderer Prägung im Rahmen einer Klimagliederung nach medizin-meteorologischen Gesichtspunkten (12).

Literaturhinweise:

a) Nachschlagewerke:

1. Klima-Atlas von Hessen. Bearbeitet vom Deutschen Wetterdienst in der US-Zone, Bad Kissingen 1950.
2. Klimakunde des Deutschen Reiches. Bearbeitet vom Reichsamt für Wetterdienst, Berlin 1939.
3. DEFANT, A., und F. DEFANT: Physikalische Dynamik der Atmosphäre. Frankfurt a. M. 1958.

4. DEFANT, F.: Local Winds. Compendium of Meteorology, p. 655—672. Boston 1951.
5. PETTERSEN, S.: Weather Analysis and Forecasting, Vol. I. New York—Toronto—London 1956.
- b) Speziellere Arbeiten:
6. BECKER, F.: Bioklimatik. Ztschr. f. Angew. Bäder- und Klimaheilkunde 6, 159—177 (1959).
7. CASPAR, W.: Windunterlagen für die Windkraftnutzung im Bundesgebiet. — Mitt. Studienges. Windkraft e. V. Nr. 2 (1953).
8. CASPAR, W.: Unterlagen über die Verteilung der Windgeschwindigkeit in Deutschland für Fragen der Windkraftnutzung. — Mitt. Studienges. Windkraft Nr. 3 (1954).
9. CASPAR, W.: Auswertung der Windunterlagen für die Windkraftnutzung im Bundesgebiet. — Mitt. Studienges. Windkraft Nr. 4 (1955).
10. CASPAR, W.: Zur Sturmverteilung in der Bundesrepublik Deutschland. — Maschinenschaden 31, 122—127 (1958).
11. DAMMANN, W.: Der Föhn als Randproblem der atmosphärischen Dynamik. — Geofisica pura e applicata, 23, 162—173 (1952).
12. DAMMANN, W.: Klimatische Gliederung des Bundesgebietes nach medizin-meteorologischen Gesichtspunkten. — Medizin-Meteorologische Hefte Nr. 13, 3—11 (1958).
13. GUSS, H. und R. HOLZAPFEL: Über den Höhenwind im Rhein-Main-Gebiet. — Berichte Dt. Wetterd. US-Zone 7, Nr. 42 (1952).
14. HÖHNDORF, F.: Die Luftströmung in der oberrheinischen Tiefebene bei westlichen Winden. — Beitr. Phys. Fr. Atm. 14, 198—213 (1928).
15. HOLZAPFEL, R. und M. MANIG: Klimatische Schranken der Industrialisierung. — Bonner Hefte 1, Nr. 7, 13 bis 17 (1953).
16. MANIG, M.: Karte der Windgeschwindigkeit für das westliche Deutschland. — Berichte Dt. Wetterd. US-Zone Nr. 34 (1952).
17. MOLLWO, H.: Klimawerte von Frankfurt a. M. 1857 bis 1956. — Berichte d. Dt. Wetterd. 6, Nr. 43 (1958).
18. MONHEIM, F.: Der Heidelberger Talwind. — „Ruperto-Carola“, Mitt. d. Vereinig. d. Freunde d. Studentenschaft d. Univ. Heidelberg e. V., H. 7/8 (1952).
19. TROLL, C.: Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluß auf Niederschlag und Vegetation. — Bonner Geogr. Abhandl. H. 9, 124—182 (1952).
20. WACHTER, H.: Wind und Höhenwind des Frankfurter Gebietes. — Meteor. Rdsch. 11, 183—185 (1958).
21. WAGNER, A.: Zur Theorie des täglichen Ganges der Windverhältnisse. — Gerlands Beitr. z. Geophysik 47, 172—202 (1936).
22. WAGNER, A.: Theorie und Beobachtung der periodischen Gebirgswinde. — Gerlands Beitr. z. Geophysik 52, 408—449 (1938).

DER STADTVERKEHR ALS KRITERIUM DER STRUKTURWANDLUNGEN BERLINS

KLAUS SCHROEDER

Mit 2 Karten als Beilage

Public transport as a criterion of the changes in the geographical structure of Berlin

Summary: A comparison of the routes and frequencies of Berlin's public transport before and after World War II (maps 1 and 2) facilitates an insight into the greatly changed geographical structure of the former German capital. The great reduction in the city core of both density of lines and frequency mirrors clearly the far-reaching decline of the functional importance of the former business and administrative centre which followed the destruction of the war, the considerable loss of capital-city functions, and the political administrative division. The post-war shift of numerous functions of the former 'city' to certain parts of the pre-1914 residential belt becomes as a corollary apparent in relatively, sometimes even absolutely, higher line densities and frequencies; the importance of the little damaged outer parts which is almost exclusively based on their residential function, finds its expression largely in a dense network of public transport lines. The sector boundary between West and East Berlin shows up as a fringe of little public transport and thus demonstrates the low intensity of urban life along this boundary and the small degree to which the two parts of the city are linked. On the basis of the changes in the structure of its public transport, the nature and extent of the changes of Berlin's geographical structure, known so far only in rough outlines, can be illustrated.

Ziel einer Reihe von Untersuchungen der letzten Jahre war es, Einblicke in die heutige geographische Struktur Berlins zu erlangen. Die Gescheh-

nisse der letzten 20 Jahre in und um Berlin und ihre Folgen veränderten tiefgreifend und verändern noch fortlaufend die Struktur der deutschen Hauptstadt. Auch für andere deutsche Städte sind grundlegende strukturelle Wandlungen seit 1939 typisch. Manche der in Berlin vollzogenen und sich vollziehenden Veränderungen liegen im Bereich dieses Typischen. Doch der weitgehende Verlust der Hauptstadtfunktionen, die politisch-administrative Spaltung der Stadt und die Isolierung der westlichen Hälfte von ihrem Umland bringen bestimmte individuelle Züge in das heutige Gefügebild der Stadtlandschaft, die aus dem für andere deutsche Städte Typischen nicht verstanden werden können, sich dort nicht einordnen lassen und so spezielle Untersuchungen fordern. Noch ist die Zeit nicht gekommen, ein umfassendes oder gar erschöpfendes Bild der gegenwärtigen geographischen Struktur Berlins zu zeichnen. Auch dieser Beitrag möge lediglich ein Baustein dafür sein.

Der auf den Straßen einer Stadt hin- und herflutende Verkehr ist ein wesentliches stadtlandschaftliches Strukturelement und spiegelt darüber hinaus, mit Ausnahme des reinen Durchgangsverkehrs, zweifellos zu einem erheblichen Grade die