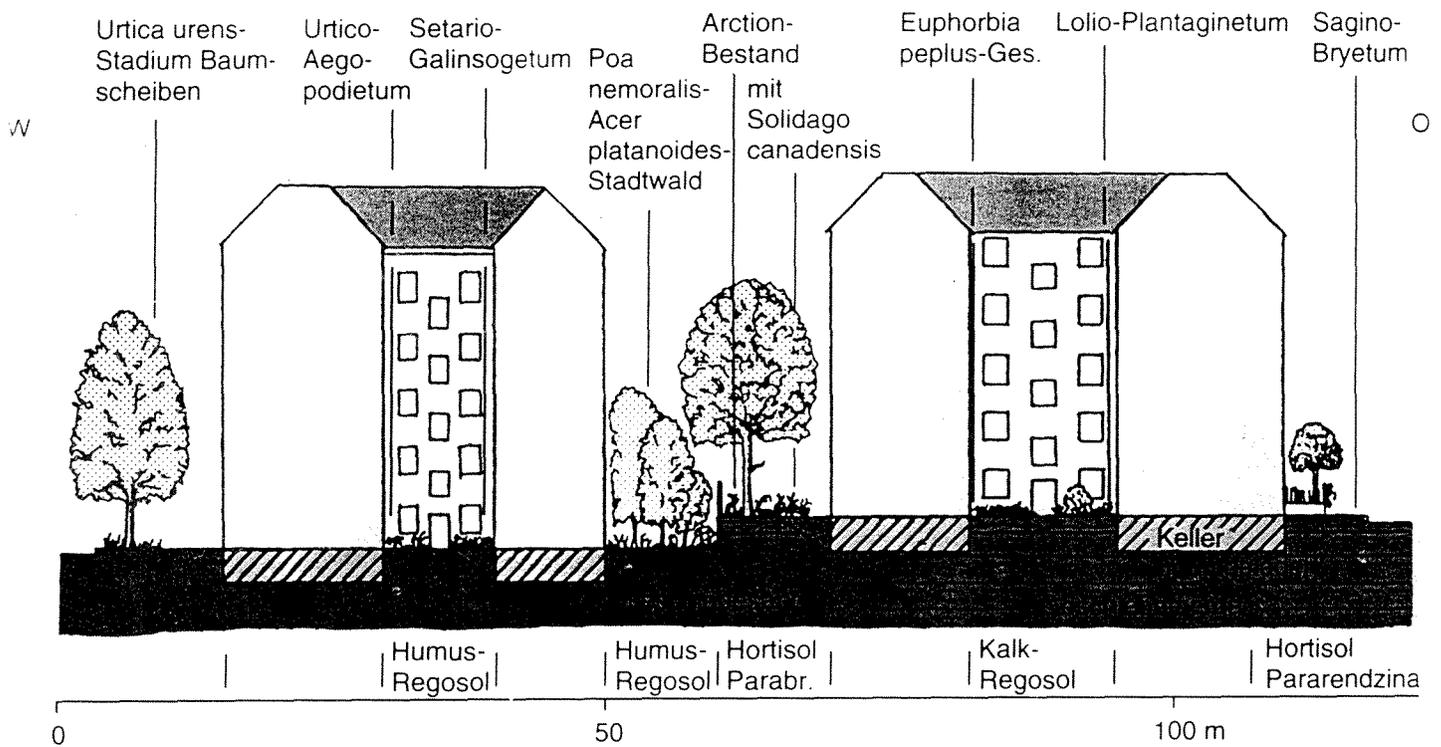


H. Sukopp · R. Wittig
(Hrsg.)

Stadt- ökologie



GUSTAV
FISCHER
STUTT GART, 1993

6 Stadtklima

Wilhelm Kuttler

6.1 Einführung und geschichtliche Betrachtung

Der urbane Siedlungsraum verursacht im Vergleich zum nicht bebauten Umland klimatische Veränderungen, die allgemein unter dem Begriff «Stadtklima» zusammengefaßt werden. Hierunter versteht man ein auf der Wechselwirkung mit der Bebauung und deren Auswirkungen beruhendes Klima, das zusätzlich durch Abwärme und Schadstoffemissionen modifiziert wird.

Der Beginn der wissenschaftlichen Erforschung des Stadtklimas dürfte auf den englischen Chemiker Luke Howard (1772–1864) zurückgehen, der 1833 in seinem bereits in dritter Auflage erschienenen Buch «Climate of London, deduced from meteorological observations» die klimatischen Unterschiede zwischen London und seiner Umgebung beschrieb. Howard belegte anhand umfangreicher Messungen, daß das Stadtgebiet eine höhere Lufttemperatur aufwies als das unbebaute Umland. Die Überwärmung belief sich in den Wintermonaten auf $1,8^{\circ}\text{F}$ ($\text{F} = \text{Fahrenheit}$), in den Sommermonaten auf $1,1^{\circ}\text{F}$. Diese Lufttemperaturunterschiede führte er vornehmlich auf den intensiven Verbrauch des Brennstoffs Kohle zurück, der für Heiz- und Kochzwecke verwendet wurde. Darüber hinaus konnte er aufgrund seiner Beobachtungen zum winterlichen Nebelproblem – der Begriff «city-smog» wurde von ihm geprägt – die durch Smog stark verrauchte Londoner Innenstadt von dem häufiger nebefreien Umland abgrenzen.

Aufbauend auf den von Howard durchgeführten Untersuchungen schlossen sich in der Folgezeit zahlreiche Arbeiten zur Erforschung des städtischen Wärmeinselphänomens an. Auch

der stadtbedingten Wolkenbildung sowie der Modifikation von Niederschlägen durch Städte wurden vermehrt Beobachtungen in den verschiedenen europäischen Ballungsräumen gewidmet.

Bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts war man aufgrund der überwiegend an Feststationen erfolgten Datenerfassung in der Lage, exakte Punktmessungen mit einer allerdings geringen Aussagekraft für die weitere Umgebung des Meßstandortes vorzunehmen. In der Folgezeit ließ der Einsatz von Fahrrad und Kraftfahrzeug erste Meßfahrten mit einer mehr flächenhaften Interpretation der klimatischen Sachverhalte in einem Stadtgebiet zu. Die Anwendung dieser Hilfsmittel erlaubte nämlich die zeitlich rasch aufeinander folgende Messung der Lufttemperaturen an zahlreichen Punkten innerhalb eines Stadtgebietes und seiner unbebauten Umgebung. Dadurch eröffnete sich erstmals die Möglichkeit, die gegenüber dem Umland besonders stark bei Strahlungswetterlagen auftretende Intensität und räumliche Abgrenzung der positiven städtischen Temperaturanomale für größere Gebiete «flächendeckend» zu erfassen. Es waren die Meteorologen Peppler (1929) und Schmidt (1930), die auf diesem Wege ermittelte detaillierte Analysen des Temperaturfeldes für Strahlungswetterlagen auf der Grundlage von «**Profilmessfahrten**» für die Städte Karlsruhe und Wien (Abb. 6-1) vorlegten. Mit Hilfe des so gewonnenen Datenmaterials ließen sich überwärmte und nicht überwärmte Stadtgebiete voneinander trennen und ihre Ausdehnung mit Hilfe thematischer Karten darstellen. Neben dieser

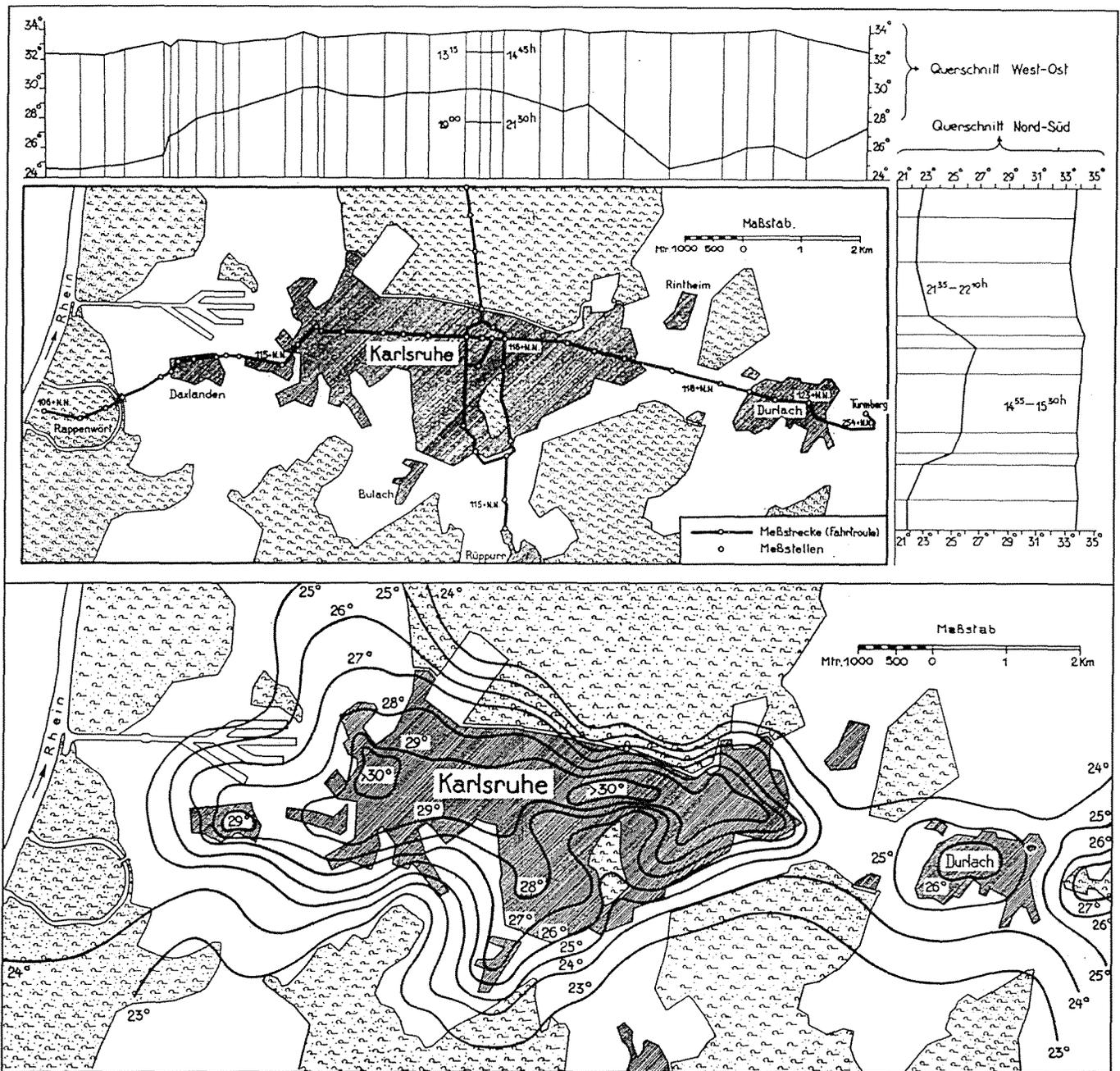


Abb. 6-1: Die Temperaturverhältnisse von Karlsruhe an heißen Sommertagen (23. Juli 1929); **oben:** Meßstrecken und Temperaturprofile, **unten:** Temperaturkarte (aus Peppeler 1930).

horizontalen Erfassung und Abgrenzung der städtischen Wärmeinseln begann man auch damit, sich für deren vertikale Ausdehnung zu interessieren. Hierzu wurden Temperaturmessungen an Türmen und unter Zuhilfenahme von Fesselballonsonden durchgeführt. So entstanden erste dreidimensionale Vorstellungen über die Struktur des «städtischen Wärmedomes».

In diesem Zusammenhang erschienen in den 20er und 30er Jahren dieses Jahrhunderts auch erste Arbeiten zur **Humanbioklimatologie**, jener Wissenschaftsdisziplin, die sich mit dem

Einfluß des Klimas auf den Menschen beschäftigt. Büttner (1929) quantifizierte z. B. die durch den Großstadtdunst geschwächte Globalstrahlung, Lauscher (1931) untersuchte die Abkühlungsgröße in Straßenschluchten und belegte damit auch den Wärmespeichereffekt von Städten. Hierdurch war es möglich, humanbioklimatologische Rückschlüsse auf das entsprechende Wohnumfeld der Bevölkerung vorzunehmen.

Auch auf die **Stadtplanung** hatte das in der Erforschung begriffene «Eigenklima der Städte» erste Auswirkungen. Bereits Kaßner (1910) be-

handelte ausführlich «Die meteorologischen Grundlagen des Städtebaus». Das in der Folgezeit immer umfangreicher werdende Datenmaterial zur Stadtklimatologie erlaubte es, im Jahre 1937 einen ersten und für die damalige Zeit äußerst umfassenden Überblick über den Wissensstand dieser Forschungsdisziplin zu geben. In der von dem Geographen Pater Albert Kratzer (1937) vorgelegten Dissertation über «Das Stadtklima» konnte dabei schon auf die Auswertung von 225 Publikationen zurückgegriffen werden. Dieses wichtige Buch erlebte 1956 unter Verwendung von 533 Literaturziten eine zweite, stark erweiterte Auflage und galt weltweit als wichtigstes Grundlagenwerk der Stadtklimatologie. Es dauerte Jahrzehnte, bis im Jahre 1981 erneut eine Monographie zur Stadtklimatologie mit dem Titel «The Urban Climate» von Landsberg (1981) erschien.

Während Kratzer im wesentlichen einer deskriptiven Darstellung stadtklimatologischer Sachverhalte den Vorzug gab, dominierten in der Folgezeit die auf der Anwendung analytisch-physikalischer Meßmethoden beruhenden Verfahren. Die zahlreichen Arbeiten, die

zu mikro- und mesoklimatischen Problemen sowie zur Dynamik der Stadtatmosphäre vorgelegt wurden, sind ein beredtes Zeugnis dafür. Auch ist seitdem der Anteil an Stadtklimaanalysen gestiegen, der für den angewandt-planerischen Sektor aussagekräftige Meßdaten zur Verfügung stellt. Man hatte nämlich erkannt, daß die stadtklimatologische Forschung nicht nur akademischer Selbstzweck ist, sondern gerade bei einem stetig steigenden Stadtwachstum wie es insbesondere seit dem Beginn des 20. Jahrhunderts weltweit zu beobachten ist, eine notwendige Entscheidungshilfe bei planerischen Abwägungsprozessen auf der Basis objektiv gewonnenen Datenmaterials darstellt.

Diese Entwicklung der Stadtklimatologie dürfte sich – ausgehend vom Baugesetzbuch (vgl. § 1 Abs. 5, Nr. 7) – und in Hinblick auf die Anwendung der im «UVP-Gesetz» (UVP-Gesetz 1990) verankerten Umweltverträglichkeitsprüfung, in der u. a. dem «Belang Klima» ein besonderer Stellenwert zugedacht wird, künftig noch weiter verstärken. Umfangreiche zusammenfassende Darstellungen des Themas «Stadtklima» geben Landsberg (1981), die VDI-Kommission Reinhaltung der Luft (1988) und Schirmer et al. (1993).

6.2 Ursachen des Stadtklimas

Die Ausprägung der charakteristischen klimatischen Eigenschaften bebauter Gebiete gegenüber ihrem Umland ist auf zahlreiche Faktoren zurückzuführen. Es sind dies in erster Linie die Umwandlung der natürlichen Bodenoberfläche in ein überwiegend durch künstliche Materialien versiegeltes Stadtgebiet (vgl. 7.2.3), die Veränderung der Biosphäre durch eine Reduzierung der mit Vegetation bedeckten Fläche sowie die anthropogene Einwirkung durch technische Einrichtungen, zu denen die thermischen und lufthygienischen Auswirkungen des Kraftfahrzeugverkehrs, der Industrie, des Gewerbes und des Hausbrandes zählen. Die genannten Faktoren beeinflussen die Zusammensetzung der **Stadtatmosphäre** sowie den **Strahlungs- und Energiehaushalt**. Als Folge daraus resultieren mikro- und mesoklimatische Besonderheiten der Städte gegenüber ihrem Umland.

Auffälligstes Merkmal einer Veränderung der Bodenoberfläche ist die durch die Bebauung verursachte Erhöhung der Rauigkeit, wodurch der bodennahe atmosphärische Austausch in der Stadt eine nachhaltige negative Beeinflussung erfährt. Darüber hinaus beeinflussen die in den Städten verwendeten Baustoffe die physikalischen Eigenschaften der Oberflächen, wodurch deren Reflexionsgrad, Absorptionsvermögen und Wärmekapazität bestimmt werden. Die in Tab. 6-1 zusammengestellten Werte für natürliche und künstliche Materialien belegen exemplarisch die große Spannweite der zu erwartenden Auswirkungen. Auch führt die besiedelte Fläche mit ihrem Nebeneinander von Straßen, Plätzen und Gebäuden zu einer Zunahme der für den Strahlungs- und Energieumsatz zur Verfügung stehenden Flächen. Bodenverdichtung und -versiegelung verursachen ferner ein einge-

schränktes Evaporations- und Wasserspeichervermögen und sorgen zusammen mit der in den Städten vorherrschenden Vegetationsarmut für eine Erhöhung des sensiblen Wärmestromes auf Kosten des latenten Wärmetransportes.

Die Auswirkungen der technischen Einrichtungen sind im wesentlichen auf Verbrennungspro-

zesse zurückzuführen; Gewerbe- und Industriebetriebe sind hieran ebenso beteiligt wie die Raumbeheizung und der Kraftfahrzeugverkehr. Die Größenordnungen der zu erwartenden Klimamodifikationen, die sich für Städte in den mittleren Breiten gegenüber ihrem Umland ergeben, sind in Tab. 6-2 zusammengestellt.

Tab. 6-1: Thermische Eigenschaften künstlicher und natürlicher Materialien (nach verschiedenen Tabellen aus Oke 1990 kombiniert).

Material (trockener Zustand)	Anmer- kungen	Dichte (kg m^{-3} $\times 10^3$)	Spezifische Wärme ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ $\times 10^3$)	Wärme- kapazität ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ $\times 10^6$)	Wärmeleit- fähigkeit ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)	Temperatur- leitfähigkeit ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ $\times 10^{-6}$)	Wärme- übergang ($\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1/2}$ K^{-1})
Asphalt		2,11	0,92	1,94	0,75	0,38	1.205
Beton	Gasbeton	0,32	0,88	0,28	0,08	0,29	150
	Schwer- beton	2,40	0,88	2,11	1,51	0,72	1.785
Naturstein	durch- schnittl.	2,68	0,84	2,25	2,19	4,93	2.220
Backstein	durch- schnittl.	1,83	0,75	1,37	0,83	0,61	1.065
Lehmziegel		1,92	0,92	1,77	0,84	0,47	1.220
Holz	weich	0,32	1,42	0,45	0,09	0,20	200
	hart	0,81	1,88	1,52	0,19	0,13	535
Stahl		7,85	0,50	3,93	53,30	13,60	14.475
Glas		2,48	0,67	1,66	0,74	0,44	1.110
Gipsplatte	durch- schnittl.	1,42	1,05	1,49	0,27	0,18	635
Dämm- material	Polystyrol	0,02	0,88	0,02	0,03	1,50	25
	Kork	0,16	1,80	0,29	0,05	0,17	120
Lehmboden (40% Poren- volumen)	trocken	1,60	0,89	1,42	0,25	0,18	600
	gesättigt	2,00	1,55	3,10	1,58	0,51	2.210
Wasser*	4°C, unbe- wegt	1,00	4,18	4,18	0,57	0,14	1.545
Luft*	10°C, unbe- wegt	0,0012	1,01	0,0012	0,025	20,50	5
	turbulent	0,0012	1,01	0,0012	≈ 125	$\approx 10 \times 10^6$	390

* Eigenschaften sind temperaturabhängig.

Tab. 6-2: Klimatische Unterschiede zwischen Stadt und Umland (nach Landsberg 1981 aus Kuttler 1987, verändert).

Faktoren	Veränderungen gegenüber dem nicht bebauten Umland	Faktoren	Veränderungen gegenüber dem nicht bebauten Umland
Strahlung		Verdunstung	
Globalstrahlung auf horizontaler Oberfläche	-20%	Gesamtbetrag	-60% bis -30%
Gegenstrahlung Ultraviolett im Winter	+10%	Relative Luftfeuchtigkeit	
Ultraviolett im Sommer	-70% (im Extremfall -100%) -30 bis -10%	Jahresmittel	- 6%
		Wintermittel	- 2%
		Sommermittel	- 8%
Sonnenscheindauer		Windgeschwindigkeit	
Sichtbares Licht im Winter	- 8%	Jahresmittel	-25%
Sichtbares Licht im Sommer	-10%	Spitzenböen	-15%
		Windstillen	+13%
Niederschlag		Vegetationsbedeckte Fläche	
Gesamtbetrag	+10%	Verlängerung der städtischen Vegetationsperiode	ca. 8-10 Tage
Tauabsatz	-65%		
Lufttemperatur			
Jahresmittel	0,5 bis 1 Kelvin höher		
Winterminima	1 bis 3 Kelvin höher		
maximale Temperaturunterschiede	3 bis 10 Kelvin höher		
Dauer der winterlichen Frostperiode	-25%		

6.3 Struktur der Stadtatmosphäre

Die auf die bereits erläuterten urbanen Einflußgrößen zurückgehenden Auswirkungen bezüglich der bodennahen klimatischen Verhältnisse führen dazu, daß sich der Aufbau der Stadtatmosphäre grundlegend von derjenigen einer Freilandatmosphäre unterscheidet. Mit Hilfe des in Abb. 6-2 dargestellten Schemas sollen wichtige strukturelle Charakteristika erläutert werden.

Abgesehen von der laminaren Bodenschicht, die in diesem Zusammenhang nicht betrachtet werden soll, bezeichnet man den untersten Teil der Erdatmosphäre als planetarische oder **atmosphärische Grenzschicht**. Diese ist durch me-

chanisch und thermisch induzierte Turbulenzvorgänge charakterisiert, die im allgemeinen für eine gute Durchmischung der Luft sorgen. Die Mächtigkeit der atmosphärischen Grenzschicht hängt von der Rauigkeit der Erdoberfläche, vom vertikalen Temperaturgradienten und von den Windverhältnissen ab. Ihre Obergrenze kann unter Einstrahlungsbedingungen tagsüber auf 1.000 bis 2.000 m ansteigen, nachts hingegen auf eine Mächtigkeit von wenigen hundert Metern schrumpfen.

Über ebenem Gelände läßt sich die atmosphärische Grenzschicht in zwei Bereiche unterglie-

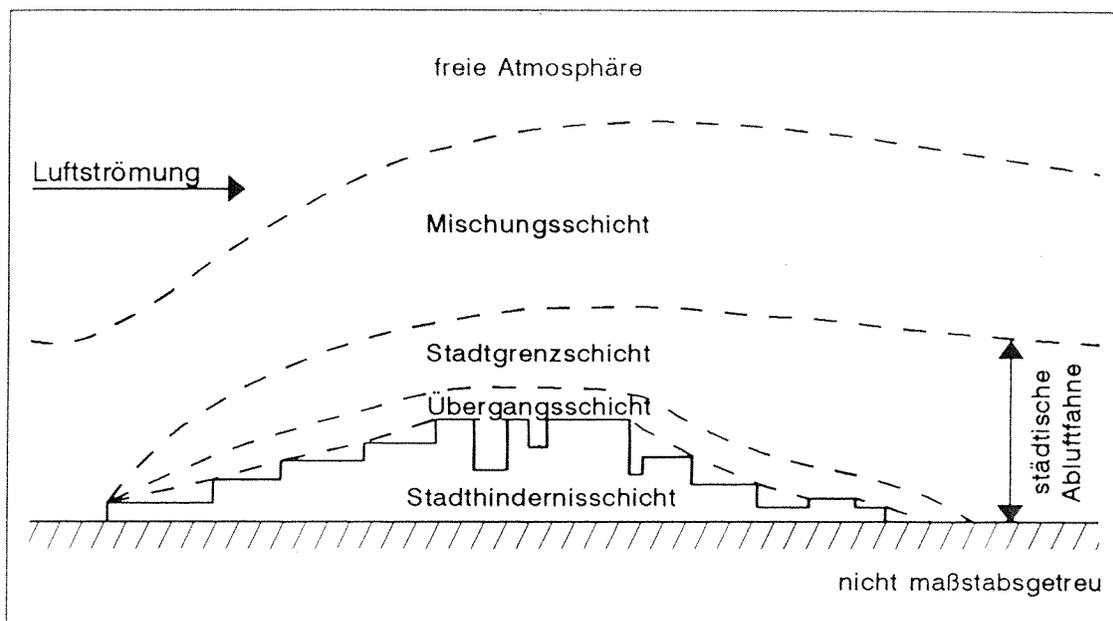


Abb. 6-2: Schema des Aufbaus der städtischen Atmosphäre.

dem: in die **bodennahe Grenzschicht** und in die darüberliegende **Mischungsschicht**. Erstere kann eine Mächtigkeit von etwa 100 m erreichen. In ihr sind die Impuls-, Wärme- und Feuchteflüsse höhenunabhängig und können als quasikonstant zugesehen werden. Auf die Windbewegung hat die Coriolisbeschleunigung noch keinen Einfluß, wohl aber die Schubspannung. Die sich an die bodennahe Grenzschicht anschließende Mischungsschicht erreicht hingegen Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern. In ihr treten bereits höhenabhängige Änderungen der Impuls-, Wärme- und Feuchteströme auf. Auch nimmt die Winddrehung mit zunehmender Entfernung von der Erdoberfläche zu (Ekman-Spirale).

Über bebautem Gebiet ist es im Gegensatz zum flachen Umland aufgrund der größeren Rauigkeit, der überwiegend trockeneren Oberflächen sowie der emittierten Luftschadstoffe und der Freisetzung von Abwärme notwendig, die bodennahe Grenzschicht in weitere Bereiche zu unterteilen, um den vielschichtigen Beeinflussungen durch die Stadtoberfläche gerecht zu werden. Nach Wanner (1986), der auf Oke (1984) aufbaut, läßt sich die Stadtatmosphäre in die **Stadthindernis-**, **Übergangs-** und **Stadtgrenzschicht** unterteilen, deren wichtigste Charakteristika mit denen der weiter oben erwähnten Mischungsschicht in Tab. 6-3 zusammengefaßt sind.

6.4 Strahlungs- und Energiehaushalt der Stadtatmosphäre

Verschiedene Faktoren beeinflussen die städtische Strahlungs- und Energiebilanz. Die wichtigsten davon sollen nachfolgend eingehender besprochen werden. Hierzu zählen

- die Veränderung der Globalstrahlung durch die städtische **Dunstglocke**,
- das Reflexionsvermögen (**Albedo**) eines

Stadtkörpers hinsichtlich der einfallenden Strahlung,

- die auf Verbrennungsprozessen unterschiedlichster Art beruhende **«anthropogene Wärmeproduktion»** sowie
- die Beeinflussung der **sensiblen** und **latenten Wärmeströme** durch das bebauten Gebiet.

Tab. 6-3: Modifikation der Planetarischen Grenzschicht durch einen Stadtkörper (nach Wanner 1986 u. Oke 1984; verändert).

Begriffe	Charakteristische Eigenschaften
Stadthindernisschicht (urban canopy layer)	eigenes meteorologisches Regime: sehr turbulent, kontrolliert durch Schubspannung und Rauigkeitselemente (Gebäudeform und -höhe) sowie Oberflächen-Energiebilanzen
Übergangsschicht (turbulent wake layer)	sehr turbulent; «dynamisches Scharnierelement» zwischen Stadthindernisschicht und Stadtgrenzschicht
Stadtgrenzschicht / bodennahe Grenzschicht (Umland) (urban constant flux layer / rural constant flux layer)	Mächtigkeit erreicht ca. 10% der planetarischen Grenzschicht; quasi-konstante Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchte; Windrichtung ungefähr gleichbleibend; Schubspannung dominiert über Gradient- und Corioliskraft; Beeinflussung über komplexer Topographie durch Lokalwindssystem
Mischungsschicht (mixed layer)	Mächtigkeit: 100 m bis einige 100 m; höhenabhängige Änderung der Impuls-, Wärme- und Feuchteflüsse; Dominanz der Schubspannung nimmt zugunsten von Gradient- und Corioliskraft ab; Beeinflussung über komplexer Topographie durch Lokalwindssysteme

6.4.1 Einfluß der Dunstglocke auf die Strahlungsflüsse

Die kurzwellige solare Strahlung wird durch Absorption und Streuung in der Dunstglocke sowohl quantitativ als auch qualitativ modifiziert. Hierbei bestimmen die durch die Luftverschmutzung verursachte **Trübung der Atmosphäre** sowie die Zenitdistanz der Sonne, die die Länge des durchstrahlten Weges durch die Luftschicht bestimmt, im Tages- und Jahresgang das Ausmaß der Strahlungsveränderung. Da im Winter die Trübung häufig besonders groß und der Sonnenstand niedrig ist (große Zenitdistanz), ergibt sich insbesondere in der kalten Jahreszeit eine Strahlungsschwächung. Allgemein wird von einer mittleren Minderung der **Globalstrahlung** durch die Dunstglocke von 10 bis 20% gegenüber der unbeeinflussten Strahlung ausgegangen. In den Sommermonaten erreicht die mittlere Strahlungsreduktion als Folge des hohen Sonnenstandes und der geringeren Schadstoffbelastung in etwa die Hälfte der im Winter auftretenden Werte (Abb. 6-3). Einer in den Städten zu beobachtenden Abnahme der direkten Sonnenstrahlung steht eine Zunahme der diffusen Strahlung gegenüber.

Neben den quantitativen Strahlungseinbußen lassen sich auch qualitative, d. h. von der Wel-

lenlänge abhängige Reduktionen feststellen. Insbesondere für kurze Wellenlängen ($\lambda \leq 400 \text{ nm}$) kann es unter ungünstigen Bedingungen (Winter, tiefer Sonnenstand, starke Luftverschmutzung) sogar zu einer fast völligen Absorption des genannten kurzwelligen Strahlungsanteils kommen. Dieses belegen alte Meßwerte, die hauptsächlich durch den zur damaligen Zeit vorherrschenden hohen Staubgehalt in der Atmosphäre verursacht wurden (Tab. 6-4). Aber auch Messungen neueren Datums, die im Bereich der **UV-Strahlung** vorgenommen wurden, lassen erkennen, daß in diesem Wellenlängenbereich von Strahlungsschwächungen in Innenstadtbereichen auszugehen ist. Je nach Wetterlage und Jahreszeit belaufen sich diese auf 2 bis 20% (Abb. 6-4). Ursache ist die Absorption der photochemisch aktiven UV-Strahlung im Rahmen des bodennah gebildeten **Ozons** (O_3). Es zeigt sich jedoch, daß es auch Situationen gibt, die zu höheren UV-Strahlungsintensitäten in der Innenstadt führen als im Umland. Dieses wird damit erklärt, daß die Ozonbildung von verschiedenen Vorläufergasen abhängig ist, aus denen sich nach mehreren Stunden der sekundäre Luftschadstoff O_3 bildet. Ein gleichzeitig aus dem Stadtgebiet erfolgender Ozontransport, der selbst bei austauscharmen Wetterlagen durch geringe Luftbewegung immer noch ge-

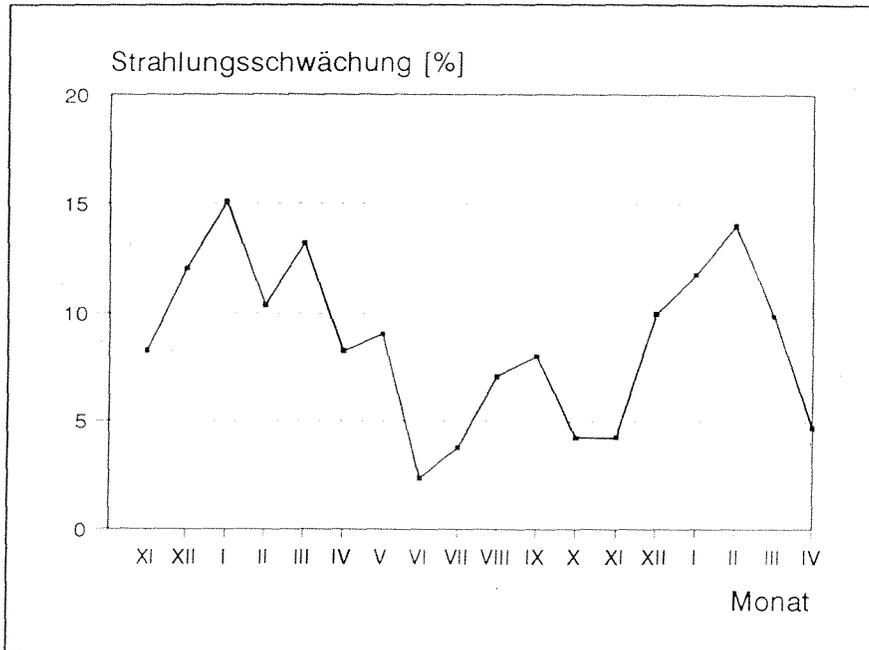


Abb. 6-3: Jahreszeitlicher Verlauf der Strahlungsschwächung durch Luftverunreinigung im Stadtgebiet von Montreal im Vergleich zum Umland von November 1965 bis August 1967 (nach East 1968).

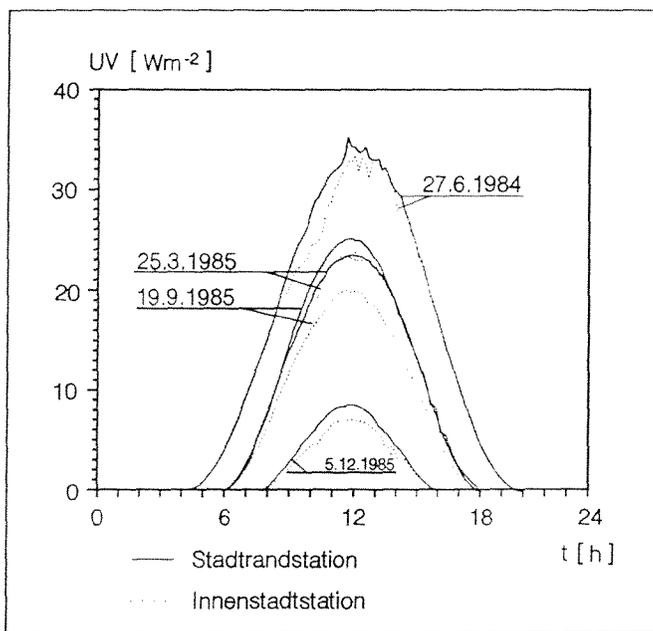


Abb. 6-4: Tagesgänge der UV-Strahlung (10-Minuten-Mittelwerte) an jeweils einem heiteren Tag im Sommer (27.06.1984), Frühjahr (15.03.1985), Herbst (19.09.1985) und Winter (5.12.1985) an einer Innenstadt- und Stadtrandstation in München (nach Noack et al. 1986, verändert).

Tab. 6-4: Prozentuale Spektralverteilung der Sonnenstrahlung in und um Paris (nach Maurain 1947 aus Landsberg 1981).

Spektralbereich	Stadtzentrum	Außenbezirk
UV-Strahlung	0,3	3,0
Violett	2,5	5,0
Sichtbar	43	40
Infrarot	54	52

währleistet ist, sorgt dann dafür, daß letztlich im Umland höhere Ozonkonzentrationen bei niedrigeren UV-Werten gemessen werden als in der Innenstadt.

6.4.2 Die städtische Albedo

Da die Reflexionswerte eines vielschichtig gegliederten Stadtkörpers nicht nur durch die Farbgebung der Oberflächen sowie deren Exposition zur einfallenden Strahlung, sondern auch durch den wechselnden Sonnenstand bestimmt werden, ist es außerordentlich schwierig, einen Mittelwert für Stadtgebiete anzugeben. In Tab. 6-5 wurden einige Beispielwerte typischer Baumaterialien zusammengestellt. Für europäische und nordamerikanische Städte belaufen sich hiernach die Albedowerte, worunter man die Verhältnisse zwischen reflektierter und einfallender Sonnenstrahlung versteht, auf 10 bis 30%, bei einem Mittelwert von 15%. Deutliche Unterschiede treten für die einzelnen Oberflächen sowohl im Tages- als auch im Jahresgang auf. Die Sommer- und Winterwerte unterscheiden sich nicht nur bezüglich des Sonnenstandes voneinander, sondern auch durch ein im Winter in der Stadt meist verkürztes Vorherrschen einer Schneedecke gegenüber ihrem Umland.

Bei Betrachtung der von der Tageszeit abhängigen Albedowerte kann davon ausgegangen werden, daß zum mittäglichen Sonnenhöchststand

Tab. 6-5: Strahlungseigenschaften von typischen Baumaterialien, Stadtflächen und natürlichen Oberflächen (nach einer Zusammenstellung in Helbig 1987).

Oberfläche	Albedo	Emissionskoeffizient ($\lambda = 4-100 \mu\text{m}$)
Straßen		
Asphalt	0,05–0,20	0,95
Mittelwert	0,18	
Wände		
Beton	0,10–0,35	0,71–0,90
Beton, weiß	0,71	
Ziegel	0,20–0,40	0,90–0,92
Naturstein	0,20–0,35	0,85–0,95
Holz	–	0,90
Kalkmörtel	0,27	0,91
Mittelwert	0,30	–
Dächer		
Teer und Splitt	0,08–0,18	0,92
Dachziegel	0,10–0,35	0,90
Schiefer	0,10	0,90
Wellblech	0,10–0,16	0,13–0,28
Fenster		
Glas:		
Sonnenhöhe > 60°	0,08	0,87–0,94
Glas:		
Sonnenhöhe 10–60°	0,09–0,52	0,87–0,92
Anstriche		
weiß	0,50–0,90	0,85–0,95
rot, braun, grün	0,20–0,35	0,85–0,95
schwarz	0,02–0,15	0,90–0,98
Stadtgebiet		
Wertebereich	0,10–0,30	0,85–0,95
Mittelwert	0,15	–
Natürliche Oberflächen		
trockener, heller Sandboden	0,25–0,45	0,91
Getreidefeld	0,10–0,25	–
Wiese	0,15–0,25	–
Laubwald	0,15–0,20	0,90
Nadelwald	0,10–0,15	0,90
Wasserflächen	0,03–0,10	0,97
dunkler Ackerboden	0,07–0,10	0,90–0,98
Neuschneedecke	0,75–0,90	0,98
Altschneedecke	0,40–0,70	–

das Reflexionsvermögen städtischer Oberflächen etwas niedriger ist als während der Morgen- und Abendstunden bei niedrigerer Sonnenhöhe. Dieser Effekt tritt besonders stark bei bebauten Uferbereichen innerstädtischer Wasserflächen in Erscheinung, wo infolge spiegelnder Reflexion ein zusätzlicher Strahlungsgewinn erfolgt.

6.4.3 Die anthropogene Wärmeproduktion

Bezieht man die anthropogene Wärmeproduktion jeweils auf die Gesamtfläche eines Stadtgebietes und vergleicht sie mit den entsprechenden Werten, die durch die natürliche Strahlungsbilanz zur Verfügung gestellt werden, dann zeigt sich ein sehr unterschiedliches, von der Größe und der geographischen Lage der Städte abhängiges Bild (Tab. 6-6).

Für die Städte Fairbanks, Montreal und Manhattan z. B. liegen die Jahresdurchschnittswerte über dem Wert der natürlichen Strahlungsbilanz – der Winterwert für Montreal erreicht sogar das über 11fache –, während außerordentlich geringe Anteile der anthropogenen Wärmeproduktion für Ballungsräume wie Hongkong und Singapur nachgewiesen wurden.

Hohe Wärmeflußdichten werden sowohl verursacht durch hohe Einwohnerdichten als auch durch hohen Prokopfenenergieverbrauch. Die Beeinflussung macht sich besonders im Winter bei negativer Strahlungsbilanz und tiefen Temperaturen bemerkbar. Auf der Grundlage von Analysen des Verbrauchs an Öl und elektrischer Energie sowie auf der Abschätzung der metabolischen Energieproduktion durch die Stadtbevölkerung, lassen sich die Werte der anthropogenen Wärmeraten für Stadtflächen nach den einzelnen Verursachern aufschlüsseln.

In Bonn erreichte der für einen Wintertag ermittelte Betrag der metabolisch freigesetzten Energie, umgerechnet auf die gesamte Stadtfläche, keine 5 W/m^2 , während für den Straßenverkehr in den Stoßzeiten Maximalwerte von bis zu 10 W/m^2 ermittelt wurden. Bestimmende Elemente der anthropogenen Wärmeproduktion sind allerdings die auf dem Verbrauch von Öl, Kohle und Gas beruhenden Energieflüsse, die dem Verbrauchsverhalten der Bevölkerung entsprechen und nachts 30 W/m^2 , tagsüber 40 W/m^2 erreich-

Tab. 6-6: Pro-Kopf-Energieverbrauch, Flußdichten der anthropogenen Energieproduktion (Q_a) und der natürlichen Strahlungsbilanz (Q^*) in ausgewählten Städten der nördlichen Halbkugel (nach Zusammenstellungen in Helbig 1987 und in Oke 1990).

Stadt	Jahr	Jahreszeit	Fläche km ²	Bevölkerung 10 ⁶ Ew.	Einwohnerdichte Ew./km ²	Pro-Kopf-Verbrauch MJ · 10 ³ / Ew.	Q_a W/m ²	Q^* W/m ²
Fairbanks (64°N)	1965–70	Jahr	37	0,03	810	740	19	18
Sheffield (53°N)	1952	Jahr	48	0,5	10.420	58	19	56
Berlin (West) (52°N)	1967	Jahr	234	2,3	9.830	67	21	57
Chorzów (50°N)	1965	Jahr	–	–	–	–	82	–
Vancouver (49°N)	1970	Jahr	112	0,6	5.360	112	19	57
Budapest (47°N)	1970	Jahr	113	1,3	11.500	118	43	46
		Sommer					32	100
		Winter					51	–
Montreal (45°N)	1961	Jahr	78	1,1	14.102	221	99	52
		Sommer					57	92
		Winter					153	13
Manhattan (40°N)	1967	Jahr	59	1,7	28.810	128	117	93
		Sommer					40	–
		Winter					198	–
Los Angeles (34°N)	1965–70	Jahr	3.500	7,0	2.000	331	21	108
Hongkong (22°N)	1971	Jahr	1.046	3,9	3.730	34	4	≈ 110
Singapur (1°N)	1972	Jahr	568	2,1	3.700	25	3	≈ 110

ten (Kerschgens 1987). Die mittlere jährliche Gesamtstrahlungsbilanz für Bonn beträgt 55 W/m². Lokalklimatologisch wirksam werden die vorgenannten Wärmeflußdichten allerdings nur dann, wenn große Beträge von Punktquellen, z. B. von einzelnen Industriebetrieben oder durch Kühltürme, in die Atmosphäre emittiert werden.

6.4.4 Fühlbare und latente Wärmeströme

Die städtische Energiebilanz wird in erheblichem Maße durch die Vegetationsarmut im bebauten Gebiet, durch die weitgehende Versiegelung der Oberflächen sowie den damit verbundenen relativ raschen Regenwasserabfluß nach Niederschlagsereignissen durch das ver-

dunstungsgeschützte Kanalsystem beeinflusst. Die **Evapotranspiration** und damit die latente Wärme, worunter man die im Wasserdampf enthaltene potentielle Energie bezeichnet, erfährt hierdurch eine starke Einschränkung. Eine Größe, die indirekt über den Anteil der Verdunstung Auskunft gibt, ist der sog. **Abflußbeiwert**. Es handelt sich hierbei um das Verhältnis von Abflußmenge zur gefallenen Niederschlagshöhe. Ein Wert von 1 besagt, daß das Niederschlagswasser gänzlich abfließt und nicht verdunstet. Für die in Städten vorhandenen Oberflächen (Straßen, Plätze, Hausdächer, Schienenanlagen u. a. m.) ergeben sich relativ hohe Abflußbeiwerte (Tab. 6-7). Dächer und Betondecken erreichen z. B. Werte von 1 und 0,9, d. h., nur rund 10% des Niederschlagswassers kann der Verdunstung zugeführt werden. Je

Tab. 6-7: Abflußbeiwerte (ψ) für verschiedene Oberflächen (aus DIN 1986).

Oberfläche	ψ^*
Dächer $\geq 15^\circ$ Neigung	1,0
Betonflächen	0,9
Kiesdächer	0,5
Höfe, Promenaden	0,5
Dachgärten	0,3
Spiel- und Sportplätze	0,25
Vorgärten	0,15
Schrebergärten	0,05
Parks und Anlagen an Gewässern	0

* 1,0 = 100% Abfluß

mehr natürliche, wasserspeichernde Oberflächen vorherrschen (z. B. Grünanlagen), um so geringer ist auch der Abfluß und desto stärker die Verdunstung. Dadurch wird den benetzten Oberflächen **Verdunstungswärme** entzogen (rund 2,5 kJ/g Wasser), womit nur ein kleiner Beitrag zur Erhöhung der Lufttemperatur zur Verfügung steht. Begrünte Flächen zeichnen sich durch hohe Verdunstungsraten – bei gleichzeitig geringem Abfluß – aus. In Parks und Anlagen an Gewässern erreicht der Abfluß noch geringere Werte bzw. wird praktisch Null. Während über versiegelten Flächen der fühlbare Wärmestrom auf Kosten des latenten Wärmestroms erhöht wird, ergeben sich für die verdunstungsaktiven Gebiete umgekehrte Verhältnisse, wodurch sich die humanbioklimatischen Wohlfahrtswirkungen dieser Flächen auszeichnen.

Wie groß der aufgrund der **Versiegelung** von Stadtgebieten zusätzliche Energiegewinn durch geringere Verdunstung werden kann, zeigt für Hamburg ermitteltes Datenmaterial (Havlik 1981). Die Berechnungen erfolgten unter Berücksichtigung der Tatsache, daß in Städten nur etwa 33% des gefallenen Niederschlags verdunsteten (Kratzer 1956), während für das Gebietsmittel der alten Bundesrepublik Deutschland 59% (Keller 1971) angegeben werden. Es zeigte sich, daß etwa 16% weniger Energie – bezogen auf die Globalstrahlung – für den Verdunstungsvorgang im Stadtgebiet gegenüber dem Umland benötigt wird. Diese «Überschußenergie» steht somit zusätzlich für die Lufterwärmung in Form

des fühlbaren (sensiblen) Wärmestroms zur Verfügung.

Die Bestimmung des latenten und fühlbaren Wärmestroms ist in Stadtgebieten aufgrund der heterogen genutzten Oberflächen relativ schwierig, da sich die einzelnen Wärmehaushaltsglieder nur über komplizierte Meß- und Berechnungsverfahren bestimmen lassen.

Vielfach werden die Energiebilanzen der verschiedenen Oberflächen mit Hilfe des **Bowen-Verhältnisses** (β) charakterisiert (Abb. 6-5). Hierunter versteht man den Quotienten aus dem Strom fühlbarer und latenter Wärme. Ist β größer als 1, so wird mehr Energie über den sensiblen Wärmestrom, d. h. über die **Konvektion** abgeführt; ist β kleiner als 1, so erfolgt der Energietransport stärker über die Verdunstung, d. h. über den Wasserdampf. Eine deutliche Abhängigkeit dieses Verhältnisses ist ferner durch den Tagesgang gegeben. Wie Abb. 6-5 zu entnehmen ist, treten negative β -Werte nur über Grünflächen auf, und zwar frühmorgens, abends und insbesondere nachts. Während der hellen Tagesstunden sind sowohl der fühlbare als auch der latente Wärmestrom überwiegend von der Energieumsatzfläche weggerichtet und erhalten deshalb konventionsgemäß jeweils ein negatives Vorzeichen. Für das Bowen-Verhältnis resultiert hieraus ein positiver Wert, dessen Betrag ein mittägliches Maximum annimmt. Dabei ist

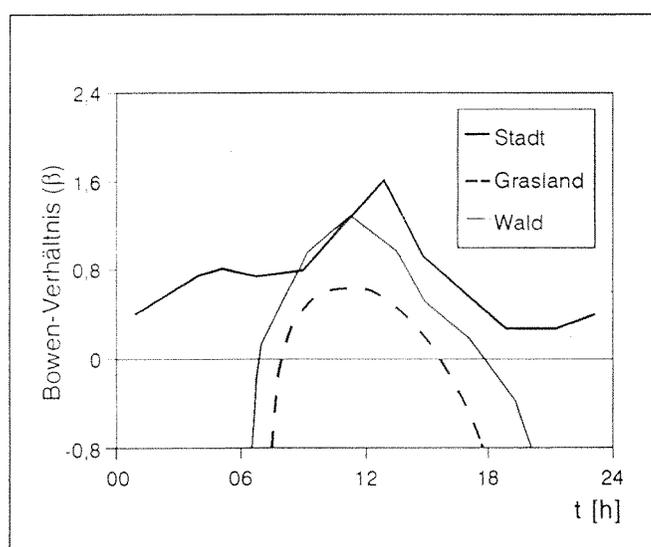


Abb. 6-5: Tagesgang des Bowen-Verhältnisses (β) für verschiedene Oberflächen (aus Oke et al. 1972 nach Garstang et al. 1975).

der Wert in der Stadt – aufgrund des Überwiegens sensibler Wärmeströme – höher als derjenige des Umlandes, da aufgrund der Oberflächenversiegelung weniger Wasser für die Evapotranspiration zur Verfügung steht.

Über natürlichen Oberflächen (Wald, Wiese) nimmt β nachts und morgens sowie ab dem Spätnachmittag negative Werte an. Dieses beruht darauf, daß sich über dem Umland aufgrund der niedrigeren Temperaturen im Gegensatz zur Stadt eine bodennahe Temperaturinversion ausbilden kann. Dadurch ist der Strom fühlbarer Wärme zur Bodenoberfläche gerichtet und erhält ein positives Vorzeichen. Es ist jedoch davon auszugehen, daß weiterhin Verdunstung stattfindet, so daß der latente Wärmestrom von der Oberfläche weggerichtet ist und damit der Wert des Nenners negativ bleibt. Das Bowen-Verhältnis nimmt so-

mit einen negativen Wert an. In den Nachtstunden verringert sich aufgrund der auch im Umland abnehmenden Evapotranspiration der latente Wärmestrom erheblich, wodurch der negative Wert des Bowen-Verhältnisses sehr groß wird bzw. gegen unendlich strebt.

In der Stadt wird β nachts zwar kleiner als 1, bleibt aber positiv. D.h. beide Wärmeströme sind auch nachts von der Oberfläche weggerichtet, wobei der latente Wärmestrom gegenüber dem sensiblen dominiert. Ursache des aufwärts gerichteten Luftwärmestromes ist das Fehlen einer bodennahen Inversion. Das bedeutet, daß die Lufttemperatur auch während der Nacht niedrigere Werte aufweist, als die Temperatur der städtischen Oberflächen. Von den relativ warmen Oberflächen kann weiterhin ein wenn auch geringerer latenter Wärmestrom in die nächtliche Atmosphäre erfolgen.

6.5 Die städtische Überwärmung

Die vorgenannten Veränderungen des Strahlungs- und Energiehaushaltes, die insbesondere zu einer Erhöhung der sensiblen Wärmeströme führen, bewirken das klimatisch auffälligste und am besten untersuchte Folgeprodukt der Stadtlandschaft, die städtische Überwärmung. Hierunter versteht man die positive Temperaturanomalie bebauter Gebiete im Vergleich zu deren nicht oberflächenversiegelter Umgebung. Aus dem bisher Dargelegten lassen sich die in Tab. 6-8 zusammengefaßten Ursachen, die zur Überwärmung der Stadthindernisschicht und der darüberliegenden Stadtgrenzschicht führen, nennen.

Die wesentlichen Steuerelemente, die ursächlich für die Bildung der städtischen Wärmeinsel in der Stadthindernisschicht verantwortlich sind, beruhen auf den unterschiedlichen Absorptions- und Reflexionsverhältnissen, die von der Farbgebung der Gebäude sowie der Zuordnung der bebauten und unbebauten Flächen zum Verlauf und zur Breite von Straßen abhängen. Aber auch die veränderten Beträge der latenten und sensiblen Wärmeströme sowie die anthropogene Wärmeabgabe tragen mit dazu bei, daß höhere Lufttemperaturen im Stadtgebiet auftreten. Die Überwärmung der Stadt-

grenzschicht wird durch die Zufuhr fühlbarer Wärme von unten (aus der Stadthindernisschicht) und von oben (aus der Dunstglocke), durch Wärme- und Abgasemissionen aus Schornsteinen und Hauskaminen mit hochgelegener effektiver Quelhöhe sowie durch eine von der Art der Luftverschmutzung abhängigen Absorption kurzweiliger Strahlung bestimmt. Die Intensität der städtischen Wärmeinsel ist dabei sowohl von räumlichen Gegebenheiten als auch von zeitlichen Einflußgrößen abhängig.

Eine Beschreibung der Konfiguration städtischer Wärmeinseln erfolgt sinnvollerweise anhand einer Differenzierung ihrer horizontalen und vertikalen Erscheinungsformen. Für die horizontale Ausdehnung ist eine enge Bindung der Intensität städtischer Überwärmung an die bestehende Baukörperstruktur feststellbar. Anhand von Darstellungen «flächendeckend» erfaßter Lufttemperaturen in der Stadthindernisschicht während Strahlungswetterlagen wird dieser Zusammenhang deutlich.

Für eine sommerliche Strahlungsnacht spiegelt Abb. 6-6 exemplarisch ein «Momentanbild» der Übertemperaturen in einem Stadtgebiet wider. Hierfür wurden auf der Basis der mit einem

Tab. 6-8: Wahrscheinliche Ursachen für die Ausbildung von Wärmeinseln in der Stadthindernisschicht (1–7) und Stadtgrenzschicht (8–11) (nach Oke 1982, 1990; verändert).

Faktoren der städtischen Energiebilanz, die zu einer positiven Wärmeanomalie führen	Entsprechende Einflußgrößen mit ihren Auswirkungen auf die städtische Energiebilanz
1. Erhöhte Absorption kurzwelliger Strahlung	Straßenschluchtengeometrie – Erhöhung der Oberflächen- und Mehrfachreflexionen
2. Erhöhte langwellige Gegenstrahlung	Luftverunreinigung – größere Absorption und Re-emission
3. Verringerte langwellige Ausstrahlung	Straßenschluchtengeometrie – Herabsetzung des Himmelssichtfaktors
4. Anthropogene Wärmequellen	Siedlungs- und verkehrsbedingte Abwärme
5. Erhöhte Speicherung sensibler Wärme	Baumaterialien – hohe Wärmeübergangszahlen
6. Verminderte Evapotranspiration	Baumaterialien – erhöhte Oberflächenversiegelung
7. Verminderter turbulenter Gesamtwärmetransport	Straßenschluchtengeometrie – Herabsetzung der Windgeschwindigkeit
8. Anthropogene Wärmequellen	Industrielle und siedlungsbedingte Wärmeemittenten
9. Erhöhung des sensiblen Wärmetransportes von unten	Wärmeinsel der Stadthindernisschicht (Wärmefluß von innerstädtischen Flächen des Boden- und Dachniveaus)
10. Erhöhung des sensiblen Wärmetransportes von oben	Dunstglocke, Turbulenzzunahme, Konvektion von Abgasen
11. Zunahme der Absorption kurzwelliger Strahlung	Luftverunreinigung – verstärkte Absorption gas- und partikelförmiger Luftfremdstoffe

Meßwagen gewonnenen Lufttemperaturwerte aus Gründen der besseren Vergleichbarkeit Differenzwerte zu einer unbeeinflussten Umlandstation berechnet und die sich ergebenden Unterschiede als Isanomalienwerte flächendeckend dargestellt. Im vorliegenden Beispiel erreichten die Temperaturunterschiede maximal 6 Kelvin (K). Faßt man die Null-Kelvin-Isanomale als diejenige Linie auf, die die einzelnen **Wärmeinseln** der Stadtfläche vom kühleren Umland trennt, dann wird hiermit in etwa die bebauten von der unbebauten Fläche abgegrenzt. Allerdings können durch **Kaltluftströme** Veränderungen der Gestalt der Wärmeinseln verursacht werden. Auch innerhalb der überwärmten Bereiche zeigen sich Temperaturunterschiede von bis zu 3 K. Dort, wo dichte Bebauung vorherrscht, finden sich im allgemeinen die höchsten positiven Temperaturabweichungen. Innerstädtische Grünflächen und aufgelockerte Bebauung mindern dagegen die Überwärmung. Die Lage der entstehenden «Wärmedome» fällt

überdies nicht unbedingt flächenscharf mit dem bebauten Untergrund zusammen. Vielmehr wird sie durch die auch bei windschwachen Strahlungswetterlagen bestehenden Austauschverhältnisse derart verändert, daß diese in Form einer Warmluftfahne auch kühlere Gebiete innerhalb des Stadtkörpers überdecken. Im nicht bebauten Umland ergeben sich größere negative Abweichungen vor allem dort, wo Geländemulden eine Kaltluftansammlung begünstigen.

Neben der horizontalen Ausprägung städtischer Wärmeinseln läßt sich auch eine – allerdings nur für Strahlungswetterlagen und des Nachts typische – vertikale Strukturierung der Lufttemperatur nachweisen. Ein höhenabhängiger Vergleich der Temperaturdifferenzen zwischen Stadt und Umland zeigt, daß bodennah die größten Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland vorherrschen. Mit zunehmender Höhe nehmen sie ab bzw. verschwinden. Unabhängig von der Größe einer Stadt endet norma-



Kartengrundlage:
Städteplanwerk Ruhrgebiet, KVR

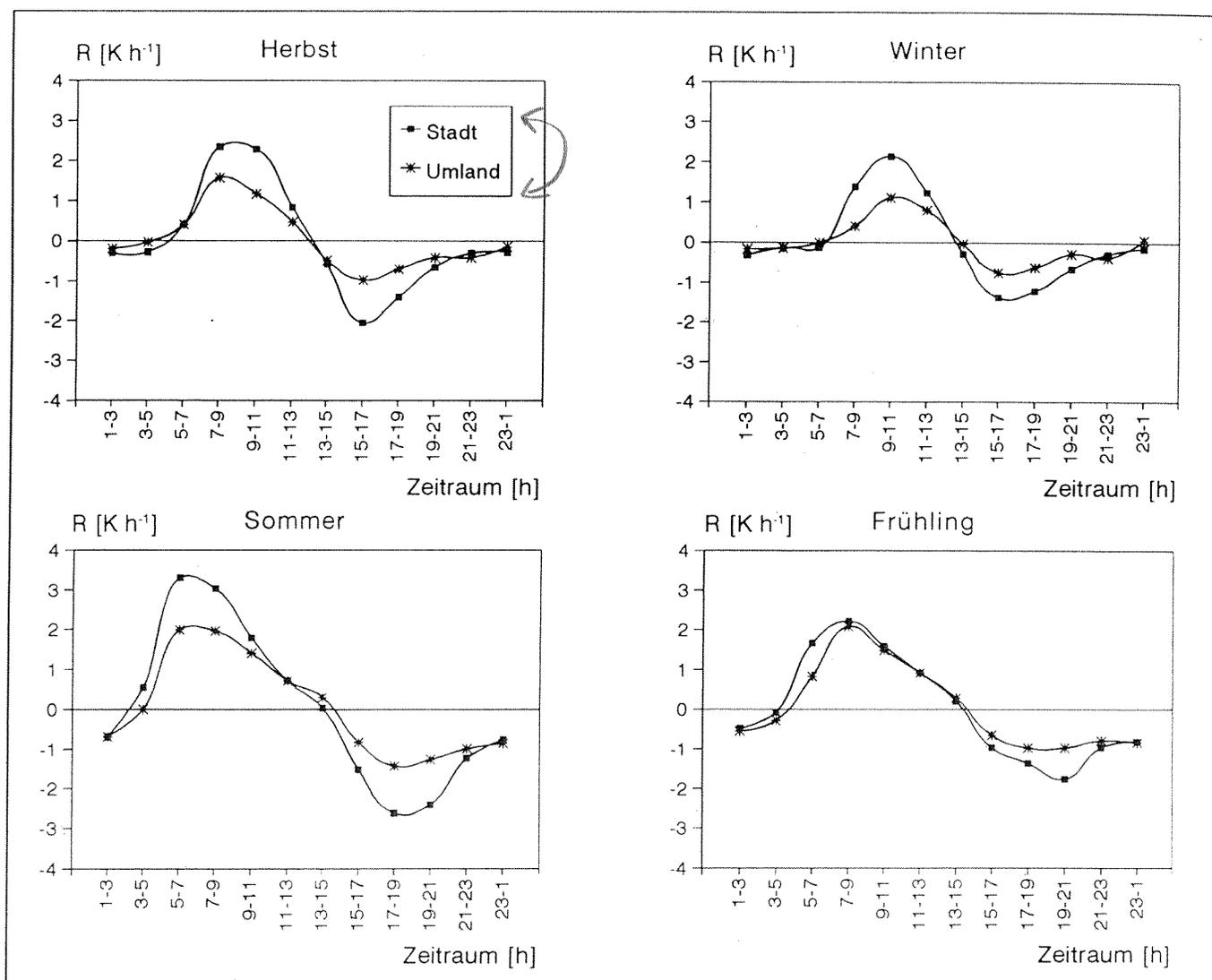


Abb. 6-7: Erwärmungs- und Abkühlungsraten (R) der Lufttemperatur an einem Stadt- und an einem Umlandort für verschiedene Jahreszeiten (nach Kuttler 1988a).

erweise der Wärmeinseleffekt in einer Höhe von 200 bis 300 m über Grund.

Darüber hinaus unterliegen städtische Wärmeinseln auch in zeitlicher Hinsicht einem steilen Gestalts- und Intensitätswechsel. Ein Vergleich der Lufterwärmungs- bzw. Abkühlungsraten für einen Stadt- und Umlandstandort verdeutlicht das unterschiedliche Temperaturverhalten während der verschiedenen Jahreszeiten (Abb. 6-7). Es zeigt sich, daß der Stadtkörper aufgrund seiner Baumassen zu einem wesentlich

trägeren Reagieren gegenüber den Lufttemperaturen führt als es im Umland der Fall ist.

In den Sommermonaten sind die **Erwärmungs- und Abkühlungsraten** an beiden Standorten besonders hoch, in den anderen Jahreszeiten aufgrund des niedrigeren Sonnenstandes geringer ausgeprägt. Für beide Standorte zeigt sich jedoch ein analoges Verhalten der entsprechenden Werte während der Jahreszeiten. Nach Sonnenaufgang ergibt sich zunächst eine relativ starke Erwärmungsrate im Umland, die für das vorliegende Beispiel im Sommer 3,5 K/h, im Winter 1,5 K/h beträgt. Bereits vor Sonnenuntergang setzt eine verhältnismäßig starke Abkühlung im Umland ein, wohingegen sich die Stadt durch einen größeren «Temperaturhalteeffekt» auszeichnet. Während die Oberflächentemperaturen sinken und die Intensität der Ausstrahlung

◀ **Abb. 6-6:** Abweichung der Lufttemperatur vom Mittelwert während einer Strahlungswetterlage am 06. August 1982 (2h MEZ) im Stadtgebiet von Lünen (nach Kuttler 1984).

abnimmt, verringert sich die Abkühlungsrate im Verlauf der Nacht. Als Ergebnis bleibt festzustellen, daß die höchsten stündlichen Erwärmungs- und Abkühlungsraten im Umland erreicht werden, während für die thermischen Verhältnisse des Stadtkörpers sowohl flachere Verlaufskurven als auch zeitliche Verschiebungen der Höchst- und Tiefstwerte zu beobachten sind.

Ein differenziertes Bild des Tages- und Jahresganges der Wärmeinselintensität einer in den mittleren Breiten gelegenen Stadt läßt sich anhand eines **Thermoisoplethendiagramms** geben. Die in Abb. 6-8 enthaltene Darstellung basiert auf der Auswertung stündlicher Differenzen der Lufttemperatur zwischen einer Innenstadt- und einer Umlandstation. Tagsüber, zwischen 7 und 18 Uhr, ergeben sich hinsichtlich der Lufttemperaturen zwischen Innenstadt und Umland kaum Unterschiede. Dieses liegt daran, daß die Hauptstrahlungsumsatzfläche im Dachniveau liegt und zur Mittagszeit erhöhte Einstrahlung für konvektiven Austausch sorgt, wodurch Warmluft von den überhitzten Straßenflächen nach oben abgeführt wird. Ferner kann hierfür auch der Schattenwurf von Gebäuden und die Verlagerung der Strahlungsreferenzflächen ins Dachniveau verantwortlich gemacht werden. Besonders große Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland ergeben

sich bei geringer Bewölkung, so daß hohe effektive Ausstrahlungswerte erreicht werden können. Dieses trifft für die Monate Juli und August während der Nachtstunden zu. Für das dargestellte Beispiel kann festgestellt werden, daß die Stadt in rund 80% der Jahresstunden um bis zu 3,5 K wärmer ist und in 20% der Zeit gleichtemperiert bzw. um bis zu -1,2 K kühler ist als das Umland.

Der einem Tagesgang unterliegende bodennahe vertikale Austausch, der unter Einstrahlungsbedingungen hohe, nachts hingegen niedrigere Werte erreicht, bewirkt während der hellen Tagesstunden einen schnellen Wärmeabtransport aus der Stadthindernisschicht. Nachts hingegen wird aufgrund der eingeschränkten Austauschbedingungen die in den Straßenschluchten gespeicherte Wärme nur langsam abgeführt, woraus u. a. die Erhöhung der Lufttemperatur zu dieser Zeit resultiert.

Zusammenfassend läßt sich hinsichtlich des Wärmeverhaltens für den hier dargestellten Stadtkörper feststellen, daß die Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland zur Mittagszeit im Jahresverlauf relativ gering sind, wobei es im Sommer im Straßenniveau der Innenstadt sogar geringfügig kühler, im Winter hingegen geringfügig wärmer sein kann als im Umland. Abends, nachts und frühmorgens kann die Stadt im Sommer erheblich, im Winter nur we-

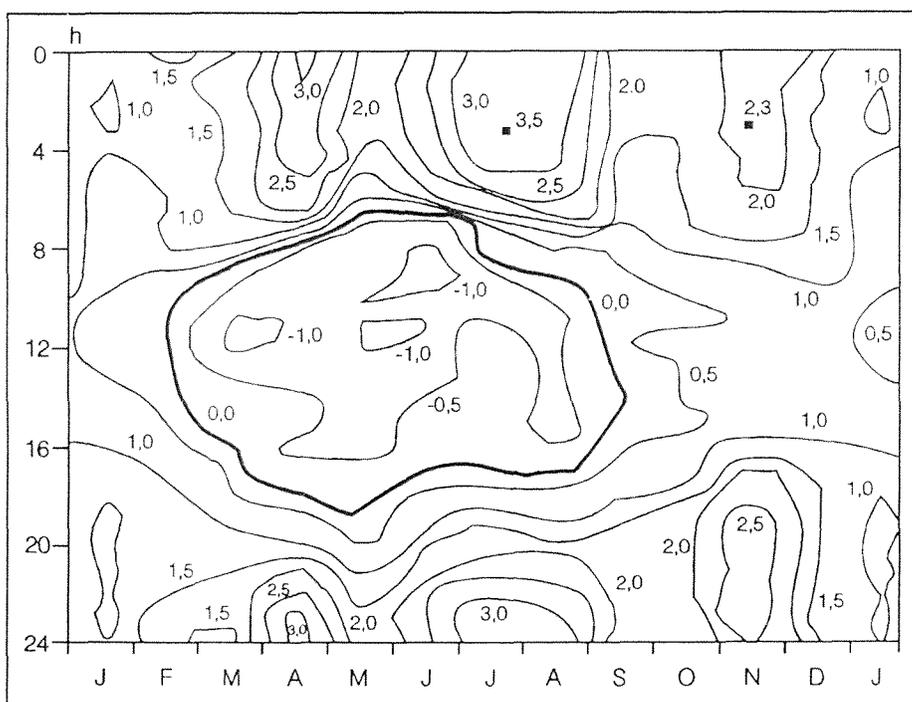


Abb. 6-8: Stündliche Differenzen der Lufttemperaturen zwischen einer Stadt- und einer Freilandstation ($\Delta t = t_{\text{Stadt}} - t_{\text{Umland}}$) in K im Stadtgebiet von Bochum (nach Kuttler 1988 a).

nig wärmer sein als das Umland. Die städtische Überwärmung ist somit ein Phänomen, das vor allem abends und nachts spürbar wird.

6.5.1 Faktoren, die die Intensität und Lage städtischer Wärmeinseln beeinflussen

Die Intensität städtischer Wärmeinseln hängt sowohl von der Witterung als auch von der Baukörperstruktur ab. Maximale positive Temperaturanomalien stellen sich allerdings nur dann ein, wenn eine Wetterlage vorherrscht, die die zahlreich vorhandenen Eigenklimate der verschiedenen Oberflächen einer Stadt voll zur Geltung kommen läßt. Das hierzu notwendige klimatologische Umfeld wird i. a. durch Hochdruckwetterlagen mit ihrer Wolkenarmut und Windschwäche geschaffen. Entsprechend sind Windarmut in Bodennähe und eine geringe vertikale Geschwindigkeitszunahme positiv mit der städtischen Überwärmung korreliert, während sich bei höheren Windstärken kaum städtische Wärmeinseln ausbilden (Böhm u. Gabl 1978). Allerdings wird diese Abhängigkeit von der Stadtgröße bestimmt, die den Wert einer kritischen Grenzgeschwindigkeit festlegt, bei deren Überschreitung der Wärmeinseleffekt verschwindet. Z. B. läßt sich in einer Millionenstadt bis zu einer Windgeschwindigkeit von etwa 6 m/s eine positive Temperaturanomalie von mindestens 1 K ermitteln, während für eine Stadt mit nur 100.000 Einwohnern dieser Wert schon bei etwa 4 m/s erreicht ist (Oke u. Hannell 1970). Das Vorherrschen stabiler Schichtungsverhältnisse in der bodennahen Atmosphäre fällt häufig mit der Entstehung von Wärmeinseln zusammen, während bei neutraler bzw. labiler Schichtung keine Überwärmung im Vergleich zum Umland nachgewiesen werden kann (Ahrens 1981).

Der Bedeckungsgrad hat selbstverständlich ebenfalls einen Einfluß auf die städtische Überwärmung. So konnte Nübler (1979) feststellen, daß bei einem Bedeckungsgrad von 0/8 über Freiburg i. Br. mittlere maximale Wärmeinselintensitäten von 6,5 K auftraten, während es bei bedecktem Himmel von 8/8 nur 2,5 K waren.

Und auch die Art der Bebauung und damit die **Horizonteinschränkung** durch Gebäude beeinflusst die Ausbildung von Wärmeinseln.

Als Maß der Horizonteinschränkung wird der **Himmelssichtfaktor ψ (Psi)** verwendet, der aus dem Verhältniswert zwischen der Fläche des real sichtbaren Himmels zur Fläche des potentiell sichtbaren Himmels bestimmt wird. In Abb. 6-9 sind die Abhängigkeiten der maximalen städtischen Überwärmung von den ψ -Werten dargestellt. Man erkennt, daß z. B. dem Verhältnis von Straßenbreite und Haushöhe große Bedeutung zukommt und daß der «Temperaturhalteeffekt» in Straßenschluchten besonders hoch ist (s. a. Abb. 6-10). Auf der Grundlage der Kenntnis von Haushöhen (H) und Straßenbreiten (S) kann mit Hilfe der von Oke (1990) empirisch abgeleiteten Gleichung $I = 7,54 + 3,97 \ln(H/S)$ direkt die zu erwartende maximale Wärmeinselintensität für einzelne Straßenzüge bzw. baugleiche Stadtviertel berechnet werden.

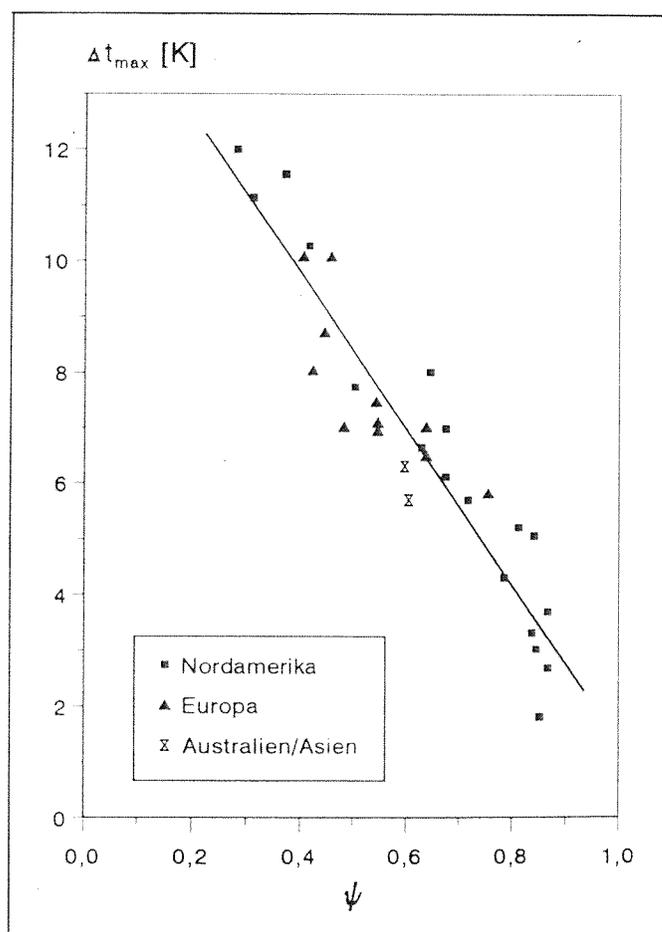


Abb. 6-9: Abhängigkeit der maximalen Wärmeinselintensität (Δt_{\max}) vom Himmelssichtfaktor (ψ) (nach Oke 1982).

Auch die Größe einer Stadt, die mit der **Einwohnerzahl** am einfachsten zu charakterisieren ist, bestimmt die Höhe der maximal möglichen positiven Temperaturanomale. Es zeigte sich, daß

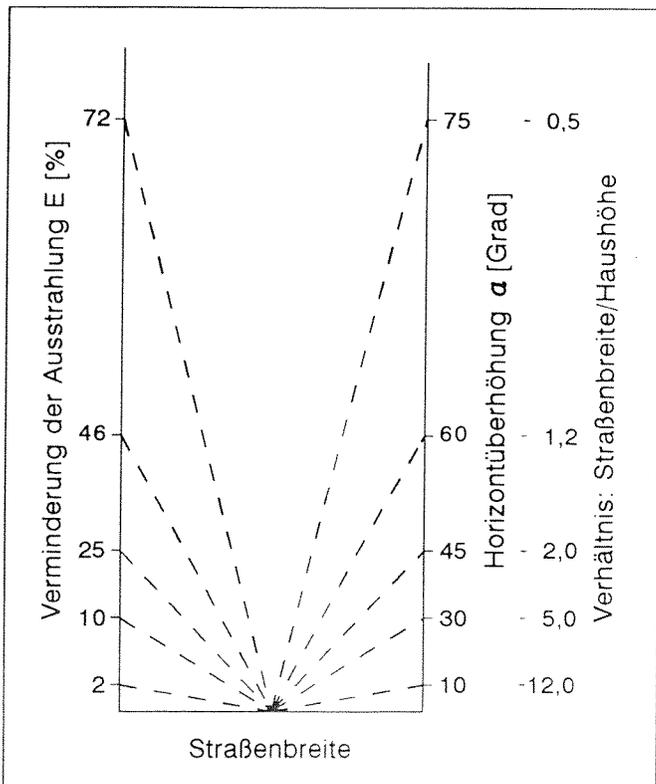


Abb. 6-10: Verminderung der langwelligen Ausstrahlung (E) in Abhängigkeit von der Horizontüberhöhung (α) durch Häuserfronten (nach Daten von Geiger 1961).

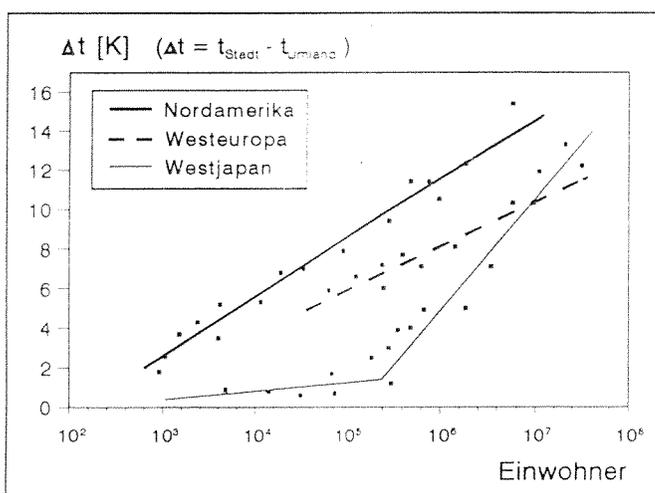


Abb. 6-11: Zusammenhang zwischen Einwohnerzahl und Wärmeinselintensität (nach Fukuoka 1983 aus Busch u. Kuttler 1990).

die Zunahme der städtischen Übertemperatur und die Einwohnerzahl über eine logarithmische Funktion zueinander in Beziehung stehen. Unterschiedliche Steigungen der in Abb. 6-11 dargestellten Regressionsgeraden, die für nordamerikanische, westeuropäische und westjapanische Städte berechnet wurden, belegen diesen Sachverhalt. Während z. B. in einer amerikanischen Millionenstadt Temperaturerhöhungen gegenüber dem Umland von maximal 12 K auftreten können, werden in europäischen Städten etwas mehr als 8 K, in japanischen Städten hingegen nur etwa 5 K erreicht. Diese Unterschiede lassen die Vermutung zu, daß nicht nur die Art der Gebäudekonstruktion (Wolkenkratzer überwiegend in amerikanischen, weniger in europäischen Städten), die Bebauungsdichte und -art, der Anteil an Grün- und Wasserflächen sowie das Energieverbrauchsverhalten der Bevölkerung von Bedeutung ist, sondern – übergeordnet – und deshalb makroklimatisch wichtig, auch die Breitenlage.

Auf eine Ausnahme unter den japanischen Städten sei noch hingewiesen: bei weniger als 400.000 Einwohnern läßt sich nur eine geringe positive Temperaturanomale nachweisen; bei derartigen Stadtgrößen dürfte sehr häufig Holz als Baumaterial der Gebäude verwendet werden und nicht Beton wie in den Millionenstädten, der im Gegensatz zu Holz eine andere Wärmekapazität und -leitfähigkeit aufweist. Hierdurch wie auch durch die Tatsache, daß die Gebäudehöhe in diesen Städten niedriger zu veranschlagen ist als in den Millionenstädten, könnte der geringe Überwärmungseffekt erklärt werden.

Daß die Größe der Städte einen Einfluß auf die Wärmeinselintensität besitzt, konnte an den o. g. Beispielen gezeigt werden. Ebenso wahrscheinlich ist es dann auch, daß weiteres Größenwachstum einer Stadt in seiner zeitlichen Entwicklung die positive Temperaturanomale erhöht. Anhand des Vergleichs zweier 75jähriger Temperaturreihen für Berlin (Stadtstandort) und Potsdam (Umlandstandort) konnte dieser Nachweis erbracht werden (Helbig 1987). So stieg die mittlere jährliche Temperaturdifferenz zwischen dem Stadt- und Umlandstandort von 1,03 K – unter Zugrundelegung des Zeitraums 1901 bis 1925 – über 1,15 K (1926–1950) auf 1,21 K in den Jahren 1951 bis 1975 an.

6.5.2 Auswirkungen der städtischen Überwärmung

Hinsichtlich der Auswirkungen der in den Städten zu beobachtenden positiven Temperatur-anomalien auf den Stadtmenschen lassen sich Nachteile, aber auch Vorteile ableiten. Das Auftreten positiver und negativer Auswirkungen der städtischen Überwärmung ist jedoch jeweils von der Lage einer Stadt abhängig. Küstenstädte der mittleren Breiten unterliegen in weitaus geringerem Maße dem Wärmeinseleffekt als Städte im Binnenland.

Als nachteilig wird das gleichzeitige Auftreten hoher Lufttemperaturen in Verbindung mit hohen Luftfeuchtigkeiten angesehen, das zum unangenehmen Schwüleempfinden führt. Eine auf der Grundlage der Auswertung von Äquivalenttemperaturen durchgeführte Analyse in verschiedenen Städten Deutschlands zeigt, daß die geographische Lage einen starken Einfluß auf die Anzahl von Schwületagen besitzt (Tab. 6-9). Für den Stadt- und Umlandvergleich ergaben sich anhand von in München durchgeführten Untersuchungen, daß es in der Innenstadt an 19% der Stunden leicht schwüler und an 45% der Stunden schwüler ist als im Umland. Hinzukommen insbesondere bei hohen Sommertemperaturen und meist niedrigen Windgeschwindigkeiten geringere Abkühlungsgrößen wie sie für den Stadt-Umland Vergleich bereits genannt wurden.

Tab. 6-9: Durchschnittliche Häufigkeit der Tage mit Schwülebelastung (nach Angaben des Deutschen Wetterdienstes 1950–1969, Adam 1984).*

Ort	Anzahl der Tage mit mehr als 49°C Äquivalenttemperatur
Lübeck	14,7
Berlin	18,1
München	19,5
Stuttgart	22,2
Bonn	24,4
Frankfurt a. M.	27,0
Mannheim	29,0
Karlsruhe	33,7

* Von Schwülebelastung spricht man bei einer Äquivalenttemperatur $> 49^{\circ}\text{C}$ (Äquivalenttemperatur = Temperatur + doppelter Wert des Dampfdrucks).

Vorteilhaft für den Stadtbewohner ist hingegen die Möglichkeit, sich abends häufiger und länger im Freien aufzuhalten. Dieses wird z. B. durch eine erhöhte Anzahl an sog. «Grillpartytagen» belegt, worunter man definitionsgemäß solche Tage versteht, an denen die Lufttemperatur zum 21-Uhr-Termin noch mindestens 20°C beträgt und demzufolge ein Aufenthalt im Freien eingeplant werden kann (Barlag et al. 1989). Ferner bewirkt die städtische Überwärmung

– eine Verkürzung der winterlichen Frostperiode und eine Verminderung der Frostintensität; so lag z. B. in der Stadt Bochum die

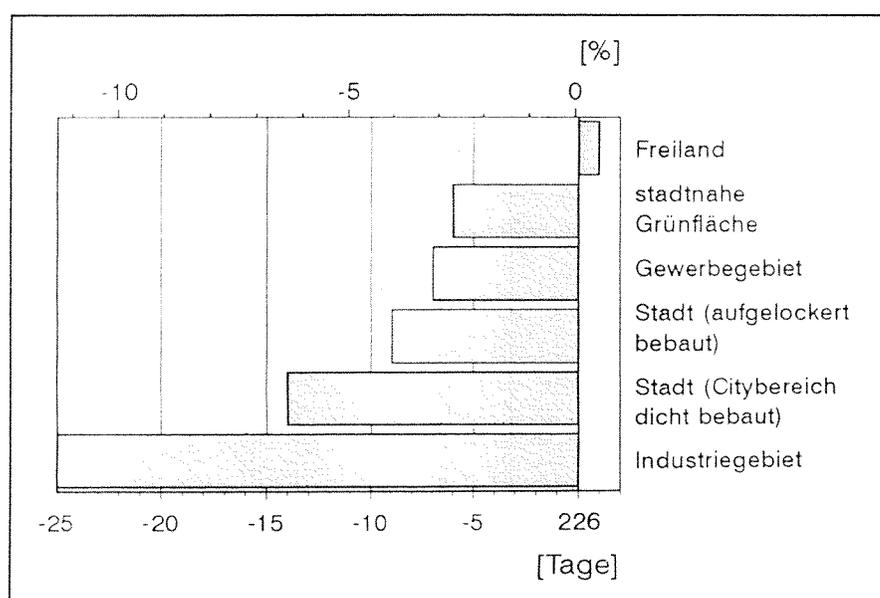


Abb. 6-12: Differenz der Anzahl an Heiztagen zwischen Stadt und Umland (nach Kuttler 1987).

- Summe der negativen Lufttemperaturwerte um 75% unterhalb derjenigen des Umlandwertes;
- eine Abnahme der Anzahl an **Frost- und Eis-tagen** um fast die Hälfte (Bochum);
 - eine Verkürzung der **Schneedeckendauer** mit den daraus resultierenden Einsparungen der Schneebeseitigung auf Straßen wie auf Bürgersteigen; im Umland von Berlin hält sich z. B. eine Schneedecke durchschnittlich um rund 9 Tage länger als in der Innenstadt (Schlaak 1963);
 - eine Reduzierung der Zahl der **Heiztage** wie Abb. 6-12 für unterschiedlich genutzte Flächen innerhalb eines Stadtgebietes entnommen werden kann.

Die geringere Zahl der Heiztage schlägt sich natürlich auch auf den Heizenergieverbrauch nieder. In ent-

sprechenden Untersuchungen, die in den USA zum Heizölverbrauch von Gebäuden durchgeführt wurden, konnte nachgewiesen werden, daß in Innenstädten um bis zur Hälfte weniger Brennstoff zu Heizzwecken verbraucht wird als in Häusern auf dem freien Land (Landsberg 1981).

Zu den weiteren Veränderungen, die durch die städtische Überwärmung verursacht werden, zählen ferner eine Verlängerung der Vegetationsperiode innerstädtischer Pflanzen (in Wien um 10 bis 20 Tage, Böhm 1979), eine Verschiebung der phänologischen Phasen (s. 10.6.3.3) sowie das Auftreten von wärmeliebenden Neophyten wie z. B. des Götterbaums und des Schmetterlingsflieders und von Tierarten aus wärmeren Gebieten (vgl. 10.3.7 und 11.1).

6.6 Stadtbedingte Einflüsse auf Luftfeuchte und Niederschlag

Stadt und Umland unterscheiden sich hinsichtlich der Luftfeuchte und der Niederschlagssumme durch unterschiedlich hohe Werte. Die sich ergebenden Differenzen im Luftfeuchtefeld zwischen einer Stadt- und Umlandatmosphäre beruhen auf der Effektivität und der räumlichen Verteilung der Wasserdampfquellen und -senken. Zu den Vorgängen, die in der Stadtatmosphäre für eine Erhöhung des Wasserdampfdruckes gegenüber dem Umland sorgen, zählen

- die Freisetzung von Wasserdampf beim Verbrauch fossiler Brennstoffe und bei metabolischen Prozessen,
- die künstliche Wasserzufuhr in Wasserversorgungssystemen (Trink- und Brauchwasser),
- die Vergrößerung des turbulenten Wasserdampftransportes in der Stadtgrenzschicht,
- der erhöhte Niederschlag im Stadtgebiet sowie
- die durch die positive Temperaturanomale verursachte geringere Taubildung.

Als Senken für den atmosphärischen Wasserdampf wirken in der Stadt

- die eingeschränkte Versickerung und Speicherung,

- der schnelle Abfluß des Niederschlagswassers sowie
- die Reduktion der Verdunstungsfläche.

Die auf anthropogenen Verbrennungsprozessen beruhenden **Wasserdampfemissionen** werden in der Stadthindernisschicht durch den Betrieb von Kraftfahrzeugen und durch Hausbrandabgase verursacht. In der Stadtgrenzschicht dagegen erfolgen Wasserdampfeinspeisungen zusammen mit Schornsteinabgasen und Kühlturmschwaden in den entsprechenden Höhen. Bezieht man die durch anthropogene Nutzung emittierten Wasserdampfmenge auf die gesamte Stadtfläche, dann scheint diesen Wasserdampfemissionen im Vergleich zu der auf natürlichem Wege freigesetzten Feuchtigkeit kein großes Gewicht zuzufallen.

Dieses belegen jedenfalls Berechnungen, die z. B. für die Stadt St. Louis durchgeführt wurden (Sisterson u. Dirks 1978). Grundlage dieser Analyse bildete der vom Kraftfahrzeugverkehr sowie von Raffinerien, Kraftwerken, Zement- und Stahlwerken emittierte Wasserdampf, für den insgesamt rund $1,1 \times 10^9$ g/h veranschlagt wurden. Verglichen wurde dieser Wert mit der potentiellen Evapotranspirationsrate im Som-

mer, die für das Stadtgebiet $6,7 \times 10^{11}$ g/h betrug. Läßt man, wie es bei diesem Vergleich geschah, den Verdunstungsbetrag außer Betracht, der durch sommerliche Niederschläge hinzugekommen wäre, dann beläuft sich der Anteil der auf den Menschen zurückgehenden Wasserdampfproduktion – bezogen auf die potentielle Evapotranspiration – auf noch nicht einmal 0,2%.

Messungen zur **relativen Luftfeuchtigkeit**, die in verschiedenen Stadtgebieten durchgeführt wurden, belegen, daß über versiegelten Flächen im Vergleich zum Umland insbesondere bei Strahlungswetterlagen niedrigere Werte auftreten. So zeigte sich anhand von in München durchgeführten Untersuchungen, daß bei Zunahme des Versiegelungsgrades um 20% der auf der Grundlage von vier Tagen basierende Mittelwert der relativen Luftfeuchtigkeit um 3% abnahm (Bründl et al. 1987). Da die relative Luftfeuchtigkeit ein von der Lufttemperatur abhängiges Feuchtemaß ist, dürfte ein Teil der Feuchteunterschiede zwischen versiegelten und unversiegelten Flächen auf die bereits beschriebene positive städtische Temperaturanomalie zurückzuführen sein. Hierauf weisen unter anderem auch Landsberg und Maisel (1972) hin, die tagsüber in der Stadt eine um 4% niedrigere relative Feuchte gegenüber dem Umland feststellten und hierfür jeweils zur Hälfte die städtische Überwärmung sowie die eingeschränkte Evapotranspiration verantwortlich machten. Für Vergleichsbetrachtungen der Luftfeuchte zwischen Stadt und Umland sind deshalb konservative Größenangaben wie der **Dampfdruck** (hPa) oder die **spezifische Feuchte** (g/kg) besser geeignet.

Insbesondere neue Untersuchungen belegen die von der Tageszeit abhängigen Unterschiede zwischen dem städtischen Feuchtefeld und demjenigen des nicht bebauten Umlandes. Es zeigte sich, daß in der Stadt tagsüber niedrigere und nachts höhere spezifische Feuchten als im Umland auftraten. Als Gründe für die sich tagsüber einstellenden Feuchtereduzierungen werden eine eingeschränkte Evapotranspiration in der Stadt genannt sowie ein durch die Konvektion bedingter Feuchtetransport in die Höhe, wodurch mit der absteigenden Strömung trockene Luft nach unten geführt wird. Die nächtliche Erhöhung der Luftfeuchtigkeit in der Stadt wird

einer auch nachts noch anhaltenden Evapotranspiration, einem an den turbulenten Austausch gekoppelten Wasserdampftransport aus der Stadtgrenzschicht in die Stadthindernisschicht sowie einer durch die Übertemperatur der Stadt bedingten geringeren Taubildung zugeschrieben. [mzu]

Anhand verschiedentlich in Stadt und Umland durchgeführter Messungen zur Analyse des vertikalen **Feuchteprofils**, für die exemplarisch die in Abb. 6-13 enthaltenen Ergebnisse angeführt werden, zeigt sich folgender Sachverhalt: nachts treten in der Stadt bis etwa in eine Höhe von 500 m über Grund höhere Feuchtwerte als im Umland auf. Nach dem vorliegenden Beispiel beläuft sich der Wasserdampfüberschuß in der Stadthindernisschicht auf etwa 1 g/kg. In etwa 100 m über Grund wird mit der Ausbildung einer Feuchteinversion ein Maximum von 1,5 g/kg erreicht. Von dieser Höhe an nimmt der Feuchteüberschuß der Stadtgrenzschicht ab. Tagsüber hingegen liegt der Wert der spezifischen Feuchte in der Stadt in Bodennähe um durchschnittlich 1 g/kg unter dem des Umlandes. Mit zunehmender Höhe wird die Differenz zwischen Stadt und Umland geringer und läßt sich ab etwa 200 m über Grund nicht mehr nachweisen.

Über stadtbedingte **Modifikationen des Niederschlags** liegen zahlreiche, z. T. sich widersprechende Untersuchungsergebnisse vor. Die einzelnen Faktoren, die die Niederschlagshöhe und dessen Struktur bestimmen, sind in komplizierter Weise voneinander abhängig, und die Größe ihrer Einflußnahme läßt sich nicht immer genau ermitteln. Im allgemeinen ist jedoch davon auszugehen, daß die Veränderung der Niederschläge durch einen Stadtkörper im wesentlichen auf die nachfolgend genannten Parameter zurückgeführt werden kann:

1. Überwärmung fördert Konvektionsprozesse während windschwacher Wetterlagen über dem Siedlungsgebiet, wodurch es zu einer stärkeren Wolkenbildung, zu höher gelegenen Wolkenbasen und zu einer erhöhten Instabilität innerhalb von Wolken kommen kann.
2. Die größere Oberflächenrauigkeit von Stadtgebieten bewirkt aufgrund höherer dynamischer und mechanischer Turbulenz wäh-

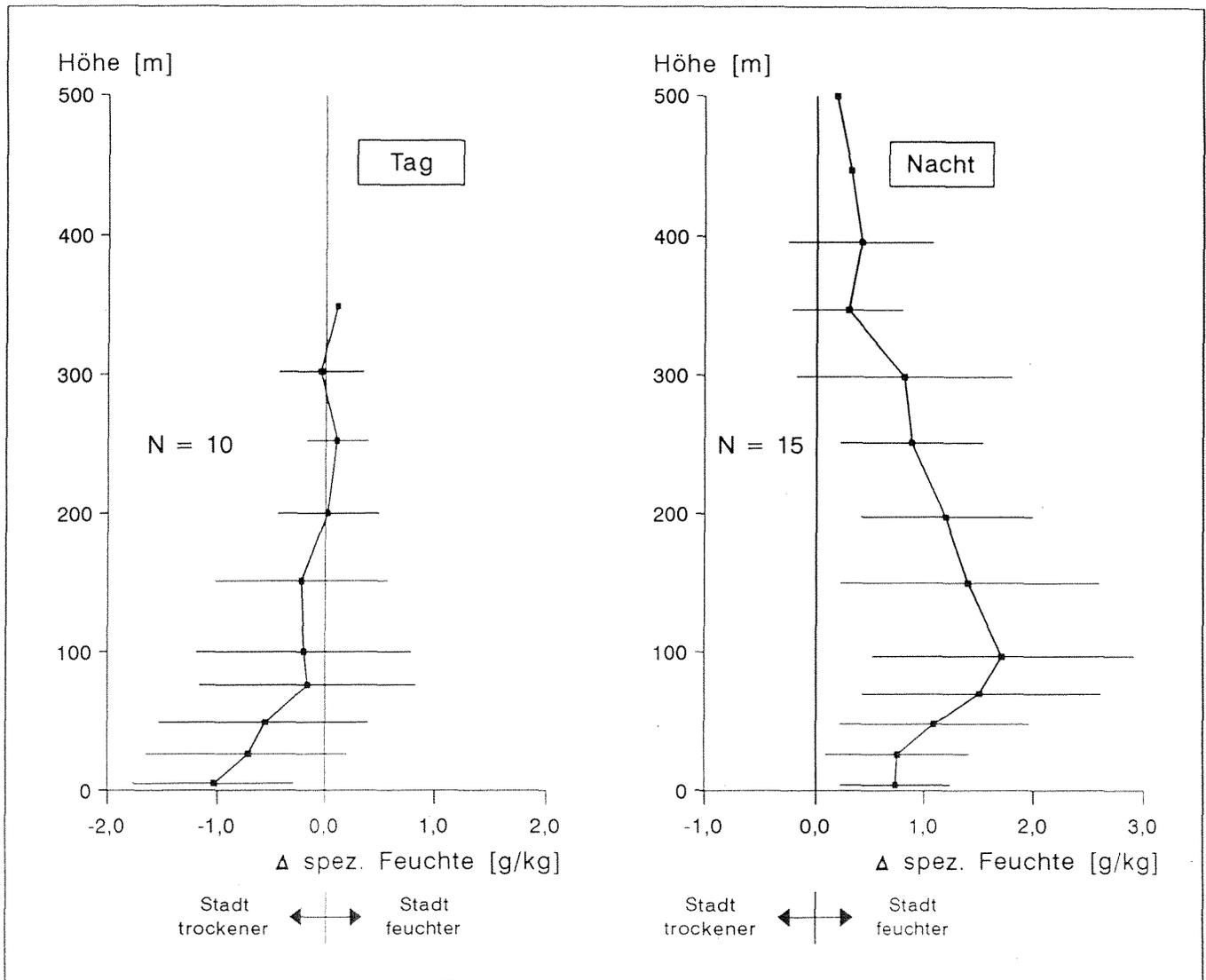


Abb. 6-13: Höhenabhängigkeit der Differenzen der spezifischen Feuchte (g/kg) zwischen Stadt- und Umlandatmosphäre in Christchurch/Neuseeland für sommerliche und winterliche Strahlungswetterlagen (nach Tapper 1990).

rend windstarker Wetterlagen die Entstehung von Konfluenzzonen, die eine verstärkte Wolken- und Niederschlagsbildung auslösen.

3. Staueffekte, die am Übergang vom Umland zur Stadt entstehen, sorgen für ein erzwungenes Aufsteigen der Luft und können somit zur Wolkenbildung führen.
4. Die Freisetzung von Luftverunreinigungen in Stadtgebieten führt zu einer Vermehrung von Kondensationskernen.

Aus punktuell durchgeführten Messungen läßt sich ableiten, daß insbesondere in Lee von Städten eine **Niederschlagserhöhung** wahrscheinlich ist. Landsberg (1974) ermittelte für diese Gebiete um 11 bis 13% größere mittlere Nieder-

schlagssummen, wobei insbesondere die Anzahl von Gewittern während der warmen Jahreszeit im Vergleich zum Winter um mehr als das Dreifache erhöht war. Daß eine Zunahme der bebauten Fläche eine Erhöhung der maximalen täglichen Niederschlagshöhe verursacht, ergab die Auswertung 100jähriger Meßreihen (1871 bis 1970) für die Städte Paris, St. Louis und Chicago. Das Wachstum der Städte führte z. B. zu einem Anstieg der Sommerniederschläge von 18 bis 38%. Bestätigt wird dieser Zusammenhang auch durch eine Analyse von Niederschlagsdaten, die für entsprechende Stationspaare in Städten und deren Umland durchgeführt wurden (Tab. 6-10). Hiernach ist nicht nur von einer Zunahme der Zahl der Gewittertage in den Mo-

naten des Sommerhalbjahres bei Anwachsen der ausgewählten Großstädte auszugehen, sondern es zeigt sich auch eine Erhöhung des prozentualen Anteils der Niederschlagssummen am Gesamtniederschlag während Gewittertagen.

Flächenaussagen zu stadtbedingten Niederschlagsmodifikationen belegen, daß insbesondere sommerliche Strahlungswetterlagen den stärksten Einfluß auf die Erhöhung der Niederschlagssumme besitzen, wie Untersuchungen in Berlin (Graf 1979) zeigen. Hiernach wurden maximale Niederschlagssummen etwa 30 km ostwärts des Stadtgebiets beobachtet (Abb. 6-14). Erklärbar wird das Phänomen, wenn man für das Wirksamwerden der auf die Niederschlagsbildung einwirkenden stadtbedingten Faktoren eine Zeitdauer von etwa einer halben Stunde zugrundelegt und die Zuggeschwindigkeit der Schauerzellen mit 20 bis 60 km/h schätzt. Wenn die städtische Überwärmung und die daraus ableitbaren direkten und indirekten Wirkungen auf die Niederschlagsstruktur einen Einfluß hat, müßte sich dieser aufgrund der an den Tagesgang gebundenen Wärmeinselintensität auch als eine davon abhängige Größe nachweisen lassen. Dieses gilt natürlich insbesondere für Konvektionsregen. Die räumliche Verteilung von in Berlin aufgetretenen Intensivregen, aufge-

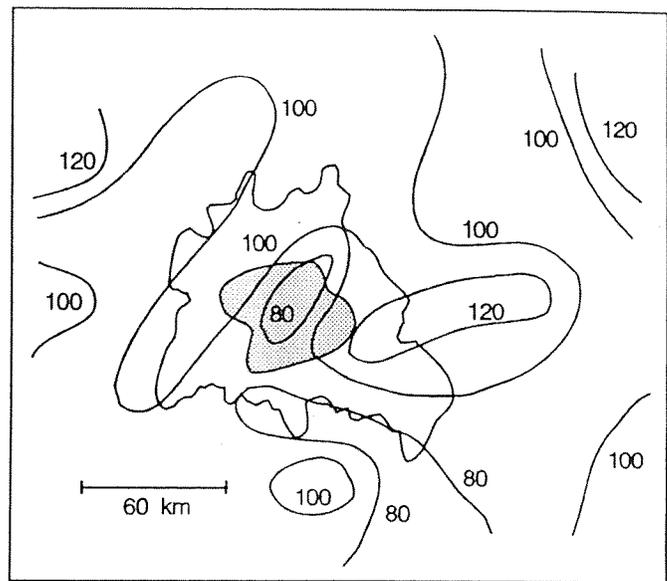
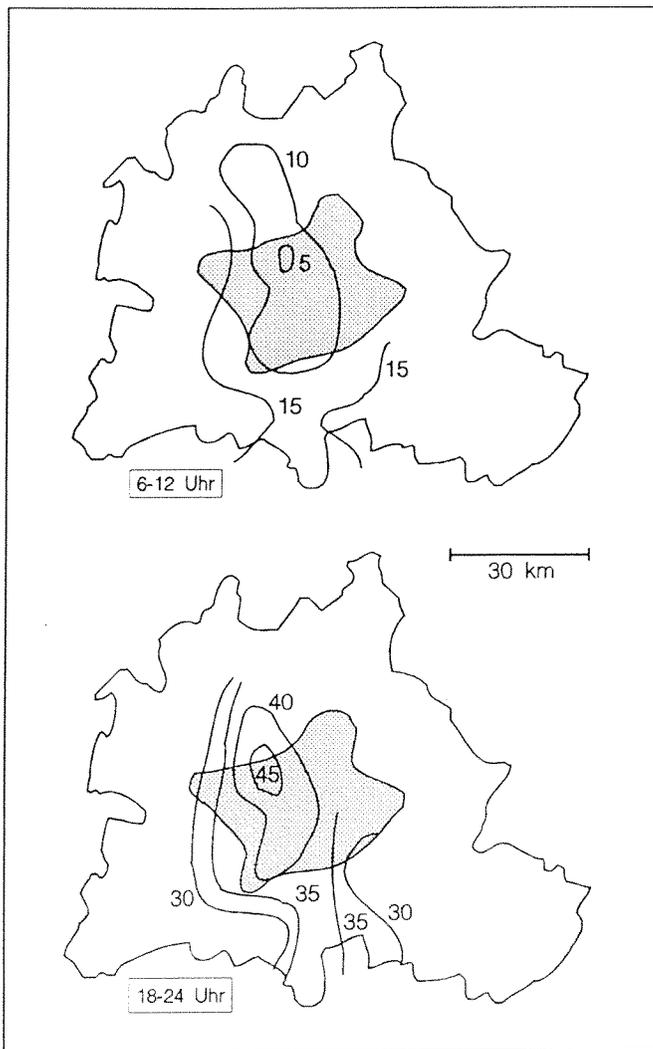


Abb. 6-14: Niederschlagsverteilung in und um Berlin (West) (% des Gebietsmittels) für Tage, an denen an der Station Potsdam Schauer und an der jeweiligen Station irgendeine Form von Niederschlag auftraten (nach Graf 1979).

schlüsselt für die Zeiträume 6 bis 12 Uhr sowie 18 bis 24 Uhr (Abb. 6-15) zeigt, daß es tatsächlich während der Abend- und Nachtstunden, mithin bei stärkster Ausbildung der städtischen Wärmeinsel, zu einer Häufung der Anzahl an Intensivregen kommt.

Tab. 6-10: Zahl der Tage mit Gewitter (A) sowie prozentualer Anteil der Niederschlagssummen an Tagen mit Gewittern am Gesamtniederschlag (B) für den Zeitraum Mai bis Oktober; Differenzbeträge zwischen den Vergleichsstationen auf der Grundlage 5- bzw. 10jähriger Mittelwerte (nach Havlik 1981).

	Stuttgart – Heidenheim	Frankfurt a. M. – Bad Nauheim	Bochum – Arnsberg
A: 1891–1900	-1,9	-	
1901–1910	-0,2	-7,9	1926–1930 -0,6
1911–1920	3,5	-5,8	1931–1935 -1,2
1921–1930	-	-3,8	1936–1940 -0,2
1931–1940	-	1,3	1941–1945 1,6
1941–1950	-	(3,0)	1946–1950 5,2
1951–1960	5,8	1,6	1951–1955 5,2
1961–1970	7,2	2,5	1956–1960 10,5
B: 1940–1944	-	-3,4%	2,6%
1946–1950	-	3,4%	9,6%
1951–1955	11,1%	0,3%	12,1%
1956–1960	13,9%	2,0%	27,1%
1961–1965	16,1%	3,8%	-
1966–1970	20,7%	7,3%	-



Prinzipiell ist darauf hinzuweisen, daß die natürlichen Niederschlagsprozesse über einem Stadtgebiet durch den Stadtkörper modifiziert werden. Die Stadt selbst kann demnach keinen zusätzlichen Niederschlag erzeugen, sondern sie hat eher verstärkenden Einfluß und verursacht durch die o. g. Faktoren eine räumliche Umverteilung der Regenspenden, wobei es besonders häufig in Lee zu höheren Werten kommen kann.

Abb. 6-15: Verteilung von Intensivregen von 6 bis 12 Uhr (oben) und 18 bis 24 Uhr (unten) im Stadtgebiet von Berlin (West) in % ihrer Gesamthäufigkeit (nach Graf 1979).

6.7 Das städtische Windfeld

Das Windfeld einer Stadt unterliegt sowohl hinsichtlich seiner Horizontal- als auch Vertikal-komponenten im Vergleich zum nichtbebauten Umland deutlichen Veränderungen. Diese sind auf die durch die Bebauung vorgegebene Rauigkeit der Oberflächen zurückzuführen, die beträchtliche Strömungswiderstände gegenüber der Luftbewegung entstehen läßt. Da sich diese Einflußnahme nicht nur auf die Stadthindernisschicht, sondern auch auf die darüberliegende Stadtgrenzschicht erstreckt, zeichnen sich bebaute und unbebaute Gebiete durch charakteristische vertikale **Windprofile** aus. Während sich über einem Stadtgebiet die durch die Bodenreibung ausgelöste Störung bis in Höhen von rund 500 m erstrecken kann, läßt ein geringerer Rau-

igkeitsparameter eine weitgehend unbeeinflusste Gradientwindgeschwindigkeit schon bei etwa 400 m und über dem ebenen Umland in weniger als 300 m über Grund feststellen. Beim Vergleich der Werte der **Windgeschwindigkeiten** zwischen dem Umland und einer Stadt lassen sich für die Stadthindernisschicht im Durchschnitt um 10 bis 20% geringere Windgeschwindigkeiten nachweisen. Ferner ergeben sich in Abhängigkeit von der Bebauungsstruktur häufiger auftretende Windstillen. Allerdings ist die Anzahl der Böen durch das gehäufte Auftreten thermisch und mechanisch induzierter Turbulenzen erhöht.

Daß das **Stadtwachstum** auf die Veränderung der mittleren Windgeschwindigkeit einen Ein-

fluß hat, ist naheliegend und kann anhand der Auswertung langer Meßreihen nachgewiesen werden. So nahm in der Stadt Ganzevitchi die mittlere **Windgeschwindigkeit** von 4 m/s im Jahre 1945 auf 2,5 m/s im Jahre 1970 ab (Rubinstein 1979, zit. in Landsberg 1981). Auch der eine Stadt prägende **Pflanzenbestand** beeinflusst je nach seinem Belaubungszustand die **Windgeschwindigkeit**: für die Stadt Wien konnte z. B. in diesem Zusammenhang gezeigt werden, daß die Windstärke im Sommer um 20 bis 30% niedriger war als nach dem Blattwurf im Herbst und Winter (Dirmhirn u. Sauberer 1959).

Während sich bei austauschreichen Wetterlagen in den Städten im Vergleich zum Umland normalerweise niedrigere durchschnittliche Windgeschwindigkeiten einstellen, lassen sich bei schwachgradientigen Strahlungswetterlagen – zumindest des Nachts – meist umgekehrte Verhältnisse beobachten. Da eine solche Witterung im wesentlichen von den mikroklimatischen Verhältnissen der Oberflächen bestimmt wird, können die thermischen Unterschiede zwischen einem Stadtkörper und seinem Umland bei Vorherrschen autochthoner Wetterlagen voll zur Geltung kommen. Des Nachts ist während solcher Witterungsabschnitte im Umland meist eine mehr oder weniger starke Bodeninversion ausgebildet, während die städtische Wärmeinsel zu eher neutralen bzw. labilen Schichtungsverhältnissen in der Stadthindernisschicht führt. Das bodennahe Austauschregime ist dabei vom übergeordneten Windfeld abgekoppelt. Hieraus kann – eine die Austauschverhältnisse begünstigende Topographie vorausgesetzt – aufgrund der besonders nachts gut ausgebildeten positiven Temperaturanomalien, eine zum Stadtkern gerichtete Windbewegung initiiert werden, die im bebauten Bereich zu höheren Geschwindigkeiten führt als im Umland. Derartige Luftbewegungen, die während des Vorherrschens von Strahlungswetterlagen vom Umland, d. h. von der Flur in das bebaute Gebiet hineinwehen, werden **Flurwinde** genannt. Sie spielen, aufgrund der möglichen Zufuhr von Frischluft in den Stadtkörper, in bezug auf Planungsaspekte eine wichtige Rolle. Aus diesem Grunde soll nachfolgend auf dieses Phänomen näher eingegangen werden.

Flurwinde zeichnen sich dadurch aus, daß sie keine gleichförmige Geschwindigkeit aufweisen. Sie treten eher pulsierend und aufgrund der nicht überall gleichmäßig ausgebildeten Wärmeinseln nur dort auf, wo es zu einem relativ starken thermischen Gradienten zwischen bebauter und unbebauter Fläche kommt. Definitionsgemäß handelt es sich bei einem Flurwind um eine während einer Strahlungswetterlage auftretende «seichte, bodennahe, intermittierende Strömung, die, basierend auf dem thermischen Ungleichgewicht zwischen einer Stadt und ihrem Umland, bei einer Abkoppelung des bodennahen Windfeldes vom übergeordneten Strömungsregime in Richtung Stadtzentrum weht» (Barlag u. Kuttler 1991).

Flurwinde weisen nach den vorliegenden Erkenntnissen einen Tages- und Jahresgang auf. Da ihre Entstehung von der Intensität der Wärmeinsel und von der Größe der Kaltluftproduktion im Umland abhängt, lassen sie sich überwiegend als nächtlich auftretende Luftbewegung erkennen. Abb. 6-16 enthält die Anzahl stündlich beobachteter Flurwindereignisse, wobei sich hinsichtlich der Häufigkeit ein Nacht-/Tagverhältnis von 1,5:1,0 einstellt. Die enge Verknüpfung mit der städtischen Überwärmung wird dokumentiert anhand der in Abb. 6-17 dargestellten Abhängigkeit zwischen den Temperaturdifferenzen von Stadt und Umland und den entsprechenden Flurwindhäufigkeiten. Bei höchsten positiven Temperaturanomalien im Stadtgebiet wurde – insbesondere in der zweiten Nachthälfte – auch die größte Anzahl an Flurwindstunden beobachtet. Da die städtische Überwärmung einem Jahresverlauf unterliegt, läßt sich ferner eine entsprechende Verteilung der Flurwindstunden mit der Ausbildung maximaler Werte in den Sommermonaten und geringerer Häufigkeit in der kalten Jahreszeit nachweisen.

Flurwindssysteme, die nach einer in Bochum durchgeführten Untersuchung (Barlag u. Kuttler 1991) in 18% der Stunden windschwacher Wettersituationen auftraten, können in Hinblick auf Planungsaspekte außerordentlich relevant sein. Die räumliche Ausbildung dieser lokalen Ausgleichsströmungen kann nämlich dazu beitragen, die stadtklimatisch-lufthygienische Situation zu verbessern, wenn geeignete Venti-

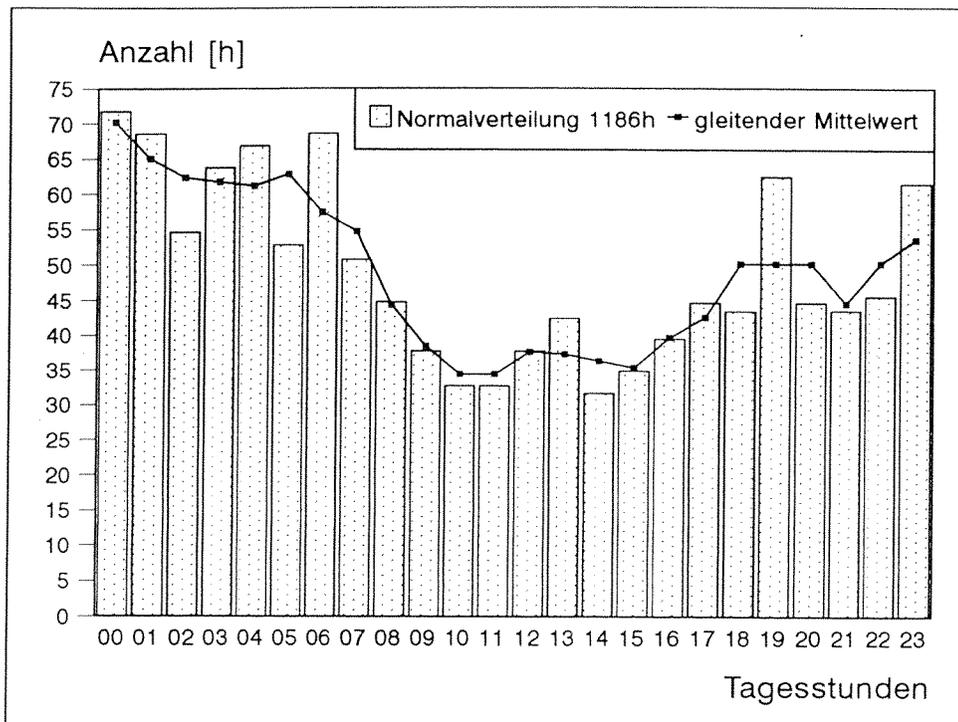


Abb. 6-16: Tagesgang der Flurwindstunden (h) in Bochum von Mai 1987 bis August 1988 (nach Barlag u. Kuttler 1991).

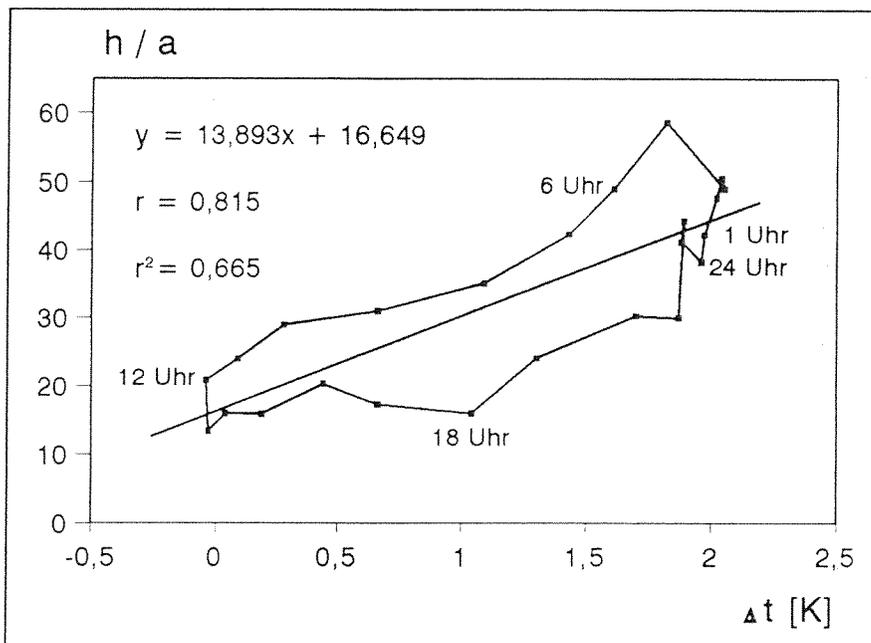


Abb. 6-17: Tagesgang des Zusammenhangs zwischen der mittleren Zahl der Flurwindstunden pro Jahr (h/a) und dem Jahresmittel der stündlichen Lufttemperaturdifferenz Stadt-Umland von Januar bis Dezember 1985 in Bochum (nach Kuttler 1987).

lationsbahnen in ausreichendem Maße zur Verfügung stehen. Allerdings muß vorab geklärt sein, ob die entsprechenden Ventilationssehneisen auch für den Transport von Umlandluft in den Stadtkörper geeignet sind. Eine derartige Überprüfung kann mit Hilfe der in Tab. 6-11 aufgeführten Klassifizierung von Ventilationsbahnen vorgenommen werden. Aufgenommen wurden hierbei neben einer kurzen Charakteristik der entsprechenden Sehneisen auch Hinweise darüber, ob eine Nutzung als Frischluft-

bahn aus klimatologisch-planerischen Gründen zu empfehlen ist und welchen Einfluß die Gestaltung der Ventilationsbahn auf die Luftqualität hat. Prinzipiell ist es für eine vorzunehmende Wertung notwendig, die über die genannten Ventilationsbahnen transportierte Luft einer qualitativen und quantitativen Analyse zu unterwerfen, um hieraus Aussagen über eine potentielle Verbesserung der immissionsklimatischen Situation des Stadtkörpers ableiten zu können.

Tab. 6-11: Luftleitbahnen und ihre Eignung für den Frischlufttransport (nach Kuttler u. Romberg 1992 unter Verwendung von Angaben aus Beckröge 1990).

1. Ein- und Ausfallstraßen

- niedrige z_0 -Werte; tagsüber starke Aufheizung
 - Labilisierung der bodennahen Luftschicht
 - Erhöhung der Reibungswiderstände
- Freisetzung von Kfz-Emissionen
- Vorbelastung durch Hausbrandemissionen der straßenbegleitenden Bebauung möglich

Wertung: Nutzung nicht ohne weiteres zu empfehlen; Luftqualitätsanalyse insbesondere hinsichtlich des Einzugsgebietes auf potentielle Immissionen notwendig

→ Verbesserung der Luftqualität kaum zu erwarten

2. Bahntrassen

- niedrige z_0 -Werte; tagsüber starke Aufheizung
 - Labilisierung der Luft
 - Erhöhung der Reibungswiderstände
- wenn kein Diesellokbetrieb, dann kaum Freisetzung von Emissionen
- nachts starke Abkühlung der Schotterflächen
 - Stabilisierung der Luft
 - kleine Reibungswiderstände

Wertung: Nutzung dann zu empfehlen, wenn kein Diesellokbetrieb

→ Verbesserung der Luftqualität kaum zu erwarten

3. Grünflächen/Parkanlagen

- mehr oder weniger niedrige z_0 -Werte; tagsüber kaum Aufheizung
 - Stabilisierung der bodennahen Luftschicht
 - Senkung des Reibungswiderstandes
- Möglichkeit der Entwicklung von Eigenzirkulationen
- keine Freisetzung von Emissionen
- Aerosol- und Gasfilterung

Wertung: Nutzung zu empfehlen

→ Verbesserung der Luftqualität zu erwarten

4. Fließ-/Stillgewässer

- sehr niedrige z_0 -Werte; tagsüber – bei entsprechender Größe – kaum Aufheizung
 - Stabilisierung der bodennahen Luftschicht
 - Senkung der ohnehin niedrigen Reibungswiderstände
- Möglichkeit der Entwicklung von Eigenzirkulationen (Stadt-/Seewindsystem bzw. Stadt-/Flußwindsystem)
- keine Freisetzung von Emissionen
- Senke für Gas und Aerosole

Wertung: Nutzung zu empfehlen

→ Verbesserung der Luftqualität zu erwarten; allerdings: Minderung des thermischen Effekts durch warmen nächtlichen Wasserkörper

6.8 Verunreinigung der Stadtluft

Die in den urban-industriellen Ballungsräumen freigesetzten Luftverunreinigungen entstammen im wesentlichen den **Quellengruppen** Kraftfahrzeugverkehr, Hausbrand, Kleingewerbe und Industrie. Für die Ausbreitung der emittierten Spurenstoffe sind neben den meteorologischen Parametern wie Lufttemperatur, Temperaturgradient der bodennahen Atmosphäre, Mischungsschichthöhe, Windrichtung und Windgeschwindigkeit auch die Lage und effektive Quellhöhe der Emittenten verantwortlich. Über die Transmission gelangen die Luftinhaltsstoffe zu ihren Wirkorten und werden dort als **Immissionskonzentrationen** gemessen. Bevor die städtischen Immissionsverhältnisse für

einige Spurenstoffe exemplarisch erläutert werden, wird anhand eines kurzen Überblicks eine Beschreibung der wichtigsten Emissionen, wozu Stickstoffoxide, organische Verbindungen, Schwefeldioxid, Kohlenmonoxid und Staub zählen, vorangestellt. Tab. 6-12 enthält Angaben über die in der BRD emittierten Mengen sowie über deren Veränderung in dem Zeitraum 1966 bis 1986.

Stickstoffverbindungen treten in der Atmosphäre als Oxide, Säuren und in reduzierter Form auf. Insbesondere die Stickstoffoxide (NO_x) spielen für die Bildung von photochemischem Smog und für die Ansäuerung von Nebel und Niederschlägen eine wichtige Rolle. Diese Spurenstoffe entstehen bei fast allen Verbren-

Tab. 6-12: Emissionen verschiedener Luftschadstoffe in der BRD für den Zeitraum 1966 bis 1986 (Angaben aus UBA 1989). [in Mio. t]

	1966	1968	1970	1972	1974	1976	1978	1980	1982	1984	1986	Veränderungen zu 1966 (= 100%)
Stickstoffoxid (NO _x , NO ₂)	1,95	2,05	2,35	2,50	2,60	2,70	2,85	2,95	2,85	2,95	2,95	151%
flüchtige org. Verbindungen	2,20	2,35	2,60	2,65	2,55	2,55	2,55	2,50	2,40	2,40	2,45	111%
Schwefeldioxid (SO ₂)	3,35	3,40	3,75	3,75	3,65	3,55	3,40	3,20	2,85	2,65	2,30	69%
Kohlenmonoxid (CO)	12,40	12,90	14,00	14,00	13,70	13,00	12,40	11,70	9,80	9,20	8,90	72%
Staub	1,75	1,50	1,30	1,10	0,95	0,78	0,70	0,69	0,60	0,59	0,56	32%

nungsprozessen, wobei sich Luftsauerstoff mit atmosphärischem Stickstoff verbindet. Stickstoffoxide werden in großem Maße durch den Kraftfahrzeugverkehr emittiert. Darüber hinaus erfolgt eine Freisetzung – vornehmlich in landwirtschaftlich genutzten Gebieten – aus nitrathaltigen Düngemitteln. In der BRD wurden 1986 2,95 Mio. t Stickstoffoxide emittiert; im Vergleich zu 1966 (= 100%) handelt es sich hierbei um eine Erhöhung auf 151%. Dieses ist vornehmlich auf die außerordentlich starke Zunahme der Anzahl an Kraftfahrzeugen zurückzuführen, die sich 1986 mit 27 Mio. Einheiten gegenüber 1960 verdoppelte. Die größten Emissionsanteile entfielen 1986 demnach in erster Linie auf den Straßenverkehr (52%) sowie auf Kraft- und Fernheizwerke (24%).

Unter den **organischen Verbindungen** werden im wesentlichen Stoffe zusammengefaßt, die aus Lösemitteln (41%) hervorgehen und bei Verbrennungsprozessen (45%) entstehen. Sie werden ferner auch durch Umschlag und Verdampfen von Benzin, z. B. bei der Betankung von Kraftfahrzeugen, freigesetzt. Die Emission an organischen Verbindungen hat sich mit 2,45 Mio. t (1986) gegenüber 1966 kaum verändert.

Der durch anthropogene Prozesse in die Atmosphäre eingeleitete **Schwefel** besteht als primäre Luftverunreinigung zu 90% aus **Schwefeldioxid**. Mit 63% stellen im Jahre 1986 Kraftwerke und Fernheizwerke den größten Emissionsanteil dar; die Industrie erreichte 18%, der Rest verteilte sich auf Haushalte und in geringem Maße auf den Kraftfahrzeugverkehr. Seit 1966 haben die SO₂-Emissionen von 3,35 Mio. t auf

2,30 Mio. t (1986) – mithin auf 69% des Ausgangswertes – abgenommen. Der Rückgang des Schwefelausstoßes ist auf verschiedene Ursachen zurückzuführen: so z. B. auf den steigenden Verbrauch schwefelarmer Energieträger im Kraftwerksbereich und auf den Einsatz von Filtern in Industrieschornsteinen.

Der Ausstoß des zu über 80% aus unvollständigen Verbrennungsprozessen resultierenden **Kohlenmonoxids** hat von 12,4 Mio. t (1966) auf 8,9 Mio. t (1986) abgenommen. Dieses ist auf den verminderten Einsatz von festen Brennstoffen in Feuerungsanlagen und auf die Abgassäuberung bei Kraftfahrzeugen zurückzuführen.

Auch die **Staubemissionen** wurden in dem hier zugrunde gelegten Zeitraum stark reduziert. Sie nahmen von 1,75 Mio. t (1966) auf 0,56 Mio. t (1986), d. h. auf weniger als $\frac{1}{3}$ des Ausgangswertes ab. Entscheidend hierfür ist eine verbesserte Entstaubungstechnik. Nach wie vor wird jedoch mit 58% der größte Anteil durch die Industrie emittiert, während Kraftwerke 16% und der Kraftfahrzeugverkehr 10% ausstoßen. Der Rest wird von Haushalten und Kleinverbrauchern verursacht.

Die Darstellung der **Immissionsituation** einiger wichtiger Spurenstoffe soll exemplarisch anhand des Datenmaterials erfolgen, das für Europas größten Industrieraum, das Rhein-Ruhr-Gebiet, zur Verfügung steht. Grundlage der Übersicht über die Immissionsituation im Rhein-Ruhr-Raum bilden die für die fünf Belastungs-

gebiete berechneten Mittelwerte des Jahres 1989 sowie diejenigen Konzentrationen, die an den am höchsten und niedrigsten belasteten Stationen innerhalb der Meßgebiete auftraten (Pfeffer et al. 1990). Die Darstellung erfolgt für die Spurenstoffe Schwefeldioxid (SO_2), Schwebstaub (SST), Stickstoffmonoxid (NO) und -dioxid (NO_2), Ozon (O_3) und Kohlenmonoxid (CO) (Tab. 6-13). Die SO_2 -Immissionen bewegen sich prinzipiell auf niedrigem Konzentrationsniveau, wobei in den Belastungsgebieten des Ruhrgebiets mit 29 bis $34 \mu\text{g}/\text{m}^3$ etwas höhere Mittelwerte festgestellt wurden als für die Rheinschiene ($24 \mu\text{g}/\text{m}^3$). Auch die Schwebstaubkonzentrationen (SST) sind im Ruhrgebiet um etwa 10 bis 15% höher als in den Gebieten der Rheinschiene. Während für NO_2 in den Belastungsgebieten des Ruhrgebietes und in der Rheinschiene-Mitte etwa $45 \mu\text{g}/\text{m}^3$ erreicht werden, ist der Wert in der Rheinschiene-Süd mit $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$ etwas erhöht. Der Spurenstoff NO weist im westlichen Ruhrgebiet den niedrigsten Wert ($38 \mu\text{g}/\text{m}^3$) auf; in allen anderen Gebieten wurden höhere Konzentrationswerte gemessen; die höchsten NO-Werte ergeben sich mit $49 \mu\text{g}/\text{m}^3$ im Belastungsgebiet Rheinschiene-Süd. Die

Ozonkonzentrationen bewegen sich zwischen 28 bzw. $29 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Ruhrgebiet-Ost, Rheinschiene-Süd und -Mitte) und $34 \mu\text{g}/\text{m}^3$ im Gebiet Ruhrgebiet-West. Für CO lassen sich die höchsten Mittelwerte mit $1.200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ im Bereich Ruhrgebiet-Mitte und -Ost, die niedrigsten Werte mit 1.000 bzw. $1.100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ in den übrigen Belastungsgebieten nachweisen.

Im Gegensatz zu den dargestellten Mittelwerten ergeben sich kurzfristig auftretende hohe Immissionskonzentrationen unter dem Einfluß austauscharmer Wetterlagen, wie sie die Smogereignisse der vergangenen Winter vielfach gezeigt haben. Schon eine einfache Analyse der Immissionskonzentrationswerte für SO_2 und NO_x , aufgeteilt nach Inversions- und Nichtinversionstagen, zeigen für eine hochbelastete Stadtstation (Abb. 6-18), daß an Tagen, an denen eine Temperaturinversion vorherrscht, die Belastungswerte um das 2,1fache (SO_2) bzw. das 2,2fache (NO_x) über denjenigen liegen können, die an Tagen ohne Inversionen erreicht werden. Wie man Abb. 6-18 weiter entnehmen kann, wird der Jahresmittelwert im wesentlichen durch die Verhältnisse im Winterhalbjahr (WM) bestimmt.

Tab. 6-13: Jahresmittelwerte (\emptyset), Minima (Min) und Maxima (Max) verschiedener Spurenstoffkonzentrationen (in $\mu\text{g}/\text{m}^3$) in den fünf Belastungsgebieten des Rhein-Ruhr-Raumes für das Jahr 1989. Die Minima und Maxima geben jeweils die Werte einer niedrigst- bzw. höchstbelasteten Station in dem entsprechenden Belastungsraum an (nach Pfeffer et al. 1990).

	SO_2			SST			NO_2			NO			O_3			CO		
	\emptyset	Min	Max	\emptyset	Min	Max	\emptyset	Min	Max	\emptyset	Min	Max	\emptyset	Min	Max	\emptyset	Min	Max
Rheinschiene Süd	24	21	27	59	48	67	50	37	57	49	22	73	29	26	33	1.000	800	1.200
Rheinschiene Mitte	24	22	28	61	57	68	45	38	58	47	33	96	29	29	29	1.000	800	1.600
Ruhrgebiet West	34	23	50	70	63	81	44	33	58	38	19	57	34	31	36	1.000	700	1.400
Ruhrgebiet Mitte	33	21	53	68	56	79	45	35	52	40	29	65	31	28	33	1.200	800	1.600
Ruhrgebiet Ost	29	20	39	65	50	84	44	36	58	42	20	59	28	25	31	1.200	900	1.600

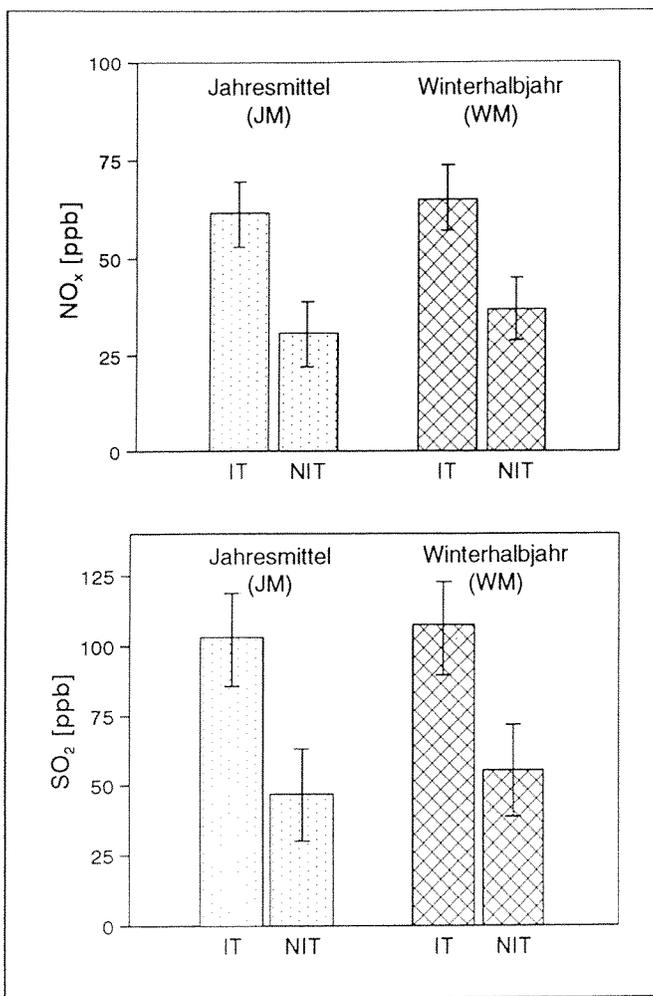


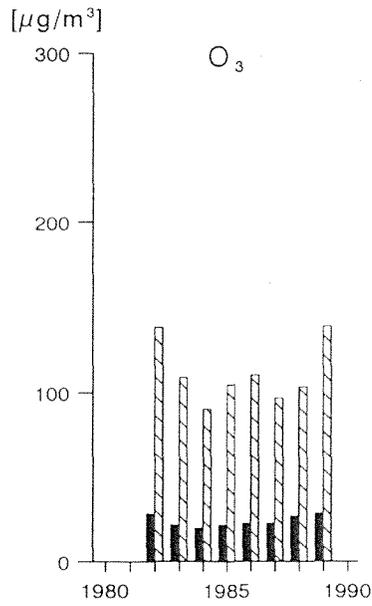
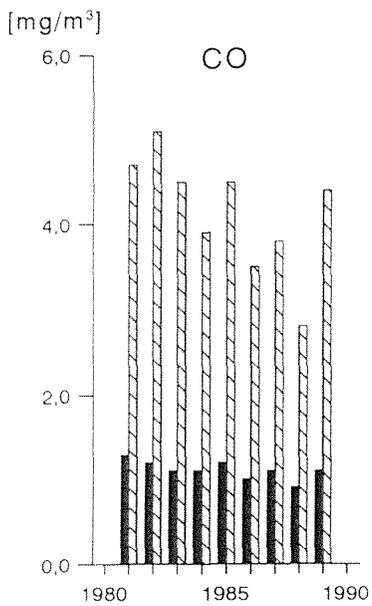
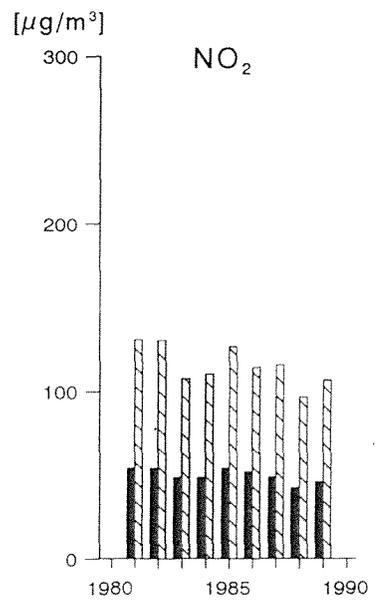
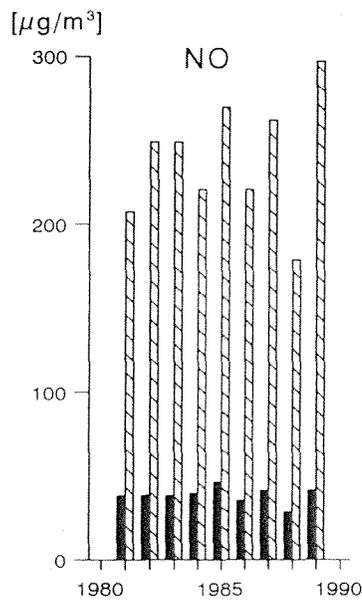
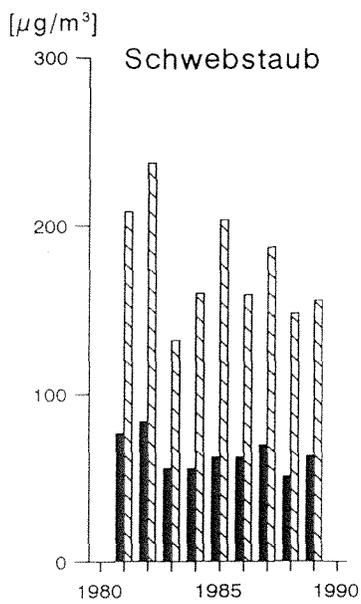
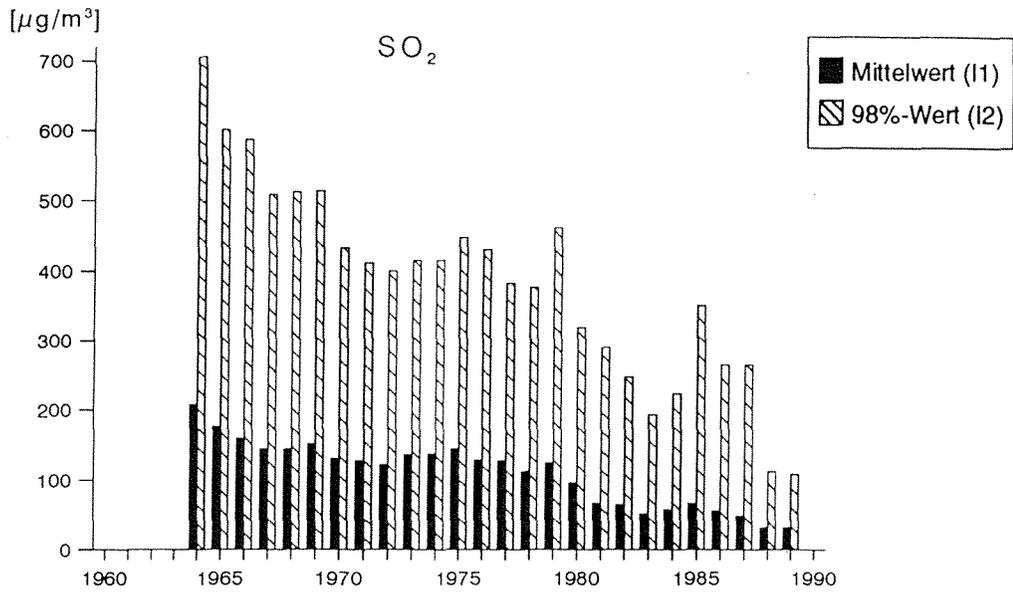
Abb. 6-18: Mittelwerte (1982–1985) der SO₂- und NO_x-Immissionskonzentrationen an Tagen mit (IT) und ohne Temperaturinversionen (NIT) eines stark belasteten Standorts im Rhein-Ruhr-Gebiet (nach Kuttler 1988b).

Eine Analyse langjähriger Meßreihen für verschiedene Luftinhaltsstoffe, die für Stationen des Rhein-Ruhr-Raumes vorliegen, zeigt zumindest für einige Spurenstoffe eine Verbesserung gegenüber der Situation zu Beginn der Aufnahme der Messungen (Abb. 6-19). So lassen die SO₂-Werte, die seit 1964 kontinuierlich gemessen werden, bis zum Jahre 1989 eine Abnahme

des Jahresmittelwertes von etwa 200 µg/m³ auf rund 30 µg/m³ erkennen. Die in einzelnen Jahren zu beobachtenden erhöhten SO₂-Werte – z. B. 1979 und 1985 – wurden durch austauscharme Wetterlagen verursacht, die sogar zur Auslösung von Smogalarm führten. Für den Schwebstaub (SST), bei dem es sich nicht um eine einzelne chemische Komponente handelt, sondern um ein Gemisch von in der Luft schwebenden Partikeln, können für den Zeitraum 1980 bis 1989 keine Veränderungen hinsichtlich der Immissionskonzentration erkannt werden; allerdings hat sich die Situation dieses Spurenstoffs von Beginn der 60er Jahre bis etwa 1980 durch eine stete Abnahme der Konzentrationen laufend verbessert (Kuttler 1988b). Die Stickstoffoxide (NO, NO₂) lassen seit Beginn der 80er Jahre keine Tendaussage zu. Der Anstieg der Immissionskonzentrationen im Jahre 1985 ist – wie dies bereits für die Komponente SO₂ dargelegt wurde – auf Smogereignisse zurückzuführen.

Auch die Immissionskonzentrationen des CO weisen für den Zeitraum von 1980 bis 1989 kaum eine Veränderung auf. Die Bildung von Ozon als sekundäre Luftverunreinigung ist abhängig von der Intensität und Dauer von Schönwetterperioden. Jahre, die besonders sonnenscheinreich waren, zeichnen sich auch durch erhöhte O₃-Werte aus. Für die seit 1982 vorliegenden Meßergebnisse läßt sich ab 1985 ein leichter Anstieg der Immissionskonzentrationen erkennen. Allgemein wird davon ausgegangen, daß in Mitteleuropa die O₃-Konzentrationen um 1 bis 2% pro Jahr ansteigen (Pfeffer et al. 1990). Für diesen Spurenstoff ist daher zusammen mit seinen Vorläufergasen NO und NO₂, die hauptsächlich durch den Kraftfahrzeugverkehr emittiert werden, zukünftig von weiteren Anstiegen der Immissionskonzentrationen auszugehen.

Abb. 6-19: Trends der Immissionskonzentrationen im Rhein-Ruhr-Gebiet (nach Pfeffer et al. 1990). ►



6.9 Klimatische Bedeutung innerstädtischer Grün- und Wasserflächen

Freiflächen in Innenstadtgebieten können in vielfältiger Weise zu einer Verbesserung der stadtklimatischen Situation beitragen. Dieses gilt insbesondere für Städte in südlichen Regionen (Horbert et al. 1988). Die Wohlfahrtswirkungen, die z. B. von Grünarealen oder innerstädtischen Gewässern ausgehen und sich insbesondere auf deren Nah- aber auch Fernbereich erstrecken können, sollen nachfolgend anhand entsprechender Beispiele erläutert werden.

Die positive Wirkung von **Grünanlagen** auf das Klima und die Luftqualität in Städten wird durch die Größe, den Aufbau und die Zusammensetzung der vegetationsbestandenen Flächen bestimmt. Lassen schon ausschließlich mit Gras bepflanzte Flächen günstige Veränderungen in ihrer Strahlungs- und Energiebilanz gegenüber der bebauten Umgebung erkennen, so verstärken sich die bioklimatischen Effekte durch das Vorhandensein von Sträuchern und schattenspendenden hohen Bäumen. Diese bewirken eine Zunahme des latenten Wärmestromes auf Kosten des sensiblen Wärmestromes. Hierdurch und aufgrund des Schattenwurfes stellt sich eine niedrigere Lufttemperatur gegenüber der Umgebung ein. Da der größte Teil der Globalstrahlung bereits vom Kronendach und im Kronenraum absorbiert wird, steht weniger Energie für die Bodenerwärmung und Speicherung zur Verfügung als es bei versiegelten Flächen der Fall ist. Ferner bewirkt das durch Bäume vergrößerte Bestandsvolumen aufgrund der Reduzierung der Windgeschwindigkeit eine effektive Filterung der durch den Kronenraum strömenden Luft. Auch zeichnen sich Grünflächen durch eine höhere relative Luftfeuchtigkeit gegenüber versiegelten Flächen aus, wie Abb. 6-20 zeigt.

Da Grünflächen aus den o. g. Gründen insbesondere bei Strahlungswetterlagen i. a. niedrigere Lufttemperaturen aufweisen als ihre bebaute Umgebung, können lokale Ausgleichszirkulationen zwischen diesen und dem bebauten Gebiet entstehen. Die Eindringtiefe derartiger Kaltluftströme wird allerdings sowohl von der

Gestaltung und Einfassung einer Grünfläche als auch von der Art der sie umgebenden Bebauung bestimmt. Liegt eine Grünfläche z. B. in einer Mulde oder wird sie von einer Mauer umgeben, so wird der Luftaustausch hierdurch behindert und die Eindringtiefe verkürzt. Maueröffnungen mit sich daran anschließenden Straßen kön-

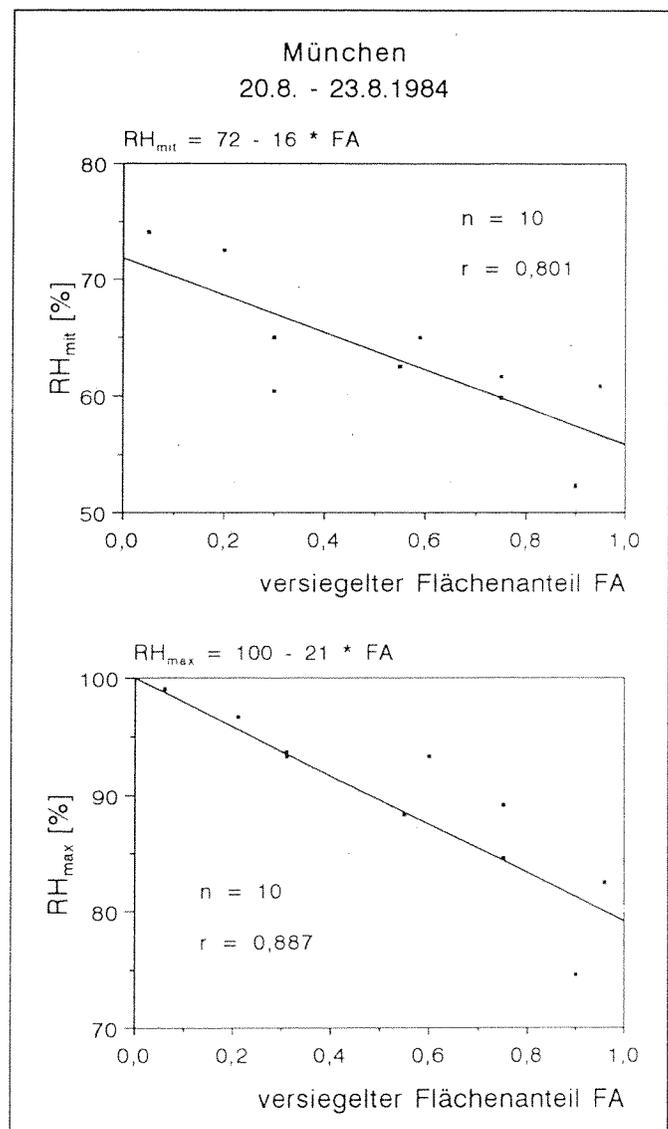


Abb. 6-20: Regressionsbeziehungen zwischen dem versiegelten Flächenanteil an ausgewählten Meßplätzen in München sowie an der Umlandstation «Garching» und den mittleren Tagesmitteln (RH_{mit}) bzw. den mittleren Maxima (RH_{max}) der relativen Luftfeuchtigkeit bei einer Strahlungswetterlage im Sommer (20.08.–23.08.1984) (nach Bründl et al. 1987).

nen jedoch Schneisenfunktionen übernehmen und die kühle feuchte Luft ableiten.

Auf seiten der bebauten Fläche bestimmen die Höhe und Dichte der Bebauung die Eindringtiefe der aus den Grünflächen stammenden Luft. Wird eine Grünfläche von einer geschlossenen, hohen Häuserfront umgeben, so beschränkt sich die klimameliorierende Wirkung nur auf den unmittelbaren Nahbereich (Oaseneffekt). Herrscht hingegen eine aufgelockerte Bauweise vor, deren Straßenzüge zur Grünfläche münden, so ist ein tiefes Eindringen der Luft in das bebauten Gebiet hinein möglich. In diesem Zusammenhang besteht insbesondere von stadtklimatologisch-planerischer Seite ein vordringlicher Bedarf an der Klärung zweier Fragen:

- Wie groß muß eine Grünfläche sein, um in der bebauten Umgebung zu einer Verbesserung der klimatischen Situation zu führen?
- Bis zu welcher Entfernung von der Grünfläche läßt sich ein klimaverbessernder Einfluß im bebauten Gebiet nachweisen?

Die Zusammenstellung in Tab. 6-14 enthält für fünf Grünflächen unterschiedlicher Größe die nachgewiesenen klimatischen Reichweiten, und zwar aufgeschlüsselt für verschiedene Windgeschwindigkeiten und Wetterlagen. Als Reichweite wurde die Entfernung vom Rand der Grünfläche in die bebauten Umgebung definiert, in der noch mindestens eine horizontale Temperaturdifferenz von 0,5 K ermittelt werden konnte. Die größten Effekte lassen sich an der Leeseite von Grünflächen beobachten.

Tab. 6-14: Festgestellte klimatische Reichweiten in m (bezogen auf die Lufttemperatur in 2 m Höhe) bei verschiedenen Wetterlagen für mehrere Grün- und Ruderalflächen unterschiedlicher Größe im Bereich von Berlin (West). (Für Kleingärten Priesterweg/Südgelände sind mittlere und maximale beobachtete, für die anderen Freiflächen minimale und maximale beobachtete Reichweiten angegeben. Dabei wurde jeweils über alle in Frage kommenden Richtungen gemittelt.) (Nach v. Stülpnagel 1987)

Grünfläche	Größe (ha)	Wetterlage (bezogen auf die Windgeschwindigkeit)		
		austauscharm (< 2 m/s)	mäßig austauscharm (2–4 m/s)	austauschreich (> 4 m/s)
Großer Tiergarten	212			
– luvwärts		0–200	–	–
– leewwärts		bis 1.300	400–1.500	–
– sonstige Richtungen		–	280– 800	–
Kleingärten Priesterweg/Südgelände	ca. 125			
– luvwärts		270 (max. 500)	80 (max. 200)	100 (max. 200)
– leewwärts		270 (max. 500)	260 (max. 500)	540 (max. 1.100)
– sonstige Richtungen		260 (max. 500)	160 (max. 1.000)	20 (max. 100)
Städtischer Friedhof Steglitz	ca. 36			
– luvwärts		50–220	–	–
– leewwärts		280–420	100–250	–
– sonstige Richtungen		0– 70	50–300	–
Ruderalflächen im Bereich Anhalter und Potsdamer Güterbahnhof	ca. 30			
– luvwärts		–	100–300	0– 200
– leewwärts		100–200	0–300	300–1.000
– sonstige Richtungen		150–600	–	–
Stadtpark Steglitz	17,6			
– luvwärts		90–140	60– 70	–
– leewwärts		60– 90	20–280	–
– sonstige Richtungen		80– 90	0– 30	–

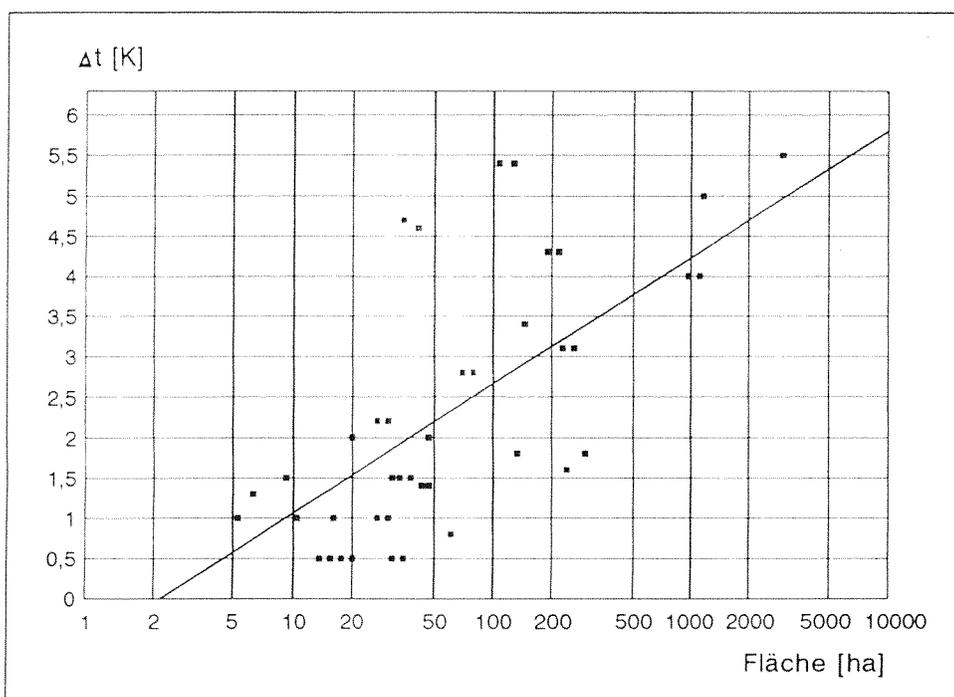
Auch spielt der Umfang einer Grünfläche eine Rolle. Je größer diese nämlich ist, desto größer ist i. a. auch die klimatologische Reichweite. Die stärksten Auswirkungen ließen sich für austauscharme und mäßig austauscharme Wetterlagen nachweisen. Der Große Tiergarten in Berlin bewirkt unter diesen Voraussetzungen z. B. Temperaturreduktionen, die bis zu 1.500 m in das bebaute Gebiet hinein ermittelt wurden. Aber auch entgegen der Windrichtung lassen sich an der Luvseite – hervorgerufen durch Turbulenz – bis zu einer Tiefe von 200 m in die Bebauung hinein klimatische Auswirkungen ermitteln.

In Abb. 6-21 sind die Temperaturdifferenzen verschiedener Grünanlagen zu ihrer Umgebung in Abhängigkeit von deren Größe dargestellt. Der durch die Regressionsgerade belegte logarithmische Zusammenhang weist einen Korrelationskoeffizienten von $r = 0,7$ auf. Die mehr oder weniger großen Abweichungen der einzelnen Werte von dieser Geraden sind darauf zurückzuführen, daß luftaustauschbehindernde bzw. -fördernde Faktoren am Rande einer Grünfläche deren Wirksamkeit auf die Umgebung beeinflussen. Prinzipiell läßt sich mit Hilfe des vorgenannten Datenmaterials der klimameliorierende Einfluß vegetationsbestandener innerstädtischer Grünflächen quantitativ gut belegen.

Im Vergleich zu Pflanzenbeständen unterscheidet sich das klimatische Verhalten von Wasserkörpern in vielfacher Hinsicht. Tab. 6-15 faßt die wichtigsten Parameter zusammen, die die klimatischen Auswirkungen eines urbanen Gewässers auf die bebaute Umgebung steuern. Wasserkörper stellen außerordentlich gute Absorber von Strahlungsenergie dar. Daß bei maximaler Absorption die Tagestemperaturamplituden an der Oberfläche ausreichend tiefer Gewässer nur gering ausgeprägt sind, ist im wesentlichen auf zwei Faktoren zurückzuführen:

- den im Wasser vorhandenen Massenaustausch, d. h. auf den durch Konvektion und Advektion verursachten Ersatz kühleren Oberflächenwassers durch Zustrom wärmeren Wassers aus der Tiefe und
- die relativ große spezifische Wärme von Wasser, die mit $4,2 \text{ kJ/kgK}$ z. B. über viermal größer ist als die von Beton, der einen Wert von $0,9 \text{ kJ/kgK}$ aufweist.

Der größte Teil des Energieaustausches zwischen Wasser und Luft erfolgt über den turbulenten latenten Wärmetransport, wodurch es zu kleinen Werten des Bowen-Verhältnisses über Wasserflächen kommt. Die insbesondere während Strahlungswetterlagen kühlere Wasseroberfläche läßt im Vergleich zur bebauten Umgebung einen «Oaseneffekt» entstehen, der sich dadurch auszeichnet, daß die Produktion an la-



Tab. 6-15: Physikalische und klimatische Eigenschaften von Gewässern unter Berücksichtigung ihrer Lage im städtisch bebauten Raum (nach Zusammenstellungen bei Tomczak 1939, Reiter 1955, Geiger 1961, Busch u. Kuttler 1990, Oke 1990, aus Kuttler 1991).

Parameter	Typische Werte bzw. Eigenschaften
Strahlung	kann in Abhängigkeit von Sonnenstand, Wellenlänge und Trübungsgrad des Wassers mehr oder weniger tief eindringen
Strahlungsabsorption	im kurzwelligen Bereich 90–97%, im langwelligen Bereich 95%
Albedo	<i>gerichtete Reflexion: niedrig bei Einstrahlungswinkeln kleiner 30°, ^{groß} bei Einstrahlungswinkeln größer 30°; ^{klein} groß bei <i>diffuse Reflexion</i>: unabhängig von den Einstrahlungswinkeln niedrig</i>
Oberlicht	durch spiegelnde Reflexion
Unterlicht	durch Streustrahlung an den Wassermolekülen und ggf. durch Reflexion am Gewässergrund
Spezifische Wärme	hoch; Wasser: 4,2 kJ/kg K, Beton: 0,9 kJ/kg K
Wärmeleitfähigkeit	gering; Wasser: 0,6 W/m K, Beton: 1,6 W/m K
Oberflächentemperaturschwankung (Δt)	abhängig von der Tiefe (T), $\Delta t = T^{-1/4}$
Bowen-Ratio (β)	niedrig; Wasser: -0,2; bebautes Gebiet: 1–2
Massenaustausch	durch Reibungs- und Konvektionsaustausch
Rauhigkeit (z_o)	sehr gering: $z_{o\text{Wasser}} = 1\text{--}2$ cm, kaum Reibungswiderstände: $z_{o\text{Stadtgebiet}} = 1\text{--}3$ m
Oaseneffekt	Verbrauch an latenter Energie größer als Strahlungsbilanz; Ausgleich durch advective Zufuhr von sensibler Energie aus bebauter Umgebung
Randeffekt	Einfluß des Ufers auf das Gewässer und umgekehrt, z. B. durch Pflanzen
Lokalzirkulation	hängt von der Größe des Gewässers ab und von der Bebauungsdichte des Uferbereichs; tagsüber eher wahrscheinlich als nachts
Luftmassentransport	bei Schwachwindlagen durch Mitführgeschwindigkeit des Fließgewässers
Verdunstung	hoch; bei Windrichtung parallel zur Längsachse des Gewässers jedoch deutlich niedrigere Verdunstung als bei Windrichtung senkrecht dazu
Lage im bzw. zum Stadtgebiet	kann als Luftleitbahn Frischluftzufuhr aus dem Umland begünstigen aufgrund geringer Reibungswiderstände der Oberfläche
Platzhalteeffekt	da diese Fläche nicht für weitere Verdichtung des Stadtgebietes zur Verfügung steht

tenter Energie über der Wasseroberfläche größer ist als die für ein Gewässer berechnete Strahlungsbilanz. Die für den Verdunstungsprozeß zusätzlich verbrauchte Energie über der Wasseroberfläche wird durch advective Zufuhr sensibler Wärme aus dem bebauten Gebiet kompensiert.

Die Größe eines Gewässers bestimmt auch dessen **Randeffekte**, worunter man die mikroklimatischen Verhältnisse an der Grenzfläche zwischen Gewässerrand und Uferbereich versteht. Ist das Ufer mit Vegetation bestanden, so kann

diese bei Schönwetterperioden im Vergleich zur freien Wasserfläche mehr als jene verdunsten. Eine Erhöhung der relativen Luftfeuchtigkeit im Uferbereich ist dann letzten Endes auf die Transpiration der Vegetation und weniger auf die Evaporation der freien Wasserfläche zurückzuführen. Willer (1950) konnte z. B. Differenzen der relativen Luftfeuchtigkeit zwischen beiden Standorten feststellen, die frühabends Höchstwerte von bis zu 40% r. F. aufwiesen.

Ob sich zwischen einem innerstädtischen Was-

serkörper und seiner bebauten Umgebung bei strahlungsstarken Wetterlagen eine «Gewässer-/Stadtwindzirkulation» entwickelt – vergleichbar den im mesoskaligen Bereich zu beobachtenden Verhältnissen an Meeres- oder Seenküsten –, hängt von der Größe und der Tiefe des Gewässers ab. Ist das Gewässer groß genug, kann sich tagsüber – bei überwärmtem Stadtgebiet und relativ kühler Wasseroberfläche – eine bodennah wirksam werdende Ausgleichsströmung in Richtung bebautes Gebiet einstellen. Nachts hingegen wird im Falle des Fehlens eines ausreichend großen Temperaturgradienten zwischen warmem Gewässer und überwärmtem Stadtkörper entweder keine oder aber nur eine schwache autochthone Luftzirkulation entstehen.

Durchschneidet ein Fluß einen Stadtkörper, so kann dieser bei gradientschwachen Wetterlagen in Fließrichtung eine Mitführung der wassernahen Luftschichten bewirken. Reiter (1955) konnte z. B. durch Messungen über dem Inn nachweisen, daß während solcher Wetterlagen die Wasseroberfläche als «rauhe Grenzfläche» zu betrachten ist und daß sich der Mitführeffekt der über dem Wasser liegenden Luftschicht bis in eine Höhe von 3 m erstrecken kann. Gerade bei austauscharmen Wetterlagen könnte diesem Effekt eine unterstützende Rolle aufgrund der Zuführung von Umlandluft in die Stadtgebiete zufallen.

Untersuchungen über die Auswirkungen innerstädtischer Gewässer auf das Temperatur- und Feuchtefeld der bebauten Umgebung zeigen für Strahlungswetterlagen, daß Temperaturminderungen und Feuchteerhöhungen von der Breite der zum Gewässer mündenden Straßen und von der Verkehrsdichte abhängig sind. Verschiedene in Japan durchgeführte Messungen belegen,

daß z. B. in 100 m breiten Straßen, die senkrecht zu einem Fluß verlaufen, in einer Entfernung von 50 m zum Ufer eine durch das Wasser bedingte Temperaturreduktion von etwa 2 K erfolgt. Noch nach 300 m wurde ein um 1 K niedrigerer Wert ermittelt.

Schmalere Straßen führen zu geringeren Auswirkungen. Auch lassen in Betonwände gefaßte Flüsse nur eine kürzere Reichweite ihrer temperaturmindernden Wirkung zu. Murakawa et al. (1988) konnten zeigen, daß das Vorhandensein einer 4,3 m hohen Uferbefestigung den temperaturenmindernden Effekt im bebauten Gebiet in seiner Reichweite um etwa 70 m verkürzte. Ferner besitzt die Windrichtung einen Einfluß auf die temperatursenkende Wirkung. Bei vorherrschendem «Flußwind», mithin einer Luftströmung vom Fluß in das bebauten Gebiet hinein, ist die Temperaturabnahme stärker und verfügt über eine größere Eindringtiefe als bei auftretendem «Stadtwind».

Neben den thermischen Beeinflussungen eines Gewässers auf seine Umgebung lassen sich auch Veränderungen der Luftfeuchte nachweisen. Mit Hilfe der Durchführung von Windkanaluntersuchungen konnte gezeigt werden, daß Änderungen der relativen Luftfeuchtigkeit in dichtbebautem Gebiet nur bis maximal 50 m nachzuweisen waren. In weniger dichtbebautem Gebiet reichte der Einfluß durch das Gewässer noch etwa 150 m tief in das Stadtgebiet hinein. Eine besonders günstige Verteilung der von einem Fluß produzierten Luftfeuchtigkeit zeigt sich bei aufgelockert angeordneten Gebäudekomplexen, deren Längsachsen senkrecht zum Gewässerrand liegen. Bis zu 300 m weit in das bebauten Gebiet hinein ließ sich ein Feuchteanstieg von bis zu 5% nachweisen.

6.10 Planungsrelevante Hinweise zur Verbesserung des Stadtklimas

Wie gezeigt werden konnte, führen sowohl innerstädtische **Grünflächen** als auch **Gewässer** zu Verbesserungen der klimatischen Situation innerhalb der urbanindustriellen Agglomera-

tionsräume. Darüber hinaus können die bereits in Kapitel 6.7 behandelten **Flurwinde** über eine Belüftung des Innenstadtbereiches während austauscharmer Wetterlagen zu einer Verbesserung

des Stadtklimas und der Lufthygiene beitragen. Vorrangiges Ziel einer stadtoökologisch orientierten Planung sollte es deshalb sein, sowohl den Anteil und die Qualität von **Freiflächen** zu erhöhen als auch **Ventilationsbahnen** aufzuspüren und bereits vorhandene durch Baurestriktionen zu sichern, sowie diese in ihrer Wirkung eventuell zu verbessern (Kuttler 1993). Eine Schaffung zusätzlicher Freiflächen wird jedoch nachträglich in den seltensten Fällen aufgrund des bekannten Platzmangels in unseren Städten zu realisieren sein. Gefragt sind deshalb auch Möglichkeiten, die durch einfacher zu realisierende Maßnahmen eine nachträgliche Verbesserung der Lebensqualität in unseren Ballungsräumen herbeiführen, ohne bereits vorhandene Strukturen beseitigen zu müssen. Dabei sollte insbesondere denjenigen Maßnahmen eine erhöhte Aufmerksamkeit zufallen, die unter dem Gesichtspunkt der notwendigen Platzersparnis, z. B. auch an einzelnen Gebäuden, vorgenommen werden können.

Allein durch die Farbgebung von Hauswänden und -dächern lassen sich deren Oberflächentemperaturen wirksam reduzieren, wenn für den Anstrich helle, die Reflexion begünstigende, Farbtöne verwendet werden. Noch wesentlich wirkungsvoller kann eine Überwärmung an Bauwerken allerdings vermieden werden, wenn an diesen **Fassaden- und/oder Dachbegrünungen** vorgenommen wurden, die in außerordentlich mannigfaltiger Weise das bauwerknahe Mikro- und Mesoklima verbessern können. So bewirkt z. B. aus klimatischer und lufthygienischer Sicht eine Hausbegrünung:

- eine Reduzierung von Luftverunreinigungen in Hausnähe durch Erhöhung der schadstoffspezifischen Depositionsgeschwindigkeiten partikel- und gasförmiger Spurenstoffe,
- eine Senkung der Oberflächentemperatur durch hohe Wärmespeicherfähigkeit des Pflanzenkörpers und seines Zellwassers, durch die pflanzliche Transpiration sowie durch Dämpfung der Extremwerte der Oberflächentemperaturen und eines Ausgleichs der relativen Luftfeuchtigkeit in der Umgebung,
- eine Verringerung des Wärmeflusses durch die Wände aufgrund der Reduzierung der oberflächennahen Windgeschwindigkeit und

durch Einschluß von meist nicht zirkulierenden, kaum wärmeleitenden Luftpolstern zwischen Pflanze und Dach bzw. Hausfläche sowie

- eine Erhöhung der Wasserrückhaltefähigkeit nach Starkregen mit der dadurch bedingten Vermeidung von Abflußspitzen in der Kanalisation.

Am Beispiel einer Vergleichsuntersuchung, die für eine begrünte und eine mit Kies bedeckte Dachfläche durchgeführt wurde, sollen die wichtigsten klimatischen Auswirkungen einer Dachbegrünung in Hinblick auf die Verbesserung der Wohlfahrtswirkungen für die Umgebung erläutert werden. Die Messungen wurden auf einer 2.200 m² großen Dachfläche vorgenommen, die zu 1.200 m² mit *Cotoneaster dammeri radicans*, *Amelanchier canadensis*, *Malus sargentii*, *Potentilla fruticosa* «Longacre», *Pyracantha coccinea* «Bad Zwischenahn» und Polyantharosen begrünt war und zu 1.000 m² aus einer hellen Kiesauflage bestand.

In Tab. 6-16 sind die wichtigsten Ergebnisse für einen Sommertag und für den Jahresdurchschnitt zusammengestellt. Ergänzend ist darauf hinzuweisen, daß das begrünte Dach bei maximaler Lufttemperatur geregnet wurde. Hinsichtlich der Reflexionseigenschaften zwischen Kies- und Gründach wurde für die pflanzenbestandene Fläche ein Wert der visuellen Albedo von 0,15 und für die helle Kiesauflage ein solcher von 0,38 bestimmt. Aus der geringeren Reflexionswirkung der begrünten Fläche resultiert für die unmittelbare Umgebung eine Verbesserung des Lichtklimas im Vergleich zum Kiesdach. Die langwellige Albedo beider Flächen belief sich auf 0,05 bis 0,10.

Während eines warmen Sommertags wird auf der begrünten Fläche der größte Teil der Strahlungsenergie für die Verdunstung (585 W/m²) aufgewendet. Mit 85 W/m² gelangt nur ein geringer Teil über den Bodenwärmestrom ins Gebäude und – über den sensiblen Wärmestrom – nur 70 W/m² in die Luft. Beim Kiesdach ist zwar die kurzwellige Strahlungsbilanz aufgrund des höheren Albedowertes kleiner, aber der sensible Wärmestrom mit 210 W/m² dreimal höher als beim Gründach. Auch sorgt der höhere Bodenwärmestrom bei der Kiesauflage (210 W/m²) für eine stärkere Ableitung der Energie in das Gebäude. Das unterschiedliche Verhalten der Strahlungs- und Energiebilanz führt dazu, daß bei einer Lufttemperatur von 25°C das Gründach nur eine um 5 K höhere Oberflächentemperatur erreicht, während sich auf dem Kiesdach 40°C einstellten.

Tab. 6-16: Abschätzung der Komponenten des Wärmehaushaltes für ein begrüntes Dach (Grün) und ein Kiesdach (Kies) (nach Höschele u. Schmidt 1974).

		Sommermittag		Jahresmittel		
		Grün (feucht)	Kies (trocken)	Grün		Kies
				mit Bereg- nung	ohne Bereg- nung	
Lufttemperatur (d_L)	°C		25		10	
Wasserdampfdruck (e_L)	hPa		16		10	
Windgeschwindigkeit (v)	m/s		1,0		2,5	
Globalstrahlung (G)	W/m ²		1.000		140	
Albedo (r_k)		0,15	0,38	0,15	0,18	0,36
kurzwell. Strahlungsbilanz (Q_k)	W/m ²	+850	+620	+120	+115	+90
$Q_k = (1 - r_k) G$						
langwell. Strahlungsbilanz (Q_l)	W/m ²	-110	-200	-50	-55	-60
konvektiver Wärmeübergang (L)	W/m ²	-70	-210	-15	-30	-40
Verdunstung (V)	Energie	-585	0	-60	-35	-10
	Wassermenge	mm/h	0,8	0	0,086	0,050
Bodenwärmestrom (B)	W/m ²	-85	-210	+5	+5	+10
Bodenoberflächentemperatur (d_o)	°C	30	40	11	11,5	12
$\delta d = d_o - d_L$	K	+5	+15	+1	+1,5	+2
Bilanzgleichung: $Q_k + Q_l + V + B = 0$						

Im Jahresmittel fallen die Unterschiede zwischen beiden Dachauflagen natürlich nicht so hoch aus. Allerdings wird nach wie vor der größte Anteil der Strahlungsenergie beim Gründach für die Verdunstung aufgewendet, wobei für die berechnete pflanzenbestandene Dachfläche im Vergleich zur nichtberechneten ein fast doppelt so hoher Wert erreicht wird. Beim Kiesdach hingegen erfolgt der größte Teil des Energietransportes über den sensiblen Wärmestrom, während nur ein geringer Teil für die Verdunstung verbraucht wird und damit latent in die Atmosphäre gelangt. Die aus den vorliegenden Werten der sensiblen und latenten Wärmeströme berechneten Bowen-Verhältnisse weisen für das berechnete Gründach 0,25, für das nicht berechnete Gründach 0,85 und für das Kiesdach einen Wert von 4,0 auf. Hieran zeigt sich sehr deutlich der Unterschied zwischen einer «versiegelten» und einer begrünter Fläche, wobei bei letztgenannter der begünstigende Einfluß einer zusätzlich erfolgenden Beregnung offenkundig wird.

Eine Beurteilung der klimatischen Wohlfahrtswirkung von Dachbegrünungen sollte für den Nah- und Fernbereich getrennt erfolgen. Im Nahbereich wird für eine unmittelbar an die

Grünfläche angrenzende Fensterfront sowohl lichtklimatisch als auch thermoklimatisch eine Verbesserung gegenüber einem Kiesdach erzielt. Die Bepflanzung senkt die maximalen Außentemperaturen um etwa 5 K und die durch die Fenster eindringende kurzwellige Strahlung um 5 bis 10%. Hieraus ergibt sich für das Raumklima – bei geschlossenen Fenstern – eine um 1 bis 2 K niedrigere Innenraumtemperatur. Hinsichtlich einer Verbesserung der Immissionsituation durch das begrünte Dach konnte an dessen leeseitigem Ende eine um 10 bis 20% niedrigere Spurengas- und Staubkonzentration gegenüber dem Kiesdach festgestellt werden.

Für den Fernbereich können signifikante Änderungen in bezug auf die Temperaturreduktion und die Erhöhung der Luftfeuchte, die auf ein einziges Gründach zurückzuführen sind, nicht belegt werden. Allerdings weisen Höschele und Schmidt (1974) zu Recht auf den sog. «Anstekingseffekt» hin, wonach von einer Zunahme der stadtklimatischen Wohlfahrtswirkungen für

größere Flächen dann auszugehen ist, wenn es nicht bei einem Einzeleffekt bleibt. Mit einer Vielzahl bepflanzter Flachdächer dürften bei Summation der Einzeleffekte die oben beschriebenen positiven klimatischen Auswirkungen auch für eine größere Stadtfläche und somit für den Fernbereich gewährleistet sein. Bei dieser Überlegung sollte berücksichtigt werden, daß die gesamte Blattoberfläche einer Dachbegrünung bis zur 10fachen Größe ihrer Überdeckungsfläche aufweisen kann. Bei Einsatz spezieller, für Dachbegrünungen geeigneter Pflanzen kann sogar eine Blattoberfläche erreicht werden, die bis zu 20mal so groß ist wie die Dachfläche. Eine positive Auswirkung auf das Stadtklima könnte schon erwartet werden, wenn rund 10% aller Gebäudeflächen sinnvoll begrünt wären.

Die angeführten Beispiele verdeutlichen, daß klimaökologische Planung und darauf basierende Entscheidungsprozesse durch die Bereitstellung objektiven Datenmaterials aus den Bereichen Klima- und Lufthygiene quantifizierbarer werden. Abschließend sollen deshalb anhand ei-

ner zusammenfassenden Darstellung eines Kataloges über Minimalanforderungen für **planungsrelevante Stadtklimaanalysen** die wichtigsten Punkte noch einmal aufgeführt werden. Hierzu zählen:

- die Ermittlung von **Grundlagendaten** zur Stadtklimatologie, Bioklimatologie und Luft-hygiene,
- die **Analyse der räumlichen Differenzierung** der drei genannten Wirkungsfaktoren innerhalb eines Stadtgebietes,
- die **objektive Bewertung** hinsichtlich der aus den drei Wirkungsfaktoren resultierenden **Belastungen** für den Stadtmenschen,
- das Aufzeigen von quantitativen und qualitativen **Defiziten** hinsichtlich der Belange Stadtklima, Bioklima und Lufthygiene,
- Hinweise zu einer Verbesserung des ermittelten bioklimatisch-immissionsklimatischen Istzustandes sowie
- die Beobachtung und Analyse von zeitabhängigen Entwicklungen zum klimatisch-lufthygienischen Wirkungskomplex eines Stadtgebietes.

6.11 Literatur

- Adam, K. (1984): Das Ökosystem Stadt – Strukturen und Belastungen. In: Adam, K., Grohé, T. (Hrsg.): Ökologie und Stadtplanung. Erkenntnisse und praktische Beispiele integrierter Planung, Köln, 29–78
- Ahrens, D. (1981): Untersuchungen über die Wärmeinsel und die Mischungsschicht einer Großstadt. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B, 29: 29–36
- Barlag, A.-B., Kuttler, W. (1991): The significance of country breezes for urban planning. Energy and Buildings 15/16: 291–297
- Barlag, A.-B., Kuttler, W., Stock, P. (1989): Klimanalyse Stadt Bottrop. Planungshefte Ruhrgebiet, P 023. Kommunalverband Ruhrgebiet, Essen
- Beckröge, W. (1990): Dreidimensionaler Aufbau der städtischen Wärmeinsel am Beispiel der Stadt Dortmund. Materialien zur Raumordnung, Geogr. Inst. Ruhr-Univ. Bochum 41
- Böhm, R. (1979): Stadtentwicklung und Trend der Wärmeinselintensität. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B, 27: 31–46
- Böhm, R., Gabl, K. (1978): Die Wärmeinsel einer Großstadt in Abhängigkeit von verschiedenen meteorologischen Parametern. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B, 26: 219–237
- Bründl, W., Mayer, H., Baumgartner, A. (1987): Untersuchung des Einflusses von Bebauung und Bewuchs auf das Klima und die lufthygienischen Verhältnisse in bayerischen Großstädten. Forschungsvorhaben Nr. 8272-VI/4b-7106 im Auftrag des Bayerischen Staatsminist. Landesentw. u. Umweltfragen
- Busch, P., Kuttler, W. (1990): Klimatologie, Teil I, 2. Aufl. Schöningh, Paderborn
- Büttner, K. (1929): Einfluß des Großstadtdunstes auf die Sonnen- und Himmelsstrahlung. Meteorol. Zeitschr. 46: 521–525
- DIN (1986): Entwässerungsanlagen für Gebäude und Grundstücke. Teil 2. Bestimmungen für die Ermittlung der lichten Weiten und Nennweiten für Rohrleitungen. September 1978
- Dirmhirn, J., Sauberer, F. S. (1959): Das Straßenkli-

- ma von Wien. Wetter und Leben, Sonderheft: Klima und Bioklima von Wien, 122–135
- East, C. (1968): Comparison du rayonnement solaire en ville et à la campagne. *Cahiers Geogr. Québec* 12: 81–89
- Garstang, P. D., Tyson, G., Emmitt, D. (1975): The structure of heat islands. *Rev. Geophys. Space Phys.* 13: 139–165
- Geiger, R. (1961): Das Klima der bodennahen Luftschicht. Ein Lehrbuch der Mikroklimatologie, 4. Aufl. Vieweg, Braunschweig
- Graf, H.-F. (1979): Der Einfluß von Großstädten auf das Niederschlagsregime am Beispiel von Berlin. Diss. Humboldt-Univ. Berlin
- Havlik, D. (1981): Großstädtische Wärmeinsel und Gewitterbildung – ein Beispiel anthropogener Klimamodifikation. *Aachener Geogr. Arb.* 14: 91–109
- Helbig, A. (1987): Beiträge zur Meteorologie der Stadtatmosphäre. *Abhandl. Meteorol. Dienst Deutsche Demokr. Rep.* 137
- Horbert, M., Kirchgeorg, A., Chronopoulou-Sereli, A., Chronopoulos, J. (1988): Impact of green on the urban atmosphere in Athens. Kernforschungsanlage Jülich GmbH, Jülich
- Höschele, K., Schmidt, H. (1974): Klimatische Wirkungen einer Dachbegrünung. *Garten und Landschaft* 6/74: 334–337
- Howard, L. (1833): Climate of London deduced from meteorological observations, 3rd ed., in 3 Vols. London
- Kaßner, C. (1910): Die meteorologischen Grundlagen des Städtebaus. *Städtebauliche Vorträge* 3 (6)
- Keller, R. (1971): Wasserbilanz der Bundesrepublik Deutschland. *Umschau Wissensch. Technik* H. 3: 73–78
- Kerschgens, M. J. (1987): Die Energetik der Stadt. *Bonn. Meteorolog. Abhandl.* 35
- Kratzer, P. A. (1937): Das Stadtklima. Vieweg, Braunschweig (2. Aufl. 1956)
- Kuttler, W. (1984): Stadtklimatische Untersuchungen in Lünen. In: Kuttler, W., Schreiber, D. (Hrsg.): Stadt- und geländeklimatische Untersuchungen im südlichen Münsterland. *Materialien zur Raumordnung*, 25: 15–76. Geogr. Institut Ruhr-Univ. Bochum
- Kuttler, W. (1987): Stadtklimatologie; eine Bildmediensammlung zur Westfälischen Landeskunde. Grundlagen und Probleme der Ökologie 4. Landschaftsverband Westfalen-Lippe, Münster
- Kuttler, W. (1988a): Spatial and temporal structures of the urban climate – a survey. In: Grefen, K., Löbel, H. (eds.): *Environmental Meteorology*, 305–333. Dordrecht
- Kuttler, W. (1988b): Lufthygienische und stadtklimatologische Aspekte des Rhein-Ruhr-Raumes. *Geogr. Rundschau* 40 (7/8): 56–62
- Kuttler, W. (1988c): Planungsrelevante Stadtklimatologie. *Mitt. Deutsche Meteorol. Ges.* 4: 23–28
- Kuttler, W. (1991): Zum klimatischen Potential urbaner Gewässer. In: Thiesmeyer, B., Schuhmacher, H. (Hrsg.) (1991): *Urbane Gewässer*, 380–396. Essen
- Kuttler, W. (1993): Planungsorientierte Stadtklimatologie. *Geogr. Rundschau* 45 (2): 95–106
- Kuttler, W., Romberg, E. (1992): The Occurrence and effectiveness of country breezes by means of windtunnel and in situ-measurements. *Proc. 9th World Clean Air Congress, Montreal, Canada, Aug. 30–Sept. 4, 1992, JU-9.A.04*, 1–12
- Landsberg, H. E. (1974): Inadvertant atmospheric modification through urbanization. In: Hess, W. M. (ed.): *Weather and climate modification*, 726–763
- Landsberg, H. (1981): *The urban climate*. International Geophysics Series, Vol. 28. Academic Press, New York
- Landsberg, H. E., Maisel, T. N. (1972): Micrometeorological observations in an area of urban growth. *Boundary Layer Meteorol.* 1: 61–63
- Lauscher, F. (1931): Beobachtungen über Abkühlungsgröße und Windschutz an der Zentralstation für Meteorologie in Wien. *Beih. Jahrb. Zentralanstalt Meteorologie u. Geodynamik* 1928: 67–83
- Murakawa, S., Sekine, T., Narita, K., Nishina, N. (1988): Study on the effect of river on thermal environment in urban area. *Nihon Kenchiku und Gakkaikai* 396: 25–34
- Noack, E.-M., Mayer, H., Baumgartner, A. (1986): Quantifizierung der Einflüsse von Bebauung und Bewuchs auf das Klima in der urbanen Biosphäre (Abschlußbericht, nationales Klimaforschungsprogramm der Bundesrepublik Deutschland), München
- Nübler, W. (1979): Konfiguration und Genese der Wärmeinsel der Stadt Freiburg. *Freiburger Geogr. H.* 16
- Oke, T. R. (1982): The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly J. Royal Meteorol. Soc.* 108: 1–24
- Oke, T. R. (1984): Methods in urban climatology. *Applied climatology*. 25th Internat. Geogr. Congr. *Züricher Geogr. Schr.* 14: 19–29
- Oke, T. R. (1990): *Boundary layer climates*, 2nd ed. Methuen, London/New York
- Oke, T. R., Hannell, F. G. (1970): The form of the urban heat island in Hamilton, Canada. *WMO – No. 254, TP 141*: 113–126
- Peppler, A. (1929): Die Temperaturverhältnisse von Karlsruhe an heißen Sommertagen. *Deutsches Meteorol. Jahrb. Baden* 61: 59–60
- Pfeffer, H.-U., Külske, S., Beier, R. (1990): TEMES-Jahresbericht 1989. Ergebnisse aus dem Te-

- lemetrischen Immissionsmeßnetz TEMES in Nordrhein-Westfalen. Essen
- Reiter, E. R. (1955): Der mitführende Einfluß einer Flußoberfläche auf die darüberliegenden Luftschichten. Arch. Met. Geoph. Biokl. Serie A, 8 (4): 384–396
- Schirmer, H., Kuttler, W., Löbel, J., Weber, K. (Hrsg.) (1993): Lufthygiene und Klima. Ein Handbuch zur Stadt- und Regionalplanung. VDI-Verlag, Düsseldorf
- Schlaak, P. (1963): Die Wirkung der bebauten und bewaldeten Gebiete auf das Klima des Stadtgebietes von Berlin. Allg. Forst Z. 29: 455–458
- Schmidt, W. (1930): Kleinklimatische Aufnahmen durch Temperaturfahrten. Meteorol. Zeitschr. 47: 92–106
- Sisterson, D. L., Dirks, B. A. (1978): Structure of the daytime urban moisture field. Atmospheric Environment Vol. 12: 1943–1949
- Stülpnagel, A. von (1987): Klimatische Veränderungen in Ballungsgebieten unter besonderer Berücksichtigung der Ausgleichswirkung von Grünflächen, dargestellt am Beispiel von Berlin (West). Diss. TU Berlin, Berlin
- Tapper, N. J. (1990): Urban influences on boundary layer temperature and humidity: results from Christchurch, New Zealand. Atmospheric Environment, Vol. 24B, 1: 19–27
- Tomczak, G. (1939): Verdunstung freier Wasserflächen. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig 12: 111–174
- UBA (= Umweltbundesamt) (Hrsg.) (1989): Daten zur Umwelt 1988/89. Berlin
- UVP-Gesetz 1990 = Gesetz zur Umsetzung der Richtlinie des Rates vom 27. Juni 1985 über die Umweltverträglichkeitsprüfung bei bestimmten öffentlichen und privaten Projekten (85/337, EWG) vom 12. Februar 1990, Bundesgesetzblatt vom 20. Febr. 1990, Nr. 6: 205–214
- VDI-Kom. Reinh. Luft (Hrsg.) (1988): Stadtklima und Luftreinhaltung. Ein wissenschaftliches Handbuch für die Praxis in der Umweltplanung. Springer, Berlin
- Wanner, H. (1986): Die Grundstrukturen der städtischen Klimamodifikationen und deren Bedeutung für die Raumplanung. Jahrbuch der Geogr. Ges. Bern 55: 67–84
- Willer, A. (1950): Kleinklimatische Untersuchungen im Phragmites-Gelege. Intern. Assoc. theor. and appl. Limnol. 10: 566–574