



Berichte des Deutschen Wetterdienstes

163

**Beitrag zur Klassifikation abwärmebezogener Wetterlagen mit
Hilfe der thermischen Schichtung
Modellgebiet Oberrheingraben
Abwärmeprojekt Oberrheingebiet Teil II**

von
Gert Süßenguth
Helene Bartels
Günter Jurksch



Zitationsvorschlag:

Süßenguth, Gert; Bartels, Helene; Jurksch, Günter: Beitrag zur Klassifikation abwärmezogener Wetterlagen mit Hilfe der thermischen Schichtung : Modellgebiet Oberrheingraben; Abwärmeprojekt Oberrheingebiet Teil II. - Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 1983.
(Berichte des Deutschen Wetterdienstes ; 163)

ISSN der Onlineausgabe: 2194-5969

ISSN der Druckausgabe: 0072-4130

Nutzungsbedingungen



Dieses Dokument steht unter folgender Creative Commons-Lizenz

Sie dürfen das Werk bzw. den Inhalt unter folgenden Bedingungen vervielfältigen, verbreiten und öffentlich zugänglich machen: Sie müssen den Namen des Autors/Rechteinhabers in der von ihm festgelegten Weise nennen. Dieses Werk bzw. dieser Inhalt darf nicht für kommerzielle Zwecke verwendet werden und es darf nicht bearbeitet, abgewandelt oder in anderer Weise verändert werden.

Mit der Verwendung dieses Dokumentes erkennen Sie die Nutzungsbedingungen an.

Herausgeber und Verlag: :

Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Straße 135
D- 63067 Offenbach am Main

Internet: www.dwd.de

Mail: bibliothek@dwd.de

INHALTSVERZEICHNIS

Zusammenfassung/Abstract		5
1	EINLEITUNG	5
2	KLASSIFIKATION VON WETTERLAGEN IM SYNOPTISCHEN SCALE - GROSSWETTERLAGEN NACH HESS UND BREZOWSKY UND KLASSIFIKATION GROSSRÄUMIGER WETTERLAGEN MIT HILFE VON ANALYSENDATEN	6
2.1	Vorbemerkung	6
2.2	Darstellung des für eine Klassifikation aus numerischen Analysendaten verwendeten Interpolationsverfahrens	7
2.3	Aufbereitung der Analysendaten für die Klassifikation	9
3	KLASSIFIKATION VON WETTERLAGEN IM REGIONALEN SCALE	9
3.1	Definitionen einer regionalen Wetterlagenklassifikation	9
3.2	Parametrisierung der thermischen Schichtung durch Bodenmessungen und -beobachtungen	10
3.2.1	Berechnung von statistischen Kenngrößen und Auswahl geeigneter Schichtungsparameter	11
3.2.2	Berechnung von multiplen Regressionsgleichungen für Jahres- und Tageszeiten sowie für den Gesamtzeitraum	14
3.3	Indirekte Bestimmung des Vorkommens einer Inversion	17
4	DEFINITION "ABWÄRMERELEVANTER" WETTERSITUATIONEN IM ZUSAMMENHANG MIT DER REGIONALEN UND SYNOPTISCHEN WETTERLAGENKLASSIFIKATION	18
5	STATISTIK DER REGIONALEN WETTERLAGENKLASSIFIKATION	19
5.1	Korrekturverfahren zur Reduktion des kurzen auf den längeren Zeitraum	19
5.2	Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D für den Zeitraum 1967 bis 1976	20
5.2.1	Vergleich der relativen Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D für den Zeitraum 1967 bis 1976 mit der des Bezugszeitraumes	20
5.2.2	Regionale Unterschiede in der thermischen Schichtung des südlichen und mittleren Oberrheingrabens	21
5.3	Häufigkeit der "abwärmerelevanten" Wettersituationen E bis H für den Zeitraum 1967 bis 1976	23
5.3.1	Vergleich der relativen Häufigkeit der Wetterlagen E bis H für den Zeitraum 1967 bis 1976 mit der des Bezugszeitraumes 1976/77	23
5.3.2	Regionale Unterschiede der Häufigkeit "abwärmerelevanter" Wetterlagen für den südlichen und mittleren Oberrheingraben	24
5.4	Interpretation regionaler Unterschiede aufgrund der Statistik der Wetterlagenklassifikation	25
5.4.1	Regionale Wetterlagen und geostrophischer Wind	25
5.4.1.1	Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D in Abhängigkeit vom geostrophischen Wind der 700-mbar-Fläche	25
5.4.1.2	Häufigkeit der "abwärmerelevanten" Wettersituationen E bis H in Abhängigkeit vom geostrophischen Wind der 700-mbar-Fläche	30
5.4.2	Regionale Wetterlagen und die Großwetterlagen nach HESS und BREZOWSKY	33

5.4.2.1	Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D bei verschiedenen Großwetter- typen	34
5.4.2.2	Häufigkeit der "abwärmerelevanten" Wetterlagen E bis H bei verschiedenen Großwettertypen	37
6	ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE DER REGIONALEN WETTERLAGENSTATISTIK FÜR DEN ZEITRAUM 1967 BIS 1976	39
7	SCHLUSSFOLGERUNGEN	40
8	LITERATURVERZEICHNIS	43
ANHANG	I: Geometrie der stereographischen Projektion	46
	II: 9 Tabellen	47
	17 Abbildungen	

Zusammenfassung

Basierend auf einer zweijährigen Meßreihe kleinaerologischer Aufstiege der Temporärstationen Philippsburg und Oberhausen im Oberrheingraben wird mit Hilfe der schrittweisen multiplen Regression die thermische Schichtung der bodennahen Atmosphäre durch Messungen und Beobachtungen an nahegelegenen synoptischen Stationen parametrisiert. Durch subjektiv festgelegte Grenzwerte des Bedeckungsgrades, der Sichtweite, der Windgeschwindigkeit und des Niederschlags werden zwei extreme "abwärmerelevante" Bedingungen definiert, die zusammen mit der thermischen Schichtung ein breites Spektrum möglicher regionaler "abwärmerelevanter" Wetterlagen beschreiben. Nach der Reduktion auf den 10jährigen Zeitraum 1967 bis 1976 wird durch Häufigkeitsstatistiken von Wetterlagen eine qualitative klimatologische Abschätzung zweier Regionen des Oberrheingebietes in bezug auf die Abwärme diskutiert. Durch Zuordnung der regionalen Wetterlagen zu zwei unterschiedlichen Klassifikationen von Wetterlagen im synoptischen Scale werden Einflüsse der regional unterschiedlichen Umweltbedingungen, wie z.B. der Orographie, auf "abwärmerelevante" Situationen untersucht.

Abstract

On the basis of aerological soundings in the planetary boundary layer carried out during two years at the temporarily established stations Philippsburg and Oberhausen in the Upper-Rhine-Area, stepwise multiple regression is used to parameterize the thermal stratification by ground measurements and observations of neighbouring synoptic stations. By subjective threshold values of cloudiness, visibility, wind velocity, precipitation and thermal stratification two extreme conditions are defined, describing a large spectrum of regional weather situations regarding the release of waste heat into the atmosphere. After reduction to a time interval of 10 years (1967-76), statistics of regional weather situations are taken into account to discuss a qualitative climatological estimation of two regions in the Upper-Rhine-Area with regard to the release of waste heat. Some influences of regionally varying environment, for instance the topography are studied by regarding weather types in a synoptic scale which are associated with regional weather situations concerning the release of waste heat.

1 EINLEITUNG

Ziel einer regionalen Wetterlagenklassifikation ist die Beschreibung von Witterungsabläufen, die nicht nur durch großräumige, synoptische Vorgänge mit einer horizontalen Erstreckung von ca. 500 bis 3000 km (WIPPERMANN (1971)), sondern auch durch die orographischen Strukturen innerhalb des Untersuchungsgebietes beeinflusst werden. Die Größe dieses Gebietes im sogenannten regionalen

Scale ist daher primär von der Gliederung des Geländereiefs abhängig und erstreckt sich nach SZEPESI (1978) horizontal von etwa 30 bis 200 km. Eine Abgrenzung zwischen dem regionalen und dem lokalen Scale (letzterer weniger als 10 km) kann durch integrierende Größen erreicht werden, z.B. durch die Erweiterung von Gültigkeitsbereichen meteorologischer Parameter und die Einbeziehung der unteren Atmosphärenschichten. Dies wird durch Verwendung synoptischer und aerologischer

Datenkollektive möglich, die eine dreidimensionale Verteilung der meteorologischen Feldgrößen berücksichtigen.

Voraussetzung für entsprechende klimatologische Betrachtungen ist dann die Bestimmung von Wetterlagen über einen längeren Zeitraum. Dadurch können nicht nur ihre Häufigkeiten ermittelt, sondern auch Ergebnisse temporärer Messungen an vieljährige Durchschnittswerte angeschlossen werden.

Verschiedene Klassifikationen, wie sie u.a. von CADEZ (1957), CEHAK (1962), BÖER (1965), MÜLLER (1965), PASIC (1966), WADA und KITAHARA (1971), ANDERSEN (1971) und HUFTY (1971) vorgestellt werden, basieren meist auf der Klassifikation von Strömungsfeldern des Bodens und der 500-mbar-Fläche; sie setzen vielfach eine aufwendige mathematische Vorbehandlung der Datenkollektive voraus, gelten entweder großräumig oder sind wiederum sehr speziell auf ein bestimmtes Anwendungsgebiet bezogen, so daß sie für diese Untersuchung nicht verwendet werden können.

Eine Klassifikation von SCHÜEPP (1968) zeigt als "Kalender der Wetter- und Witterungslagen von 1955 bis 1967 im Zentralen Alpengebiet" ein weites Spektrum der für eine regionale Wetterlagenklassifikation wesentlichen Parameter und wurde von SCHÜEPP (1978) auf den neuesten Stand gebracht. Für die vorgegebene Zielsetzung reicht eine solche Zusammenstellung jedoch ebenfalls nicht aus, da ihr jeglicher Bezug zur Abwärme fehlt.

Eine weitere Möglichkeit der Regionalisierung von Wetterlagen wird von KIRCHHOFER (1976) beschrieben. Er untersucht die Abhängigkeit kleinräumiger Wetterabläufe von großräumigen Strömungsfeldern in Form einer stationsbezogenen Wetterlagenklassifikation. Eine ähnliche Vorgehensweise - im Anschluß an eine Vorausswahl der Bezugsstationen - empfiehlt sich auch bei dieser Untersuchung.

2 KLASSEFİKATION VON WETTERLAGEN IM SYNOPSISCHEN SCALE - GROSSWETTERLAGEN NACH HESS UND BREZOWSKY UND KLASSEFİKATION GROSSRÄUMIGER WETTERLAGEN MIT HILFE VON ANALYSENDATEN

2.1 Vorbemerkungen

Es gilt zunächst, eine Einteilung im synoptischen Scale zu finden, der die verschiedenartigen Auswirkungen regionaler Witterungsabläufe zugeordnet werden können. Dadurch wird es möglich, die bei einheitlichen Wetterlagen im synoptischen Scale regional unterschiedlichen Witterungsabläufe zu vergleichen und u.a. den Einfluß der Orographie zu ermitteln. Die für die vorliegende Untersuchung herangezogenen Zuordnungsschemata sind:

- 1) Einteilung der Wetterlagen nach HESS und BREZOWSKY (1969). Diese Klassifikationsmethode wird beim Deutschen Wetterdienst für jeden Tag durchgeführt und archiviert. Es besteht außerdem die Möglichkeit einer Zusammenfassung nach Großwettertypen. Ein Nachteil dieser Methode liegt in der subjektiven Einordnung der Einzelwetterlagen.
- 2) Anwendung der Analysendaten aktueller Wetterlagen, die als Input für numerische Wettervorhersagen herangezogen werden:
 - a) in Form von Zustandsgrößen der Atmosphäre,
 - b) in Form von abgeleiteten atmosphärischen Größen.

Hiermit ist eine Klassifikation durch die Festlegung von Grenzwerten durchführbar. Eine Gefahr besteht darin, daß die Einzelwetterlage, die durch den Zustand einer begrenzten Anzahl von Größen beschrieben wird, nicht ausreichend charakterisiert wird.

Da die Großwetterlagen nach HESS und BREZOWSKY (1969) recht häufig Anwendung finden, wird auf ihre Erläuterung an dieser Stelle verzichtet.

Die Analysendaten liefern die aus aerologischen Aufstiegen, Satellitenmessungen, Aireps (Flugzeugmeldungen) und Bodenmeldungen der Nordhemisphäre auf Gitterpunkte interpolierten Werte von Geopotential, Lufttemperatur und Drucktendenz der Hauptisobarenflächen (1000, 850, 700 und 500 mbar). Für die numerische

Wettervorhersage werden nach EDELMANN (1968) Analysen dieser und anderer meteorologischer Parameter in einem fast die gesamte Nordhemisphäre überdeckenden Gitternetz mit 2372 Gitterpunkten bereitgestellt. Die Grundfläche dieses dreidimensionalen Gitters (im 1000-mbar-Niveau) liegt in der stereographischen Projektionsebene durch 60 °N und hat eine Maschenweite von 381 km. Um nun die Werte der oben angegebenen Größen für einen beliebigen Punkt auf der Nordhemisphäre zu bestimmen, ist eine Interpolation der Gitterpunktwerte notwendig. Als Interpolationsmöglichkeit bietet sich eine Fläche 2. Ordnung an, wie sie auch von HINKELMANN (1969) und GROLL (1973) verwendet wird. Eine abgeleitete Größe, wie der geostrophische Wind, kann dann durch Differentiation der Interpolationsfläche gewonnen werden.

2.2 Darstellung des für eine Klassifikation aus numerischen Analysendaten verwendeten Interpolationsverfahrens

Die zur numerischen Wettervorhersage benötigten Daten aus Routinemeldungen bzw. aerologischen Sondierungen werden auf ein Gitternetz von 54 x 54 Punkten abgespeichert. Dieses Gitternetz liegt - wie oben schon angedeutet - auf einer Ebene, die die nördliche Erdhalbkugel in der geographischen Breite von $\varphi_1 = 60^\circ$ schneidet. Die Kantenlänge (381 km) eines Gitternetzquadrates errechnet sich aus der Abbildung der Nordhalbkugel ab $\bar{\varphi} = 9.3^\circ$ nördlicher Breite durch stereographische Projektion (vom Südpol aus) auf die Tangentialebene und aus der Anzahl der Gitterpunkte.

Bei der normalen stereographischen Azimutalprojektion werden der Pol als Kartenmittelpunkt und die Meridiane als strahlenförmig unter ihren wahren Winkeln vom Kartenmittelpunkt ausgehende Geraden abgebildet. Die Breitenkreise erscheinen wieder als Kreise um den Kartenmittelpunkt. Ihr Radius läßt sich für den allgemeinen Fall, daß die Projektionsebene die Erdkugel in einer beliebigen Breite

schneidet, gemäß Abbildung 1 bestimmen. Die Geometrie der stereographischen Projektion ist dem Anhang I zu entnehmen.

Die Analysendaten, die in den Gitterpunkten abgespeichert wurden, lassen sich auf dieser Projektionsebene als Topographie darstellen. Bei der Maschenweite von 381 km ist es notwendig, diese Topographie nachzuvollziehen, um eine physikalisch sinnvolle Interpolation für beliebige Ortspunkte zu erhalten und um etwaige Unterschiede im regionalen Scale innerhalb eines Gitternetzquadrates aufzuzeigen. Als Interpolation wird - wie in Kapitel 2.1 erwähnt - eine Fläche 2. Ordnung verwendet.

Die Gleichung lautet:

$$P_{ij} = P(x_i, y_j) = a_0 + a_1 x_i + a_2 y_j + a_3 x_i^2 + a_4 x_i y_j + a_5 y_j^2 \quad (4)$$

P_{ij} stellt den Wert des in Punkt (x_i, y_j) gespeicherten Parameters dar; dabei gilt innerhalb des Gebietes

$$-1/2 \leq x \leq 1/2, \quad -1/2 \leq y \leq 1/2$$

gemäß Abbildung 2 für die Koeffizienten a_i :

$$a_0 = \frac{1}{32} \left(10 \sum_{i=1}^4 P_i - \sum_{j=5}^{12} P_j \right)$$

$$a_1 = \frac{1}{2} (P_3 + P_4 - P_1 - P_2)$$

$$a_2 = \frac{1}{2} (P_1 + P_4 - P_2 - P_3)$$

$$a_3 = \frac{1}{8} (P_6 + P_7 + P_{11} + P_{10} - \left(\sum_{i=1}^4 P_i \right))$$

$$a_4 = P_2 + P_4 - P_1 - P_3$$

$$a_5 = \frac{1}{8} (P_5 + P_{12} + P_8 + P_9 - \left(\sum_{i=1}^4 P_i \right))$$

Für die Drucktendenz in der 1000-mbar-Fläche, die Lufttemperaturen in den Hauptisobarenflächen 1000, 850, 700 und 500 mbar sowie für deren absolute Topographien ist diese Interpolationsgleichung mit 12 Gitterpunkten anwendbar.

Die Berechnung des geostrophischen Windes setzt eine Verknüpfung von Differenzen und Differentialquotienten voraus. Zur Bestimmung des geostrophischen Windes im p-System

$$\vec{v}_g = \frac{1}{f} \vec{k} \times \nabla_p \Phi$$

mit f = Coriolisparameter

\vec{k} = vertikaler Einheitsvektor

Φ = Geopotential

muß für die 12 Gitterpunkte, die der Interpolationsformel (4) zugrunde liegen, die u- und die v-Komponente des Windvektors durch Differenzenbildung der Φ -Werte aus 24 umliegenden Punkten erzeugt werden (Abb. 2). Die geographischen Koordinaten einer synoptischen Beobachtungsstation werden in die stereographischen x-, y-Koordinaten umgerechnet und legen damit den Punkt innerhalb des jeweiligen Gitternetzquadrates fest, für den die Funktionswerte von u bzw. v aus den jeweiligen Topographien zum geostrophischen Windvektor zusammengesetzt werden können.

Das rein rechnerische Vorgehen umfaßt folgende Schritte:

a) Festlegung der Gitterpunktmatrix für die gesamte Bundesrepublik Deutschland innerhalb des Koordinatensystems der 54×54 -Matrix (i, j) der stereographischen Projektionsebene.

Für die Mittelung nach dem Polynom 2. Grades (Gleichung (4)) reicht bereits eine Gitternetzmatrix von 7×8 Gitterpunkten aus, um das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland abzudecken (Abb. 3).

b) Umrechnung der geographischen Koordinaten eines beliebigen Ortspunktes in das System der 54×54 -Matrix. (Der linke untere Eckpunkt der 7×8 -Matrix entspricht in diesem System dem Punkt (i = 24, j = 13)).

$$i = 27.5 + 31.1891 \tan \frac{90^\circ - \varphi}{2} \tan (\lambda - 10^\circ) \quad (5)$$

$$j = 27.5 - 31.1891 \tan \frac{90^\circ - \varphi}{2} \quad (6)$$

mit φ = geographische Breite
 λ = geographische Länge

wobei: λ (E) mit positiven Vorzeichen,

λ (W) mit negativen Vorzeichen eingesetzt sind.

(E) = Osten

(W) = Westen

c) Festlegung der 6×6 -Matrix für die 12-Punkte-Mittelung

$$\hat{i} = \text{INTEGER}(i) - 2$$

$$\hat{j} = \text{INTEGER}(j) - 2$$

wobei i, j die Gitterpunktskoordinaten des beliebigen Ortspunktes darstellen. \hat{i} , \hat{j} sind die Koordinaten des Nullpunktes der ausgewählten 6×6 -Matrix im i, j System. INTEGER bedeutet, daß nur die Dezimalstellen von i und j vor dem Komma berücksichtigt werden.

d) Zuordnung der zur Bildung des Differenzenquotienten notwendigen 24 Punkte innerhalb der 6×6 -Matrix (\hat{i} , \hat{j}) und Bestimmung des Coriolisparameters f für die Gitterpunkte.

Der Coriolisparameter für die zunächst als Beispiele ausgewählten Gitterpunkte $P_{17}(\hat{i} + 1, \hat{j} + 1)$ und $P_8(\hat{i} + 2, \hat{j} + 1)$ gemäß Abbildungen 2 und 3 errechnet sich jeweils zu:

$$f_{17} = \frac{4 \pi}{86400} \sin \left[90^\circ - 2 \arctan \left(\frac{1}{31,1891} \sqrt{A} \right) \right]$$

mit

$$A = \left[25.5 - (\hat{i} + 1) \right]^2 + \left[25.5 - (\hat{j} + 1) \right]^2$$

oder

$$P_8(\hat{i} + 2, \hat{j} + 1) \text{ (siehe Abb. 3)}$$

dazu entsprechend:

$$f_8 = \frac{4 \pi}{86400} \sin \left[90^\circ - 2 \arctan \left(\frac{1}{31,1891} \sqrt{B} \right) \right] \quad (7)$$

mit

$$B = \left[25.5 - (\hat{i} + 2) \right]^2 + \left[25.5 - (\hat{j} + 1) \right]^2$$

e) Die Höhe der Hauptisobarenflächen werden als Abweichungen h von der mittleren ICAO-Standardatmosphäre H_{ICA0} in gpm angegeben.

Die 12 Punkte für die u- und v-Komponenten des geostrophischen Windes werden durch Differenzenquotientenbildung aus der Geopotentialtopographie der 24 Punkte und ihres (einheit-

lichen) Abstandes in x- und y-Richtung ermittelt gemäß:

$$u = -\frac{9,8}{f} \cdot \frac{m}{2 \cdot 381 \cdot 10^3} \Delta h_i \quad (8)$$

$$v = \frac{9,8}{f} \cdot \frac{m}{2 \cdot 381 \cdot 10^3} \Delta h_j \quad (9)$$

wobei

$$m = \frac{1 + \sin 60^\circ}{1 + \sin \varphi} = \text{Abbildungskorrektur}$$

$$\Delta h_j = h_{i, j+1} - h_{i, j-1} \text{ und}$$

$$\Delta h_i = h_{i-1, j} - h_{i+1, j}$$

jeweils als Differenzen der Abweichungen von der mittleren ICAO-Standardatmosphäre in gpm und:

$$\begin{aligned} \vec{v}_g &= -\frac{1}{\rho f} \vec{k} \times \vec{\nabla} p && \text{im z-System} \\ &= \frac{1}{f} \vec{k} \times \vec{\nabla} \Phi && \text{im p-System} \end{aligned} \quad (10)$$

mit

$$d\Phi = \frac{dp}{\rho} = -9,8 \text{ dH}$$

Φ = Geopotential

H = Höhe der Druckflächen in gpm

$$= h + H_{\text{ICAO}}$$

p = Luftdruck

Anschließend wird für den jeweiligen Ortspunkt der geostrophische Wind nach Richtung dd und Geschwindigkeit $|\vec{v}|$ bestimmt. Es gilt vereinfacht für den 10. Längengrad:

$$dd = \arctan \frac{u}{v} + 180^\circ$$

$$|\vec{v}| = \sqrt{u^2 + v^2}$$

2.3 Aufbereitung der Analysendaten für die Klassifikation

Für die statistische Bearbeitung der regionalen Wetterlagenklassifikation wird der 10jährige Zeitraum 1967 bis 1976 ausgewählt, da für diese Periode die Analysendaten der synoptischen Termine 00 und 12 Uhr GMT (01 und 13 Uhr MEZ) lückenlos auf Archivbändern vorliegen. Die Bestimmung von Geopotential, Lufttemperatur, relativer Topographie und geostrophischem Wind für beliebige Punkte in den vier Hauptdruckflächen sowie der Drucktendenz am Boden

liefert insgesamt 17 verfügbare Größen. Um den Kreis der für die Klassifikation im synoptischen und regionalen Scale in Frage kommenden Parameter zu verkleinern, können die Analysendaten sowie die synoptischen Beobachtungen der Station Frankfurt-Flughafen für verschiedene Jahreszeiten einer Cluster-Analyse nach DIXON (1975) unterzogen werden. Diese sortiert eine beliebige Anzahl von Variablen nach einem wählbaren Ähnlichkeitsmaß (hier dem Korrelationskoeffizienten) in Form von geschlossenen Feldern. Es stellt sich heraus, daß die aus den Analysendaten ermittelten Größen der einzelnen Druckflächen offensichtlich gleichermaßen für eine Gliederung geeignet sind. Ein ähnliches Ergebnis findet man für die Bodenmessungen und -beobachtungen. Die Anzahl der zur Verfügung stehenden meteorologischen Parameter kann nur unwesentlich verringert werden, da die Korrelationen - bedingt durch ihren ausgeprägten Jahresgang und teilweise sehr unterschiedlich schiefe Häufigkeitsverteilungen der Größen - keine eindeutige Auswahl zulassen.

Im Hinblick auf das Geländere relief des Oberrheingrabens wird daher der geostrophische Wind der 700-mbar-Fläche als witterungsbestimmende Bezugsgröße für ein Einteilungsschema im synoptischen Scale ausgewählt. Eine derartige Klassifikation kann für jeden Termin objektiv berechnet werden und unterliegt keinen subjektiven Abschätzungen nach Ähnlichkeitskriterien anhand einer Wetterkarte.

3 KLASSIFIKATION VON WETTERLAGEN IM REGIONALEN SCALE

3.1 Definitionen einer regionalen Wetterlagenklassifikation

Zur Definition einer regionalen Wetterlagenklassifikation, die u.a. auch sogenannte "abwärmerelevante" Situationen beschreibt, bieten sich folgende Alternativen an:

- 1) Das Eintreten einer "abwärmerelevanten" Wetterlage im regionalen Scale kann von einem Schwellenwert abhängig gemacht werden etwa in der Form

$$\frac{\text{Wert der anthropogenen Abwärme}}{\text{Wert der natürlichen Abwärme}} = \text{Schwellenwert}$$

Diese physikalisch anschauliche Definition stellt eine optimale Lösung dar, erfordert jedoch ein Strahlungsmodell, wie es erst in Verbindung mit dem Simulationsmodell "FITNAH" (Teilvorhaben 4 des Abwärmeprojektes Oberrheingebiet) entwickelt werden kann und den gesamten Oberrheingraben erfaßt.

- 2) Eine andere Möglichkeit besteht darin, eine oder mehrere großräumige Wetterlagen als Voraussetzung für das Zustandekommen einer regionalen "abwärmerelevanten" Wetterlage festzulegen, z.B. ein zentrales Hochdruckgebiet, eine Hochdruckbrücke über Mitteleuropa oder allgemein schwachgradientige Wetterlagen mit antizyklonalem Charakter.

Feldmessungen im Oberrheingraben zeigen jedoch nach Untersuchungen von MAIER et al. (1982), daß dies eine nicht vertretbare Einschränkung bedeutet.

- 3) Der hier verfolgte Lösungsweg sieht eine andere Aufteilung vor:
Ausgangspunkt ist der regionale Scale, für den "abwärmerelevante" Wetterbedingungen definiert werden. Deren Häufigkeit wird zunächst isoliert und dann in bezug auf die erwähnten Klassifikationen im synoptischen Scale untersucht. Dadurch wird der Tatsache Rechnung getragen, daß regional durchaus ähnliche Wettersituationen auch bei unterschiedlichen großräumigen Wetterlagen auftreten können.

Eine regionale Untergliederung der Wetterlagen sollte darüber hinaus im Hinblick auf die Abwärme folgende Parameter enthalten:

a) ausbreitungsspezifische Bedingungen, d.h. ein Schichtungsmaß in Verbindung mit einem Grenzwert der Windgeschwindigkeit, um den atmosphärischen Austausch zu parametrisieren,

b) abwärmespezifische Bedingungen, wie z.B. das Ausschließen von Niederschlägen und das Vorhandensein einer Wolkendecke, die ihrerseits eine Verringerung des natürlichen bodennahen Wärmeumsatzes bewirken und dadurch den Anteil der anthropogenen Umsätze relativ erhöhen.

Die Wahl abwärmespezifischer Bedingungen ist zunächst subjektiv und erfordert die Betrachtung unterschiedlicher Grenzwerte, um ein breites Spektrum von "abwärmerelevanten" Situationen vollständig beschreiben zu können.

3.2 Parametrisierung der thermischen Schichtung durch Bodenmessungen und -beobachtungen

Mittels statistischer Verfahren ist es möglich, die thermische Schichtung durch entsprechende Bodenmessungen und -beobachtungen synoptischer Stationen zu parametrisieren. Das für den Zeitraum 1976 (V) bis 1978 (IV) aufbereitete Datenkollektiv der kleinaerologischen Temporärstationen Philippsburg und Oberhausen liefert hierzu die erforderlichen Ausgangsdaten der vertikalen Temperaturverteilung für die Termine 07 und 13 Uhr MEZ. Diese Stationen waren gezielt für Untersuchungen des Forschungsvorhabens "Abwärmeprojekt Oberrheingebiet" eingerichtet worden.

Der Oberrheingraben kann anhand dieser Ergebnisse in drei Regionen eingeteilt werden, die ohne Berücksichtigung der NATURRÄUMLICHEN GLIEDERUNG DEUTSCHLANDS (1960) im folgenden als südlicher, mittlerer und nördlicher Oberrheingraben bezeichnet werden. Der südliche Oberrheingraben umfaßt das Gebiet des Rheintals zwischen Kaiserstuhl und Karlsruhe, der mittlere das zwischen Karlsruhe und Mannheim

und der nördliche das von Mannheim bis einschließlich dem Rhein-Main-Becken. Die genaue geographische Lage der beiden klimatologischen Aufstiegsstellen kann der Abbildung 4 entnommen werden. Die Station Oberhausen ist für das südliche, die Station Philippsburg für das mittlere Oberrheingebiet als repräsentativ anzusehen. Eine vorhandene, einjährige Aufstiegsreihe aus dem nördlichen Oberrheingebiet (Offenbach am Main), wurde wider Erwarten von Dritten für dieses Forschungsvorhaben nicht freigegeben.

Häufigkeitsstatistiken regionaler "abwärmerelevanter" Situationen können mit Hilfe des statistischen indirekten Bestimmungsverfahrens auch auf den 10jährigen Zeitraum 1967 bis 1976 übertragen werden.

Alle in diesem Zusammenhang untersuchten meteorologischen Parameter sind in Tabelle 1 zusammengestellt: von den dort angegebenen 21 meteorologischen Größen, die auf Registrierungen und Beobachtungen synoptischer Stationen bzw. kleinaerologischer Temporärstationen zurückgehen, werden mit Ausnahme der Extremwerte, der Amplitude des Tagesganges der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe der letzten 24 Stunden die Werte zu den Aufstiegs-terminen um 07 und 13 Uhr MEZ verwendet. Den Parametern mit den laufenden Nummern 22 bis 33 sind die Schichtungsmaße bzw. die Inversionskenngrößen der kleinaerologischen Aufstiege zu entnehmen, während die Nummer 34 bis 38 verschiedene Auswahlkriterien enthalten. Für eine statistische Bestimmung der thermischen Schichtung durch Bodenmessungen bietet sich aufgrund der Anzahl der verfügbaren meteorologischen Größen die Methode der multiplen, schrittweisen Regression nach DIXON (1975) an. Dieses Verfahren liefert einen möglichen Zusammenhang in Form von Regressionsgleichungen, wobei zur Kennzeichnung der Übereinstimmung beider Datensätze die multiplen Korrelationskoeffizienten mit zugehörigem Bestimmtheitsmaß, Umfang der zugrunde gelegten Messungen sowie der zwischen Messungen und Berech-

nungen festzustellende mittlere Fehler angegeben werden. Bei einer Regressionsgleichung kann jeweils die abhängige Variable (im vorliegenden Fall die Schichtungsgrößen bzw. Auswahlkriterien der kleinaerologischen Messungen) durch eine Kombination unabhängiger Variabler (hier Bodenmessungen und -beobachtungen synoptischer und kleinaerologischer Stationen) in der Form

$$Y = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_nx_n \quad (11)$$

ausgedrückt werden.

Als Voraussetzung für die Anwendung muß gelten:

- 1) Der Zusammenhang zwischen der abhängigen und den unabhängigen Variablen ist linear. Dies wird hier in erster Näherung angenommen, wobei die Größe des Korrelationskoeffizienten als ein gutes Maß für die Gültigkeit dieser Annahme betrachtet werden kann.
- 2) Die Variablen sind normal verteilt. Einige meteorologische Größen weisen eine schiefe Häufigkeitsverteilung auf, können aber zum Teil durch Transformationen in eine Normalverteilung übergeführt werden.

3.2.1 Berechnungen von statistischen Kenngrößen und Auswahl geeigneter Schichtungsparameter

Für die rechnerische Bestimmung der Schichtungsgrößen kleinaerologischer Messungen mittels Regression werden für Philippsburg die synoptischen Daten von Karlsruhe herangezogen; für die Aufstiegsstelle Oberhausen wird Freiburg i.Br. als Regressionspartner benutzt.

Eine Übersicht über die Größenordnung der in die Regression eingehenden Parameter und wesentliche Merkmale ihrer Häufigkeitsverteilungen sind in Tabelle 2 zusammengestellt.

Hier werden:

Mittelwert \bar{x} ,

Standardabweichung s ,

Variationskoeffizient $\frac{s}{\bar{x}}$,

$$\text{Schiefe } \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^3}{s^3},$$

$$\text{Krümmung } \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^4}{s^4},$$

Maximum, Minimum, kleinster und größter standardnormierter Wert der in Tabelle 1 unter den Nummern 1 bis 34 angegebenen Parameter am Beispiel des Stationspaares Oberhausen/Freiburg angegeben. Allerdings muß beachtet werden, daß die Parameter der Gruppen 1 bis 15, 16 bis 19 und 20 bis 34 aus Teilkollektiven unterschiedlichen Umfangs bestimmt werden. Die statistischen Kenngrößen der einzelnen Parameter werden nämlich für die jeweils maximale Anzahl von Terminen ermittelt, für die Aufzeichnungen der jeweiligen Datengruppen vorliegen.

Wie bereits schon die Clusteranalyse ergibt, weisen u.a. Windgeschwindigkeit, Sichtweite, Taupunktdifferenz und Niederschlagshöhe als sogenannte unabhängige Variable Häufigkeitsverteilungen mit positiver Schiefe auf. Außerdem findet man, daß auch die Schichtungsgrößen, die hier als abhängige Variable behandelt werden, nahezu ohne Ausnahme ebenfalls eine positiv schiefe Häufigkeitsverteilung besitzen. Die wenigsten meteorologischen Parameter sind also normalverteilt, was sich im Falle einer Regression aber nicht unbedingt ungünstig auswirken muß. Wird nämlich ein signifikanter (multipler oder einfacher) Korrelationskoeffizient gefunden, so ist ein überzufälliger Zusammenhang zwischen beiden Größen streng statistisch erwiesen. Dabei kann die Berechnung der Werte mit Hilfe der Regressionsgleichung eine andere Form der Häufigkeitsverteilung ergeben, was jedoch mit Hilfe

geeigneter Transformationen der (wesentlichen) Regressionspartner korrigiert werden kann.

Zunächst werden die Regressionsvariablen ohne aufwendige Transformationen in ihrer Beziehung zueinander betrachtet. Die Korrelationsmatrix der ersten 34 Parameter ist wiederum am Beispiel des Stationspaares Oberhausen/Freiburg für Aufstiege mit Inversionen (aus den klein-aerologischen Aufstiegen abgeleitetes Auswahlkriterium INVJA = 1) in Tabelle 3 angegeben. Obwohl nur 112 Termine (wegen Ausfalls von Radiosondenaufstiegen) fehlen, schrumpft das ursprüngliche Kollektiv aufgrund dieser Bedingung für den Zweijahreszeitraum auf 840 Termine.

Tabelle 3 ist zu entnehmen, daß Korrelationskoeffizienten von mehr als 0,9 nur zwischen den Lüfttemperaturwerten von synoptischer Station und Aufstiegsstation erreicht werden. Die Windgeschwindigkeit, die ebenfalls an beiden Stationen gemessen wird, korreliert dagegen nur mit einem Korrelationskoeffizienten $r = 0.68$.

Die Inversionsgrößen, die nach den jeweils ersten Inversionen, den mächtigsten Inversionen und Inversionen mit dem größten Temperatursprung gegliedert werden, korrelieren untereinander (trivialerweise) ebenfalls im Bereich von 0.7 bis 0.94. Die besten Korrelationskoeffizienten der Bodenmessungen und -beobachtungen an der synoptischen Station Freiburg selbst werden - wie aufgrund des physikalischen Zusammenhangs erwartet - zwischen Sichtweite und Windgeschwindigkeit, tiefer und hoher Bewölkung, Bewölkung und Sonnenscheindauer erreicht, variieren jedoch zwischen 0.5 und 0.75 und liegen damit um zwei Zehntel niedriger als die der Inversionsparameter.

Zwischen dem Temperaturgradienten der Höhenschicht 0 bis 500 m über Grund in Oberhausen und dem Regressionspartner Ausbreitungsklasse, die aus Windgeschwindigkeit, Bewölkung und

Tageszeit von Freiburg nach der Methode von KLUG/MANIER (1975) ermittelt wird, errechnet sich nur ein Korrelationskoeffizient von 0.34. Diese Korrelation wird mit den Regressionspartnern T56 (Taupunktdifferenz gemessen in Oberhausen) mit $r = 0.57$, von T12 (Lufttemperatur in Oberhausen) mit $r = 0.44$, von IDIF (Taupunktdifferenz in Freiburg) mit $r = 0.42$, von TEXT (Lufttemperaturextrema in Freiburg) mit $r = 0.39$, von IF (Windgeschwindigkeit in Freiburg) mit $r = 0.38$, usw. übertroffen. Die schwache Korrelation der Ausbreitungsklassen mit den Temperaturgradienten, die allerdings noch weit oberhalb der Signifikanzgrenze für einen zu 99.9 Prozent sicheren Zusammenhang ($r_{99.9} \leq 0.15$) liegt, ist vermutlich weniger auf den räumlichen Abstand dieser beiden Stationen (~ 30 km) als vielmehr auf die unterschiedliche Struktur der umgebenden Orographie und den Stadteinfluß an der Station Freiburg zurückzuführen.

Aus der Betrachtung der Korrelationsmatrix ergeben sich mehrere Folgerungen:

1. Keine Bodenmessung oder -beobachtung einzelner meteorologischer Parameter der synoptischen und der kleinaerologischen Stationen korreliert hinreichend gut mit den Schichtungs- und Inversionsparametern, um sie für die Durchführung einer langjährigen Regressionsstatistik ersetzen zu können.
2. Einige meteorologische Parameter aus Bodenmessungen oder -beobachtungen korrelieren jedoch mit den Schichtungsgrößen so gut, daß die Signifikanzgrenze für einen zu 99.9 Prozent sicheren statistischen Zusammenhang ($r_{99.9}$) weit überschritten wird.
3. Die Bodenmessungen der kleinaerologischen Stationen korrelieren in der Regel etwas besser mit den Schichtungsgrößen als die der synoptischen Stationen, was sich zwanglos aus den unterschiedlichen räumlichen Abständen erklärt.

Eine hinreichend gute Beschreibung der Schichtungsgrößen kann also nur durch eine Kombination mehrerer meteorologischer Parameter aus Bodenmessungen und -beobachtungen erzielt werden. Da für eine Statistik über einen längeren Zeitraum nur die Daten der Synopstationen zur Verfügung stehen, wird zunächst für alle Schichtungsparameter der Station Oberhausen eine schrittweise multiple Regression mit der synoptischen Station Freiburg (ergänzt durch Messungen in Oberhausen selbst) als Regressionspartner durchgeführt. Hierbei ergeben sich die folgenden multiplen Korrelationskoeffizienten:

Schichtungsparameter (Tab. 1)	jeweils erste Inversion			mächtigste Inversion		
	IS1	IS2	S3	IS4	IS5	S6
multipler Korrelationskoeffizient	0.28	0.42	0.50	0.28	0.47	0.52

Schichtungsparameter (Tab. 1)	IHM	Inversion mit dem größten Temperatursprung			Temperaturgradient	
		IS7	IS8	S9	S10	S11
multipler Korrelationskoeffizient	0.50	0.26	0.45	0.55	0.65	0.51

In diese erste Abschätzung gehen alle 1460 Aufstiegstermine des zweijährigen Zeitraumes 1976 (V) bis 1978 (IV) ein, d.h. es sind auch die Termine der 112 Fehlstarts oder Ausfälle enthalten, was die Güte der multiplen Korrelationskoeffizienten etwas mindert.

Die beste Korrelation ergibt sich für die Schichtungsgröße S10 (Temperaturgradient der Höhenschicht zwischen 0 und 500 m über Grund), während für S11 (Temperaturgradient der Höhenschicht zwischen 500 und 1000 m über Grund) die multiple Regression schwächer ausfällt. Relativ hohe Korrelationskoeffizienten werden noch für Inversionen mit dem größten Tempera-

tursprung (S9), Temperatursprung der jeweils ersten und der mächtigsten Inversion (S3 und S6) erreicht.

Da wegen der Auswirkung der Abwärme eine Begrenzung der Höhengschicht auf 1000 m über Grund sinnvoll erscheint (siehe auch mittlere Mischungsschichthöhe IHM in Tab. 2), werden für eine Parametrisierung die Schichtungsgrößen der jeweils ersten Inversionen mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund (S3, IS2, IS1) und des mittleren Temperaturgradienten zwischen 0 und 500 m über Grund (S10) ausgewählt.

3.2.2 Berechnung von multiplen Regressionsgleichungen für Jahres- und Tageszeiten sowie für den Gesamtzeitraum

In den Tabellen 4 und 5 sind die in die Gleichungen der multiplen, schrittweisen Regression eingehenden Variablen ohne Transformation sowie deren Korrelationskoeffizienten für vier verschiedene Schichtungsgrößen der Stationspaare Philippsburg/Karlsruhe und Oberhausen/Freiburg von Teilzeiträumen aufgelistet. Dabei stehen die Variablen in der Reihenfolge ihres Beitrages zur Güte des multiplen Korrelationskoeffizienten. Weiterhin angegeben ist der Umfang der für die Teilzeiträume zur Verfügung stehenden Datenkollektive und als Gütemaß ein auf dieser Anzahl der Fälle basierender Grenzwert des Zufalls-Korrelationskoeffizienten. Je größer die positive Differenz zwischen dem multiplen Korrelationskoeffizienten und dieser Signifikanzgrenze ist, um so sicherer ist der statistische Zusammenhang.

a) Temperaturgradient der Höhengschicht 0 bis 500 m über Grund (S10)

Die multiplen Korrelationskoeffizienten für die Teilzeiträume (Jahreszeiten, Aufstiegs-terminen) der beiden kleinaerologischen Stationen Philippsburg und Oberhausen sind durchweg geringer als der des Gesamtzeitraumes; eine Ausnahme stellt in Oberhausen das Teil-

kollektiv der Aufstiege um 07 Uhr MEZ im Frühjahr dar. Die geringste Korrelation zwischen den Bodenmessungen bzw. -beobachtungen und dem Temperaturgradienten findet sich für beide Standorte im Teilzeitraum der Termine um 13 Uhr MEZ des Frühjahres und des Sommers. Dies spiegelt sich in der geringen Anzahl und der Art der Parameter wider, die die Regressionsgleichungen bestimmen. Die multiplen Korrelationskoeffizienten liegen jedoch noch über dem Grenzwert der Zufalls-Korrelationskoeffizienten.

In der Zusammensetzung der Regressionsgleichungen für die Teilzeiträume der Stationen Philippsburg und Oberhausen sind Ähnlichkeiten festzustellen, d.h. die für die Größe des Temperaturgradienten überwiegend verantwortlichen Parameter sind die gleichen. Den unterschiedlichen orographischen und klimatischen Bedingungen wird also vorwiegend durch die Reihenfolge der Regressionsvariablen und deren Wichtung Rechnung getragen.

b) Temperatursprung der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund (S3) für

$$\text{IRR} \leq 0.1 \text{ mm, FFST} < 5.0 \text{ m/s, INVJA} = 1$$

Für den Temperatursprung der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund zeigen die Regressionsgleichungen der Teilzeiträume, wie den Tabellen 4 und 5 zu entnehmen ist, keine Regelmäßigkeiten in ihrer Zusammensetzung. Auch ist im Vergleich der Regressionsgleichungen beider Aufstiegsstationen nahezu keine Ähnlichkeit vorhanden; lediglich in der Regressionsgleichung des Gesamtzeitraumes steht die Lufttemperatur T12 übereinstimmend an erster Stelle. Der Grenzwert des Zufalls-Korrelationskoeffizienten $r_{99,9}$ liegt bei dieser Schichtungsgröße für die Mittagstermine im Frühjahr und Sommer sogar über dem berechneten multiplen Korrelationskoeffizienten. Ein statistischer Zusammenhang kann für diese Teilkollektive daher nicht angenommen werden.

- c) Mächtigkeit der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund (IS2) für
 $IRR \leq 0.1 \text{ mm}$, $FFST < 5.0 \text{ m/s}$, $INVJA = 1$

Gegenüber den multiplen Korrelationskoeffizienten des Temperaturgradienten und des Temperatursprungs ist bei der Parametrisierung der Inversionsmächtigkeit eine zunehmende Verschlechterung des statistischen Zusammenhangs zu verzeichnen. Ebenso wenig wie bei der Regression des Temperatursprungs ist hier eine Regelmäßigkeit in der Anordnung der unabhängigen Regressionsvariablen zu erkennen. Dies gilt sowohl für die Teilzeiträume und den Gesamtzeitraum als auch im Vergleich für die beiden Standorte. Die Werte des Zufalls-Korrelationskoeffizienten $r_{99.9}$ liegen für nahezu alle Jahres- und Tageszeiten entweder über den berechneten multiplen Korrelationskoeffizienten oder nur geringfügig darunter.

- d) Untergrenze der jeweils ersten Inversion (IS1) für
 $IRR \leq 0.1 \text{ mm}$, $FFST < 5.0 \text{ m/s}$, $INVJA = 1$

Die Größenordnung der multiplen Korrelationskoeffizienten erreicht für die indirekte Bestimmung der Lage der Inversionsuntergrenze während aller Teilzeiträume und an beiden Stationen die des Temperatursprungs. Wie bei der Berechnung der Regressionsgleichungen für den Temperatursprung der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund zeigen die Regressionsgleichungen der Teilzeiträume keine Regelmäßigkeit in ihrer Zusammensetzung. Der Vergleich beider Aufstiegsstationen läßt ebenfalls für die Teilzeiträume keine Parallelen in der Anordnung der unabhängigen Regressionsvariablen erkennen; lediglich in der Regressionsgleichung des Gesamtzeitraumes ist bei beiden Stationen die Ausbreitungsklasse KLA an erster Stelle zu finden. Ein zu 99.9 % gesicherter statistischer Zusammenhang für die Mittagstermine im Frühjahr, Sommer und Herbst sowie des Gesamtzeitraumes ist nicht mehr gegeben.

Es kann festgestellt werden, daß bis auf eine Ausnahme - Temperatursprung S3 zum Mittagstermin (13 Uhr MEZ) des Gesamtzeitraumes in Philippsburg - die Regression durch Aufspaltung in Teilkollektive unter Berücksichtigung des Jahres- und Tagesganges der Parameter keine Verbesserung der Korrelationskoeffizienten erbringt. Zum einen ergibt sich das aus der zugrundeliegenden kurzen zweijährigen Meßreihe kleinaerologischer Aufstiege, zum anderen aus einigen für die Regression wichtigen Parameter wie Lufttemperatur, Taupunktdifferenz, Sichtweite und Windgeschwindigkeit, die ebenfalls einen Tages- und Jahresgang aufweisen.

Für die Beschreibung einer regionalen Wetterlage mit Hilfe der thermischen Schichtung werden daher aufgrund der Güte der multiplen Korrelationskoeffizienten bei beiden Aufstiegsstellen nur der Temperaturgradient zwischen 0 und 500 m über Grund (S10) und der Temperatursprung der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m (S3) herangezogen. Auf die Hinzunahme der Höhenlage der Inversionsuntergrenze wird verzichtet, um die Zahl der Klassen und ihre Ungenauigkeit nicht zu erhöhen. Nach erfolgter Wurzel-Transformation der abhängigen Variablen S10 und S3 sowie der unabhängigen Variablen FFST, T56 und IV (Tab. 1), die alle eine positiv-schiefe Verteilung aufweisen, ergibt sich die endgültige Form der Regressionsgleichungen.

I. Regression Philippsburg - Karlsruhe

- 1) Temperaturgradient der Höhenschicht
 0 bis 500 m über Grund (S10)
 Regressionsgleichung:

$$\begin{aligned} \sqrt{S10 + 3400} &= 85.542 && - 1.342 \cdot \sqrt{T56} \\ &+ 3.003 \cdot INVJA && + 0.001 \cdot IHL \\ &+ 0.0017 \cdot T34 && - 0.045 \cdot TST \\ &- 0.160 \cdot \sqrt{FFST} && + 0.084 \cdot T12 \\ &- 0.048 \cdot T78 && - 0.103 \cdot \sqrt{IV} \\ &- 0.026 \cdot IDR && - 0.222 \cdot KLA \end{aligned}$$

(12)

Multipler Korrelationskoeffizient

$$r = 0.7677,$$

Bestimmtheitsmaß

$$r^2 = 0.5894,$$

Anzahl der Termine

$$n = 1245,$$

Mittlerer Fehler von S10:

$$\pm 0.375 \text{ K}/100 \text{ m.}$$

- 2) Temperatursprung der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund (S3), für

$$\text{IRR} \leq 0.1 \text{ mm, FFST} < 5.0 \text{ m/s, INVJA} = 1$$

Hier wird die Regression für die Aufstiegs-
termine getrennt durchgeführt.

a) Regressionsgleichung für den 07-Uhr-
MEZ-Termin:

$$\sqrt{\frac{S3}{10}} = 1.848 - 0.003 \text{ TST} - 0.027 \cdot \sqrt{\text{IV}} \quad (13)$$

Multipler Korrelationskoeffizient

$$r = 0.3548,$$

Bestimmtheitsmaß

$$r^2 = 0.1259,$$

Anzahl der Termine

$$n = 378,$$

Mittlerer Fehler von S3:

$$\pm 0.58 \text{ K.}$$

b) Regressionsgleichung für den 13-Uhr-
MEZ-Termin

$$\sqrt{\frac{S3}{10}} = 0.09 - 0.05 \cdot \text{T12} \\ + 0.115 \cdot \text{NH} + 0.087 \cdot \text{IAD} \\ + 0.165 \cdot \text{KLA} \quad (14)$$

Multipler Korrelationskoeffizient

$$r = 0.5966,$$

Bestimmtheitsmaß

$$r^2 = 0.3560,$$

Anzahl der Termine

$$n = 160,$$

Mittlerer Fehler von S3:

$$\pm 0.60 \text{ K.}$$

II. Regression Oberhausen - Freiburg

- 1) Temperaturgradient der Höschicht 0 bis
500 m über Grund (S10)

Regressionsgleichung:

$$\sqrt{S10 + 3400} = 59.104 - 0.872 \cdot \sqrt{T56} \\ + 3.04 \cdot \text{INVJA} + 0.001 \cdot \text{IHL} \\ - 0.447 \cdot \sqrt{\text{FFST}} - 0.011 \cdot \text{T78} \\ - 0.127 \cdot \text{NH} + 0.09 \cdot \text{IAD} \quad (15)$$

Multipler Korrelationskoeffizient

$$r = 0.7656,$$

Bestimmtheitsmaß

$$r^2 = 0.5559,$$

Anzahl der Termine

$$n = 1348,$$

Mittlerer Fehler von S10:

$$\pm 0.42 \text{ K}/100 \text{ m.}$$

- 2) Temperatursprung der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund (S3), für

$$\text{IRR} \leq 0.1 \text{ mm, FFST} < 5.0 \text{ m/s, INVJA} = 1$$

Regressionsgleichung:

$$\sqrt{\frac{S3}{10}} = 11.320 - 0.003 \cdot \text{T12} \\ - 0.125 \cdot \sqrt{\text{FFST}} - 0.030 \cdot \sqrt{\text{IV}} \\ + 0.048 \cdot \text{IAD} - 0.072 \cdot \sqrt{T56} \\ - 0.034 \cdot \text{NG} + 0.095 \cdot \text{KLA} \\ + 0.0009 \cdot \text{IHL} - 0.009 \cdot \text{IDR} \quad (16)$$

Multipler Korrelationskoeffizient

$$r = 0.5997,$$

Bestimmtheitsmaß

$$r^2 = 0.3596,$$

Anzahl der Termine

$$n = 503,$$

Mittlerer Fehler von S3:

$$\pm 0.48 \text{ K.}$$

3.3 Indirekte Bestimmung des Vorkommens einer Inversion

Durch Einbeziehung des aus den kleinaerologischen Messungen abgeleiteten Auswahlkriteriums INVJA (Tab. 1) werden vor allem zur Berechnung des mittleren Temperaturgradienten der Höhengschicht 0 bis 500 m über Grund hohe Korrelationskoeffizienten erzielt. Für die Berechnung des Temperatursprungs der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund ist die Kenntnis des Vorkommens einer Inversion (INVJA = 1) ohnehin Voraussetzung.

Um daher mit Hilfe der synoptischen Daten für den 10jährigen Zeitraum 1967 bis 1976 Temperaturgradienten und bei Inversionen Temperatursprünge beschreiben zu können, muß dieses Auswahlkriterium INVJA zunächst bestimmt werden. Zu diesem Zweck werden Schwellenwerte und Gültigkeitsbereiche für einige, durch multiple Regression ermittelte Größen der Bodenmessungen und -beobachtungen von synoptischen Stationen eingeführt und eine Abfragekette meteorologischer Bedingungen erstellt. Unter den Voraussetzungen geringen Niederschlags und niedriger Windgeschwindigkeit, d.h. $IRR \leq 0.1$ mm (A) und $IF < 10$ kn (B), wird sowohl für das Stationspaar Philippsburg/Karlsruhe als auch für Oberhausen/Freiburg durch diese Abfragekette eine Aussage über das Vorkommen einer Inversion (INVJA: 0 = nein, 1 = ja) erhalten. Der Vergleich mit den tatsächlich gemessenen Schichtungsverhältnissen des Zeitraumes 1976 (V) bis 1978 (IV) ergibt eine Übereinstimmung in 78 % der Aufstiege für beide Aufstiegsorte.

Unter den obigen Voraussetzungen (A) und (B) ist dann eine Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund im mittleren und südlichen Oberrheingraben zu finden, wenn für die Bodenmessungen und -beobachtungen von Karlsruhe bzw. Freiburg um 07 und 13 Uhr MEZ folgende Abfragekette eingehalten wird (INVJA = 1), wobei wiederum die in Tabelle 1 angegebene

nen Symbole verwendet werden:

- 1) $ITE > TEXT$ und $IAMPL > IDIF$ oder
- 2) $ITE \geq TEXT$ und $IAMPL \geq IDIF$ und $(NH < 4$ oder $NH = 9)$ oder
- 3) $IAMPL \geq IDIF$ und $IV \leq 10$ km und $IF \leq 6$ kn oder
- 4) $IAMPL > 10$ K und $IDIF > 10$ K und $IV \leq 10$ km und $|IAMPL - IDIF| \leq 3$ K oder
- 5) $IAMPL \leq 2$ K und $IV \leq 10$ km und $IF \leq 6$ kn oder
- 6) $(TEXT < 10$ °C oder $IDR > 1020$ mbar) und $IDIF < 10$ K und $IAMPL < 10$ K und $(IF + NH) < 10$ oder
- 7) $(TEXT < 10$ °C oder $IDR > 1020$ mbar) und $IDIF < 10$ K und $IAMPL < 10$ K und $ITE > TEXT$ oder
- 8) $(TEXT < 10$ °C oder $IDR > 1020$ mbar) und $IAMPL > IDIF$ und $(IF + NH) < 10$ oder
- 9) $(TEXT < 10$ °C oder $IDR > 1020$ mbar) und $(IAMPL - IDIF) \geq 4$ K und $ITE \geq TEXT$ oder
- 10) $TEXT < 10$ °C und $IDR \geq 1030$ mbar und $IAMPL > IDIF$.

Mit Hilfe dieser Abfragekette und der Anwendung der oben angeführten Regressionsgleichungen (12) bis (16) kann der mittlere Temperaturgradient der Höhengschicht 0 bis 500 m über Grund (S10) und das Vorkommen einer Inversion (INVJA = 1) mit bestimmter Intensität unterhalb 1000 m über Grund (S3) aus den Bodenmessungen für den 10jährigen Zeitraum im mittleren und südlichen Oberrheingebiet ermittelt werden, wobei einige Bodenmessungen am Aufstiegsort durch äquivalente Messungen der Synopstation ersetzt werden. Um eine Überprüfung der für die Periode 1967 bis 1976 über Regressionsgleichungen berechneten Schichtungsparameter vornehmen zu können, wird die für den Zeitraum 1976 (V) bis 1977 (IV) vorliegende Häufigkeit der gemessenen Schichtungsgrößen S3 und S10 mit der für den gleichen Zeitraum errechneten verglichen. Es muß hier auf einen einjährigen Bezugszeitraum zurückgegriffen werden, da die für die Klassifikation im synoptischen Scale erforderlichen Analysendaten lediglich bis zum Jahre 1977 in geprüfter Form archiviert sind. Die sich aus den gemessenen und berechneten Daten ergebende Korrektur wird anschließend auf den 10jährigen

Zeitraum übertragen. Ähnliche Verfahren sind in der Klimatologie bei der Reduktion von kurzen auf lange Zeitreihen üblich.

In Abbildung 5 ist die relative Häufigkeit des gemessenen mittleren Temperaturgradienten der Höhenschicht zwischen 0 und 500 m über Grund sowie die durch die multiple Regression berechnete Verteilung für den Bezugszeitraum und den 10jährigen Zeitraum (unkorrigiert) angegeben. Es ist festzustellen, daß die Häufigkeitsverteilungen der an den beiden Aufstiegsorten gemessenen Temperaturgradienten im wesentlichen durch die Häufigkeit der mit Hilfe der multiplen Regression berechneten Werte wiedergegeben werden. Die Abweichungen beschränken sich überwiegend auf kleine Intervalle und den Bereich seltener extremer Temperaturgradienten.

Die relative Häufigkeit des Temperatursprungs der untersten bzw. ersten Inversion (Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund) wird durch die Regression für beide Aufstiegsstationen unterschiedlich gut wiedergegeben (Abb. 6). Während für Oberhausen eine relativ gute Übereinstimmung zwischen Messungen und Berechnungen erreicht wird, ist die Verteilung der für den Bezugszeitraum berechneten Temperatursprünge für Philippsburg zu etwas höheren Werten verschoben. Dies muß durch eine anschließende Korrektur ausgeglichen werden.

4 DEFINITION "ABWÄRMERELEVANTER" WETTER-SITUATIONEN IM ZUSAMMENHANG MIT DER REGIONALEN UND SYNOPTISCHEN WETTERLAGEN-KLASSIFIKATION

Ausgehend von der thermischen Schichtung wird über die beschriebene Abfragekette meteorologischer Bedingungen und über die multiple Regression eine regionale Wetterlagenklassifikation im mittleren und südlichen Oberrheingebiet für den Zeitraum 1967 bis 1976 erstellt. Parallel dazu wird die großräumige Gliederung durch die in Kapitel 1.1 vorgestellten Wetter-

lageneinteilungen vorgenommen:

- 1) Einteilung nach Klassen des geostrophischen Windes der 700-mbar-Druckfläche für die vier Hauptwindrichtungen Norden, Osten, Süden und Westen sowie getrennt nach den Windgeschwindigkeitsbereichen $v_{700} \leq 6$ m/s und $v_{700} > 6$ m/s mit v_{700} = Windgeschwindigkeit in der 700-mbar-Fläche;
- 2) Gliederung nach den zu fünf Großwettertypen zusammengefaßten Großwetterlagen nach HESS und BREZOWSKY (1969).

Durch die Zuordnung der regionalen Klassifikation, die in erster Linie auf einer Bestimmung der thermischen Schichtung beruht, zu den Wetterlagen im synoptischen Scale, wird es möglich, eine Untersuchung der Wechselwirkung zwischen regionalem und synoptischem Scale vorzunehmen.

Die thermische Schichtung und damit die regionalen Wetterlagen werden zunächst in Form von Klassen des Temperaturgradienten, die gleichzeitig den Rahmen für die Sonderfälle der regionalen "abwärmerelevanten" Wettersituationen darstellen, ausgedrückt. Diese Temperaturgradientklassen können jedoch nur dann als "regionale Wetterlagen" bezeichnet werden, wenn sie mit einer der zwei erwähnten Wetterlagenklassifikationen im synoptischen Scale in Verbindung gebracht werden.

Die Einteilung der Temperaturgradienten erfolgt nach:

- Typ A (labil):
 $S_{10} \leq - 1.0$ K/100 m
- Typ B (leicht labil):
 $- 1.0$ K/100 m $< S_{10} \leq - 0.65$ K/100 m
- Typ C (leicht stabil):
 $- 0.65$ K/100 m $< S_{10} < 0.0$ K/100 m
- Typ D (stabil):
 $S_{10} \geq 0.0$ K/100 m

Da ein definierter Abwärmegrenzwert derzeit noch nicht existiert, werden für das Auftreten "abwärmerelevanten" regionaler Wettersituatio-

nen zusätzlich abwärmespezifische Bedingungen in Form zweier extremer Schwellenwertgruppen eingeführt. Dadurch wird erreicht, daß zwei Grenzbereiche der "Abwärmerelevanz" erfaßt werden. Diese lauten für:

a) weit gefaßte abwärmespezifische Bedingungen

Typ E1:
 $-0.65 \text{ K/100 m} < S10 < 0.0 \text{ K/100 m}$ (Typ C);
 $NG \geq 3/8$ oder $IV \leq 4 \text{ km}$, $IF \leq 6 \text{ kn}$,
 $IRR \leq 0.1 \text{ mm}$;

Typ F1: wie Typ E1, jedoch
 $S10 \geq 0.0 \text{ K/100 m}$ (Typ D);

Typ G1: wie Typ E1 oder F1 und
 $1 \text{ K} \leq S3 \leq 2 \text{ K}$

Typ H1: wie Typ E1 oder F1 und $S3 > 2 \text{ K}$.

b) eng gefaßte abwärmespezifische Bedingungen

Typ E2:
 $-0.65 \text{ K/100 m} < S10 < 0.0 \text{ K/100 m}$ (Typ C);
 $NG \geq 6/8$ oder $IV \leq 2 \text{ km}$, $IF \leq 6 \text{ kn}$,
 $IRR \leq 0.1 \text{ mm}$;

Typ F2: wie Typ E2, jedoch
 $S10 \geq 0.0 \text{ K/100 m}$ (Typ D);

Typ G2: wie Typ E2 oder F2 und
 $1 \text{ K} \leq S3 \leq 2 \text{ K}$;

Typ H2: wie Typ E2 oder F2 und $S3 > 2 \text{ K}$.

Die Definitionen aller Klassen sind in Tabelle 6 nochmals zusammengefaßt dargestellt.

Die Wetterlagenklassen E1 und E2 enthalten demnach als ausbreitungsspezifische Voraussetzung das Auftreten der Temperaturgradientklasse C, die Wetterlagenklassen F1 und F2 das der Temperaturgradientklasse D. Als abwärmespezifische Voraussetzungen gelten Schwellenwerte des Bedeckungsgrades NG, der Sichtweite IV, der Windgeschwindigkeit IF und Ausschluß fallender Niederschläge ($IRR \leq 0,1 \text{ mm}$), wobei die Begrenzung von Windgeschwindigkeit und Niederschlagshöhe den Klassen E bis H gemeinsam ist.

Die Klassen G1 und H1 sowie G2 und H2 sind als Untergruppe der Klassen E1 und F1 sowie E2 und F2 definiert. Hier werden modifizierte Bedingungen der atmosphärischen Stabilität durch das Vorkommen von Inversionen einer bestimmten Intensität gestellt.

5 STATISTIK DER REGIONALEN WETTERLAGEN-KLASSIFIKATION

5.1 Korrekturverfahren zur Reduktion des kurzen auf den längeren Zeitraum

Die regionalen Wetterlagen umfassen sowohl die Temperaturgradientklasse A bis D als auch die "abwärmerelevanten" Wetterlagen E bis H. Beide Kollektive basieren auf einer einjährigen Meßreihe und sind auf einen Zehnjahreszeitraum zu reduzieren und zu korrigieren. Die mit Hilfe synoptischer Daten berechneten Häufigkeiten der Temperaturgradientklassen A bis D für den 10jährigen Zeitraum werden jahreszeitlich durch das Differenzenverfahren korrigiert, d.h. für jede Jahreszeit und jede Klasse wird die Differenz der für das Bezugsjahr gemessenen und berechneten relativen Häufigkeiten bestimmt und von den für den 10jährigen Zeitraum ermittelten relativen Häufigkeiten abgezogen. Der Mittelwert der absoluten Abweichungen für vier Klassen in vier Jahreszeiten liegt für beide Stationen bei 6.6 %. Die mittlere korrigierte jährliche Anzahl der Fälle der Klassen A bis D des langen Zeitraumes errechnet sich schließlich als Summe der korrigierten Zahl der Fälle für die einzelnen Jahreszeiten.

Für die Reduktion der relativen Häufigkeiten der regionalen Wetterlagen E bis H auf den vieljährigen Zeitraum wird ebenfalls das Differenzenverfahren angewendet, während die absoluten Häufigkeiten durch das Quotientenverfahren nach ALISSOW et al. (1956) korrigiert werden.

Aus der Jahresverteilung der für das Bezugsjahr gemessenen und berechneten Häufigkeit der regionalen Wetterlagen E bis H wird für jede Klasse eine mittlere Differenz bestimmt. Diese wird von den relativen Häufigkeiten der entsprechenden Wetterlagenklassen aller Jahreszeiten des Zeitraumes 1967 bis 1976 gleichermaßen subtrahiert. Der Mittelwert der absoluten Abweichungen für vier Klassen und das Jahr liegt für beide Stationen bei 7.8 %. Die Anzahl der Fälle der Wetterlagen E bis H wird für die einzelnen Jahreszeiten des 10jährigen Zeitraumes mit der Quotientenmethode korrigiert.

Die Temperaturgradientklassen A bis D bilden als Gesamtkollektiv den Rahmen für die "abwärmerelevanten" Wetterlagen E1 bis H1 und E2 bis H2, die ihrerseits bedingt durch Grenzwertkriterien Spezialfälle der Klassen C und D darstellen (Tab. 6). Abbildung 7 zeigt den Vergleich der relativen Häufigkeit der gemessenen und berechneten vier Temperaturgradientklassen für die vier Jahreszeiten und das Bezugsjahr 1976 (V) bis 1977 (IV) sowohl für den südlichen Oberrheingraben (Oberhausen) als auch für den mittleren Oberrheingraben (Philippsburg). Für beide Regionen werden die gemessenen Häufigkeitsverteilungen durch die mittels Regression berechneten im Trend weitgehend richtig wiedergegeben. Lediglich für die leicht stabile Klasse C ergeben sich zum Teil Differenzen von mehr als 10 %, und zwar für Philippsburg im Sommer und Herbst, für Oberhausen im Frühjahr und Herbst.

Unter der Annahme, daß die im Bezugszeitraum gefundenen Abweichungen zwischen der gemessenen und berechneten Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D auf die Periode 1967 bis 1976 übertragbar sind, ist die Anwendung des oben beschriebenen Reduktionsverfahrens möglich.

5.2 Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D für den Zeitraum 1967 bis 1976

5.2.1 Vergleich der relativen Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D für den Zeitraum 1967 bis 1976 mit der des Bezugszeitraumes

Die relative Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D für das Bezugsjahr und die nunmehr korrigierte relative Häufigkeit des Zehnjahres-Zeitraumes sind für die klein-aerologischen Stationen in den Abbildungen 8a und 8b dargestellt. Erläuterungen zu den Klasseneinteilungen werden in Tabelle 6 gegeben. Daraus ist zu entnehmen, daß für die Jahreszeiten an den Standorten teilweise beachtliche Unterschiede auftreten, daß jedoch in der Jahresverteilung der Temperaturgradientklassen an beiden Standorten nur bei extremen Schichtungsbedingungen (Klasse A $\hat{=}$ labil und Klasse D $\hat{=}$ stabil) ein einheitlicher Trend zu verzeichnen ist, wobei die Häufigkeit der labilen Klasse A im Zeitraum 1967 bis 1976 im Vergleich zum Bezugsjahr um etwa 5 % abnimmt, die der stabilen Klasse D dagegen um rund 5 % zunimmt. Die Abweichungen der indifferenten Klassen B und C zwischen kurzem und langem Zeitraum sind gering.

Während im Frühjahr und Winter des Zeitraumes 1967 bis 1976 sowohl die Klasse A (labil) als auch die Klasse B (leicht labil) zugunsten der Klassen C (leicht stabil) und D (stabil) seltener auftreten als im Bezugsjahr, findet man im Sommer des Zeitraumes 1967 bis 1976 eine geringere Häufigkeit der Klassen A und C, dagegen eine größere Häufigkeit der Klassen B und D; d.h. im Sommer 1976 stellen sich statt indifferenter Schichtungen (leicht stabil und leicht labil) mehr extreme Schichtungen (stabil und labil) ein. Dies dürfte u.a. auf anhaltende Schönwetterperioden zurückzuführen sein. Im Herbst des Zehnjahres-Zeitraumes ergeben sich im Vergleich zum Meßjahr größere Abweichungen bei Oberhausen lediglich bei den

stabilen Klassen C und D, in Philippsburg dagegen bei den Klassen B und C.

Der Zeitraum 1976 (V) bis 1977 (IV) liefert demnach eine etwas größere Häufigkeit labiler und eine etwas geringere Häufigkeit stabiler Schichtungen gegenüber dem Zeitraum 1967 bis 1976.

Eine Bestätigung des in Kapitel 5.1 angesprochenen Korrekturverfahrens für die berechnete Häufigkeit der Schichtung der 10jährigen Periode 1967 bis 1976 zeigt der Vergleich mit den Häufigkeitsverteilungen der an der aerologischen Station Stuttgart für einen ebenfalls 10jährigen Zeitraum (1957 bis 1966) gemessenen Temperaturgradienten der gleichen Höhenschicht zwischen 0 und 500 m über Grund (Abb. 8b). Abweichungen der Statistiken aufgrund der verschiedenen Zehnjahres-Zeiträume dürften gering sein.

Obwohl in Stuttgart die Aufstiege um 01 und 13 Uhr MEZ, in Oberhausen und Philippsburg jedoch um 07 und 13 Uhr MEZ durchgeführt werden, ähnelt die jährliche Häufigkeitsverteilung der Temperaturgradienten von Stuttgart stark den entsprechenden Häufigkeitsverteilungen der beiden oberrheinischen Aufstiegsorte. Die Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D für die Jahreszeiten liegt zumeist zwischen den Verteilungen von Philippsburg und Oberhausen. Eine markante Abweichung ergibt sich nur im Winter: hier tritt in Stuttgart die leicht stabile Klasse C seltener und die labilen Klassen A und B dafür etwas häufiger auf als an den beiden kleinaerologischen Aufstiegsstellen.

5.2.2 Regionale Unterschiede in der thermischen Schichtung des südlichen und mittleren Oberrheingrabens

Die Temperatur der bodennahen Luftschicht und ihr vertikaler Gradient werden durch konvektive und advektive Vorgänge beeinflusst. Die

Konvektion ist charakterisiert durch labil geschichtete aufsteigende Luftpakete, die z.B. durch unterschiedliche Erwärmung der Erdoberfläche Einfluß auf die Temperatur bzw. ihren vertikalen Verlauf in der bodennahen Luftschicht nimmt. Dabei ist die vertikale Komponente der Luftbewegung größer als die horizontale. Bei der Advektion werden unterschiedlich temperierte Luftmassen über weite Entfernungen herantransportiert, wobei die Vertikalbewegung klein gegenüber dem Horizontaltransport ist. Da die Advektion mit der Verlagerung von Wellenstörungen im synoptischen Scale einhergeht, wird eine regionale Modifikation der Lufttemperatur nur durch die orographische Gliederung des Geländes und dessen Einfluß auf den Strömungsverlauf möglich. Diese orographischen Einflüsse auf den Strömungsverlauf werden als Luv- und Lee-Effekte bezeichnet.

Im Luv der Gebirge staut sich die Luftmasse und wird durch erzwungene Hebung zunächst trockenadiabatisch abgekühlt, wobei die relative Luftfeuchte ansteigt. Wird die Taupunkttemperatur erreicht oder unterschritten, so kondensiert der Wasserdampf der Luft, es entstehen Wolken und (je nach Feuchtegehalt der Luft) Niederschlag. Die frei gewordene Kondensationswärme wird an die Luft abgegeben, so daß sich bei weiterer Hebung die Luft feuchtadiabatisch abkühlt.

Im Lee sinkt die Luft ab und erwärmt sich trockenadiabatisch. Die Luft ist also im Lee, verglichen mit der gleichen Höhe über NN im Luv, wärmer und trockener (Föhn Effekt). Deshalb ist auch der Bedeckungsgrad im Lee des Gebirges geringer als im Luv und hat eine erhöhte Ein- oder Ausstrahlung an der Erdoberfläche zur Folge.

Regional unterschiedliche Luv- und Lee-Effekte bewirken daher über ihren Einfluß auf die Wärmebilanz der bodennahen Luftschicht auch regional unterschiedliche Temperaturen.

Im allgemeinen ist jedoch der Wetterablauf geprägt durch eine Kombination von Advektion und Konvektion, wobei je nach Art der Wetterlage die eine oder andere Komponente überwiegen kann.

Während der konvektive Anteil zumeist im Sommer bei geringen Luftdruckgegensätzen sein Maximum erreicht, erlangt die Advektion in der kalten Jahreszeit ihren Höhepunkt mit zyklonalen Westwetterlagen. Entsprechend der Ausrichtung des Oberrheingrabens von Südsüdwesten nach Nordnordosten, ist vorwiegend bei den advektiven Ost- und bei den sehr viel häufiger auftretenden Westwetterlagen mit einer merklichen Beeinflussung der thermischen Schichtung durch unterschiedliche Luv- und Leewirkungen zu rechnen.

Die regionale Variation dieser orographischen Wechselwirkung mit der Atmosphäre zeigt sich, wie BARTELS et al. (1982) nachwiesen, in vielen Klimaelementen im Gebiet des Oberrheingrabens. Der Geophysikalische Beratungsdienst der Bundeswehr verwendet aus Gründen der Flugsicherheit sogar eine Kartierung der Luv- und Leegebiete (WEISS (1973)), die sich ebenfalls weitgehend auf klimatologische Unterlagen stützt und nur zu einem geringen Teil auf Erfahrungsberichten von Piloten basiert.

Bei westlichen Strömungen beschränkt sich die Leewirkung der Vogesen im südlichen Oberrheingraben vorwiegend auf einen schmalen Streifen auf der französischen Seite. Im Lee der Zaberner Senke treten aufgrund ihrer geringen Höhen von 300 bis 400 m über NN keine Lee-Effekte auf, und deshalb sind auch die Auswirkungen des Luv-Effektes am Nordschwarzwald trotz der niedrigeren Randhöhen ausgeprägter als im Südschwarzwald. Luftmassen aus westlichen Richtungen erfahren durch die Zaberner Senke geringere Veränderungen als durch die Vogesen. Im mittleren Teil des Oberrheingrabens tritt ein Lee-Effekt am Pfälzer Wald auf, dem - im Gegensatz zu den

Randhöhen des südlichen Oberrheingrabens - rechtsrheinisch kein Luvgebiet gegenüberliegt. Der Kraichgau mit Höhen zwischen 200 und 300 m über NN ist hier eher als Lücke in den rechtsrheinischen Mittelgebirgsketten anzusehen.

Dieser orographisch bedeutsame Unterschied macht sich auch bei östlichen Strömungen bemerkbar, wie DAMMANN (1960) zeigte: Durch den Kraichgau öffnet sich der mittlere Oberrheingraben nahezu ungehindert dem Zustrom östlicher Luftmassen, während sich im südlichen Teil der Schwarzwald als markantes Strömungshindernis erweist.

Aus der Häufigkeitsverteilung der in Abbildung 8b dargestellten Temperaturgradientklassen A bis D für den Zeitraum 1967 bis 1976 lassen sich diese orographisch bedingten, regionalen Unterschiede ablesen. Die Jahresverteilung der Temperaturgradienten zeigt den bereits bekannten Unterschied in der bodennahen thermischen Schichtung zwischen Philippsburg im mittleren und Oberhausen im südlichen Oberrheingebiet: In Philippsburg tritt labile Schichtung (Klasse A) um 7 % häufiger auf als in Oberhausen und bestätigt damit das Ergebnis der ebenfalls im Rahmen des Vorhabens "Abwärme Oberrheingebiet" erarbeiteten synthetischen Klimakarte der mittleren jährlichen Konvektion. Letztere ergibt, daß der mittlere jährliche Strom fühlbarer Wärme vom Boden in die Atmosphäre in Philippsburg höhere Werte erreicht als in Oberhausen (BARTELS et al. (1982)).

In allen Jahreszeiten sind überadiabatische bzw. adiabatische Schichtungen (Klasse A) in Philippsburg häufiger vertreten als in Oberhausen. Für die Temperaturgradientklasse B verhält es sich dagegen in den beiden Regionen umgekehrt. Ein ähnlich komplementäres Verhalten zeigen auch die stabilen Temperaturgradientklassen C und D in den beiden Regionen. Während sich im Herbst und Winter in Oberhausen im Vergleich zu Philippsburg eine deutlich erhöhte Häufigkeit (um 7 bzw. 10 %) der stabili-

len Temperaturgradientklasse D einstellt, tritt im Frühjahr und Sommer die Klasse C stärker in den Vordergrund (im Sommer sogar 12 % häufiger als im mittleren Oberrheingraben).

5.3 Häufigkeit der "abwärmerelevanten" Wettersituationen E bis H für den Zeitraum 1967 bis 1976

5.3.1 Vergleich der relativen Häufigkeit der Wettersituationen E bis H für den Zeitraum 1967 bis 1976 mit der des Bezugszeitraumes 1976/77

Entsprechend den abgrenzenden abwärmespezifischen Bedingungen ergeben sich für die "abwärmerelevanten" Wetterlagen E bis H jeweils zwei Statistiken für E1 bis H1 bzw. E2 bis H2. Für den Vergleich des kurzen Zeitraumes mit dem längeren ist in Abbildung 9 die relative Häufigkeit der Wetterlagen E1 bis H1 (weit gefaßte abwärmespezifische Bedingungen) für die gemessenen Temperaturgradienten des Bezugsjahres 1976 (V) bis 1977 (IV), derjenigen für die durch Regression berechneten des Zeitraumes 1967 bis 1976 gegenübergestellt. Die Verteilungen sind getrennt für die Jahreszeiten und das Jahr von Oberhausen und Philippsburg aufgetragen. Zusätzlich ist die absolute Häufigkeit aller Wetterlagen E1 bis H1 angegeben. Abbildung 10 enthält die entsprechenden Häufigkeitsverteilungen der Wetterlagen E2 bis H2 (eng gefaßte abwärmespezifische Bedingungen).

Obwohl während der Meßperiode die Temperaturgradientklassen C und D, die als Basis zur Definition der Wettersituationen E bis H herangezogen werden (Abb. 8), in Oberhausen und in Philippsburg nahezu gleich häufig vorkommen, treten im mittleren Oberrheingraben mehr Wetterlagen des Typs E bis H auf als im südlichen Teil. Dies ist im wesentlichen eine Folge der abwärmespezifischen Zusatzbedingungen und des geringen Ausgangskollektivs. Für

den Zeitraum 1967 bis 1976 kehrt sich in der absoluten Häufigkeit der "abwärmerelevanten" Wetterlagen E bis H das Verhältnis zwischen Oberhausen und Philippsburg wieder um.

In der jährlichen relativen Häufigkeit der Klassen E1 bis H1 ist im Zehnjahres-Zeitraum in beiden Gebieten die Wetterlage E1 seltener und die Lagen F1 und H1 häufiger vertreten als im Bezugsjahr (Abb. 9). Ursache dieser Unterschiede sind die Häufigkeitsdifferenzen der beiden Vergleichszeiträume im Sommer und Winter. Betrachtet man jedoch den geringen Umfang des Kollektivs im Meßzeitraum, können diese gegenläufigen prozentualen Differenzen nicht verwundern.

Für die "abwärmerelevanten" Wettersituationen mit eng gefaßten abwärmespezifischen Bedingungen E2 bis H2 nimmt im 10jährigen Zeitraum die relative Häufigkeit der Klassen E2 und G2 gegenüber dem Einjahres-Zeitraum ab, während die Häufigkeit der Klasse H2 und in Oberhausen außerdem noch die der Klasse F2 zunimmt (Abb. 10). Die gleiche Tendenz findet man insbesondere während der Jahreszeiten Herbst und Winter. Auch hier verhalten sich die beiden Stationen Philippsburg und Oberhausen hinsichtlich der Abweichungen zwischen der kurzen und der längeren Periode teilweise konträr, was wiederum auf die geringe Anzahl der Fälle während des Meßzeitraumes zurückzuführen ist.

Es stellt sich also heraus, daß der Trend, der für die Temperaturgradientklassen C und D durch den Vergleich zwischen dem kurzen und dem längeren Zeitraum gefunden wurde, sich im wesentlichen auch in der Häufigkeit der "abwärmerelevanten" Wetterlagen widerspiegelt. So ist auch während des Zeitraumes 1967 bis 1976 eine leichte Zunahme "abwärmerelevanter" Wettersituationen mit intensiven Inversionen (Typ H1 bzw. H2) gegenüber der Meßperiode zu erklären.

5.3.2 Regionale Unterschiede der Häufigkeit "abwärmerelevanter" Wetterlagen für den südlichen und mittleren Oberrheingraben

Abbildung 11 zeigt für die beiden Aufstiegsorte im Oberrheingraben neben den absoluten Häufigkeiten der "abwärmerelevanten" Wetterlagen E bis H - gegliedert nach Art der abwärmespezifischen Bedingungen - zum Vergleich auch die absoluten Häufigkeiten der Temperaturgradientklassen A bis D für die Periode 1967 bis 1976. Abgesehen von der Gesamtzahl der einzelnen Wetterlagen herrscht im Gang der Häufigkeiten zwischen den Wetterlagen E1 bis H1 und E2 bis H2 mit den unterschiedlichen abwärmespezifischen Kriterien eine weitgehende Übereinstimmung.

Im südlichen Oberrheingraben tritt gegenüber dem mittleren Teil im Frühjahr und Sommer nahezu die doppelte Anzahl von Lagen des Typs E auf, im Winter dagegen reduziert sie sich auf die Hälfte. Ein Vergleich mit der leicht stabilen Temperaturgradientklasse C, die der "abwärmerelevanten" Wetterlage E1 zugrunde liegt, zeigt im südlichen Oberrheingraben ebenfalls ein deutliches Überwiegen im Frühjahr und Sommer. Die Anzahl der Fälle mit der Wetterlage F ist im Winter im südlichen Oberrheingraben größer als im mittleren Bereich. Dies kann zum Teil durch die große Häufigkeit der stabilen Temperaturgradientklasse D in Oberhausen im Winter erklärt werden. Die auch im Herbst zu beobachtende Häufung stabiler Temperaturgradienten in Oberhausen wird dagegen durch die "abwärmerelevanten" Zusatzbedingungen in der Klasse F ganz erheblich herabgesetzt. Letzteres gilt im Frühjahr und Sommer ebenfalls für die Station Philippsburg, so daß in den Jahreszeiten Frühjahr, Sommer und Herbst kein so differenzierender Einfluß der Häufigkeit der stabilen Temperaturgradientklasse D auf die Häufigkeit der Wetterlage F festgestellt werden kann.

Die Wetterlage G stellt für die unterschiedlichen abwärmespezifischen Bedingungen gleichermaßen die seltenste der "abwärmerelevanten" Wetterlagen dar. Da sie das Auftreten der Lagen E oder F als Voraussetzung hat, kann diese deutliche Verringerung der Anzahl im Vergleich der Häufigkeiten von E oder F nur die Folge der Bedingung des Vorkommens einer Inversion mit einer Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund und einem Temperatursprung zwischen 1 und 2 K sein. Dafür spricht weiterhin, daß die Wetterlage H, die ihrerseits (bis auf die Forderung des Auftretens einer Inversion mit einem Temperatursprung von mehr als 2 K), die gleichen Bedingungen wie die Klasse G aufweist, weitaus häufiger auftritt als die Lage G. Die Gesamtzahl der Wetterlagensituation G ist in Oberhausen niedriger als in Philippsburg. Eine bemerkenswerte Anzahl von Lagen des Typs G errechnet sich allerdings nur für die Sommerzeit in Philippsburg.

Die "abwärmerelevante" Wetterlage H weist für Oberhausen im Vergleich zu Philippsburg im Frühjahr und Sommer eine etwas höhere absolute Häufigkeit auf, was teilweise auf die ebenfalls größere Häufigkeit der Temperaturgradientklasse C in diesen Jahreszeiten zurückzuführen ist.

In den Tabellen 7a und 7b sind die absoluten und relativen Häufigkeiten der regionalen Wetterlagenklasse E bis H für den Gesamtzeitraum 1967 bis 1976, getrennt nach weit und eng gefaßten abwärmespezifischen Bedingungen, für den südlichen und mittleren Oberrheingraben aufgeführt.

Bei den weit gefaßten abwärmespezifischen Bedingungen werden in Oberhausen 299 Termine für die zusammengefaßte Wetterlagenklasse (E1+F1) mehr gezählt als in Philippsburg. Der Hauptanteil dieser Differenz ist, wie oben ausgeführt, auf die im südlichen Oberrheingraben häufiger im Frühjahr und Sommer auftretenden Wetterlagen des Typs E1 zurückzuführen. Außer der Wetterlage G1 treten die einzelnen

"abwärmerelevanten" Wetterlagen in diesen beiden Jahreszeiten im südlichen Oberrheingraben häufiger auf.

Bei den eng gefaßten abwärmespezifischen Bedingungen ergibt sich wiederum im südlichen Oberrheingraben eine größere Anzahl von "abwärmerelevanten Wetterlagen", allerdings geht die Differenz auf 160 Fälle zurück. Den größten Beitrag hierzu liefert die Wetterlage F2, die zugleich die extremste "abwärmerelevante" Situation dieser Einteilung darstellt. Da bei der Wetterlage E2 nahezu kein regionaler Unterschied besteht, E2 und F2 aber die Voraussetzung für H2 darstellen, läßt sich aus der regional unterschiedlichen relativen Häufigkeit von H2 folgern, daß in der südlichen Region des Oberrheingrabens die Wetterlagen F2 häufiger Inversionen unterhalb 1000 m über Grund aufweisen, die einen Temperaturprung von mehr als 2 K zwischen Unter- und Obergrenze besitzen.

Betrachtet man die Summe der beiden übergeordneten Wetterlagenklassen (E+F) als Intervallgrenzen für das Spektrum der "Abwärmerelevanz", so ist im mittleren Oberrheingraben aufgrund des 10jährigen Datenkollektivs an 13.0 bis 18.4 % aller Fälle mit einer "abwärmerelevanten" Situation zu rechnen und im südlichen Teil mit 15.1 bis 22.3 %.

Die Ursache für diese Struktur der regionalen Unterschiede - in Form von Häufigkeitsdifferenzen "abwärmerelevanter" Wetterlagen - zwischen südlichem und mittlerem Oberrheingraben ist auf die unterschiedliche Wirkung von Komponenten der bodennahen Wärmebilanz zurückzuführen. Im Frühjahr und Sommer wird die Existenz dieser Wetterlagen weitgehend durch solche Einflußfaktoren bestimmt, die das Auftreten von Konvektion tagsüber bzw. die Stabilisierung der bodennahen Atmosphärenschicht nachts bewirken. Advektive Lagen sind durch die Definition der "Abwärmerelevanz" ausgeschlossen. Im Herbst und Winter vermindert sich die Anzahl der konvektiven Lagen

stark, deshalb rutschen meist solche Wetterlagen durch das Kriteriensieb der "Abwärmerelevanz". Einen Beitrag können daher nur noch Wetterlagen mit nächtlicher Stabilisierung in einer zur Ruhe gekommenen einheitlichen Luftmasse liefern, die in den beiden Regionen unterschiedlich ausgeprägt sind.

Die Möglichkeit einer eingehenden Interpretation dieser regionalen Unterschiede ergibt sich nur durch die Zuordnung der regionalen Wetterlagen zu entsprechenden großräumigen Wetterlagen. Erst das Vorkommen verschiedenartiger regionaler Wetterlagen und die Häufigkeit ihres Auftretens bei gleichartigen Wetterlagen im synoptischen Scale läßt Rückschlüsse auf die Art der modifizierenden Wirkung der unterschiedlichen orographischen Gliederung zu.

5.4 Interpretation regionaler Unterschiede aufgrund der Statistik der Wetterlagenklassifikation

5.4.1 Regionale Wetterlagen und geostrophischer Wind

5.4.1.1 Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D in Abhängigkeit vom geostrophischen Wind der 700-mbar-Fläche

Da für den Oberrheingraben keine kontinuierlichen Höhenwindmessungen vorliegen, wird der geostrophische Wind der 700-mbar-Fläche stellvertretend als Träger der Luftmasseneigenschaften eingeführt. In Abhängigkeit von seiner Richtung und Geschwindigkeit wirkt sich die Orographie des Oberrheingrabens unterschiedlich auf die Häufigkeit der regionalen Temperaturgradientklassen aus.

Zur Berechnung des geostrophischen Windes in der 700-mbar-Fläche wird das Analysendatenfeld der Nordhemisphäre für die Termine 07 und 13 Uhr MEZ über den Orten Karlsruhe (Bereich des mittleren Oberrheingrabens) und Freiburg

(Bereich des südlichen Oberrheingrabens) interpoliert. Die Häufigkeitsverteilungen dieser Größe sind für beide Orte sowohl für die einzelnen Jahreszeiten als auch für das Jahr des Zeitraumes 1967 bis 1976 nahezu identisch und bestätigen ihre Verwendbarkeit im synoptischen Scale (Abb. 12a). Um eine interpretierbare und überschaubare Klasseneinteilung des geostrophischen Windes zu erhalten, werden nur die vier Hauptwindrichtungen Osten, Süden, Westen und Norden mit zwei verschiedenen Geschwindigkeitsbereichen betrachtet. Der eingeführte Grenzwert der Windgeschwindigkeit von 6 m/s ergab sich als Erfahrungswert von Auswertungen des Höhenwindes während der verschiedenen Meßkampagnen im Oberrheingraben. Bei einem geostrophischen Wind der 700-mbar-Fläche mit Geschwindigkeiten bis zu 6 m/s kann man von schwachgradientigen Strömungslagen sprechen, bei denen die orographischen Einflüsse einer Region bodennah in den Vordergrund treten; ein geostrophischer Wind mit Windgeschwindigkeiten von mehr als 6 m/s soll dagegen überwiegend advektive Strömungslagen charakterisieren, bei denen die Eigenschaften der herantransportierten Luftmasse überwiegen.

Erwartungsgemäß ist das Kollektiv des geostrophischen Windes mit Geschwindigkeiten von mehr als 6 m/s umfangreicher als das mit niedrigeren Geschwindigkeiten, wobei die westliche Strömung in allen Jahreszeiten den größten Anteil aller Fälle des 10jährigen Kollektives ausmacht. Zunächst wird untersucht, wie oft bei den verschiedenen Schichtungstypen schwache Winde auftreten - ausgedrückt durch ihre relative Häufigkeit. Die Häufigkeit der jeweiligen Temperaturgradientklasse bei Starkwind ergibt sich durch Ergänzung zu 100 %.

Relative Häufigkeit der Schwachwindlagen des geostrophischen Windes in 700 mbar ($v_{700} \leq 6$ m/s) bei den 4 verschiedenen Temperaturgradientklassen d.h. Häufigkeit der einzelnen Temperaturgradientklasse = 100 %

Klasse \ Region	A	B	C	D
südlicher Oberrhein	23.5 %	21.6 %	39.6 %	47.5 %
mittlerer Oberrhein	24.0 %	22.2 %	31.2 %	42.9 %

Bei labiler und leicht labiler Schichtung stellen sich demnach in beiden Regionen nur in wenig mehr als einem Fünftel der Fälle Schwachwindlagen ein. Ihr Anteil wächst dagegen bei den Temperaturgradientklassen C und D erheblich an und zeigt auch regionale Unterschiede. Im Raum Oberhausen tritt schwacher geostrophischer Wind bei stabilen und leicht stabilen Schichtungen prozentual häufiger auf als im Raum Philippsburg. Wie später erläutert wird, ist dies u.a. auf den nur im mittleren Oberrheingraben - aufgrund der niedrigen Randhöhen des Kraichgau - auftretenden bodennahen Zustrom von Kaltluft bei Wetterlagen mit kräftigen östlichen Winden zurückzuführen.

Da sich der geostrophische Wind der 700-mbar-Fläche durch die Art seiner Bestimmung als Größe im synoptischen Scale eignet, wird durch eine Zuordnung von Wetterelementen im regionalen Scale eine regionale Klassifikation von Wetterlagen ermöglicht. Bezogen auf die Themenstellung sind hier die thermischen, abwärme- und ausbreitungsspezifischen Bedingungen als Wetterelemente zu sehen und stellen in Verbindung mit definierten Strömungslagen des geostrophischen Windes regionale Wetterlagen dar und ermöglichen die Betrachtung einer regionalen Modifikation der großräumigen Wetterbedingungen durch die umgebende Orographie. Im folgenden wird deshalb die absolute Häufigkeit der regionalen Klassen A bis D auf die absolute Häufigkeit des geostrophischen Windes normiert und dabei die Verteilung der regionalen Wetterlagenklassen vorerst lediglich getrennt nach Schwachwind- und Starkwindlagen, d.h. noch unabhängig von der Strömungsrichtung,

betrachtet.

- a) Relative Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D für Schwachwindlagen ($v_{700} \leq 6$ m/s) d.h. Häufigkeit der Schwachwindlagen = 100 %

Klasse Region	A	B	C	D
südlicher Oberrhein	11.2 %	18.1 %	38.1 %	32.6 %
mittlerer Oberrhein	18.3 %	18.5 %	30.2 %	33.0 %

- b) Relative Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D für Starkwindlagen ($v_{700} > 6$ m/s) d.h. Häufigkeit der Starkwindlagen = 100 %

Klasse Region	A	B	C	D
südlicher Oberrhein	18.6 %	33.4 %	29.6 %	18.4 %
mittlerer Oberrhein	24.9 %	27.8 %	28.5 %	18.8 %

Daraus ist zu entnehmen, daß im Raum Philippsburg bei Schwachwindlagen labile Schichtungen häufiger vorkommen als im Raum Oberhausen, wo stattdessen die Klasse C häufiger vertreten ist. Eine mögliche Erklärung hierfür ist, daß insbesondere im Sommer und Frühjahr konvektive Vorgänge im südlichen Oberrheingraben in den Morgenstunden durch späte Auflösung von flachen Bodennebelfeldern gebremst werden.

Auch bei Starkwinden steht im Süden die Häufigkeit der Temperaturgradientklasse A zugunsten der Klasse B - im Gegensatz zum mittleren Teil des Oberrheingebietes - zurück. Dies ist ein Effekt, der ebenfalls überwiegend auf die regional unterschiedlichen Höhen der umgebenden Randgebirge, die als Strömungshindernisse wirken, zurückzuführen ist.

Anhand der Abbildung 13 sollen nun die jahreszeitlichen und jährlichen Verteilungen der bei unterschiedlichen Strömungslagen der 700-mbar-Fläche vorkommenden relativen Häufigkeiten der Temperaturgradientklassen A bis D für die zusammengefaßten Termine (07 und 13 Uhr MEZ) des 10jährigen Datenkollektives 1967 bis 1976

diskutiert werden.

- 1) Labile Schichtung
(Temperaturgradientklasse A)

Wetterlagen mit labiler Schichtung in der bodennahen Luftschicht zwischen 0 und 500 m über Grund (Klasse A) sind erwartungsgemäß im Sommer und Frühjahr am häufigsten zu beobachten. Sie kommen während aller Jahreszeiten in beiden Regionen vorwiegend bei einem geostrophischen Wind von mehr als 6 m/s vor. Wie bereits festgestellt wurde, findet man labile Schichtung im mittleren Oberrheingraben in fast allen Strömungsklassen des geostrophischen Windes häufiger als im südlichen Teil. Auffallend ist aber, daß die Klasse A im südlichen Oberrheingraben vorzugsweise bei advektiven Westlagen auftritt, während im mittleren Oberrheingraben dieses Häufigkeitsmaximum nicht so hoch ausfällt. Das kann durch die ausgeprägte Leewirkung der Vogesen mit Auflockerung der Bewölkung und der damit verbundenen erhöhten Einstrahlung erklärt werden. In Philippsburg ist zwar ebenfalls die Leewirkung des Pfälzerwaldes zu bemerken, wegen der größeren Talbreite des Rheintales und der geringeren Höhe der umgebenden Randgebirge, hebt sie sich im insgesamt hohen Häufigkeitsniveau labiler Schichtung kaum ab. Im Gegensatz zum südlichen Teil tritt also auch bei anderen Strömungsrichtungen häufiger eine Labilisierung der unteren Luftschichten auf. Bei südlichen Strömungsrichtungen ist im Raum Philippsburg häufiger labile Schichtung festzustellen als im Raum Oberhausen, was als Lee-Effekt des nördlichen Schwarzwaldes ausgelegt werden kann.

- 2) Leicht labile Schichtung
(Temperaturgradientklasse B)

Wie bereits früher anhand der Abbildung 8 vermerkt, ist im Jahresmittel die Temperaturgradientklasse B bei sonst gleichen Bedin-

gungen in Oberhausen häufiger vertreten als in Philippsburg. Dabei konzentriert sich im südlichen Oberrheingraben auch das Auftreten der leicht labilen Schichtung laut Abbildung 13 auf westliche geostrophische Winde mit Geschwindigkeiten von mehr als 6 m/s. Im mittleren Oberrheingebiet findet man die größten Häufigkeiten zwar in der gleichen Windgeschwindigkeitsklasse, jedoch verteilt auf die zwei Windrichtungssektoren Norden und Westen.

Auch in den einzelnen Jahreszeiten finden sich bemerkenswerte regionale Häufigkeitsdifferenzen. Insbesondere fallen im südlichen Oberrhein die höheren prozentualen Anteile der Temperaturgradientklasse B in den Jahreszeiten Frühjahr und Sommer auf, in denen sie zumeist bei kräftiger, nahezu talparalleler geostrophischer Strömung vorkommt - im Frühjahr vorwiegend bei nördlichem geostrophischen Wind, im Sommer dagegen vorwiegend bei südlichem geostrophischen Wind. Ursache dieser Häufigkeitsdifferenzen ist wohl die unterschiedliche Leewirkung des nördlichen Mittelgebirgsraumes.

Im Herbst und Winter treten bei advektiven Westlagen im südlichen Oberrheingraben, aufgrund von Lee-Effekten an den Vogesen, die leicht labilen Temperaturgradienten ebenfalls häufiger auf.

3) Leicht stabile Schichtung (Temperaturgradientklasse C)

Gemäß Abbildung 11 ergibt die 10jährige Häufigkeitsverteilung für den südlichen Oberrheingraben eine auffallend hohe Anzahl bodennaher leicht stabiler Temperaturgradienten. Oberhausen weist, wie Abbildung 13 zeigt, für alle 8 Klassen des geostrophischen Windes (außer bei kräftigen westlichen Höhenwinden, für die hierbei das Häufigkeitsminimum zu verzeichnen ist) im Gesamtzeitraum eine größere Häufigkeit leicht stabiler Schichtung auf

als Philippsburg.

Besonders prägnant tritt dieser regionale Unterschied im Frühjahr und Sommer auf, wobei Strömungen mit Windgeschwindigkeiten bis zu 6 m/s, bei denen die orographischen Einflüsse an Bedeutung gewinnen, vorherrschend sind. Während schwachgradientiger Strahlungswetterlagen kühlt sich in der Nacht durch Ausstrahlung die Erdoberfläche am Talboden und den umgebenden Hängen der Randhöhen ab. Mächtigkeit und Intensität der sich dadurch in den unteren Luftschichten des Oberrheintales ausbildenden Inversionen werden bestimmt durch die Andauer der Ausstrahlung, die Windgeschwindigkeit in der bodennahen Luftschicht, den Zufluß der Kaltluft von Hanggebieten und die lokalen Feuchtebedingungen. Entstehen im Verlauf der Nacht Dunst- oder Nebelschichten, so wirkt dies einer weiteren nächtlichen Ausstrahlung und Stabilisierung der unteren Luftschichten entgegen. Das im südlichen Oberrheingraben vorhandene höhere Feuchteangebot (HYDROLOGISCHER ATLAS DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND, (1978)), verbunden mit geringerer Luftbewegung in Bodennähe, führt hier nach VON RUDLOFF (1978) insbesondere im Frühjahr und Sommer häufiger zur Bildung von flachen Bodennebelfeldern als im mittleren Oberrheingraben. Dies bewirkt ein verstärktes Hervortreten der Temperaturgradientklasse C auf Kosten der Klasse D.

Während sich im Frühjahr in beiden Regionen des Oberrheingebietes bei advektiven Ostlagen prozentual am häufigsten leicht stabile Schichtung einstellt, ergibt sich im Sommer und Herbst im südlichen Oberrheingraben das Häufigkeitsmaximum bei schwachgradientigen Ostlagen; im mittleren Oberrheingraben findet man dagegen in dieser Jahreszeit recht ausgeglichene Häufigkeitsverteilungen dieses Schichtungstyps bezüglich der Strömungsrichtung. Wie schon bei der Diskussion der Abbildung 11 erwähnt, weist die absolute Häufigkeit der leicht stabilen Temperaturgradienten sowohl im Winter als auch im Herbst keine

bemerkenswerten regionalen Unterschiede auf. Dagegen sind die Häufigkeitsverteilungen der Klasse C bei einer Zuordnung zu den verschiedenen Strömungslagen des geostrophischen Windes durch eine regional unterschiedliche Struktur gekennzeichnet. Leicht stabile Schichtung ergibt sich demnach im Herbst und Winter in Oberhausen seltener als in Philippsburg - ausgenommen bei talparallelen und teilweise bei gradientschwachen Strömungslagen. Wie später noch beschrieben wird, treten im südlichen Oberrheingraben stattdessen häufiger stabile Schichtungen auf als im mittleren Oberrheingebiet; die höheren Randgebirge im südlichen Teil des Oberrheins verstärken offensichtlich bei Strömungsrichtungen quer zum Talverlauf des Rheingrabens die Stabilisierung der bodennahen Kaltluft in diesen Jahreszeiten.

4) Stabile Schichtung

(Temperaturgradientklasse D)

Die für die Temperaturgradientklasse C zwischen den kleinaerologischen Aufstiegsstellen gefundenen jahreszeitlichen Unterschiede ergeben sich nun weitgehend in umgekehrter Form für die Temperaturgradientklasse D: während des Frühjahres und Sommers herrschen Wetterlagen mit stabiler thermischer Schichtung im mittleren Oberrhein vor, während des Herbstes und Winters dagegen im südlichen Oberrheingebiet. Wie bereits festgestellt, ist beiden Regionen ein größerer prozentualer Anteil dieser Temperaturgradientklasse bei schwachgradientigen Wetterlagen gemeinsam.

Dabei ragen die Häufigkeiten der Klasse D im Frühjahr im mittleren Oberrheingraben vor allem bei schwachen Strömungskomponenten quer zum Talverlauf aus der Verteilung heraus, während dies im südlichen Oberrheingraben entsprechend in abgeschwächter Form für südliche Richtungen gilt. Im Sommer ist das Häufigkeitsmaximum in beiden Regionen bei schwacher nördlicher Strömung zu verzeichnen. Die im

Herbst häufig über längere Zeit anhaltenden schwachgradientigen Hochdruckwetterlagen bewirken aber im südlichen Oberrheingraben eine größere Intensität und nach VON RUDLOFF (1978) auch eine längere Andauer stabiler Schichtung als im mittleren Oberrheingraben. Die Lage D tritt dabei in Oberhausen vorwiegend bei westlichen Richtungen, in Philippsburg bevorzugt bei östlichen Richtungen des geostrophischen Windes auf. Während im Sommer die Leewirkung des Schwarzwaldes bei advektiven südlichen Strömungslagen aufgrund der Einstrahlung vorwiegend die Ausbildung labiler bzw. leicht labiler Schichtung verursacht, tritt im Winter wegen des niedrigen Bodenwärmehaushaltes und der langen Nächte mit hoher Ausstrahlung die bodennahe Stabilisierung in den Vordergrund. Das Häufigkeitsmaximum der Temperaturgradientklasse D ist daher im Winter in beiden Regionen bei kräftigen südlichen Höhenwinden zu finden (Föhnwirkung durch warmfeuchte Luftmassen aus dem Gebiet des Mittelmeers). Erwartungsgemäß sind advektive West- und Nordlagen seltener mit stabiler Schichtung verbunden, da hier die Föhnwirkung aufgrund der niedrigen Temperaturen der advehierten Luftmassen schwächer ausfällt.

Die auffälligsten Unterschiede der beiden Regionen des Oberrheingebietes im Jahresmittel bestehen darin, daß im südlichen Oberrheingraben eine engere Koppelung der Temperaturgradientklassen mit den Strömungsrichtungen des geostrophischen Windes festzustellen ist als im mittleren Oberrheingraben. Dabei treten aufgrund der Leewirkung der Vogesen labile und leicht labile Schichtungen deutlich bevorzugt bei westlichen Strömungskomponenten mit Windgeschwindigkeiten von mehr als 6 m/s und leicht stabile Temperaturgradienten bei Ostwinden mit Windgeschwindigkeiten bis zu 6 m/s auf. Die Ausbildung stabiler Schichtung findet zwar vorwiegend bei schwachgradientigen Wetterlagen statt, hier sind jedoch im Jahresmittel weder wesentliche regionale Unterschiede noch Abhängigkeiten von der Strömungsrichtung zu bemerken. Im Zusammenhang mit advektiven

Strömungslagen dagegen tritt die Temperaturgradientklasse D im Süden des Oberrheingebietes häufiger als in der Mitte bei östlichen und südlichen geostrophischen Winden auf.

5.4.1.2 Häufigkeit der "abwärmerelevanten"

Wettersituationen E bis H in Abhängigkeit vom geostrophischen Wind der 700-mbar-Fläche

Aus Gründen der Übersichtlichkeit und der Absicherung der relativ seltenen Wetterlagen E bis H werden die Wetterlagen E und F sowie G und H jeweils zusammengefaßt. Die Ähnlichkeit der Definitionen dieser Wetterlagen, die in Tabelle 6 aufgeführt sind und die sich nur durch benachbarte Intervalle des Temperaturgradienten für die Höhenschicht zwischen 0 und 500 m über Grund (Temperaturgradientklassen C und D) und des Temperatursprungs der jeweils ersten (untersten) Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund unterscheiden, läßt eine einfache Addition der Häufigkeiten zu.

In Abbildung 14 ist die relative Häufigkeit der zusammengefaßten Wetterlagen (E+F) gegliedert nach weit gefaßten (Index 1) und eng gefaßten (Index 2) abwärmespezifischen Bedingungen in Abhängigkeit von acht Klassen des geostrophischen Windes für die Jahreszeiten und das Jahr dargestellt. Abbildung 15 sind die entsprechenden Häufigkeitsverteilungen für die zusammengefaßten Wetterlagen (G+H) zu entnehmen. Anhand der in den Abbildungen 14 und 15 dargestellten Verteilungen ist zu erkennen, daß sich die Statistiken für die beiden abwärmespezifischen Bedingungen vorwiegend im Häufigkeitsniveau ihres Vorkommens unterscheiden, so daß die Ergebnisse meist anhand der weit gefaßten abwärmespezifischen Forderungen diskutiert werden können. Trotz der zusätzlichen Bedingungen, die das Datenkollektiv über Grenzwerte der Sicht bzw. Bewölkung, der Bodenwindgeschwindigkeit und des Niederschlags sowie des Temperatursprungs der jeweils ersten

Inversion vom Umfang her erheblich einschränken, ist die Struktur der Häufigkeitsverteilungen der im vorigen Abschnitt behandelten Temperaturgradientklassen C und D für die verschiedenen Strömungslagen häufig dominierend.

Für das Frühjahr ergibt sich für alle Strömungslagen im südlichen Oberrhein ein Überwiegen der "abwärmerelevanten" Wetterlage (E+F). Wie die Abbildung 11 zeigt, ist dies in erster Linie auf den Anteil der Wetterlage E und damit auf die Häufigkeitsverteilung der Temperaturgradientklasse C (siehe Abb. 13) zurückzuführen. Dementsprechend finden sich auch hier die relativen Häufigkeitsminima der Lage (E+F) in Abbildung 14 bei nördlichen und westlichen geostrophischen Winden. Dies zeigt sich am deutlichsten für die Wettersituation (E2+F2) mit eng gefaßten abwärmespezifischen Bedingungen. Die relativen Häufigkeitsmaxima dieser "abwärmerelevanten" Lagen liegen wie bei den entsprechenden Häufigkeitsverteilungen der leicht stabilen und stabilen Temperaturgradienten bei schwacher südlicher und bei stärkerer östlicher Windströmung und haben deshalb offensichtlich auch die gleichen Ursachen.

Auch im Sommer ist das Überwiegen der Wetterlage (E+F) im südlichen Oberrheingraben bei gradientschwachen Lagen zum größten Teil auf die Wetterlage E (siehe Abb. 11) und damit auf die Temperaturgradientklasse C (Abb. 13) zurückzuführen. Die gleichmäßige Verteilung der Häufigkeit der leicht stabilen Temperaturgradienten im mittleren Oberrheingraben zeigt sich auch im Gang der Häufigkeiten der Wetterlage (E+F). Auch für den Raum Oberhausen fällt die Ähnlichkeit zwischen der Häufigkeitsverteilung der Lagen mit leicht stabilen Temperaturgradienten und der Häufigkeit der "abwärmerelevanten" Wetterlage (E1+F1) recht augenscheinlich aus. Während aber die Wetterlagen mit leicht stabilen Temperaturgradienten für östliche und nördliche Strömungen mit Geschwindigkeiten von mehr als 6 m/s ebenso oft

auftreten wie bei gradientschwachen Strömungslagen, findet sich die Mehrzahl der "abwärmerelevanten" Wetterlagen eindeutig polarisiert nur bei den gradientschwachen Strömungslagen. D.h. bei stärkeren östlichen und nördlichen Strömungslagen erfüllen die regionalen Wetterlagen mit leicht stabilen Temperaturgradienten häufig nicht die weit gefaßten abwärmespezifischen Bedingungen (Sichtweite ≤ 4 km oder Bedeckung $\geq 3/8$ und Windgeschwindigkeit ≤ 6 kn und Niederschlag ≤ 0.1 mm). Da in dieser Jahreszeit nördliche Strömungen zumeist polare Kaltlufteinbrüche darstellen, die häufig mit erhöhtem Niederschlag verbunden sind; dürfte somit der Niederschlagsgrenzwert die Ursache dieser eindeutigen Polarisierung sein. Für die stärkere östliche Strömung hingegen wirken sicherlich die beiden anderen Grenzwerte einschränkend, da bei dieser Strömungslage im Sommer vorwiegend mit trockener heißer Festlandsluft gerechnet werden muß. Die Wetterlage (E2+F2) der eng gefaßten abwärmespezifischen Bedingungen zeigt zwar keine so markante Bevorzugung der gradientschwachen Strömungslagen, doch bleibt auch hier der Trend erhalten.

Der Herbst zeigt zunächst für beide Regionen ein fast sprunghaftes Ansteigen der relativen Häufigkeit der Klasse (E+F), wobei erneut die Lagen mit schwachen Strömungsgeschwindigkeiten den größeren Anteil stellen. Die Häufigkeitsverteilungen der beiden Gebiete haben einen sehr ähnlichen Verlauf und erinnern an die Struktur der relativen Häufigkeiten der Lagen mit leicht stabiler und stabiler thermischer Schichtung der gleichen Jahreszeit in Abbildung 13. Die Strömungslagen mit größeren Geschwindigkeiten weisen auch hier den geringeren Anteil an regionalen "abwärmerelevanten" Wetterlagen auf. Eine Besonderheit verdient jedoch Beachtung: Da aus Abbildung 11 zu ersehen ist, daß im südlichen und mittleren Oberrheingraben im Herbst nahezu gleiche Häufigkeit leicht stabiler Temperaturgradienten - im mittleren Oberrheingraben jedoch geringere Häufigkeit stabiler Temperaturgra-

dienten - auftritt, wäre für den südlichen Teil somit eine etwas größere Anzahl "abwärmerelevanter" regionaler Wetterlagen (E+F) zu erwarten. Es finden sich dort aber im Gegenteil geringfügig weniger Wetterlagen dieses Typs. Dieser Effekt beruht auf den abwärmespezifischen Bedingungen und zeigt, daß im südlichen Oberrheingraben bei leicht stabilen und stabilen Schichtungen in dieser Jahreszeit die Grenzwerte der abwärmespezifischen Bedingungen seltener eingehalten werden als im mittleren Teil. Die große Ähnlichkeit im Gang der Häufigkeiten der Wetterlage (E+F) für die beiden Teilgebiete und ihr nahezu systematisch geringerer Unterschied weist die abwärmespezifischen Bedingungen als einen wirksamen Filter aus, der in dieser Jahreszeit nur relativ einheitliche Wetterlagen durch das Kriteriensieb rutschen läßt. Zudem legt das bevorzugte Auftreten der "abwärmerelevanten" Wetterlage (E+F) bei gradientschwachen Strömungslagen den Schluß nahe, daß sich die Orographie des Oberrheingrabens, bedingt durch die Auswahlkriterien der abwärmespezifischen Bedingungen, in dieser Jahreszeit weder aktiv über unterschiedliche Konvektion noch passiv als Strömungshindernis stark regional modifizierend auf die synoptische Strömungslage auswirkt.

Mit gewissen Einschränkungen läßt sich diese Schlußfolgerung auch für den Winter ziehen. Ein Vergleich der Abbildung 14 mit der Abbildung 13 zeigt auch hier den guten Zusammenhang zwischen der Häufigkeitsverteilung der Temperaturgradientklassen C und D und der Häufigkeit der Wetterlage (E+F). Zwar ist auch hier die Häufigkeit der Wetterlage (E+F) für beide Regionen fast gleich, doch wie Abbildung 11 zeigt, kommt diese Gleichheit durch sich gegenseitig aufhebende Unterschiede in der absoluten Häufigkeit der Wetterlagen E und F zustande. Während im Gebiet zwischen Karlsruhe und Mannheim im Winter mehr Lagen des Typs E, dem eine leicht stabile Schichtung zugrunde liegt, auftreten, finden sich im Raum zwischen Kaiserstuhl und Karlsruhe stattdessen mehr Wetterlagen des Typs F, für den eine stabile

Schichtung vorausgesetzt wird. Auch hierfür dürfte die Ursache im geringeren Luftmassenaustausch im südlichen Oberrhein, bedingt durch höhere Randgebirge, zu suchen sein. Im Gegensatz zum Herbst wirken auch die abwärmespezifischen Bedingungen nicht für alle Strömungsrichtungen als Filter in der oben beschriebenen Form. Im südlichen Oberrheingraben ergeben sich im Winter bei schwachgradientiger südlicher und stärkerer östlicher Strömung mehr als 10 % Differenz (bezogen auf die Häufigkeit der entsprechenden Strömungslagen) gegenüber dem mittleren Oberrheingraben. Zwar finden sich bei schwacher südlicher Strömung in beiden Teilgebieten etwa gleiche Häufigkeiten leicht stabiler und stabiler bodennaher Temperaturgradienten (Abb. 13), doch werden die abwärmespezifischen Bedingungen im mittleren Oberrhein häufiger erfüllt (Abb. 14). Bei starker östlicher Strömung dagegen kehren sich die Verhältnisse um: Im südlichen Oberrhein genügen die regionalen Wetterlagen mit leicht stabilen und stabilen Temperaturgradienten häufiger den abwärmespezifischen Kriterien als im mittleren Teil, wo die Öffnung in der Randhöhe in Form des Kraichgaus bei dieser Strömungslage sicherlich kräftige bodennahe Winde zuläßt.

Die Wetterlage (G+H) stellt aufgrund ihrer Definition einen Spezialfall der Wetterlage (E+F) dar. Sie unterscheidet sich nur durch die zusätzlichen Bedingungen: Vorkommen einer Inversion mit einer Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund und einem Temperatursprung von mindestens 1 K zwischen Unter- und Obergrenze. Abbildung 15 zeigt den jahreszeitlichen Verlauf der Häufigkeiten der Klasse (G+H) in bezug auf die Häufigkeit des geostrophischen Windes in 700 mbar und läßt sich daher direkt mit Abbildung 14, dem Gang der entsprechenden Häufigkeiten der Lage (E+F), vergleichen. Erwartungsgemäß unterscheidet sich der Gang ihrer Häufigkeiten kaum voneinander. Nur im Häufigkeitsniveau sind einige bemerkenswerte Unterschiede zu entdecken. Zur Verdeutlichung werden u.a. die unterschiedli-

chen Anteile der Wetterlage (G+H) als Spezialfall der Wetterlage (E+F) jahreszeitlich differenziert in der Tabelle 8 aufgeführt.

Im Frühjahr tritt die "abwärmerelevante" Lage (E+F) im südlichen Oberrhein nahezu doppelt so oft auf wie im mittleren Oberrheingraben. Wie aus Tabelle 8 zu ersehen ist, ist das Verhältnis der relativen Häufigkeit der Lage (G+H) zu der von (E+F) im mittleren Oberrheingraben größer als im südlichen Raum. Das bedeutet aber wiederum, daß im mittleren Teil des Oberrheingrabens der Anteil an Lagen mit Inversionen von mindestens 1 K zwischen Unter- und Obergrenze (Lage (G+H)) am Gesamtkollektiv "abwärmerelevanter" Lagen (E+F) größer ist als im Süden. Die Differenz des Verhältnisses der Lage (G+H) zu (E+F) zwischen mittlerem und südlichem Oberrheingebiet beträgt für weit gefaßte abwärmespezifische Bedingungen 11.3 % und für eng gefaßte abwärmespezifische Bedingungen 5.3 %. Wie ein Vergleich der Abbildungen 14 und 15 zeigt, verteilen sich diese Differenzen gleichmäßig auf alle Strömungsrichtungen.

Auch im Sommer werden für den südlichen Oberrheingraben mehr "abwärmerelevante" Wetterlagen des Typs (E+F) ermittelt, doch liegt der Anteil an Inversionen nur bei 33.5 bzw. 37.9 % (je nach Art der abwärmespezifischen Bedingung); im Gegensatz zum mittleren Oberrheingraben, wo 59.8 bzw. 69.2 % bei gleichen Kriterien erreicht werden. Dadurch ergibt sich für die eng gefaßte abwärmespezifische Forderung die gleiche Anzahl an Wetterlagen des Typs (G2+H2) für beide Regionen. Für die weit gefaßten abwärmespezifischen Bedingungen überwiegt sogar geringfügig die Zahl der Lagen (G1+H1) im mittleren Oberrheingraben, was auf die größere Häufigkeit der Lage G1 im mittleren Oberrheingraben während dieser Jahreszeit zurückzuführen ist. Auch hier verteilen sich die Differenzen in Abbildung 15 auf alle Strömungsrichtungen des geostrophischen Windes. Wie Abbildung 11 zeigt, existieren sowohl im Sommer als auch im Frühjahr im südlichen

Oberrhein sehr viel häufiger leicht stabile Schichtungen in Bodennähe, die vor allem den abwärmespezifischen Forderungen des "abwärmerelevanten" Wettertyps E genügen. Das Auftreten der Wetterlage E bestimmt somit auch die Form der Häufigkeitsverteilung des Typs (G+H), da die Zahl der "abwärmerelevanten" Wetterlage F in diesen beiden Jahreszeiten keine signifikanten regionalen Unterschiede aufweist.

Im Herbst treten bezüglich der Inversionsanteile an der Wetterlage (E+F) erneut veränderte Verhältnisse auf: Im mittleren Oberrheingraben findet sich zwar eine etwas größere Häufigkeit der regionalen Wetterlage (E+F), doch der unterschiedliche Anteil an Inversionen unterhalb 1000 m über Grund mit einem Temperatursprung von mindestens 1 K - im mittleren Oberrhein mit 64.4 bzw. 71.9 %, im südlichen Teil mit 75.9 bzw. 76.4 % - egalisiert die Anzahl der Wetterlage (G+H) für beide Regionen. Die zunehmende Anzahl der abwärmespezifischen Kriterien weist also die Wetterlage (G+H) im Herbst als eine weitgehend überregionale Wetterlage hinsichtlich ihres Auftretens im Oberrheingraben aus.

Im Winter sind für die beiden Regionen keine nennenswerten Unterschiede in den Häufigkeiten der Wetterlagen (E+F) und (G+H) zu finden. Die große Anzahl der Wetterlagen des Typs E im südlichen Oberrheingraben, dem eine leicht stabile thermische Schichtung zugrunde liegt, wirkt weder auf die Häufigkeit der Lage G noch auf die Anzahl der Lage H differenzierend gegenüber den Verhältnissen im mittleren Oberrhein (Abb. 11). Auch hier erweisen sich die abwärmespezifischen Kriterien nur für einheitliche Wetterlagen als durchlässige Filter. Die hohe Anzahl der Inversionen im Winter (über 90 % bezüglich der Häufigkeit von Typ (E+F)) erklärt sich aus dem Zusammenhang mit der großen Häufigkeit stabiler Temperaturgradienten in dieser Jahreszeit. Das Verhältnis von täglicher Einstrahlung zu nächtlicher Ausstrahlung begünstigt in dieser Jahreszeit vor allem bei gradientschwachen Strömungslagen

eine starke Stabilisierung der bodennahen Schicht mit markanten Inversionen unterhalb 1000 m über Grund. Die sich ausbildende bodennahe Kaltluft und die häufige Entkoppelung des bodennahen Windes von der großräumigen Strömung durch das Auftreten von Inversionen, in Verbindung mit der abschirmenden Wirkung der oberrheinischen Randgebirge, läßt allgemein die Anzahl der "abwärmerelevanten" Wetterlagen im Winter noch höher ausfallen als im Herbst.

5.4.2 Regionale Wetterlagen und die Großwetterlagen nach HESS und BREZOWSKY (1969)

Während die Klassifikation des geostrophischen Windes der 700-mbar-Fläche die großräumigen Luftmassen aufgrund ihrer Strömungsrichtung und ihrer Bewegungsgeschwindigkeit unterteilt, wird durch die Großwetterlagen nach HESS und BREZOWSKY (1969) der großräumige Witterungsverlauf anhand typischer Druckverteilungen im Raum Europa, mit westwärts anschließendem östlichen Teil des Nordatlantik, festgelegt. Die Großwetterlage wird für jeden Tag bestimmt und hat aufgrund der Größenordnung der Druckgebilde ihren Gültigkeitsbereich im synoptischen Scale. Die Kombination aller 29 Großwetterlagen mit den regionalen Wetterlagen A bis H ist selbst für das relativ umfangreiche Terminkollektiv des 10jährigen Zeitraumes nicht sinnvoll, da zu kleine ungesicherte Teilkollektive entstehen würden. Die 30 Großwetterlagen (GWL) werden deshalb nach Witterungscharakter und Strömungstyp in fünf Großwettertypen (GWT) gegliedert. Ihre Häufigkeiten für den Zeitraum 1967 bis 1976 sind in Tabelle 9 zusammengestellt.

Die Häufigkeitsverteilungen der fünf Großwettertypen sind in Abbildung 12b für die vier Jahreszeiten und das Jahr des 10jährigen Zeitraumes 1967 bis 1976 dargestellt. Im Vergleich zur Jahresverteilung sind in den einzelnen Jahreszeiten typische Abweichungen der Häufigkeiten zyklonaler und antizyklonaler Großwetterlagen festzustellen.

Im Frühjahr ist gegenüber dem Jahresmittel eine 4%ige Zunahme der zyklonalen Großwetterlagen festzustellen, die alle dem Kollektiv des Großwettertyps 2 entstammen, der zyklonale Wetterlagen mit Strömungen aus dem Nord- bis Südostsektor zusammenfaßt. Und obwohl die Häufigkeit des antizyklonalen Großwettertyps 4 (ebenfalls Strömungslagen aus Norden bis Südosten) um 6% zunimmt, wird dies durch ein 9%iges Absinken der Häufigkeiten der antizyklonalen Großwettertypen 3 und 5 überkompensiert.

Im Sommer verhält es sich umgekehrt: In dieser Jahreszeit sinkt die Häufigkeit zyklonaler Wetterlagen gegenüber dem Jahresmittel vorwiegend auf Kosten des zyklonalen Großwettertyps 1 mit Süd- bis Nordwestströmungen um 5%, während die Häufigkeit der antizyklonalen Wetterlagen gleichermaßen um diesen Prozentsatz zunimmt.

Im Herbst und Winter unterscheidet sich der Anteil der zyklonalen und antizyklonalen Großwettertypen nur geringfügig vom Jahresmittel, aber es finden innerhalb dieser beiden Kollektive (prozentuale) Verschiebungen statt. Im Herbst erhöht sich die Anzahl sowohl der Großwettertypen 1 und 3 mit Süd- bis Nordwestströmung als auch des Großwettertyps 5 mit verschiedenen Strömungsrichtungen, während sich die Häufigkeit der Großwettertypen 3 und 4 mit Nord- bis Südostströmungen verringert. Im Winter schließlich erhöht sich nur die Häufigkeit des Großwettertyps 5 auf Kosten des Großwettertyps 4.

5.4.2.1 Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D bei verschiedenen Großwettertypen

In Abbildung 16 sind die nach Jahreszeiten gegliederten prozentualen Anteile der Temperaturgradientklassen A bis D in Abhängigkeit von den fünf Großwettertypen nach HESS und BREZOWSKY (1969) dargestellt.

Erwartungsgemäß tritt bei den zyklonalen Großwettertypen 1 und 2 eine größere Häufigkeit labiler Temperaturgradienten auf, während sich bei antizyklonalen Großwettertypen stattdessen mehr stabile Temperaturgradienten finden. Ein Vergleich der in Abbildung 16 dargestellten Häufigkeitsverteilungen mit den entsprechenden der Abbildung 13 bestätigt einmal mehr die bekannte Tatsache, daß die zyklonalen Wetterlagen zumeist auch mit den höheren Strömungsgeschwindigkeiten verbunden sind.

- 1) Wetterlagen mit bodennaher labiler Schichtung (Temperaturgradientklasse A:
 $S 10 \leq -1.0 \text{ K/100 m}$)

Im Frühjahr kennzeichnet sich in Abbildung 16 der zyklonale Großwettertyp 1 für beide Regionen durch das Häufigkeitsmaximum regionaler Wetterlagen mit labiler Schichtung, was der maximalen Häufigkeit dieser Temperaturgradientklasse bei kräftiger westlicher Strömung in der entsprechenden Darstellung der Abbildung 13 gleichkommt. Auch das im südlichen Oberrheingraben auftretende zweite relative Häufigkeitsmaximum läßt sich weitgehend dem Häufigkeitsmaximum dieser Schichtung bei schwacher westlicher Strömung zuordnen. Die Häufigkeiten der Großwettertypen 2 und 4, die sich aus Wetterlagen mit Nord- bis Südostströmungen zusammensetzen, zeigen ebenfalls wie die entsprechenden nördlichen und südlichen Strömungslagen in Abbildung 13 kleinere Anteile an regionalen Wetterlagen mit labiler Schichtung.

Im Sommer liegt das Häufigkeitsniveau der Lagen mit labilen Temperaturgradienten im mittleren Oberrheingraben für alle Großwettertypen konstant um ca. 10% über dem der südlichen Region. Die beiden relativen Häufigkeitsmaxima der Temperaturgradientklasse A liegen für beide Teilgebiete übereinstimmend bei den Großwettertypen 1 und 3, bei denen in dieser Jahreszeit die zyklonalen und antizyklonalen Westlagen überwiegen. Die Gliederung

nach Strömungsrichtungen des geostrophischen Windes in 700 mbar im Kapitel 5.4.1.1 erlaubt für diese Jahreszeit eine differenziertere Interpretation.

Für den Herbst zeigt sowohl die Verteilung der relativen Häufigkeiten der labilen Temperaturgradienten bezogen auf die großräumige Strömungsrichtung als auch die Kombination mit den Großwetterlagen nach HESS und BREZOWSKY (1969) nur einen gleichmäßig höheren Anteil für den mittleren Oberrhein. Das Häufigkeitsmaximum der Temperaturgradientklasse A bei westlicher Strömung fällt auch hier für beide Gebiete wieder mit der maximalen Häufigkeit dieser Schichtung beim zyklonalen Großwettertyp 1 zusammen.

Für den Winter erlaubt die äußerst geringe Häufigkeit der labilen Schichtung in Abbildung 16 keine weiterführende Interpretation.

2) Wetterlagen mit bodennaher leicht labiler Schichtung (Temperaturgradientklasse B:
 $-1.0 \text{ K}/100 \text{ m} < S \leq -0.65 \text{ K}/100 \text{ m}$)

Im Gegensatz zu 1) zeigt sich bei leicht labiler Schichtung eine etwas deutlichere regionale Struktur in den einzelnen Jahreszeiten. Auffallend ist, daß nun der zyklonale Großwettertyp 2 mit Strömungen aus Norden bis Südosten vorwiegend das Häufigkeitsmaximum stellt. Im Frühjahr treten in beiden Gebieten des Oberrheins die meisten regionalen Wetterlagen mit leicht labilen Temperaturgradienten beim Großwettertyp 2 mit Nord- bis Südostströmung auf. Während der zyklonale Typ 1 mit einem hohen Anteil westlicher Strömung (siehe Tab. 9) durch Leewirkung hinter den linksrheinischen Randgebirgen häufig labile Temperaturgradienten erzeugt, ist Großwettertyp 2 mit seinem in dieser Jahreszeit hohen Anteil an Nordostlagen aufgrund des Zustroms von Kaltluft eher für die leicht labile Schichtung verantwortlich. Der höhere Anteil an leicht labilen Temperaturgradienten im südlichen

Oberrhein kann auch hier nur auf die unterschiedlich starke nächtliche Stabilisierung zurückgeführt werden, die in Kapitel 5.4.1.1 mehrfach erwähnt wurde.

Im Sommer ist wiederum bei dem zyklonalen Großwettertyp 1 und besonders bei 2 mit häufigem Auftreten von bodennahen, leicht labilen Temperaturgradienten zu rechnen, was auf die Luftmassenherkunft zurückzuführen ist. Aus den gleichen Gründen wie im Frühjahr finden sich auch im Sommer vor allem bei den beiden zyklonalen Großwetterlagen unterschiedlich hohe Anteile an regionalen Wetterlagen der Temperaturgradientklasse B.

Der Zusammenhang der regionalen Wetterlagen mit leicht labilen Temperaturgradienten und den zyklonalen Großwettertypen 1 und 2 fällt im südlichen Oberrheingraben im Herbst wesentlich deutlicher aus. Während im mittleren Oberrheintal der mittlere Anteil der leicht labilen Temperaturgradienten an den zyklonalen Großwettertypen nur um ca. 10 % über dem mittleren Anteil an den antizyklonalen Großwettertypen liegt, beträgt die mittlere Differenz zwischen diesen beiden Typengruppen im südlichen Oberrhein ca. 30 %. Ein Vergleich mit der Klassifikation des geostrophischen Windes bestätigt diese Polarisation (Abb. 13), da auch hier der allgemeine Zusammenhang zwischen Witterungscharakter der Großwetterlagen und der Strömungsgeschwindigkeit deutlich hervortritt. Die größere Häufigkeit leicht labiler Temperaturgradienten bei starker östlicher Strömung im Raum Philippsburg in Abbildung 13 spiegelt sich auch hier in der etwas überhöhten Häufigkeit dieser Temperaturgradientklasse bei Großwetterlagen des Typs 4 mit Strömung aus Norden bis Südosten wider (Abb. 16).

Im Winter ist die größte Häufigkeit leicht labiler Temperaturgradienten für den Oberrheingraben beim zyklonalen Großwettertyp 1 mit Süd- bis Nordwestströmung zu finden und stimmt gut mit dem hohen Anteil dieser Schich-

tung bei westlichen Strömungen der 700-mbar-Fläche überein (Abb. 13). Die regionalen Unterschiede fallen hier dagegen gering aus, da die Großwettertypen für diese Jahreszeit offensichtlich doch zu stark verallgemeinern.

Die Klassifikation nach Strömungsrichtungen des geostrophischen Windes der 700-mbar-Fläche bietet die bessere Alternative.

- 3) Wetterlagen mit bodennaher leicht stabiler Schichtung (Temperaturgradientklasse C:
 $-0.65 \text{ K/100 m} < S < 10 < 0.0 \text{ K/100 m}$)

Die Kombination von regionalen Wetterlagen mit leicht stabiler Schichtung und den fünf Großwettertypen zeigt wiederum sinngemäß eine ähnliche Struktur in ihren relativen Häufigkeitsverteilungen wie ihre Gliederung in bezug auf die Strömungsklassen der 700-mbar-Fläche d.h. regionale Differenzen in der Häufigkeit der stabilen Schichtung sind vorwiegend bei gradientschwachen Strömungslagen bzw. antizyklonalen Großwettertypen zu finden.

Im Frühjahr ist entsprechend dem hohen Anteil westlicher Strömungen (vergleiche Abb. 13) für beide Teilgebiete ein relativ geringer Anteil leicht stabiler Temperaturgradienten beim zyklonalen Großwettertyp 1 zu finden. Die relative Häufigkeit der Temperaturgradientklasse C wächst für den zyklonalen Großwettertyp 2 etwas an, da die häufige Zufuhr nördlicher und östlicher Festlandsluft bei Großwetterlagen dieses Typs trotz des großräumigen zyklonalen Witterungscharakters in Tallagen wie dem Oberrheingraben zur Stabilisierung neigt. Abgesehen vom größeren Häufigkeitsniveau leicht stabiler Schichtung bei den antizyklonalen Großwettertypen im südlichen Oberrheingraben, weisen die antizyklonalen Großwettertypen im Raum Oberhausen etwa den gleichen Anteil an leicht stabilen Temperaturgradienten auf, während er für den mittleren Oberrheingraben vom Großwettertyp 3 zum Großwettertyp 5 gleichmäßig abnimmt. Wie auch im

vorangegangenen Kapitel 5.4.1.1 anhand der Häufigkeitsdifferenzen gleicher Art bei gradientschwachen Lagen gezeigt wird, ist diese regionale Abweichung auf die durch die gegliederte Orographie verursachte unterschiedliche Stabilisierung der bodennahen Luftschicht zurückzuführen.

Noch stärker prägt sich der Einfluß der Orographie auf die Temperaturgradientklasse C im Sommer aus. Der mittlere Oberrheingraben weist im Gegensatz zum Raum Oberhausen, wohl bedingt durch seine Öffnung zum Kraichgau hin, bei den zyklonalen Großwetterlagen einen fast ebenso großen Anteil leicht stabiler Schichtung auf wie bei antizyklonalen Lagen. Im südlichen Oberrheingraben dagegen bewirkt der orographische Einfluß (Abschirmung durch Randhöhen) ein Ansteigen der Häufigkeit leicht stabiler Schichtung bei antizyklonalen Großwetterlagen.

Für den Herbst weisen die Kombinationen der regionalen Wetterlagen mit den Strömungslagen und mit den Großwettertypen eine äquivalente Struktur auf (Abb. 13 und 16). Zeigten sich für nördliche Strömung und vor allem für schwache östliche Strömung große Anteile leicht stabiler Temperaturgradienten im südlichen Oberrheingraben, so wird das durch das Häufigkeitsmaximum der gleichen Schichtungs-klassen beim antizyklonalen Großwettertyp 4 mit Nord- bis Südostströmung bestätigt. Auch hier dürfte die Ursache im unterschiedlichen Einfluß der rechtsrheinischen Randhöhe bei östlichen Strömungen zu suchen sein.

Die Häufigkeitsverteilung der leicht stabilen Temperaturgradienten im Winter präsentieren in bezug auf die fünf Großwettertypen eine eindeutigere Polarisierung der regionalen Unterschiede als die Gliederung nach den Strömungslagen der 700-mbar-Fläche. In den beiden zyklonalen Großwettertypen 1 und 2 sind zwar keine unterschiedlichen Anteile an leicht stabilen Schichtungen für die beiden Regionen zu erkennen. Indes zeigen die antizyklonalen Großwettertypen im Raum Philippsburg häufiger

regionale Wetterlagen mit leicht stabilen Temperaturgradienten und stattdessen seltener regionale Wetterlagen mit stabiler Schichtung als im südlichen Oberrheintal. Die Begründung hierfür ist wie schon so oft im orographischen Einfluß auf die großräumige Luftbewegung zu suchen: die höheren Randgebirge im südlichen Oberrheingraben begünstigen durch stärkere Abschirmung gegen die überregionale Strömung die bodennahe Stabilisierung.

- 4) Wetterlagen mit bodennaher stabiler Schichtung (Temperaturgradientklasse D:
 $S_{10} \geq 0.0 \text{ K}/100 \text{ m}$)

Traten die regionalen Wetterlagen mit leicht stabilen bodennahen Temperaturgradienten bei den antizyklonalen Großwettertypen 3, 4 und 5 im Jahresmittel des 10jährigen Zeitraumes kaum häufiger auf als etwa beim zyklonalen Typ 2, so ist nun für die stabile Schichtung eine klare Zunahme ihrer Häufigkeit bei den antizyklonalen Großwettertypen festzustellen.

Sowohl im Frühjahr als auch im Sommer finden sich im mittleren Oberrheingraben mehr Wetterlagen mit stabilen Temperaturgradienten als im südlichen Teil. Im Frühjahr fällt diese regionale Differenz beim antizyklonalen Großwettertyp 5 mit den beiden Großwetterlagen HM (Hoch Mitteleuropa) und BM (Hochdruckbrücke Mitteleuropa) am deutlichsten aus. Hierfür dürfte wohl die intensive nächtliche Ausstrahlung im mittleren Oberrheingraben während dieser Jahreszeit verantwortlich sein. Im südlichen Oberrheingraben bilden sich aufgrund des geringeren Luftmassenaustausches dagegen häufiger flache Bodennebelschichten aus, die die Abkühlung der bodennahen Schicht etwas mildern (VON RUDLOFF (1978)). Im Sommer kommen bei allen Großwettertypen im Raum Philippsburg die regionalen Wetterlagen mit stabilen Temperaturgradienten etwas häufiger vor, was aber sicherlich auf den gleichen Gründen wie im Frühjahr beruht.

Im Herbst steigt der Anteil dieser regionalen Wetterlagen des Typs D bei den antizyklonalen Großwettertypen an. Vor allem die in dieser Jahreszeit häufig lang andauernden antizyklonalen Lagen bewirken dabei im Raum zwischen Kaiserstuhl und Karlsruhe einen bemerkenswert höheren Anteil an stabilen Temperaturgradienten als im Raum Philippsburg. Der antizyklonale Großwettertyp 5 erreicht hierbei für beide Regionen den höchsten Anteil an regionalen Lagen des Typs D.

Im Winter steigt der Prozentsatz stabiler Schichtung bei den zyklonalen Großwettertypen etwas an, der Anteil der Temperaturgradientklasse D an den antizyklonalen Großwettertypen bleibt im Vergleich zum Herbst vom Häufigkeitsniveau her gesehen unverändert, nur das Häufigkeitsmaximum verschiebt sich zum Großwettertyp 3 mit Süd- bis Nordwestströmung. Auch hier unterscheidet sich der südliche Oberrheingraben durch seine größere Häufigkeit stabiler Schichtungen vor allem bei den antizyklonalen Großwetterlagen vom Raum zwischen Karlsruhe und Mannheim. Aufgrund der geringen Wärmebilanz ist eine Modifikation der bodennahen thermischen Schichtung in dieser Jahreszeit nur durch Luv- und Lee-Effekte der Randhöhen möglich. Die höheren Randgebirge des südlichen Oberrheingebietes ermöglichen eine wirkungsvollere Abschirmung der advektiven Lagen und lassen damit eine stärkere Neigung zur Ausbildung stabiler Temperaturgradienten erwarten als im mittleren Oberrheingraben. Dort bilden sich dafür häufiger nur leicht stabile Schichtungen aus.

5.4.2.2 Häufigkeit der "abwärmerelevanten" Wetterlagen E bis H bei verschiedenen Großwettertypen

Auch für die Klassifikation der regionalen Wetterlagen nach den Großwettertypen werden die vom Grenzwertbereich her benachbarten Typen E und F und die Lagen G und H durch Addition ihrer relativen Häufigkeiten zusam-

mengefaßt. Wie schon in Kapitel 5.4.2.1 ausgeführt, ist dies notwendig, um statistisch gesicherte regionale Unterschiede zu erhalten und Übersichtlichkeit zu gewährleisten. In Abbildung 17 werden die nach Art der abwärmespezifischen Bedingungen gegliederten und auf die Häufigkeit der fünf Großwettertypen bezogenen relativen Häufigkeiten der "abwärmerelevanten" regionalen Wetterlagen (E+F) und (G+H) aufgetragen. Da sich der Gang der Häufigkeiten von dem der Temperaturgradientklassen C und D nur durch zusätzliche Grenzwerte von Registrierungen bzw. Beobachtungen an Synop-Stationen unterscheidet, ist auch hier nur in einigen Fällen eine eingehende oder ergänzende Interpretation nötig. Entsprechend den polarisierten Häufigkeitsverteilungen der leicht stabilen und stabilen Schichtungen treten die "abwärmerelevanten" Wetterlagen ebenfalls bevorzugt bei antizyklonalen Großwetterlagen auf und auch das Häufigkeitsmaximum wächst erwartungsgemäß im Herbst und im September an.

Im Frühjahr und Sommer fällt die Polarisierung der Häufigkeitsverteilungen "abwärmerelevanten" Wetterlagen E bis H im südlichen Oberrheingraben, abgesehen vom Unterschied in der Absoluthäufigkeit, deutlicher aus als im Raum zwischen Karlsruhe und Mannheim. Im Frühjahr treten die größten regionalen Unterschiede beim zyklonalen Großwettertyp 2 und den beiden antizyklonalen Großwettertypen 3 und 4 auf. Beim zyklonalen Typ 1, der häufig mit kräftiger westlicher Strömung verbunden ist, und dem antizyklonalen Großwettertyp 5, bei dem zu meist sehr gradientschwache Druckverhältnisse herrschen, sind dagegen die geringsten regionalen Unterschiede in dieser Jahreszeit zu verzeichnen. Wie schon mehrfach in vorangegangenen Abschnitten festgestellt, findet man bei kräftiger westlicher Strömung seltener eine leicht stabile oder gar stabile Schichtung. Das gilt relativ einheitlich für alle Jahreszeiten in beiden Regionen. Die für beide Gebiete vergleichsweise gute Übereinstimmung in den Häufigkeiten der Lagen (E+F) und (G+H)

beim Großwettertyp 5 bzw. den beiden Großwetterlagen HM und BM stellt dagegen eine spezifisch jahreszeitliche Eigenschaft dar. Diese beiden Großwetterlagen sind in dieser Jahreszeit relativ selten zu finden (Tab. 8) und sind meist von kurzer Dauer, so daß sich wohl deshalb keine großen regionalen Unterschiede ausbilden können.

Im Sommer treten die regionalen Unterschiede nur noch in den Häufigkeiten der regionalen Wetterlagen (E+F) auf, während der Typ (G+H) eine geringe, aber regional einheitlich verteilte Häufigkeit zeigt. Wie im Frühjahr resultiert das prozentuale Übergewicht "abwärmerelevanten" Wetterlagen des Typs (E+F) im südlichen Oberrheingraben vorwiegend aus der Überzahl des Typs E, dem die Lage C zugrunde liegt (Abb. 16). Im Vergleich zum Frühjahr allerdings hat die Häufigkeit des Großwettertyps 5 zugenommen (Abb. 12b) und in ähnlichem Maß nehmen auch die regionalen Unterschiede des Typs (E+F) bei diesem Großwettertyp zu. Dies ist sicher auf das Nachlassen der Strömungsgeschwindigkeiten bzw. auf die Intensivierung der Strahlungsvorgänge zurückzuführen, was die Ausbildung regionaler Effekte begünstigt.

Im Herbst sind zwar regionale Unterschiede in der Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D in bezug auf die Klassifikation im synoptischen Scale zu finden, doch die relativen Häufigkeiten der "abwärmerelevanten" Wetterlagen (E+F) und (G+H) weisen bei der Gliederung nach Großwettertypen keine markanten Unterschiede auf. Die abwärmespezifischen Bedingungen lassen offensichtlich nur vergleichsweise einheitliche Wetterlagen in dieser Jahreszeit als "abwärmerelevant" erscheinen. Die relativen Häufigkeitsmaxima der regionalen Lagen E bis H werden bei den antizyklonalen Großwettertypen 3 und 5 erreicht.

Im Winter nimmt der prozentuale Anteil der regionalen Wetterlage (E+F) für die antizyklonalen Großwettertypen 3, 4 und 5 erneut zu. Es

treten minimale regionale Unterschiede auf, die kaum als statistisch gesichert angesehen werden können und deshalb unberücksichtigt bleiben.

Auch eine spezielle Interpretation der regionalen Wetterlage (G+H) erübrigt sich an dieser Stelle, da sich keine neuen Erkenntnisse aus der Struktur ihrer Häufigkeitsverteilungen ziehen lassen.

6 ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE DER REGIONALEN WETTERLAGENSTATISTIK FÜR DEN ZEITRAUM 1967 BIS 1976

Es sollen an dieser Stelle nochmals die wichtigsten Ergebnisse stichpunktartig aufgeführt werden, die einen Überblick über die regionalen Unterschiede im Oberrheingebiet, insbesondere in bezug auf die "abwärmerelevanten" Wetterlagen geben:

- 1) Regionale Wetterlagen mit labiler Schichtung ($S_{10} \leq -1.0 \text{ K}/100 \text{ m}$) (Abb. 11, 13, 16)

Häufigkeitsverteilungen:

- Maximum der Absoluthäufigkeit im Frühjahr, Minimum im Winter
- Maximum relativer Häufigkeit vorwiegend bei kräftiger westlicher Strömung und zyklonalem Großwettertyp 1.

Regionale Unterschiede:

Der südliche Oberrheingraben weist in allen Jahreszeiten um 6.8 % weniger regionale Wetterlagen mit labiler Schichtung auf als der mittlere Teil. Der Grund hierfür dürfte die mit geringerem Luftmassenaustausch einhergehende größere Nebel- oder Dunsthäufigkeit des südlichen Oberrheingrabens sein.

- 2) Regionale Wetterlagen mit leicht labiler Schichtung ($-1.0 \text{ K}/100 \text{ m} < S_{10} \leq -0.65 \text{ K}/100 \text{ m}$) (Abb. 11, 13, 16)

Häufigkeitsverteilungen:

- Maximum der Absoluthäufigkeit im Herbst
- Maximum der relativen Häufigkeit bei geostrophischen Winden mit einer Geschwindigkeit von mehr als 6 m/s, und

zwar im Frühjahr, Sommer und Herbst beim zyklonalen Großwettertyp 2, im Winter beim zyklonalen Großwettertyp 1.

Regionale Unterschiede:

Der südliche Oberrheingraben weist um 3.2 % mehr leicht labile Schichtungen auf als der mittlere Oberrheingraben. Vor allem im Frühjahr und im Sommer wirkt die Orographie aufgrund ihrer regional verschiedenen Wärmebilanz modifizierend auf die bodennahe thermische Schichtung. Was im Frühjahr und Sommer im mittleren Oberrheingraben mehr an labiler Schichtung auftritt, findet sich stattdessen im südlichen Teil mehr an leicht labiler Schichtung, und zwar vorwiegend für die Strömungsrichtungen Süden und Westen und für die zyklonalen Großwettertypen 1 und 2.

- 3) Regionale Wetterlage mit leicht stabiler Schichtung ($-0.65 \text{ K}/100 \text{ m} < S_{10} < 0.0 \text{ K}/100 \text{ m}$) (Abb. 11, 13, 16)

Häufigkeitsverteilungen:

- Maximum der Häufigkeit im Winter (11 % des Gesamtkollektivs)
- Niedriges Maximum der relativen Häufigkeit bei Süd- und Ostströmung, beim zyklonalen Großwettertyp 2 und beim antizyklonalen Großwettertyp 5.

Regionale Unterschiede:

Im südlichen Oberrheingraben treten um 3.4 % mehr regionale Wetterlagen mit leicht stabiler Schichtung auf als im mittleren Oberrheingraben. Diese Überzahl kommt überwiegend im Sommer durch gradientschwache Strömungslagen sowie kräftige Ostströmungen zustande.

- 4) Regionale Wetterlage mit stabiler Schichtung ($S_{10} \geq 0.0 \text{ K}/100 \text{ m}$) (Abb. 11, 13, 16)

Häufigkeitsverteilungen:

- Maximum der Absoluthäufigkeit im Winter
- Die relativen Häufigkeiten erreichen ihre Maxima bei gradientschwachen Lagen im Herbst und Winter (geostrophische Windgeschwindigkeit von höchstens 6 m/s) bei südlicher Strömung sowie bei den antizyklonalen Großwettertypen.

Regionale Unterschiede:

Im Frühjahr und Sommer liegt die Anzahl regionaler Wetterlagen mit stabiler Schichtung im südlichen Oberrheingraben

um 3.6 % (des Gesamtkollektivs) unter der des mittleren Oberrheingrabens, im Herbst und Winter dagegen um 3.7 % darüber. Für alle Strömungsklassen (außer kräftiger Südströmung), sowie für alle Großwettertypen werden im Frühjahr und im Sommer im Raum Karlsruhe - Mannheim mehr regionale Wetterlagen mit stabiler Schichtung berechnet als im südlichen Oberrheingraben. Im Herbst dagegen treten bei allen Strömungsrichtungen des geostrophischen Windes mit Geschwindigkeiten von höchstens 6 m/s sowie bei allen Großwettertypen (besonders aber bei den antizyklonalen Lagen) im Raum Kaiserstuhl - Karlsruhe mehr stabil geschichtete regionale Wetterlagen auf als im mittleren Teil. Im Winter ist ein häufigeres Auftreten dieser thermischen Schichtung im südlichen Oberrheingebiet bei allen Strömungsklassen (außer schwacher Südströmung) und bei allen Großwettertypen (vor allem aber bei antizyklonalen Lagen) festzustellen.

5) "Abwärmerelevante" regionale Wetterlage (E+F) (Abb. 11, 14, 17)

Häufigkeitsverteilungen:

- Maximum absoluter Häufigkeit im Winter, Minimum im Frühjahr bzw. Sommer
- Das Maximum relativer Häufigkeit wird auch hier vorwiegend im Herbst und Winter erreicht. Es tritt allgemein bei schwachen Strömungen auf, im Herbst und Winter zusätzlich auch bei kräftiger Südströmung und vorwiegend bei antizyklonalen Großwettertypen.

Regionale Unterschiede:

Der südliche Oberrheingraben weist, je nach Art der "abwärmerelevanten" Bedingungen, zwischen 2 und 4 % mehr "abwärmerelevante" regionale Wetterlagen des Typs (E+F) auf, als der mittlere Oberrheingraben. Dies ist zurückzuführen auf die Überzahl der regionalen Wetterlage E im Frühjahr und Sommer bei gradientenschwachen Strömungslagen. Im Herbst bestehen weder bei den Absoluthäufigkeiten der einzelnen Klassen E oder F noch in ihren Verteilungen relativer Häufigkeit in bezug auf die synoptischen Klassifikationen markante Unterschiede. Im Winter ergeben sich ebenfalls keine regionalen Abweichungen der Absoluthäufigkeit der Lage (E+F), da die größere Häufigkeit des Typs E im mittleren Oberrheingraben von der größeren Häufigkeit des Typs F im südlichen Oberrheingraben in der Summe (E+F) aufgehoben wird. In den relativen Häufigkeiten der Summe (E+F) - bezogen auf die Klassifikation des geostrophischen Windes - sind die Einflüsse dieser sich aufheben-

den Gegensätze zu sehen. Bei schwacher Südströmung überwiegt die relative Häufigkeit des Typs (E+F) im mittleren Oberrheingebiet, bei kräftiger Ostströmung überwiegt sie im südlichen Teil.

6) "Abwärmerelevante" regionale Wetterlage (G+H) (Abb. 11, 14, 15, 17)

Häufigkeitsverteilungen:

- Maximum absoluter Häufigkeit im Winter, Minimum im Sommer
- Der Verlauf der relativen Häufigkeiten des Typs (G+H) ist weitgehend mit dem der Lage (E+F) identisch. Da die "abwärmerelevante" Lage G nur einen geringen Anteil hat, wird die Häufigkeitsstruktur fast ausschließlich von der Lage H geprägt, die ebenfalls die Lagen E oder F als Voraussetzung hat.

Regionale Unterschiede:

Im mittleren Teil der Oberrheingebietes ist der Anteil an Lagen mit Inversionen von mindestens 1 K zwischen Unter- und Obergrenze (Lage (G+H)) am Kollektiv der Lagen (E+F) größer als im Süden. Er liegt für weit gefaßte abwärmespezifische Bedingungen um 11.4 % und für eng gefaßte abwärmespezifische Bedingungen um 6.3 % höher und resultiert vorwiegend aus den entsprechenden Differenzen in den Jahreszeiten Frühjahr und Sommer. In der absoluten Häufigkeit der Lage (G+H) sind dagegen mit Ausnahme des Frühjahrs keine regionalen Unterschiede festzustellen, da die größere Anzahl der Lage (E+F) im südlichen Oberrheingraben die unterschiedlichen relativen Anteile der Lage (G+H) am Kollektiv der Lage (E+F) kompensiert.

7 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Anhand der Statistik der Klassen des Temperaturgradienten (S 10) in der Höhenschicht 0 bis 500 m über Grund kann festgestellt werden, daß die bodennahe Atmosphäre im südlichen Oberrheingraben häufiger stabil geschichtet ist als im mittleren Teil. Dies bestätigt die Ergebnisse der Bodenmessungen und -beobachtungen, dargestellt in BARTELS et al. (1982) und ist, wie die Kombination mit einer Klassifikation des geostrophischen Windes im synoptischen Scale zeigt, in erster Linie auf den Einfluß der unterschiedlichen Orographie des Oberrheingrabens zurückzuführen. Die Vogesen

und der Schwarzwald, die im südlichen Oberrheingraben zwischen Kaiserstuhl und Karlsruhe Höhen von mehr als 1000 m über NN erreichen, schirmen die großräumige Luftströmung stärker ab als die Haardt mit Höhen bis 600 m über NN und der Kraichgau mit Höhen um 300 m über NN im Bereich des mittleren Oberrheingrabens zwischen Karlsruhe und Mannheim.

In Verbindung mit dieser Abschirmung hat der dadurch bewirkte geringere Austausch in der bodennahen Atmosphärenschicht des südlichen Teils jahreszeitlich gesehen verschiedene Auswirkungen:

Im Frühjahr und Sommer treten im südlichen Oberrheingraben häufig flache Bodennebel auf - bedingt durch das hohe Feuchteangebot im Bereich der Rheinniederungen -, was eine intensive Stabilisierung der untersten 500 m über Grund verhindert. Im mittleren Oberrheingraben dagegen verringert sich das Feuchteangebot der Erdoberfläche vor allem aufgrund geringerer Niederschlagshöhen und läßt deshalb bei nächtlicher Ausstrahlung eine weitergehende Stabilisierung zu.

Im Herbst und Winter jedoch wird durch die abschirmende Wirkung der Randgebirge im südlichen Teil eine widerstandsfähigere Kaltluftschicht erzeugt als im nördlichen Teil. Hinzu kommt ein geringerer atmosphärischer Austausch bei östlicher Strömung in Verbindung mit - häufig stationären - antizyklonalen Großwetterlagen, die (wie eine entsprechende Statistik in Verbindung mit den Großwetterlagen nach HESS und BREZOWSKY (1969) ergab), im südlichen Oberrheingraben häufiger zu einer Stabilisierung der bodennahen Schicht führt als im Raum zwischen Karlsruhe und Mannheim.

Diese regionalen Unterschiede bei leicht stabiler ($-0.65 \text{ K}/100 \text{ m} < S_{10} < 0.0 \text{ K}/100 \text{ m}$) und stabiler Schichtung ($S_{10} \geq 0.0 \text{ K}/100 \text{ m}$) sind auch überwiegend verantwortlich für die regionalen Unterschiede in der Anzahl "abwärmerelevanter" regionaler Wetterlagen.

An dieser Stelle muß allerdings darauf hingewiesen werden, daß mit der vorliegenden Wetterlagenstatistik nicht abgeschätzt werden kann, ob in einer Region ein objektiv definierter Häufigkeitsgrenzwert "abwärmerelevanter" Wetterlagen überschritten wird. Es kann lediglich aufgrund von subjektiv vorgegebenen - durch Erfahrungswerte gestützten - Grenzwertbereichen meteorologischer Parameter ein Häufigkeitsintervall derjenigen Wetterlagen angegeben werden, bei denen damit zu rechnen ist, daß die anthropogene Abwärme die Größenordnung der natürlichen Abwärme erreicht und über die Wärmebilanz der bodennahen Atmosphäre Einfluß auf den Witterungscharakter nimmt.

Die "abwärmerelevanten" Wetterlagen unterscheiden sich von regionalen Wetterlagen mit stabiler oder leicht stabiler thermischer Schichtung durch zusätzliche ausbreitungsspezifische Bedingungen (wie: Bodenwindgeschwindigkeit von höchstens 6 Knoten) und durch abwärmespezifische Bedingungen (wie: Bewölkung von mindestens 3/8 bzw. 6/8 oder Sichtweite von höchstens 2 bzw. 4 km). Eine weitere Modifizierung wird durch die ergänzende Bedingung des Vorkommens einer (ersten) Inversion unterhalb 1000 m über Grund erreicht. Auch hier werden je nach Größe des Temperatur-sprungs dieser Inversion (1 bis 2 K oder mehr als 2 K), verschiedene Bereiche der Abwärmerelevanz abgegrenzt. Die genauen Definitionen der "abwärmerelevanten" regionalen Wetterlagen E bis H können der Tabelle 6 entnommen werden.

Während die berechneten regionalen Abweichungen in den Häufigkeiten der Klassen der thermischen Schichtung A bis D, die durch die zugrundeliegende 10jährige Statistik als klimatologische Unterschiede verstanden werden können, objektiv quantifizierbar sind, zeigen die "abwärmerelevanten" regionalen Wetterlagen je nach Strenge der subjektiv festgelegten abwärmespezifischen Kriterien verschieden große Häufigkeitsdifferenzen in den beiden Gebieten des Oberrheingrabens. So ist nach Tabelle 7 im südlichen Oberrheingraben die Häufigkeit der

Wetterlage (E1+F1) (mit $S_{10} > -0.65$ K/100 m, Bedeckung $\geq 3/8$ oder Sicht ≤ 4 km, Windgeschwindigkeit ≤ 6 kn, Niederschlag ≤ 0.1 mm) um etwa 4 %. Die Häufigkeit der regionalen Wetterlagen (E2+F2) (wie (E1+F1), nur Bedeckung $\geq 6/8$ oder Sicht ≤ 2 km) dagegen ist im Süden nur um ca. 2 % höher als im mittleren Teil. Eine genauere prozentuale Differenzangabe erübrigt sich, da die beiden 10jährigen Datenkollektive um 60 Fälle differieren.

Bezieht man sich jedoch bei der Berechnung der prozentualen Häufigkeitsdifferenzen auf das Kollektiv der "abwärmerelevanten" Wetterlagen (z.B. auf das Kollektiv der Lagen E bis H von Oberhausen), statt auf alle Wetterlagen des 10jährigen Zeitraumes, so ergeben sich sinngemäß für die Summe der Lagen E1 und F1 Differenzen von 19 %, für die Summe der Wetterlagen G1 und H1 dagegen nur 5 %. Aber auch anhand dieses Ausgangskollektivs wären die regionalen Unterschiede hinsichtlich der Bewertung der "Abwärmerelevanz" zwischen bedeutend und gering einzustufen. Solange also nicht durch Messungen in Verbindung mit Modellversuchen ein objektiver Grenzwert für die abwärmespezifischen Kriterien gefunden wird, reduzieren sich die berechneten Häufigkeitsdifferenzen auf die rein qualitative Aussage, daß sich der mittlere Oberrheingraben im Hinblick auf anthropogene Abwärme als belastbarer erweist als der südliche Oberrheingraben.

Zum Abschluß sei noch darauf hingewiesen, daß sich die Zuordnung der Temperaturgradientklassen (im lokalen Scale) zu Klassen des geostrophischen Windes (im synoptischen Scale) geeigneter ist als die Zuordnung zu den Großwettertypen nach HESS und BREZOWSKY (1969).

Durch Übertragung der hier vorgeschlagenen Berechnungsmethoden zur Ermittlung regionaler Wetterlagenklassen auf aerologisches und synoptisches Datenmaterial in anderen Regionen könnte ihre allgemeine Anwendbarkeit überprüft werden. Dies war jedoch im Rahmen des Forschungsvorhabens "Abwärmeprojekt Oberrheinge-

biet" nicht möglich.

Danksagung:

Die Autoren sind Herrn Jan Pollak für die Erstellung und Verarbeitung umfangreicher Statistikprogramme zu Dank verpflichtet.

8 LITERATURVERZEICHNIS

- ANDERSEN, P. (1971):
First order empirical probabilities of transition of the H. Johansen weather types 1904-1957.
Arb. Univ. Bergen, math.-nat. Ser. Nr. 2, 1971
- ALISSOW, B.P.; DROSDOW, B.A.;
RUBINSTEIN, E.S. (1956):
Lehrbuch der Klimatologie.
Dtsch. Übers. Berlin 1956
- BARTELS, H.; FUCHS, H.; JURKSCH, G.;
MELCHIOR, J.; SÜSSENGUTH, G. (1982):
Klimatologische Beschreibung des Oberrheingebietes im Hinblick auf Abwärmeprobleme.
Ber. d. Dtsch. Wetterd. Nr. 160, Offenbach 1982
- BÖER, W. (1965):
Über eine spezielle Methode zur Schaffung von Grundlagen für eine Witterungsklimatologie.
Z. f. Meteor. 18, Nr. 112, S. 68 - 71, 1965
- CADÉZ, M. (1957):
Sur une classification des types de temps,
La Météorologie, No. 45-46, 1957
- CEHAK, K. (1962):
Die Verwendung von orthogonalen Polynomen zur objektiven Darstellung von Wetterlagen in Mitteleuropa.
VI Congrès International de Météorologie Alpine, Bled, Yugoslavia 1960, Beograd, S. 93 - 97, 1962
- DAMMANN, W. (1960):
Die Windverhältnisse im Rhein-Main-Gebiet, eine Studie zur dynamischen Klimatologie der Mittelgebirge
Erdkunde 14, 10-29 (1960)
- DIXON, W.J. (1975):
Biomedical Computer Programs.
University of California Press, Berkeley, Los Angeles, London, 1975
- EDELMANN, W. (1968):
Von Analysenausgleich bis zur baroklinen Vorhersage. Methoden und Organisation der Routine-Programme des Deutschen Wetterdienstes. Interner Bericht des Deutschen Wetterdienstes, August 1968

- GROLL, A. (1973):
Objektive Methode zur lokalen Bodenwindvorhersage.
Fachl. Mittlg. Amt f. Wehrgeophysik Nr. 175, 1973
- HESS, P.; BREZOWSKY, H. (1969):
Katalog der Großwetterlagen Europas.
Ber. d. Dtsch. Wetterd. Nr. 113 (Bd. 15), Offenbach 1969
- HINKELMANN, K.H. (1969):
Automatic Data Processing of Synoptic and Upper Air Reports.
WMO Lectures on numerical short range weather prediction, veröffentlicht in Hydrometeorizat, Leningrad 1969
- HOLZWORTH, G. (1972):
Mixing heights, windspeeds and potential for urban air pollution throughout the contiguous U.S.
Research Triangle Park, N.C.: Environment Protect. Agency, 1972
- HUFTY, A. (1971):
Note sur une methode descriptive des types de temps.
Climat. Bull. McGill Univ. Dept. Geogr. Montreal, Nr. 9, S. 17 - 22, 1971
- HYDROLOGISCHER ATLAS DER BUNDESREPUBLIK DEUTSCHLAND (1979):
Deutsche Forschungsgemeinschaft
Harald Boldt Verlag, Boppard, 1979
- KIRCHHOFER, W. (1976):
Stationsbezogene Wetterlagenklassifikation.
Forschungsabteilung der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, Zürich, 1976
- KLIMAAATLAS VON BADEN WÜRTTEMBERG (1953):
Deutscher Wetterdienst
Bad Kissingen 1953
- KLIMAAATLAS VON RHEINLAND-PFALZ (1957):
Deutscher Wetterdienst
Bad Kissingen 1957
- MAIER, U.; BARTELS, H.; JURKSCH, G.:
Durchführung und Bearbeitung kleinaerologischer Aufstiege.
Veröffentlichung in Vorbereitung
- MANIER, G. (1975):
Vergleich zwischen Ausbreitungsklassen und Temperaturgradienten.
Meteor. Rdsch. Nr. 28 (1975)

- MÜLLER, E. (1967):
Kleinwetterlagen 1 und 2 in Project Cell
Structure of the Atmosphere.
Final Report, European Research Office United
States Army. Deutscher Wetterdienst, Zentral-
amt, Offenbach am Main, Juli 1965 und Juli
1967
- NATURRÄUMLICHE GLIEDERUNG DEUTSCHLANDS
(1960):
Institut für Landeskunde in der Bundesanstalt
für Landeskunde und Raumordnung
Ausgabe 1960
- PASIĆ, H. (1966):
Die Wittertypen nach Cadéz; ihre Anwendung in
der Klimatologie und in der Medizin-Meteorolo-
gie für Sarajewo und ihr Zusammenhang mit
Sterbefällen.
Z. f. angew. Bäder- und Klimaheilkunde 13,
Nr. 3, S. 318 - 330, 1966
- SCHÜEPP, M. (1968):
Kalender der Wetter- und Witterungslagen von
1955 bis 1967 im Zentralen Alpengebiet.
Veröffentl. der Schweizer Meteorologischen
Zentralanstalt, Zürich, 1968
- SCHÜEPP, M. (1978):
Witterungsklimatologie.
Klimatologie der Schweiz Band III, Beiheft zu
den Annalen der Schweizerischen Meteorologi-
schen Anstalt, Jahrgang 1978
- SZEPESI, D. (1978):
CoSAMC-VII/Doc. 8, Appendix I
Genf, 1978
- VON RUDLOFF, H. (1978):
Nebel- und Hochnebelsituationen im südlichen
Oberrheingebiet.
Fachl. Mittlg. Amt f. Wehrgeophysik Nr. 187,
1978
- WADA, H.; KITAHARA, E. (1971):
A proposal for a classification of 500 mb
patterns over the Northern Hemisphere.
J. Meteor. Soc. Japan 49, Spec. Issue
S. 790 - 797, 1971
- WEISS, I. (1973):
Luv- und Leewirkung in Mitteleuropa.
Porz-Wahn, Amt für Wehrgeophysik 1973
- WIPPERMANN, F. (1971):
Die "Scales" als ein erstes Ordnungsprinzip
für alle Turbulenzvorgänge in der Atmosphäre
In: Promet 1/2, Offenbach, 1978

ANHANG I:

Geometrie der stereographischen Projektion

Die Projektionsebene schneidet die Erdkugel in der geographischen Breite φ_1 bzw. mit dem Polabstand $90 - \varphi_1 = \alpha_1$. Der Radius des entsprechenden Breitenkreises und seiner Abbildung auf der Projektionsebene sei ρ_1 .

Die Projektion eines beliebigen anderen Breitenkreises mit der geographischen Breite bzw. dem Polabstand $90 - \varphi = \alpha$ ergibt dann einen Kreis mit dem Radius ρ' . Wird der Kugelradius mit R und der Abstand der Projektionsebene vom Mittelpunkt mit x bezeichnet, so gilt

$$\tan \frac{\alpha_1}{2} = \frac{\rho_1}{R+x} \quad \text{und} \quad \tan \frac{\alpha}{2} = \frac{\rho'}{R+x}$$

Daraus folgt:

$$\frac{\rho'}{\rho_1} = \frac{\tan \frac{\alpha}{2}}{\tan \frac{\alpha_1}{2}}$$

oder

$$\rho' = \frac{\rho_1}{\tan \frac{\alpha_1}{2}} \cdot \tan \frac{\alpha}{2}$$

Diese Gleichung liefert für $\alpha = 90^\circ$, d.h. für die kreisförmige Abbildung des Äquators, den Radius:

$$R' = \frac{\rho_1}{\tan \frac{\alpha_1}{2}} \cdot 1$$

Somit gilt:

$$\rho' = R' \cdot \tan \frac{\alpha}{2} \quad (1)$$

Mit $R' = R+x$ und $x = R \cdot \cos \alpha_1 =$

$$R \cdot \cos (90 - \varphi_1) = R \cdot \sin \varphi_1$$

ergibt sich: $R' = R (1 + \sin \varphi_1)$ (2)

und weiterhin: $\rho' = R (1 + \sin \varphi_1) \cdot \tan \frac{\alpha}{2}$ (3)

Da wegen spezieller Randbedingungen für das numerische Modell nicht die ganze nördliche Erdhalbkugel, sondern erst ab $\bar{\varphi} = 9.3^\circ \text{N}$ stereographisch projiziert wird, ist ρ' mit

$\varphi_1 = 60^\circ \text{N}$ die halbe Seitenlänge der gesamten Projektionsebene, die zur Abspeicherung der Analysendaten 53×53 kleinste Gitternetzquadrate enthält. Die Kantenlänge d dieses kleinsten Gitternetzquadrates errechnet sich wiederum zu:

$$d = \frac{\rho'}{26.5} = \frac{1}{26.5} \cdot R (1 + \sin \varphi_1) \cdot \tan \frac{(90^\circ - 9.3^\circ)}{2}$$

$$d = 381 \text{ km (für } R = 6368.1 \text{ km und } \varphi_1 = 60^\circ)$$

Während auf der Kugeloberfläche der Abstand vom Pol zu den Breitenkreisen ($R \cdot \text{arc } \alpha$) mit wachsendem Polabstand linear zunimmt, ändert sich derselbe Abstand auf der Projektionsebene nach Gleichung (3) entsprechend $\tan \frac{\alpha}{2}$. Es tritt also erwartungsgemäß bei der Abbildung von Strecken eine Verzerrung ein. Die einzige Strecke, die in ihrer wahren Länge abgebildet wird, ist der Umfang des Breitenkreises, in dem die Projektionsebene die Kugel schneidet.

Wie durch weiterführende geometrische Überlegungen gezeigt werden kann, sind zonaler und meridionaler Abbildungsfehler gleich groß, und durch den Multiplikand

$$m = \frac{1 + \sin 60^\circ}{1 + \sin \varphi}$$

kann bei jeder Strecke der Abbildungsfehler aufgehoben werden.

ANHANG II

- Tab. 1: Übersicht der für die Klassifikation zur Verfügung stehenden meteorologischen Parameter
- Tab. 2: Größenordnung der Regressionsvariablen und Merkmale ihrer Häufigkeitsverteilungen für das Stationspaar Oberhausen/Freiburg (Zeitraum 1976 (V) bis 1978 (IV))
- Tab. 3: Korrelationsmatrix der Regressionsvariablen für das Stationspaar Oberhausen/Freiburg (Zeitraum 1976 (V) bis 1978 (IV))
- Tab. 4: Ergebnisse der multiplen, schrittweisen Regression von Teilzeiträumen (Jahreszeiten, Aufstiegstermine) und Gesamtzeitraum 1976 (V) bis 1978 (IV) für verschiedene Schichtungsgrößen des Stationspaares Philippsburg/Karlsruhe
- Tab. 5: Ergebnisse der multiplen, schrittweisen Regression von Teilzeiträumen (Jahreszeiten, Aufstiegstermine) und Gesamtzeitraum 1976 (V) bis 1978 (IV) für verschiedene Schichtungsgrößen des Stationspaares Oberhausen/Freiburg
- Tab. 6: Übersicht über die Einteilung der regionalen Wetterlagenklassen
- Tab. 7: Absolute und relative Häufigkeit der regionalen Wetterlagenklassen E bis H für den mittleren und südlichen Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976)
- Tab. 8: Absolute Häufigkeit der Wetterlagenklassen (E+F) und (G+H) in Anzahl der Fälle sowie relative Häufigkeit der Wetterlagenklassen (G+H) in Prozent der Anzahl der Wetterlagenklassen (E+F) für Jahreszeiten und Jahr für den mittleren und südlichen Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976)
- Tab. 9: Relative Häufigkeit in Prozent der Großwetterlagen (GWL) und Großwettertypen (GWT) nach HESS und BREZOWSKY für Jahreszeiten und Jahr (Zeitraum 1967 bis 1976)
- Abb. 1: Ableitung der Abbildungsgesetze für die stereographische Azimutalprojektion mit einem längentreuen Breitenkreis
- Abb. 2: Anordnung der Gitternetzpunkte
- Abb. 3: Anordnung des Gitternetzes
- Abb. 4: Orohydrographische Karte des Oberrheingebietes
- Abb. 5: Relative Häufigkeit des mittleren Temperaturgradienten in Prozent der Fälle für die Höhenschicht 0 bis 500 m über Grund
- Abb. 6: Relative Häufigkeit des Temperatursprungs der jeweils ersten Inversion in Prozent der Fälle mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund
- Abb. 7: Relative Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D (gemessene und berechnete Daten) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben
- Abb. 8 a: Relative Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D (gemessene Daten) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1976 (V) bis 1977 (IV))
- Abb. 8 b: Relative Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976) sowie für die aerologische Station Stuttgart (gemessene Daten) (Zeitraum 1957 bis 1966)
- Abb. 9 a: Relative Häufigkeit der regionalen Wetterlagenklassen E1 bis H1 (gemessene Daten) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1976 (V) bis 1977 (IV))
- Abb. 9 b: Relative Häufigkeit der regionalen Wetterlagenklassen E1 bis H1 (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976)

- Abb. 10 a: Relative Häufigkeit der regionalen Wetterlagenklassen E2 bis H2 (gemessene Daten) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1976 (V) bis 1977 (IV))
- Abb. 10 b: Relative Häufigkeit der regionalen Wetterlagenklassen E2 bis H2 (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976)
- Abb. 11: Absolute Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D und der regionalen Wetterlagenklassen E bis H (Anzahl der Fälle, mittels Regression berechnet, korrigiert) für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976)
- Abb. 12 a: Relative Häufigkeit von 8 Klassen des geostrophischen Windes der 700-mbar-Fläche in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976)
- Abb. 12 b: Relative Häufigkeit von fünf Großwettertypen nach HESS und BREZOWSKY in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr (Zeitraum 1967 bis 1976)
- Abb. 13: Relative Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeiten von 8 Klassen des geostrophischen Windes der 700-mbar-Fläche für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976)
- Abb. 14 a: Relative Häufigkeit der zusammengefaßten regionalen Wetterlagenklassen (E1+F1) (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeiten von 8 Klassen des geostrophischen Windes der 700-mbar-Fläche für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976)
- Abb. 14 b: Relative Häufigkeit der zusammengefaßten regionalen Wetterlagenklassen (E2+F2) (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeiten von 8 Klassen des geostrophischen Windes der 700-mbar-Fläche für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976)
- Abb. 15 a: Relative Häufigkeit der zusammengefaßten regionalen Wetterlagenklassen (G1+H1) (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeit von 8 Klassen des geostrophischen Windes der 700-mbar-Fläche für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976)
- Abb. 15 b: Relative Häufigkeit der zusammengefaßten regionalen Wetterlagenklassen (G2+H2) (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeiten von 8 Klassen des geostrophischen Windes der 700-mbar-Fläche für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976)
- Abb. 16: Relative Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeiten von fünf Großwettertypen nach HESS und BREZOWSKY für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976)
- Abb. 17: Relative Häufigkeit der zusammengefaßten regionalen Wetterlagenklassen (E1+F1), (G1+H1), (E2+F2), (G2+H2) (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeiten von fünf Großwetterlagen nach HESS und BREZOWSKY für Jahreszeiten und Jahr für den Zeitraum 1967 bis 1976

Tab. 1: Übersicht der für die Klassifikation zur Verfügung stehenden meteorologischen Parameter

Lfd.Nr.	Symbol	Bedeutung	Berechnungs-Einheiten
<u>I. Bodenmessungen und -beobachtungen der synoptischen und kleinaerologischen Stationen</u>			
1	NG	Gesamtbedeckungsgrad der Wolken	Achtel
2	IF	Windgeschwindigkeit am Boden, 10-Minuten-Mittel vor der vollen Stunde	Knoten
3	IV	Sichtweite	0.1 km
4	IDR	Luftdruck auf Meereshöhe reduziert	0.1 mbar
5	ITE	Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund	°C
6	NH	Bedeckungsgrad der tiefen Wolken	Achtel
7	ITD	Taupunkt	°C
8	IAD	Drucktendenz in Schlüsselzahlen; 0-3: ansteigend, 4: gleichbleibend, 5-8: fallend	
9	IRR	Niederschlagshöhe der letzten 12 Stunden	0.1 mm
10	TEXT	Lufttemperaturextreme mit Temperaturminimum für den Aufstieg um 07 Uhr MEZ, Temperaturmaximum für den Aufstieg um 13 Uhr MEZ	°C
11	IAMPL	Lufttemperaturamplitude mit (Vortagesmaximum-Tagesminimum) für den Aufstieg um 07 Uhr MEZ; (Tagesmaximum-Tagesminimum) für den Aufstieg um 13 Uhr MEZ	K
12	IDIF	Taupunktdifferenz	K
13	IHL	Wolkenhöhe der tiefen Wolken	m
14	ISS	Sonnenscheindauer, mit der des Vortages für den Aufstieg um 07 Uhr MEZ; des gleichen Tages für den Aufstieg um 13 Uhr MEZ	0.1 Std
15	KLA	Ausbreitungsklasse nach KLUG/MANIER (1975)	
16	T12	Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund an den kleinaerologischen Aufstiegsstellen (Philippsburg und Oberhausen)	0.1°C
17	T34	Lufttemperaturamplitude (wie 11) der kleinaerologischen Aufstiegsstellen	0.1 K
18	T56	Taupunktdifferenz der kleinaerologischen Aufstiegsstellen	0.1 K
19	T78	Taupunkt der kleinaerologischen Aufstiegsstellen	0.1°C
20	TST	Lufttemperaturextrema (wie 10) der kleinaerologischen Aufstiegsstellen	0.1°C
21	FFST	Windgeschwindigkeit am Boden der kleinaerologischen Aufstiegsstellen, Stundenmittelwert der vorangegangenen Stunde	0.1 m/s
<u>II. Schichtungsgrößen kleinaerologischer Messungen</u>			
22	IHM	Mischungsschichthöhe nach HOLZWORTH (1973)	m
23	IS1	Untergrenze der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund	m
24	IS2	Mächtigkeit der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund	m
25	S3	Temperatursprung der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund	0.1 K
26	IS4	Untergrenze der mächtigsten Inversion	m
27	IS5	Mächtigkeit der mächtigsten Inversion	m
28	S6	Temperatursprung der mächtigsten Inversion	0.1 K
29	IS7	Untergrenze der Inversion mit dem größten Temperatursprung	m
30	IS8	Mächtigkeit der Inversion mit dem größten Temperatursprung	m
31	S9	Temperatursprung der Inversion mit dem größten Temperatursprung	0.1 K
32	S10	Mittlerer Temperaturgradient der Höhenschicht 0 bis 500 m über Grund	0.001 K/100 m
33	S11	Mittlerer Temperaturgradient der Höhenschicht 500 bis 1000 m über Grund	0.001 K/100 m
<u>III. Auswahlkriterien kleinaerologischer Messungen</u>			
34	INVJA	Vorkommen einer Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund; 0 = nein, 1 = ja, 9 = kein Aufstieg vorhanden	
35	BODI	Vorkommen einer Bodeninversion; 0 = nein, 1 = ja, 9 = kein Aufstieg vorhanden	
36	INSWI	Vorkommen einer Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund, mit $IRR \leq 0.1$ mm, $S3 \geq 1.0$ K oder $IS2 \geq 100$ m; 0 = nein, 1 = ja, 9 = kein Aufstieg vorhanden	
37	INSW2	Vorkommen einer Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund, mit $IRR \leq 0.1$ mm, $S3 \geq 2.0$ K; 0 = nein, 1 = ja, 9 = kein Aufstieg vorhanden	
38	INSW3	Vorkommen einer Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund, mit $IRR \leq 0.1$ mm, $S3 > 1.0$ K oder $IS2 \geq 100$ m; 0 = nein, 1 = ja, 9 = kein Aufstieg vorhanden	

Tab. 2: Größenordnung der Regressionsvariablen und Merkmale ihrer Häufigkeitsverteilungen für das Stationspaar Oberhausen/Freiburg

Zeitraum 1976(V) bis 1978(IV)

Nr.	Symbol	\bar{x}	s	$\frac{s}{\bar{x}}$	Schiefte	Krümmung	Minimum	Maximum	kleinster standard-norm.Wert	größter standard-norm.Wert	Anzahl der Termine
1	NG	5.96	2.44	0.41	-1.20	3.11	0	8	-2.45	0.83	1212
2	IF	6.66	5.02	0.75	1.18	4.26	0	30	-1.33	4.65	
3	IV	205.53	171.33	0.83	1.11	3.45	1	700	-1.19	2.89	
4	IDR	1015.03	8.41	0.01	-0.37	3.88	973	1038.6	-5.00	2.80	
5	ITE	10.19	7.19	0.71	0.16	2.62	-8	31	-2.53	2.89	
6	NH	4.37	2.76	0.63	-0.17	1.58	0	8	-1.59	1.32	
7	ITD	5.45	5.77	1.06	-0.16	2.39	-12	20	-3.03	2.52	
8	IAD	4.53	2.70	0.60	-0.17	1.54	0	8	-1.67	1.28	
9	IRR	1.72	3.21	1.87	3.69	21.25	0	31	-0.54	9.12	
10	TEXT	10.89	7.00	0.73	0.26	2.60	-9	34	-2.52	2.93	
11	IAMPL	6.70	3.41	0.51	0.56	2.30	-1	16	-2.25	2.72	
12	IDIF	4.74	3.69	0.78	1.48	5.96	0	25	-1.28	5.48	
13	IHL	1030.07	796.89	0.77	0.96	2.53	0	2500	-1.29	1.84	
14	ISS	43.32	41.38	0.96	0.70	2.38	0	146	-1.05	2.48	
15	KLA	3.23	1.21	0.38	0.31	2.96	1	6	-1.83	2.28	
16	T12	105.81	81.84	0.77	0.25	2.56	-95	347	-2.45	2.95	
17	T34	85.40	44.80	0.52	0.40	2.52	-6	228	-2.04	3.18	
18	T56	52.45	47.92	0.91	1.15	3.48	0	222	-1.09	3.54	
19	T78	53.36	59.29	1.11	-0.03	2.52	-104	240	-2.65	3.15	
20	TST	88.86	78.54	0.88	0.40	2.87	-118	337	-2.63	3.16	
21	FFST	28.11	20.45	0.73	1.52	5.56	0	128	-1.37	4.88	
22	IHM	1002.34	631.45	0.63	0.41	2.10	48	2618	-1.51	2.56	
23	IS1	613.31	801.95	1.31	1.60	5.74	0	991	-0.76	0.47	
24	IS2	197.17	183.88	0.93	1.78	7.40	20	1320	-0.96	6.11	
25	S3	20.99	25.98	1.24	2.51	10.92	0	174	-0.81	5.89	
26	IS4	916.22	892.66	0.97	0.89	3.49	0	5993	-1.03	5.69	
27	IS5	243.83	190.55	0.78	1.40	5.94	20	1320	-1.17	5.65	
28	S6	21.35	26.95	1.26	2.36	9.78	0	174	-0.79	5.66	
29	IS7	861.31	900.00	1.04	0.99	3.57	0	5993	-0.96	5.70	
30	IS8	212.90	189.65	0.89	1.57	6.43	20	1320	-1.02	5.84	
31	S9	24.59	26.86	1.09	2.15	8.91	0	174	-0.92	5.56	
32	S10	-340.97	719.64	-2.11	1.05	4.94	-1900	2582.00	-2.17	4.06	
33	S11	-518.19	413.61	-0.80	2.05	8.96	-1003	1805.00	-1.17	5.62	
34	INVJA	0.75	0.43	0.58	-1.15	2.33	0	1	-1.73	0.58	

Tab. 3: Korrelationsmatrix der Regressionsvariablen für das Stationspaar Oberhausen/Freiburg
Zeitraum 1976(V) bis 1978(IV)

	NG	IF	IV	IDR	ITE	NH	ITD	IAD	IRR	TEXT	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
NG	1	1.0000									
IF	2	.2000	1.0000								
IV	3	-.0854	.5294	1.0000							
IDR	4	-.2463	-.2527	-.1792	1.0000						
ITE	5	-.1523	.0903	.2403	-.1017	1.0000					
NH	6	.7517	.1871	-.1225	-.1644	-.2543	1.0000				
ITD	7	-.0442	-.1036	.0099	-.0937	.8635	-.1106	1.0000			
IAD	8	-.0560	.0871	.0315	-.0698	.0829	-.1424	-.0625	1.0000		
IRR	9	.1963	.0821	-.0151	-.1321	.0403	.2354	.1676	-.0822	1.0000	
TEXT	10	-.1588	.0879	.2231	-.0756	.9689	.8104	.1236	.0264	.0264	1.0000
IAMPL	11	-.4603	-.2076	.0377	.1083	.4886	-.5104	.3492	.0911	-.1060	.5065
IDIF	12	-.2279	.3517	.4595	-.0450	.5394	-.3191	.0410	.2684	-.1998	.5663
IHL	13	-.5577	-.1886	.0785	.1377	.0941	-.6495	-.0265	.1160	-.2576	.0483
ISS	14	-.5444	-.1483	.0960	.1213	.4549	-.5353	.2565	.1208	-.1880	.4461
KLA	15	.2105	.1262	-.0309	-.0603	.2413	.2093	.1165	.2604	.0812	.3491
T12	16	-.1413	.0968	.2279	-.0994	.9712	-.2337	.8339	.0926	.0461	.9684
T34	17	-.4740	-.1536	.1217	.0948	.5586	-.5177	.3918	.0748	-.1079	.5590
T56	18	-.1568	.2914	.3386	-.0104	.5545	-.2214	.1843	.2642	-.1124	.6497
T78	19	-.0669	-.0890	.0452	-.1204	.8438	-.1385	.9385	-.0745	.1417	.7703
IHM	20	-.2873	.1185	.2648	.0186	.4141	-.2448	.2760	-.0719	-.0275	.3857
IS1	21	.1112	.2851	.1764	-.0508	.1659	.1390	.0182	-.0210	.0053	.2253
IS2	22	-.0556	-.1947	-.2191	.0347	-.2030	-.0662	-.1051	.0065	-.0748	-.1992
S3	23	-.1053	-.2829	-.2368	.1437	-.3295	-.0655	-.2449	.1055	-.1492	-.3103
IS4	24	.0997	.2540	.1692	-.0044	.1053	.1171	-.0058	-.0071	-.0151	.1412
IS5	25	-.0688	-.2102	-.2419	.0915	-.2552	-.0695	-.1562	.0298	-.1120	-.2579
S6	26	-.0679	-.2722	-.2681	.1717	-.3825	-.0260	-.2987	.1443	-.1396	-.3602
IS7	27	.1398	.2507	.1417	.0104	.1019	.1709	-.0044	-.0090	.0484	.1463
IS8	28	-.0648	-.1959	-.2260	.0685	-.2482	-.0673	-.1575	.0426	-.1003	-.2420
S9	29	-.0840	-.3071	-.2816	.2173	-.4040	-.0242	-.3096	.1390	-.1618	-.3858
S10	30	-.1500	-.3813	-.2477	.1231	-.3439	-.1382	-.1545	-.0139	-.0772	-.3926
S11	31	-.0001	-.2839	-.3407	.0941	-.3259	.0255	-.1792	.0437	-.0590	-.3180
TST	32	-.0797	.1429	.2214	-.1029	.9410	-.1817	.7801	.1372	.0603	.9782
FFST	33	.1542	.6801	.3295	-.1479	.0576	-.1817	-.0993	.0851	.0445	.0749
INVJA	34	-.0712	-.2849	-.2069	.0421	-.1667	-.0965	.0126	-.0065	.0291	-.2202

	IAMPL	IDIF	IHL	ISS	KLA	T12	T34	T56	T78	IHM	
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
IAMPL	11	1.0000									
IDIF	12	.3849	1.0000								
IHL	13	.4288	.2306	1.0000							
ISS	14	.7250	.4730	.4405	1.0000						
KLA	15	-.0276	.2837	-.3282	.0098	1.0000					
T12	16	.4891	.5317	.0499	.4491	.3005	1.0000				
T34	17	.8586	.4525	.4482	.7234	-.0567	.5385	1.0000			
T56	18	.3545	.7908	.0453	.3666	.4597	.6330	.3827	1.0000		
T78	19	.3697	.1048	.0310	.3094	.0498	.8233	.4126	.0817	1.0000	
IHM	20	.3508	.3597	.1315	.3958	-.1128	.4491	.4192	.3484	.3228	1.0000
IS1	21	-.0567	.2982	-.2658	-.0008	.2552	.2403	-.0159	.4403	-.0282	.2803
IS2	22	.0356	-.2248	.1370	.0228	-.1196	-.2271	-.0197	-.2446	-.1130	-.2098
S3	23	-.0156	-.2438	.1510	-.0128	-.0340	-.3580	-.0940	-.2590	-.2711	-.2819
IS4	24	-.0912	.2182	-.2082	-.0314	.1386	.1635	-.0555	.3310	-.0322	.3059
IS5	25	.0064	-.2447	.1614	.0360	-.1681	-.2889	-.0419	-.2897	-.1595	-.2133
S6	26	-.0800	-.2591	.1089	-.0610	-.0410	-.4041	-.1572	-.2705	-.3219	-.3293
IS7	27	-.0894	.2093	-.2769	-.0558	.1889	.1691	-.0699	.3601	-.0464	.2558
IS8	28	.0034	-.2287	.1606	.0080	-.1379	-.2748	-.0539	-.2591	-.1639	-.2381
S9	29	-.0893	-.2835	.1202	-.0658	-.0598	-.4297	-.1669	-.3043	-.3300	-.3275
S10	30	.0123	-.4233	.2980	-.0132	-.3392	-.4368	-.0438	-.5667	-.1468	-.3734
S11	31	-.1019	-.3463	.0678	-.0818	-.0282	-.3300	-.1640	-.3434	-.1731	-.3594
TST	32	.4368	.5617	-.0190	.3758	.4084	.9657	.4720	.6933	.7349	.3736
FFST	33	-.1373	.2798	-.1813	-.1139	.1526	.1048	-.1170	.3324	-.1088	.1338
INVJA	34	.0364	-.3511	.2252	-.0137	-.2172	-.2267	-.0036	-.4695	.0524	-.2934

	IS1	IS2	S3	IS4	IS5	S6	IS7	IS8	S9	S10	
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	
IS1	21	1.0000									
IS2	22	-.1358	1.0000								
S3	23	-.1882	.5523	1.0000							
IS4	24	.7406	-.2910	-.2577	1.0000						
IS5	25	-.2212	.8275	.4790	-.1413	1.0000					
S6	26	-.2043	.5125	.8766	-.2649	-.4943	1.0000				
IS7	27	.7591	-.1936	-.3026	.7204	-.1814	.5729	1.0000			
IS8	28	-.1708	.8735	.5022	-.2008	.8942	-.1780	-.1780	1.0000		
S9	29	-.2467	.4889	.9065	-.2344	.5079	.5729	-.2227	.5197	1.0000	
S10	30	-.5381	.4291	.6701	-.4752	.4293	.5986	-.4959	.4188	.6448	1.0000
S11	31	-.2589	.3886	.4735	-.2620	.4250	.5057	-.2736	.4406	.5256	.2668
TST	32	.2956	-.2236	-.3417	.1869	-.2882	-.3782	.2046	-.2674	-.4099	-.4734
FFST	33	.3186	-.1549	-.2488	.2620	-.1649	-.2167	.2630	-.1567	-.2450	-.4083
INVJA	34	-.8920	.1514	.1805	-.6529	.2209	.1968	-.6653	.1802	.2351	.4925

	S11	TST	FFST	INVJA	
	31	32	33	34	
S11	31	1.0000			
TST	32	-.3170	1.0000		
FFST	33	-.2374	.1443	1.0000	
INVJA	34	.3624	-.2711	-.3173	1.0000

Tab. 4: Ergebnisse der multiplen, schrittweisen Regression von Teilzeiträumen (Jahreszeiten, Aufstiegsstermine) und Gesamtzeitraum 1976(V) bis 1978(IV) für verschiedene Schichtungsgrößen (S10, S3, IS2, IS1) des Stationspaares Philippsburg/Karlsruhe

VAR = in die Regressionsgleichungen eingehende unabhängige Variable ohne Transformation (siehe Tab. 1)
 IRR, FFST, INVJA: siehe Tab. 1
 r = multipler Korrelationskoeffizient
 n = Anzahl der Fälle
 $r_{99,9}$ = Grenzwert des Zufalls-Korrelationskoeffizienten (mit einer Sicherheit von 99,9%)

	VAR:	Frühjahr		Sommer		Herbst		Winter		Gesamtzeitraum		
		07 ^h MEZ	13 ^h MEZ	07 ^h MEZ	13 ^h MEZ	07 ^h MEZ	13 ^h MEZ	07 ^h MEZ	13 ^h MEZ	07 ^h MEZ	13 ^h MEZ	07 ^h + 13 ^h MEZ
Temperaturgradient der Höhengschicht 0 bis 500 m über Grund S10		-KLA	INVJA	INVJA	-ISS	INVJA	-T56	INVJA	INVJA	INVJA	-T56	INVJA
		INVJA	-ISS	-FFST	INVJA	T34	INVJA	-T56	-T56	-FFST	INVJA	-T56
		IAD		-NG		-T56	KLA	KLA	T34	-TST	IV	IHL
		T34				-NH		IHL	KLA	IHL	-T12	-FFST
	-T56				-IV		IAD		T78	T34	-TST	
					KLA				IAD	NH	T34	
									T34	IHL	T78	
									KLA	KLA		
									-IV	-ISS		
	r:	0.70	0.48	0.64	0.40	0.64	0.59	0.54	0.60	0.56	0.64	0.72
	n:	152	154	167	164	153	152	150	153	622	623	1245
	$r_{99,9}$:	0.26	0.26	0.25	0.25	0.26	0.26	0.26	0.26	0.14	0.14	0.10
Temperaturung der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund S3 für IRR<0.1, FFST<5, INVJA=1		T34	IAD	-NG	-IHL	-T56	NH	-T12	IAD	-TST	-T12	-T12
		IAD		-FFST		IRR	-T12		NH	-IV	NH	-IHL
									-T78		IAD	-IV
											KLA	
	r:	0.43	0.38	0.43	0.42	0.33	0.68	0.23	0.51	0.31	0.60	0.38
	n:	86	24	115	22	97	54	80	60	378	160	538
	$r_{99,9}$:	0.34	0.61	0.30	0.63	0.32	0.43	0.36	0.41	0.17	0.26	0.15
Mächtigkeit der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund IS2 für IRR<0.1, FFST<5, INVJA=1		-NH	-KLA	T34	-T78	-T12	-TST	-T12	IAD	-TST	-T12	-T12
		-T12	-NH		-IHL					-NG	IAD	T34
					NG					-IDR		-IDR
	r:	0.35	0.74	0.29	0.74	0.21	0.48	0.23	0.32	0.32	0.38	0.33
	n:	86	24	115	22	97	54	80	60	378	160	538
	$r_{99,9}$:	0.34	0.61	0.30	0.63	0.32	0.43	0.36	0.41	0.17	0.26	0.15
Untergrenze der jeweils ersten Inversion unterhalb 1000 m über Grund IS1 für IRR<0.1, FFST<5, INVJA=1		FFST	-IRR	FFST	-IV	-IHL	T56	NH	T56	FFST	IV	KLA
		TST		-IHL				FFST	-IHL	-IHL		FFST
								-IV		ISS		T56
										-IV		-IHL
									T56			-T34
									-T34			
	r:	0.49	0.43	0.51	0.29	0.40	0.23	0.53	0.46	0.48	0.17	0.58
	n:	86	24	115	22	97	54	80	60	378	160	538
	$r_{99,9}$:	0.34	0.61	0.30	0.63	0.32	0.43	0.36	0.41	0.17	0.26	0.15

Tab. 5: Ergebnisse der multiplen, schrittweisen Regression von Teilzeiträumen (Jahreszeiten, Aufstiegstermine) und Gesamtzeitraum 1976(V) bis 1978(IV) für verschiedene Schichtungsgrößen (S10, S3, IS2, IS1) des Stationspaares Oberhausen/Freiburg

VAR = in die Regressionsgleichungen eingehende unabhängige Variable ohne Transformation (siehe Tab. 1)
 IRR, FFST, INVJA: siehe Tab. 1
 r = multipler Korrelationskoeffizient
 n = Anzahl der Fälle
 $r_{99,9}$ = Grenzwert des Zufalls-Korrelationskoeffizienten (mit einer Sicherheit von 99,9%)

	VAR:	Frühjahr		Sommer		Herbst		Winter		Gesamtzeitraum		
		07 ^h MEZ	13 ^h MEZ	07 ^h MEZ	13 ^h MEZ	07 ^h MEZ	13 ^h MEZ	07 ^h MEZ	13 ^h MEZ	07 ^h MEZ	13 ^h MEZ	07 ^h + 13 ^h MEZ
Temperaturgradient der Höhen-schicht 0 bis 500 m über Grund S10	INVJA -IV			INVJA	INVJA	IHL -T56		INVJA	INVJA	INVJA	-T56	INVJA
	IHL -T12			-FFST -IAD		-FFST INVJA	FFST -T56			FFST	INVJA	-T56
	-T12			ISS		INVJA IHL	IHL IHL			-T12	IHL	IHL
	TST			-T56		ISS		-T56	KLA	IHL	-FFST	-FFST
-FFST							-TST	T34	IAD	-T12	-T12	
ISS									T78	KLA	IAD	
									ISS		T34	
									TST			
r:		0.74	0.29	0.69	0.35	0.60	0.60	0.59	0.67	0.65	0.64	0.73
n:		163	165	176	174	167	165	169	169	675	673	1348
$r_{99,9}$:		0.26	0.26	0.25	0.25	0.25	0.26	0.25	0.25	0.14	0.14	0.10
Temperatursprung der jeweils er- sten Inversion mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund S3 für IRR<0.1, FFST<5, INVJA=1	-T12 -T56			T34 -IHL		-T56 -T56		-TST -FFST		-T12 -T56		-T12
	-IRR			IAD		-FFST		KLA IAD		-FFST -FFST		-FFST
	TST							-FFST -T34		KLA IAD		KLA
	T34									IAD -IRR		IAD
										T34		-T56
										-IV		-IRR
r:		0.58	0.41	0.32	0.52	0.31	0.61	0.50	0.59	0.53	0.63	0.56
n:		79	26	100	19	93	51	77	58	349	154	503
$r_{99,9}$:		0.36	0.59	0.32	0.67	0.37	0.44	0.36	0.41	0.17	0.26	0.15
Mächtigkeit der jeweils ersten Inversion mit Untergrenze unter- halb 1000 m über Grund IS 2 für IRR<0.1, FFST<5, INVJA=1	T34 -IRR			-FFST T78		-T56 -T12		-T12 -FFST		-FFST -T56		-FFST
	-T56					-FFST IHL		-IRR		-IV IHL		T56
										-T12 -IRR		-IV
										ISS -IV		IHL
												-T12
												ISS
												-IDR
r:		0.39	0.35	0.19	0.41	0.32	0.52	0.33	0.48	0.34	0.49	0.40
n:		79	26	100	19	93	51	77	58	349	154	503
$r_{99,9}$:		0.36	0.59	0.32	0.67	0.37	0.44	0.36	0.41	0.17	0.26	0.15
Untergrenze der jeweils er- sten Inversion unterhalb 1000 m über Grund IS1 für IRR<0.1, FFST<5, INVJA=1	IRR IV			-ISS T78		-T34 NH		NH -IHL		KLA -IHL		KLA
	T12			T56		NH		-T78		-IHL		T56
	-IV			KLA				-T34		T56		-T34
	-T78							KLA		-IV		-IHL
										-T34		-IV
r:		0.54	0.43	0.45	0.39	0.57	0.25	0.68	0.31	0.47	0.14	0.56
n:		79	26	100	19	93	51	77	58	349	154	503
$r_{99,9}$:		0.36	0.59	0.32	0.67	0.37	0.44	0.36	0.41	0.17	0.26	0.15

Tab. 6: Übersicht über die Einteilung der regionalen Wetterlagenklassen

a) Einteilung der Temperaturgradientklassen

Typ A (labil):	$S_{10} \leq -1.0 \text{ K/100 m}$
Typ B (leicht labil):	$-1.0 \text{ K/100 m} < S_{10} \leq -0.65 \text{ K/100 m}$
Typ C (leicht stabil):	$-0.65 \text{ K/100 m} < S_{10} < 0.0 \text{ K/100 m}$
Typ D (stabil):	$S_{10} \geq 0.0 \text{ K/100 m}$

b) Einteilung der "abwärmerrelevanten" Wettersituationen

- mit weit gefaßten abwärmespezifischen Bedingungen

Typ E1: wie Typ C und $NG \geq 3/8$ oder
 $IV \leq 4 \text{ km}$, $IF \leq 6 \text{ kn}$, $IRR \leq 0.1 \text{ mm}$;

Typ F1: wie Typ D und $NG \geq 3/8$ oder $IV \leq 4 \text{ km}$,
 $IF \leq 6 \text{ kn}$, $IRR \leq 0.1 \text{ mm}$;

Typ G1: wie Typ E1 oder F1 und $1 \text{ K} \leq S_3 \leq 2 \text{ K}$;

Typ H1: wie Typ E1 oder F1 und $S_3 \geq 2 \text{ K}$;

- mit eng gefaßten abwärmespezifischen Bedingungen

Typ E2: wie Typ C und $NG \geq 6/8$ oder $IV \leq 2 \text{ km}$;
 $IF \leq 6 \text{ kn}$, $IRR \leq 0.1 \text{ mm}$;

Typ F2: wie Typ D und $NG \geq 6/8$ oder $IV \leq 2 \text{ km}$,
 $IF \leq 6 \text{ kn}$, $IRR \leq 0.1 \text{ mm}$;

Typ G2: wie Typ E2 oder F2 und $1 \text{ K} \leq S_3 \leq 2 \text{ K}$;

Typ H2: wie Typ E2 oder F2 und $S_3 \geq 2 \text{ K}$.

Tab. 7: Absolute und relative Häufigkeit der regionalen Wetterlagenklassen E bis H für den mittleren und südlichen Oberrheingraben

Zeitraum 1967 bis 1976

(1) = absolute Häufigkeit in Anzahl der Fälle
 (2) = relative Häufigkeit in Prozent der Termine

a.) Weit gefaßte abwärmespezifische Bedingungen (Wetterlagen E1 bis H1)

Wetterlagen Region	E1	F1	G1	H1	(E1+F1)
mittlerer Oberrhein					
100% = 7231 (1) Fälle (2)	565 7.8	766 10.6	289 4.0	766 10.6	1331 18.4
südlicher Oberrhein					
100% = 7295 (1) Fälle (2)	768 10.5	862 11.8	239 3.3	869 11.9	1630 22.3

b.) Eng gefaßte abwärmespezifische Bedingungen (Wetterlagen E2 bis H2)

Wetterlagen Region	E2	F2	G2	H2	(E2+F2)
mittlerer Oberrhein					
(1) (2)	488 6.7	458 6.3	153 2.1	560 7.7	946 13.0
südlicher Oberrhein					
(1) (2)	484 6.6	622 8.5	131 1.8	633 8.7	1106 15.1

Tab. 8: Absolute Häufigkeit der Wetterlagenklassen (E+F) und (G+H) in Anzahl der Fälle sowie relative Häufigkeit der Wetterlagenklassen (G+H) in Prozent der Anzahl der Wetterlagenklassen (E+F) für Jahreszeiten und Jahr für den mittleren und südlichen Oberrheingraben
Zeitraum 1967 bis 1976

a.) weit gefaßte "abwärmespezifische" Bedingungen

- (1) = absolute Häufigkeit der Wetterlagenklassen (G1+H1) in Anzahl der Fälle
 (2) = absolute Häufigkeit der Wetterlagenklassen (E1+F1) in Anzahl der Fälle
 (3) = relative Häufigkeit der Wetterlagenklassen (G1+H1) in Prozent der Anzahl der Wetterlagenklassen (E1+F1)

Jahreszeiten Region	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
mittlerer Oberrhein					
(1)	153	166	291	445	1055
(2)	219	240	405	467	1331
(3)	69.9	69.2	71.9	95.3	79.3
südlicher Oberrhein					
(1)	224	148	298	437	1107
(2)	382	390	390	468	1630
(3)	58.6	37.9	76.4	93.4	67.9

b.) eng gefaßte "abwärmespezifische" Bedingungen

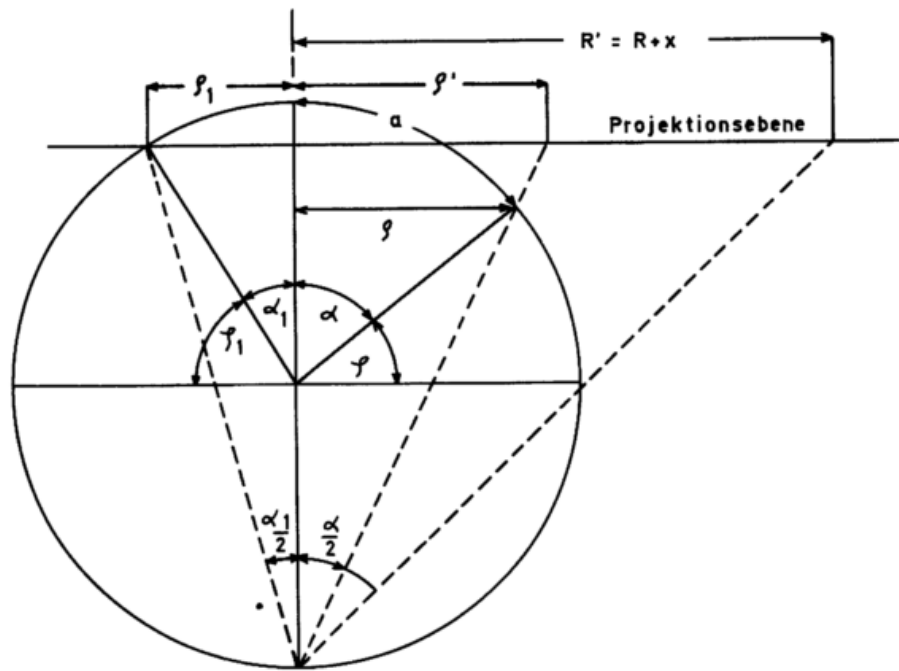
- (4) = absolute Häufigkeit der Wetterlagenklassen (G2+H2) in Anzahl der Fälle
 (5) = absolute Häufigkeit der Wetterlagenklassen (E2+F2) in Anzahl der Fälle
 (6) = relative Häufigkeit der Wetterlagenklassen (G2+H2) in Prozent der Anzahl der Wetterlagenklassen (E2+F2)

Jahreszeiten Region	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
mittlerer Oberrhein					
(4)	99	70	199	345	713
(5)	153	117	309	367	946
(6)	64.7	59.8	64.4	94.0	75.4
südlicher Oberrhein					
(4)	168	73	176	347	764
(5)	285	218	232	373	1106
(6)	59.4	33.5	75.9	93.0	69.1

Tab. 9: Relative Häufigkeit in Prozent der Großwetterlagen (GWL) und Großwettertypen (GWT) nach HESS und BREZOWSKY für Jahreszeiten und Jahr
Zeitraum 1967 bis 1976

Jahr	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter	GWL	GWT, Witterungscharakter	Strömungs- richtung
14.5	12.5	13.4	15.3	16.8	Wz Westlage, Mitteleuropa zyklonal	1, zyklonal	Süden bis Nordwesten
1.9	2.2	1.1	1.7	2.7	Wa südliche Westlage		
3.1	2.0	2.1	4.3	4.0	Ww winkelförmige Westlage		
3.8	3.4	3.3	4.9	3.6	SWz Südwestlage zyklonal		
4.0	4.8	2.9	2.6	5.7	NWz Nordwestlage, Mitteleuropa zyklonal		
0.6	0	0	0.5	1.8	Sz Südlage, Mitteleuropa zyklonal		
3.4	3.6	3.5	3.7	2.8	TB Tief über Britische Inseln		
6.2	8.2	5.1	8.1	3.3	TrW Trog über Westeuropa		
3.8	4.7	3.2	2.9	4.4	Nz Nordlage, Mitteleuropa zyklonal		
1.7	2.4	1.1	1.7	1.6	HNz Hoch ü. Nordmeer-Island Mitteleuropa zyklonal		
3.6	2.6	4.6	3.7	3.4	TrM Trog über Mitteleuropa	2, zyklonal	Norden bis Südosten
3.1	3.7	5.4	1.6	1.7	NEz Nordostlage, Mitteleuropa zyklonal		
2.4	2.3	2.6	2.8	1.9	HFz Hoch Fennoskandien, Mitteleuropa zyklonal		
2.3	2.9	3.4	0.8	2.1	HNfz Hoch Nordmeer-Fennoskandien, Mitteleuropa zyklonal		
1.9	2.2	0.3	1.4	3.7	SEz Südostlage, Mitteleuropa zyklonal		
2.6	4.2	1.5	2.8	1.9	TM Tief über Mitteleuropa (in der Höhe abgeschlossen)	3, antizyklonal	Süden bis Nordwesten
5.4	2.5	7.9	8.0	3.2	Wa Westlage, Mitteleuropa antizyklonal		
2.8	1.7	2.5	4.0	2.9	SWa Südwestlage, Mitteleuropa antizyklonal		
1.4	1.8	1.5	0.7	1.6	NWa Nordwestlage, Mitteleuropa antizyklonal		
1.6	0.9	0.3	2.3	3.0	Se Südlage, Mitteleuropa antizyklonal		
0.4	0.2	0.5	0.3	0.5	Na Nordlage, Mitteleuropa antizyklonal		
1.4	1.7	2.4	1.0	0.6	HNa Hoch über Nordmeer-Island, Mitteleuropa antizyklonal		
3.6	5.1	1.4	4.1	3.8	HB Hoch Britische Inseln, Mitteleuropa antizyklonal		
2.3	3.0	4.3	1.1	0.7	NEa Nordostlage, Mitteleuropa antizyklonal		
4.2	6.4	6.2	2.5	1.8	HFa Hoch Fennoskandien, Mitteleuropa antizyklonal		
1.1	2.0	2.4	0	0.1	HNfa Hoch Nordmeer-Fennoskandien, Mitteleuropa antizyklonal	4, antizyklonal	Norden bis Südosten
2.2	3.1	0.2	0.9	4.7	SEa Südostlage, Mitteleuropa antizyklonal		
5.7	2.2	6.1	8.3	6.2	HM abgeschlossenes Hoch über Mitteleuropa	5, antizyklonal	verschiedene Richtungen
7.4	5.4	9.0	6.2	9.0	BM Hochdruckbrücke über Mitteleuropa		
1.6	2.3	1.8	1.8	0.5	Ü Übergangelage		

Abb. 1: Ableitung der Abbildungsgesetze für die stereographische Azimutalprojektion mit einem längentreuen Breitenkreis



DWD - ZA - K6d

Abb. 2: Anordnung der Gitternetzpunkte

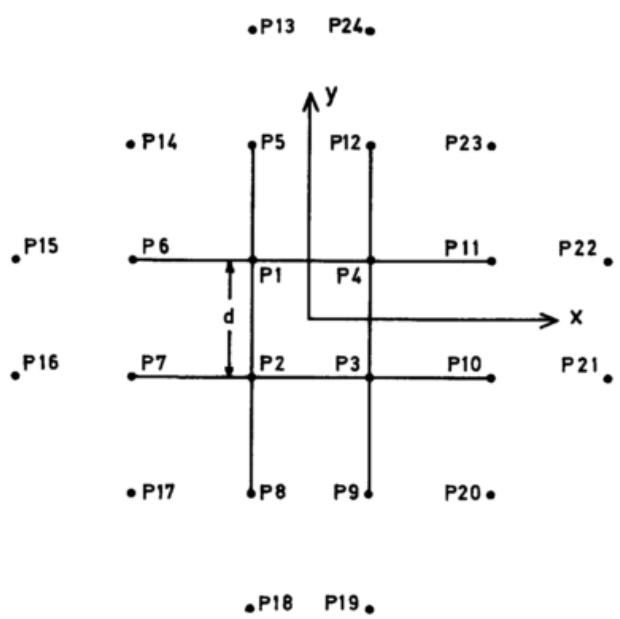
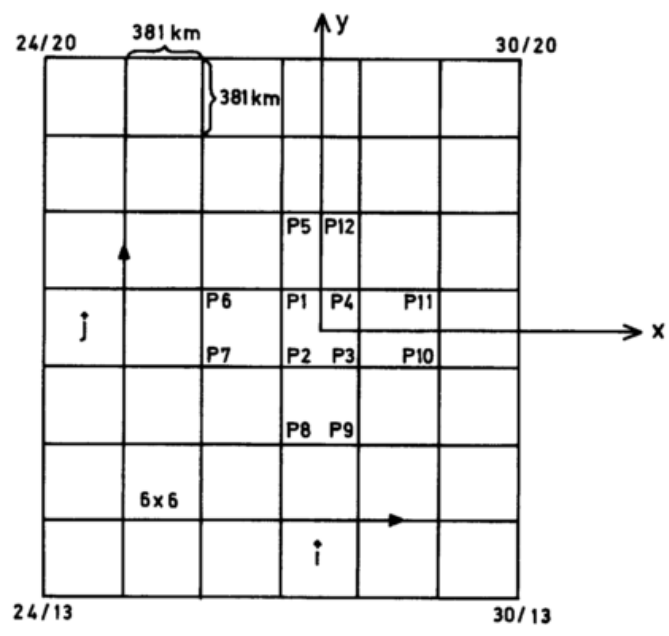


Abb. 3: Anordnung des Gitternetzes



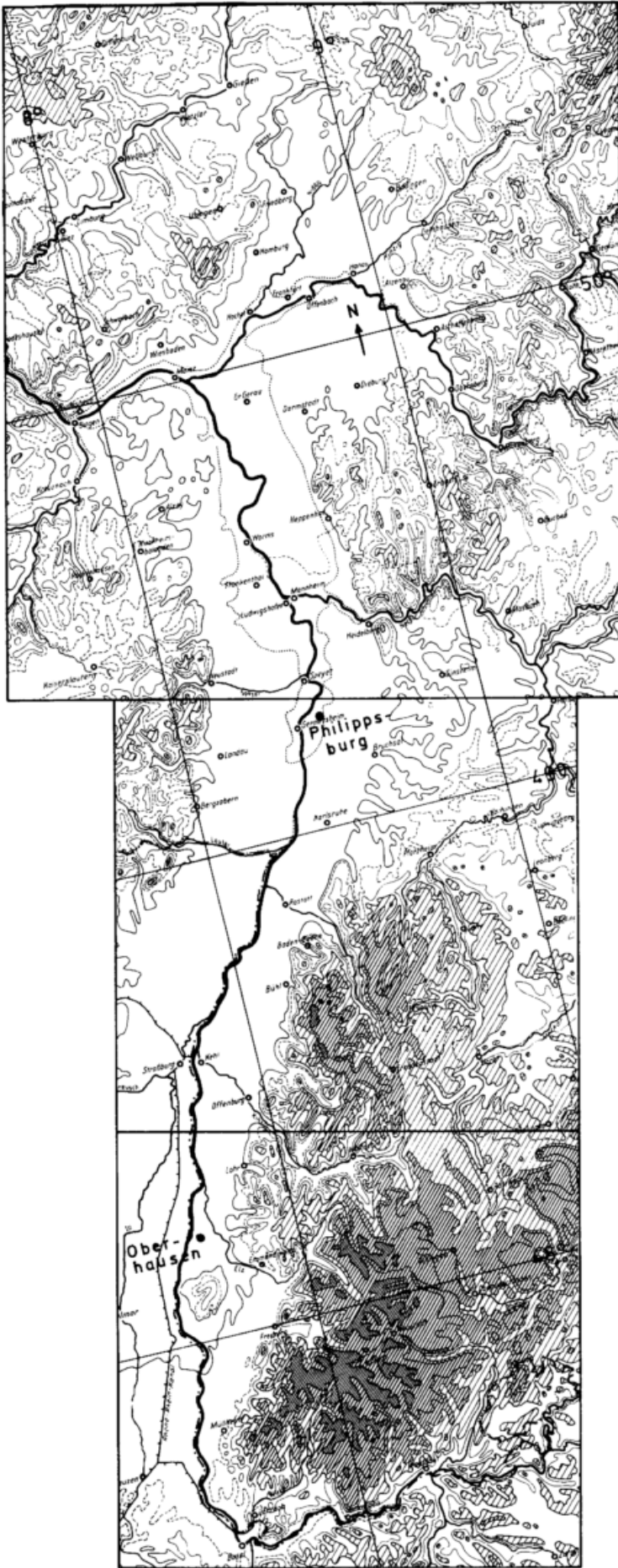
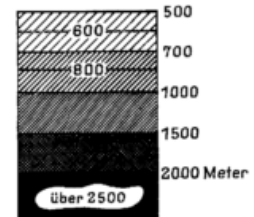


Abb. 4:
 Orohydrographische Karte
 des Oberrheingebietes

Übersicht des Reliefs

Höhenabstufung

- 50
- 100
- 200
- 300
- 400



Maßstab 1:1500000
 0 10 20 30 40 50 km

Abb. 5: Relative Häufigkeit des mittleren Temperaturgradienten in Prozent der Fälle für die Höhengschicht 0 bis 500 m über Grund

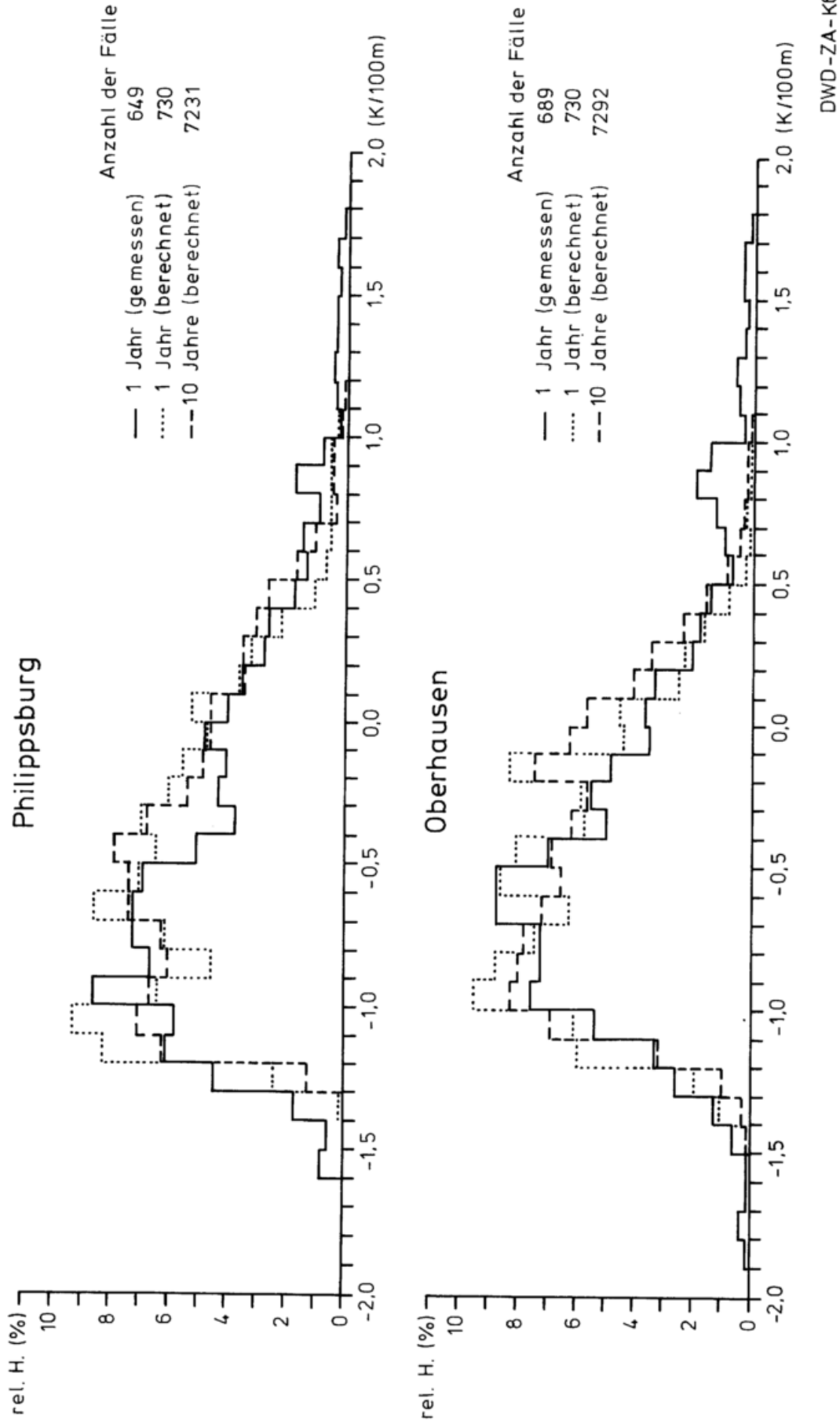


Abb.6: Relative Häufigkeit des Temperatursprungs der jeweils ersten Inversion in Prozent der Fälle mit Untergrenze unterhalb 1000 m über Grund

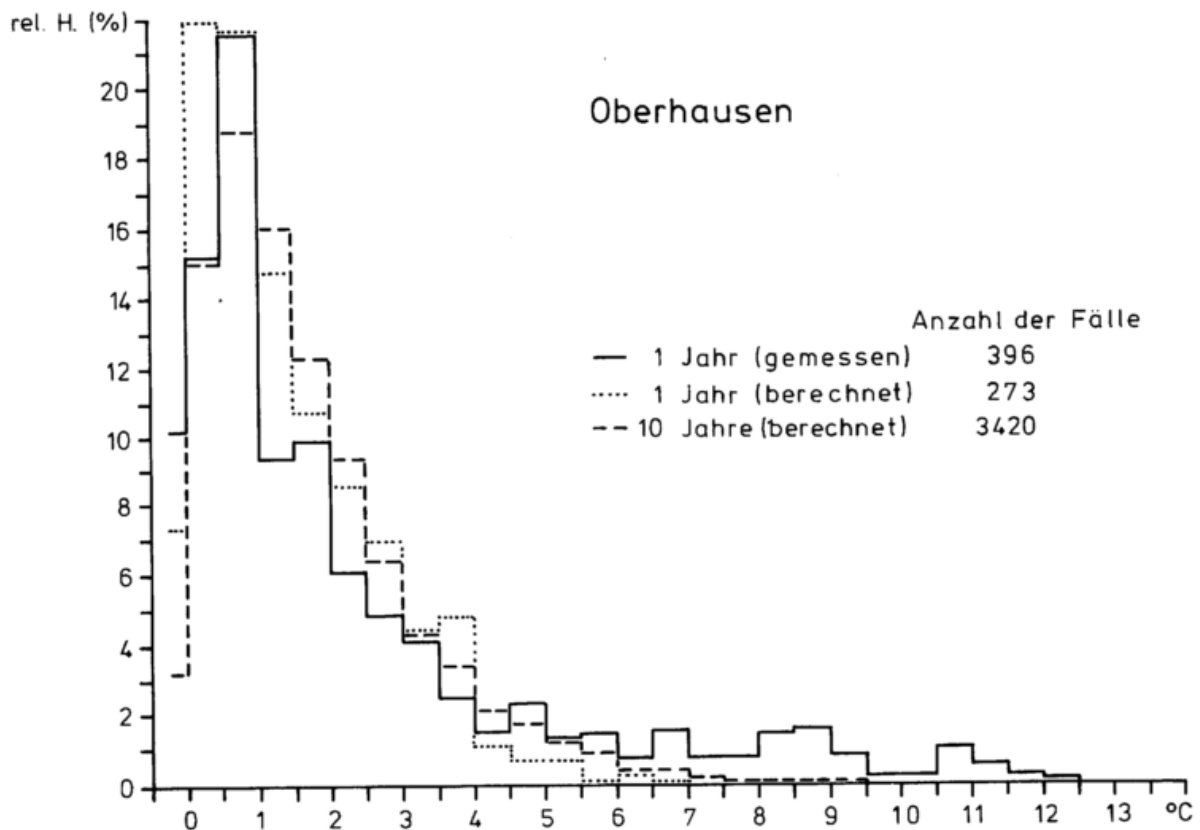
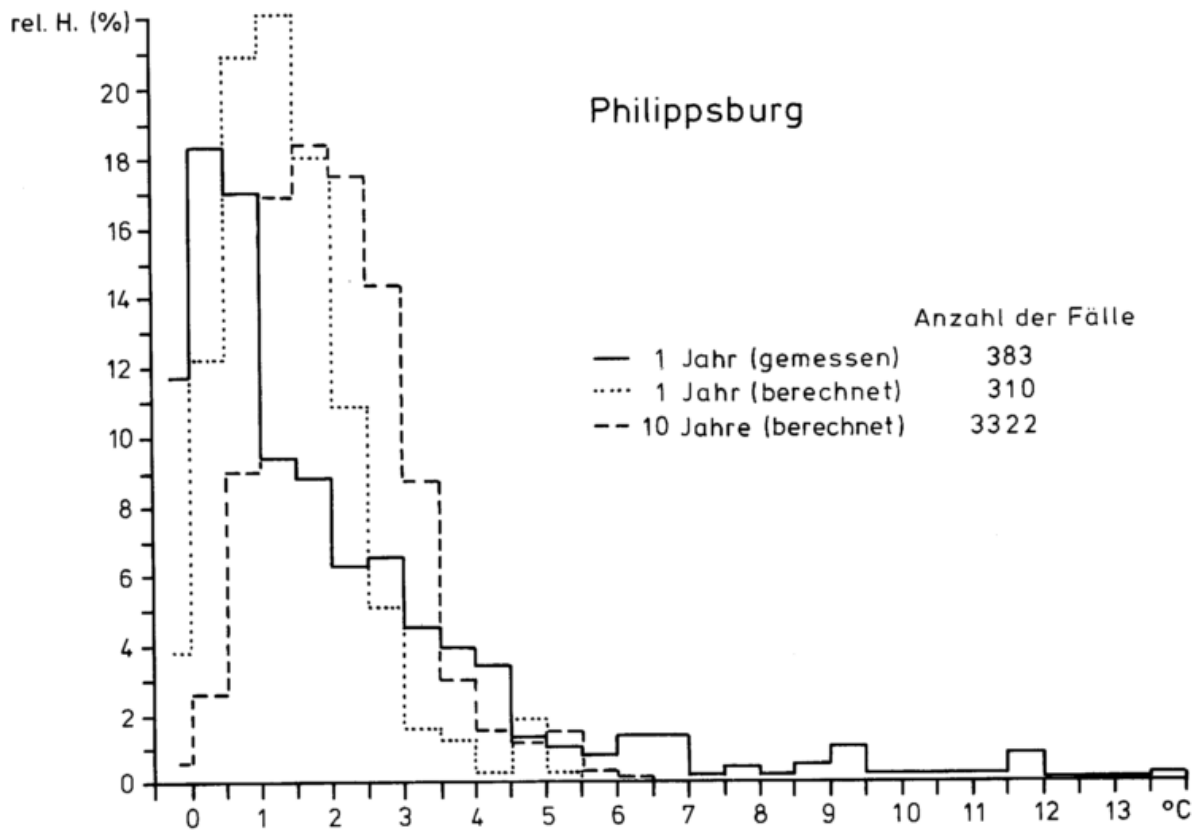


Abb. 7: Relative Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D (gemessene und berechnete Daten) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben Zeitraum 1976 (V) bis 1977 (IV)

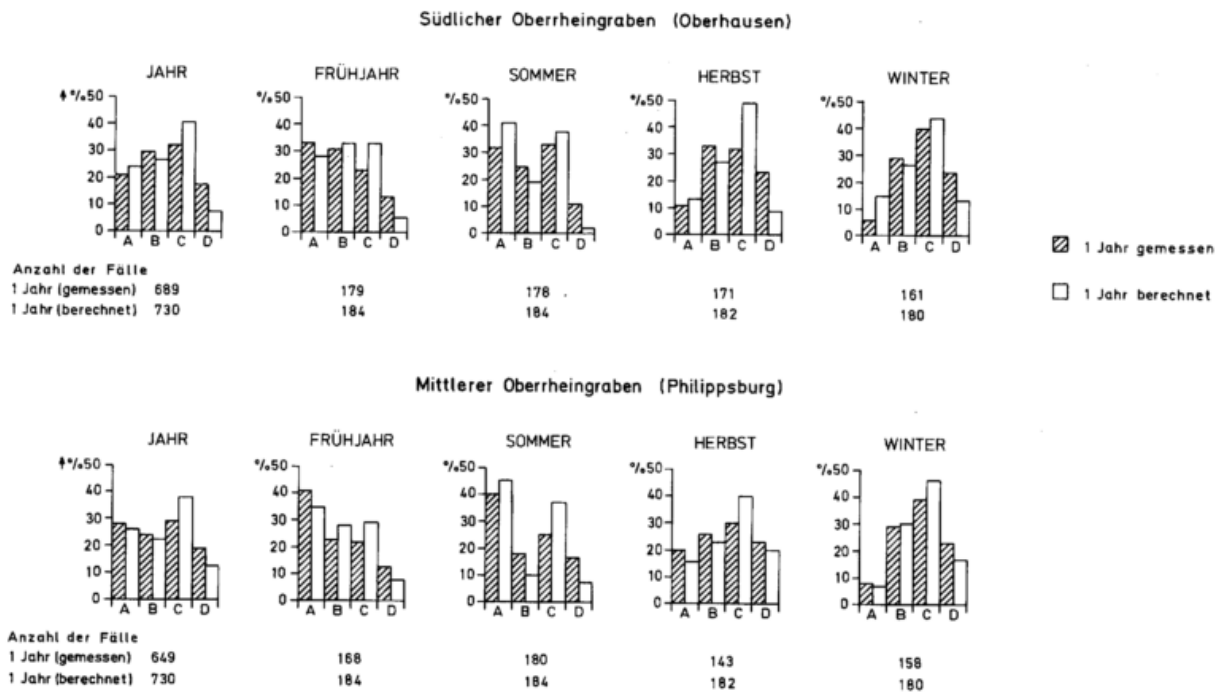
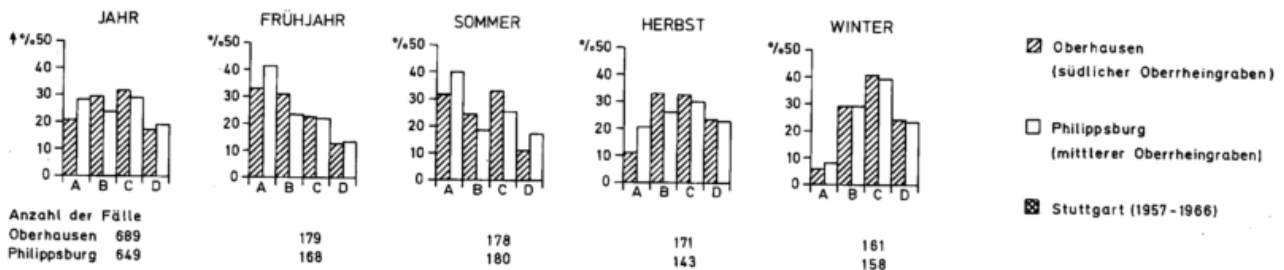


Abb. 8: a) Relative Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D (gemessene Daten) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben Zeitraum 1976 (V) bis 1977 (IV)



b) Relative Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben (Zeitraum 1967 bis 1976) sowie für die aerologische Station Stuttgart (gemessene Daten) (Zeitraum 1957 bis 1966)

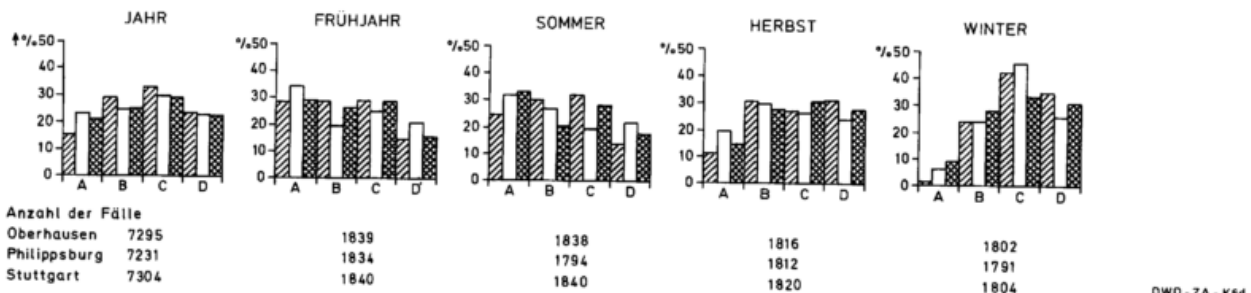
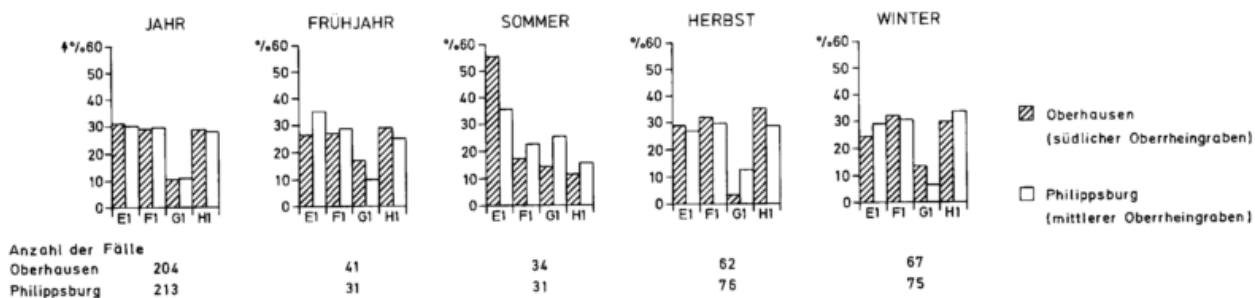
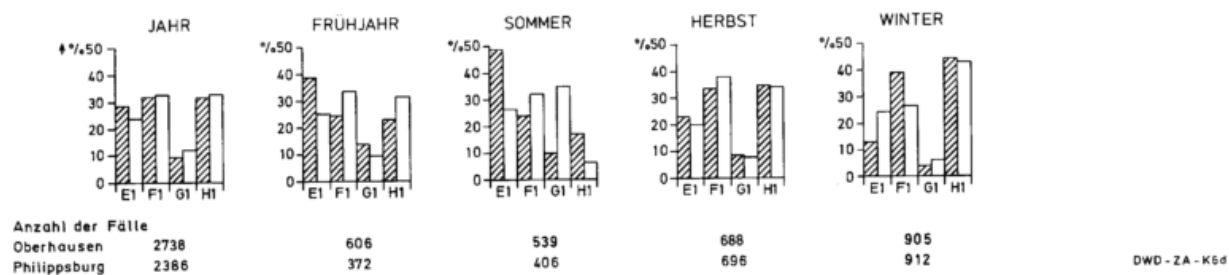


Abb. 9: a) Relative Häufigkeit der regionalen Wetterlagenklassen E1 bis H1 (gemessene Daten) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben Zeitraum 1976 (V) bis 1977 (IV)

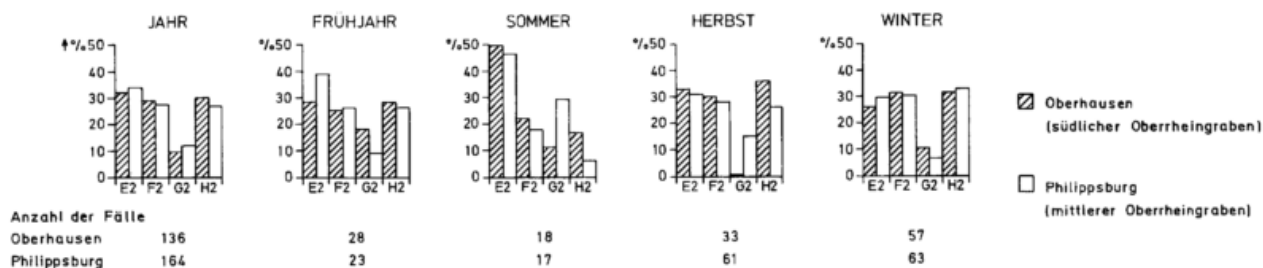


b) Relative Häufigkeit der regionalen Wetterlagenklassen E1 bis H1 (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben Zeitraum 1967 bis 1976

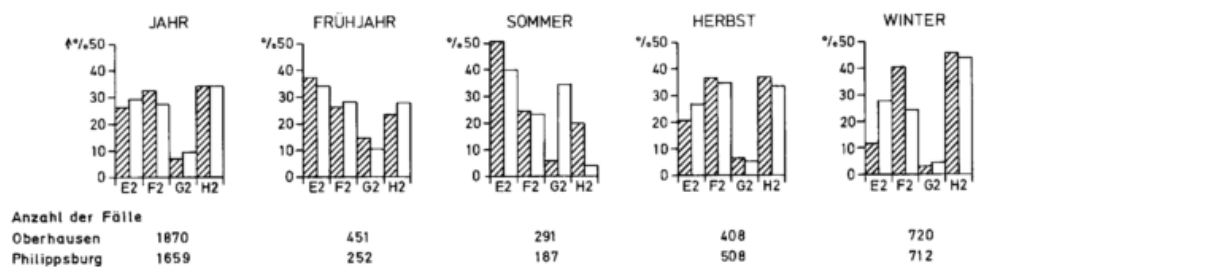


DWD - ZA - K6d

Abb.10: a) Relative Häufigkeit der regionalen Wetterlagenklassen E2 bis H2 (gemessene Daten) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben Zeitraum 1976 (V) bis 1977 (IV)

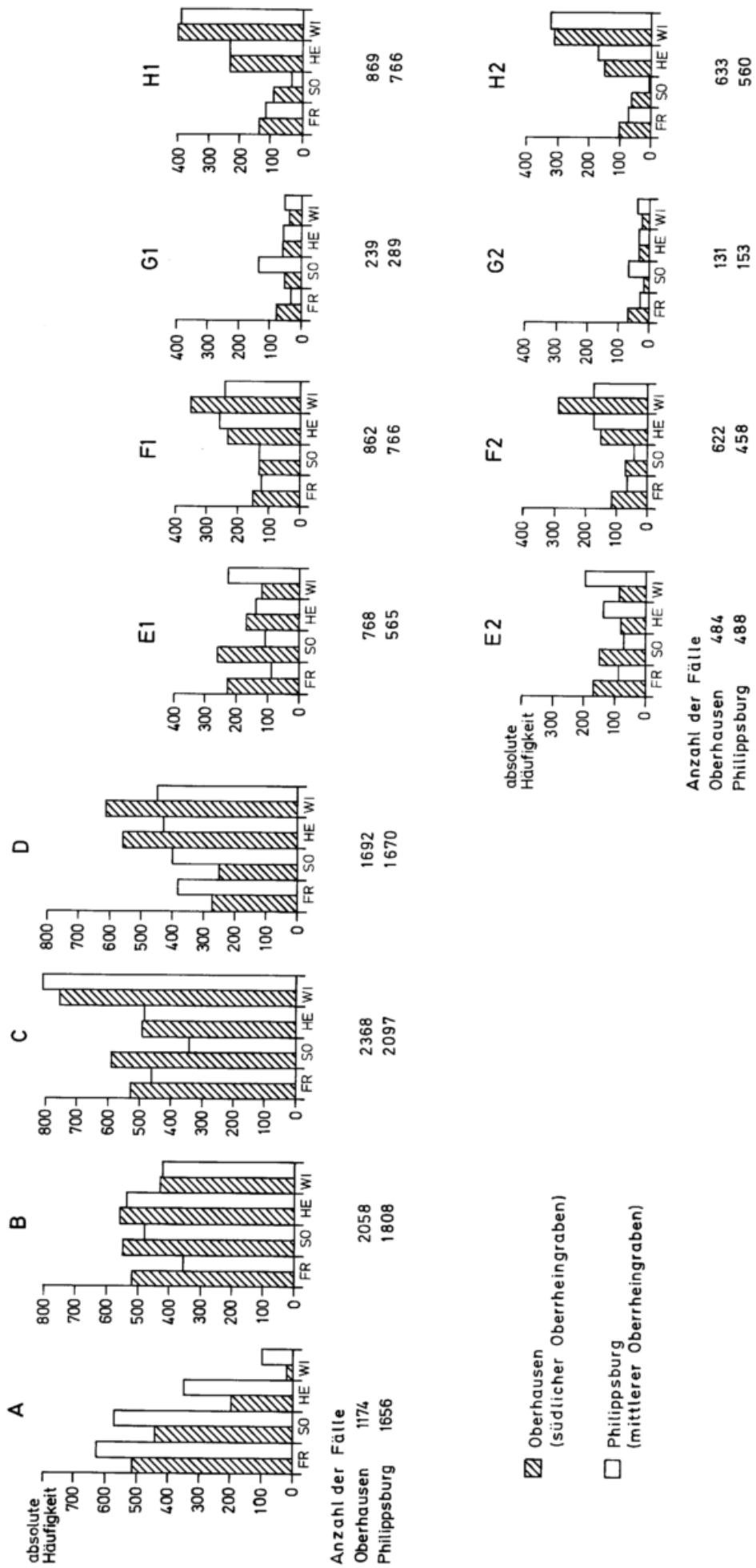


b) Relative Häufigkeit der regionalen Wetterlagenklassen E2 bis H2 (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben Zeitraum 1967 bis 1976



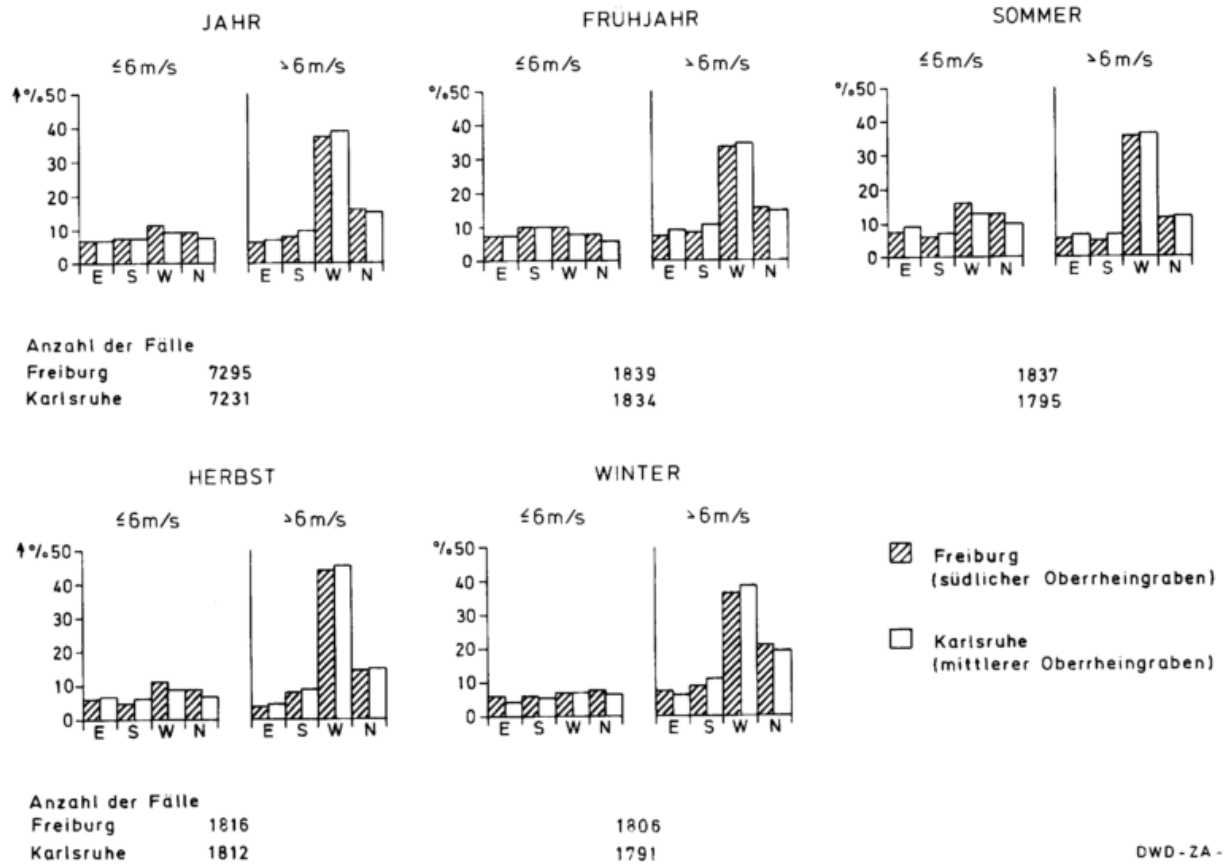
DWD - ZA - K6d

Abb. 11: Absolute Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D und der regionalen Wetterlagenklassen E bis H (Anzahl der Fälle, mittels Regression berechnet, korrigiert) für den südlichen und mittleren Oberrheingraben Zeitraum 1967 bis 1976



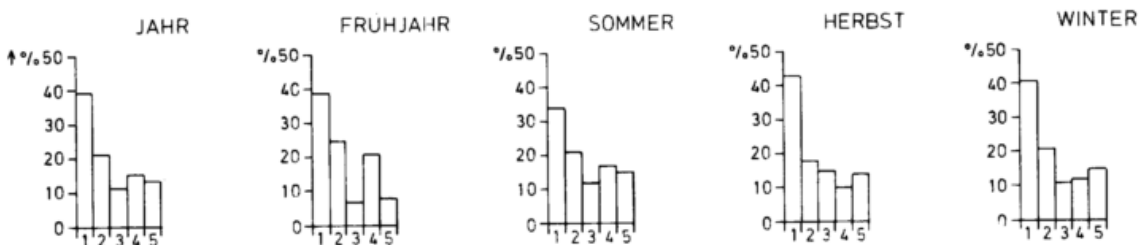
DWD - ZA - K6d

Abb. 12: a) Relative Häufigkeit von 8 Klassen des geostrophischen Windes der 700-mbar-Fläche in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben Zeitraum 1967 bis 1976



DWD - ZA - K6d

Abb. 12: b) Relative Häufigkeit von fünf Großwettertypen nach HESS und BREZOWSKY in Prozent der Fälle für Jahreszeiten und Jahr Zeitraum 1967 bis 1976



DWD - ZA - K6d

Abb.13: Relative Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeiten von 8 Klassen des geostrophischen Windes der 700 - mbar - Fläche für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben Zeitraum 1967 bis 1976

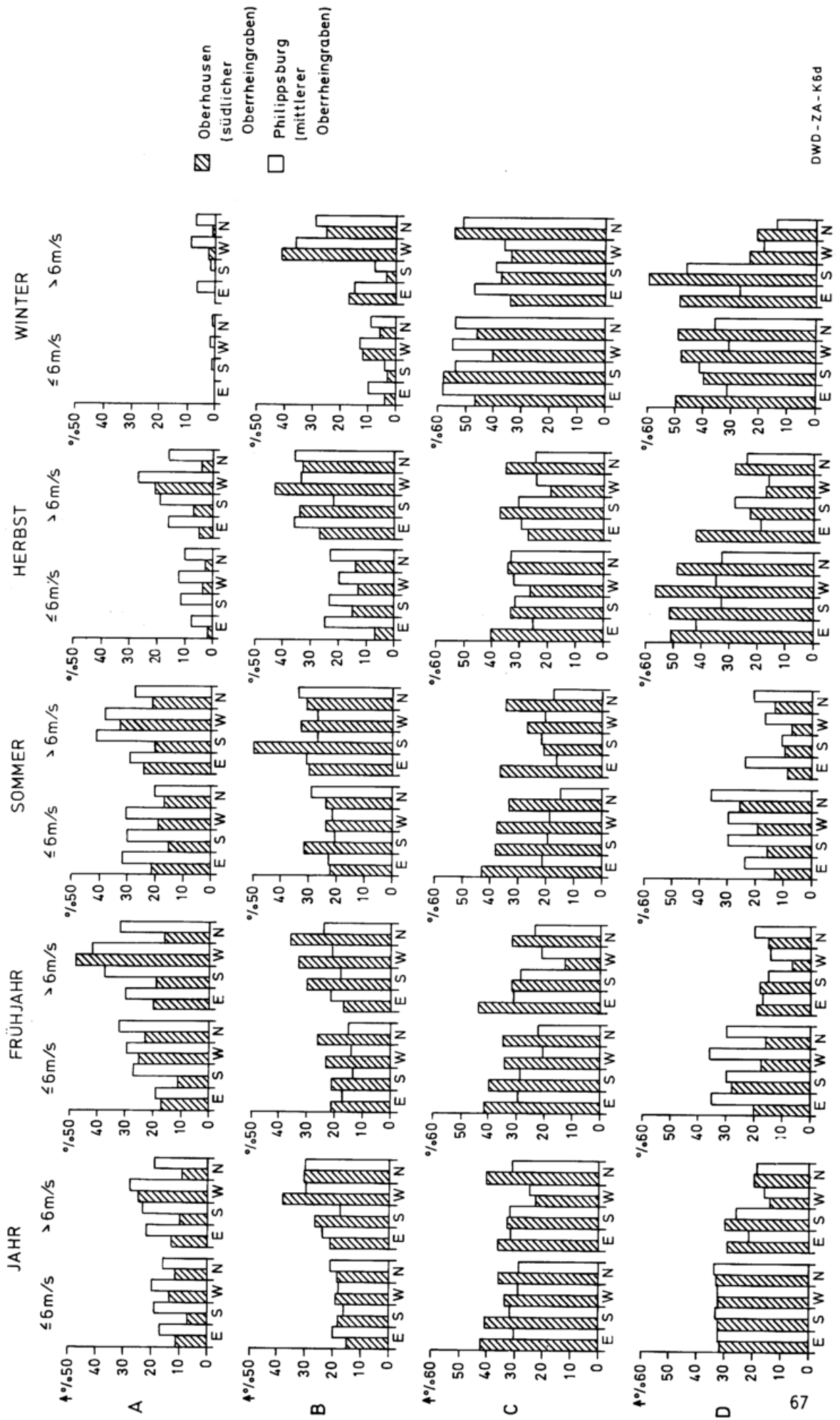
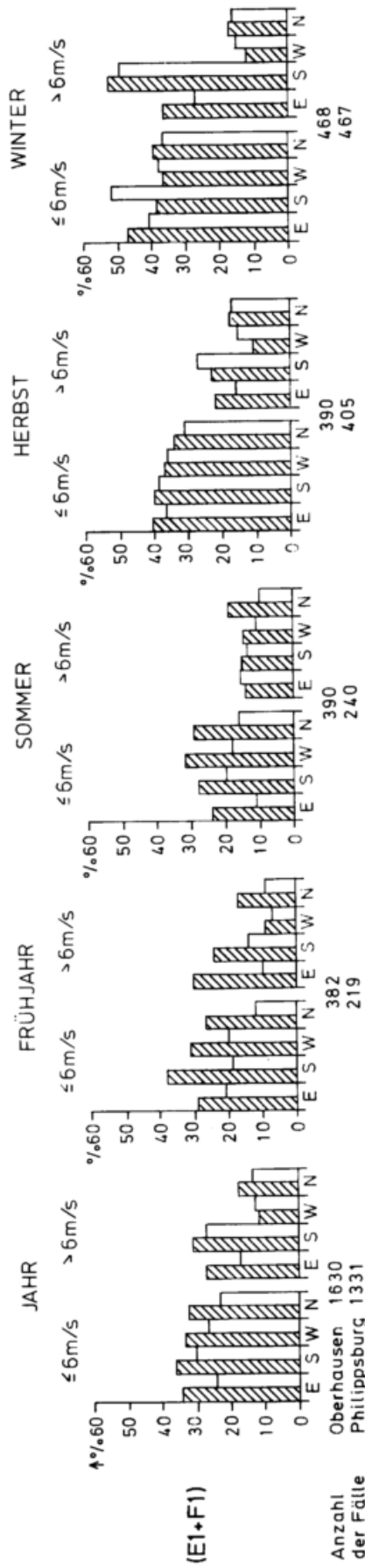
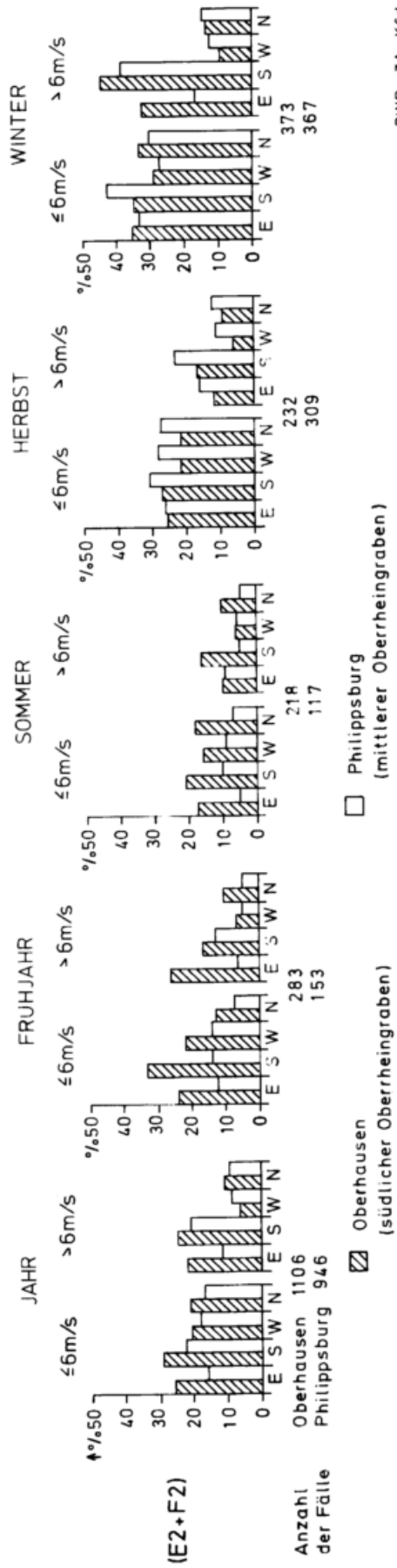


Abb.14: a) Relative Häufigkeit der zusammengefaßten regionalen Wetterlagenklassen (E1+F1) (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeiten von 8 Klassen des geostrophischen Windes der 700-mbar-Fläche für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben
 Zeitraum 1967 bis 1976

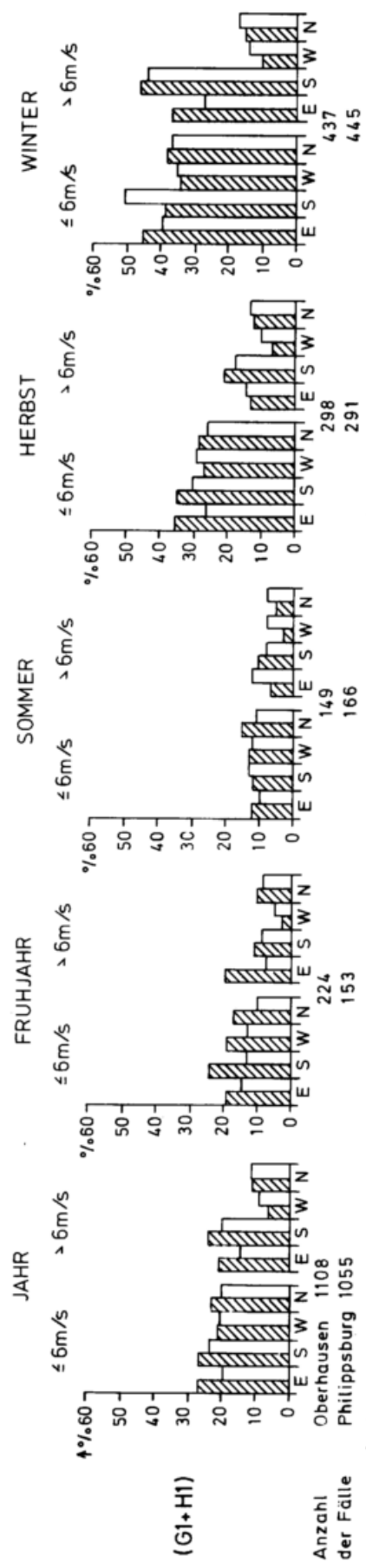


b) Relative Häufigkeit der zusammengefaßten regionalen Wetterlagenklassen (E2+F2) (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeiten von 8 Klassen des geostrophischen Windes der 700-mbar-Fläche für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben
 Zeitraum 1967 bis 1976



Oberhausen
 (südlicher Oberrheingraben)
 Philippsburg
 (mittlerer Oberrheingraben)

Abb.15: a) Relative Häufigkeit der zusammengefaßten regionalen Wetterlagenklassen (G1+H1) (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeiten von 8 Klassen des geostrophischen Windes der 700-mbar-Fläche für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben Zeitraum 1967 bis 1976



b) Relative Häufigkeit der zusammengefaßten regionalen Wetterlagenklassen (G2+H2) (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeiten von 8 Klassen des geostrophischen Windes der 700-mbar-Fläche für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben Zeitraum 1967 bis 1976

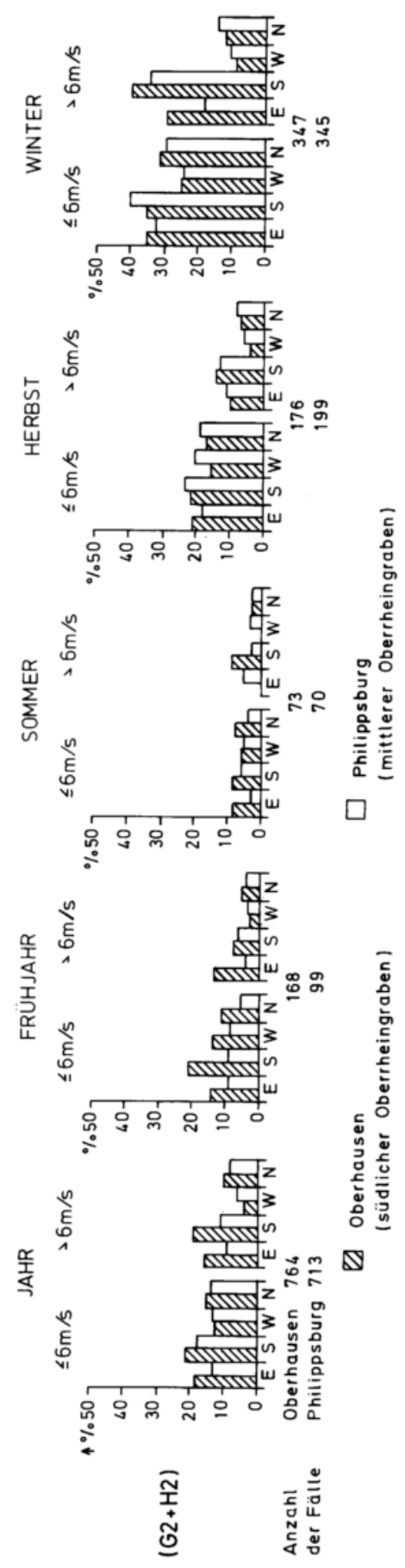


Abb. 16: Relative Häufigkeit der Temperaturgradientklassen A bis D (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeiten von fünf Großwettertypen nach HESS und BREZOWSKY für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben Zeitraum 1967 bis 1976

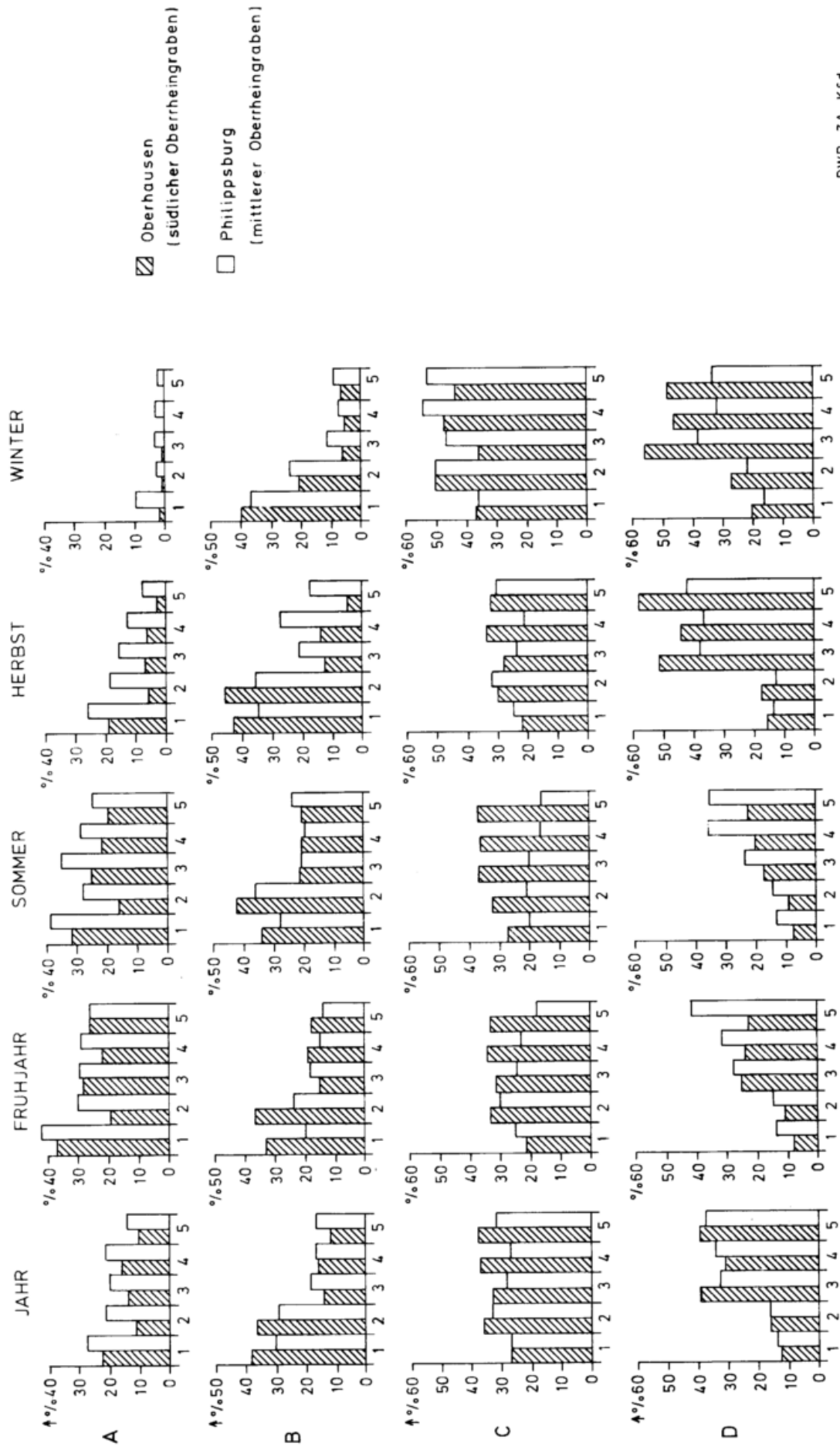


Abb.17: Relative Häufigkeit der zusammengefaßten regionalen Wetterlagenklassen (E1+F1),(G1+H1),(E2+F2),(G2+H2) (mittels Regression berechnete Daten, korrigiert) in Prozent der absoluten Häufigkeiten von fünf Großwettertypen nach HESS und BREZOWSKY für Jahreszeiten und Jahr für den südlichen und mittleren Oberrheingraben Zeitraum 1967 bis 1976

