

KfK 2667
November 1978

Ergebnisse aus den Aufzeichnungen der Meßstation Rheinhausen im Jahre 1976

G. Hoffmann, H. Sauter
Laboratorium für Aerosolphysik und Filtertechnik

Kernforschungszentrum Karlsruhe

KERNFORSCHUNGSZENTRUM
KARLSRUHE

Laboratorium für Aerosolphysik
und Filtertechnik

KfK 2667

Ergebnisse aus den Aufzeichnungen der
Meßstation Rheinhausen im Jahre 1976.

G. Hoffmann
H. Sauter

Kernforschungszentrum Karlsruhe GmbH, Karlsruhe

Als Manuskript vervielfältigt
Für diesen Bericht behalten wir uns alle Rechte vor

Kernforschungszentrum Karlsruhe GmbH
ISSN 0303-4003

Zusammenfassung

Aufbau, Lage und Ausstattung der Meßstation Rheinhausen werden beschrieben, soweit sie Bedeutung für Wärmeaustausch- und Sichtweitenuntersuchungen haben. Die bisher gewonnenen Betriebserfahrungen werden diskutiert. Der fühlbare Wärmefluß erweist sich hauptsächlich abhängig von Luft- und Wassertemperatur, Windgeschwindigkeit, getrennt nach horizontaler und vertikaler Komponente, und Windrichtung. Die Abhängigkeiten werden in Form linearer Zusammenhänge dargestellt. Messungen über den Fluß ergeben höhere Korrelationen als die über dem Ufer. Weiterhin werden statistische Untersuchungen der Nebelhäufigkeit in Abhängigkeit von der Temperaturdifferenz Wasser-Luft durchgeführt und interpretiert. Damit wird eine Bestandsaufnahme beim heute durch Abwärme noch fast unbelasteten Rhein gegeben. Aus allen Untersuchungen werden unter Berücksichtigung der erzielten Ergebnisse Empfehlungen für die Weiterführung des Meßbetriebs gegeben.

Results from data gathered at the Rheinhausen measuring station in the year 1976

Abstract

Construction, site, and equipment of the Rheinhausen measuring station are described as far as they are meaningful for heat exchange and visibility research. Technical experiences are discussed. The sensible heat flux is found to be dependent mainly on air and water temperature, horizontal and vertical wind speed components, and wind direction. The dependencies are fitted by linear formulae. Measurements above the river yield better correlations than those above the bank. Furthermore there are statistical studies and interpretations of fog frequencies presented. The dependency on water-air temperature differences is discussed. The material represents the conditions above the Rhine surface which is almost not heated yet. Recommendations for continued measurements are given considering the so far results.

<u>Inhalt</u>	Seite
1. Einleitung	1
2. Aufbau und Topographie der Station	3
2.1 Aufbau der Station	3
2.1.1 Sondenträger im Rhein	4
2.1.2 Sondenmast am Ufer	4
2.1.3 Hütte	4
2.2 Topographie der Umgebung	6
2.3 Technische Betriebserfahrung	6
3. Wärmeübergangszahl	7
3.1 Theoretische Grundlagen	8
3.2 Meßdatenerfassung	10
3.2.1 Ultraschallanemometer-Thermometer (super sonic anemometer-thermometer)	10
3.2.2 Übrige Meßsonden	11
3.3 Parameterstudien zur Wärmeübergangszahl	12
3.3.1 Auswahl und Korrekturen	12
3.3.2 Parameterprüfungen	13
3.4 Ergebnisse	14
4. Untersuchungen zu den Sichtweiterehältnissen	19
4.1 Theoretische Grundlagen der Nebelbildung	19
4.2 Erfassung der Meßwerte	27
4.3 Auswertungen der Meßergebnisse	31
4.4 Diskussion der Auswertungen	35
5. Konsequenzen und Empfehlungen	37
5.1 Wärmeaustausch	37
5.2 Sichtweitenuntersuchungen	37
5.3 Allgemeines	37

6.	Kurzfassung der Ergebnisse	39
6.1	Wärmeaustausch	39
6.2	Sichtweitenuntersuchungen	41
7.	Literatur	43
	Anhang	48

Verzeichnis der Abbildungen

	Seite
2-1: Gesamtansicht der Station	3
2-2: Wasserweg des Windes als Funktion der Windrichtung	5
3-1 Wärmeübergangszahlen, nach den Gl. (3-9) mit den Konstanten	49
⋮ der Tab. (3-2) berechnet,	⋮
3-18 gegen die nach Gl. (3-8) bestimmten aufgetragen	57
4.1-1 } Monats-Tagesgänge der Sichtweite	58
4.1-2 }	59
4.1-3 }	60
4.2-1 } Relative Häufigkeiten der Sichtweiten in verschiedenen Monaten	61
⋮ }	⋮
4.2-5 }	65

Verzeichnis der Tabellen

3-1: Korrelationskoeffizienten zwischen der Wärmeübergangszahl und meteorologischen Parametern	15
3-2: Konstanten zur Linearkombination der Wärmeübergangszahl gemäß Gl. (3-9)	16
4-1: Typische Daten in Nebel nach \bar{f}_{25} (1974)	19
4-2: Mittlere Nebelhäufigkeit über dem Rhein (1976)	31
4.3- 1 Relative Häufigkeiten der Sichtweitestufen bei Auswahl der	66
⋮	⋮
4.3-10 Windgeschwindigkeiten in verschiedenen Monaten	75

Liste der verwendeten Symbole

Symbol	Bedeutung	Einheit
c_p	Spezifische Wärme von Luft bei konst. Druck	$\frac{Ws}{kg}$
E	Entfernung	m
E_F	Fühlbarer Wärmefluß	$\frac{W}{m^2}$
f	Relative Luftfeuchte	%
h	Uhrzeit	Stunde
H_H	Helligkeit des Hintergrunds	willk.
H_O	Helligkeit des Objekts	willk.
k	von Karmankonstante = 0,40	-
K^*	Kontrastfaktor	-
K_T	Turbulenter Austauschkoefizient	$\frac{m^2}{s}$
l	Prandtlische Mischungslänge	m
N	Streuteilchenkonzentration	$\frac{\text{Teilchen}}{cm^3}$
r	Radius	cm
SW	Sichtweite	m
Tr	Transmission	%
TL-TW	Temperaturdifferenz Luft-Wasser	K
u	Windgeschwindigkeit	$\frac{m}{s}$
u_*	Schubspannungsgeschwindigkeit	$\frac{m}{s}$
W	Schubspannungsleistung je Flächeneinheit	$\frac{W}{m^2}$
Z	Höhe	m
Z_o	Rauhigkeitshöhe	m
α	Wärmeübergangszahl	$\frac{W}{m^2 \cdot K}$
θ_x	Potentielle Lufttemperatur in x m Höhe	$^{\circ}C$
κ	Streukoeffizient	-
λ	Wellenlänge	μm
ρ	Luftdichte	$\frac{kg}{m^3}$
σ	Extinktionskoeffizient	m^{-1}
τ	Schubspannung	$\frac{N}{m^2}$

1. EINLEITUNG

Der Rhein wird wie die übrigen deutschen Flüsse durch Abwärmeeinleitungen belastet. Mit dem Bau weiterer Kraftwerke steigt die Zahl der potentiellen Einleiter in den nächsten Jahren an. Neben den Auswirkungen der Temperaturerhöhung werden erhebliche Auswirkungen durch die gleichzeitige Anwesenheit von Schmutzfracht aus kommunalen und industriellen Abwässern hervorgerufen. Das Zusammenwirken von Schmutzfracht und Temperaturerhöhung wird schon seit längerer Zeit untersucht [1,2], auch in Seen und Ästuarien. Für Aufwärmespannen und Temperaturgrenzwerte wurden daher Richtlinien aufgestellt, die einen Erfahrungswert der Schmutzfracht berücksichtigen [3,4,5].

Die Einhaltung der Grenzwerte zwingt dazu, einen Teil der in naher Zukunft am Rhein arbeitenden Kraftwerke in Engpaßsituationen mit Kühltürmen zu betreiben, wodurch der Wirkungsgrad sinkt. Aus Gründen der Abwärmeverminderung und aus wirtschaftlichen Gründen ist daher die Ausschöpfung der erlaubten Grenzen anzustreben. Schwierigkeiten, diese Grenzen zu erreichen, liegen zum einen in den technisch bedingten groben Stufen, in denen die Kraftwerke ihre Abwärme zwischen Rhein und Kühlturm verteilen können. Ein Konzept zur Optimierung einer Kraftwerkskette ist in [46] ausgearbeitet. Zum anderen ist die vom aufgewärmten Rhein längs seiner Fließstrecke abgegebene Wärmemenge beträchtlich, aber in ihrer Abhängigkeit von meteorologischen Parametern nicht gut bekannt. Sie erhöht die Kühlkapazität für flußabwärts gelegene Einleiter und setzt sich aus Strahlungsbilanz, Konvektion und Verdunstung zusammen. Zur Windabhängigkeit der Verdunstung gibt es eine Reihe sich erheblich voneinander unterscheidender Formeln [8,9], die teils im Labor, teils an Seen gewonnen wurden und offensichtlich nicht ohne weiteres übertragbar sind. Es ist zu unterstellen, daß zusätzliche Faktoren wirksam sind. Deshalb wird an der Meßstation Rheinhausen neben meteorologischen Parametern der Wärmeaustausch direkt gemessen. Ziel der vorliegenden Untersuchungen ist es, die wichtigsten einflußnehmenden Parameter zu identifizieren und den konvektiven Wärmeaustausch als deren Funktion darzustellen. Über die Bowen-Ratio [18] ergeben sich analoge Zusammenhänge für den latenten Wärme fluß. Solche heuristischen Ansätze können nicht zu strenggültigen Gesetzen führen, sondern zu Wahrscheinlichkeitsaussagen, die im statistischen Sinne gelten. Mit ihrer Hilfe wird es möglich, aus meteorologischen Standardmessungen am Rhein den Wärmeaustausch speziell des Oberrheins zuverlässiger zu berechnen.

Ein zweites Thema ist die Untersuchung von Nebelhäufigkeiten über dem Rhein. Das Problem erfordert nach der Aufbereitung der Meßdaten, eine Darstellungsform der in 6 Klassen eingeteilten Sichtweiten zu entwickeln, so daß Korrelationen zu meteorologischen Größen und der Wassertemperatur deutlich erkennbar werden. Die herausgearbeiteten statistischen Zusammenhänge stellen eine Bestandsaufnahme der Verhältnisse am heute gering erwärmten Rhein dar. Sie erlauben jedoch nicht, Kausalitäten abzuleiten, da Nebelursachen komplex sind [31] und ihre Erfassung im vorliegenden Meßkonzept nicht vorgesehen ist. Die folgenden Kapitel beschreiben die Ergebnisse aus dem Meßbetrieb Rheinhausen im Jahre 1976.

2. AUFBAU UND TOPOGRAPHIE DER STATION

Das Konzept der Meßtechnik, die daraus resultierenden Forderungen an den Bau der Station und die Verwirklichung sind in einem früheren Bericht [22] bereits ausführlich beschrieben worden. Im folgenden sollen die zum Verständnis der Auswertungen notwendigen Einzelheiten nochmals kurz zusammengefaßt werden.

2.1 Aufbau der Station

Die Station besteht aus drei Aufbauten, einem Sondenträger im Rhein, der dem Wasserstand folgt, einem Sondenmast am Ufer und einer Hütte, in der die Daten zusammengeführt und registriert werden. Beide Sondenträger sind zur Datenübertragung und Stromversorgung mit der Hütte durch Kabel verbunden (Abb. 2-1).

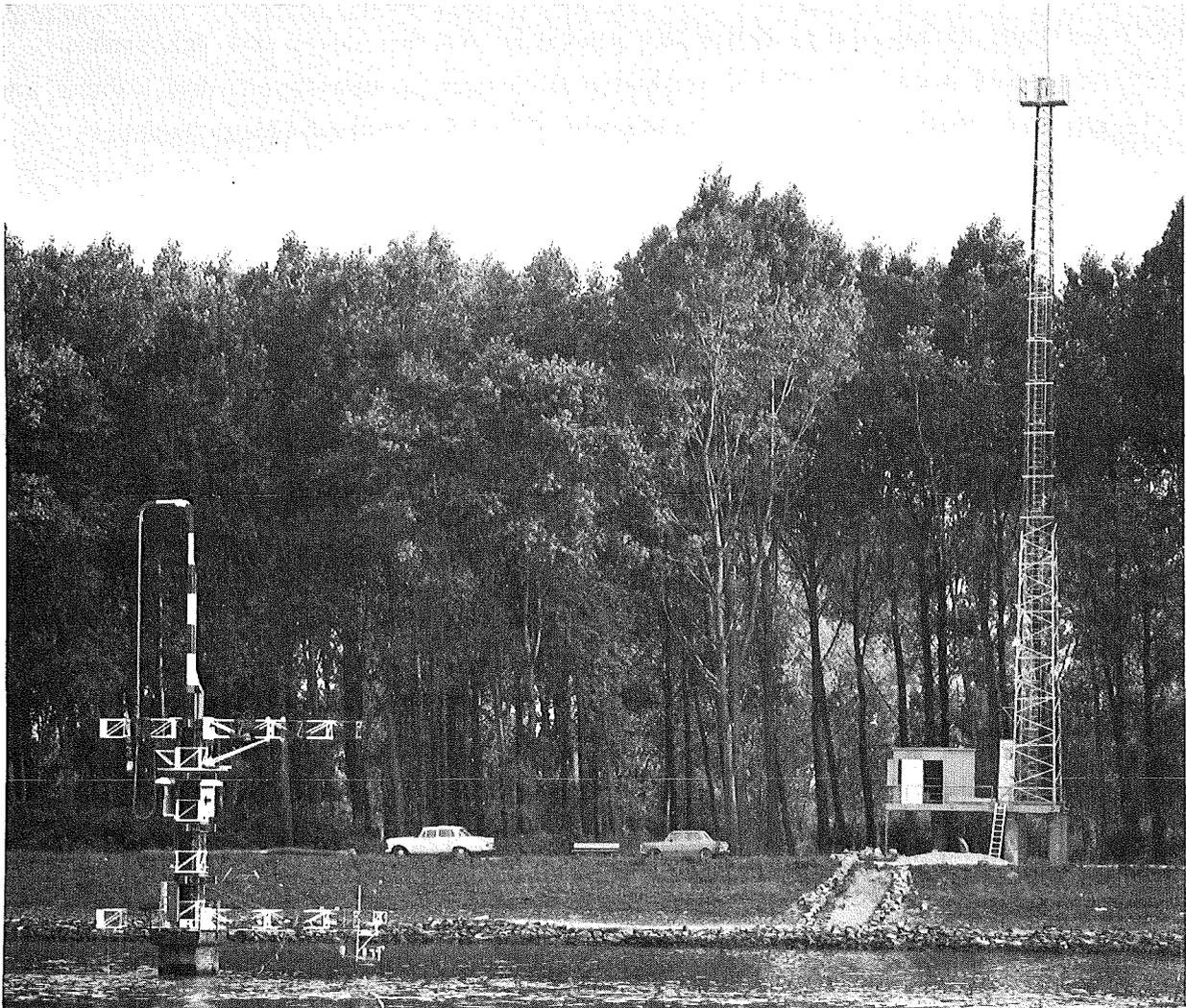


Abb. 2-1: Gesamtansicht der Station

2.1.1 Sondenträger im Rhein

Der Sondenträger im Rhein hat die Aufgabe, etwa 20 Sonden in festen Abständen zur Wasseroberfläche zu positionieren, nämlich 0,5 m unter Wasser sowie 0,8 m, 2 m und 8 m über Wasser. Die Sonden müssen justierbar sein und ihre eingestellte Richtung auf besser als 1° Winkelabweichung einhalten. Diese Forderungen werden von einem zylindrischen Schwimmkörper von 2,68 m Durchmesser erfüllt, der ein 7 m hohes Gittergerüst mit zwei Auslegern trägt. Der Schwimmkörper umschließt zentrisch einen stählernen Dalben von 80 cm Durchmesser, der 8 m tief in der Rheinsohle gegründet ist und die exakte vertikale Führung bewirkt. Der Standort des Dalbens liegt 60 m von der Uferoberkante entfernt (Flußbreite ca. 200 m) an einer Stelle, die gerade noch nicht die Schifffahrtsrinne berührt, aber so tief eingeschnitten ist, daß hohe Strömungsgeschwindigkeit herrscht und keine Trockenlegung bei Niedrigwasser zu erwarten ist. Die 5 m langen Ausleger dienen dazu, Meßgeräte entfernt von den durch die Schwimmkonstruktion hervorgerufenen Strömungsstörungen zu montieren. Die robust ausgeführte Anlage hat sich während der gesamten Betriebsdauer bewährt.

2.1.2 Sondenmast am Ufer

Meßwerte vom Ufer werden als Vergleich zu den über Wasser gewonnenen Werten benötigt. Ein 40 m hoher Mast wurde errichtet, dem vier Sonden oberhalb des 32 m hohen Auwaldes angeordnet sind. Damit haben sie etwa den gleichen Abstand zu den Baumwipfeln wie die Sonden der 8 m-Ebene zum Wasser.

2.1.3 Hütte

Die on-line Datenverarbeitung vor Ort erfordert einen witterungs- und hochwassergeschützten trockenen Raum. Er steht in Form einer Hütte zur Verfügung, die auf einem 3 m hohen Sockel oberhalb des höchsten bekannten Hochwassers aufgestellt ist. Ein Prozeßrechner PDP 11/05 besorgt darin über ein Camac-Interface die Abfrage aller Meßwerte nach einem festgelegten Zeitplan (ca. 2000 Abfragen pro Minute), die Vorauswertung und Speicherung von 10 min-Mittelwerten auf Magnetkassetten. Zur unmittelbaren

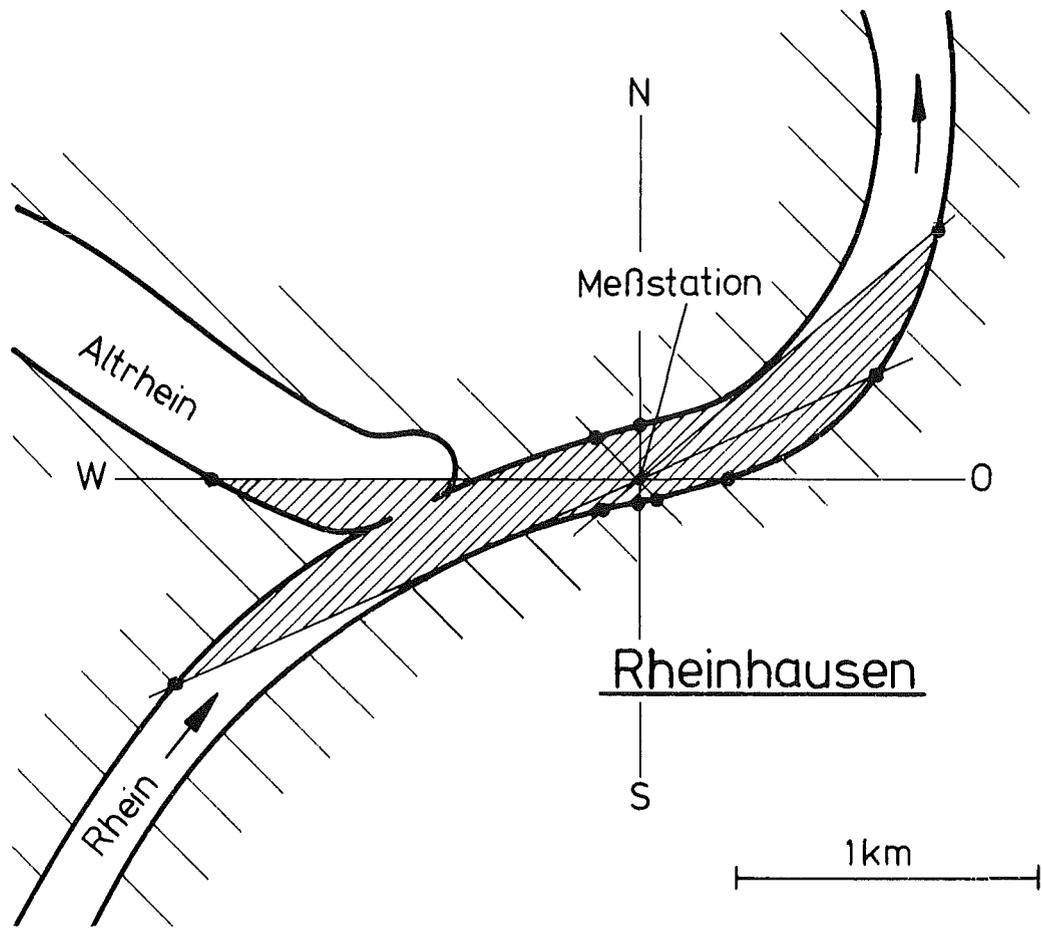


Abb. 2-2: Wasserweg des Windes als Funktion der Windrichtung

Kontrolle der Meßwerte werden über eine Teletype Protokolle im Klartext ausgegeben. Daneben stehen zwei 12 Punkt-Schreiber zur analogen Registrierung eines Teils der Meßwerte zur Verfügung.

2.2 Topographie der Umgebung

Die Meßstation liegt bei Rhein-km 394,36, das ist etwa auf der Höhe von Speyer. Der Rheinverlauf weist dort einen Wendepunkt beim Übergang von einer Rechts- in eine Linkskrümmung auf und ist nach NOO gerichtet (s. Abb. 2-2). Beide Ufer sind mit den für das Oberrheintal typischen Auwäldern von etwa 30 m Höhe bestanden. Besondere Bauwerke gibt es in der Nähe nicht. 5 km oberhalb befindet sich das Auslaßbauwerk des Kernkraftwerks Philippsburg. Seine Abwärme wird die Möglichkeit geben, die Wirkungen anthropogener Wärmeeinleitungen direkt zu untersuchen. Wie aus Abb. 2-2 außerdem hervorgeht, befindet sich westlich von der Meßstation ein etwa 0,7 km² großer Altrheinarm. Die geometrische Verteilung von Land- und Wasserflächen um die Meßstation herum ist von großer Bedeutung für die Interpretation von Messungen. Nach [13] beginnt sich beim Übergang vom Land zum Wasser nämlich das Höhenprofil der Windgeschwindigkeit entsprechend der geringeren Reibung neu einzustellen und damit auch die assoziierten Temperatur- und Feuchteprofile. Im Verlauf einer Übergangsstrecke sind die Profile transient, und es gibt keine einfachen Annahmen über ihren Verlauf. Aus Messungen am Steiner See (Baggersee bei Münster) wurde deutlich [12], daß einige km Wasserweg des Windes (fetch) zur vollständigen Einstellung stationärer Profile notwendig sind. Nach 600 bis 1000 m dürfte am Rhein bei den meisten Wetterlagen jedoch eine weitgehende Profileinstellung erfolgt sein. Diese Strecke kann an der Meßstation je nach Windrichtung über- oder unterschritten werden. Abb. 2-2 zeigt in Polarkoordinaten den Wasserweg des Windes als Funktion der Windrichtung.

2.3 Technische Betriebserfahrung

Die hier vorgestellten Auswertungen basieren auf den Messungen der Station im Jahre 1976. Mit dem Bau der Station wurde 1974 begonnen; ein nach den technischen und personellen Möglichkeiten kontinuierlicher Betrieb wurde im November 1975 aufgenommen. Dabei wurde eine Datenerfassungsbereitschaft von 70% der Zeit erzielt. Zuvor waren mit einem eingeschränkten Betriebssystem Probe- und Testläufe durchgeführt worden. Hauptursachen für Stillstandszeiten waren anfänglich unzureichende Absicherung des Betriebssystems

gegen unverarbeitbare, fehlerhafte Meßwerte, Ausfälle in der Lochstreifenstanze und ungenügende Entkopplung der Versorgungsgeräte der Sonden. In diesen Bereichen konnte die Fehlerhäufigkeit durch System Engineering bzw. Umstellung der Datenaufzeichnung auf Kassettenbetrieb auf eine befriedigende Rate gesenkt werden. Eine Schwachstelle mit hohem Wartungsbedarf ist - trotz Teilerfolgen bei der Nachbesserung - die Camac-Peripherie, insbesondere die Relais der Meßstellenumschalter. Die restlichen Fehler verteilen sich ohne besondere Bevorzugung auf die übrigen Bestandteile der Station in einem Rahmen, der unter den gegebenen Umgebungsbedingungen zu erwarten ist. Als recht zufriedenstellend erwies sich dabei die Zuverlässigkeit der meisten Sonden. Hauptgrund für Ausfälle hier war eindringendes Wasser mit folgender Leitungs- oder Lagerkorrosion, Bildung elektrischer Brücken oder Beschlagen. Gerade diese Ausfälle beginnen schleichend und erfordern eine sorgfältige und zeitaufwendige Qualitätskontrolle der Daten vor ihrer Verwendung.

Äußere Einflüsse auf die Station hatten seltener und geringere Schadenswirkung als von anderen erfahrenen Betreibern von Feldmessungen vorhergesagt. Das gewählte Konzept der baulichen Anordnung hatte nur geringen Vandalismus zur Folge, der lediglich den Betrieb erschwerte, die Meßeinrichtungen jedoch unberührt ließ. Gewittertätigkeit führte zu einigen kleineren und einem fast generellen Ausfall durch Beschädigung der Versorgungseinheiten und Verstärker. Eisgang trat nicht ein und Schneelast wurde durch Einwirkung des relativ warmen Wasserkörpers in allen Fällen durch natürlichen Tauvorgang rasch unwirksam. Die eingetretenen, zum Teil beachtlichen Hochwasser behinderten die Funktion der Anlagen nicht. Dagegen war eine umfängliche Reparatur des untersten Sonden-trägers wegen eines Treibgutstoßes anlässlich des Hochwassers im Februar 1977 notwendig, wobei einige Vorkehrungen getroffen wurden, um künftige Schäden dieser Art zu mindern. Ein gewisser Teil der Wartungszeit mußte für die Beseitigung der Einwirkungen von Insekten, Vögel und treibenden Wasserpflanzen aufgewendet werden, ein weiterer Teil für die regelmäßige Überprüfung aller Funktionen. Den größten Zeitaufwand erforderte jeweils die Lokalisierung von Fehlern; in diesem Zusammenhang ist aus der Betriebserfahrung abzuleiten, daß hier ein höhere Investitionsaufwand das Verhältnis von einwandfreien Meßergebnissen zur Wartungsintensität noch zu verbessern vermag.

3. WÄRMEÜBERGANGSZAHL

Der vertikale Wärmefluß in der Atmosphäre wird 2 m über Wasser direkt gemessen. Unter der Voraussetzung höhenkonstanten Flusses ist er dem konvektiven Wärmeaustausch zwischen Rhein und Atmosphäre gleich. Ziel dieses Kapitels ist es, die Möglichkeiten darzulegen, wie gut der konvektive Wärmeaustausch aus den gleichzeitig gemessenen meteorologischen Standardgrößen berechnet werden kann und welche Parameter relevant sind. Unter

"Standardgrößen" werden die vergleichsweise leicht zu messenden Werte von Temperaturen, Feuchten und Windgeschwindigkeiten verstanden.

3.1 Theoretische Grundlagen

Die kleine Zahl von Meßpunkten determiniert nicht den Wärmeaustausch der darunterliegenden Wasseroberfläche, noch weniger eines ganzen Rheinabschnittes. Ein streng gültiger Zusammenhang kann daher von vornherein nicht erwartet werden. Trotzdem ist es denkbar, daß die den Wärmeaustausch beherrschenden Verhältnisse in der wassernahen Grenzschicht mit meteorologischen Standardgrößen korreliert sind und daher Gesetzmäßigkeiten im statistischen Sinn bestehen. Diese Überlegung wird dadurch gestützt, daß atmosphärische Modelle ebenfalls im statistischen Sinne die Konstruktion von Höhenprofilen aus einzelnen Meßpunkten erlauben.

Zweckmäßigerweise soll stets von einer plausiblen, auch in der Wärmetechnik verbreiteten Grundannahme ausgegangen werden: Der Wärmefluß E_F sei unter sonst gleichen Bedingungen der Temperaturdifferenz zwischen Wasseroberfläche und Luft proportional. Damit kann der Wärmefluß jeder Situation auf die Differenz 1 K bezogen werden und wird dann Wärmeübergangszahl α genannt. Der Einfluß verschiedener Parameter auf α soll untersucht werden. Im Hinblick auf mögliche Anwendungen werden die Parameter nach ihrer Herkunft unterschieden (Ufer oder Fluß).

Alle horizontalen Windbewegungen führen in der freien Atmosphäre wegen der hohen Reynoldszahlen zu Turbulenz. Dadurch entsteht vertikaler Austausch von Luftgebilden verschiedener Größen, die sich ständig neu bilden und wieder vermischen. Nach Prandtl kann man diese Vertikalbewegungen durch eine mittlere Mischungslänge l beschreiben, für die gilt [17]:

$$l = k \cdot z \quad (3-1)$$

D.h. l wächst mit der Höhe, der Proportionalitätsfaktor ist die experimentell bestimmte von Kármán-Konstante, die im allgemeinen zu $k = 0,40$ angegeben wird [9]. Die statistische Natur der geschilderten Vertikalbewegungen sorgt in ähnlicher Weise für Durchmischung wie die molekulare Diffusion aufgrund der Brownschen Molekularbewegung. Die mit der Höhe im allgemeinen steigende Impulsdichte $\varrho \cdot u$ führt zu einer vertikalen Impulsflußdichte τ , auch Schubspannung genannt:

$$\tau = K_T(z) \cdot \frac{\partial(\rho u)}{\partial z} \quad (3-2)$$

ist höhenkonstant, solange keine weiteren Kräfte Einfluß gewinnen.

Aus dem experimentell gewonnenen Zusammenhang

$$K_T(z) = k u_* z$$

und der Definition

$$u_* = \sqrt{\tau/\rho} \quad (3-3)$$

ergibt sich

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{k} \cdot \ln \frac{z}{z_0} \quad (3-4)$$

das bekannte logarithmische Windprofil. z_0 ist dabei die Rauigkeitshöhe und entspricht bei rauhen Oberflächen etwa 1/30 der beobachtbaren Rauigkeit. Wie schon angedeutet, kann durch andere Kräfte das Profil nach Gl. (3-4) gestört werden. In Frage kommen Schichtungseinflüsse und die Corioliskraft, letztere aber erst in etwa 1 km Höhe. Eine labile Schichtung, d.h. ein negativer Gradient der potentiellen Temperatur θ , verstärkt die vorhandene Turbulenz, eine stabile Schichtung ($-\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$) wirkt ihr entgegen. Beide Effekte kommen erst ab einer Mindesthöhe zur Wirkung. Das wird deutlich, wenn man die pro Fläche für die Turbulenz benötigte spezifische Leistung W betrachtet:

$$W(z) = \tau \cdot u(z) \quad (3-5)$$

Mit Gl. (3-4) und (3-2) ergibt sich für die spezifische Leistung

$$W(z) = \rho \cdot \frac{u_*^3}{k} \cdot \ln \frac{z}{z_0} \quad (3-6)$$

Der Gradient stellt den von der Turbulenz aufgezehrten Anteil dar:

$$\frac{\partial W}{\partial z} = \frac{\rho \cdot u_*^3}{k \cdot z} \quad (3-7)$$

Gl. (3-7) zeigt, daß der Energieverbrauch am Boden am höchsten ist und mit $1/z$ abnimmt. Ein höhenkonstanter Schichtungsbetrag wird erst bei einer bestimmten Höhe z konkurrieren können. Diese Höhe liegt meist über 10 m und ist für die Messungen über dem Rhein nicht relevant. Für größere Höhen wird in Gl. (3-3) meist noch eine Stabilitätsfunktion $\phi(z/L)$ multiplikativ hinzugefügt [7, 8]. Dies bedeutet, daß die über dem Rhein in Höhen bis zu 8 m erfaßten Profile kaum von der atmosphärischen Schichtung beeinflußt werden.

Im Hinblick auf die Interpretation der Messungen soll festgestellt werden, daß die Meßwerte der Station einen engen Zusammenhang mit dem Wärmeaustausch haben können, nämlich bei stationären Windprofilen. Bei kurzen Windwegen über Wasser (Windrichtungen quer zum Flußlauf) treten jedoch transiente Profile auf. Ihr Verlauf kann aus den punktuellen Messungen der Station allein nicht zuverlässig bis zur Wasseroberfläche extrapoliert werden. Entsprechend gering wird die Korrelation zwischen den Meßwerten in 0,8 m und 8 m, dem in 2 m Höhe gemessenen Wärmefluß und dem tatsächlichen Fluß an der Wasseroberfläche ausfallen. Wegen der zeitlichen Schwankungen der Turbulenz gilt dies für genügend lange gemittelte Werte (10 - 30 min).

3.2 Meßdatenerfassung

Die eingesetzte Meßausstattung wurde in [22] beschrieben. Im folgenden werden vor allem die Betriebserfahrungen mit den in diesem Kapitel eingehenden Meßgeräten angegeben.

3.2.1 Ultraschall-Anemometer-Thermometer (super sonic anemometer thermometer, Abk. SAT)

An einem Rohrgestänge, welches die Windverhältnisse nur wenig stört, befinden sich drei antiparallele Doppelmeßstrecken von je 20 cm Länge für die Laufzeit von Ultraschallimpulsen, eine in vertikaler Richtung, die anderen beiden horizontal. Die nachgeschaltete Elektronik ermittelt für jede Strecke die Differenz der Laufzeiten, welche der Windgeschwindigkeitskomponente in Richtung der Strecke proportional ist, außerdem die Summe der Laufzeiten, welche über die Schallgeschwindigkeit ein Maß für die (virtuelle) Lufttemperatur ist. Die Luftfeuchte, welche ebenfalls die Schallgeschwindigkeit beeinflusst, wird anschließend im Prozeßrechner berücksichtigt. 440 mal pro Sekunde werden Ultraschallimpulse ausgesandt und Temperatur θ und Windgeschwindigkeit ermittelt. Nach einer Glättung, die Frequenzen oberhalb 10 Hz unterdrückt, werden die Werte dem Prozeßrechner zugeleitet. Dieser summiert die Produkte $v_z \cdot \theta'$ auf (θ' ist Abweichung der Lufttemperatur von ihrem Mittelwert). Das Mittel $v_z \cdot \theta'$ ist bis auf einen Faktor gleich dem konvektiven Wärmestrom (Turbulenz-Korrelationsmethode) [10, 11, 50], der auf diese Weise direkt ermittelt wird.

Die Erkennung eines Ultraschallimpulses im Empfänger erfordert, daß der absolute Pegel des Empfangssignals auf etwa $\pm 20\%$ genau eingehalten wird. Ändert sich der Wirkungsgrad von Sender oder Empfänger, z.B. wegen Temperaturschwankungen oder Bedeckung durch Schmutz oder Regen, so entsteht eine Fehlfunktion, die einen sehr hohen Meßwert vortäuscht. Dieser wird vom Prozeßrechner erkannt und unterdrückt. Wegen der schon erwähnten Glättung des Ausgangssignals machen sich gelegentliche Fehlmessungen weniger deutlich bemerkbar und werden zunächst registriert. In einer Zeitreihe der Meßgröße (v_z , θ , Wärmefluß) steigt die Varianz jedoch sprunghaft an, wenn Fehlmessungen vorliegen. Mit diesem Kriterium müssen SAT-Dauermessungen stets überprüft werden. Spätestens einige Tage nach einer Justierung erwiesen sich etwa 30 % der Meßwerte als fehlerhaft und wurden ausgeschieden. Im allgemeinen wurden bisher in der Meteorologie Geräte dieser Art nur für begrenzte Meßkampagnen eingesetzt, so daß solche Justierprobleme wegen zeitlicher Drift entfielen. Um eine zuverlässigere Erfassung zu gewährleisten, sollte nach den vorliegenden Erfahrungen spätestens alle 24 Stunden eine Überprüfung des SAT erfolgen.

3.2.2 Übrige Meßsonden

Anemometer. Es wurden dreischalige Schalenkreuze verwendet. Eine Schlitzscheibe wird im Fuß des Geräts mitgedreht, die von einer Lichtschranke berührungslos abgefragt wird. Ein Wandler setzt die Inputfolge in einen proportionalen Strom um. Störungen wurden sehr selten beobachtet.

Thermometer. Temperaturmessungen wurden größtenteils mittels Pt100-Widerständen ausgeführt. Speziell entwickelte R/U-Wandler ermöglichten die computergerechte Umwandlung und Weiterleitung der Werte. Für den Einsatz unter Wasser wurden die Pt100-Widerstände in einem gelochten Rohr als mechanischem Schutz montiert. In der Atmosphäre wurden sie in einer offenen Kalottenhütte dem Wind ausgesetzt und vor Strahlung geschützt. Ausfälle der Elektronik wurden nach Blitzschlägen beobachtet.

Feuchtemesser. Die verwendeten Feuchtemesser beruhen auf dem LiCl-Prinzip. An ein mit hygroskopischer LiCl-Lösung getränktes Gewebestück wird eine Wechselspannung (zur Vermeidung von Elektrolyse) angelegt. Durch die Eigenleitfähigkeit heizt sich das feuchte Gewebe auf, bis die Heizwirkung durch zunehmende Trocknung nachläßt. Die sich einstellende Endtemperatur hängt

nur von der absoluten Luftfeuchte ab $\overline{[43,44]}$ und wird durch einen im Gewebe eingebauten Pt100-Widerstand erfaßt. Zur Dosierung der an das Gewebe herantretenden Luftmenge waren alle LiCl-Fühler in Labyrinth-Hütten nach Baumbach untergebracht.

Beobachtungen zeigten, daß die Temperaturen des eingebauten Fühlers auch bei konstanten Verhältnissen langsam oszillierten (Periode 1 bis 8 min, Amplitude ± 1 K). Auch bei besonders konstanter Temperatur ($\pm 0,3$ K) und Luftfeuchte (± 2 %) im Klimaschrank zeigt sich diese Oszillation um den erwarteten Sollwert herum. In den registrierten 10 min-Mittelwerten erscheinen diese Oszillationen kaum noch, weil sie zu schnell sind. Ein Nachteil kann für manche Untersuchungen die sehr hohe Ansprechverzögerung der Sonde sein, die in der Größenordnung von 1 h liegen kann.

Windrichtung. Die Windrichtung wurde mit Windfahnen gemessen, die statt der Flosse einen Propeller trugen, der über ein Getriebe die Fahne nachführt. Die Ansprechschwelle einer solchen Fahne liegt mit 0,3 m/s niedriger als bei anderen Fahnen. Im Laufe der Betriebszeit wurden die Propellerfahnen jedoch immer schwergängiger, so daß der Vorteil niedriger Ansprechschwellen meist nur einige Monate bestand. Die später verwendeten einfachen Windfahnen erwiesen sich als zuverlässiger.

3.3 Parameterstudien zur Wärmeübergangszahl

3.3.1 Auswahl und Korrekturen

Aus dem gesamten Beobachtungsmaterial wurden zunächst vier Intervalle von zusammen 10 Tagen Länge ausgewählt, in denen eine vollständige Registrierung aller relevanten Parametern vorlag. Zugleich erfassen diese Intervalle gegensätzliche Wetterlagen, wie windstarke/windschwache, winterliche/sommerliche Situationen und Zeiten, in denen die Temperaturdifferenz Wasser - Luft beiderlei Vorzeichen hatte.

Zunächst wurden sämtliche Meßwerte von $\theta' \cdot u_z$ mit $c_p \rho (T)$ multipliziert und dadurch Wärmeflüsse erhalten. In ihren Voraussetzungen geht die Turbulenzkorrelationsmethode von einem verschwindenden zeitlichen Mittelwert $\overline{u_z} = 0$ aus. Der Analogteil des SAT kann jedoch einen kleinen Offset haben, der nur exakt auf Null abgeglichen werden kann, wenn sich das SAT in einem Raum ohne Luftbewegung befindet. Es zeigte sich, daß eine

schwache Luftzirkulation auch in einem geschlossenen Kasten kaum unter einige cm/s zu dämpfen ist. Der verbleibende Offset des Gerätes ergibt eine additive Konstante $\overline{u_z \cdot \theta'}$ zum interessierenden Produkt $\theta' u_z$. Daneben trat häufig der Fall auf, daß $\overline{u_z}$ am Ort der Station tatsächlich verschieden von Null war, weil gerichtete Auf- oder Abwinde herrschten. Diese Tatsache könnte man nur mit einem mehrdimensionalen Modell erfassen, wofür aber zu wenige Meßpunkte existieren. Um eindimensional rechnen zu können, wird die Annahme gemacht, daß sich Auf- und Abwinde in einem größeren Flächenbereich des Rheins aufheben und $\overline{u_z} = 0$ gilt. Diejenigen Anteile des Wärmeflusses, die am Ort der Meßstation durch gerichtete Vertikalströmung bewirkt werden, sollen daher nicht berücksichtigt werden. Dies erfordert eine gleichartige Korrektur des gemessenen Wärmeflusses wie beim Geräte-Offset und bedeutet also, daß die gesamte am SAT angezeigte Vertikalkomponente u_z der Windgeschwindigkeit in die angegebene Korrektur einfließt, ungeachtet der Einzelanteile, die Offset und wirkliche Vertikalströmung dazu beitragen. Mit den so korrigierten Werten von $u_z \cdot \theta'$ wurde die Wärmeübergangszahl

$$\alpha = \frac{c_p \rho (T) \cdot \overline{u_z \theta'}}{\theta_{0.8} - \theta_w} \quad (3-8)$$

zu jedem Wertesatz berechnet.

3.3.2 Parameterprüfungen

Um Anhaltspunkte darüber zu gewinnen, welche Parameter die Wärmeübergangszahl beeinflussen könnten, wurden ihre Korrelationen zu den in Frage kommenden Größen ermittelt.

Die Korrelation zur wichtigsten Größe, der Windgeschwindigkeit $u_{0.8}$ in 0.8 m Höhe, betrug $r^2 = 0.15$. Folgt man den theoretischen Ausführungen in Abschn. 3.1, so sollte u_* und damit $u_{0.8}$ einen entscheidenden Einfluß haben. Einen engen Zusammenhang kann man allerdings nur bei stationären Profilen erwarten, diese nur bei langen Wasserwegen des Winds. Die Gesamtzahl der Werte wurde daher in 8 Windrichtungsklassen eingeteilt und die beschriebene Korrelation in jeder Klasse getrennt ermittelt. Die Ergebnisse finden sich in $\overline{\overline{\quad}}_6 \overline{\quad}$. Es ergab sich eine Korrelationserhöhung bei Winden in Flußrichtung und Erniedrigung bei Windrichtungen quer

dazu. Zugleich ergab sich, daß Winde gegen die Fließrichtung eine höhere Konvektion hervorrufen als Winde in Fließrichtung. Darin äußert sich der Einfluß der Relativgeschwindigkeit gegenüber dem Rhein.

Weitere Parameter wurden in ähnlicher Weise wie die Windrichtung auf ihre Wirkung untersucht, indem die Gesamtzahl der untersuchten Datensätze nach Klassen des Parameters eingeteilt und dann innerhalb jeder Klasse die Korrelation bestimmt wurde. Durch diese Klasseneinteilungen konnte jedoch keine weitere Korrelationserhöhung mehr erzielt werden. Untersucht wurden die Uhrzeit, um mögliche tageszeitliche Einflüsse zu erkennen, die Windgeschwindigkeit in 40 m Höhe, um den Einfluß des übergeordneten Wettergeschehens zu finden, und die turbulente Wärmeleitfähigkeit der Luft.

3.4 Ergebnisse

Nach den in Abschn. 3.3 geschilderten orientierenden Voruntersuchungen wird die Vorhersagbarkeit der Wärmeübergangszahl aus anderen Größen optimiert werden. Unter der Vielzahl möglicher Parameterkombinationen wurden im Hinblick auf Anwendungen drei ausgewählt. Im ersten Fall soll nur die in 0,8 m Höhe über dem Wasser gemessene Windgeschwindigkeit $u_{0.8}$ herangezogen werden, im zweiten Falle zusätzlich die vertikale Windkomponente u_z und die Windgeschwindigkeit in 8 m Höhe über dem Wasser, u_8 . Diese beiden Fälle beziehen sich also auf eine einfachst mögliche und eine reichlicher ausgestattete schwimmende Meßstelle mit konventionellen Meßgeräten. Im dritten Fall wird nur die Windgeschwindigkeit in 40 m Höhe über dem Ufer, u_{40} , betrachtet. Dieser Fall zeigt die Möglichkeiten einer einfachen Ufermeßstelle, die den Bewuchs um 10 m überragt. Die Aufbereitung der Meßdaten geschah, wie in Abschn. 3.3 beschrieben. Anschließend wurden die korrigierten Konvektionswerte des SAT als Funktion der Zeit aufgetragen. Folgen von Werten, die eine sprunghaft erhöhte Varianz gegenüber ihren Vorgängern und Nachfolgern aufwiesen, wurden aus dem Datensatz als fehlerhaft gemäß den Ausführungen in Abschn. 3.2.1 entfernt. Nun wurde zu jedem Datensatz die Wärmeübergangszahl

$$\alpha = \frac{\text{konvektiver Wärmefluß}}{\theta_{0.8} - \theta_w}$$

berechnet. Aus Datensätzen, in denen $\theta_{0.8} \approx \theta_w$ war, wurde α nicht berechnet, da der Fehler dann sehr groß geworden wäre.

Mit den verbliebenen bereinigten und korrigierten Datensätzen wurden einfache bzw. multiple Korrelationsanalysen entsprechend den angegebenen drei Fällen durchgeführt. Die Werte der Korrelationskoeffizienten stehen in Tabelle 3.1

	$u_{0.8}$	u_8	u_z	u_{40}	$u_{0.8}$ u_8 u_z
1. Bereinigte, korrigierte Datensätze	0.6	0.6	0.1	0.3	0.6
2. Wie 1., zusätzlich gleitendes 70 min-Mittel	0.7	0.7	0.1	0.4	0.8
3. Wie 2., Windrichtung nur $0^\circ - 90^\circ$	0.5	0.5	0	0.3	0.5
4. Wie 2., Windrichtung nur $90^\circ - 180^\circ$	0.6	0.6	0.4	0.6	0.7
5. Wie 2., Windrichtung nur $180^\circ - 270^\circ$	0.8	0.8	0.1	0.4	0.9
6. Wie 2., Windrichtung nur $270^\circ - 360^\circ$	0	0	-0.4	0.3	0.5

Tabelle 3.1: Korrelationskoeffizienten zwischen der Wärmeübergangszahl und meteorologischen Parametern

Anschließend wurden die Temperaturen, Windgeschwindigkeiten und Wärmeübergangszahlen mit den drei vorausgehenden und nachfolgenden zeitlichen Nachbarn gleitend gemittelt und dann dieselben Untersuchungen angestellt. Auch deren Ergebnisse stehen in Tabelle 3.1.

Die durchgeführten Analysen ermöglichen zugleich, die Wärmeübergangszahl aus den unabhängigen Veränderlichen, die in den drei Fällen zugrunde gelegt wurden, linear zu kombinieren. Die erforderlichen Konstanten werden entsprechend den Gleichungen (3-9) definiert:

$$\begin{aligned}
 \text{Fall 1} & \quad \alpha_1 = a \cdot u_{0.8} + b \\
 \text{Fall 2} & \quad \alpha_2 = c \cdot u_{0.8} + d \cdot u_8 + e \cdot u_z + f \\
 \text{Fall 3} & \quad \alpha_3 = g \cdot u_{40} + h
 \end{aligned}
 \tag{3-9}$$

In Tabelle 3.2 sind die sich ergebenden Konstanten a...h mit der gleichen Reihenfolge der Datensätze aufgeführt wie in Tabelle 3.1.

	a	b	c	d	e	f	g	h
1. Bereinigte, korrigierte Datensätze	0,67	3,06	0,40	0,41	-0,067	2,54	0,34	2,90
2. Wie 1., zusätzlich gleitendes 70min-Mittel	0,69	3,02	0,14	0,69	-0,08	2,38	0,46	2,33
3. Wie 2., Windrichtung nur 0°-90°	0,78	2,82	0,90	0,15	-0,08	2,08	0,29	3,08
4. Wie 2., Windrichtung nur 90°-180°	0,89	2,40	-1,42	2,35	-0,09	1,11	0,67	0,57
5. Wie 2., Windrichtung nur 180°-270°	0,63	3,94	0,31	0,49	-0,09	3,06	0,47	3,32
6. Wie 2., Windrichtung nur 270°-360°	0,15	2,75	2,20	-1,19	-0,17	1,23	-0,28	4,11

Tabelle 3.2: Konstanten zur Linearkombination der Wärmeübergangszahl gemäß der Gl. (3-9)

Tabelle 3.2 ermöglicht es, mit den Gl. (3-9) zu jedem Datensatz einen Schätzwert der Wärmeübergangszahl aus den drei gewählten Datenkombinationen der Fälle 1, 2, 3 zu berechnen. In den Abb. 3-1 bis 3-18 (s. Anhang) sind diese Schätzwerte punktweise gegen die tatsächlichen Meßwerte aufgetragen. Wenn eine Schätzung ideal wäre, würden alle Punkte auf der Geraden durch den Nullpunkt mit Anstieg 1 liegen. Aus der Streuung ist die Abweichung vom Idealfall anschaulicher abzulesen, als sie sich aus den Werten der Tabelle 3.1 ebenfalls ergibt.

Aus Tabelle 3.1 wird zunächst ersichtlich, daß in allen Datensätzen $u_{0,8}$ und u_8 dieselbe Korrelation geben, u_{40} meist eine niedrigere. Der geringere Zusammenhang der Uferwerte erscheint unmittelbar einleuchtend. Er rührt offenbar nicht allein von der größeren Höhe, sondern auch vom entfernteren Standort her. Über der Wasseroberfläche scheinen bis in die Höhe von 8 m gleichartige Verhältnisse zu herrschen, d.h. daß Störungen, z.B. transiente Profile, gleich stark wirksam werden. Im Hinblick auf eine gute Korrelation zur Wärmeübergangszahl α kommt es also nicht auf die Einhaltung einer be-

stimmten Meßhöhe im Bereich zwischen 0,8 und 8 m an. Bei Winden aus 270° - 360° (Datensatz 6) erreicht u_{40} eine bescheidene Korrelation von 0,3, die statistisch signifikant ist, während $u_{0,8}$ und u_8 dabei keine Korrelation zu α aufweisen.

Darin dürfte sich der Einfluß der Topographie äußern. Bei diesen Windrichtungen quer zum Fluß ist ein Zusammenhang von α mit dem übergeordneten Wind (u_{40}) stärker festzustellen, als mit dem Wind einige Meter über Wasser. Ursache dafür können Wirbel sein, die durch Fallwinde am Ufer ausgelöst werden. In der wassernächsten Luftschicht, die den Wärmetransport bestimmt, bildet sich früher ein Profilansatz heraus als in größerer Höhe. Der engere Zusammenhang von α mit u_{40} tritt auch bei entgegengesetzter Windrichtung (ebenfalls quer zum Fluß) auf (Datensatz 4) und bestätigt das Gesagte. Den engsten Zusammenhang mit α haben $u_{0,8}$ und u_8 bei Wind in Flußrichtung (Datensatz 5). Daß dieser in Gegenrichtung schlechter zu sein scheint (Datensatz 3) könnte vielleicht durch Beeinflussung der SAT-Messung durch die Aufbauten des Sondenträgers zu erklären sein. Der Wind muß nämlich in diesem Bereich zuerst den Dalben und den Gittermast passieren, die beide Wirbel und Störungen verursachen.

Die Größe u_z zeigt überraschenderweise eine Korrelation zu α in den Datensätzen 4 und 6 (Querwinde). Gerade in diesen beiden Datensätzen besteht eine Korrelation zwischen u_z und $u_{0,8}$. In dieser Korrelation äußert sich das Vorhandensein von Fallwinden, die mit der horizontalen Windkomponente korreliert sind. Da Fallwinde die für gute Korrelationen notwendigen stationären Profile stören, ist damit zugleich auch die schlechte Korrelation von α und $u_{0,8}$ im Datensatz 6 erklärt. Eine Fehljustierung des SAT könnte auch als Erklärung in Frage kommen. Dazu erscheint der Effekt jedoch zu groß.

Der Vergleich von Zeile 2 und 3 der Tabelle 3.1 zeigt, daß eine Mittelungslänge von 70 min gegenüber 10 min deutlich Verbesserungen gibt. Hier nicht wiedergegebene Untersuchungen zeigten darüber hinaus, daß noch längere Mittelungszeiten bis zu 12 h höchstens geringe weitere Verbesserungen oder Verschlechterungen brachten. Ein 1-stündiges Mittelungsintervall stellt an der Meßstation eine angemessene Zeitskala dar. Aus den Zeilen 3 bis 6 entnimmt man, daß Längswinde im Flußtal bessere Korrelationen als Querwinde ergeben.

In den Spalten a und b der Tabelle 3.2 finden sich die Konstanten zur linearen Berechnung von α aus $u_{0,8}$, in g und h aus u_{40} . Über lineare Ansätze soll mit den vorhandenen Datensätzen angesichts der zu geringen Korrelationen nicht hinausgegangen werden. In Zeile 2 verhalten sich die Konstanten a und g bzw. b und h fast exakt wie $\ln 40/\ln 0,8$, wie es nach den

logarithmischen Windprofilen zu erwarten steht. Dies gilt auch bei Windrichtungen längs des Flusses (Zeile 5). In den Zeilen 3, 4, 6, d.h. bei Winden von 270° - 180° treten Abweichungen auf.

Die Spalte f (absolutes Glied im Fall 2) ist auf andere Messungen nicht übertragbar, darin ist nämlich der nicht näher bestimmte Offset von u_8 des SAT mit enthalten. Die Werte sind allerdings einzusetzen, wenn die vorliegenden Datensätze verwendet werden. Die Spalten c, d, e, f können nur in dieser Kombination verwendet werden, um α nach Fall 2 zu berechnen. Bei Weglassen einer Variablen müßten die übrigen Koeffizienten neu bestimmt werden. Dies wird auch beim Vergleich von Spalte c und a deutlich; beides sind Koeffizienten von $u_{0.8}$, einmal steht $u_{0.8}$ allein in der Formel (a), das andere Mal mit u_8 zusammen; der Koeffizient verteilt sich ungefähr gleich auf $u_{0.8}$ und u_8 . Der Faktor a gibt den Einfluß der Strömungsgeschwindigkeit wieder. In Zeile 5 (Wind parallel zum Rhein) ist a kleiner als in Zeile 3 (Wind gegen den Rhein). In Zeile 3 lautet a mit 1σ -Abweichung: $a = 0,78 \pm 0,11$, in Zeile 5: $a = 0,63 \pm 0,025$. Mit etwa 70 % Wahrscheinlichkeit unterscheiden sich die Koeffizienten im angegebenen Sinne.

Verwendet man die Bowen-ratio $\overline{18}$, um die aufgestellten Formeln für α auf einen analogen Verdunstungskoeffizienten umzurechnen, so kann man die Werte von Tabelle 3.2, Zeile 2, mit den Formeln des Wärmelastplans $\overline{5,16}$ vergleichen. Bei $u_{0.8} = 0,7$ m/s ergibt sich dieselbe Verdunstung wie nach der Formel von Trabert. Bei $u_{0.8} = 2,2$ m/s (Mittelwert) ergibt sich etwa die halbe Verdunstung.

Zur Frage, wie repräsentativ für den Rhein oder einen Abschnitt die Meßwerte sein können, gibt es Wärmeflußmessungen anderer Autoren $\overline{13}$, die in vertikaler Richtung bis 14 m und in horizontaler Richtung bis 150 m Abweichungen von weniger als 10% ergeben haben. Die Untersuchungen erfolgten jedoch auf einer ausgedehnten Ebene. Am Rhein sollten Variationen in oder gegen die Fließrichtung gesondert betrachtet werden von denen in Querrichtung. Variationen in Querrichtung könnten am ehesten mit den Variationen bei Drehung der Windrichtung verglichen werden und dürften damit im Bereich von ± 12 % liegen. Variationen in Fließrichtungen sind unter anderem durch die Topographie gegeben. In den überwiegend einheitlichen Formen des Oberrheintals könnte durch Variation des Standortes quer zur Fließrichtung ein etwa gleicher Beitrag hinzukommen. Addiert man die Variationen, so könnten die Wärmeübergangszahlen lokal bis etwa ± 25 % abweichen.

4. Untersuchungen zu den Sichtweiteverhältnissen

Anders als in den Standortgutachten [19,20,21], wo in der Regel nur Flußrauchen, bzw. die meteorologisch-hydrologischen Bedingungen, die zu Flußrauchen führen können, betrachtet werden, wird an der Meßstelle Rheinhafen jede Sichtweitenreduzierung in 2 m Höhe über der Wasseroberfläche registriert [22]. So ist es zur Interpretation der Meßergebnisse notwendig, auch sonstige, nicht flußbürtige Nebelarten zu diskutieren. Im folgenden soll eine kurze Übersicht gegeben werden.

4.1 Theoretische Grundlagen der Nebelbildung

Abgesehen vom Phänomen der Opaleszenz [23], die auch durch trockene luftgetragene Partikeln verursacht werden kann, verstehen wir unter Nebel das Vorhandensein von Wassertröpfchen, seltener Eispartikeln, die durch optische Streuung bzw. diffuse Reflexion die Sichtweite einschränken. Dabei liegt der Tröpfchendurchmesser im Bereich 10-50 μ und die Tröpfchenkonzentration bei 1-1000 Teilchen pro cm^3 [24, 25].

	Eisnebel	Wassernebel		"Talnebel"*
		Strahlung	Advektion	
Mittlerer Teilchendurchmesser (μ)	8	10	20	17
Typischer Größbereich (μ)	2-30	5-35	7-65	4-50
Äquivalenter Wassergehalt (g/m^3)	0.10	0.11	0.17	0.15
Teilchenkonzentration (cm^{-3})	150	200	40	55
Horizontale Sichtweite (m)	200	100	300	100-300

Tabelle 4.1: Typische Daten in Nebel nach [25] (1974)

*Spezialfall von Strahlungsnebel nach Kocmond et al. (1970). In [25]

Unter Sichtbarkeit wird der Kontrast eines Objekts zu einem Hintergrund, also das Verhältnis zwischen der Differenz der Helligkeiten des Objekts und seines Hintergrundes zu der des Hintergrundes verstanden [26], [27].

$$K^* = \frac{|H_O - H_H|}{H_H} \quad \begin{array}{l} \text{Kontrast (K}^*\text{)} \\ \text{Helligkeit (H)} \end{array} \quad \begin{array}{l} \text{Hintergrund (H)} \\ \text{Objekt (O)} \end{array}$$

Die Sichtbarkeitsgrenze, ab der ein Objekt vom menschlichen Auge als nicht mehr vom Hintergrund unterscheidbar angenommen wird, liegt bei Werten von K zwischen 0,02 bis 0,05 [28], in Abhängigkeit von Lichtinhomogenitäten im Gesichtsfeld, Farben und räumlichen Strukturen. Durch Streuung bzw. diffuse Reflexion (Absorption spielt nur bei festen Teilchen eine nennenswerte Rolle) wird die vom Objekt wie vom Hintergrund ausgehende parallele Strahlung vermindert und die diffus im Gesichtsfeld vorhandene Strahlung verstärkt. Da der zweite Effekt den Kontrast beeinflusst, der erstere jedoch bei Bestimmung der Sichtweite gemessen wird, können gelegentlich Diskrepanzen zwischen objektiv durch Extinktion gemessener und subjektiv beobachteter Sichtweite eintreten [29]. Im folgenden soll unter Sichtweite, eigentlich gedacht als die Entfernung, in der ein Objekt wegen mangelnden Kontrastes nicht mehr vom Hintergrund unterscheidbar ist, stattdessen stets die aus Extinktionsmessungen berechnete Entfernung verstanden werden, da diese Meßgröße von Sonnenstand, Bewölkung, Fremdlichtquellen usw. unabhängig ist. Diese Sichtweite wird definiert durch den Zusammenhang

$$\frac{|H_O - H_H|}{H_H} = e^{-\sigma E} \quad \text{Extinktionskoeffizient } (\sigma)$$

bei dem die Entfernung E so gewählt wird, daß der Kontrast mit 0.02 an der Sichtbarkeitsgrenze liegt und damit zur Normsichtweite SW wird, also

$$SW = \frac{-\log 0.02}{\sigma} = \frac{3.91}{\sigma}$$

so daß nur der Extinktionskoeffizient σ (zusammengesetzt aus Streuung, diffuser Reflexion und gegebenenfalls Absorption) die Sichtweite bestimmt. Naturgemäß werden bei dieser Definition - wie auch bei dem zugeordneten Meßvorgang - Sichtweitenbeschränkungen durch starken Regen oder Schneefall ebenfalls erfaßt.

Die oberste Grenze der Sichtweite in staubfreier Luft beträgt, bedingt durch die aus der Rayleighschen Streuung gegebenen Extinktionskonstanten

$$\sigma_{\lambda=0,375\mu} = 5,9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$$

etwa 70 km. Unterhalb von 1 km Sichtweite wird der meteorologische Nebel angesetzt. Weitere Einteilungen in Klassen ("dichter Nebel") usw. werden uneinheitlich je nach Anwendungsbereich gehandhabt. Im Hinblick auf die Flußschiffahrt schlägt R. Andrews [30] für Flußrauchen die Stufen "gering" (Sichtweite \geq 1000 m), "mäßig" (200 bis 1000 m) und "stark" (Sichtweite $<$ 200 m) vor, wobei "mäßig" die Schiffahrt bereits behindert. Der Flüssigwassergehalt reicht dabei von [31] ca. $0,01 \text{ g m}^{-3}$ bis 1 g m^{-3} mit häufigsten Werten um $0,1 \text{ g m}^{-3}$, ist also vergleichsweise gering zum Wasserdampfgehalt (11°C : 10 g m^{-3} ; 23°C : 20 g m^{-3}) gesättigter Luft.

Während aus Nebelkammerexperimenten bekannt ist, daß in kondensationskernfreier Luft erhebliche Übersättigungen notwendig sind, um Kondensation zu erzielen, sind in der bodennahen Luftschicht stets einige Kerne - auch in Reinluft - und bis zu 10^6 Kerne pro cm^3 in der Nähe von Industriestädten vorhanden [32]. Dabei hängt die Wirksamkeit eines Aerosols von dessen physikalisch-chemischen Eigenschaften stark ab [33]. Ladung (Größe, Form), Alter und Hygroskopizität entscheiden über die "Aktivität" als Kondensationskern. Diese Eigenschaften können wiederum durch meteorologische Ereignisse wie Sonnenlichteinfall oder Taufall bzw. Verdunsten von Nebeltröpfchen verändert werden [34]. Bereits Köhler [35] gab 1925 als Chloridgehalt in Regentropfen Konzentrationen von $3,6 \text{ mg/l}$ an. Neuere Messungen in Nebel [36] zeigen gleiche Größenordnung. Bei solchen Bedingungen ist eine Übersättigung nicht mehr erforderlich. Angaben zur tatsächlichen Feuchte bei einsetzender Kondensation schwanken zwischen 107 % (in Wolken) und Werten unter 100 %. Dabei ist zu beachten, daß eine scharfe Trennung der Sichtweitenreduktion infolge wachsender Aerosolteilchen mit steigender relativer Feuchte einerseits und Kondensation von Wasserdampf bei Sättigung andererseits nicht möglich ist. Ersteres findet merklich [37] bereits ab relativen Feuchten von 70 % statt und ist eingehend untersucht. Für relative Feuchten zwischen 75 % und 95 % wird für ein gegebenes (Misch-)Aerosol dabei die Gesetzmäßigkeit

$$\frac{SW(f_1)}{SW(f_2)} = \sqrt{\frac{1-f_1}{1-f_2}} \quad \text{relative Feuchte } (f_i)$$

angegeben. Es können dabei durchaus, wenn auch selten, Sichtweiten unter 1000 m erreicht werden. Allerdings schwanken die Wachstumsraten je nach Probe erheblich und zeigen Hystereseeffekte, so daß mehr als die obige Relativangabe generell nicht gemacht werden kann. Besonders im Bereich sehr großer relativer Feuchten ist der tatsächliche Durchmesser der Teilchen, von dem die Sichtweite nach [38]

$$SW = 3,9 \left(\sum_{i=1}^n \pi H_i N_i r_i^2 \right)^{-1}$$

abhängt, äußerst stark von den physikalisch-chemischen Eigenschaften des vorhandenen Aerosols bedingt. Gerade im Bereich von Luftfeuchten kurz vor der Sättigung sind zuverlässige Messungen jedoch schwer zu erhalten.

Unterschiede in der Lufttemperatur um 1 K - wie sie einzelne Pakete häufig aufweisen - würden bei gleichem Wasserdampfgehalt Schwankungen der relativen Feuchte um 6% bewirken. Selbst Modellrechnungen aus jüngster Zeit, die Sättigung als Schwelle zur Nebelbildung annehmen, sind bei Vergleichen mit tatsächlichen Beobachtungen genötigt, die bei diesen Beobachtungen festgestellten tatsächlichen Luftfeuchten als Startparameter für die Rechnung zu "adjustieren", damit das Einsetzen von Nebel durch das Modell richtig wiedergegeben wird [39].

Es bleibt zusammenzufassen, daß die "Kondensation" in der Natur ein inhomogen stattfindender Prozeß ist, gebunden an das Vorhandensein genügender Feuchtigkeit und das Vorhandensein ausreichender aktiver Kondensationskerne. Da die Kondensation umgekehrt das thermodynamische Verhalten der Luftmassen beeinflußt, ist nicht nur das Zustandekommen der Kondensationsbedingungen, sondern auch die Verdichtung von kondensierten Tröpfchen zu einem wirksamen Nebel eine Folge von meteorologischen Bedingungen, auf die im folgenden eingegangen wird.

Ein Anstieg der relativen Feuchte an einem gegebenen Ort kann erfolgen durch adiabatische Expansion von Luftmassen, Abkühlung durch Abstrahlung von Wärme oder Wärmeableitung an kalte Flächen, durch Mischung warmer und kalter Luftmassen infolge Nichtlinearität des Wasserdampfdrucks mit der Temperatur sowie durch direkte Einleitung

von Wasserdampf durch Verdunstung aus warmen, feuchten Oberflächen in kalte Luft. Da der Feuchteanstieg nicht die einzige notwendige Bedingung für die Ausbildung von Nebel ist, werden die Nebelarten zweckmäßig nach den meteorologischen Bedingungen [40] geordnet, die zu ihrem Zustandekommen führen und obige Vorgänge einschließen:

I. Luftmassennebel

A. Advektionsnebel

- 1) entstanden durch Transport warmer Luft über kalten Oberflächen
 - a) Land-Seebrisen (Monsunnebel)
 - b) Seenebel
 - c) Tropischer Nebel
- 2) entstanden beim Transport kalter Luft über warme, verdunstende Oberflächen
 - a) Dampfnebel, Seerauch, Flußrauch, Frostrauch.

B. Strahlungsnebel

- 1) Bodennebel (Senkungsnebel)
- 2) Inversions-Hochnebel

C. Advektions-Strahlungsnebel (Maritimer Nebel)

D. Aufstiegsnebel

II. Frontnebel (Mischungsnebel)

A. Warmfrontnebel

B. Kaltfrontnebel

C. Frontendurchzugsnebel

I.A.1a) Land-Seebrisennebel herrscht im Küstenbereich vor, wenn im Sommer warme Kontinentalluft auf kalte Seefläche trifft oder im Winter warme Seeluft über kaltes Land streicht (hier ist allerdings die Strahlung stark beteiligt, so daß ein eigener Typ, I.C.) vorliegt. Gelegentlich können die Nebelluftmassen im Sommer auf Land zurücktransportiert werden und weitverbreitet anhaltenden Nebel verursachen.

I.A.1b) Luftmassen werden über Flächen verschiedener Wassertemperatur transportiert. Über Land bedeutungslos.

- I.A.1c) Warme, tropische Luft wird bei größeren Windgeschwindigkeiten nach höheren Breiten über dort lagernde Kaltluft transportiert. Häufig entsteht nur eine leichte Opaleszenz in Tallagen, bei orographischem Anstieg der Luftmassen kann jedoch auch bei höheren Windgeschwindigkeiten dichter Nebel eintreten, bevorzugt im Winter.
- I.A.2a) Die Namen Dampfnebel, Flußrauch, Seerauch oder Frostrauch sind regional unterschiedlich verwendete Synonyma für das Phänomen der Nebelbildung in Luftmassen, die über wärmeren, feuchten Oberflächen nahezu ruhen. Die aus der feuchten Oberfläche austretenden Wassermengen können in entsprechend kalter Luft zu einer vorübergehenden Übersättigung und Kondensation führen. Das typische Erscheinungsbild sind wenige hohe Schwaden direkt über der Oberfläche, die sich nach oben schnell auflösen, da die Erwärmung der untersten Luftschichten an der Oberfläche durch Konvektion und durch die Kondensation die Luftmassen in der Regel rasch durchmischt. Bei extrem stabiler Schichtung mit einer Bodeninversion entstehen höherreichende, wandernde Schwaden; bei laufendem Zustrom kalter Luftmassen mit diesen Schichtungseigenschaften (z.B. durch Schwerströmungen) kann ein anhaltender, im Mittel dichter Schwadennebel gebildet und auch an Land transportiert werden. Der dort vorzugsweise anzutreffende Nebel entspricht jedoch nicht diesem Typ, sondern ist als Strahlungsnebel einzustufen, dessen Bildung durch die Zufuhr der durch Verdunstung angefeuchteten Luft unterstützt wird. Hochreichender, dichter Dampfnebel wird nur von arktischen Gegenden oder bei extremen Temperaturdifferenzen bei Kühlteichen berichtet [41a, b; 42].
- I.B.1) Strahlungsnebel (Bodennebel) entsteht bei bodennaher Inversion bei klarem Himmel infolge strahlungsbedingter Abkühlung des Bodens bei geringen Windgeschwindigkeiten und nachfolgender Kühlung der bodennahen Luftschichten. Dabei ist die konduktive Kühlung nur in der Lage, in einer Nacht ca. 50 cm zu erreichen, so daß leichte Turbulenz notwendig ist, um höherreichende Nebelschichten zu erzeugen. Bei zunehmendem Feuchtegehalt der Luft tritt der direkte Strahlungsaustausch der Luft bzw. des Wasserdampfes mit dem Weltraum in den Vordergrund, so daß die weitere

Strahlungskühlung des Bodens unterbunden wird und der Strahlungsnebel in Form von leicht vom Boden abgehobenen Bänken auftritt; Bildung von Strahlungsnebel kann durch Zufuhr von Wasserdampf nahegelegener wärmerer, feuchter Oberflächen - Wasserflächen selbst bleiben häufig nebelfrei - unterstützt werden, ebenso wie durch Luftverschmutzung, die neben der Bereitstellung von Kondensationskeimen auch am Strahlungshaushalt mitwirkt.

I.B.2) Luftverschmutzung liefert den wichtigsten Beitrag beim Inversionshochnebel, da die Partikeln häufig lange vor Eintritt von Nebel in der Inversionsschicht angesammelt werden und den Strahlungsaustausch dort massiv beeinflussen.

I.C. Meeresluftmassen zeichnen sich durch eine Schichtung aus, die von der verdunstenden, im Winter relativ warmen Meeresoberfläche bestimmt wird. Beim Transport dieser Luftmassen über kaltem Land wird das Strahlungsgleichgewicht der Luftschichten gestört sowie die konvektive Wärmezufuhr unterbunden und es kommt zu Sprühen, Schauern und Nebelbildung. Nebel dieser Art kann bei zum Teil erheblichen Windgeschwindigkeiten lange andauern und beträchtliche Höhen erreichen.

I.D. Aufstiegsnebel ist an orographische Strukturen gebunden, die die Luftmassen beim horizontalen Transport vertikal auslenken, dadurch einen Druckabfall in den Luftmassen bewirken, der zur Kondensation führen kann. Örtliche Zirkulationsströmungen zeigen ähnliche Folgen.

II. Kondensationsvorgänge an Frontengrenzen finden überwiegend in größeren Höhen statt und sind dort für das Wettergeschehen bedeutend. In Bodennähe werden diese Mischungsgebiete seltener getragen, der Mischungsvorgang ist dann überwiegend schnell, so daß eventuell entstehender Nebel von kurzer Dauer und Quererstreckung ist. Wegen begleitender Umstände wie Niederschlag mit nachfolgender Verdunstung, Bestehen einer Front aus maritimen oder tropischen Luftmassen, ist eine reine Klassifizierung häufig nicht möglich oder eine Einordnung als Frontennebel nicht sinnvoll,

da die Merkmale anderer beschriebener Klassen weit deutlicher hervortreten als der Effekt eines Frontendurchzugs. Typische Formen des Frontennebels sind:

II.A. Warmfrontnebel -

- 1) Vor der Warmfront entsteht ein Niederschlagsfeld, das die dort liegende Kaltluft sättigt. Der oft abrupt folgende Druckfall begünstigt zusätzlich Nebelbildung, der besonders bei scharf ausgeprägten Fronten dicht sein kann und Längenausdehnungen bis zu 150 km bei Breiten unter 50 km recht plötzlich erreicht. Sobald die Warmluft das Gebiet in Bodenhöhe erreicht, löst sich der Nebel auf. Dies kann an natürlichen Hindernissen, die den Luftmassenaustausch behindern, unterblieben. Besonders bei zuvor stark ausgekühltem Boden kann so auch ein Frontenrückseitennebel lokal bestehen bleiben.

B. Kaltfrontennebel -

Kurz vor der Kaltfront wird bei Vorhandensein tropischer Luftmassen durch allgemeinen Druckfall und Transport von Luftmassen in Gebiete geringeren Drucks eine adiabatische Kühlung ausgelöst, die zu Übersättigung führen kann.

C. Frontendurchzugsnebel -

Hierunter werden Stratuswolken im Frontensystem verstanden, die oft in Begleitung starken Windes bis zum Boden reichen. Dies tritt relativ selten ein, bevorzugt über schneebedecktem Kontinent oder nördlichen Seegebieten sowie im Gebirge. Im Falle von Kaltfrontdurchzügen können in der Folge maritime Nebel auftreten.

Am Standort Rheinhausen im Bereich der Meßstelle dürften nennenswerte Beiträge nur die Typen I.A.1c), I.A.2a), I.B.1), I.C. und II.A.-C. liefern. Davon können flußbürtig sein die Typen I.A.2a) und I.B.1) (Flußrauchen und Strahlungsnebel). Eine Bevorzugung der Typen II. als Frontenrückseitennebel gegenüber der Umgebung ist aufgrund der topographischen Besonderheiten des Flußlaufs ebenfalls möglich.

4.2 Erfassung der Meßwerte

Gemessen wird die Sichtweite in Rheinhausen am Mast im Rhein, 60 m von der Uferbankkante entfernt. Die Meßhöhe folgt dem Wasserstand, die Meßstrecke liegt gleichbleibend 2,20 m über der Wasseroberfläche. Zur Verwendung gelangt ein Transmissionsmeßgerät mit einem Umlenkspiegel, so daß in einer V-förmigen Anordnung der Meßweg viermal durchlaufen wird. Die gesamte Meßstrecke beträgt damit 25,32 m. Optikkopf, Reflektor und Umlenkspiegel sind jeweils von einem Tubus vor Staubansammlung und durch Beheizen vor Beschlagen geschützt. Kein Schutz existiert gegen Bildung von Spinnweben, Vogelbesuch (inklusive Nistversuche) und Schneeablagerung bei extremen Schneetreiben. Der Meßwert wird im Laufe des 10-Minutenprotokolls zehnmal abgefragt und gemittelt. Die Eigenschwankungen der Meßgeräteanzeige, ca. 5 %, wird so auf 1,6 % reduziert, der Reststrom bei völliger Abschattung bei der Computerauswertung abgezogen.

Der größte Fehler wird jedoch durch die mechanische Verformung des Gittermastauslegers in die Messung hineingetragen. Er schlägt sich in einem langsamen Nachlassen der ausgegebenen Transmissionsmeßwerte nieder, so daß die durch Nacheichung noch mögliche Auswertung am Ende eines Wartungsintervalls nur eine geringere Auflösung erreicht. Mechanische Nachjustierung des Strahls stellt dann den ursprünglichen Zustand wieder her. In den Monaten mit besonders ausgeprägter Sonneneinstrahlung ist bei klarer Sicht, wenig Wind und unbedecktem Himmel ein Tagesgang in der Verformung der Aufhängung zu berücksichtigen, die einen Meßeffect von bis zu -7 % des Transmissionstagesmittelwertes gegen 12 Uhr und gegen 18 Uhr einen solchen bis zu +5 % vortäuschen kann. In Nebelsituationen oder bei bedecktem Himmel fehlt dieser Tagesgang fast vollständig, so daß es ausreicht, den Schönwettereffect bei der Auswertung zu unterdrücken. Ausgenommen werden von der Auswertung müssen Intervalle mit Wartungstätigkeit, da hier häufig Abschattungen des Strahls erfolgen. Nach Auswahl der zuverlässigen Meßzeiträume (mindestens 1/4 der maximal möglichen Auflösung wird gefordert) von Hand werden die Meßgerätedriften durch tägliches Nacheichen kompensiert, indem das maximale Stundenmittel eines Tages ausgesucht wird und dieser Wert als 105 % Transmission dieses Tages angesetzt wird. Mit dieser Methode kann davon ausgegangen werden, daß tatsächlich, wie bei der gewählten Basis erforderlich, ab 95 % Transmission die Sichtweite mit Sicherheit unter 1000 m liegt. Diese und weitere Marken wurden durch zahlreiche Augenbeobachtungen überprüft und sind im allgemeinen zuverlässig. Theoretisch könnte ein Fehler entstehen,

wenn innerhalb eines ganzen Tages niemals die Sicht für wenigstens eine Stunde klar würde, da dann eine zu hohe Transmission angegeben werden würde. Die errechneten Korrekturfaktoren verhalten sich jedoch monoton steigend und ändern sich bis zur nächsten Wartung jeweils nur um geringe Beträge, so daß ein solcher Fehler, falls er aufgetreten wäre, hinreichend klein sein muß. Weiterhin werden diejenigen wenigen Einzelwerte, die sich um mehr als -10 %* von beiden Nachbarn unterscheiden, durch deren Mittelwert ersetzt, da hier Abschattung durch Vogelflug zu vermuten ist. Solche Fälle sind selten und weichen sehr deutlich vom übrigen Bild der Meßwerte ab; einige restliche Meßpunkte werden auch dadurch nicht bereinigt (offenbar bei Verweildauern von Objekten im Strahl zwischen zwei Protokollen) und schließlich von Hand aus der Auswertung entfernt. Auf diese Art der Meßwerterfassung und -behandlung wird schließlich eine Datenfolge erhalten, die eine sichere Einteilung in mindestens 6 Sichtweitenstufen zuläßt. Dabei können noch kleinere Fehlzuordnungen durch teilweise Abschattung des Strahls durch Insekten, starken Regen und Schneetreiben im Datensatz enthalten sein, die sich mit Mitteln der Datenverarbeitungen nicht mehr berichtigen lassen, da keine allgemein anwendbaren eindeutigen Kriterien hierfür angebar sind. Die Zahl dieser Werte kann an Hand derjenigen Protokollwerte, bei denen übrige Parameter Nebelbildung klar ausschließen, (sehr geringe Luftfeuchte, kontinuierliche große Strahlungsbilanz, kein Ansprechen des Niederschlagsmelders über längere Zeit) auf höchstens 0,1 % des Werteensembles abgeschätzt werden. Sie wurden jedoch in den folgenden Auswertungen belassen, da sie einerseits bei großen Zahlen nicht ins Gewicht fallen, andererseits bei kleinen Zahlen dem Leser selbst auffallen werden und ihm die Möglichkeit der Abschätzung geben. Im übrigen könnte ein Entfernen nur der erkennbar falschen Werte bei gleichzeitig notwendigem Verbleiben einer proportionalen Zahl nicht erkennbar falscher Werte die statistische Interpretation unzulässig beeinflussen.

Zusätzlich zu den Transmissionswerten wurden die Meßwerte Windgeschwindigkeit an der Meßstelle in 0,8 m über dem Wasser, relative Feuchte, Lufttemperatur, Niederschlagsdauer, Wassertemperatur und vergleichsweise auch relative Feuchte am Ufer in 40 m Höhe herangezogen. Dabei wurde stets der zugehörige 10-Minuten-Mittelwert verwendet, mit Ausnahme der Niederschlags-

* Dies entsteht z.B. dann, wenn während der 10 Abfragen der Strahl einmal voll abgeschattet war. Einsetzender Nebel, auch einzelne Schwaden, ändern den 10-Minuten-Mittelwert in allen vorliegenden Fällen um höchstens 5 ... 7 %.

dauer. Das entsprechende Meßgerät besteht aus dachförmig angeordneten Isolierplatten mit kammförmig ineinandergreifenden Leiterbahnen. Neigung des Daches, Oberfläche und Beheizung sind so abgestimmt, daß ein einzelner Tropfen etwa während einer Minute verdampft. Kondensation ist durch leichte Übertemperatur ausgeschlossen, während nässender Nebel das Gerät zeitweise zum Ansprechen bringt. Es wird jede Minute abgefragt und die Zahl der "Naß"-Abfragen während der 10-Minuten als Ergebnis ausgegeben. Ein typischer Regenschauer beginnt so mit einer Zahl zwischen 1 und 10, es folgt eine Reihe von Meßwerten mit 10 und schließt mit einer unregelmäßigen Folge von kleineren Zahlen. Bei nässendem Nebel hingegen ergeben sich häufig kurze zusammenhängende Folgen von kleineren Zahlen mit einzelnen Unterbrechungen. Ein einmaliges kurzes Ansprechen des Niederschlagsmelders findet bei Nebel relativ häufig statt. Dieses Verhalten kann wohl gewisse Hinweise auf die jeweilige Art des Nebels geben, ist aber wegen der starken Unregelmäßigkeit für eine statistische Einordnung der gesamten Werte nicht brauchbar.

Die Windwerte werden mit einem 3-Schalensternanemometer gemessen, dessen Anlaufschwelle bei 0,2 bis 0,3 m/sec liegt. Vergleichende Untersuchungen sind somit bis zu sehr kleinen 10-min Mittelwerten hin verlässlich möglich.

Die Lufttemperatur wird mit Pt 100-Widerständen in einer natürlich belüfteten Kalotten-Strahlungsschutzhütte gemessen. Bei Windstille und starkem Strahlungseinfall sind somit Meßfehler möglich, die bei Nebellagen jedoch an entscheidender Stelle nicht in die Statistiken eingehen.

Die Luftfeuchte wird mit LiCl-Fühlern in einer Labyrinthhütte gemessen. Bei Berechnung der relativen Feuchte aus diesem Meßwert und der Lufttemperatur ergibt sich, daß relative Feuchten größer 90 % sehr selten und über 95 % fast nie registriert werden. Über die Schwierigkeiten, mit LiCl-Fühlern relative Feuchten nahe 100 % zu erfassen, ist schon verschiedentlich berichtet worden [43], [44]. Dabei geben die Autoren recht unterschiedliche Schwerpunkte an; so etwa zu schwache Heizung, zu starke Belüftung, inhomogene LiCl-Beschichtung, chemische Verunreinigung und Nichtlinearitäten aus dem dynamischen Verhalten des Fühlers. Eigene Messungen im Klimaschrank ergaben, daß die Lage von Kalibrierungspunkten, unabhängig von der jeweils gewählten Belüftung, durchaus auch noch vom eingestellten Temperaturniveau abhängt. Analog dazu zeigt auch die nahezu scharfe Grenze der oberen Meßwerte der relativen Feuchte in Rheinhausen einen jahreszeitlichen Gang. Abhängigkeiten in Bezug auf Windgeschwindigkeiten, Wartungstätigkeit oder

Beheizung konnten hingegen nicht gefunden werden. Eine grundsätzliche Überlegung, die in der Literatur bisher nicht wiedergefunden wurde, sollte hier noch angefügt werden. Ein Volumen feuchter Außenluft, das Zugang zum LiCl-Fühler gewinnt, wird infolge dessen wesentlich höherer Temperatur stark erwärmt und dehnt sich demzufolge aus. Das Differenzvolumen entweicht und mit ihm der entsprechende Anteil an absoluter Feuchte. Wegen der Nichtlinearität der Temperaturdampfdruck-Beziehung ist die somit am Fühler feststellbare relative Feuchte stets geringer als außerhalb. Dieser Effekt wird bei einer bestimmten Temperatur bei der Kalibrierung berücksichtigt, bei anderen muß er, besonders bei hohen Feuchte, die jeweils auch gleichzeitig hohe Konversionstemperaturen am Fühler bedeuten, einen Fehler verursachen. Da die in Betracht kommenden Volumina nicht definiert sind - sie hängen von der Konvektion am Fühler und dem Luftzutritt ab - ist eine Korrektur ohne eingehende Untersuchungen nicht möglich.

Die sich im Zusammenhang mit Nebelmessungen stellende Frage, ob der Wassergehalt der Tröpfchen mitgemessen wird oder nicht, ist angesichts der Ungenauigkeit des Fühlers sowie des kleinen Verhältnisses Flüssigkeit- zu Dampfgehalt nahezu bedeutungslos. Es kann jedoch vermutet werden, daß die Tröpfchen - außer bei nässendem Nebel - in das Labyrinth mitgerissen werden, dort verdampfen und mitgemessen werden. Generell wäre bei Untersuchungen zu Nebelfragen eine exakte Feuchte- und Flüssigwasserbestimmung wünschenswert. Es bleibt jedoch festzustellen, daß andere meteorologische Standard-Feuchtemeßverfahren im Bereich kondensierender Feuchte ebenfalls fehlerhaft arbeiten, zumeist in dem Sinne, zu hohe Feuchten anzuzeigen: eine Haarharfe wird naß, ein trockenes Thermometer beschlägt und wird damit gleich dem feuchten, Ly-a-Meßgeräte beschlagen oder werden durch Nebelstreuung gestört. Solange Meßwerte nahe 100 % nicht als Absolutmessung verstanden werden, können somit wegen der hinreichenden Reproduzierbarkeit auch die LiCl-Werte mit Einschränkungen zu Vergleichszwecken verwendet werden.

Eine Einschränkung ergibt sich aus der Beobachtung, daß besonders bei sommerlichem Strahlungsnebel in über der Hälfte aller Fälle die größte relative Feuchte bei Verschwinden des Nebels registriert wird (typisch: 87 %-Meßwert während der Nebelndauer und 92 % im Moment des Aufklarens). Allerdings könnten solche Effekte auf die unterschiedlichen Meßhöhen über Wasser zurückzuführen sein. Die Sichtweite und die Niederschlagsdauer wurden in 2,20 m erfaßt, die Luftmessungen werden in 0,8 m Höhe durchgeführt.

4.3 Auswertungen der Meßergebnisse

Zweckmäßigerweise werden die Sichtweite-Meßdaten zunächst in einer Übersichtsform dargestellt (Abb. 4.1). Aufgetragen sind die mittleren Monats-Tagesgänge des Jahres 1976 für 4 Transmissionsstufen mit $Tr \geq 100\%$ (klare Sicht), $100\% \geq Transmission \geq 95\%$ (leichte Trübung), $95\% \geq Transmission \geq 90\%$ (Sichtweite zwischen 1000 und 670 m) sowie $Transmission \geq 90\%$. Von den vorhandenen brauchbaren Meßdaten eines Monats wird jeweils stundenweise der prozentuale Anteil an den obigen Sichtweitenstufen ermittelt. Zusätzlich wird die zur Stunde gehörige monatliche Meßrate durch Punkte angegeben, da z.B. systematische Abschaltungen oder Wiederstarts des Meßwerterfassungssystems zu bestimmten Tageszeiten Einfluß auf die Tagesgangdarstellung haben könnten. Hierzu muß angemerkt werden, daß in den Monaten April, Juli, August und September die Stillstandzeiten überwiegend zusammenhängend waren. Somit sind die dargestellten Verläufe nicht auf mehr oder weniger stichprobenartige Messungen, sondern auf Teile dieser Monate bezogen.

Bei vergleichender Betrachtung der Monate fällt der Übergang von tageszeitlich nahezu gleichverteiltem Nebelauftreten in den Wintermonaten zu ausgeprägten Tagesgängen in den Sommermonaten auf. In der Tat sind in den Monaten Januar - Februar Nebelereignisse beteiligt, die über einen oder mehrere Tage andauern und nur durch den bevorzugten Beginn und Ende in der Statistik einen schwachen Tagesgang bewirken. Weiterhin ist abzulesen, daß die mittlere Nebelhäufigkeit über dem Rhein im Jahre 1976 keineswegs im "dichterisch.vielzitierten" Nebelmonat November, sondern im Februar - März ihr Maximum erreichte. Die gemessenen mittleren Monatsanteile sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt: (Tabelle 4.2)

% der Meßzeit:	Jan.	Feb.	Mrz	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.
keine klare Sicht	41,7	50,7	62,5	62,1	20	15	11,3	~ 2	~ 2	27,7	20,4
Sichtweite unter 1000 m	20,5	47,5	23,8	26,3	0,1	--	6,0	--	--	12,5	9,7
Sichtweite unter 670 m	3,9	13,9	15,8	6,3	--	--	0,9	--	--	4,0	5,5

In den oberen Werten sind die geringeren Sichtweitenanteile jeweils mit eingeschlossen. In den Monaten Mai, Juni ergeben sich Unsicherheiten bezüglich der Einschätzung der mittäglichen Dunstmessungen als Meßfehler

oder tatsächliche Trübung, da ausgeprägter Nebel (Sichtweite unter 1000 m) nicht vorhanden war. Aufgrund anderer Meßdaten wird angenommen, daß der unter 4.2 aufgeführte Meßfehler zumindest wesentlich beteiligt ist. In den Monaten Juli - September tritt er klar und deutlich getrennt von tatsächlichen Trübungen auf und kann mit Sicherheit eliminiert werden.

Die Untersuchungen an diesen Daten wurden eingeleitet mit einem Kalender-Uhrzeit-Meßwertausdruck, bei dem aus Platzgründen je zwei 10-Minutenprotokolle zu einem Mittelwert zusammengefaßt wurden und der Wert, nach zehn Stufen eingeteilt, durch ein Symbol unterschiedlichen Schwärzungsgrades dargestellt wurde. In dieser Darstellungsweise werden typisch wiederkehrende Tagesverläufe, Wetteränderungen und länger anhaltende Wetterlagen besonders deutlich. Zum direkten Vergleich mit dem Nebelverlauf wurden ausgewählt die Verläufe von Windgeschwindigkeit in 0,8 m über Wasser, die relative Feuchte in dieser Höhe, die Differenz der relativen Feuchten von 0,8 und 40 m Höhe (vom Ufermast), der Niederschlagsanzeige und der Temperaturdifferenz Luft (0,8 m) und Wasser. Eine sorgfältige Analyse ergab, daß eine eindeutige Zuordnung zu den in 4.1 aufgeführten Nebelarten nur in seltenen Fällen und zumeist nur unter Heranziehung weiterer Meßdaten aus den vollständigen Ausdrucken möglich ist. Jedenfalls wäre die Zahl zu gering geworden, um mit statistischen Methoden relevante Parameter zu ermitteln. Weiterhin konnte festgestellt werden, daß bei den untersuchten Größen keine ausgeprägten Schwellwerte existieren, bei deren Über- oder Unterschreitung sich die Nebelhäufigkeit sprunghaft ändern würde. Es fanden sich sogar häufig durchaus vergleichbare Parameterkonstellationen, die jeweils sehr verschieden mit Nebel gekoppelt waren. Insbesondere war aufgrund der Feuchtemessungen in 0,8 und 4,0 m Höhe keine Trennung zwischen Boden- und höherreichendem Nebel möglich, da bei gemessenem Nebelvorkommen die Luft in 40 m Höhe nie so trocken war, dort Nebel auszuschließen.

Wenn schon die Frage, ob Nebel überhaupt vorliegt oder fehlt durch Ablesen von Parameterkombinationen nur der Wahrscheinlichkeit nach beantwortet werden kann, so folgt, daß der Wert der Sichtweite breiten Streuungen unterliegt, wenn er als Funktion solcher Parameter dargestellt wird. In Übereinstimmung mit [45] kann gesagt werden, daß Beziehungen der Art $SW = f(P_1, P_2, \dots, P_n)$ stark vom gewählten Zeitraum (dort auch vom Ort) abhängen und somit zu keiner allgemein gültigen Aussage führen. Offenbar

war selbst der 18 nebelpezifische Parameter umfassende Datensatz von [45] nicht ausreichend, die Gesetzmäßigkeit der Sichtweite vollständig zu beschreiben, so daß "quasi zufällige" Abhängigkeiten erhalten bleiben. Bei den weiteren Auswertungen der Meßwerte von Rheinhausen wurde dieser "Zufälligkeit" dadurch Rechnung getragen, daß nicht die Sichtweite selbst, sondern die relative Häufigkeit des Eintretens von sechs Sichtweistestufen untersucht wurden. Es wurde ermittelt, welchen prozentualen Anteil jeder der sechs Stufen an der Gesamtzahl der Messungen hatte, die in ein Intervall einer natürlich variierenden Größe fielen. Als Größen wurden die Windgeschwindigkeit, die relative Feuchte und die Temperaturdifferenz Luft-Wasser verwendet; die Untersuchungen wurden in monatlichen Abschnitten vorgenommen. Auf diese Weise werden Histogramme erhalten, die die relative Aufteilung der gemessenen Sichtweiten in die gewählten Stufen bei selten eingetretenen Werten der untersuchten Variablen mit dem gleichen Gewicht wiedergibt wie die relativen Aufteilungen bei häufig angenommenen Werten.

Im Falle der Wind- und Feuchteabhängigkeitsuntersuchungen wiesen erwartungsgemäß die Wertebereiche kleiner relativer Feuchten keine und die höheren Windgeschwindigkeiten geringe Nebelhäufigkeit auf. Darüberhinaus zeigten jedoch die Verteilungen der relativen Häufigkeiten aller sechs Sichtweistestufen stark schwankende Werte innerhalb der Variablenintervalle. Im monatlichen Vergleich waren keine Ähnlichkeiten festzustellen, so daß ein typisches "Bild" oder "Muster" durch die Histogrammdarstellung nicht geliefert wurde. Alle Werte, die mit Nebelaufreten gepaart vorkommen, werden weitaus häufiger auch ohne Nebel angetroffen und Wertebereiche, bei denen in einem Monat eine bestimmte Sichtweistestufe bevorzugt anzutreffen zu sein scheint, zeigen im nächsten völlig andere Verteilungen. Gänzlich andere Resultate werden dagegen bei den Histogrammen mit der Temperaturdifferenz Luft-Wasser als Variable erhalten. Die relativen Häufigkeiten der sechs Sichtweistestufen ändern sich nahezu stetig von Intervall zu Intervall, so daß "Kurvenzüge" gebildet werden. Das entstehende "Muster" kehrt in groben Zügen monatlich wieder und hängt kaum von kleineren Veränderungen des untersuchten Zeitabschnittes ab. So wurden in Abb. 4.2-1 bis 4.2-5 je zwei Monate zusammengefaßt. Die Intervallgröße auf der ΔT -Achse wurde zu 1 K gewählt; die Sichtweistestufen wurden eingeteilt in:

Sichtweiten- benennung	Transmission Tr	Kurzbezeichnung im Text	Kennzeichnung in der Abb.
klar	TR > 100%		weiß
leichter Dunst	100% > TR > 95%		hellgrau ~ 10%
1000m > SW > 670m	95% > TR > 90%	Stufe 1	grau ~ 30%
670m > SW > 220m	90% > TR > 70%	Stufe 2	grau ~ 50%
220m > SW > 100m	70% > TR > 50%	Stufe 3	dunkelgrau ~ 70%
100m > SW	50% > TR	Stufe 4	schwarz

Das Muster der Verteilungen zeigt im Mittel folgenden Verlauf: Die relativen Häufigkeiten von Sichtweiten unterhalb "leichter Dunst" und "Stufe 1" beginnen bei positiven Differenzen und steigen näherungsweise linear bis parabelförmig nach kleineren ¹⁾ ΔT -Werten an. Sie erreichen den 100%-Anteil an den Meßwerten einige Grade vor der Grenze der vorkommenden Werte.

Sichtweiten unterhalb der Stufen 3 und 4 sind in ihrer relativen Häufigkeit etwa glockenförmig um Werte negativer Temperaturdifferenz verteilt; sie treten relativ sehr selten bei stark negativen Werten auf. Die Hüllkurve der Sichtweithäufigkeit der Stufe 2 und unterhalb vermittelt zwischen diesen Typen von Kurvenzügen und zeigt dabei die meisten Unregelmäßigkeiten.

Die hauptsächlichsten Unterschiede in den Verteilungen bei einzelnen Monatsgruppen liegen sowohl in den Steilheiten der Anstiege als auch in den jeweiligen Luft-Wasser-Temperaturdifferenzwerten, bei denen die Anstiege beginnen. Ein großes Maß an Deckung von Flächen gleicher Sichtweitenstufe wird jedoch erreicht, wenn die Verteilungen längs ihrer ΔT -Achse verschoben aufeinandergelegt werden. Die hierbei vorzunehmenden Verschiebungen lassen gleichzeitig auch die Schwerpunkte ²⁾ in der Temperaturdifferenzhäufigkeitsverteilung (Häufigkeit der ΔT -Werte ohne Berücksichtigung der Sichtweite) aufeinanderfallen.

Um Advektions- oder Frontennebel in den Darstellungen etwas zu unterdrücken, wurden weitere Auswertungen der gleichen Art unternommen, bei denen nur Fälle

¹⁾ kleine Differenz (kleiner ΔT -Wert) heißt im folgenden großer negativer Wert

²⁾ Pfeil

einbezogen wurden, bei denen der 10-Minuten-Mittelwert der Windgeschwindigkeit in 0,8 m Höhe kleiner als 1,5 und 0,7 m/sec war. Erwartungsgemäß steigt dabei die so eingeschränkte relative Nebelhäufigkeit in allen Monaten und in fast allen Temperaturintervallen, aber die sich ergebenden Änderungen sind jahreszeitlich sehr verschieden (Tab. 4.3). Die geringsten Änderungen erfolgen in den Monaten Mai, Juni und Juli, in denen sowieso das Auftreten von Strahlungsnebel stark ausgeprägt ist. Allerdings ist festzustellen, daß durch die Beschränkung der Windgeschwindigkeit durchaus auch in diesen Monaten Nebelergebnisse ausgesondert werden, allerdings eben im etwa gleichen Verhältnis wie Fälle mit klarer Sicht. Ähnlich ist auch das Resultat in den Monaten Oktober-November. Hier kann beobachtet werden, daß der Anteil sehr geringer Sichtweiten (Stufen 3 und 4) an der relativen Häufigkeit nahezu unveränderlich bleibt, während leichter Dunst und Stufe 1 am stärksten zunehmen. In den Monaten Januar-Februar treten die Häufigkeiten der Stufen 3 und 4 anteilig in der Auswahl Windgeschwindigkeit kleiner 1,5 m/sec am stärksten hervor und verschwinden in der Auswahl Windgeschwindigkeit kleiner 0,7 m/sec nahezu gänzlich zugunsten der Stufe 1 und Dunst. In den Monaten März-April sind die Stufen 3 und 4 dagegen anteilig bei der Auswahl kleiner Windgeschwindigkeiten stärker vertreten, wohingegen die Anteile der Stufe 1 und Dunst nur wenig mit der Beschränkung der Windgeschwindigkeit zunehmen. Die größten Verschiebungen finden jeweils im Bereich mäßig kleiner Temperaturdifferenzen Luft-Wasser statt. Im Bereich sehr kleiner Differenzen entfallen häufig die ohnehin wenigen vorhandenen Beobachtungen und/oder es ergeben sich kaum Verschiebungen in der Häufigkeitsverteilung.

4.4 Diskussion der Auswertungen

In 4.1 wurde als physikalische Erklärung zur Bildung von Nebel der Anstieg der relativen Feuchte mit folgendem Aerosolwachstum und Kondensation genannt. Daher überrascht es zunächst, daß die Häufigkeit des Eintretens von Nebel - nach Sichtweiteklassen gestuft - nur geringe Korrelation zu den Werten der relativen Feuchte aufweist. In der Tat weist das Parameterfeld, in dem die Meßwerte Sichtweite und relative Feuchte direkt gegeneinander aufgetragen werden, eine Art "Grenzlinie" auf, die angibt, daß bei dichtem Nebel auch

hohe Werte der Feuchte gemessen werden. Umgekehrt treten die meisten Meßwerte hoher Feuchte jedoch bei besserer und guter Sicht auf. Im übrigen zeigen sich diese "Grenzlinien" stark abhängig von der Wahl des wiedergegebenen Meßzeitraums. Feuchte ist also lediglich eine Voraussetzung für Nebel, aber kein gutes Maß für dessen Häufigkeit.

Weiterhin wurden in 4.1 eine Reihe meteorologischer Bedingungen aufgeführt, nach denen Nebel klassifiziert wird. Mit Ausnahme der Typen I A 1 c (Tropischer Nebel), I A 2 (Flußrauchen), I C (Maritime Nebel), II A (Warmfrontnebel) ist bereits mit der Entstehung des Nebels ein Fallen der Lufttemperatur notwendig verknüpft. Umgekehrt ist die Auflösung oder der Abtransport des Nebels fast stets mit einem Steigen der Lufttemperatur gekoppelt.

Nun ist die Wassertemperatur eine Größe, die eng mit der mittleren Lufttemperatur korreliert ist. Die Bildung der Differenz zwischen der aktuellen Luft- und der Wassertemperatur als natürliche Vergleichsvariable zur Nebelhäufigkeit stellt daher vor allem den Vergleich zur aktuellen Lufttemperaturschwankung her. Nur im Falle I A 2 (Flußrauchen) wird der Temperaturdifferenz selbst eine ursächliche Wirkung auf die Nebelbildung zugeschrieben; das Einsetzen von höherreichenden Schwaden soll jedoch erst bei sehr kleinen ΔT -Werten (um -10 K) nennenswert beobachtbar sein. Die vorhandenen Meßwerte zeigen jedoch, daß die relativen Häufigkeiten der Sichtweitestufen auch in diesen ΔT -Bereichen die bei größeren ΔT -Werten festzustellenden Tendenzen stetig fortsetzen. Eine Erhöhung der Nebelhäufigkeit durch Flußrauchen kann also - in diesen Untersuchungen des thermisch nahezu unbelasteten Rheins - nicht abgelesen werden. Augenbeobachtungen in den späten Abendstunden zeigten auch, daß Flußrauchschwaden in der Regel eine Höhe von 30 cm einhielten und nur gelegentlich in Höhen von 100 cm getragen wurden. Damit erreichen sie nicht die Höhe der Meßanordnung. Wenn jedoch auch beim Flußrauchen die relativen Häufigkeiten nicht sichtbar beeinflußt wurden, muß bei der Temperaturdifferenzdarstellung zunächst davon ausgegangen werden, daß die gleiche Änderung des ΔT -wertes, entweder durch Luft- oder durch Wassertemperaturänderung bedingt, durchaus unterschiedlichen Einfluß auf den Häufigkeitswert einer Sichtweitenstufe hat. Dies zeigt am deutlichsten ein Vergleich einer Frühjahrsverteilung (mit winterkaltem Wasser) mit der herbstlichen Verteilung (bei sommerwarmem Wasser).

5. KONSEQUENZEN UND EMPFEHLUNGEN

5.1 Wärmeaustausch

Die bisherigen Auswertungen zur Wärmeübergangszahl haben gezeigt, daß zur Einengung der Streubreiten weiterführende Messungen unter Veränderungen der Anordnung der Meßorte vorgenommen werden sollten. Dies würde diejenigen Einflüsse erfassen und zu eliminieren gestatten, die durch die besonderen Verhältnisse am Meßort (Turbulenzwalzen nahe der Uferzone, stetige Auf- oder Abwinde) zustandekommen.

Darüberhinaus lassen Untersuchungen im Windkanal an einem Modell der Meßstellenumgebung ebenfalls wichtige Aufschlüsse erwarten.

Aufbauend auf den vorhandenen Messungen, für die eine möglichst kontinuierliche Dauererfassung angestrebt wurde, sollten zukünftige Messungen bei ausgewählten Wetterlagen, aber mit einer erhöhten Funktionssicherheit aller Sonden durchgeführt werden.

5.2 Sichtweitenuntersuchungen

Die vorliegenden Auswertungen sollen - speziell um den Beitrag der Wasseroberfläche zu ermitteln - durch Meßreihen über künstlich erwärmtem Wasser ergänzt werden. Weiterhin sind Vergleichsmessungen über Land notwendig, um Flußrauchen einerseits und Auflösung von Strahlungsnebel über warmem Wasser andererseits erfassen zu können. Gelegentliche Augenbeobachtungen oder Luftaufnahmen sind erforderlich, um Aussagen zum Wirkungsbereich der Wasseroberfläche zu erhalten. Sie gestatten überdies eine genauere Klassifizierung des Nebeltyps als die Meßdaten.

5.3 Allgemeines

Bei der Verwendung der Meßdaten zu Auswertungen wie diesen, die den Charakter von Sonderuntersuchungen haben, erstreckt sich die notwendige Qualitätskontrolle der Daten auf relativ viele Werte. Die Ausfallcharakteristiken weisen dabei zeitlich wie von der Funktionsweise oder von der meteorologischen

Größe her bedingt Verschiedenheiten auf, die individuelle Prüfungen unumgänglich machen. Insbesondere bei vergleichenden Untersuchungen von mehreren Auswertungsverfahren kann das Fehlen eines benötigten Wertes den Wertevorrat stark beschneiden; andererseits sind gerade hierzu wenige, aber repräsentativ ausgewählte Zeitabschnitte ausreichend. Wenn dies bereits beim Betrieb der Station eingeplant wird, indem der Dauerbetrieb zugunsten von gezielt angesetzten Meßkampagnen mit vorausgegangener Wartung und dauernder Überwachung anfälliger Geräte modifiziert wird, ergibt sich eine deutliche Arbeitersparnis bei eher größerer Zuverlässigkeit. Zusätzliche Informationen, wie Bewölkung, Frontendurchzug, Meßwerte aus der Umgebung, können für diese begrenzten Zeiträume mit erfaßt werden.

Wenn andererseits der Dauerbetrieb von der Behandlung der Werte anfälliger Geräte entlastet wird, kann die Fehler- und Ausfallrate im Erfassungssystem weiter gesenkt werden. Es wird also empfohlen, Dauermessung und Intensivmessung zu trennen, nötigenfalls die Dauermessung zur Vorbereitung einer Intensivkampagne zu unterbrechen, und während einer Kampagne ergänzende Beobachtungen durchzuführen. Hierzu gehören auch Änderungen an der Meßanordnung, um deren Einfluß in Ansatz bringen zu können. Im Allgemeinen dürfte allerdings die Wiederaufnahme des Dauerbetriebes wiederum einiger Tests bedürfen, da verdeckte Fehler im Hardware-Softwarefeld bevorzugt nach Neustarts bzw. Eingriffen in das System auftreten und oft erst bei der nächsten Wartung erkennbar werden.

6. KURZFASSUNG DER ERGEBNISSE

6.1 Wärmeaustausch

Anhand der Datensätze von 1976 wurde untersucht, zu welchen meteorologischen Parametern der direkt gemessene konvektive Wärmefluß zwischen Rhein und Atmosphäre Korrelationen aufweist. Das Ziel dabei war anzugeben, wie mit reduziertem Meßaufwand der konvektive Wärmefluß optimal berechnet werden kann.

Zur Vereinfachung wurde die Darstellbarkeit des Wärmeflusses durch folgende Gleichung angenommen:

$$E_L = \alpha \cdot (T_{0.8} - T_W) \quad (6-1)$$

Statt auf E_L beziehen sich die vorgenommenen Untersuchungen auf α , das gemäß Gleichung (6-1) zu jedem Meßdatensatz bestimmt wurde. Zur Berechnung von E_L müssen nach Gleichung (6-1) außer α stets Werte für $T_{0.8}$ und T_W vorliegen.

Von den untersuchten Werten erwiesen sich die Gradienten-Richardsonzahl und die Uhrzeit (Tagesgang) als gering zu α korreliert. Wie schon vorher zu erwarten war, erwies sich die Windgeschwindigkeit stark zu α korreliert. (Die meisten Formeln in der Literatur berücksichtigen diese allein). Darüberhinaus wurde ein großer Einfluß der Windrichtung gefunden sowie der vertikalen Windgeschwindigkeitskomponente bei bestimmten Windrichtungen.

Korrelationsuntersuchungen wurden mit den bereinigten Originaldatensätzen durchgeführt. Diese stellen 10 min.-Mittel dar. Dazu wurden gleitende Mittel verschiedener Mittelungsdauern erprobt. Am meisten geeignet erwies sich dabei eine Dauer von 70 min. Die wichtigsten Korrelationskoeffizienten sind für die gemittelten Datensätze (für die ungemittelten in Klammern):

Windgeschwindigkeit in 0.8 m Höhe über Wasser	$r = 0.7$ (0.6)
Windgeschwindigkeit in 8 m Höhe über Wasser	$r = 0.7$ (0.6)
Windgeschwindigkeit in 40 m Höhe über dem Ufer	$r = 0.4$ (0.3)

Daraus ergibt sich: Am Ufer gemessene Windgeschwindigkeiten zeigen nicht die hohe Korrelation zu α wie über dem Fluß gemessene Werte. Diese sind also Ufermessungen vorzuziehen, wobei es auf die Einhaltung einer

bestimmten Meßhöhe nur aus Gründen der Übertragbarkeit ankommt. Die Registrierung kann sich auf Stundenmittelwerte beschränken.

Die angegebenen Korrelationskoeffizienten liegen insgesamt niedrig. Zur Erhöhung wurde eine Einteilung der gemittelten Datensätze in vier Gruppen - entsprechend den Quadranten der Windrichtung - vorgenommen. Die in den Gruppen auftretenden Unterschiede spiegeln die Topographie der Stationsumgebung wider (Tab. 3-2) und sind in Abschnitt 3.4 interpretiert. Da die Korrelationen gegenüber den unsortierten Werten teils höher, teils niedriger ausfallen, erscheint die Registrierung nach Windrichtungen nur für Sondermessungen interessant, nicht bei einer einfach ausgelegten Dauermeßstelle. Jedoch wird anhand der sortierten Werte der Einfluß der vertikalen Windgeschwindigkeitskomponente sehr deutlich, der sogar bei unsortierten Werten die Gesamtkorrelation auf 0.8 anhebt. Eine Dauermeßstelle sollte diese Größe daher erfassen.

Die Berechnung von α ergibt für eine Meßstelle über dem Rhein mit den Werten der Tab. 3-2 für Windgeschwindigkeiten von 0 -- 2 m/s einen um 32%, von 0 -- 4 m/s einen um 43% geringeren Wert als die analoge Formel von Trabert. Der Gesamtwärmeaustausch unter Einbeziehung der Strahlungsbilanz verringert sich abhängig von den jeweiligen meteorologischen Verhältnissen um typisch 15% gegenüber der Verwendung der Trabertschen Formel.

Die Genauigkeit der gemessenen Wärme Flüsse wird von den Geräteeigenschaften her auf etwa $\pm 8\%$ abgeschätzt. Wenn man die punktuellen Meßwerte auf einen Oberrheinabschnitt ähnlicher Topographie überträgt, kommt eine Unsicherheit von ca. 20% hinzu, die sich am Meßort selbst schon im Einfluß der Windrichtung äußert.

Zur Erreichung des Ziels, den Wärmeaustausch genauer zu bestimmen, müssen die topographischen Einflüsse an Flußstellen mit niedrigem Uferbewuchs ebenfalls untersucht werden. Die dort herrschenden übersichtlicheren Verhältnisse könnten auch für die Ufermeßstelle eine gute Korrelation ergeben. Der Einfluß der Windrichtung sollte durch zwei Ufermeßstellen eliminiert werden, die auf beiden Seiten des Flusses sich gegenüber stehen. Offen bleibt auch noch die Frage, inwieweit der rasch fluktuierende Vertikalwind von herkömmlichen Anemometern selektiv erfaßt werden kann.

6.2 Sichtweitenuntersuchungen

Messungen der Sichtweite über der Wasseroberfläche wurden ganzjährig durchgeführt. Als Ergebnis sind Monats-Tagesgänge für das Jahr 1976 in Abb. 4.1 dargestellt.

Als Studie zur Abhängigkeit der Sichtweitereinschränkungen wurden Histogramme angefertigt, bei denen die relative Häufigkeit von 6 Sichtweinstufen als Parameter gegen die natürlich variierenden Größen Windgeschwindigkeit, relative Luftfeuchte und Temperaturdifferenz Luft-Wasser monatsweise aufgetragen wurden.

In keinem Fall ergab sich dabei ein ausgeprägter Schwellwert einer Größe, ab der ein deutlicher Anstieg einer bestimmten Sichtweithäufigkeit zu beobachten war. Zwar ergaben einige Wertebereiche von Windgeschwindigkeit und relativer Feuchte erhöhte Nebelhäufigkeiten, jedoch war keine gleichmäßige oder wiederkehrende Struktur in den Verteilungen festzustellen. Dagegen entstanden bei der Temperaturdifferenz Luft-Wasser Histogramme, deren Kurvenzüge in nahezu allen Sichtweitenklassen und Monaten Verteilungen einen näherungsweise linearen bis parabelförmigen Verlauf aufwiesen. (Abb. 4.2).

Als Besonderheit wurde dabei herausgefunden, daß sich die Kurvenzüge jahreszeitlich annähernd stetig längs der Temperaturdifferenzachse verschieben. Eine nahezu gleiche Verschiebung wies auch der Schwerpunkt aller Temperaturdifferenzen der jeweiligen Monate auf, d.h. die Kurvenzüge haben gegenüber diesem Schwerpunkt eine fast konstante Lage.

Dies ist ein Hinweis, daß der gesetzmäßige Verlauf der Nebelhäufigkeitsverteilung nicht primär von der Differenz zwischen der Luft- und der Wassertemperatur verursacht sein kann. Diese Differenz repräsentiert die Schwankung der sich rasch ändernden Lufttemperatur gegenüber der langsam veränderlichen Wassertemperatur. Diese liefert einen Bezugswert nahe der mittleren Lufttemperatur, da die Wassertemperatur hauptsächlich vom mittleren vorausgegangenen Wetter bestimmt wird, überlagert von jahreszeitlichen Einflüssen. Die Nebeltätigkeit wiederum folgt dem täglichen Wettergeschehen ebenso rasch wie die Lufttemperatur. Es ist somit nicht gleichgültig, ob man z.B. den Anstieg der Nebelhäufigkeit mit einem Schritt auf der Temperaturdifferenzachse nach kleineren Werten auf eine verringerte Lufttemperatur oder auf eine erhöhte Wassertemperatur zurückführt.

Im zweiten Fall ist zu beachten, daß der Schwerpunkt aller ΔT -Werte deutlich mitverschoben wird, wie dies in der Natur jahreszeitlich geschieht. Analog dazu ist dann in ein anderes Histogramm überzugehen, wo eine Änderung der Nebelhäufigkeitswerte dann nicht mehr gefunden wird. Ob dies auch bei künstlichen Erwärmungen gilt, muß nachgeprüft werden.

Die hier gezeigte Art von Darstellung als Histogramm relativer Häufigkeiten wurde gewählt, weil sie gegenüber anderen bekannten Verfahren Ergebnisse liefert, die von der genauen Wahl der Untersuchungsintervalle wenig abhängt und glatte Hüllkurven liefert. Sie hat sich damit als weitgehend unbeeinflussbar durch Zufall und Willkür erwiesen, so daß es auch gerechtfertigt erscheint, stichprobenartige Vergleiche bei veränderter Wassertemperatur in den entsprechenden jahreszeitlichen Diagrammen vorzunehmen.

7. Literatur

- [1] Environmental Effects of Cooling Systems at Nuclear Power Plants. Proceedings of a Symposium Organized by the IAEA, Oslo, August 26-30, 1974; Vienna (1975)
- [2] W. Schikarski, Abwärme und ihre Auswirkungen, Bericht über ein Seminar an der Universität Stuttgart, *El. Wirtschaft* Jg. 75 (1976), Heft 15, S. 970-972
- [3] Combined Effects of Radioactive, Chemical and Thermal Releases of the Environment, Proceedings of a Symposium Stockholm, June 2-5, 1975 organized by the IAEA and NEA; Vienna (1975)
- [4] Lecture Notes for the International Advanced Course on Heat Disposal from Power Generation, Dubrovnik, August 23-28, 1976
- [5] Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA), Mainz, Hrsg. 1977, Grundlagen für die Beurteilung der Wärmebelastungen von Gewässern, 2. Aufl.
- [6] G. Hoffmann, 1977, Folgerungen aus experimentellen Untersuchungen zum Wärmeaustausch des Rheins mit der Atmosphäre, Vortrag zum Workshop "Abwärme" am 28./29.9.77 im Kernforschungszentrum Karlsruhe
- [7] Obukhov, A.M., 1971, Turbulence in an Atmosphere with a Non-Uniform Temperature, *Boundary-Layer Meteorology* 2 (1971), 7-29
- [8] Dyer, A.J., 1974, A Review of Flux-Profile Relationships, *Boundary-Layer Meteorology* 7 (1974), 363-372
- [9] Businger et al., 1971, Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 28, 1971, 181-189
- [10] Dunckel, M. et al., 1974, Turbulent Fluxes of Momentum, Heat and Water-Vapor in the Atmospheric Surface Layer at Sea during ATEX, *Boundary-Layer Meteorology* 6 (1974), 81-106
- [11] Müller-Glewe, J. and Hinzpeter, H., 1974, Measurements of the Turbulent Heat Flux over the Sea, *Boundary-Layer Meteorology* 6 (1974), 47-52

- [12] Werner, J., 1971, Ein Versuch zur numerischen Bestimmung des vertikalen Austauschkoeffizienten für Wasserdampf in der wasser-
nächsten Luftschicht, Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, 20,
159-174 (1971)
- [13] Dyer, A.J. and Hicks, B.B., 1972, The Spatial Variability of eddy
fluxes in the constant flux layer, Quart. J. R. Met. Soc. (1972),
98, 206-212
- [14] Ryan, P.J., Harleman, D.R.F., Stolzenbach, K.D., 1974, Surface
Heat Loss from Cooling Ponds, Water Resources Research, Vol. 10,
5, Oct. 1974, 930-938
- [15] Günneberg, F., 1976, Abkühlungsvorgänge in Gewässern, Deutsche
Gewässerkundliche Mitteilungen 20, 1976, H. 6, 151-161
- [16] Trabert, W., 1896, Neuere Beobachtungen über die Verdampfungsgeschwindigkeit, Meteorologische Zeitschrift Berlin, 1896, S. 261-263
- [17] Roether, W., Mikrometeorologie und Grenzschichten, Vorlesung SS 1977,
Universität Heidelberg
- [18] Bowen, S., 1926, The Ratio of Heat Losses by Conduction and by
Evaporation from any Water Surface, Phys.Rev. 27, 779

- [19] Jurksch, G., Die Nebel- und Sichtweitenverhältnisse über dem Rhein im Bereich des Kernkraftwerks Biblis nach Einleitung von erwärmtem Kühlwasser, Amtliches Gutachten des Deutschen Wetterdienstes, September 1970, Wetteramt Offenbach
- [20] Jurksch, G., Bartels, H., Die Nebel- und Sichtweitenverhältnisse über dem Rhein nach Einleitung von erwärmtem Kühlwasser im Bereich des Großkraftwerks Mannheim und der Badischen Anilin- und Sodafabrik, Amtliches Gutachten des Deutschen Wetterdienstes, Juni 1971, Wetteramt Offenbach
- [21] Trenkle, H., Amtliches Gutachten über die Nebel- und Sichtweitenverhältnisse über dem Rhein im Bereich des Kernkraftwerks Wyhl nach Einleitung von erwärmtem Kühlwasser, Deutscher Wetterdienst, Wetteramt Freiburg, Februar 1976
- [22] Hoffmann, G. Sauter, H., Schikarski, W., Die Meßstelle Rheinhausen zur Untersuchung des Wärmetransports aus Fließgewässern KFK 2374, Januar 1977
- [23] Kapustin, V.N., Lynboutsera, Yn.S., On the Natural Photochemical Smog Observation, Izv. Akad. Nauk. SSR, Fiz. Atmosf. and Okeana Izv. Acad. Sci. USSR, Atmos. of Oceanic Phys. (USA), June 76, Bd. 12, Heft 6, pp. 620-626
- [24] Gathman, S.G. et al., Marine Fog Observations in the Arctic, Naval Research Laboratory, Washington D.C., April 1974, Rep.No. 7693
- [25] Silverman, B.A. and Weinstein, A.I., "Fog" in Weather and Climate Modification, pp. 355-383, edited by N. Hess, John Wiley & Sons, New York 1974
- [26] Handbook of Meteorological Instruments, Part 1, Meteorological Office, London 1969, pp 353-373
- [27] Koschmieder, H., Theorie der horizontalen Sichtweite, Beitr. Phys. Atmos. 12, 33-55, 171-181, 1925

- [28] Deutsche Normen, DIN 5037, Lichttechnische Bewertung von Scheinwerfern Juni 1963, Blatt 2, S. 1-5
- [29] Vogt, H., Visibility Measurement Using Backscattered Light, Journal Atms. Sci., Vol. 25, No. 5, Sept. 1968, pp. 912- 918
- [30] Andrews, R., Nebelbeobachtungen im Mittelrheingebiet in Untersuchungen über den Einfluß von Warmwassereinleitungen auf die Gewässer, Teilbericht B, Koblenz 1976, pp. 60-64, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz
- [31] Saunders, P.M., Sea Smoke and Steam Fog, Journ. Roy. Met. Soc. Bd. 90 (1964), pp. 156-164
- [32] Junge, C., Gesetzmäßigkeiten in der Größenverteilung atmosphärischer Aerosole über dem Kontinent, Berichte des Deutschen Wetterdienstes, No. 35, 261-277, 1952
- [33] Stein, G.D., McEvan, W.S., Relative Activities of Hygroscopic Seeds in Warm Fogs, EOS Trans. Am. Geophys. Union 1973 Fall Annual Meeting Conference Paper San Francisco, Calif. USA, Dec. 1973, Bd. 54, Heft 11, pp. 10-13
- [34] Kramer, M., Untersuchung der atmosphärischen Trübung in Basel und ihrer Abhängigkeit von den Wetterlagen, Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. B. 18, 53-82 (1970)
- [35] Köhler, H., Untersuchungen über die Elemente des Nebels und der Wolken, Meddelanden från Statens Meteorologiska-Hydrografiska Anstalt, Stockholm (1925)
- [36] Covert, D.S., A Study of the Relationship of Chemical Composition and Humidity to Light Scattering by Aerosols - Doctoral Dissertation University of Washington, D.C. (USA) 1974
- [37] Hänel, G., The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air. Advances in Geophysics, Vol. 19, pp. 74-188, 1976
- [38] Kleinjung, E., Non-ionized propagation media with artificially modified precipitation characteristics, aus: Agard conference proceedings No. 192, Brussels, 26-29 April, 1976, NATO

- [39] Lala, G.G., Mandel, E., Jiusto, J.E., A numerical evaluation of radiation fog variables, Journ. atm. sci., Vol. 32, pp. 720-728 (1975)
- [40] The Compendium of Meteorology (Am. Met. Soc.) 1951, pp. 1181
- [41] Hicks, B.B., (1977), Argonne Nat. Lab. 11/4/77 (unpublished)
- [41a] Yamada, T., (1977), Argonne Nat.Lab. 11/4/77 (unpublished)
- [42] Pepler, W., Die Temperaturverhältnisse bei Seerauch über dem Bodensee, Ann.Hydr. 54. Jahrgang, pp. 198-201 (1926)
- [43] F. Bernhard (Inst. f. Meßtechnik , T.H. Ilmenau, DDR), Das dynamische Verhalten des LiCl-Taupunkthygrometers, MSR 11 (1968), Teil 7
- [44] J. Simmermans, Meten en regelen op basis van absolute luchtvochtigheid met verwarmd LiCl, Polytechn. Tijdechr. Procestechnik (Netherlands), Den Haag, Band 29 Heft 10, p. 320-326 (1974)
- [45] T.S. Nelson, Numerical statistical prediction of visibility at sea, Naval Postgraduate School, Monterey, Calif. (USA), März (1972), Rep. No. 251450
- [46] Kinzelbach, W., Numerische Untersuchungen über den optimalen Einsatz variabler Kühlsysteme einer Kraftwerkskette am Beispiel Oberrhein. Dissertation 1978. In Druck.

Anhang

Abb. 3-1 bis 3-18

Abb. 4.1-1 bis 4.2-5

Tab. 4.3-1 bis 4.3-10

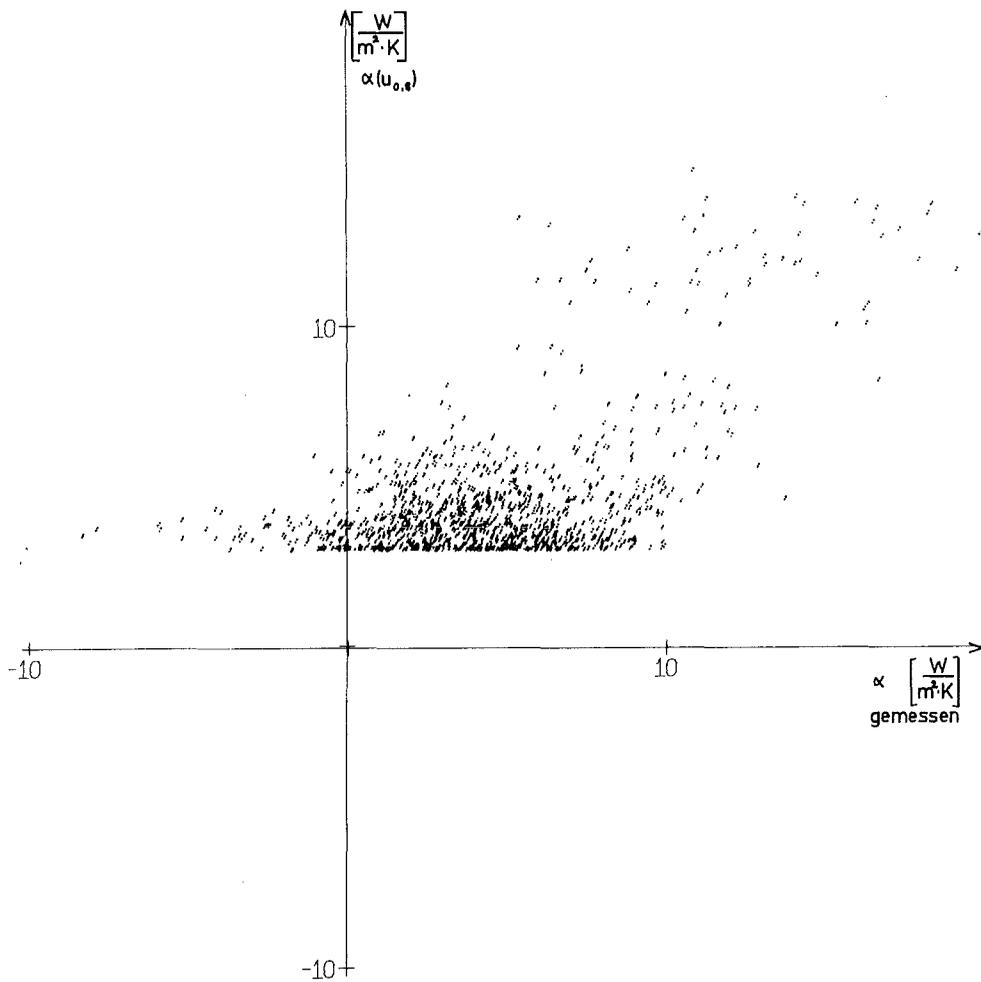


Abb.3-1

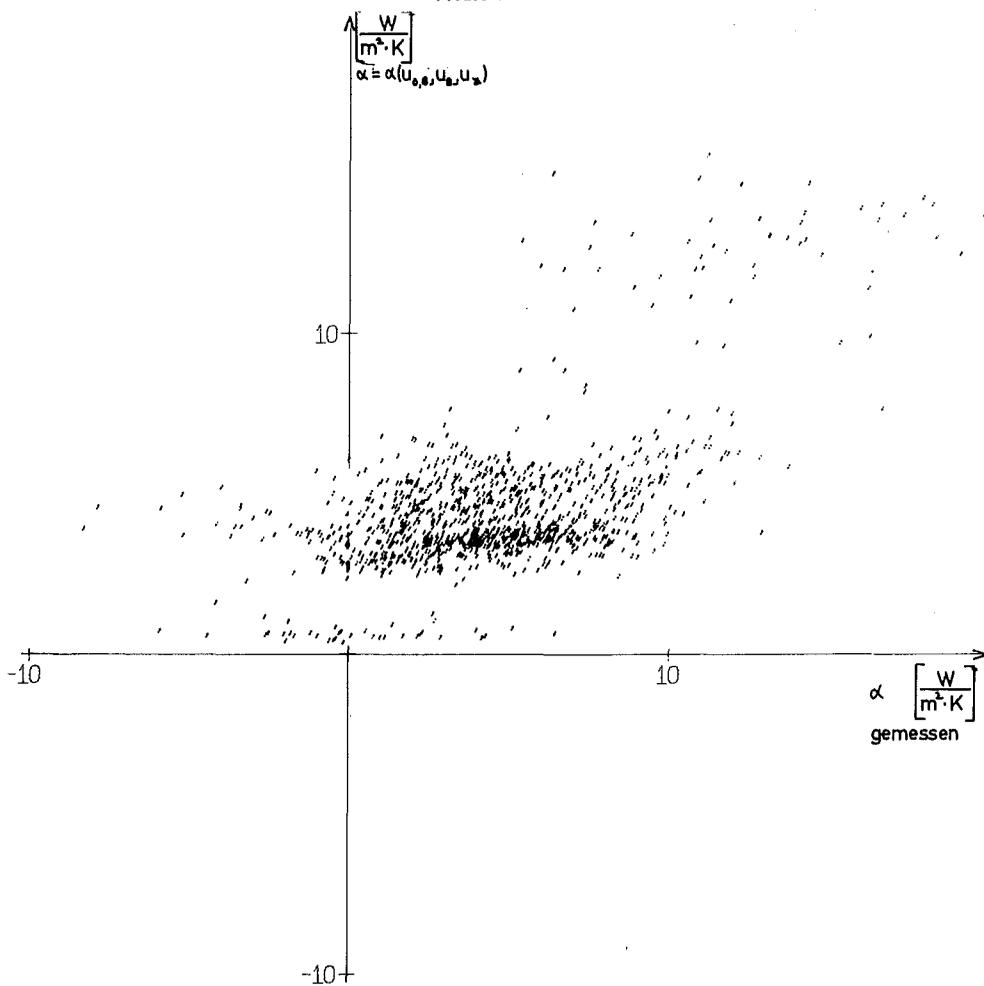


Abb.3-2

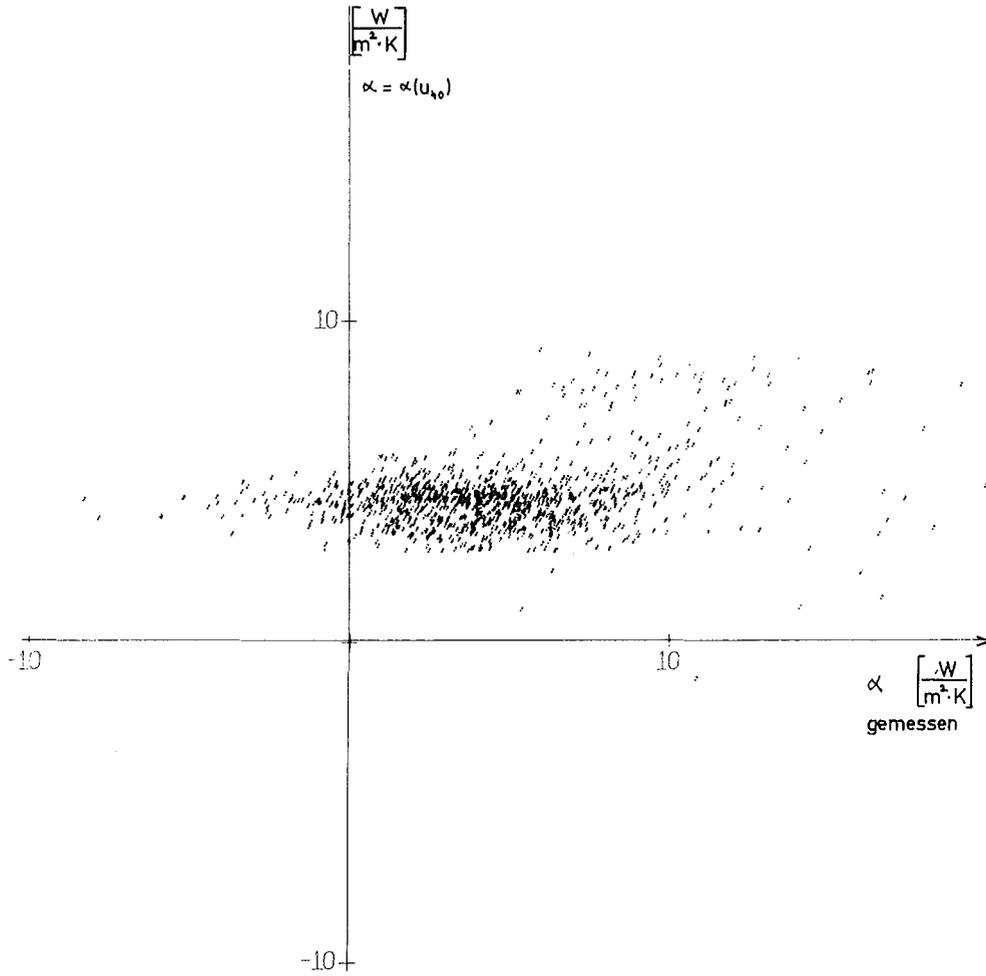


Abb.3-3

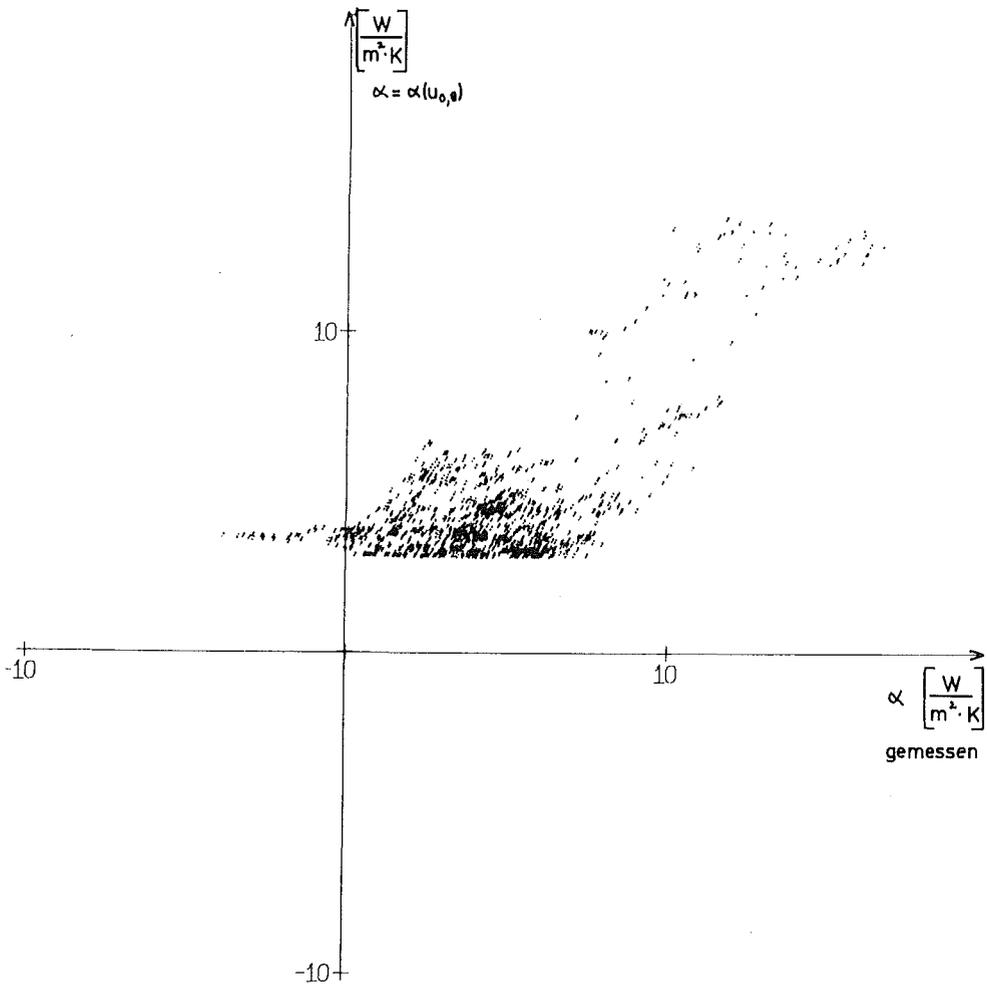
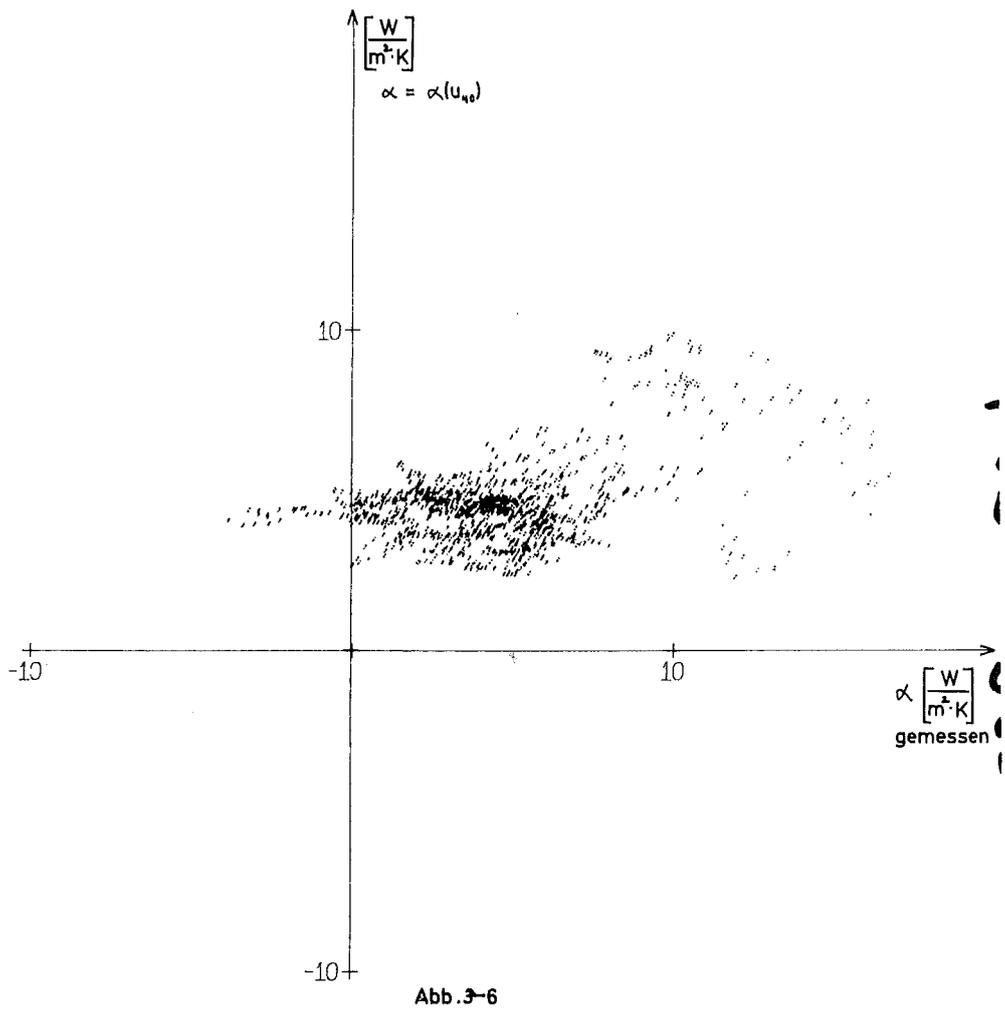
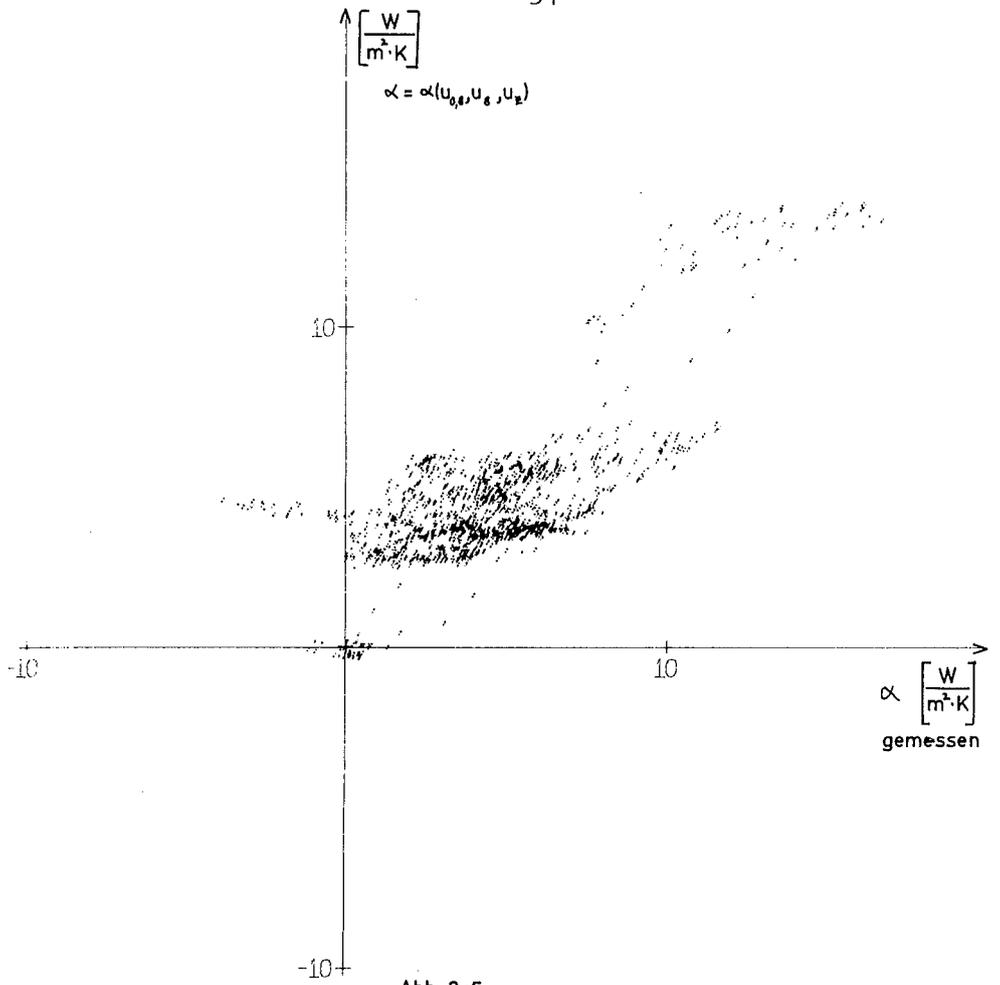


Abb. 3-4



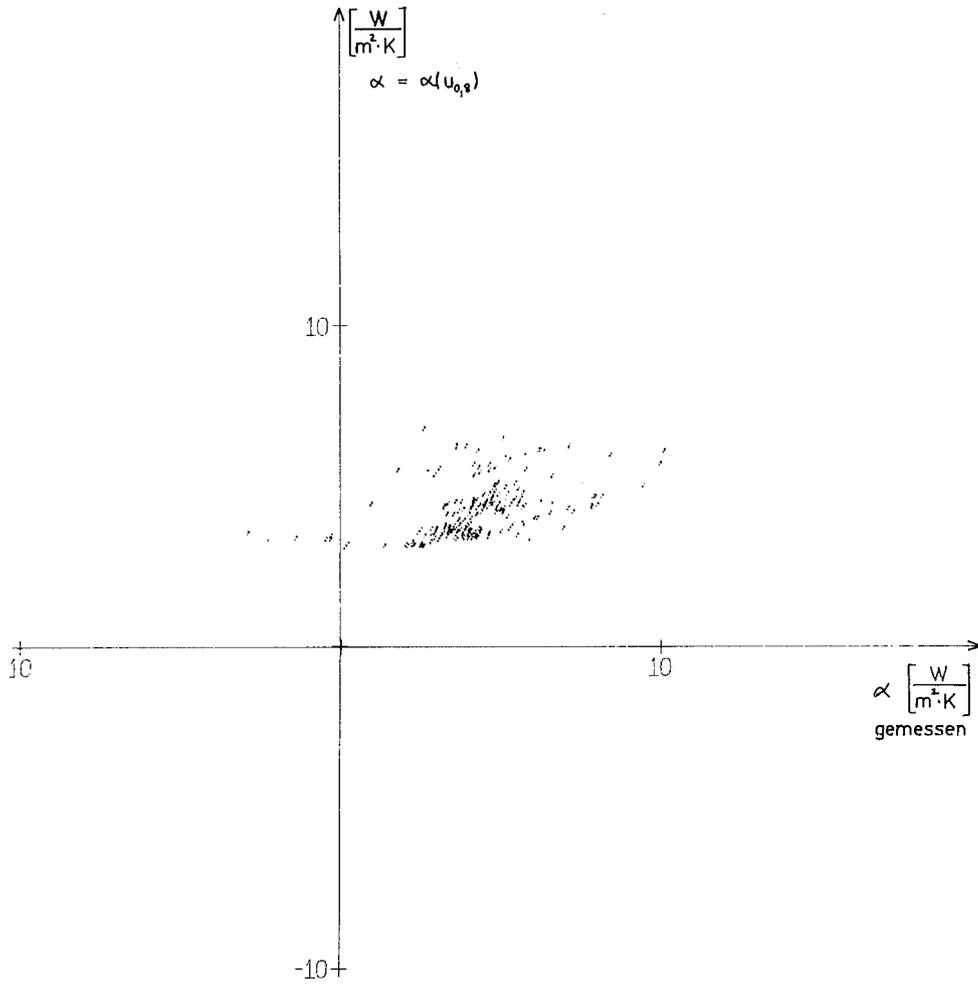


Abb.3-7

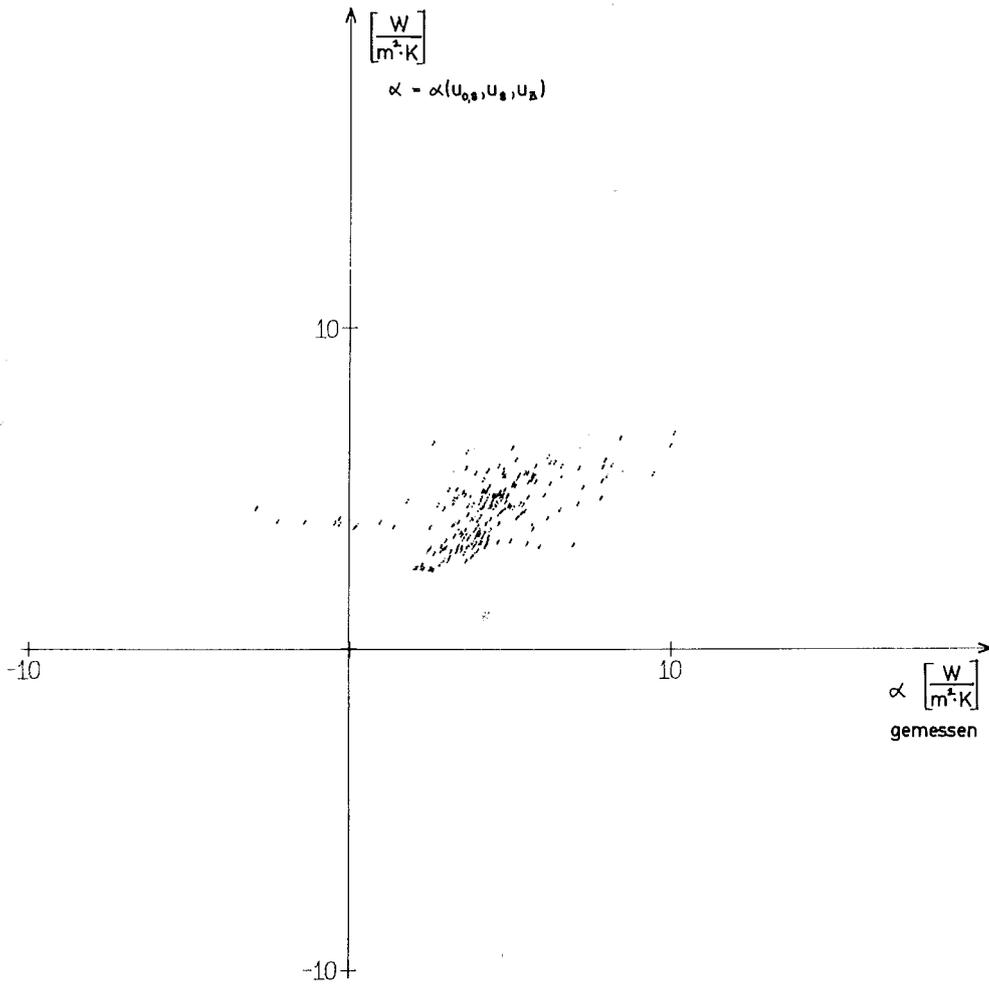


Abb.3-8

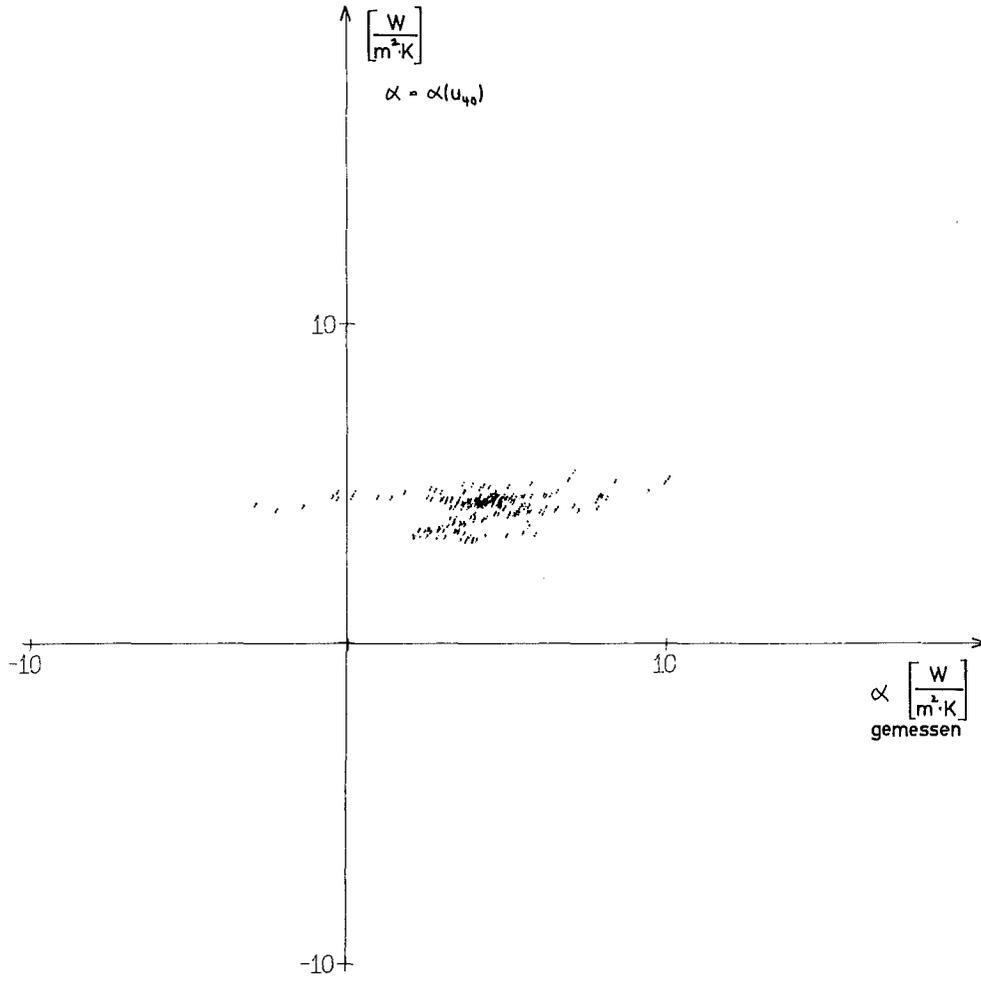


Abb. 3-9

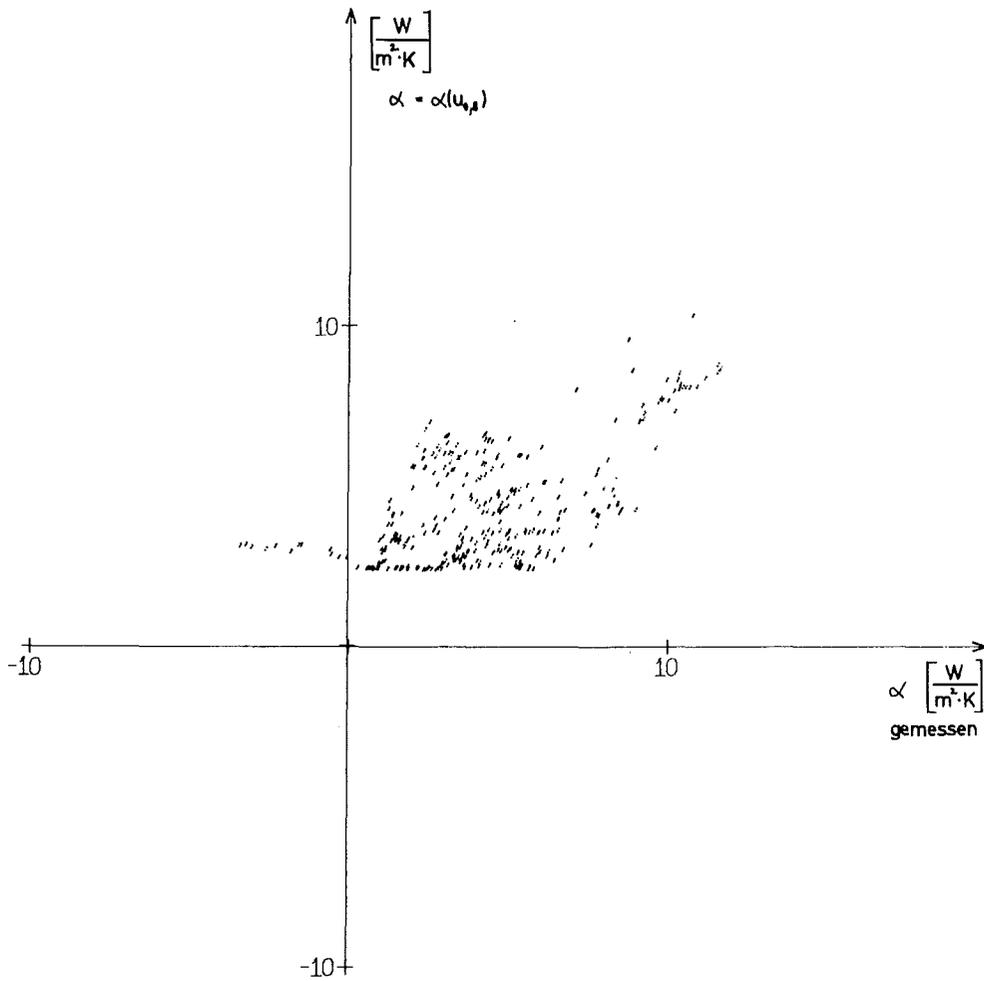


Abb. 3-10

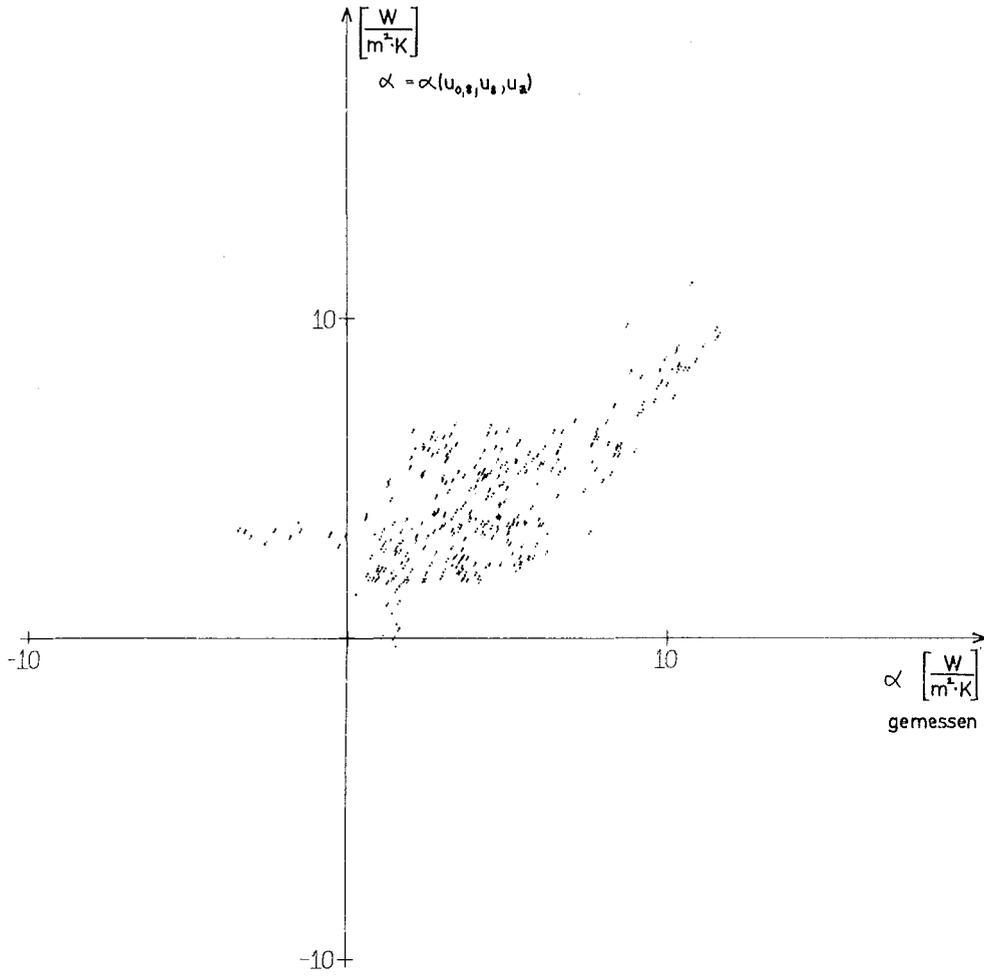


Abb.3-11

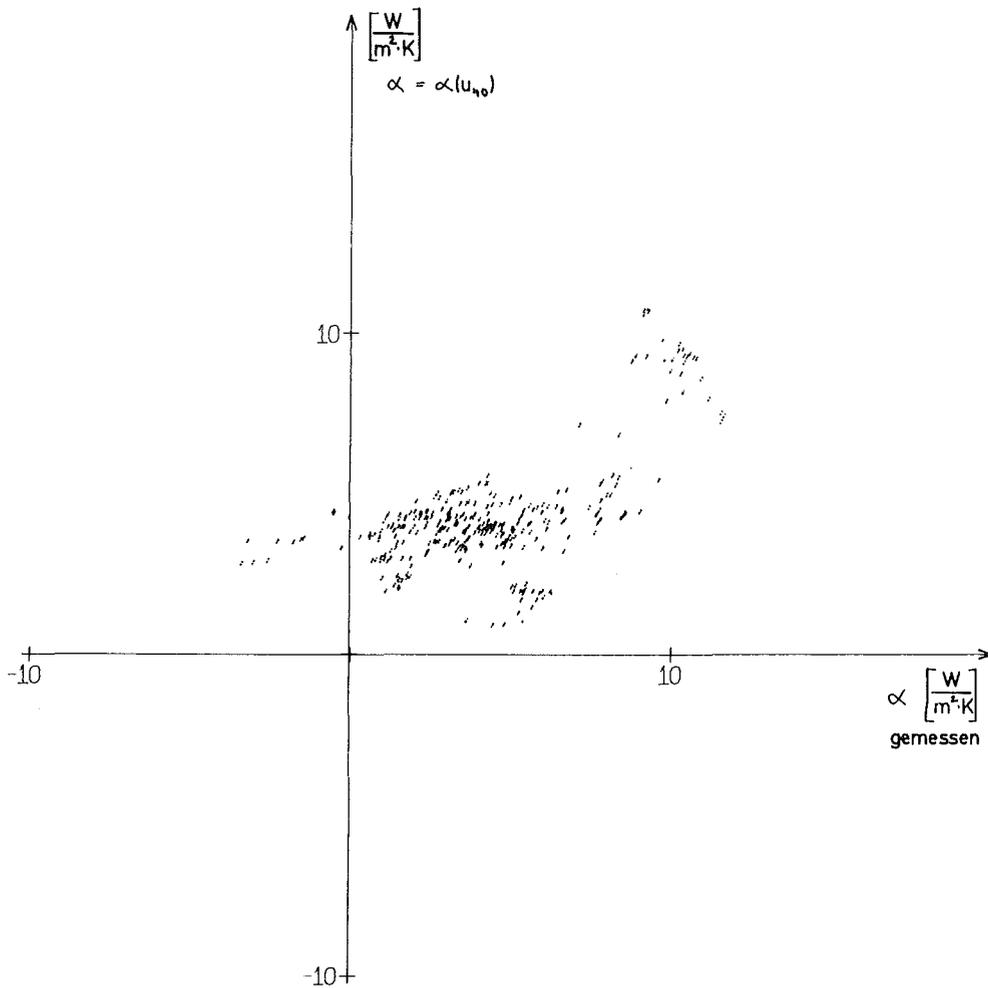


Abb.3-12

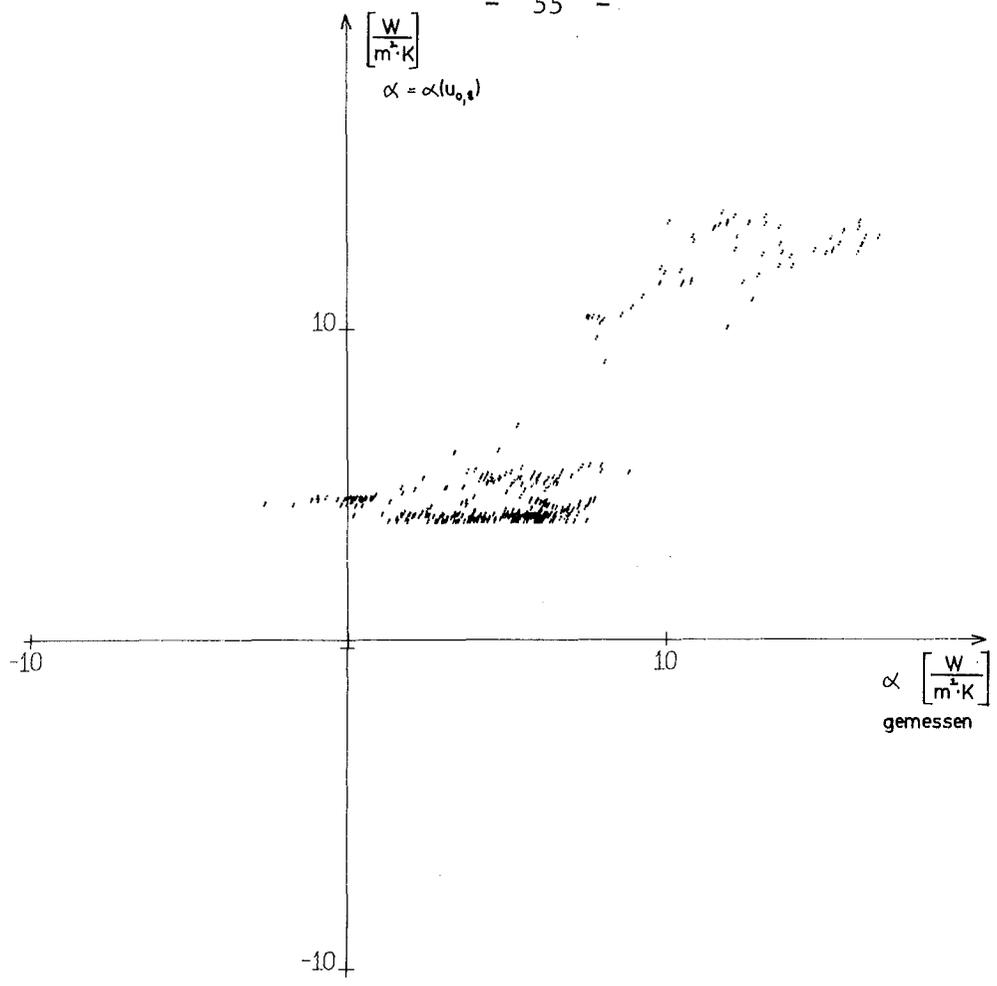


Abb. 3-13

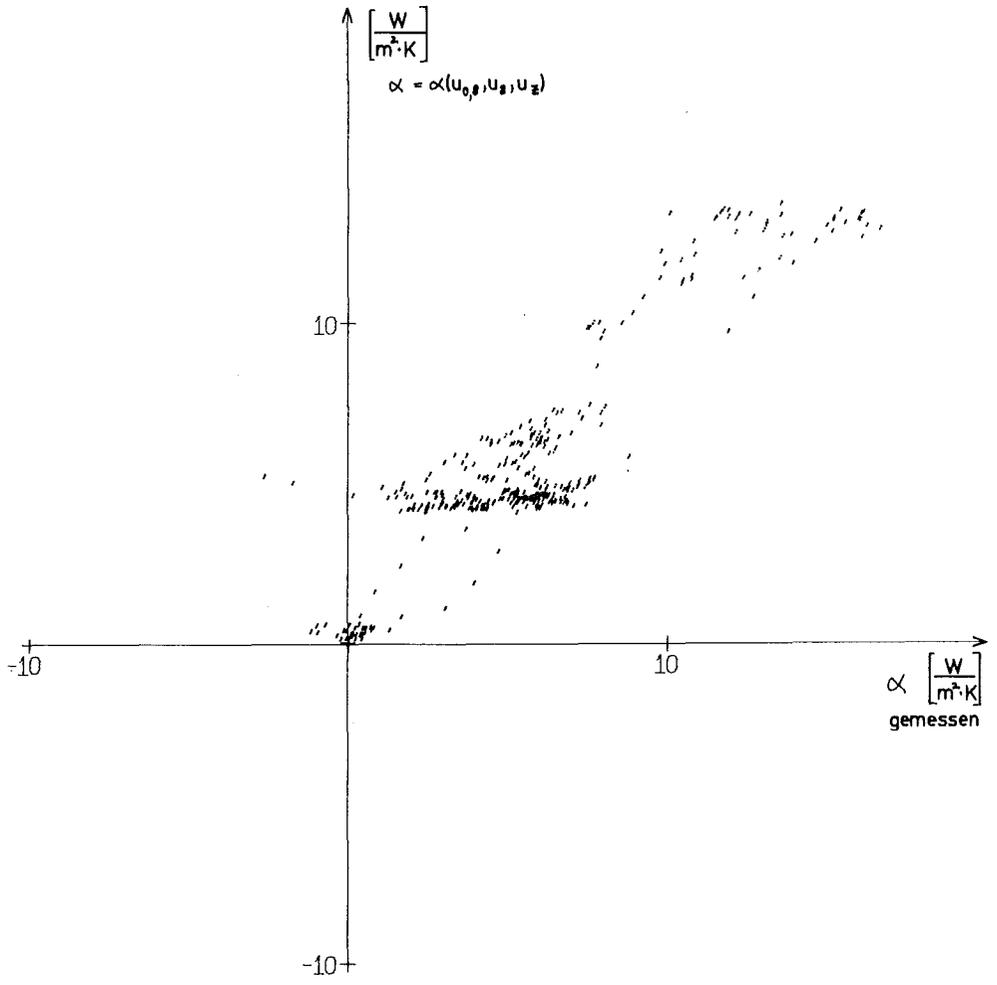


Abb. 3-14

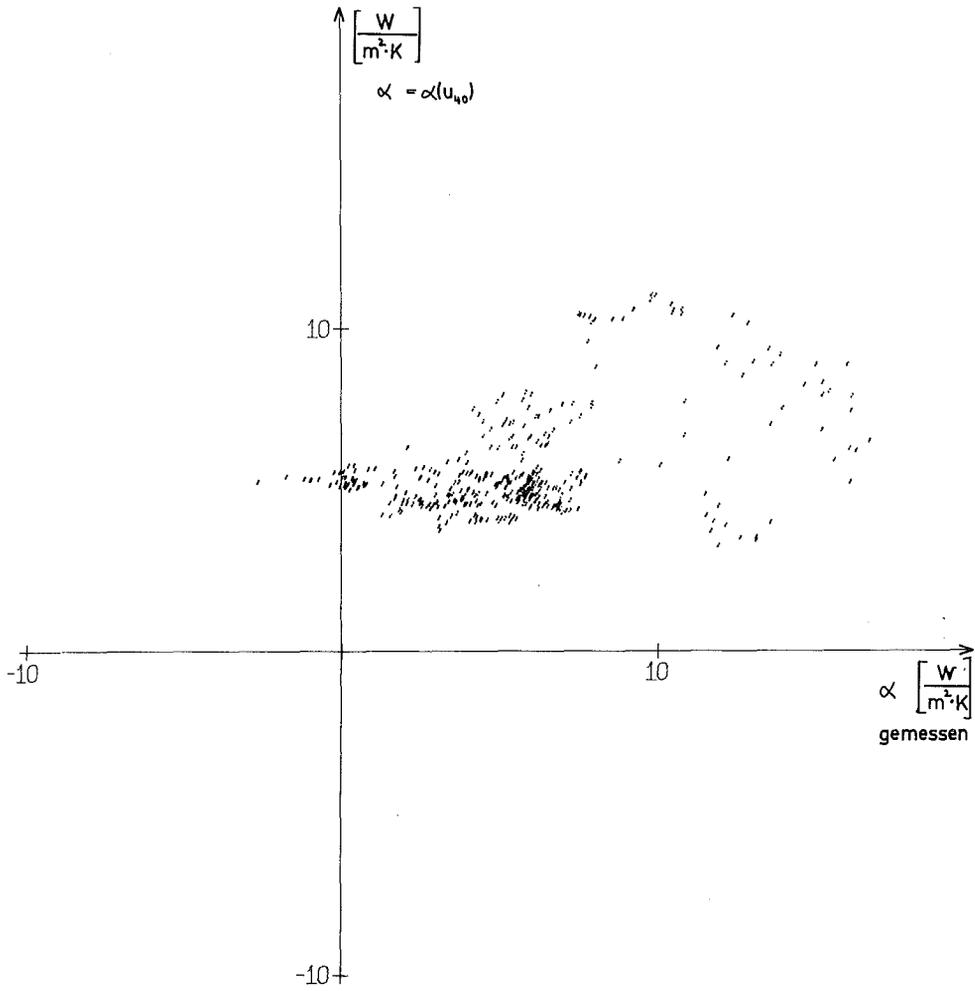


Abb.3-15

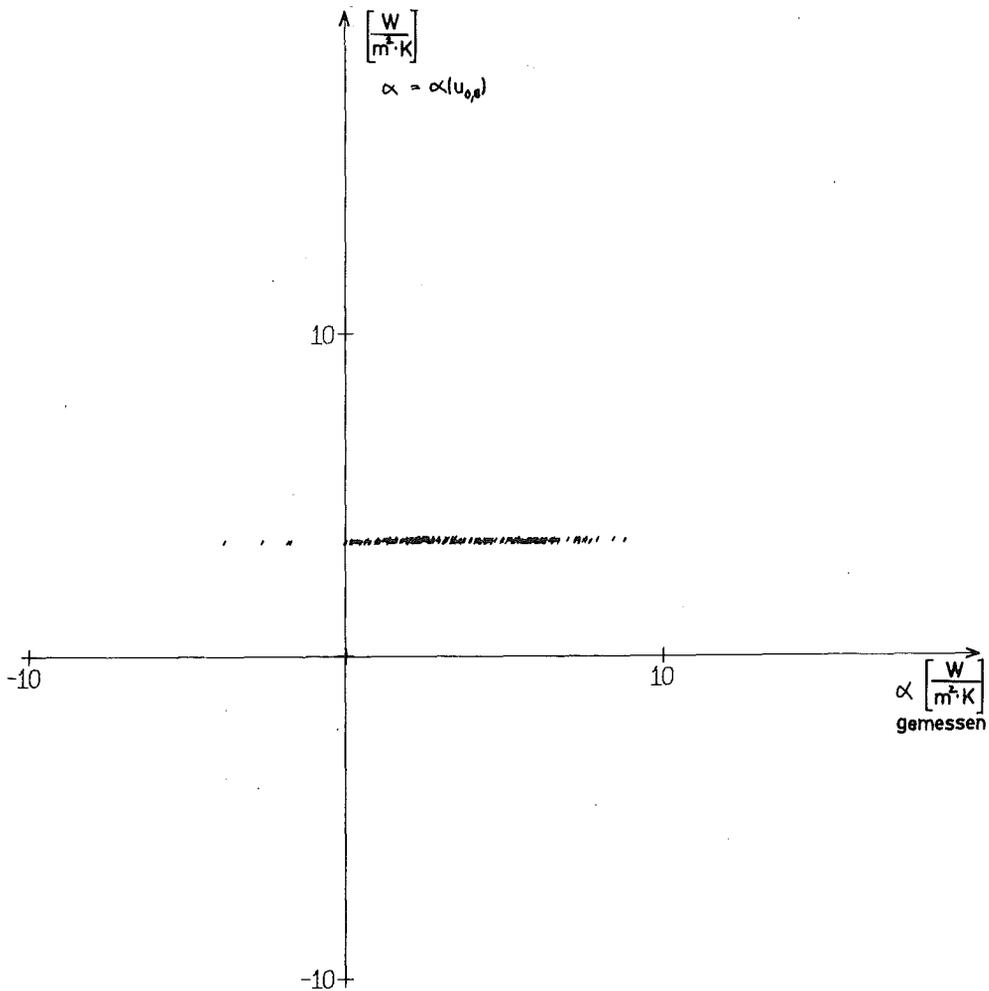


Abb.3-16

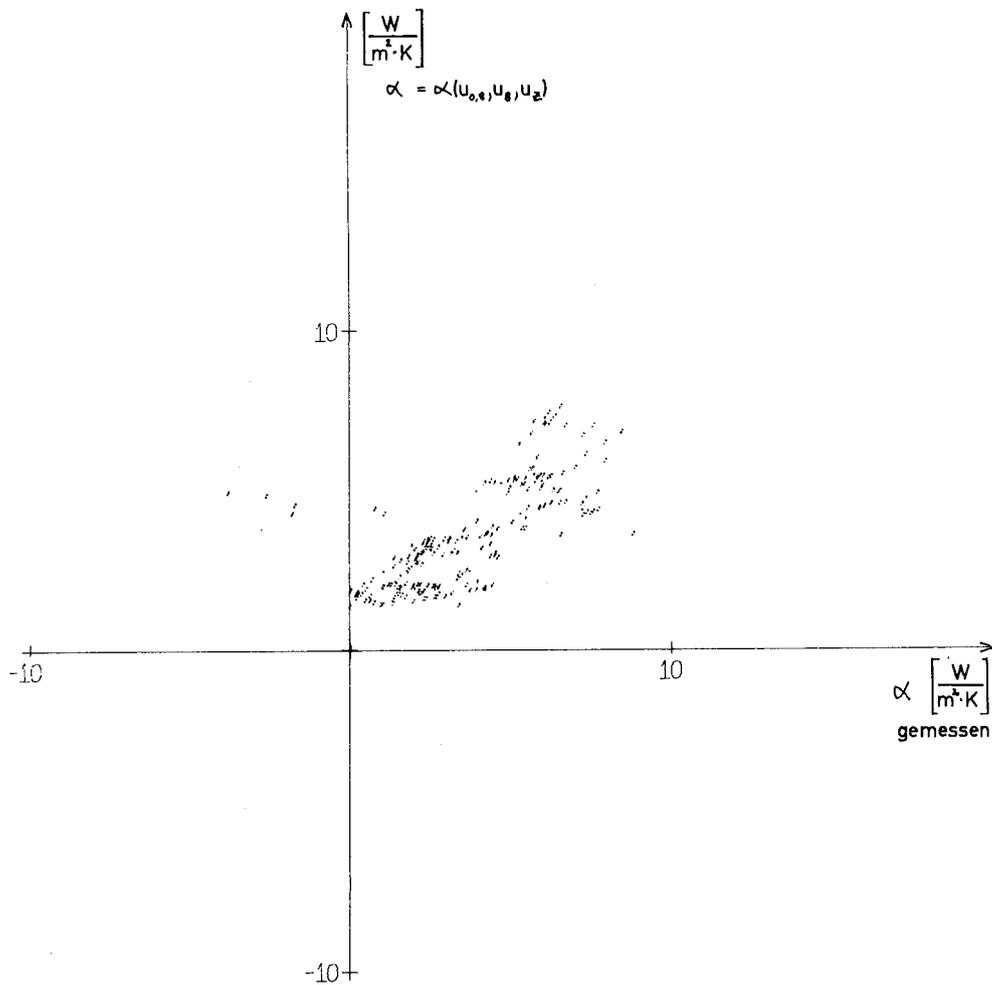


Abb. 3-17

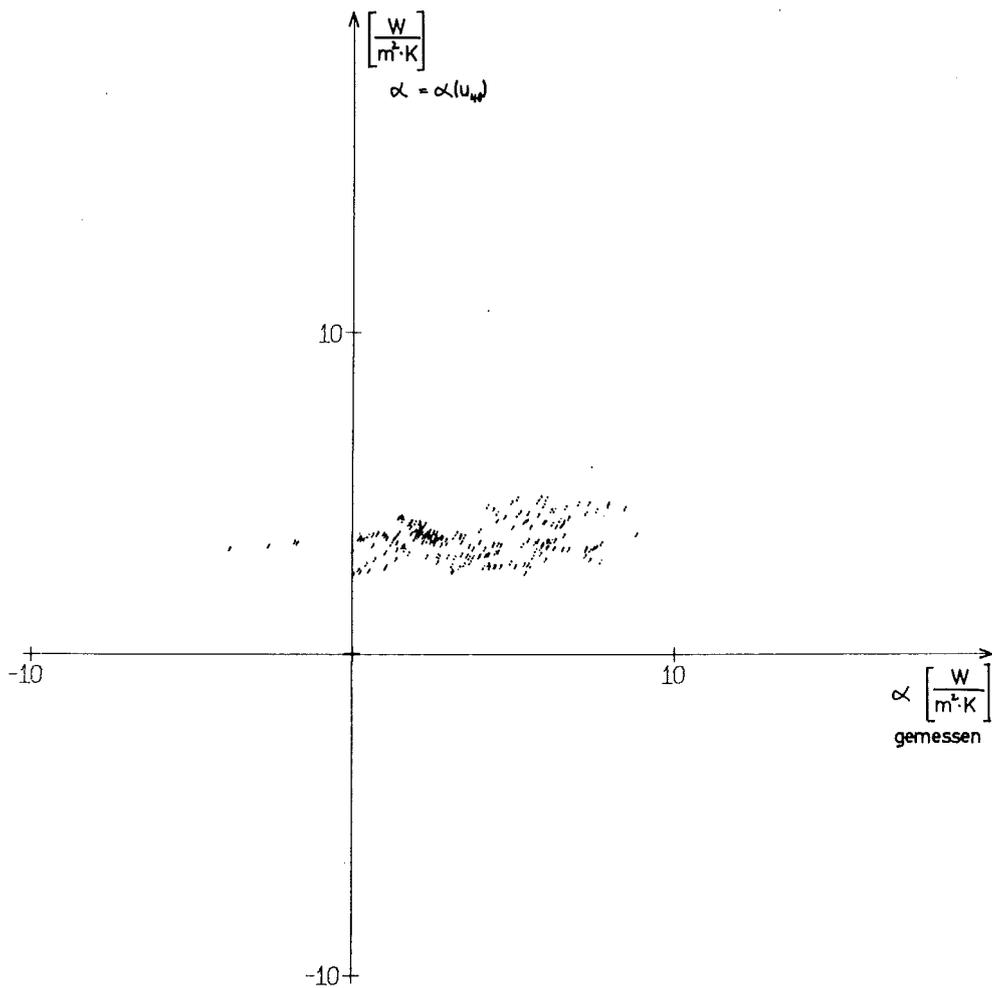


Abb. 3-18

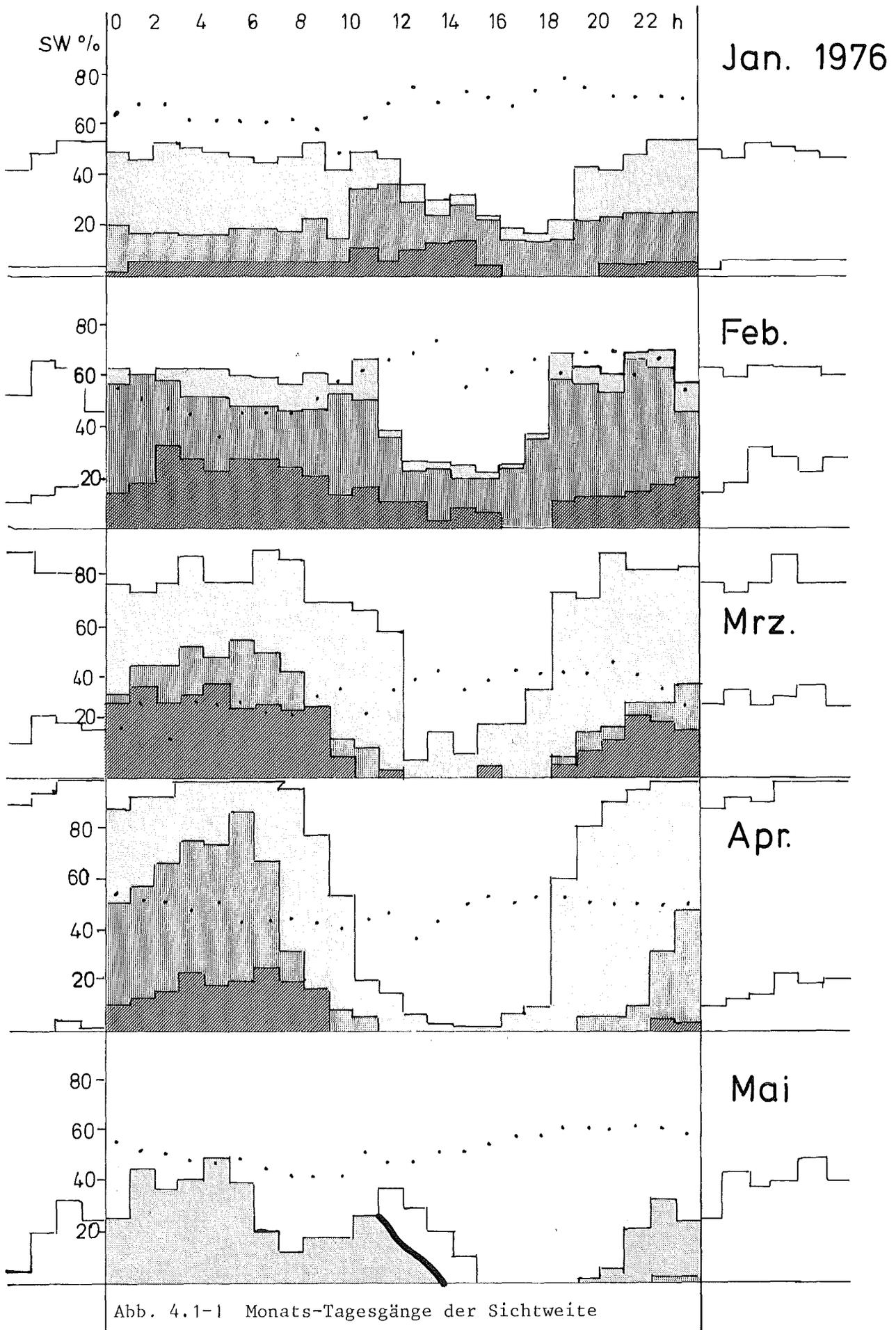


Abb. 4.1-1 Monats-Tagesgänge der Sichtweite

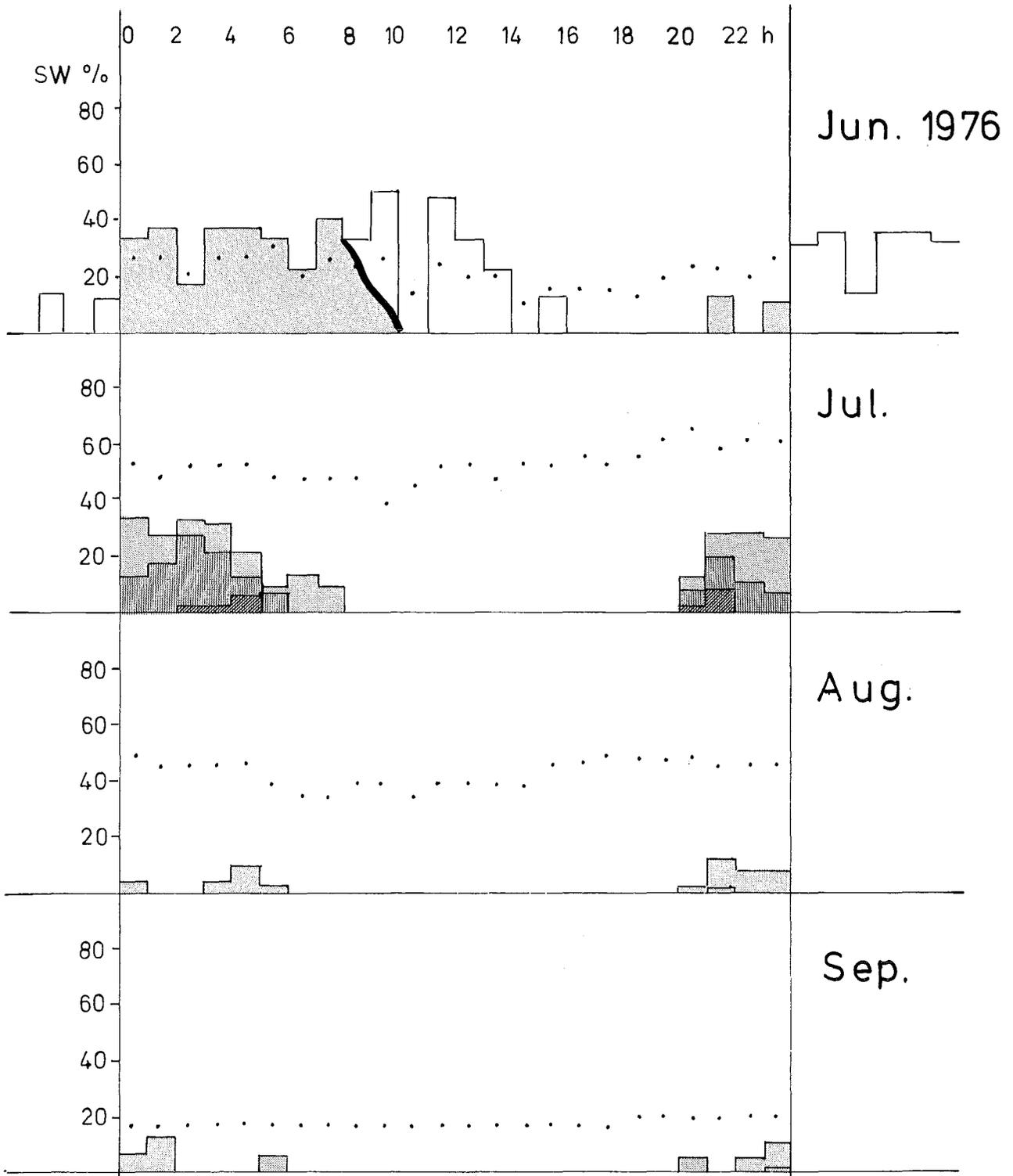


Abb. 4.1-2 Monats-Tagesgänge der Sichtweite

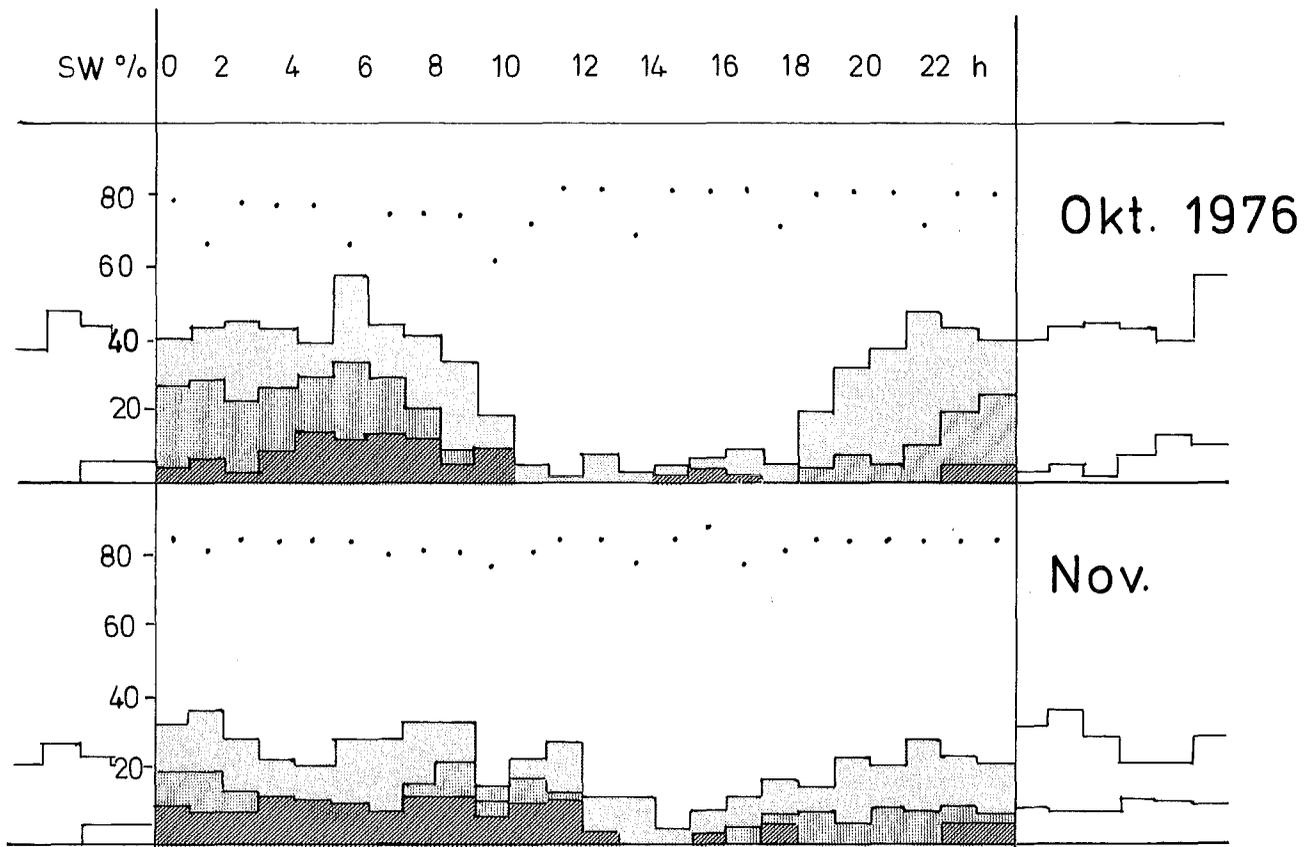


Abb. 4.1-3 Monats-Tagesgänge der Sichtweite

Punkte geben die mittlere stündliche Meßrate des betreffenden Monats (in %) an. Die hellste Graustufe entspricht dem stündlichen prozentualen Anteil an leichter Trübung, die nächste den Anteil von Sichtweiten unter 1000 m und die dritte den Anteil von Sichtweiten unter 670 m

JAN.-FEB.

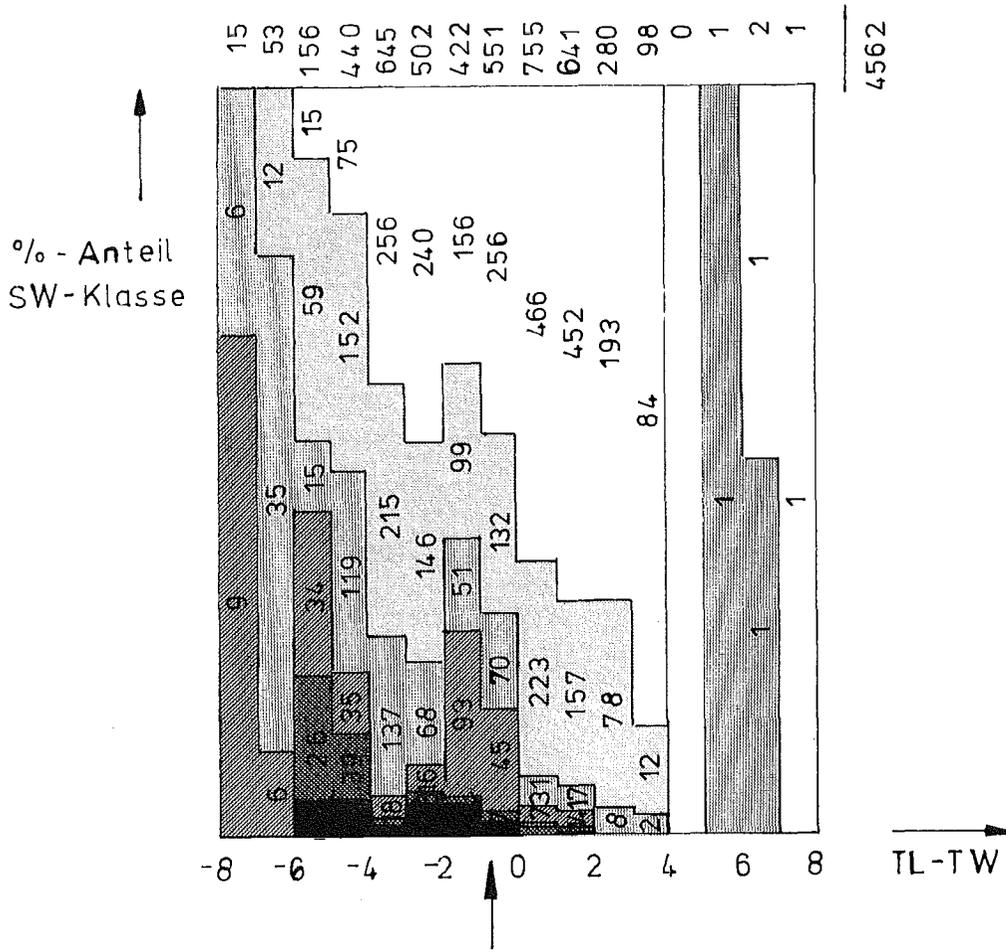
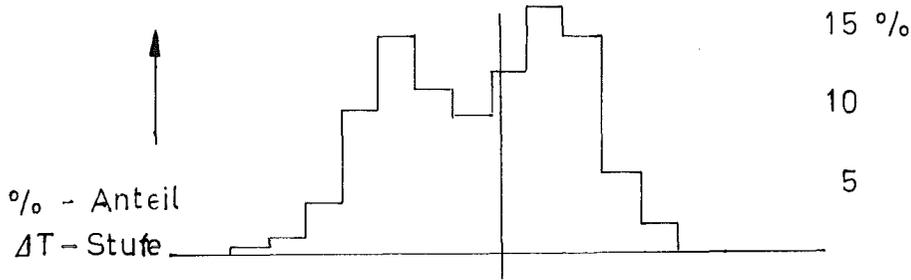


Abb. 4.2-1 Relative Häufigkeit der Sichtweiten in den Monaten Januar-Februar 1976 (in %); aufgetragen gegen die Temperaturdifferenz Luft-Wasser. Die senkrechten Zahlen geben die absolute Anzahl der 10-min Protokolle des jeweiligen Ereignisses an. Die Kurve oben zeigt den Verlauf der Häufigkeitsverteilung in die ΔT -Stufen, der Schwerpunkt dieser Verteilung ist markiert (Strich und Pfeil an der Skala) Graustufen: klar-leichter Dunst-unter 1000m, -670 m, -220 m, -100 m.

MÄRZ - APRIL

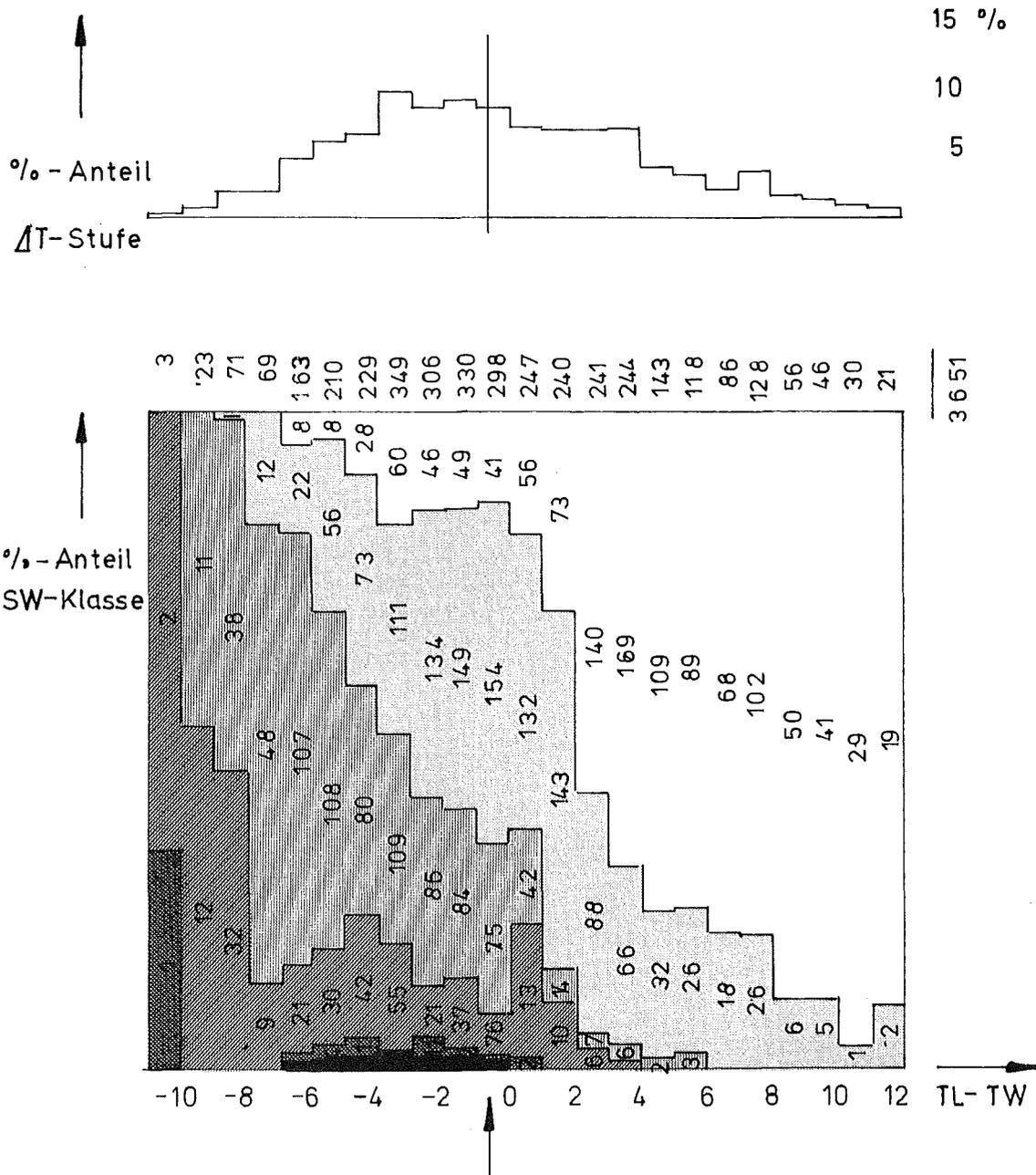


Abb. 4.2-2 Relative Häufigkeit der Sichtweiten in den Monaten März-April 1976 (in %), aufgetragen gegen die Temperaturdifferenz Luft-Wasser. Die senkrechten Zahlen geben die absolute Anzahl der 10-min Protokolle des jeweiligen Ereignisses an. Die Kurve oben zeigt den Verlauf der Häufigkeitsverteilung in die ΔT -Stufen, der Schwerpunkt dieser Verteilung ist markiert (Strich und Pfeil an der Skala). Graustufen: klar - leichter Dunst - unter 1000 m, -670 m, -220 m, -100 m.

MAI-JUNI

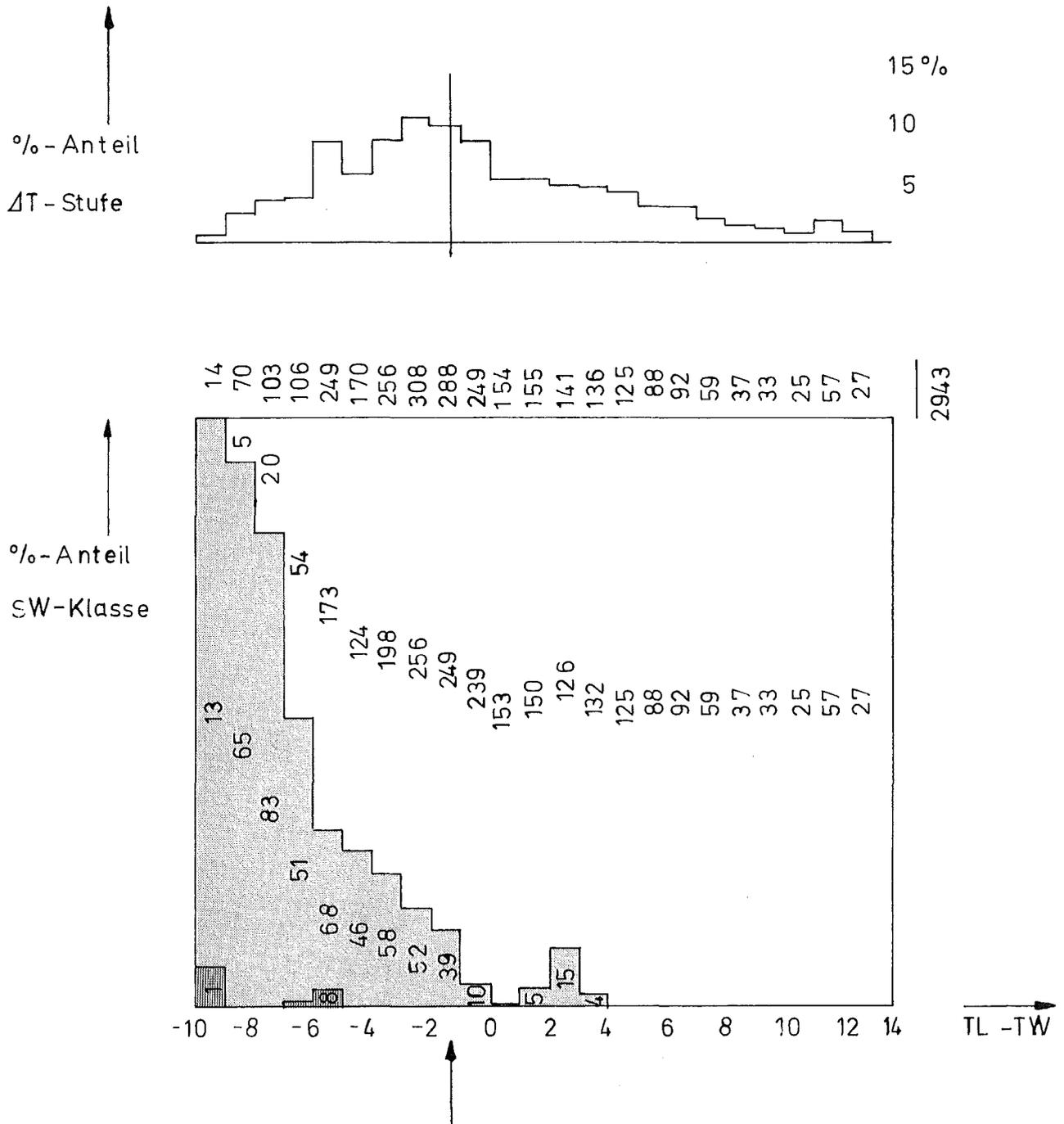


Abb. 4.2-3 Relative Häufigkeit der Sichtweiten in den Monaten Mai-Juni 1976 (in %), aufgetragen gegen die Temperaturdifferenz Luft-Wasser. Die senkrechten Zahlen geben die absolute Anzahl der 10-min Protokolle des jeweiligen Ereignisses an. Die Kurve oben zeigt den Verlauf der Häufigkeitsverteilung in den ΔT -Stufen, der Schwerpunkt dieser Verteilung ist markiert (Strich und Pfeil an der Skala). Graustufen: klar-leichter Dunst - unter 1000 m, -670 m, -220 m, -100 m.

JULI

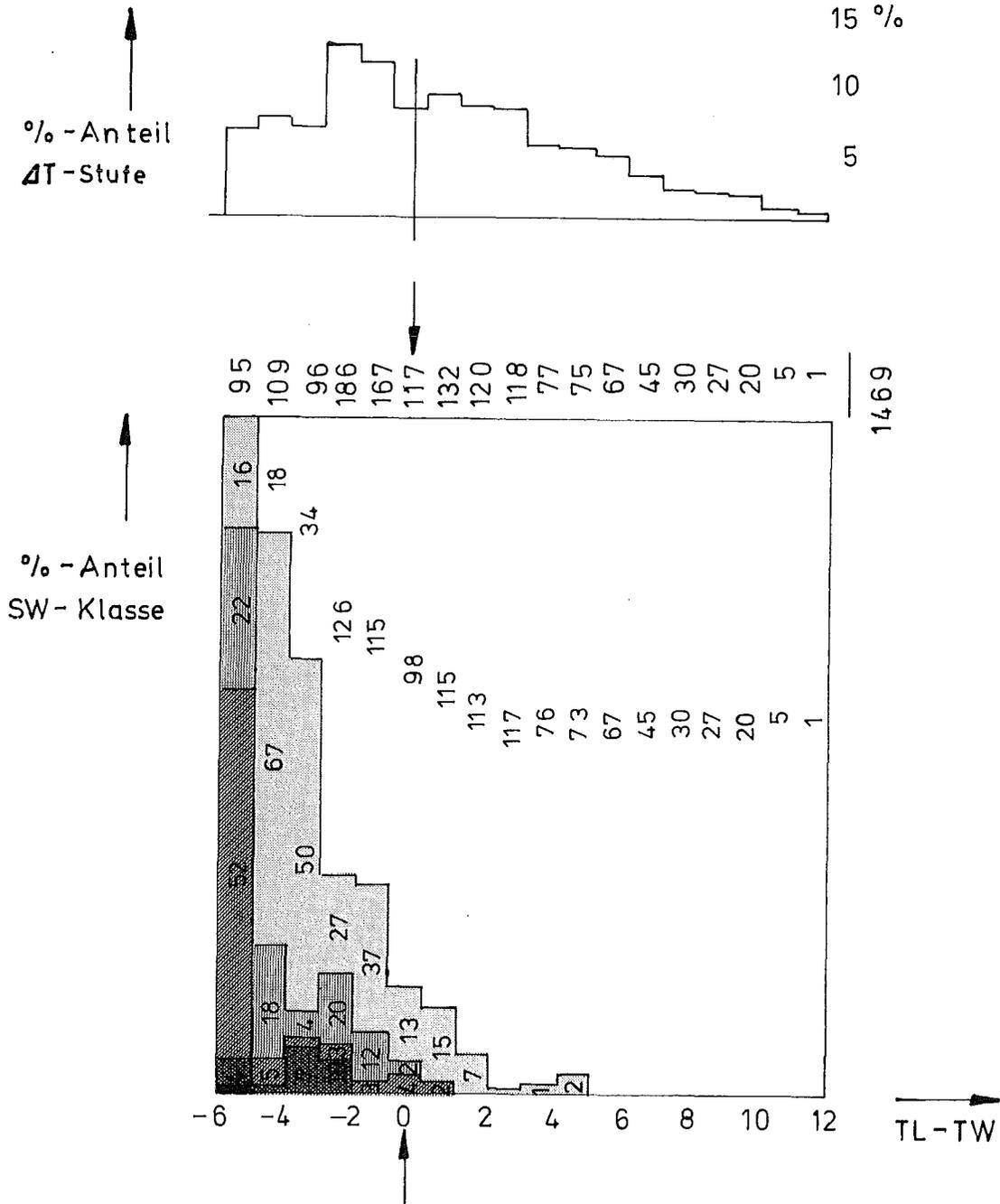


Abb. 4.2-4 Relative Häufigkeit der Sichtweiten im Monat Juli 1976 (in %). Aufgetragen gegen die Temperaturdifferenz Luft - Wasser. Die senkrechten Zahlen geben die absolute Anzahl der 10-min Protokolle des jeweiligen Ereignisses an. Die Kurve oben zeigt den Verlauf der Häufigkeitsverteilung in die ΔT -Stufen, der Schwerpunkt dieser Verteilung ist markiert (Strich und Pfeil an der Skala). Graustufen: klar - leichter Dunst - unter 1000m, -670m, -220m, -100m.

OKT.- NOV.

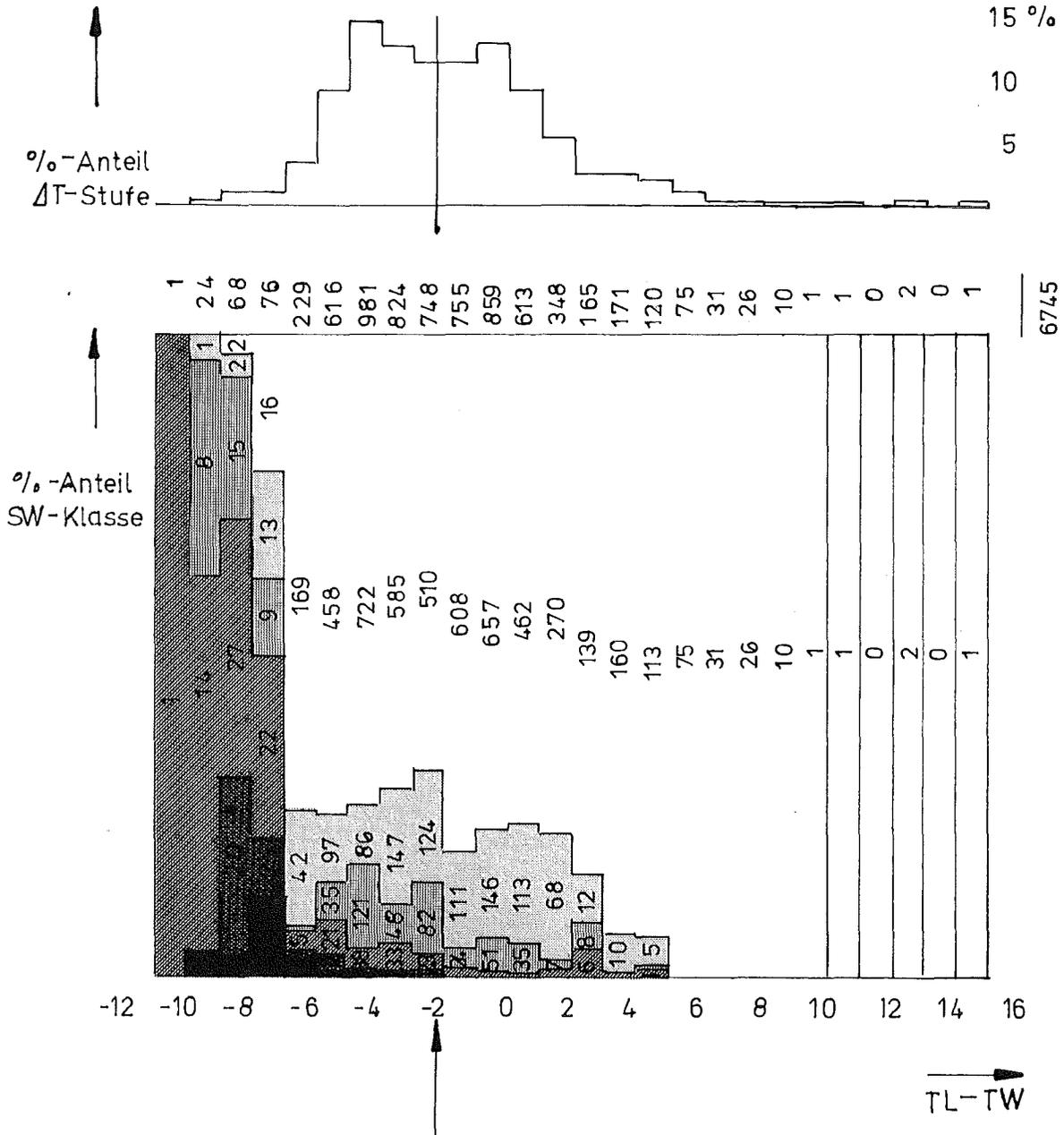


Abb. 4.2-5 Relative Häufigkeit der Sichtweiten in den Monaten Okt.-Nov. 1976 (in %). Aufgetragen gegen die Temperaturdifferenz Luft-Wasser. Die senkrechten Zahlen geben die absolute Anzahl der 10-min Protokolle des jeweiligen Ereignisses an. Die Kurve oben zeigt den Verlauf der Häufigkeitsverteilung in die ΔT -Stufen, der Schwerpunkt dieser Verteilung ist markiert (Strich u. Pfeil an der Skala). Graustufen: klar - leichter Dunst - unter 1000m, -670m, -220m, -100m.

Klassen:

klar			14	5	23	24	31	34	43	95	100	100				
trüb		67	49	27	35	43	37	29	47	5						
1000-670 m		13	33	0	42	36	31	25	27	9	0	0	0	100	100	
670-220 m		88	0	5	8	3	1	6	9							
220-100 m				21	9	0	1	0	1	1						
100- 0 m				11	8	2	0	1								
Anzahl (= 100 %)		8	6	57	183	247	141	127	208	148	65	2	1	0	1	1
(TL-WT) K	-10	-8	-6	-4	-2	0	2	4	6	8						

Tab. 4.3-1 Relative Häufigkeit der Sichtweiteklassen (in % der Anzahl der Fälle je ΔT -Stufe) bei Windgeschwindigkeiten kleiner als 1,5 m/sec
- Januar/Februar 76 -

Erläuterungen zu den Tabellen 4.3-1 bis 4.3-10

Nach rechts ist die Achse Temperaturdifferenz Luft-Wasser in 1° -Schritten gestuft aufgetragen. In der Spalte (TL-WT) ist der Grenzwert jeder zweiten Spalte ausgedruckt. Nach oben sind die Sichtweitestufen -eingeteilt wie in den Abb. 4.2-1 bis 4.2-5- aufgetragen. Die jeweilige Anzahl gemessener Fälle des angegebenen Zeitraums, die der angegebenen Einschränkung der Windgeschwindigkeit genügen, sind in der Zeile "Anzahl" in der zugehörigen Temperaturdifferenzspalte ausgedruckt. Die Zahlen in der gleichen Spalte darüber geben den prozentualen Anteil der jeweiligen Sichtweitenstufe von dieser Anzahl an. Nullen außerhalb des Bereichs angenommener Werte sind fortgelassen.

Klassen:

klar			33	1	8	12	25	26	33	96	100				
trüb			58	22	39	40	36	23	53	4					
1000-670 m				57	53	46	29	31	13	0	0	0	0	100	100
670-220 m				15	1	0	11	20							
220-100 m			8	4	0	2	0	0	1						
100- 0 m				1											
Anzahl (= 100 %)			24	74	80	57	56	96	78	27	2	0	0	1	1
(TL-WT) K	-10	-8	-6	-4	-2	0	2	4	6	8					

Tab. 4.3-2 Relative Häufigkeiten der Sichtweiteklassen (in % der Anzahl der Fälle je ΔT -Stufe) bei Windgeschwindigkeiten kleiner als 0,7 m/sec

- Januar/Februar 76 -

Klassen:

klar				4	6	5	8	8	4	3	11	18	33	56	62	33	20	30	75	80	100	80	
trüb			14	7	7	11	14	30	30	25	55	60	51	34	35	47	80	70	25	20	0	20	
1000-670 m		48	45	69	69	50	51	41	40	37	31	20	11	7	8	3	20						
670-220 m	50	52	55	16	14	29	29	28	11	20	38	10	10	9	2								
220-100 m	50	0	0	0	5	4	1	3	7	4	2	2											
100- 0 m				1	4	4	6	5	6	2	2												
Anzahl (= 100%)	2	23	51	49	58	100	128	154	161	179	194	123	88	57	64	37	15	5	10	4	5	5	5
(TL-WT) K	-10			-8				-6						-4									

Klassen:

klar			4	4	0	4	4	2	0	13	14	35	38	65	50	0	0	0	0	100	100		
trüb			4	4	6	12	26	24	21	44	60	50	54	35	50	100	100						
1000-670 m	100	31	56	76	33	46	40	34	36	28	22	17	8	4									
670-220 m		69	44	16	38	44	28	13	23	47	14	10	8	4									
220-100 m					8	0	4	13	6	2	3												
100- 0 m					13	4	12	9	9	2	3												
Anzahl (= 100 %)		4	16	18	25	24	50	57	68	103	125	63	42	26	26	17	2	3	1	0	0	1	1
(TL-WT) K		-10		-8		-6		-4		-2		0		2		4		6		8		10	

Tab. 4.3-4 Relative Häufigkeiten der Sichtweiteklassen (in % der Anzahl der Fälle je ΔT -Stufe) bei Windgeschwindigkeiten kleiner als 0,7 m/sec

- März/April 76 -

Klassen:

klar	7	21	33	40	53	63	69	89	93	96	91	75	93	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
trüb	100	93	79	67	51	48	37	31	11	7	4	9	25	7									
1000-670 m					9																		
670-220 m																							
220-100 m																							
100- 0 m																							
Anzahl (= 100 %)	7	42	73	43	88	80	91	128	117	102	80	75	60	57	33	27	23	15	9	7	4	4	1
(TL-WT) K		-8		-6		-4		-2		0		2		4		6		8		10		12	

Tab. 4.3-5 Relative Häufigkeit der Sichtweiteklassen (in % der Anzahl der Fälle je ΔT -Stufe) bei Windgeschwindigkeiten kleiner als 1,5 m/sec

- Mai/Juni 76 -

Klassen:

klar		27	25	23	28	68	72	95	97	100	91	90	91	100	100	100	100	100	0	100	
trüb	100	73	75	65	72	32	28	5	3	0	9	10	9								
1000-670 m				13																	
670-220 m																					
220-100 m																					
100- 0 m																					
Anzahl (= 100 %)	1	11	12	31	36	44	46	58	61	46	53	30	33	13	11	4	6	1	3	0	1
(TL-WT) K	-10	-8	-6	-4	-2	0	2	4	6	8	10										

Tab. 4.3-6 Relative Häufigkeit der Sichtweiteklassen (in % der Anzahl der Fälle je ΔT -Stufe) bei Windgeschwindigkeiten kleiner als 0,7 m/sec

Klassen:

klar		15	25	69	70	80	75	96	97	96	95	100	100	100	100	100	100		
trüb		17	68	65	17	16	16	25	4	3	4	5							
1000-670 m		23	14	4	9	13	3												
670-220 m		53	1	0	2	1	1												
220-100 m		5	1	6	2														
100- 0 m		1																	
Anzahl (= 100 %)		81	78	68	128	79	69	57	52	37	23	40	30	18	16	18	10	4	1
(TL-WT) K		-10	-8	-6	-4	-2	0	2	4	6	8								

Tab. 4.3-7 Relative Häufigkeit der Sichtweiteklassen (in % der Anzahl der Fälle je ΔT -Stufe) bei Windgeschwindigkeiten kleiner als 1,5 m/sec

- Juli 76 -

Klassen:

klar				9	21	73	54	71	59	91	93	89	95	100	100	100	100	100	100		
trüb				8	65	72	10	18	19	41	9	7	11	5							
1000-670 m				21	26	7	8	26	6												
670-220 m				62	0	0	6	3	3												
220-100 m				8	0	0	2														
100- 0 m				3																	
Anzahl (= 100%)				39	43	29	48	39	31	29	23	14	9	20	11	6	6	9	9	3	1
(TL-WT) K	-10	-8	-6	-4	-2	0	2	4	6	8	10										

Tab. 4.3-8 Relative Häufigkeit der Sichtweiteklassen (in % der Anzahl der Fälle je ΔT -Stufe) bei Windgeschwindigkeiten kleiner als 0,7 m/sec

- Juli 76 -

Klassen:

klar		10	37	71	73	72	70	66	78	73	83	88	93	100	100	100	100	100	100	100	100	
trüb		4	3	16	24	15	7	15	15	16	19	14	12	3								
1000-670 m		35	22	12	0	7	15	8	13	4	8	3	0	4								
670-220 m	100	61	34	21	2	3	4	6	4	2												
220-100 m			28	3	1	0	1	2	1													
100- 0 m			3	11	3	1																
Anzahl (= 100 %)	1	23	68	73	133	491	581	561	546	454	406	295	214	70	48	45	32	14	17	8	1	1
(TL-WT) K	-10	-8	-6	-4	-2	0	2	4	6	8	10											

Tab. 4.3-9 Relative Häufigkeiten der Sichtweitekassen (in % der Anzahl der Fälle je ΔT -Stufe) bei Windgeschwindigkeiten kleiner als 1,5 m/sec

- Oktober/November 76 -

Klassen:

klar		4	19	61	72	69	68	66	73	64	66	87	93	100	100	100	100	100	100	
trüb		4	17	25	16	8	19	14	20	25	22	7	4							
1000-670 m	60	22	14	1	8	19	6	13	6	11	9	3								
670-220 m	40	42	31	6	2	4	6	5	1	0	2	3	4							
220-100 m		28	7	3	0	1	1	1												
100- 0 m			12	4	1															
Anzahl (= 100 %)		5	50	42	71	284	325	326	308	219	208	125	108	28	19	22	16	5	13	6
(TL-WT) K	-10		-8		-6		-4		-2		0		2		4		6		8	

Tab. 4.3-10 Relative Häufigkeit der Sichtweitekassen (in % der Anzahl der Fälle je ΔT -Stufe) bei Windgeschwindigkeiten kleiner als 0,7 m/sec

- Oktober/November 76 -

Der Dank der Autoren gilt Frau Christine Sack für die sorgfältige Übertragung, Ordnung und Archivierung der Meßdaten in der Großrechenanlage des Zentrums. Besonders sei ihr für die mathematische Ausführung der Auswertungen zur Sichtweite gedankt.

Herrn Schikarski sei als dem Leiter des Projekts für seine Unterstützung bei der Programmdurchführung gedankt.