

ISBN 3-932295-65-X

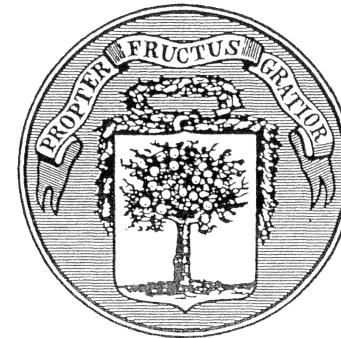
Acta 10

Klimawandel - vom Menschen verursacht?

Akademie zu Erfurt

Akademie gemeinnütziger Wissenschaften zu Erfurt

---



**SONDERDRUCK**  
**Acta Academiae Scientiarum**  
**10 (2005)**  
**Seite 49 - 109**

**Klimawandel - vom Menschen verursacht?**

8. Symposium Mensch – Umwelt

Herausgegeben von Detlev Möller

Acta Academiae Scientiarum 10 (2005)

## ABSTRACT

After referring to the spatial and temporal scales as well as to the historical developments in urban climate, the methods of measuring urban climate parameters are introduced and the characteristics of the urban climate in relation to its rural surroundings. Examples are given for some central-European cities. The premises and causes of the urban climate are discussed: the conversion of natural ground cover into sealed surfaces, anthropogenic heat release and emissions of air pollutants. The importance of factors like the behaviour of thermal and hydrological properties of urban surfaces which influence urban climate in the micro- and mesoscale are described by means of some examples. Implications for the resulting energy balance of urban surfaces are quantified in terms of the sub-surface heat flux, the sensible and latent heat flux densities. Following is giving an overview of urban climatology concerned with the manifestations of selected climate elements in an urban environment, with air hygienic problems in cities and with human-biometeorological aspects of urban climatology. Initially, the structure of the urban atmosphere and urban radiation and energy balances are described. Then this contribution deals with the urban heat island effect, the near-surface wind field, urban humidity conditions and the differences between towns and surrounding areas on the basis of examples. Planning possibilities for improving the climate in our cities are presented, together with an assessment of the effectiveness of the various measures. Finally, the role of the urban climate in the current discussion of global climate change problems is considered and placed in context on the basis of previous studies.

## EINLEITUNG

Der städtische Siedlungsraum verursacht im Vergleich zu seiner nicht bebauten Umgebung klimatische und lufthygienische Veränderungen, die allgemein unter dem Begriff *Stadtklima* zusammengefasst werden. Hierunter versteht man ein mit der Bebauung in Wechselwirkung stehendes Klima, das zusätzlich durch Abwärme und anthropogene Emissionen modifiziert wird.

Vielerorts ist der städtische Lebensraum mit Einbußen an Umweltqualität verbunden, wodurch es zu gesundheitlichen Beeinträchtigungen der Stadtbewohner kommen kann. Der heiße Sommer 2003 hat beispielsweise auch die negativen Seiten des Klimas in zahlreichen Städten Europas durch hohe und lang andauernde thermische Belastungen, die kaum durch die natürliche nächtliche Abkühlung gemindert werden konnten, deutlich vor Augen geführt. Auch wenn es sich für die mittleren Breiten hierbei klimatologisch um ein seltenes Ereignis handelt, dürften sich unter der Annahme eines globalen Temperaturanstiegs die Stadtklimaeffekte weltweit verschärfen. Da im Verlauf des 21. Jahrhunderts mehr als 70% der Erdbevölkerung in Städten – darunter in 27 Megastädten mit jeweils 10 Mio. Einwohnern – leben wird

(Birg 1996), muss davon ausgegangen werden, dass immer mehr Menschen den meist nachteiligen stadtklimatischen Auswirkungen ausgesetzt sein werden. Diese Entwicklung zu verhindern oder zumindest positiv zu beeinflussen, dazu sind Wissenschaft und Stadtplanung weltweit aufgerufen.

## HISTORISCHE UND DISZIPLINÄRE EINORDNUNG

### Das Stadtklima und seine Stellung in der Klimatologie

Die Stadtklimatologie ist als raumbezogene Wissenschaft der Mikro- und Mesoklimatologie zuzurechnen, jener Fachdisziplin, die sich mit der Analyse des lokalen und regionalen Klimas beschäftigt. Je nach Größe der zu untersuchenden Städte und des Umfangs der zugrunde liegenden Fragestellungen sind Prozesse innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht zu behandeln, deren horizontale und vertikale Maßstäbe mehrere Größenordnungen umfassen können. Das Spektrum stadtklimatischer Arbeiten kann beispielsweise die Bestimmung der Oberflächenenergiebilanz einer Hauswand oder Straßendecke ebenso umfassen wie die dreidimensionale quantitative und qualitative Analyse regional wirksamer Belüftungssysteme ganzer Siedlungsbereiche.

Tab. 1: Skaleneinteilung atmosphärischer Phänomene in der Mikro- und Meso-Skala sowie zugeordnete Größen der räumlichen Planung (nach Hörschele 1984; hier in der Zusammenstellung von Matzarakis 2001, ergänzt)

Table 1: Subscaling of atmospheric processes within micro and macro scale and related parameters of spatial planning (after Hörschele 1984, changed according to the list of Matzarakis 2001)

Horizontale Erstreckung	Atmosphärische Phänomene	Skalenbezeichnung	Planungsebene	Üblicher Kartenmaßstab
200 km	Gebirgseinflüsse, Land-/Seewind, Wolkencluster	Meso-Skala $\beta$	Landesplanung	1:500 000
20 km	städtische Wärmeinsel, Gewitterzellen	Meso-Skala $\gamma$	Regionalplanung	1:50 000
2 km	Kühlturmschwaden, Konvektion, Tornados	Mikro-Skala $\alpha$	Standort-, Flächennutzungsplanung	1:10 000
200 m	Staubtromben, Thermik, Bauwerkseffekte	Mikro-Skala $\beta$	Bebauungsplanung	1:500
20 m	Kleinräumige Turbulenz, Bauwerkseffekte	Mikro-Skala $\gamma$		

Tab. 1 enthält eine exemplarische Aufstellung stadtklimatischer Prozesse mit entsprechenden Größenskalen. Ergänzend wurden Angaben zu den üblicherweise in der räumlichen Planung verwendeten Kartenmaßstäben hinzugefügt.

Die Stadtklimatologie ist auch Teil der *Umweltmeteorologie*<sup>1</sup>, die sich mit den stofflichen und energetischen Wechselwirkungen zwischen der Atmosphäre und der anthropogenen Lebensumwelt beschäftigt (Kuttler und Düttemeyer 2003, Mayer und Matzarakis 2003). Das generell einen Siedlungsraum charakterisierende Stadtklima setzt sich aus einer Vielzahl eigenständiger Mikroklimata zusammen, die durch die unterschiedliche städtische Flächennutzung verursacht wird und in ihrer Gesamtheit letztlich das Klima eines Siedlungsraumes bildet (Helbig 1987).

Im Vergleich zum Umland sind die stadtklimatischen Besonderheiten ganzjährig zu beobachten. Sie bilden sich jedoch am ausgeprägtesten während autochthoner, das heißt windschwacher sonnenscheinreicher Wetterlagen heraus, jenen als 'eigenbürtig' zu bezeichnenden Witterungsabschnitten, die vornehmlich bei antizyklonalen Großwetterlagen entstehen und durch ausgeprägte Tagesgänge der meisten meteorologischen Elemente gekennzeichnet sind. Dadurch ist das jeweilige Auftreten der stärksten stadtklimatischen Unterschiede im Allgemeinen an die Dauer weniger Tage gebunden. In Mitteleuropa weisen durchschnittlich etwa 20 % der Tage und 30 % der Nächte eines Jahres die Charakteristika von Strahlungswetter auf (Wilmers 1976). Zu der erwähnten räumlichen Abgrenzung ergibt sich somit auch eine zeitliche Abhängigkeit des Stadtklimas, die an die Dauer der meist nach Tagen zu bemessenden Witterungsabschnitte gebunden ist.

Obwohl die stadtklimatischen Auswirkungen in erster Linie die Mikro- bis Mesoskala betreffen, wird durch die Freisetzung strahlungsbeeinflussender und langlebiger Luftinhaltsstoffe (z. B. CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>) neben dem regionalen auch das globale Klima beeinträchtigt (Houghton u.a. 2001). In welchem Maße der globale Temperaturanstieg auf das städtische Klima zurückwirkt, wird später behandelt.

Stadtklimauntersuchungen sind entweder Bestandteil der Grundlagenforschung oder anwendungsorientiert ausgerichtet. Der planungsrelevante Aspekt hat in den vergangenen Jahrzehnten auch dadurch an Bedeutung

<sup>1</sup> Die Umweltmeteorologie ist als Teilgebiet der angewandten Meteorologie aufzufassen. Die Analyse der genannten Wechselwirkungen umfasst die physikalischen und chemischen Zustände und Prozesse der Atmosphäre „in ihrer Auswirkung auf den Menschen ebenso, wie die anthropogenen Eingriffe und deren Folgen auf die atmosphärische Umwelt. Ziel der umweltmeteorologischen Forschung ist es, Lösungswege zur Vermeidung bzw. Verbesserung von schädlichen Umwelteinflüssen aufzuzeigen. Die Umweltmeteorologie bedient sich dabei einer über den interdisziplinären Ansatz hinausgehenden transdisziplinären Arbeitsweise“ (Kuttler und Düttemeyer 2003, S 15). Vgl. aber auch die Ausführungen von Möller in diesem Band zur Frage der Umwelt-Disziplinen.

gewonnen, dass die Faktoren „Klima“ und „Luft“ in zahlreiche gesetzliche Regelwerke Eingang fanden.

### Geschichtliche Aspekte

Die Anfänge der Stadtklimatologie lassen sich zeitlich relativ weit – sogar bis ins Altertum – zurückverfolgen. Erste Arbeiten auf diesem Gebiet werden *Vitruvius* (75-26 v.Chr.) „Stadtplanung und Klimabedingungen“ und *Horaz* (ca. 24 v.Chr.) „Luftverschmutzung in Rom“ zugeschrieben (Zusammenstellung bei Yoshino 1990, 1991, Möller 2003). Dabei wurden insbesondere Probleme der Stadtplanung in Zusammenhang mit den klimatischen und lufthygienischen Einflüssen behandelt, und zwar ausgehend von Untersuchungen in der Stadt Rom, später – im Mittelalter – in der vor allem unter der erhöhten Belastung mit anthropogenen atmosphärischen Spurenstoffen in erheblichem Maße leidenden Stadt London. Hier widmete sich als einer der ersten *John Evelyn* (1620–1706) in Einzelstudien der „Luftverpestung“ in ihrer Abhängigkeit zu den vorherrschenden Windrichtungen, dem Problem der „Stadttemperatur“ und des *city fogs*. Im Jahre 1661 fasste dieser seine Ergebnisse in der weithin bekannt gewordenen Monographie „*Fumifugium*“ zusammen.

Auf ersten systematischen Messungen beruhende Untersuchungen der stadtklimatischen Verhältnisse von London gehen hingegen auf den englischen Chemiker und Apotheker *Luke Howard* (1772–1864) zurück, der für die damaligen Verhältnisse schon mit großer Genauigkeit die thermischen Unterschiede zwischen London und seiner Umgebung in ihrer zeitlichen und räumlichen Abhängigkeit untersuchte und deren Zustandekommen erklärte. *Howard* belegte anhand umfangreicher Messungen, dass das Londoner Stadtgebiet eine höhere Lufttemperatur aufwies als das unbebaute Umland. Danach belief sich die Überwärmung in den Wintermonaten auf (umgerechnet) 1 K, in den Sommermonaten auf 0,6 K. Er schloss daraus, dass diese Lufttemperaturunterschiede vornehmlich auf den intensiven Verbrauch des Brennstoffs Kohle für Heiz- und Kochzwecke zurückzuführen seien. Auch konnte *Howard* auf der Grundlage seiner Beobachtungen zum winterlichen Nebelproblem – der Begriff *city-fog* wurde von ihm geprägt<sup>2</sup> – die stark verrauchte Londoner Innenstadt von dem häufiger nebelfreien Umland abgrenzen (*Howard* 1833). Aufbauend auf den von *Howard* durchgeführten Untersuchungen schlossen sich in der Folgezeit zahlreiche Arbeiten zur Erforschung des Stadtklimas – insbesondere auch in Deutschland – an. Das in der Folgezeit immer umfangreicher werdende Datenmaterial erlaubte es schließlich dem Benediktinerpater *Albert Kratzer* im Jahre 1937, einen ersten

<sup>2</sup> Der Begriff *smog* (*smoke* + *fog*) wurde 1905 auf einem Londoner Hygienekongress geprägt (McCormack, BM (1971): *Introduction of the Scientific Study of Atmospheric Pollution* Dordrecht)

und für die damalige Zeit äußerst umfassenden Überblick über den Wissensstand dieser noch relativ jungen Forschungsdisziplin zu geben. So konnte Kratzer in seiner Dissertation über „Das Stadtklima“ bereits auf 225 Publikationen zurückgreifen. Diese Monographie erlebte 1956 unter Verwendung von bereits 533 Literaturzitaten eine zweite, stark erweiterte Auflage und galt weltweit lange Zeit als wichtigstes Grundlagenwerk der Stadtklimatologie (Kratzer 1956). Es dauerte Jahrzehnte, bis 1981 erneut eine Monographie zur Stadtklimatologie mit dem Titel „The Urban Climate“ des Deutsch-Amerikaners Helmut Landsberg (1981) erschien, in der neben der städtischen Luftqualität auch erste Planungsprobleme aufgegriffen wurden. Eine vertiefende Behandlung dieser beiden vom Stadtklima nicht zu trennenden Aspekte erfolgte letztlich in dem anwendungsorientiert ausgerichteten Kompendium „Stadtklima und Luftreinhaltung“ (Helbig et al. 1999).

## STADTKLIMATISCHE EIGENSCHAFTEN; NACHWEISE UND METHODEN

### Charakteristika des Stadtklimas

Das Erscheinungsbild des Stadtklimas setzt sich aus zahlreichen Komponenten zusammen, an denen alle Klimatelemente mehr oder weniger beteiligt sind. Bevor hierauf näher eingegangen wird (vgl. Teil 2), sollen die wichtigsten Unterschiede zwischen Stadt und Umland am Beispiel westeuropäischer Großstadtbedingungen im Überblick kurz referiert werden (Tab. 2).

Nähert man sich einer Stadt, so kündigt meist schon von weitem eine gut sichtbare Dunstglocke die erhöhte atmosphärische Belastung mit anthropogenen Spurenstoffen an. Hierdurch erfolgt eine Abschwächung der Globalstrahlung ( $K\downarrow$ ). In den frühen Jahren der Industrialisierung war dieser Einfluss in den Ballungsräumen wesentlich stärker ausgeprägt als der in Tab. 2 angegebene Wert. Die Werte von  $K\downarrow$  variieren sowohl in Abhängigkeit von der an die Jahreszeiten gebundenen erhöhten atmosphärischen Belastung mit anthropogenen Spurenstoffen als auch der Sonnenstandshöhe (Deklination, Azimut). Grundsätzlich ist aufgrund der Streuprozesse in der Stadtatmosphäre davon auszugehen, dass der Anteil der diffusen Strahlung (D) höher ist als derjenige der direkten Strahlung (I). Der höhere Anteil an D kommt dabei zum Beispiel der Innenraumbeleuchtung von Gebäuden zugute. Da im Allgemeinen die Partikel in der Stadtluft größere Durchmesser aufweisen als die in sauberer Luft, erscheint der Himmel an Strahlungstagen aufgrund der unterschiedlich stark wellenlängenabhängigen Reflexion und Streuung über Städten weniger intensiv blau als über dem Umland.

Die kurzwellige Reflexion ( $K\uparrow$ ) an den städtischen Oberflächen ist von deren Farbe, Struktur und Geometrie abhängig und erreicht – bei Abwesen-

heit von Schnee – vergleichbare Werte wie die des nicht bewaldeten Umlands. In mediterranen Städten können allerdings – wegen der dort meist weiß getünchten Häuser – die Oberflächenalbeden durchaus höher als die Umlandwerte sein, was sich in erheblichem Maße auf die Strahlungsbilanz ( $Q^*$ ) auswirkt. Aber auch hier hängt der Unterschied zwischen städtischen und ländlichen Werten jeweils von der Farbe – und damit von der Flächennutzung – des Umlands ab. Im Gegensatz zu  $K\downarrow$  sind die Werte der aus dem Halbraum über der Stadt zum Boden gerichteten langwelligen atmosphärischen Gegenstrahlung ( $L\downarrow$ ) im Allgemeinen erhöht. Das ist nicht nur auf die stärkere Absorption und Re-Emission infrarotaktiver Gase und Partikel in der Stadtluft zurückzuführen, sondern auch darauf, dass die Stadtatmosphäre insbesondere bei schwachem übergeordnetem Gradientwind wärmer ist als die Umlandluft. Hierdurch wird eine stärkere langwellige Ausstrahlung auch in Richtung bebaute Fläche verursacht.

Tab. 2: Veränderungen des Stadtklimas einer Großstadt in den mittleren Breiten gegenüber dem nicht bebauten Umland (nach verschiedenen Autoren; hier in der Fassung nach Hupfer und Kuttler 1998; verändert)

Table 2: Changes of urban megacity climate in midlatitudes in comparison to the non-built rural environment (after different authors, here compiled and changed according to Hupfer and Kuttler 1998)

Einflussgrößen	Veränderungen	Einflussgrößen	Veränderungen
Globalstrahlung (horizontale Fläche)	bis -10 %	Wind	
Albedo	±	- Geschwindigkeit	- bis -20 %
Gegenstrahlung	bis +10 %	- Richtungsböigkeit	- stark variierend
UV-Strahlung		- Böigkeit	- erhöht
im Sommer	bis -5 %	Luftfeuchtigkeit	±
im Winter	bis -30 %	Nebel	
Sonnenscheindauer		- Großstadt	- weniger
im Sommer	bis -8 %	- Kleinstadt	- mehr
im Winter	bis -10 %	Niederschlag	
Sensibler Wärmestrom	bis +50 %	- Regen	- mehr (leeseitig)
Wärmespeicherung im Untergrund und Bauwerken	bis +40 %	- Schnee	- weniger
Lufttemperatur		- Tauabsatz	- weniger
- Jahresmittel	~ + 2 K	Luftverunreinigungen	
- Winterminima	bis + 10 K	- CO, NO <sub>x</sub> , NO <sub>y</sub> , VOC	- mehr
- in Einzelfällen	bis + 15 K	- O <sub>3</sub>	- weniger <sup>a</sup>
		- Bioklima	
		- Vegetationsperiode	bis zu zehn Tage länger
		Dauer der Frostperiode	bis -30 %

<sup>a</sup> Spitzen höher

Die ultraviolette Strahlung ( $UV_{ges}$ ;  $100\text{ nm} < \lambda < 400\text{ nm}$ ) führt zu günstigen (Initiierung der Synthese von Vitamin  $D_3$ ), in hohen Dosen aber auch zu gesundheitsschädigenden Wirkungen (Auslösung von Erythemen sowie Hautkrebskrankungen). Sie wird in der verschmutzten Stadtatmosphäre bevorzugt ausgefiltert und weist insbesondere in den Wintermonaten deutlich niedrigere Werte zum Umland auf (Abnahmen um bis zu Faktor 10; Landsberg 1981).

Die Sonnenscheindauer ist in städtischen Straßenschluchten generell wegen der durch die Bebauung verursachten größeren Verschattung verkürzt, wobei Extremwerte durch ungünstige Ausrichtung, Höhe und Bestandsdichte der Gebäude erreicht werden.

Die turbulenten Ströme der fühlbaren Wärme ( $Q_H$ ) und der latenten Wärme ( $Q_E$ ) sind in Stadtgebieten deutlich modifiziert, und zwar wiederum in starker Abhängigkeit zur jeweiligen Flächennutzung, der vorherrschenden Witterung sowie von der Tages- und Jahreszeit. Durchschnittswerte, die sich auf Stadtoberflächen beziehen, zeigen, dass das mittlere Bowen-Verhältnis ( $Bo = Q_H/Q_E$ ) meist deutlich über 1 liegt, wodurch der überragende Einfluss von  $Q_H$  auf die Erwärmung der Stadtatmosphäre dokumentiert wird. Die tagsüber in den Baumaterialien von Gebäuden, Straßen und Plätzen gespeicherte Wärme ( $Q_B$ , „Tagspeicher“) stellt aufgrund der überwiegend hohen Werte ein wichtiges Glied in der städtischen Energiebilanz dar. Im Ergebnis sind die städtischen Lufttemperaturen vergleichsweise zum Umland im Jahresmittel um 1 bis 2 K erhöht. Jedoch bestimmen Stadtgröße und -struktur sowie Wetterlage und Jahreszeit erhebliche Abweichungen von diesen Werten, die im Einzelfall und über kurze Zeit nachts durchaus 10 K bis 15 K betragen können. Die Windgeschwindigkeit ist in den Städten gegenüber dem Umland im Durchschnitt geringer. Das liegt daran, dass die durch die Bebauung verursachte Erhöhung der Bodenrauigkeit die Strömung behindert. Dadurch nimmt der atmosphärische Austauschkoefizient  $A$  für Eigenschaftstransporte ( $A = \rho_L K_{turb.}$ ; mit  $K_{turb.}$  = turbulenter Diffusionskoefizient und  $\rho_L$  = Dichte der Luft) im Allgemeinen niedrige Werte an, wodurch sich z. B. die Luftqualität verschlechtern und die nächtliche Überwärmung in den Straßenschluchten kaum abgeführt werden kann. Allerdings ist die Geschwindigkeitsböigkeit an Gebäudekanten sowie in Nachlaufwirbeln hinter Gebäuden erhöht, während die Richtungsböigkeit stark variiert.

Die relative Luftfeuchtigkeit weist in Städten wegen der eingeschränkten Evapotranspiration (Evaporation + Transpiration) im Allgemeinen niedrigere Werte auf, was sich insbesondere tagsüber bemerkbar macht. Nachts jedoch können höhere städtische Oberflächentemperaturen Tauabsatz vergleichsweise zum kühleren Umland verzögern oder sogar gänzlich verhindern, wodurch sich gleich hohe oder höhere relative Luftfeuchtigkeitswerte in den städtischen Gebieten einstellen. Allerdings sind die Verhältnisse in starkem Maße von den jeweiligen mikroskaligen Standortbedingungen abhängig.

Nebel ist in Großstädten – zumindest in den vergangenen Jahren – seltener anzutreffen als im Umland, was auf die höheren Lufttemperaturen und die geringere Luftfeuchtigkeit zurückzuführen sein dürfte. Niederschläge hingegen sind insbesondere in Lee städtischer Siedlungsräume erhöht.

Die Zusammensetzung der städtischen Luft hat sich durch die Dominanz von Kfz-Emissionen im Vergleich zu früheren Jahren, die hauptsächlich durch Industrie- und Hausbrandemissionen (Staub und  $SO_2$ ) geprägt waren, stark verändert. Heute spielen in der städtischen Belastung mit anthropogenen atmosphärischen Spurenstoffen – trotz Einführung des Katalysators –  $NO$ ,  $NO_2$ ,  $O_3$  und Kohlenwasserstoffe (VOC) sowie insbesondere Feinstäube und Ruß eine herausragende Rolle.

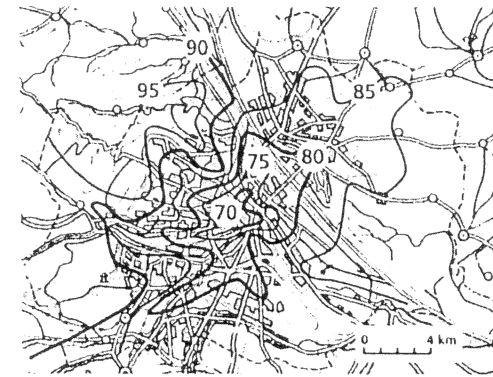


Abb. 1: Stadtphänologie einer Großstadt (Wien): Isophanen des Blühbeginns von *forsythia suspensa* als temperaturabhängigem Standortklimaanzeiger. Die Datumslinie 70 entspricht dem Kalenderdatum 11. März 1988, die Datumslinie 95 dem 5. April 1988 (nach Bernhofer 1991, zit. in Larcher 2001). Wegen der städtischen Überwärmung und der Straßenbeleuchtung öffnen sie sich früher als im Umland. Der Vegetationszeitraum mit Tagesmitteln über  $5^\circ\text{C}$  dauert in der Innenstadt durchschnittlich 265 Tage, an der Stadtgrenze (gestrichelte Linie) hingegen im Mittel nicht mehr als 245 Tage (Auer 1989) (hier nach Larcher 2001)

Fig. 1: Urban phenology of the City Vienna: isophanes of flowering of *forsythia suspensa* being temperature depending climate "sensor". The date line 70 is according to the date March 11, 1988, the date line 95 to April 5, 1988 (after Bernhofer 1991, cit. in Larcher 2001). Due to urban heating and illumination flowering is earlier than in the surrounding. The inner urban growing periode with daily mean above  $5^\circ\text{C}$  last about 265 days, at city border (dotted line), however, no more than 245 days (Auer 1989), here according to Larcher 2001

Abschließend bleibt im Rahmen dieses einführenden Überblicks festzustellen, dass die genannten Klima- und Lufthygienekomponenten in vielfältiger Weise positiv, aber auch negativ auf die in Städten lebenden Bewohner sowie

Pflanzen und Tiere einwirken. Während unter human-biometeorologischen Gesichtspunkten im Bereich des thermischen und lufthygienischen Sektors eher Nachteile für die Stadtbewohner zu erwarten sind, führen z. B. bei Pflanzen die höheren Stadttemperaturen zu einer Veränderung der Aspektwechsel durch vorgezogene Blüh- und Reifephasen sowie zu einer deutlichen Verlängerung der Vegetationsperioden im Vergleich zum Umland. Wie das für die Stadt Wien in Abb. 1 dargestellte Beispiel zeigt, öffnen sich aufgrund der städtischen Überwärmung und der Straßenbeleuchtung die ersten Blüten im Stadtzentrum um etwa 25 Tage eher als im Umland. Damit können Pflanzen als Standortklimaanzeiger neben physikalisch-chemischen Messungen auch für stadtklimatische Untersuchungen genutzt werden.

### Nachweis von Stadtklimaeffekten

Der qualitative und quantitative Nachweis des in Städten auftretenden „Sonderklimas“ leidet grundsätzlich darunter, das bestehende städtische Klima ausschließlich auf stadtbedingte Ursachen zurückführen zu können. Es muss berücksichtigt werden, dass es sich bei den Messwerten an einem städtischen Standort um einen zusammengesetzten Wert ( $W$ ) handelt, der aus wenigstens drei Einzelkomponenten besteht, die in unterschiedlichem Maße an seinem Zustandekommen beteiligt sind (Lowry 1977). Es sind dies

- eine globalklimatische, durch die geografische Lage großräumig vorgegebene Wirkgröße („Hintergrundwert“  $H$ ),
- eine durch die Topografie bestimmte regionale Beeinflussung („Topografiewert“  $T$ ) sowie
- einen auf die Verstädterung zurückzuführenden Einfluss („Verstädterungswert“  $V$ ).

In Gl. (1) ist dieser Sachverhalt dargestellt, wobei ergänzend der Witterungstyp ( $i$ ), der Messzeitpunkt ( $t$ ) sowie die genaue räumliche Zuordnung des Messstandortes im Stadtgebiet ( $x$ ) bekannt sein müssen.

$$W_{itx} = H_{itx} + T_{itx} + V_{itx} \quad (1)$$

Um den klimatischen Einfluss zu ermitteln, der ausschließlich auf die Verstädterung zurückzuführen ist, wäre es notwendig, den zum aktuellen Zeitpunkt während einer bestimmten Wetterlage an einem festgelegten Standort gemessenen Wert  $W_{i(akt)x}$  ('Aktualwert') von demjenigen Messwert abzuziehen, der bei gleicher Wetter- und Standortlage sowie in der Zwischenzeit nicht verändertem Globalklima vor Errichtung der Stadt, das heißt in der präurbanen Phase („Präurbanwert“), gemessen wurde ( $W_{i(präurb)x}$ ). Stunden zwischen diesen Anfangs- und Endwerten in zeitlich hoher Auflösung

Einzeldaten für den gleichen Standort zur Verfügung, ließe sich eine Zeitreihe der klimatischen Entwicklung des Standortes ermitteln. Eine derartige Vorgehensweise zur Bestimmung des verstädterungsbedingten Klimaeffektes ist meistens nicht möglich, da die entsprechenden Daten fehlen. Einzige Ausnahme dürfte in diesem Zusammenhang die Stadt Columbia, Maryland, sein, deren Entwicklung von 200 Einwohnern (1968) auf 20.000 Einwohner (1975) mit ununterbrochen gemessenen Klimadaten an gleichen Standorten belegt werden konnte (Landsberg 1979). In allen anderen Fällen, für die präurbane Werte nicht zur Verfügung stehen, muss entweder auf

- die Analyse von Vergleichsmessungen (präurban/urban) im Windkanal bzw. durch numerische Simulation,
- Regressionsanalysen einzelner Klimaparameter in Abhängigkeit von der Zeit oder
- aktuelle Geländemessungen an mindestens zwei Stationen, die die städtische und ländliche Situation repräsentieren bzw. auf mobile Messungen mit einem Fahrzeug auf Routen innerhalb und außerhalb eines Stadtgebietes

zurückgegriffen werden. Üblicherweise wird dem letztgenannten Punkt der Vorzug bei Stadtklimaanalysen gegeben, wobei jedoch darauf zu achten ist, dass der ländliche Stationsstandort weder durch den Stadteffekt (zum Beispiel durch die städtische Abluffahne) noch durch unterschiedliche Höhen- oder Tallage, See- oder Waldnähe beeinflusst wird. Zeitreihen, die mindestens ein Jahr umfassen, erlauben darüber hinaus eine wetterlagen- und jahreszeitenabhängige Auswertung.

### Stadtklimatische Erfassungsmethoden

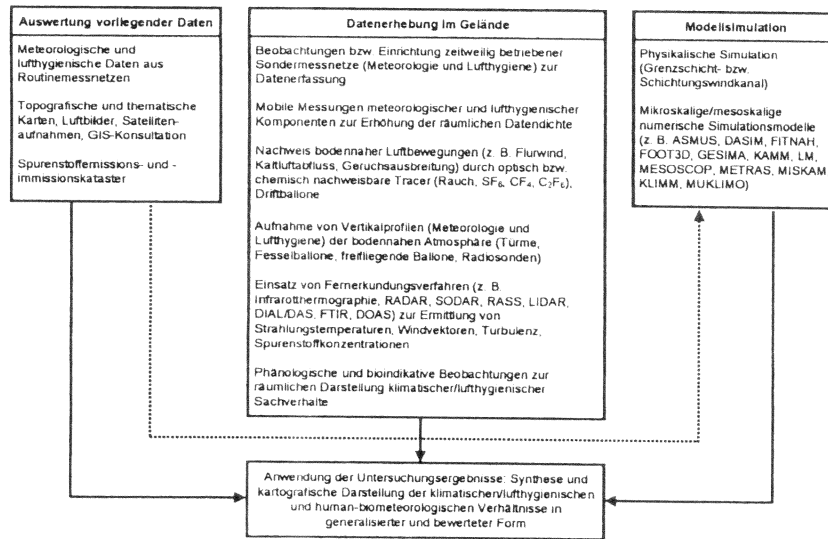
Zur Erfassung der klimatischen und lufthygienischen Parameter wird in der Regel auf ein differenziertes, die jeweilige Fragestellung berücksichtigendes Methodenspektrum zurückgegriffen. Grundsätzlich gibt es keine spezielle, auf die Lösung stadtklimatischer Probleme bezogene Untersuchungsmethodik. Vielmehr wird sich im Bedarfsfall derjenigen Analysetechniken bedient, die bei umweltmeteorologischen Untersuchungen im Mikro-/ Mesobereich Anwendung finden. Das in Abb. 2 gezeigte Schema setzt sich aus insgesamt vier Untersuchungsschritten zusammen, die letztlich das methodische Vorgehen bestimmen sollten. Hierbei handelt es sich um

- die fachwissenschaftliche Auswertung vorhandenen Datenmaterials,
- Datenerhebungen im Gelände durch In-situ-Messungen und Beobachtung bzw. Einsatz von Fernerkundungsverfahren sowie pflanzenphänologische Untersuchungen und Bioindikation,

- die Anwendung physikalischer beziehungsweise numerischer Modellsimulationen zur Diagnose und Prognose sowie
- die Bewertung der Ergebnisse mit Hilfe von Qualitätsstandards.

Abb. 2: Klimatische und lufthygienische Untersuchungsmethoden in der Umweltmeteorologie (VDI 3787, Bl. 9 2002)

Fig. 2: Climatic and hygienic investigations belong environmental meteorology (VDI 3787, Bl. 9 2002)



In einem ersten Schritt einer Stadtklimauntersuchung sollte geprüft werden, ob bereits vorhandenes Datenmaterial (topographische und thematische Karten, Pläne, Tabellen usw.) über das Untersuchungsgebiet vorliegt, auf das zurückgegriffen werden kann. Aufbauend auf der Analyse vorhandener Daten ist dann zu entscheiden, ob es für die Problemlösung notwendig ist, Messungen im Gelände vorzunehmen oder auf Simulationen zurückzugreifen, die auf physikalischen (im Windkanal durchzuführende) bzw. mathematischen Modellen beruhen (Manier 1998).

Grundsätzlich ist bei der Durchführung von Geländemessungen auf die Wahl repräsentativer Messstandorte für die zu erfassenden meteorologischen und lufthygienischen Größen zu achten. Das kann wegen der Heterogenität städtischer Flächennutzungen und der meist nur in begrenztem Umfang zur Verfügung stehenden Temporärstationen nur über eine sinnvolle Generalisierung und Aufteilung des Stadtkörpers in Gebiete gleichartigen klimatischen

beziehungsweise lufthygienischen Verhaltens erreicht werden. Derartig generierte räumliche Einheiten nennt man *Klimatope* beziehungsweise *Aerotope* (Scherer u.a. 1999), wofür im anglo-amerikanischen Sprachgebrauch der Begriff *urban terrain zone* verwendet wird (Ellefsen 1990/91).

In-situ-Messungen an Temporärstationen besitzen den Vorteil, dass ortsbezogene Daten mit hoher zeitlicher Auflösung erhoben werden können. Bei Vorhandensein eines aus mehreren Stationen bestehenden Messnetzes sind über die singulären Standortwerte auch raum-zeitliche Daten zu gewinnen. Diese können jedoch dreidimensional kaum aufgelöst werden, wenn nicht durch Vertikalsondierungen innerhalb der bodennahen Atmosphäre zusätzliche Informationen zur Verfügung stehen. Die über derartige Messnetze ermittelten Daten lassen sich in erster Linie zur Lösung diagnostischer Probleme heranziehen; eine Prognosefähigkeit besitzen sie allerdings kaum.

Geländemessungen können sowohl durch standortbezogene Vor-Ort-Messungen erfolgen (zum Beispiel an dafür eingerichteten Messstationen) als auch mit Hilfe von Fernerkundungsverfahren (siehe unten) durchgeführt werden. Ergänzt werden beide Verfahren gegebenenfalls durch die Anwendung indirekter Verfahren, wie die Pflanzen-Phänologie sowie aktive und passive Bioindikation.

Ferner ist festzulegen, welche Messgrößen an welchen Standorten, über welcher Oberfläche, in welcher Höhe über Grund, mit welchen Instrumenten und in welcher zeitlichen Auflösung über welchen Zeitraum erfasst werden sollen (Reuter und Hoffmann 1998). Häufig muss dabei von den jeweiligen Standardmesshöhen abgewichen werden.

Ist die Luftqualität an Einzelstandorten zu erfassen, können aktive oder passive Probenahmeverfahren eingesetzt werden (Moriske 2000). Aktive Verfahren zeichnen sich dadurch aus, dass Luft mittels einer Pumpe durch ein Messgerät geleitet wird. Unterschieden werden dabei kontinuierliche Messungen, die aus einer selbstständig erfolgenden Probenahme, analytischen Bestimmung sowie anschließenden Messwerterzeugung vor Ort bestehen, von diskontinuierlichen Verfahren, bei denen die Probenahme von der Analyse getrennt ist. Mit Hilfe von Passivverfahren werden „Immissionsraten“ bestimmt. Da sich die Messdauer bei den letztgenannten Verfahren im Allgemeinen über mehrere Tage erstreckt, ist eine Verknüpfung der lufthygienischen mit meteorologischen Daten kaum möglich. Über die Vor- und Nachteile von aktiven und passiven Probenahmeverfahren informiert Tab. 3. Kontinuierliche Immissionsmessungen erfordern in der Regel einen hohen apparativen, logistischen und damit kostenintensiven Aufwand. Sie werden deshalb seltener eingesetzt als diskontinuierliche Verfahren, die zwar wesentlich kostengünstiger, aus den oben genannten Gründen jedoch auch ungenauer sind (Möller 2003).

Tab. 3: Vor- und Nachteile aktiver und passiver Probennahmeverfahren im Vergleich (Moriske 2000)

Table 3: Ad- and disadvantages of active and passive air sampling (Moriske 2000)

	Aktive Verfahren	Passive Verfahren
	Prinzip	
	aktive Ansaugung der Luft mittels Pumpen	passive Erfassung durch Diffusion
Vorteile	<ul style="list-style-type: none"> <li>- hohe zeitliche Auflösung</li> <li>- Erfassung von Kurzzeitspitzenwerten</li> <li>- Kontinuierliches Messen</li> <li>- (in der Regel) hohe Genauigkeit und Präzision</li> <li>- geringe Nachweisgrenzen</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- flexible und mobile Proben-nahmetechnik</li> <li>- hohe räumliche Auflösung (preiswerte Methode)</li> <li>- keine Geräuschentwicklung</li> <li>- Unabhängigkeit vom Stromnetz</li> </ul>
Nachteile	<ul style="list-style-type: none"> <li>- hoher Kostenaufwand</li> <li>- Regelmäßige Wartung und Kontrolle</li> <li>- Geräuschentwicklung</li> <li>- elektrischer Anschluss</li> <li>- (in der Regel) nur stationärer Betrieb</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- geringe zeitliche Auflösung</li> <li>- Genauigkeit und Präzision hängen von Umgebungseinflüssen und der Geräte- bzw. Aufhängekonstruktion ab</li> <li>- direkter Vergleich mit Grenzwerten nur bedingt möglich</li> </ul>

Ein grundsätzliches Problem der an Temporärstationen gewonnenen meteorologischen und lufthygienischen Daten stellt deren geringe räumliche Repräsentanz dar. Um flächenhafte Aussagen treffen zu können, sind deshalb weitere Methoden – zum Beispiel mobile Messwerterfassungen oder Modellsimulationen – anzuwenden.

Mobile Messwerterfassungen, insbesondere zum Nachweis meteorologischer Parameter (vor allem Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit) sind schon seit langer Zeit Bestandteil der Stadtklimaforschung (Überblick in Persson 1997). Hingegen werden lufthygienische Messungen mit diesen Verfahren erst seit einigen Jahren erfolgreich durchgeführt (Mayer und Haustein 1994, Kuttler und Wacker 2001). Mobile Messungen erfolgen meist mit Hilfe geeigneter Fahrzeuge, die mit geringer Geschwindigkeit und entsprechender Messausrüstung festgelegte Routen durch repräsentative Flächennutzungen in der Regel während schwachwindiger Strahlungswetterlagen befahren. Erfolgen derartige Messfahrten über mehrere Stunden, müssen vom Tagesgang abhängige Einflüsse durch geeignete Korrekturverfahren kompensiert werden. Die geringe zeitliche Repräsentativität mobiler Messungen kann durch Wiederholungsfahrten erhöht werden (Kuttler u.a. 1996).

Im Rahmen stadtklimatologischer Untersuchungen kann der Nachweis der ländlich-städtischen Belüftung einen besonderen Stellenwert einnehmen. Um zum Beispiel festzustellen, ob Kaltluft- oder sogar Frischlufttransporte zwischen Umland und Stadt über Luftleitbahnen während schwachgradienten-

ger Wetterlagen erfolgen (Matzarakis und Mayer 1992), werden dazu optische Tracer (Raucherzeuger) oder chemische Tracer (z. B. SF<sub>6</sub>, CF<sub>4</sub>, C<sub>2</sub>F<sub>6</sub>; Eggert 1999, Weber und Kuttler 2003) in die bodennahe Atmosphäre des Kaltluftentstehungsgebietes emittiert und im städtischen Bereich (Zielgebiet) detektiert. Soll auch die Qualität der transportierten Luft ermittelt werden, ist es notwendig, lufthygienische Messungen mit einem mobilen Messlabor innerhalb der Luftleitbahnen vorzunehmen.

Mit Hilfe von Fernerkundungsverfahren, die boden- oder luftgestützt arbeiten, lassen sich sowohl meteorologische als auch lufthygienische Größen nachweisen. Methodisch nutzt man dabei entweder die Wechselwirkung von Schallwellen (beispielsweise SODAR, RASS) oder elektromagnetische Strahlung verschiedener Wellenlängen (RADAR; UV-, VIS- oder IR-Bereich) mit festen, flüssigen beziehungsweise gasförmigen Bestandteilen der Atmosphäre oder aber dem Erdboden (Emeis 2000, Foken 2003). Der Einsatz akustisch arbeitender Geräte kann wegen der häufig nicht unerheblichen Geräuschmissionen zu Konflikten – insbesondere bei Nachtmessungen – mit der Bevölkerung führen. Verfahrensbedingt beziehen sich die Ergebnisse der Fernerkundungsmethodik nicht auf Einzelpunkte, sondern auf Messstrecken, Volumina oder Flächen.

In der Stadtklimaforschung ist die Verwendung von Infrarotthermalaufnahmen zum Nachweis von Oberflächenstrahlungstemperaturen und daraus abgeleiteter Größen seit langer Zeit Tradition (Parlow 2003). Die meist unter Einsatz der Falschfarbenfotografie hergestellten Karten erlauben – je nach Pixelgröße – hoch aufgelöste flächendeckende Darstellungen der Temperaturverhältnisse für die Aufnahmezeitpunkte. Hierbei – wie auch bei anderen flächendeckend arbeitenden Verfahren – muss allerdings berücksichtigt werden, dass es sich um die zweidimensionale Projektion eines dreidimensionalen, gerade in Stadtgebieten äußerst heterogen genutzten Raumes handelt. Ferner muss bedacht werden, dass die durch ein Thermalbild repräsentierten Oberflächentemperaturen in Bezug auf den langwelligen Emissionsgrad ( $\epsilon$ ) nicht automatisch differenziert werden und somit den auf dem materialspezifischen  $\epsilon$ -Wert beruhenden Unterschied zwischen Ausstrahlungs- und Oberflächentemperatur entstehen lassen. Diese Differenz kann sich im Einzelfall durchaus auf einige Kelvin belaufen und damit bei der Auswertung Interpretationsprobleme verursachen. Auch ist es kaum möglich, aus Thermalbildaufnahmen flächenbezogene Lufttemperaturen für die bodennahe Atmosphäre abzuleiten. Dennoch können Thermalbildkarten im Rahmen einer Stadtklimauntersuchung als zusätzlich angewandte Hilfsmittel wertvolle Dienste leisten, da eine Generalisierung und eine eventuelle Zusammenfassung thermisch ähnlich reagierender Flächen leichter möglich ist und diese somit für die eventuelle Planung eines Messnetzes herangezogen werden kann.

Die unbestreitbaren Vorteile der Anwendung physikalischer oder numerischer Modellsimulationen sind in der Erzeugung meist hoch aufgelöster



dreidimensionaler Datenfelder zu sehen, woraus Raumaussagen abgeleitet und bei Bedarf auch verschiedene Planungsszenarien dargestellt werden können. Der Nachteil des Einsatzes von Modellsimulationen ist allerdings, dass viele der verwendeten Größen parametrisiert werden müssen und deshalb nur ein unvollkommenes Bild der Realität widerspiegeln (Groß und Etlings 2003).

Insbesondere in der praxisorientierten Stadtklimatologie spielt die möglichst objektive Bewertung der Mess-, Berechnungs- oder Beobachtungsergebnisse gerade im Rahmen human-biometeorologischer Aspekte eine wichtige Rolle (siehe Abschnitt 6). Die Ziele einer derartigen Evaluation liegen vor allem in der begründeten Ausweisung klimatischer und/oder lufthygienischer Belastungs- beziehungsweise Ausgleichsräume, in der Klassifizierung der Empfindlichkeit einer Fläche gegenüber bestimmten Nutzungen oder der Inwertsetzung eines klimatisch-lufthygienischen Phänomens in Hinblick auf die vorausschauende Optimierung von Flächennutzungen (Matzarakis 2001, Mayer und Matzarakis 2003). Hinsichtlich der Bewertungsverfahren unterscheidet man relative von absoluten Bewertungen. Bei der relativen Evaluation werden räumliche beziehungsweise zeitliche Unterschiede von gemessenen Größen festgestellt, ohne dass diese auf Standards bezogen werden. Eine absolute Bewertung orientiert sich hingegen an entsprechenden Prüfgrößen, die rechtsverbindlichen Charakter tragen können.

## URSACHEN DES STADTKLIMAS

Die Ursachen des städtischen Klimas sind sowohl auf makroskalige als auch auf mikro- und mesoskalige Einflussgrößen zurückzuführen. Zur Gruppe der makroskalig wirksam werdenden Faktoren zählen

- die Breitenlage bzw. Klimazone,
- die Oberflächenformen und deren Beschaffenheit (Relief- und Topografieverhältnisse) sowie
- die Entfernung zu großen Wasserkörpern.

Die Gruppe der mikro- bis mesoskalig wirksamen Einflussgrößen besteht in erster Linie aus

- der Stadtgröße,
- der Einwohnerzahl,
- der Art der städtischen und ländlichen Flächennutzungen,
- die kleinräumigen topografischen städtischen und ländlichen Verhältnisse,

- der Höhe des Versiegelungsgrads des Bodens,
- der Intensität der dreidimensionalen Strukturierung eines Stadtkörpers sowie
- der Emissionsstärke gasförmiger, fester und flüssiger Luftbeimengungen sowie fühlbarer und latenter Abwärme aus technischen Prozessen (Q<sub>anthr</sub>).

Die Einflüsse der eher großräumig wirkenden Faktoren treten im Allgemeinen hinter diejenigen der Meso- und Mikroskala zurück, wie Wienert (2002) anhand der Auswertung umfangreichen statistischen Materials belegen konnte.

Wichtige stadtklimatische Steuerungsgrößen stellen neben der Größe und Struktur von Städten somit in erster Linie die auf dem thermischen und hydrologischen Verhalten der städtischen Baukörper beruhenden Oberflächenenergiebilanzen, die Zuordnung und Mischung von bebauten und nicht bebauten Flächen, die Abwärme- und Wasseremissionen sowie die Freisetzungsstärke von Luftverunreinigungen dar. Hierauf soll nachfolgend eingegangen werden.

## Quantifizierung der stadtklimatischen Wirkungsfaktoren

### *Thermische und hydrologische Eigenschaften städtischer Oberflächen*

Ein Charakteristikum städtischer Oberflächen ist deren Versiegelung. Hierunter versteht man eine mehr oder weniger vollständige Abdichtung der Oberflächen durch undurchlässige Stoffe, so dass Flüssigkeiten, insbesondere Wasser, aber auch Gase nicht mehr zwischen Boden und Atmosphäre ausgetauscht werden können. Unterschieden wird eine Überflur- von einer Unterflurversiegelung. Bei letzterer handelt es sich um die Einschränkung von Energie- und Stofftransporten innerhalb des Untergrundes. Tunnel für Untergrundbahnen, Kanal- und Leitungssysteme, Tiefgaragen aber auch Untergrundpassagen und -geschäftsstraßen sind Beispiele dafür. Der Begriff Versiegelung ist nicht eindeutig definiert. Allgemein fasst man hierunter Siedlungsflächen zusammen, d.h. Gebäude- und Verkehrswegeflächen sowie Plätze, ohne dass eine weitere Differenzierung durch die Angabe von Porositäts- bzw. Wasserdurchlässigkeitswerten erfolgt. Einzelne Versiegelungsstufen sind mit entsprechenden Beispielwerten in Tab. 4 enthalten. Als Versiegelungsgrad wird das Verhältnis von versiegelter Fläche zur entsprechenden Gesamtstadtfläche bezeichnet. Der durchschnittliche Anteil der versiegelten Flächen in Deutschland stieg von 7,7 % (1950/51) auf 12,2 % (1997) der Staatsfläche an. Mittelwerte des Versiegelungsgrades deutscher Großstädte (z. B. Essen) erreichen Werte von bis zu 0,6, während in Innenstädten und reinen Industriegebieten solche von bis zu 1 auftreten. Entsiegelungsmaß-

nahmen während der vergangenen Jahre haben allerdings in einigen Städten wieder zu einem größeren Freiflächenanteil geführt.

Tab. 4: Beschreibung der Versiegelungsstufen (nach Wessolek und Renger 1998)  
Table 4: Description of different sealing levels (according to Wessolek and Renger 1998)

Versiegelungsstufe (in %)	Flächencharakteristik
I 10 - 50	Mäßige Versiegelung, Einfamilienhaussiedlungen, Kleingartengebiete, Zeilenhaussiedlungen Mittelwert 30 % = Stufe I
II 45 - 75	Mittlere Versiegelung, Blockrandbebauung, Nachkriegsbaugebiete Mittelwert 60 % = Stufe II
III 70 - 90	Starke Versiegelung, städtische Baugebiete mit Blockbebauung, ältere Industrieanlagen Mittelwert 80 % = Stufe III
IV 85 - 100	Sehr starke Versiegelung, unzerstörte Blockbaugebiete der Innenstadtbezirke und Industrieflächen, die in jüngerer Zeit entstanden oder verändert worden sind Mittelwert 90 % = Stufe IV

Versiegelte und nicht versiegelte Flächen unterscheiden sich hinsichtlich ihrer thermischen und hydrologischen Reaktionen in starkem Maße voneinander und beeinflussen deshalb in besonderer Weise die klimatischen Verhältnisse von Siedlungsgebieten.

#### a) Thermische Eigenschaften städtischer Oberflächen

Farbe, Zusammensetzung, Bedeckung, Versiegelungsgrad, Oberflächenrauigkeit, Wasserversorgung sowie Ausrichtung zum solaren Strahlungseinfall entscheiden darüber, wie viel Energie über die städtischen Oberflächen aufgenommen, in der Bausubstanz 'gespeichert' bzw. von dieser an die Atmosphäre abgegeben wird. Damit bestimmt die Strahlungsbilanz ( $Q^*$ ) der Oberflächen das jeweilige thermische Mikroklima (Tab. 5).

So werden beispielsweise extreme Werte für Stahl erreicht, der in Verbindung mit Beton vielfach verwendeter Baustoff in Städten ist. Stahlbetonbauten erreichen die höchsten Wärmespeicherfähigkeiten künstlicher Materialien. Die Bodenfeuchte spielt für den Wärmehaushalt ebenfalls eine wichtige Rolle, wie der Vergleich eines trockenen mit einem wassergesättigten (Lehm-)Boden zeigt. Die thermischen Eigenschaften erhöhen sich in feuchtem Boden zum Teil erheblich. Für das thermische Bodenklima resultiert

daraus, dass Temperaturänderungen zwar schneller und in größere Tiefen vordringen als in trockenen Substraten, an der Oberfläche sich jedoch – bedingt durch den Energieaufwand für die Evaporation – niedrigere Temperaturen einstellen. Dadurch wird letztendlich jedoch weniger Energie über  $L_{\uparrow}$  und  $Q_{H1}$  an die Atmosphäre abgegeben und in den Boden transportiert.

Tab. 5: Thermische Eigenschaften künstlicher und natürlicher Materialien (nach Zusammenstellungen aus Oke 1990, Hupfer und Kuttler 1998, Zmarsly et al. 2002)  
Table 5: Thermic properties of artificial and natural materials (based on compilations by Oke 1990, Hupfer and Kuttler 1998, Zmarsly et al. 2002)

Material	Dichte ( $\text{g cm}^{-3}$ $\cdot 10^3$ )	spez. Wärme- kapazität ( $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ $\cdot 10^3$ )	Wärme- kapazitäts- dichte ( $\text{J m}^{-3}\text{K}^{-1}$ $\cdot 10^6$ )	Wärme- leitfähig- keits- koeffizient ( $\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}$ <sub>1</sub> )	Tempera- turleitfä- hig- keitskoeff. ( $\text{m}^2\text{s}^{-1}\cdot 10^6$ <sub>6</sub> )	Wärmeein- dringkoeff- fizient ( $\text{J m}^{-2}\text{s}^{-0,5}\text{K}^{-1}$ )
Asphalt	2,11	0,92	1,94	0,75	0,38	1205
Gasbeton	0,32	0,88	0,28	0,08	0,29	150
Schwerbeton	2,40	0,88	2,11	1,51	0,72	1785
Naturstein	2,68	0,84	2,25	2,19	4,93	2220
Backstein <sup>b</sup>	1,83	0,75	1,37	0,83	0,61	1065
Lehmziegel <sup>b</sup>	1,92	0,92	1,77	0,84	0,47	1220
Weichholz	0,32	1,42	0,45	0,09	0,20	200
Hartholz	0,81	1,88	1,52	0,19	0,13	535
Stahl	7,85	0,50	3,93	53,30	13,60	14475
Glas	2,48	0,67	1,66	0,74	0,44	1110
Gipsplatte <sup>b</sup>	1,42	1,05	1,49	0,27	0,18	635
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, trocken	1,60	0,89	1,42	0,25	0,18	600
(40% Poren- volumen)	2,00	1,55	3,10	1,58	0,51	2210
Wasser, 4° C	1,00	4,18	4,18	0,57	0,14	1545
unbewegt						
Luft, 10° C	0,0012	1,01	0,0012	0,025	20,50	5
unbewegt						
Luft, turbulent	0,0012	1,01	0,0012	≈ 125	10 · 10 <sup>6</sup>	390

<sup>a</sup> Die Eigenschaften aller aufgeführten Größen sind temperaturabhängig

<sup>b</sup> durchschnittlich

Asphaltoberflächen stellen in Städten typische Flächenversiegelungsmaterialien dar und zeichnen sich im Vergleich zu natürlichem Boden (trockener Lehm Boden) über eine dreimal so hohe Wärmeleitfähigkeit, doppelt so hohe Temperaturleitfähigkeit und einen über dreimal so hohen Wärmeeindringkoeffizienten aus. Sie absorbieren aufgrund ihrer überwiegend dunklen Farbe viel Strahlungsenergie, die sowohl über die langwellige Ausstrahlung ( $L_{\uparrow}$ ) und den turbulenten sensiblen Wärmestrom ( $Q_H$ ) in die Luft gelangt als auch über die Wärmeleitung in die Tiefe ( $Q_B$ ) transportiert wird und dort solange verbleibt (Wärmereservoir), bis der Temperaturgradient sein Vorzeichen ändert. Asphaltoberflächen heizen sich im Vergleich zu natürlichen Materialien bei starker sommerlicher Einstrahlung dann am stärksten auf, wenn sie trocken sind, da kein Energietransport über die Verdunstung ( $Q_E$ ) stattfindet. Dadurch steht der Betrag der Strahlungsbilanz ausschließlich für die turbulente Lufterwärmung und die Bodenerwärmung zur Verfügung. Das unterscheidet eine derartige Oberfläche von natürlichem Boden, der meistens Feuchtigkeit enthält und diese unter Aufwand von Energie in die Atmosphäre transportiert. Dieser Anteil steht dann der Luft- und Bodenerwärmung nicht zur Verfügung, so dass natürliche Bodenoberflächen in der Regel kühler sind.

Das Temperaturverhalten einer trockenen sommerwarmen Asphaltoberfläche wird exemplarisch in Abb. 3 dargestellt.

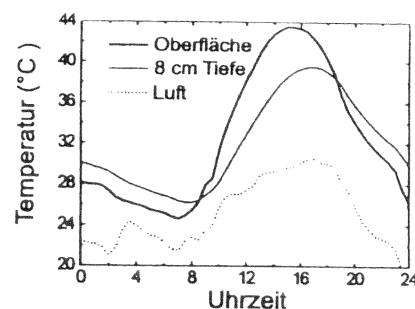


Abb. 3: Tagesgang der Luft-, Asphalt-oberflächen- und Bodentemperaturen am 11.08.94 in Wien (Anandakumar 1999)

Fig. 3: Diurnal variation of air, asphalt and soil temperature on August 8, 1994 in Vienna (Anandakumar 1999)

In Bezug auf die Lufttemperatur ist festzustellen, dass diese den ganzen Tag über – insbesondere zur Mittagszeit – deutlich niedriger ist als die Oberflächentemperatur. Daraus resultiert ein von der Oberfläche in die Atmosphäre gerichteter Energietransport, der tagsüber und nachts die Luft mit Wärme versorgt, und zwar sowohl über die langwellige Ausstrahlung als auch über den turbulenten sensiblen Wärmestrom. Es stellt sich aber auch zwischen Oberfläche und Boden (- 8 cm) ein Temperaturgradient ein, der allerdings im Tagesgang das Vorzeichen und damit die Richtung ändert. Zwischen 10 Uhr und 18 Uhr ist dieser Gradient von der Oberfläche in den Boden gerichtet, wodurch ein Wärmetransport in die Tiefe erfolgt. In den

Abend-, Nacht- und Morgenstunden (zwischen 18 Uhr und 10 Uhr) hingegen sind die Untergrundtemperaturen höher als die der Oberfläche, so dass die Richtung des Temperaturgradienten wechselt, wodurch Wärme nach oben geleitet wird. Dieser Wärmetransport sorgt dafür, dass auch nachts relativ hohe Oberflächentemperaturen – in diesem Fall zwischen 24 °C und 26 °C – erhalten bleiben. Die nächtliche Abkühlung über asphaltierten Flächen ist somit stark eingeschränkt. Das kann gerade in dicht bebauten und damit schlecht durchlüfteten Gebieten zu hohen nächtlichen Temperaturen führen.

Tab. 6: Oberflächenstrahlungstemperaturen verschiedener Flächennutzungen in Köln um 20 Uhr und um 3 Uhr während der Strahlungsnacht vom 30.06./01.07.1993 (Grundlage: IR-Thermalbefliegung,  $\epsilon = 1,0$ )

Table 6: Surface radiation temperatures of different surfaces used in Cologne at 20:00 and 03:00 during a clear night on 30.06./01.07.1993 (base: IR thermic flying,  $\epsilon = 1,0$ )

Oberfläche	$T_{O(20\text{MEZ})}/K$	$T_{O(3\text{MEZ})}/K$	$\Delta T_{O(20-3)}/K$
Hauptstraße, Innenstadt	22	17	5
Hauptstraße, Umland	20	13	7
Gebäude, Innenstadt	21	17	4
Gebäude, Umland	21	13	8
Gleisanlage	21	12	9
Friedhof	19	12	7
Rhein	18	18	0
Wald	17	11	6
Acker	14	9	5

Mit Hilfe von Infrarot-Thermalbildern lässt sich dieser Abkühlungsprozess für verschiedene Nutzungen flächenhaft darstellen, wenn Aufnahmen zu verschiedenen Zeiten durchgeführt wurden und diese miteinander verglichen werden. Beispiele hierfür sind Tab. 6 zu entnehmen. Hiernach ergeben sich für den Abendtermin (20 Uhr, MEZ) die höchsten Werte für die Nutzungstypen Hauptstraßen und Häuser in der Innenstadt sowie für Gleisanlagen. Am stärksten kühlen sich bis zum Vergleichstermin (3 Uhr, MEZ) Gleisanlagen ab (9 K) sowie Straßen und Gebäude im Umland (7 K resp. 8 K). Im Vergleich dieser Nutzungen zum 20 Uhr Termin zeigt sich jedoch, dass die in der Innenstadt verlaufenden Straßen und gelegenen Gebäude eine wesentlich höhere Temperaturhaltefähigkeit besitzen. Die Innenstadtgebäude kühlen sich vergleichsweise nur halb so stark ab, wie die im Umland befindlichen. Die kältesten Flächen zum 3 Uhr Termin sind Äcker und Wälder, wo Kaltluft gebildet werden kann. Größere Wasserkörper (Rheinwasser) weisen hingegen meist keine Temperaturänderungen zwischen den beiden Terminen auf und bleiben nachts von den hier dargestellten Oberflächen am wärmsten.

## b) Hydrologische Eigenschaften städtischer Oberflächen

Unter hydrologischen Eigenschaften städtischer Oberflächen sollen Abfluss, Infiltration (Eindringen von Wasser in den Untergrund), kapillarer Aufstieg von Wasser, Verdunstung sowie Versickerung (Durchgang von Sickerwasser durch ungesättigte Bodenhorizonte) von Niederschlagswasser verstanden werden. Diese Eigenschaften werden u.a. von der Versiegelung, dem Porenvolumen (Hohlraumanteil am Bodenvolumen) sowie der Porosität (Bruchteil des Porenvolumens am Boden) bestimmt. Der Oberflächenabfluss hängt außer vom Gefälle und Versiegelungsgrad auch von der materialspezifischen Benetzungskapazität ab. Eine starke Benetzung der Oberfläche führt zu einem verzögerten Abflussbeginn insbesondere dann, wenn nach starker Einstrahlung und Erwärmung der Versiegelungsmaterialien anschließend fallende Niederschläge z.T. sofort verdunsten. Hierbei können Werte von bis zu 0,6 mm – im Vergleich zu kühlerer Witterung – erreicht werden (Wessolek und Facklam 1997).

Tab. 7: Wasserhaushaltskomponenten<sup>a</sup> versiegelter Flächen in Berlin (Messperiode April 1985 bis März 1986), nach Wessolek (2001)  
Table 7: Water budget parameter<sup>a</sup> of sealed surfaces in Berlin (measurement period April 1985 until March 1986), according to Wessolek (2001)

	Niederschlag		Abfluss		Versickerung		Verdunstung	
	mm	% <sub>Nd</sub>	mm	% <sub>Nd</sub>	mm	% <sub>Nd</sub>	mm	% <sub>Nd</sub>
Kunststeinplatten <sup>b</sup>	631	100	104	16	319	51	208	33
Betonverbundsteine	631	100	103	16	379	60	149	24
Rasengittersteine	631	100	32	5	318	50	282	45
Straße (Asphalt)	631	100	455	72	51	8	126	20

<sup>a</sup> Die potentielle Verdunstung (nach Haude) belief sich in dem angegebenen Zeitraum auf 650 mm

<sup>b</sup> mit Mosaikpflaster (Gehweg)

Für die Infiltration von Wasser in den versiegelten Untergrund sind Anzahl und Durchlässigkeit von Fugen und Rissen des abdichtenden Materials maßgeblich. Sind diese z. B. durch tonreichen Straßenstaub an der Oberfläche verstopft, so muss von geringeren Infiltrationsraten ausgegangen werden als bei durchlässigen, mit Sand gefüllten Öffnungen.

Für vier verschiedene typisch städtische Oberflächen enthält Tab. 7 die sich über ein Jahr ergebenden Wasserhaushaltskomponenten. Hieran zeigt sich auch die außerordentlich große Variabilität auf kleinem Raum. In Bezug auf den Abfluss weisen Asphaltflächen mit 72% des Niederschlags den größten Wert auf, während über Rasengittersteinflächen (typisch für befestigte Stellplätze) nur 5% abfließen. Bei der Versickerung kehren sich die

Verhältnisse jedoch um: Während in den Asphalt nur 8% eindringen, sind es bei den anderen Materialien, die durch mehr oder weniger große Öffnungen mit dem Untergrund verbunden sind, bis zu 60%.

Eine stadtklimatisch außerordentlich wichtige Größe stellt die Verdunstung dar. Wie den Werten für die genannten Oberflächen entnommen werden kann, werden zwischen 20% (Asphalt) und maximal 45% (Rasengittersteine) des Jahresniederschlags verdunstet. Damit ist ein erheblicher Energieaufwand verbunden ( $q_{v,w 20^\circ C} = 2,45 \text{ MJ kg}^{-1}$ ), der für die Erwärmung der Atmosphäre ( $L\uparrow ; Q_{H1}$ ) dann nicht mehr zur Verfügung steht. Ein Beispiel soll das verdeutlichen: Veranschlagt man für Berlin eine durchschnittliche Jahressumme der Strahlungsbilanz von  $440 \text{ kWh m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , dann belaufen sich die für die Verdunstung (E) aufzuwendenden latenten Wärmeströme  $Q_E$  der Asphaltfläche ( $E = 126 \text{ mm}$ ) auf rund  $85 \text{ kWh m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  und für die Rasengittersteinfläche ( $E = 282 \text{ mm}$ ) auf rund  $191 \text{ kWh m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ . Entsprechend werden für die Asphaltfläche nur 19%, für die Oberfläche aus Rasengittersteinen hingegen 43% der Jahressumme der Strahlungsbilanz für die Verdunstung aufgewendet. Das bedeutet, dass über Straßen 81% der Strahlungsbilanz für die Lufterwärmung ( $Q_H$ ) und den Bodenwärmestrom ( $Q_B$ ), über Rasengittersteinen jedoch nur 57 % der Jahresenergie hierfür zur Verfügung stehen. Die niedrigen Luft- und Strahlungstemperaturen über den verdunstungsaktiveren Flächen sind ein Beleg dafür.

Neben den klimatischen Auswirkungen spielen versiegelte oder teilversiegelte Oberflächen eine herausragende Rolle für die Grundwasserneubildung in Stadtökosystemen. Messungen innerhalb städtischer Flächennutzungen belegen, dass in Stadtgebieten mit erheblichen Unterschieden gerechnet werden muss. So können Versiegelungsmaterialien mit hohen Fugenanteilen (Betonverbund- und Grasbetonsteine) sowie auf Böden aufgebrachte Verdunstungssperre-schichten (z. B. Kies) höhere Grundwasserneubildungsraten aufweisen als freie Ackerflächen. Das liegt daran, dass einsickerndes Wasser durch die teilweise erfolgte Oberflächenversiegelung stärker gegen Verdunstung geschützt ist als unbedeckte natürliche Oberflächen (Wessolek 2001). Diese Ergebnisse zeigen, dass ein Stadtgebiet hinsichtlich der Grundwasserneubildungsrate sehr differenziert betrachtet werden muss.

### Anthropogene Wärmestromdichten

Unter dem Begriff anthropogene Wärmeproduktion ( $Q_{anthr}$ ) wird die aus dem Betrieb von Kraftfahrzeugen, Kraftwerken, Industrieanlagen und der Gebäudeklimatisierung (Heizen und Kühlen) resultierende thermische Emission verstanden. Gelegentlich wird hierunter auch die durch den Metabolismus der Organismen – in diesem Fall der Stadtbewohner – freigesetzte Wärme ( $Q_{Met}$ ) subsumiert. Diese macht allerdings nur einen vernachlässigbaren Anteil an der Gesamtsumme von  $Q_{anthr}$  aus, wie folgende Abschätzung

zeigt: Berücksichtigt man z. B. einen „mittleren Aktivitätszustand“ von etwa 200 Watt pro Person unter Berücksichtigung einer Großstadt mit 600.000 Einwohnern bei einer Stadtfläche von 200 km<sup>2</sup>, dann wird durch Q<sub>Mct</sub> eine mittlere flächenbezogene Wärmestromdichte von nur 0,6 W m<sup>-2</sup> erreicht. Das bedeutet, dass selbst hohe Einwohnerdichten in städtischen Gebieten nicht in der Lage sind, ausschließlich durch den Metabolismus verursachte, hohe, das thermische Stadtklima beeinflussende Werte zu erzielen. Für die Innenraumklimatologie, die hier nicht behandelt wird, stellt hingegen die durch den menschlichen Stoffwechsel produzierte Wärme einen wichtigen Faktor dar, der bei der Gebäudeklimatisierung berücksichtigt wird.

Die auf technischen Prozessen beruhenden anthropogenen Wärmestromdichten können jedoch in Abhängigkeit vom Typus sowie von der geografischen Breite und topografischen Lage eines städtischen Siedlungskörpers sehr unterschiedliche Werte annehmen. So werden z. B. große Werte sowohl durch hohe Einwohnerdichten als auch durch hohen Pro-Kopf-Energieverbrauch verursacht (Tab. 8). Auch stellen sich Tages-, Wochen- und Jahresgänge je nach Aktivität des Wirtschafts- und Privatlebens der Bevölkerung ein. Untersuchungen zum Tagesgang des Energieverbrauchs in verschiedenen nordamerikanischen Städten haben z. B. gezeigt, dass je nach geographischer Lage der Städte die anthropogenen Wärmestromdichten morgens und abends zwischen 25 % und 50 % höher sein können als im Tagesmittel (Sailor et al. 2003). Besonders hohe Q<sub>anthr</sub> - Werte lassen sich im Allgemeinen in winterkalten Ballungsräumen beobachten, in denen ein großer Teil des Energieeinsatzes zur Gebäudeerwärmung benötigt wird. Effektive Wanddämmungen reduzieren allerdings den Energieverbrauch in erheblichem Maße. Aber auch für sommerheiße Siedlungsgebiete kann ein hoher Energieverbrauch nachgewiesen werden, der nicht nur zur Gebäudekühlung aufgewendet wird. So berichten Ichinose et al. (1999) über extrem hohe anthropogene Wärmestromdichten, die sie für den Innenstadtbereich von Tokio ermittelten. Hier lagen die Q<sub>anthr</sub> -Werte tagsüber bei über 400 W m<sup>-2</sup> und erreichten im Maximum sogar 1590 W m<sup>-2</sup>, wobei mehr als die Hälfte dieser Wärmestromdichten allein auf den Warmwasserverbrauch von Hotels entfiel.

Energieeinsparungen beim Betrieb von Klimaanlage ergeben sich dann, wenn z. B. die Albedo der Gebäudeaußenfassaden und -dächer erhöht wird. Für helle Gebäude nordamerikanischer Städte konnte auf der Basis numerischer Modellsimulationen ein um bis zu 15 % geringerer Energieverbrauch in den Sommermonaten gegenüber dunklen, die Sonnenstrahlung stark absorbierenden Gebäudehüllen nachgewiesen werden (Akbari et al. 1999).

Tab. 8: Pro-Kopf-Energieverbrauch (GJ), Flussdichten der anthropogenen Wärmeproduktion (Q<sub>anthr</sub>) und der natürlichen Strahlungsbilanz (Q\*) in W m<sup>-2</sup> ausgewählter Städte (nach Zusammenstellungen aus Helbig 1987, Oke 1990, Steinecke 1999, Ichinose et al. 1999)  
Table 8: Per capita energy consumption (GJ), flux densities of man-made heat production (Q<sub>anthr</sub>) and natural radiations budget (Q\*) in W m<sup>-2</sup> of selected cities (based on compilations by Helbig 1987, Oke 1990, Steinecke 1999, Ichinose et al. 1999)

Stadt (geogr. Breite)	Jahr	Flä- che (km <sup>2</sup> )	Ein- wohner (10 <sup>6</sup> )	Ein- woh- ner- dichte (km <sup>-2</sup> )	Pro- Kopf- Verbr.	Q <sub>anthr</sub>	Q*	$\frac{Q_{anthr}}{Q^*} \cdot 100$
Fairbanks (64° N)	1965- 1970	37	0,03	810	740	19	18	106
Reykjavik (64° N)	1992	38	0,1	2680	1100	35	90	39
Sheffield (53° N)	1952	48	0,5	10420	58	19	56	34
Berlin (West) (52° N)	1967	234	2,3	9830	67	21	57	37
Vancouver (49° N)	1970	112	0,6	5360	112	19	57	33
Budapest (47° N)	1970	113	1,3	11500	118	43	46	93
						32	100	-
						51	-	-
Montreal (40° N)	1961	78	1,1	14102	221	99	52	190
						57	92	62
						153	13	1177
Manhattan (40° N)	1967	59	1,7	28810	128	117	93	126
						40	-	-
						198	-	-
Tokyo (35° N)	1989	612	8,1	13235	70	31	59	53
						25	100	25
						40	17	235
Los Angeles (34° N)	1965- 70	3500	7,0	2000	331	21	108	19
Hongkong (22° N)	1971	1046	3,9	3730	34	4	~ 110	4
Singapur (1° N)	1972	568	2,1	3700	25	3	~ 110	3

#### Emission von luftverunreinigenden Stoffen

Die Luftqualität in Städten wird durch zahlreiche Emissionsquellen sowie durch die vom bodennahen atmosphärischen Austausch abhängige Transmis-

sion bestimmt. Wichtigste Verursachergruppen anthropogener gas- und partikelförmiger Luftbeimengungen sind der Kraftfahrzeugverkehr, Industrie und Gewerbe, Kraftwerke sowie öffentliche und private Gebäude, wobei Abhängigkeiten zum Industrialisierungsgrad, zur Wirtschaftsstruktur sowie zur geografischen und topografischen Lage der Ballungsräume bestehen. In einigen Ländern prägen darüber hinaus Emissionen, die der Biomasseverbrennung entstammen, sowie herantransportierter Staub aus Wüstengebieten (Indien, China) oder anderen winderosionsanfälligen Flächen die Luftqualität von Ballungsräumen. Zu den gegenwärtig wichtigsten Indikatoren der luftverschmutzten Stadtatmosphäre zählen NO, NO<sub>2</sub>, NO<sub>y</sub>, CO, CO<sub>2</sub>, NMVOC, O<sub>3</sub>, SO<sub>2</sub>, Staub und Ruß. Tab. 9 enthält für ausgewählte Quellsektoren Angaben zur Emissionssituation in Deutschland.

Tab. 9: Jahresemissionen ausgewählter Spurenstoffe nach verschiedenen Sektoren in Deutschland (vorläufige Angaben für 2001), nach UBA (2002)  
 Table 9: Yearly emissions of selected trace substances from different sources in Germany (preliminary data from 2001), according to UBA (2002)

Spurenst./ Quelle	NO <sub>x</sub> 1592 kt		CO 4797 kt		SO <sub>2</sub> 650 kt		Staub 247 kt		NMVOC <sup>b</sup> 1606 kt		CO <sub>2</sub> 871 Mt <sup>1)</sup>	
	kt	% <sup>a</sup>	kt	%	kt	%	kt	%	kt	%	kt	%
Kfz- Verkehr	835	52	2289	48	20	3	34	14	297	18	167	19
Industrie- feuerung <sup>c</sup>	189	12	658	14	150	23	6	2	7 <sup>d</sup>	<1	135	16
Kraft- und Fern- heizw.	272	17	104	2	326	50	26	10	6	<1	343	39
Haushalte	88	6	852	18	70	11	13	5	60	4	131	16

<sup>a</sup> relative Angaben beziehen sich auf entsprechende Jahressummen (ergeben nicht zwangsläufig 100 %, da nur ausgewählte Sektoren betrachtet wurden)

<sup>b</sup> NMVOC = *non methane volatile organic compounds* (flüchtige organische Verbindungen außer Methan)

<sup>c</sup> Ohne Industrieprozesse, die im Falle von Staub und NMVOC hohe Werte einnehmen

<sup>d</sup> Ohne Lösemittelverwendung, die an der Emission dieses Spurenstoffs zu 62% beteiligt ist

Hiernach sind über 50% der NO<sub>x</sub>-, fast 50 % der CO- sowie beinahe 20% der NMVOC- Freisetzungen auf den Kfz-Verkehr zurückzuführen. Unter anderem dienen die letztgenannten Spurenstoffe als Vorläufergase des sich sekundär in der Atmosphäre bildenden O<sub>3</sub>. Für die genannten Spurenstoffe (Ausnahme: Ozon) durchgeführte Zeitreihenanalysen belegen – insbesondere für das vergangene Jahrzehnt – einen z. T. erheblichen Rückgang der Emissionen, was auf den Einbau wirksamer Filteranlagen in Abluftkaminen, auf eine Änderung des Energieverbrauchsverhaltens der Bevölkerung und auf die

Einführung des Katalysators für Kraftfahrzeuge zurückzuführen sein dürfte (UBA 2002).

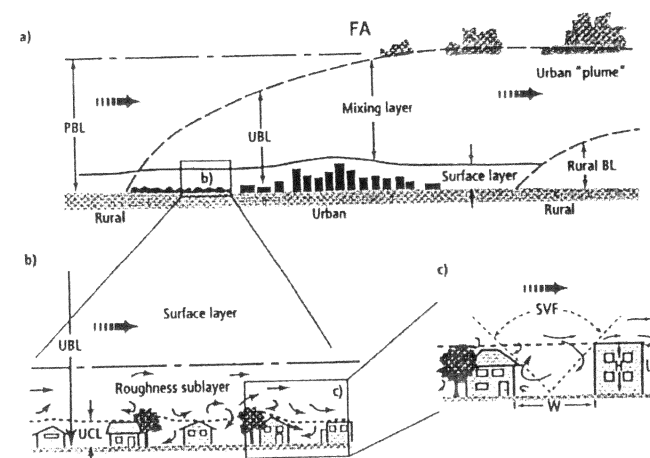
## AUFBAU DER STADTATMOSPHÄRE

Sowohl die Struktur und räumliche Anordnung von Gebäuden als auch die für Stadtgebiete typischen Stoff- und Energieströme führen zur Modifikation der Planetaren Grenzschicht (engl. *planetary boundary layer*, PBL) im Siedlungsbereich.

Unter den klimatisch optimalen Verhältnissen einer windschwachen strahlungsreichen Wetterlage stellen sich die Unterschiede zwischen einer Stadt- und Umlandatmosphäre besonders gut heraus. Die PBL des flachen und homogenen Umlandes einer Stadt lässt sich in eine Bodenschicht (Prandtl-schicht, engl. *Surface Layer*, SL) und die darüber liegende Mischungsschicht (Ekman-schicht, engl. *Mixing Layer*, ML) unterteilen (z. B. Stull 1988). Die Mächtigkeit der Bodenschicht wird in der Regel mit etwa 10 % der Grenzschichthöhe abgeschätzt (vgl. Abb. 4a). In ihr gelten die Flussdichten von Impuls, Wärme und Feuchte als quasikonstant, auch dominiert die Schubspannung noch über die Gradient- und Corioliskraft.

Abb. 4: Modifikation der Planetaren Grenzschicht (PBL) durch einen Stadtkörper nach Oke (1997)

Fig. 4: Modification of the planetary boundary layer (PBL) by the city, according to Oke (1997)



Die bauliche Komplexität eines Stadtkörpers führt zu einer feineren vertikalen Untergliederung der Stadtatmosphäre. Diese ist weitgehend abhängig von

der Art, Größe, Flächendichte und Ausrichtung (Längs- und Querachsenlage) der Bebauung. Im Allgemeinen bildet die von der Bodenoberfläche bis zum mittleren Dachniveau definierte Stadthindernisschicht (engl. *urban canopy layer*, UCL) den unteren Teilbereich der sogenannten Stadtreibungsschicht (engl. *urban roughness sublayer*, URS; vgl. Abb. 4b). Die Strömung innerhalb der URS ist stark lokal geprägt und wird durch die spezifische Anordnung einzelner Rauigkeitselemente (Abb. 4c) charakterisiert (Rotach 1999). Oberhalb der URS nehmen diese Einflüsse auf das Strömungsfeld ab, so dass ein weitgehend homogenes Turbulenzfeld vorliegt. In Analogie zur Bodenschicht des Umlandes kann wiederum eine Quasikonstanz der turbulenten Flussdichten angenommen werden (z.B. Roth 2000). Den Abschluss nach oben bildet die städtische Mischungsschicht (engl. *urban mixing layer*, UML), deren Mächtigkeit im Durchschnitt ein bis zwei Kilometer beträgt. Hier schwindet allmählich der Einfluss der Schubspannung zugunsten der Zunahme von Gradient- und Corioliskraft. Erst in der freien Atmosphäre (engl. *free atmosphere*, FA), die über dem städtischen „Störkörper“ in einer größeren Höhe als über dem Umland beginnt, lässt sich ein Stadteffekt kaum noch nachweisen.

Die vorgenannte schematische Gliederung der Stadtatmosphäre kann durch die vorherrschende Windströmung modifiziert werden. So entwickelt sich luvseitig vom Rauigkeitssprung Umland-Stadt in Abhängigkeit von der Stärke der Wechselwirkungen mit der Unterlage ihre Mächtigkeit, erreicht im Idealfall ein Maximum über der Stadt und passt sich leeseitig nach Überschreiten der Bebauungsgrenzen wieder den vom Umland vorgegebenen Oberflächenverhältnissen an. Allerdings kann oberhalb der Umlandbodenschicht (engl. *rural layer*, BL) die städtische Abluftfahne (engl. *urban plume*, UP) bei entsprechenden Windverhältnissen noch mehrere Kilometer fortbestehen und - turbulenzbedingt - auch den Boden erreichen, bevor sie endgültig aufgelöst wird. In Einzelfällen kann das dazu führen, dass weitab von den Siedlungsgebieten stadtklimatische Verhältnisse im Umland auftreten.

Unter windarmen Strahlungswetterbedingungen weist die Stadtatmosphäre mit ihrem Schichtenaufbau eine gut strukturierte Abhängigkeit im Tagesgang auf, wobei tagsüber durch Konvektion die Mischungsschicht wesentlich mächtiger ist als nachts. Das beeinflusst auch die Ausbreitung von Luftbeimengungen und damit deren Konzentrationen.

## KOMPONENTEN DER STADTKLIMATISCHEN GRÖSSEN

### Städtische Energiebilanz

Die städtische Energiebilanz, die sich aus dem Strahlungs- und Wärmehaushalt zusammensetzt, unterliegt zahlreichen Einflüssen, die innerhalb der städtischen Grenzschicht sowohl auf die reflektierenden, streuenden und

absorbierenden gas- und partikelförmigen sowie flüssigen Luftbeimengungen zurückzuführen sind, als auch durch Art, Gliederung, Nutzungsstruktur und Exposition der Oberflächen geprägt werden. Unter der Voraussetzung von Austauscharmut und Niederschlagsfreiheit setzt sich die städtische Energiebilanz an der Grenzfläche Boden/Luft aus den in Gl. 1 genannten Einzelgliedern zusammen:

$$Q^* + Q_{\text{anthr}} + Q_{\text{Met}} + Q_H + Q_E + Q_B = 0 \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (2)$$

mit  $Q^*$  der Strahlungsbilanz,  $Q_{\text{anthr}}$  der anthropogenen Wärmeflussdichte,  $Q_{\text{Met}}$  der metabolischen Wärmeflussdichte,  $Q_H$  der turbulenten fühlbaren Wärmeflussdichte,  $Q_E$  der turbulenten latenten Wärmeflussdichte und  $Q_B$  der Bodenwärmeflussdichte (alle Einheiten in  $\text{W m}^{-2}$ ).

Nach dem Energieerhaltungssatz muss die Summe der einzelnen Glieder der Energiebilanz ausgeglichen sein und wird deshalb gleich zu Null gesetzt. Experimentelle Befunde der vergangenen Jahre haben jedoch gezeigt, dass die Energiebilanzgleichung nicht vollständig geschlossen werden kann, d.h., daß ein Restglied bestehen bleibt. Dieses kann eine Größenordnung von bis zu 40% annehmen. Als Gründe werden sowohl messtechnische als auch messmethodische Einflüsse angeführt (Foken 1998, Weber 2004).

Die Bestimmung der turbulenten Flussdichten lässt sich im städtischen Bereich am genauesten über die direkte und zeitlich hoch aufgelöste Messung turbulenter Fluktuationen der Windvektoren sowie der atmosphärischen Größen wie Temperatur, Wasserdampf oder Luftbeimengungen mit Hilfe der Eddy-Kovarianzmethode durchführen (z. B. Nemitz et al. 2002, Foken 2003). Die Messungen sollten oberhalb des Gebäudeniveaus, also außerhalb der URS, durchgeführt werden. Der Bodenwärmestrom kann dann als Residuum aus der Energiebilanzgleichung (vgl. Gl. 2) bestimmt werden. Aufgrund der meist komplexen Stadtstrukturen stehen für den Wärmeumsatz jedoch oftmals weitere aktive Flächen zur Verfügung (z. B. in Straßenschluchten auch hochgelegene Hauswände). Deshalb wird  $Q_B$  in der Stadt zu  $\Delta Q_S$  erweitert, um die Wärmespeicherung zwischen Bodenoberfläche und mittlerem Dachniveau und damit unterhalb der Messhöhe der Eddy-Kovarianzmessungen zu berücksichtigen (vgl. Grimmond und Oke 1999). Zur Erläuterung der physikalischen Ursachen von Energieflüssen werden nachfolgend die Gleichungen zur Bestimmung der Energieflüsse allerdings anhand des Gradientansatzes vorgestellt (Zmarsly et al. 2002). Aufgrund messmethodischer Einschränkungen ist dieser allerdings in der Stadt nur bedingt anwendbar. Nachfolgend wird die Berechnung von Wärmeflussdichten nach dem Gradientansatz gezeigt. Für die turbulente fühlbare Wärmeflussdichte  $Q_H$  gilt:

$$Q_H = - \zeta_L K_L \Delta\Theta/\Delta z \quad (\text{W m}^{-2}) \quad (3)$$

mit  $\zeta_L$  der Wärmekapazitätsdichte der Luft bei konstantem Druck ( $J m^{-3} K^{-1}$ ),  $K_L$  dem turbulenten Diffusionskoeffizienten für die fühlbare Wärmeflussdichte ( $m^2 s^{-1}$ ) sowie  $\Delta\Theta/\Delta z$  dem vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur ( $K m^{-1}$ ). Die turbulente latente Wärmeflussdichte  $Q_E$  kann nach Gl. (4)

$$Q_E = -\rho_w q_v K_W \Delta s / \Delta z \quad (W m^{-2}) \quad (4)$$

mit  $\rho_w$  der Wasserdampfdichte ( $kg m^{-3}$ ),  $q_v$  der spezifischen Verdunstungswärme ( $J kg^{-1}$ ),  $K_W$  dem turbulenten Diffusionskoeffizienten für Wasserdampf in Luft ( $m^2 s^{-1}$ ) sowie  $\Delta s / \Delta z$  dem vertikalen Gradienten der spezifischen Feuchte ( $kg kg^{-1} m^{-1}$ ) berechnet werden. Die Bodenwärmeflussdichte  $Q_B$  schließlich resultiert aus Gl. (5)

$$Q_B = -\lambda \Delta T / \Delta z \quad (W m^{-2}) \quad (5)$$

mit  $\lambda$  dem Wärmeleitfähigkeitskoeffizienten des Bodens ( $W m^{-1} K^{-1}$ ) und  $\Delta T / \Delta z$  dem vertikalen Temperaturgradienten im Boden ( $K m^{-1}$ ). Die Strahlungsbilanz  $Q^*$  setzt sich nach Gl. (6) aus

$$Q^* = K\downarrow - K\uparrow + L\downarrow - L\uparrow - L\uparrow_{refl}. \quad (W m^{-2}) \quad (6)$$

zusammen; mit  $K\downarrow$  der direkten (I) und diffusen (D) Globalstrahlung ( $W m^{-2}$ ),  $K\uparrow$  der kurzwelligen Reflexion ( $= K\downarrow \cdot \alpha$ ) ( $W m^{-2}$ ),  $L\downarrow$  der langwelligen atmosphärischen Gegenstrahlung ( $W m^{-2}$ ),  $L\uparrow$  der langwelligen Ausstrahlung ( $W m^{-2}$ ),  $L\uparrow_{refl}$  der langwelligen Reflexion ( $= L\downarrow(1-\epsilon)$ ) ( $W m^{-2}$ ),  $\epsilon$  dem langwelligen Emissionsgrad (1) und  $\alpha$  der kurzwelligen Albedo (1).

Die Strahlungsbilanz  $Q^*$  ist nicht nur als Ergebnis der Bilanzierung der Strahlungsflussdichten (Gl. 6) aufzufassen, sondern sie stellt gleichzeitig auch die Ausgangsgröße für die Energiebilanz dar (Gl. 2).

Die Richtung der Strahlungsflussdichten wird durch die Vorzeichen angegeben, wobei diese positiv sind, wenn sie zu den Bezugsflächen gerichtet sind, und negativ, wenn sie von diesen weggerichtet sind. Bei den Wärmeflussdichten müssen zusätzlich die Vorzeichen der vorherrschenden Gradienten berücksichtigt werden, so dass bei negativen Gradienten die Vorzeichen der Flüsse positiv, im anderen Falle negativ sind.

Werden lange Betrachtungszeiträume zugrundegelegt, unterscheiden sich in der Summe die städtische und ländliche Bilanz nur geringfügig. Die Differenzen der Einzeltermine sind zwar groß, im Ergebnis kompensieren sie sich jedoch annähernd. Werden hingegen kleine Zeitintervalle betrachtet, fallen die Unterschiede stärker ins Gewicht (Helbig 1987).

Insgesamt zeichnet sich die städtische Strahlungsbilanz im Allgemeinen dadurch aus, dass sich in Abhängigkeit von der Luftverschmutzung die kurzwelligen Strahlungsflussdichten im Vergleich zum Umland verringern (Kuttler und Schaefers 2000), im langwelligen Bereich jedoch erhöhen. In summa resultieren daraus im Allgemeinen etwas niedrigere Werte im versiegelten als im nicht versiegelten Bereich. Zugleich ist allerdings die kurzwellige Albedo der oft durch dunkle Oberflächen und Mehrfachreflexionen im dreidimensionalen Baukörper geprägten Stadt geringer (vgl. Helbig et al. 1999).

Die langwelligen Strahlungsflussdichten werden durch die Temperatur der Oberflächen und der Atmosphäre (auch durch die Luftfeuchtigkeit und weitere infrarotaktive Spurenstoffe) sowie die entsprechenden langwelligen Emissionsgrade ( $\epsilon$ ) bestimmt. Auf die langwellige effektive Ausstrahlung ( $-L\uparrow + L\downarrow - L\uparrow_{refl}$ ) wirkt sich in Straßenschluchten neben den meist höheren Oberflächentemperaturen insbesondere der Himmelssichtfaktor (engl. *sky view factor*, SVF; vgl. Abb. 4) aus, der sich aus dem Quotienten der aktuellen Himmelssicht zum potentiell freien Himmel ergibt (Blankenstein und Kuttler 2004).

Tab. 10: Größen der Energiebilanz eines Vorort- und Umlandstandortes im Großraum Vancouver B.C. (49° N; Mittelwerte von 30 Sommertagen), nach Cleugh und Oke (1986)  
Table 10: Values of energy budget of suburban and rural sites in the great area of Vancouver B.C. (49°N, means of 20 summer days), according to Cleugh and Oke (1986)

Größen	Vorortstandort	Umlandstandort	(Stadt/Land) 100 %
Albedo in %	13	20	65
Strahlungsbilanz $Q^*$	136,5 $W m^{-2}$ <sup>a</sup>	150,5 $W m^{-2}$ <sup>a</sup>	91
Fühlbarer Wärmestrom $Q_H$	74,1 $W m^{-2}$ = 54 %	46,4 $W m^{-2}$ = 31 %	160
Latenter Wärmestrom $Q_E$	48,6 $W m^{-2}$ = 36 %	100,6 $W m^{-2}$ = 67 %	48
Bowen-Verhältnis $B_o$	1,52	0,46	330
$Q_E/Q^*$	0,36	0,67	54
Bodenwärmestrom $Q_B$	13,8 $W m^{-2}$ = 10 %	3,5 $W m^{-2}$ = 2 %	394

<sup>a</sup> = 100%

Wie sich die Energiebilanz eines Vorort- von der eines Umlandstandortes unterscheidet, ist Tab. 10 zu entnehmen. In diesem Beispiel wurde  $Q_{Met}$  nicht berücksichtigt und für  $Q_{anthr}$  angenommen, daß dieser Term in den anderen Gliedern enthalten ist. Nach diesem Beispiel beläuft sich die Strahlungsbilanz des Vorortes auf 91% des Umlandes.  $Q_H$  erreicht im bebauten Gebiet 160%, während  $Q_E$  am Vorortstandort infolge geringerer Verdunstung deutlich reduziert ist. Hingegen ist die Bodenwärmeflussdichte  $Q_B$  im Vorort um fast 400% erhöht, was auf die große thermische Speicherfähigkeit der Gebäude und andere versiegelte Flächen zurückgeführt werden kann. Diese Speiche-



ung kann als Hauptursache der im folgenden Kapitel beschriebenen städtischen Überwärmung bezeichnet werden.

Zusammenfassend kann für dieses Beispiel festgestellt werden, daß innerhalb der bebauten Fläche nur 36 % von  $Q^*$  für  $Q_E$  aufgewendet wird, während dieser Anteil im Umland mit 67 % deutlich höher ist. Auch zeigt sich, daß  $Q_H$  im Vorort einen wesentlich höheren Anteil an der Energiebilanz aufweist als am Umlandstandort. Auch das Bowen-Verhältnis  $B_o$  erreicht im Vorort Werte  $> 1$  und ist – in diesem Fall – mehr als dreimal so hoch wie im vegetationsbedeckten Umland. Neuere Untersuchungen zu diesem Problem belegen die Größenordnung der hier dargestellten Werte (z. B. Christen u.a. 2003).

### Städtische Überwärmung

Die im Vergleich zum Umland höheren Luft- und Oberflächentemperaturen in Siedlungsgebieten ( $\Delta T = T_{\text{Stadt}} - T_{\text{Umland}}$ ) sind auf die unterschiedlich starke Ausprägung der einzelnen Glieder der natürlichen Energiebilanz sowie auf die zusätzliche Freisetzung anthropogener Wärme  $Q_{\text{anthr}}$  zurückzuführen. Der hierfür verwendete Begriff „städtische Wärmeinsel“ (engl. *urban heat island*, UHI) beschreibt stark generalisierend das Faktum einer inselartig ausgebildeten städtischen Überwärmung, die von einem kühleren Freiland umgeben wird. Wärmeinseln sind in mitteleuropäischen Städten wegen der vorher genannten Gründe hauptsächlich bei ruhigem Strahlungswetter nachts ausgebildet.

Grundsätzlich lassen sich verschiedene Typen städtischer Überwärmungen – räumlich und zeitlich durchaus voneinander getrennt auftretend – unterscheiden (Hupfer und Kuttler 1998). Hierzu zählen die Bodenwärmeinsel, die Stadthindernisschichtwärmeinsel (UHI der UCL) und die Stadtgrenzschichtwärmeinsel (UHI der UBL; s. Abb. 4b).

Die vom Untergrund her beeinflusste Bodenwärmeinsel wird durch die Höhe der Oberflächentemperaturen bestimmt. Da dieser Wärmeinseltyp im wesentlichen deckungsgleich mit der Verbreitung der bebauten Gebiete ist, kann sie als flächenscharf ausgebildet angesehen werden. Ihr Nachweis erfolgt anhand der Messung von Oberflächentemperaturen.

Die Stadthindernisschichtwärmeinsel (UHI der UCL), die sich auf den Luftraum zwischen Boden und mittlerer Dachhöhe bezieht, ist auf die Oberflächenvergrößerung und Energiefreisetzung ( $Q_H$ ,  $Q_{\text{anthr}}$ ), eine erhöhte atmosphärische Gegenstrahlung ( $L_{\downarrow}$ ) sowie eine verringerte effektive Ausstrahlung durch die Horizonteinschränkung (SVF) in Straßenschluchten zurückzuführen. Nachgewiesen wird sie mit Hilfe von stationär oder mobil durchgeführten Lufttemperaturmessungen. Dieser Wärmeinseltyp fällt in seiner Verbreitung nur noch grob mit der bebauten Fläche zusammen, da es sich hierbei um ein überwärmtes Luftvolumen handelt, das schon bei geringer

Luftbewegung, zum Beispiel auch durch zufließende Umlandkaltluft (Flurwind), einer dreidimensionalen Deformation unterliegt.

Darüber schließt sich die Stadtgrenzschichtwärmeinsel (UHI der UBL) an, deren Entstehung auf turbulenten Wärmetransporten von unten, aber auch von oben beruht. Dieser Wärmeinseltyp kann sich bereits schon soweit in die Atmosphäre erstrecken, dass seine Ausbreitung dem übergeordneten Wind unterliegt und zu der erwähnten leewärtigen Abdrift der Abluffahne UP führt. Der Nachweis dieses Wärmeinseltyps erfolgt zum Beispiel durch Messungen der entsprechenden Parameter mittels Vertikalsondierungen oder Fernerkundungsverfahren.

Grundsätzlich lässt das Auftreten städtischer Wärmeinseln neben der Wetterlagenabhängigkeit eine enge Bindung an den jeweiligen Messstandort sowie die Tages- und Jahreszeit erkennen. Zu dessen Erläuterung werden Daten aus dem Bereich der Stadthindernisschichtwärmeinsel in der UCL für eine mitteleuropäische Großstadt (Abb. 5) herangezogen.

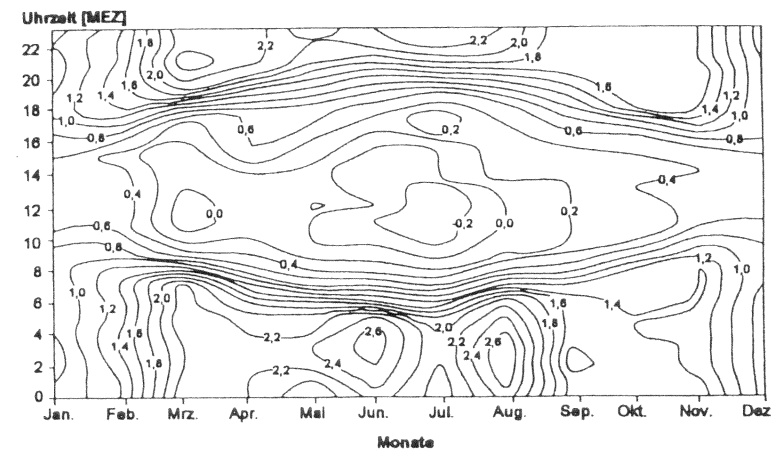


Abb. 5: Stündliche Differenzen der Lufttemperaturen (K) zwischen einer Innenstadt- und einer Freilandstation ( $\Delta T_{S-U}$ ) in der UCL (Großraum Düsseldorf, Messhöhe: 2 m ü. Gr.; Messperiode 1/93–1/9), nach Kuttler (1997)

Fig. 5: Hourly differences of air temperature (K) between inner city and open land station in UCL (great area Düsseldorf, measurement level 2m, period 1/93–1/94), according to Kuttler (1997)

Die größten UHI-Intensitäten treten erwartungsgemäß in der zweiten Nachthälfte der Sommermonate Juni bis August auf, wobei sich die Wetterlagenabhängigkeit in der zellulär auftretenden Überwärmungsstruktur widerspiegelt. Im Vergleich zur Nacht ergeben sich zur Mittagszeit hingegen

während aller Monate des Jahres keine oder nur schwach positive Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland (Parlow 2003)). Im Juli kommt es sogar zu einer Umkehr der Verhältnisse (zwischen 11 Uhr und 14 Uhr), wobei die leicht negative Temperaturdifferenz auf eine etwas stärkere Erwärmung des Umlandes hindeutet. Diese überwiegend während starker Einstrahlung auftretende Situation ist auf den Schattenwurf der Gebäude, auf die Verlagerung der maßgeblichen Strahlungsreferenzflächen vom Straßenniveau und auf die Ableitung von Wärme in die Baumaterialien ( $\Delta Q_s$ ,  $Q_B$ ) zurückzuführen.

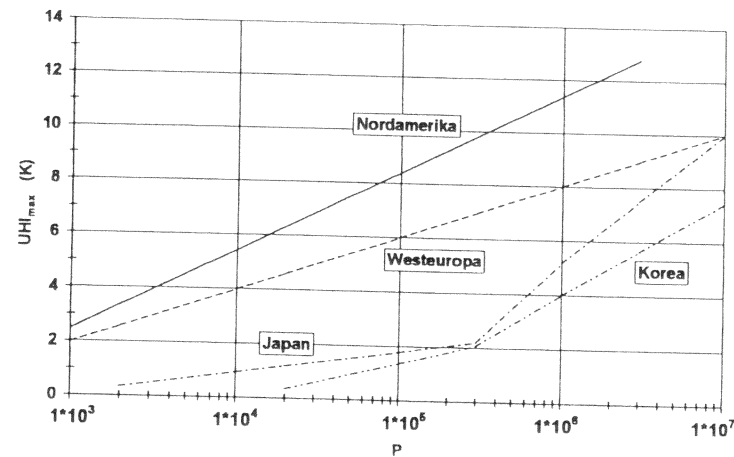


Abb. 6: Abhängigkeit der maximalen städtischen Wärmeinselintensität vom Logarithmus der Stadtbevölkerung für Städte in Nordamerika, Westeuropa, Japan und Korea (nach einer Zusammenstellung aus Matzarakis 2001)

Fig. 6: Dependence of maximum urban heat island intensity from logarithm of inhabitants for cities in Northern America, Western Europe, Japan and Korea (based on compilations by Matzarakis 2001)

Grundsätzlich lassen sich für die Intensität der städtischen Wärmeinseln negative Abhängigkeiten zur Höhe der Windgeschwindigkeit und zum Wolkenbedeckungsgrad, positive Zusammenhänge hingegen zur stabilen Schichtung der Umlandatmosphäre erkennen. Neben den genannten meteorologischen Einflussgrößen steuern aber auch die spezifischen städtischen Oberflächenbedeckungen sowie die meist an die Einwohnerzahl gekoppelte Stadtgröße die städtische Überwärmung (Abb. 3). Es zeigt sich, dass die Abhängigkeit der maximalen UHI von der Bevölkerungsdichte positiv ist ( $0,74 < R^2 < 0,98$ ). Die verschiedenen Steigungsmaße der Regressionsgeraden

hängen mit den jeweiligen Bauweisen und landestypischen Wirtschaftsformen zusammen. Die extremen Unterschiede im Verlauf der Regressionsgeraden kleiner und großer asiatischer Städte dürften darauf beruhen, dass in kleineren Städten mehr Holz als Baumaterial verwendet wird, eine eher ländliche Lebensweise üblich ist und eine im Vergleich zu den Millionenstädten andere Flächennutzung im Umland vorherrscht.

### Bodennahes Windfeld

Bebaute Gebiete zeichnen sich im Vergleich zum flachen Umland auch durch eine Modifikation des horizontalen und vertikalen Windfeldes aus. Die Gründe hierfür sind sowohl in der größeren Bodenreibung durch die städtischen Strömungshindernisse zu sehen als auch in der Beeinträchtigung des Luftdruckfeldes durch die städtische Wärmeinsel. Zu den Charakteristika der Luftströmung in Siedlungsgebieten zählen im Allgemeinen

- niedrigere Windgeschwindigkeiten,
- häufigeres Auftreten von Windstillen,
- höhere Anzahl an Schwachwindstunden,
- Zunahme der mechanischen und thermischen Turbulenz sowie der Böigkeit und
- eine durch die Feingliederung der Oberfläche vorgegebene, meist starke Beeinflussung der Windrichtungen als Folge der Kanalisierung durch Straßenschluchten.

Die gegenüber dem Umland auftretenden geringeren Windgeschwindigkeiten rufen in der Regel bodennah ein konvergentes zyklonales Strömungsmuster hervor, woraus aufsteigende Luftströmungen resultieren. Die stadtbedingten Windgeschwindigkeitsveränderungen sollen am Beispiel des Großraums Düsseldorf kurz erläutert werden (Tab. 11a). Den Daten ist zu entnehmen, dass sich die Geschwindigkeitswerte im Vergleich zum Umland um bis zur Hälfte reduzieren können. Interessanterweise treten niedrigere Geschwindigkeiten nicht nur in dicht bebauten Gebieten auf, sondern finden sich auch in Grünflächen (Windbremsung durch Bäume und Sträucher) – ein für die Gestaltung von Städten in Hinblick auf die bodennahe Austauschproblematik nicht zu vernachlässigendes Problem. Besonders deutlich ergeben sich flächennutzungsabhängige Unterschiede, wenn die Anzahl von Schwachwindstunden betrachtet wird (Tab. 11b). Hier treten städtische Grünflächen mit den höchsten Summenwerten auf, gefolgt von den Klimatopen Innenstadt (rheinfarn) und Industriegebiete. Die Gegenüberstellung von „rheinfarn“ und „rheinnahen“ Standorten belegt außerdem, dass in Flussnähe Schwachwindperioden wesentlich seltener sind, was auf die Austauschgunst dieses Klimatops zurückzuführen ist (geringere Rauigkeitslängen, Kanalisierung).

Tab. 11: (a) Mittlere stündliche Windgeschwindigkeiten ( $\bar{u}$ ) sowie (b) Anzahl, Summe und maximale Dauer von Schwachwindepisoden ( $\bar{u} \leq 1,5 \text{ m s}^{-1}$ ) in verschiedenen Klimatopen der Stadt Düsseldorf (Messperiode: 1/93–1/94; Messhöhe: 4–6 m ü. Gr.; nach Kuttler 2000; verändert)

Table 11: (a) Averaged hourly wind speeds ( $\bar{u}$ ) and (b) number, sum and maximum duration of low wind episodes ( $\bar{u} \leq 1,5 \text{ m s}^{-1}$ ) in different micro climates in the city Düsseldorf (measurement period 1/93 – 1/94; Measurement level 4–6 m above ground, changed according to Kuttler (2000))

(a)	Freiland	Vorort	Industriegebiet	Grünfläche	Innenstadt, rheinfern	Innenstadt, rheinnah	Gewerbegebiet	Aue
$\bar{u}$ (in $\text{m s}^{-1}$ )	3,5	2,4	2,1	1,7	2,0	2,5	1,9	2,6
(%) <sup>b</sup>	100	69	60	49	57	71	54	74
(b)	Episodendauer (in h) der Fallzahlen; Standorte wie oben mit Angabe							
$\leq 6$	20	153	201	252	231	130	198	171
> 6 bis 9	17	68	54	82	104	66	71	82
10 bis 19	2	77	129	138	110	59	95	80
20 bis 29	1	7	17	23	13	3	22	8
30 bis 39	0	0	0	5	1	0	5	1
> 40	0	1	1	4	3	2	5	0
Summe:	40	306	402	504	462	260	396	342
Andauer <sup>c</sup> (in h)	22	42	42	60	45	71	74	31

<sup>a</sup> Kuppe

<sup>b</sup> bezogen auf Freilandwert (= 100%)

<sup>c</sup> Höchstdauer einer Schwachwindepisode

Städte weisen allerdings nicht immer eine im Verhältnis zum Umland niedrigere Windgeschwindigkeit auf, wie es vorab für die durchschnittlichen Verhältnisse beschrieben wurde. Wird nämlich die Differenz der Windgeschwindigkeiten zwischen Stadt und Umland ( $\Delta u = u_s - u_r$ ) in Abhängigkeit von der Umlandwindgeschwindigkeit analysiert (Abb. 7), dann stellt sich heraus, dass es einen Grenzwert gibt, der zu einem Vorzeichenwechsel führt. Dieser liegt im dargestellten Beispiel bei  $\leq 4 \text{ m s}^{-1}$  (im Mittel ab  $1,5 \text{ m s}^{-1}$ ).

Offensichtlich ist es so, dass bei niedrigeren Umlandwindgeschwindigkeiten in der Stadt relativ höhere Werte auftreten können. Der Grund dürfte auch in der städtischen Wärmeinsel zu suchen sein, die sich gerade bei Schwachwindlagen besonders stark ausprägt. Weitere Klarheit schafft hier ein Vergleich des Tagesganges der positiven Windgeschwindigkeitsdifferenzen  $\Delta u$  mit den entsprechenden Temperaturdifferenzen zwischen Stadt und Umland UHI (Abb. 8).

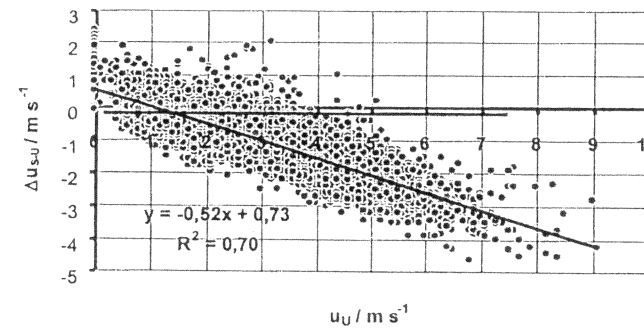


Abb. 7: Abhängigkeit der Windgeschwindigkeitsdifferenzen Stadt und Umland ( $\Delta u_{\text{Stadt-Umland}}$ ) von der Umlandwindgeschwindigkeit (nach Daten aus Dütemeyer 2000)

Fig. 7: Dependence of wind speed urban-rural differences ( $\Delta u_{\text{Stadt-Umland}}$ ) from the rural wind speed (according to data by Dütemeyer 2000)

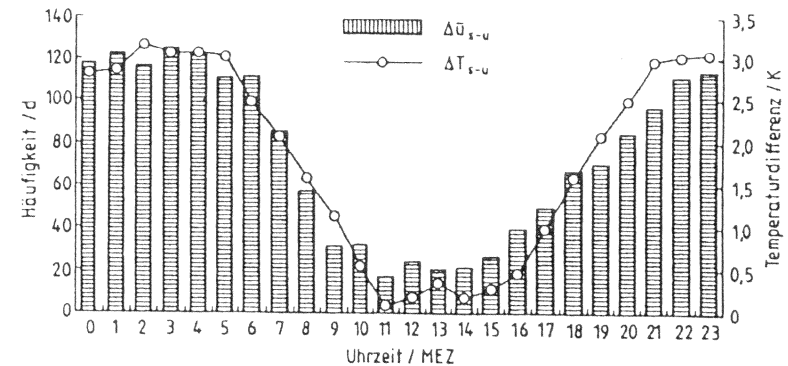


Abb. 8: Häufigkeit der positiven Windgeschwindigkeitsdifferenzen ( $\Delta u_{\text{Stadt-Umland}}$ ) in Tagen als Funktion der diurnalen Wärmeinselintensität ( $\Delta T_{\text{Stadt-Umland}}$ ) in Düsseldorf (Messperiode: 1/93 – 1/94), nach Hupfer und Kuttler (1998)

Fig. 8: Frequency of positive wind speed urban-rural differences ( $\Delta u_{\text{Stadt-Umland}}$ ) in days as function of diurnal heat island intensity ( $\Delta T_{\text{Stadt-Umland}}$ ) in Düsseldorf (measurement period: 1/93 – 1/94), according to Hupfer and Kuttler (1998)

Es zeigt sich, dass etwa zwischen 22 und 5 Uhr MEZ nicht nur die stärksten UHI-Intensitäten auftreten, sondern mit diesen auch die größte Häufigkeit der Windgeschwindigkeitsüberhöhung im Stadtgebiet zusammenfällt. Während im Umland zu dieser Zeit meist eine bodennahe Temperaturinversion vorherrscht, zeichnet sich die Innenstadt wegen der durch den Wärmeinsel-

fekt verursachten thermischen Turbulenz durch labile beziehungsweise neutrale atmosphärische Schichtungsverhältnisse aus. Der hierdurch verbesserte Austausch kann zu einer leicht höheren Windgeschwindigkeit im Stadtbereich führen. Verfügt die Stadt über geeignete Ventilationsbahnen, die die Verbindung zum Umland herstellen, kann Umlandkaltluft dem Stadtkörper zugeführt werden. Derartige als Flurwinde bezeichnete Windströmungen (Barlag und Kuttler 1990/91) können jedoch nur dann die klimatischen und lufthygienischen Verhältnisse in Innenstadtbereichen verbessern, wenn die Umlandkaltluft möglichst tief ins Stadttinnere vordringen kann. Dazu bedarf es in erster Linie rauigkeitsarmer Luftleitbahnen (Mayer u.a. 1994), zu denen zum Beispiel Ein- und Ausfallstraßen, Bahntrassen (Weber und Kuttler 2003), Grünflächen sowie Fließ- beziehungsweise Stillgewässer zählen (vgl. Kuttler 2000).

### Luftfeuchtigkeits- und Niederschlagsverhältnisse

Die städtischen Luftfeuchtigkeits- und Niederschlagsverhältnisse sind vor dem Hintergrund der in Gl. 6 dargestellten städtischen Wasserbilanz zu sehen, die sich in der Fassung von Helbig (1987) aus folgenden Einzelgliedern zusammensetzt:

$$P + F + W + ET + \Delta R + \Delta S + \Delta A = 0 \quad (\text{mm Zeiteinheit}^{-1}) \quad (7)$$

mit P dem Niederschlag, F der Wasserfreisetzung durch Verbrennungsprozesse, W der kanalisierten Wasserzufuhr aus Flüssen oder Staubecken, ET der Evapotranspiration,  $\Delta R$  dem Nettoabfluss,  $\Delta S$  der Nettowasserspeicherung und  $\Delta A$  der Nettofeuchteadvektion. Alle Einheiten in mm Zeiteinheit<sup>-1</sup>.

Von den hier genannten Quellen- und Senkentermen werden F und W durch den Menschen im wesentlichen direkt beeinflusst, während ET,  $\Delta R$  und  $\Delta S$  über den Anteil der versiegelten Fläche beziehungsweise durch die Oberflächenverdichtung einer eher indirekten anthropogenen Steuerung unterliegen. Über die Höhe der Wasserfreisetzung durch Verbrennungsprozesse F und deren Anteil an der Gesamtsumme (Gl. 7) finden sich in der Literatur widersprüchliche Angaben. Einerseits wird diesem Faktor ein relativ großer Einfluss beigemessen (Mayer u.a. 2003), andererseits wird die Beeinträchtigung als marginal angesehen (Arnfield 2003, Grimmond et al. 1986). Dieses Problem kann hier nicht gelöst werden; eine Abhängigkeit von der jeweiligen Stadtgröße und den Nutzungsstrukturen ist anzunehmen.

### Luftfeuchtigkeit

Im Gegensatz zu Untersuchungen zum thermischen Verhalten von Stadtkörpern liegen bislang nur wenige Arbeiten vor, die über das Verhalten der Luftfeuchtigkeit im besiedelten Bereich erschöpfend Auskunft geben. Erschwerend kommt hinzu, dass die geographische Lage und Jahreszeiten einen eher großräumig gesteuerten Einfluss auf die Verteilung dieses Klimaelementes haben. Wie bei allen Stadtklimauntersuchungen hängen auch in diesen Fällen die Ergebnisse davon ab, an welchen Standorten und bei welcher Wetterlage letztendlich gemessen wurde. Nachfolgend werden die Luftfeuchtigkeitsverhältnisse exemplarisch für drei Standorte im Großraum München dargestellt (Mayer u.a. 2003), die für die Wohngebietssituation und die Aufenthaltsdauer der Bewohner als typisch angesehen werden können. Für dieses Beispiel wird auf den Dampfdruck VP als konservative Größe und nicht auf die relative Feuchte zurückgegriffen, da sich letztere invers zur Lufttemperatur verhält und deshalb nicht für eine Diskussion über Luftfeuchteunterschiede zwischen Stadt und Umland geeignet ist. Bei den Standorten handelt es sich um:

- Stadtzentrum, Innenhof (SVF = 0,25; Versiegelungsanteil der Umgebung: 80%)
- Stadtzentrum, Park (SVF<sub>Sommer</sub> = 0,15, SVF<sub>Winter</sub> = 0,65; Versiegelungsanteil der Umgebung: 20%)
- Stadtrand, Grünfläche (kurz gehaltener Rasen, SVF<sub>Sommer</sub> = 0,55; SVF<sub>Winter</sub> = 0,80; Versiegelungsanteil der Umgebung: 5%).

Die Luftfeuchteverhältnisse werden als städtischer Feuchteüberschuss (engl. Urban Moisture Exzess, UME) auf der Basis der Differenzen zwischen Stadtzentrum, Innenhof und Stadtrand, Grünfläche ( $\Delta VP = VP_{\text{Stadtzentrum}} - VP_{\text{Stadtrand}}$ ) für einen mittleren Tagesgang im Sommer und Winter dargestellt. Wie Abb. 9a zeigt, weist der städtische Feuchtigkeitsüberschuss UME im Sommer einen gut strukturierten, im Winter (Abb. 9b) hingegen kaum einen Tagesgang auf.

Im Sommer ergeben sich zwei Maxima positiver Feuchtedifferenzen, und zwar tagsüber und nachts, die durch Minima morgens (8 Uhr) und abends (20 Uhr) voneinander getrennt sind. Dabei ist die Ausbildung des Tagesganges (Abb. 9a) im Wesentlichen auf die relativ starken diurnalen Feuchteschwankungen des Umlandstandortes zurückzuführen. Während im Umland zum Beispiel die Luftfeuchtigkeit morgens (zwischen 4 und 8 Uhr) hohe Werte aufweist, ändert sich die Luftfeuchtigkeit am Innenstadstandort während dieses Zeitabschnittes kaum.

Erst nach 8 Uhr nimmt die Luftfeuchtigkeit am Umlandstandort deutlich ab, während sie sich im Stadtzentrum leicht erhöht und erst wesentlich später und auch langsamer dort wieder niedrigere Werte annimmt.

Abb. 9a: Mittlere Tagesgänge der städtischen Feuchteinsel UME und der städtischen Wärmeinsel UHI in 2 m Höhe ü. Gr. im August, nach Mayer et al. (2003)  
 Fig. 9a: Mean diurnal variation of urban moisture island UME and urban heat island UHI at 2m level in August, according to Mayer et al. (2003)

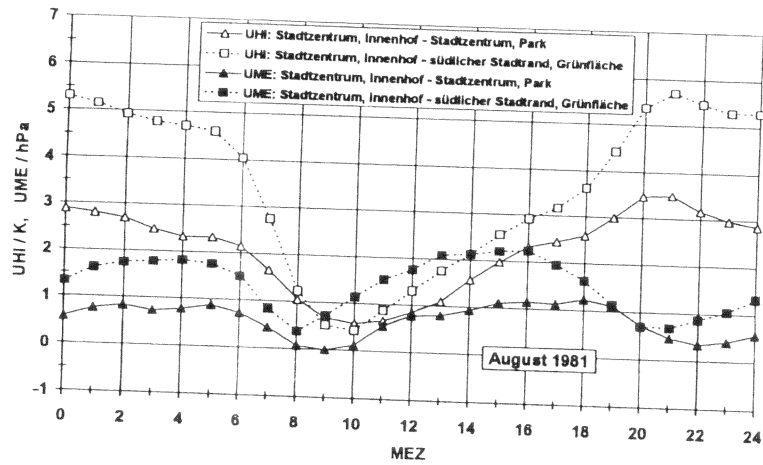
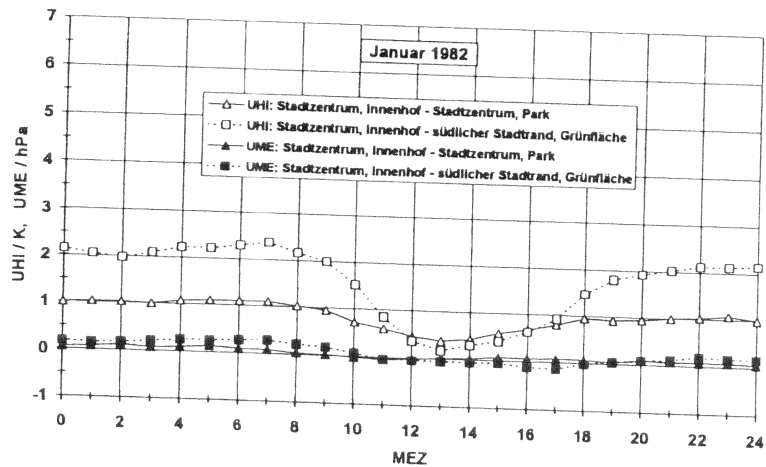


Abb. 9b: Mittlere Tagesgänge der städtischen Feuchteinsel UME und der städtischen Wärmeinsel UHI in 2 m Höhe ü. Gr. im Januar, nach Mayer et al. (2003)  
 Abb 9b: Mean diurnal variation of urban moisture island UME and urban heat island UHI at 2m level in January, according to Mayer et al. (2003)



Die im Vergleich zum Innenstadtstandort größere Tagesamplitude im Umland dürfte auf die hier wesentlich stärker einflussnehmenden Faktoren der bodennahen atmosphärischen Schichtungs- und damit Austauschverhältnisse zurückzuführen sein als im Stadtzentrum. Während im Umland morgens bei noch stabiler Schichtung die einsetzende Evapotranspiration zuerst einmal für einen Anstieg der Luftfeuchtigkeit sorgt, nimmt diese nach 8 Uhr durch die beginnende Konvektion ab. Abends steigt der Dampfdruck in der bodennahen Umlandatmosphäre bei zunehmender Stabilisierung trotz abnehmender Evapotranspiration zunächst wieder an, um dann nachts endgültig niedrige Werte durch weiter nachlassende – letztendlich eingestellte – Verdunstung und eventuell Tauabsatz zu erreichen. Die Luftfeuchtigkeit am Innenstandort unterliegt hingegen nur geringen Tagesschwankungen, da die atmosphärischen Schichtungsverhältnisse hier nur schwachen Schwankungen ausgesetzt sind und - wegen der höheren Temperaturen - die Evapotranspiration, auch nachts wirksam sein kann.

Abb. 9 enthält ergänzend zu den UME-Werten die Daten zur Ausbildung der städtischen Wärmeinsel UHI. Danach ergibt sich folgendes Bild: Während im Sommer (Abb. 9a) für die zweite Nachthälfte eine enge positive Abhängigkeit zwischen beiden Größen vorherrscht, lässt sich für den restlichen Teil des Tages ein nur noch loser Zusammenhang zwischen beiden Größen erkennen. Im Winter (Abb. 9b) besteht zwischen der UME und der UHI jedoch ein sehr enger Zusammenhang ( $R^2 = 0,9$ ).

Auf Basis der vorgenannten Ergebnisse bleibt festzustellen, daß es in der Stadt im Sommer feuchter ist als im Umland, während im Winter die Unterschiede zwischen beiden Standorten verschwinden. Differenziertere Ergebnisse liegen bei ausschließlicher Analyse der Luftfeuchteverhältnisse während Strahlungswetterlagen vor. Bei Vorherrschen dieser Witterung dürfte die Stadtatmosphäre tagsüber trockener und nachts feuchter sein als das Umland (Tapper 1990).

Die Gründe, die zum städtischen Feuchteüberschuss UME führen, dürften allgemein darauf beruhen (Mayer et al. 2003), dass

- wegen der städtischen Wärmeinsel UHI auch nachts Verdunstung auftreten kann,
- es in der Stadt nachts seltener und schwächer ausgeprägt zu Tauabsatz kommt als im Umland,
- in der UBL nachts vom Umland feuchtere Luft über die Advektion in die Stadt transportiert werden kann, wo durch turbulenten Luftmassenaustausch zwischen UBL und UCL der oberflächennahen Schicht Feuchtigkeit zugeführt wird und
- in der Stadt durch verschiedene technische Prozesse Wasser freigesetzt wird und in die Atmosphäre gelangt.

## Niederschlagsverhältnisse

Auch für die städtischen Niederschlagsverhältnisse liegt bisher – trotz verschiedentlich durchgeführter Messkampagnen (vgl. Lowry 1998) – zu wenig Datenmaterial vor, um ein abschließendes Bild in bezug auf dieses Klimaelement in Stadtgebieten zu zeichnen. Vielfach werden in diesem Zusammenhang Modellaussagen bemüht. Generell wird davon ausgegangen, daß Stadtgebiete die Entstehungsprozesse und die räumliche Verteilung insbesondere von sommerlichen Konvektionsregen beeinflussen, jedoch selbst keinen oder nur geringen zusätzlichen Niederschlag erzeugen. Grundsätzlich werden drei Prozesse unterschieden, die auf die städtische Niederschlagsstruktur Einfluss nehmen. Allerdings lässt sich der jeweilige Anteil der genannten Faktoren am Ergebnis des Gesamtprozesses nicht immer eindeutig ermitteln. Als niederschlagsverändernde Prozesse durch Stadtgebiete ergeben sich nach Schütz (1995):

- Beeinflussung der Wolkendynamik durch den Wärmeeinseleffekt und die städtische Oberflächenrauigkeit,
- Eingriffe in wolkenphysikalische Prozesse durch Partikelemission aus verschiedenen Quellen und
- Modifizierung der Grenzschichtprozesse durch rauigkeitsbedingte Tropfenablenkung im bodennahen Windfeld.

Im Einzelnen resultiert daraus folgendes: Die städtische Wärmeinsel und die Rauigkeit verursachen sowohl ein Anheben als auch Umfließen der auf eine Stadt zuströmenden Luft. Dadurch kommt es zu lateraler Konvergenz in Lee, die durch vertikale Divergenz ausgeglichen wird.

Die Eignung von Partikeln als Wolkenkondensationskerne (CCN), die urban-industriellen Gebieten entstammen, hängt von ihrer Größe und Oberflächenbeschaffenheit ab. Atmosphärische Spurenstoffe, die aus löslichen oder oberflächenaktiven Stoffen bestehen und die sich Partikeln anlagern, können ebenfalls die Niederschlagsbildung beeinflussen (Möller 2003). Die Veränderung der Größenspektren und oberflächenchemischen Eigenschaften kann erheblich die Kondensationsfähigkeit der Atmosphäre beeinflussen; so führen mehr kleine CCN zu mehr Bewölkung mit kleinen Tröpfchen (höhere optische Dichte) und weniger Niederschlag (*Twomey*-Effekt).

Darüber hinaus bedingen größere Rauigkeitslängen Auslenkungen der fallenden Niederschlagstropfen von der Lotrechten, die insbesondere bei kleintropfigem Regen mehrere hundert Meter in Windrichtung betragen können. Dieser Effekt kommt einem „Auskämmen“ durch Strömungshindernisse sehr nahe.

Von den hier genannten Einflussgrößen, die für die städtische Niederschlagsmodifikation als wesentlich angesehen werden, weist die städtische

Überwärmung offenbar den größten Einfluss auf. So ist zum Beispiel die Zahl der sommerlichen konvektiv bedingten Niederschläge (Starkregen, Gewitter) über bebautem Gebiet deutlich erhöht (Landsberg 1981). Zugleich tritt nach Braham et al. (1981) und Schütz (1996) zum ansonsten typischen Nachmittagsmaximum des Konvektionsniederschlages ein sekundäres Maximum in den späten Nacht- oder frühen Morgenstunden auf, wenn die städtische Wärmeinsel am stärksten ausgeprägt ist. Durch die dargestellten Faktoren dürfte es zu einer Umverteilung der Regenspenden kommen, wobei insbesondere in Lee von Stadtgebieten höhere Niederschlagssummen zu erwarten sind als an anderen Stellen (Changnon 1981).

Im Gegensatz zu den genannten niederschlagsverstärkenden oder sogar -auslösenden Faktoren ergab eine Analyse satellitengestützter Auswertungen von Abluffahrten großer Ballungsräume (Rosenfeld 2000), dass industriell verschmutzte Luft mit  $r < 14 \mu\text{m}$  offensichtlich wesentlich kleinere Partikeln enthält als natürliche Wolken mit Kondensationskerngrößen  $r > 25 \mu\text{m}$ . Die kleineren Partikeln sollen die Nukleation stark hemmen beziehungsweise letztlich sogar unterbinden, wodurch eine Regentropfenentstehung verhindert oder zumindest eingeschränkt wird. Das würde bedeuten, dass Städte oder Industriegebiete eher zu einer Unterdrückung der Niederschlagsbildung führen, anstatt diese zu verstärken. Es bleibt abzuwarten, ob die aus den genannten Satellitenmessungen gezogenen Schlüsse auch durch Daten entsprechender Niederschlagsmessnetze bestätigt werden können, was allerdings sehr aufwendig ist. Zudem kommt eine andere, ebenfalls satellitengestützte neuere Analyse des Niederschlagsaufkommens in der Umgebung nordamerikanischer Städte zu einem gegenteiligen Ergebnis (Shepherd et al. 2002).

Auch die Verteilung der festen Niederschläge wird durch Stadtgebiete beeinflusst. So ist zum Beispiel die Zahl der Tage mit einer Schneedecke gegenüber dem Umland gelegentlich reduziert. Dies wird unter anderem auf den Wärmeeinseleffekt und die Schneeräumung zurückgeführt. Zusammen mit dem höheren Anteil vertikaler, nicht schneebedeckter Flächen und der schnelleren Verschmutzung der städtischen Schneedecke bewirkt dies während der betreffenden Wetterlagen deutliche Unterschiede der kurzweiligen Albedo zwischen Stadt und Umland, die den Wärmeeinseleffekt unterstützen (Mayer und Noack 1980).

Wesentlich eindeutiger als die Beeinflussung von Niederschlägen durch große Siedlungsgebiete ist das Auftreten räumlich meist eng begrenzt auftretender so genannter „Stadt- oder Industrieschneefälle“ (Harlfinger et al. 2000), die bisher beispielsweise in Berlin, Mannheim, Freiburg/Brsg., Basel, Bern und Graz nachgewiesen werden konnten. Diese anthropogenen Schneefälle, die auf wenigen Quadratkilometern zu einer Schneedecke von mehreren Zentimetern führen können, werden durch Wasserdampfemittenten (Industrieemissionen) ausgelöst. Sie treten überwiegend in den frühen Morgenstunden

den bei Vorherrschen antizyklonaler Wetterlagen, stark ausgebildeter Temperaturinversion in den unteren Atmosphärenschichten, hoher Luftfeuchtigkeit und geringer Windgeschwindigkeit auf.

### Luftqualitätssituation

Die Luftverschmutzung von Städten stellt ein weltweites Problem dar. Während in den westlichen Industrieländern überwiegend der Kraftfahrzeugverkehr als wichtigste Emissionsquelle auszumachen ist, wird die Luftqualität in den weniger entwickelten Ländern zusätzlich durch Industrieemissionen beeinträchtigt. Auch tragen die Biomasseverbrennung und die Aufwirbelung von Bodenpartikeln in winderosionsanfälligen Gebieten zur Luftbelastung bei. In vielen Großstädten der Erde werden die von der WHO festgesetzten Immissionsgrenzwerte gas- und partikelförmiger Luftbeimengungen erheblich überschritten

Luftverunreinigungen unterliegen nach ihrer Emission der atmosphärischen Transmission. Je nach Vorherrschen der meteorologischen Austauschverhältnisse werden sie dabei angereichert oder verdünnt, chemisch umgewandelt oder abgelagert (Möller 2003). Die Höhe der Luftverschmutzungskonzentrationen weist zeitliche und räumliche Abhängigkeiten auf, die allerdings nicht nur meteorologisch gesteuert sind.

Trendanalysen für einzelne Luftverschmutzungsindikatoren lassen sich für die meisten Großstädte der weniger entwickelten Länder noch nicht in gewünschtem Maße vornehmen, da die bisherigen Messreihen meist zu kurz sind. In Schwellenländern allerdings, die einer beschleunigten wirtschaftlichen Entwicklung unterliegen (zum Beispiel China und Russland), nehmen die Luftverschmutzungskonzentrationen insbesondere bedingt durch den stark anwachsenden Kfz-Verkehr zu. In den westlichen Industrieländern weisen die Zeitreihenentwicklungen der wichtigsten Spurenstoffe unterschiedliche Ergebnisse auf. So lässt sich zum Beispiel für das überwiegend industriebürtige SO<sub>2</sub> feststellen, dass es als Luftverschmutzer nur noch eine untergeordnete Rolle spielt. Ebenso haben die Konzentrationen der überwiegend dem Kfz-Verkehr entstammenden Spurenstoffe NO und NO<sub>2</sub> in den vergangenen Jahren leicht abgenommen, obwohl kein eindeutiger Trend festzustellen ist. Gerade an den höchstbelasteten, verkehrsnahen Messstationen bleibt die Abnahme hinter den Erwartungen zurück. Da gleichzeitig der gesetzliche Jahresgrenzwert für NO<sub>2</sub> durch EU-weite Anpassung an die Vorgaben der Weltgesundheitsorganisation WHO z. B. in Deutschland bis 2010 deutlich sinkt, bleibt die Einhaltung von Grenzwerten an städtischen „Brennpunkten“ auch in Zukunft fraglich, was insbesondere auch für die Feinstäube gilt (Zenger 2002). Für die sekundäre Luftverunreinigung O<sub>3</sub> lässt sich – dem NO<sub>x</sub>-Trend vergleichbar – bisher keine eindeutige Entwicklung nachweisen.

Die derzeitige Immissionssituation soll am Beispiel eines großen mitteleuropäischen Ballungsraumes, des Rhein-Ruhr-Gebietes, an repräsentativen Luftverschmutzungsindikatoren erläutert werden (Tab. 12).

Tab. 12: Jahresmittelwerte ( $\bar{x}$ ) und 98%-Werte<sup>a</sup> ausgewählter atmosphärischer Spurenstoffkonzentrationen für das Rhein-Ruhr-Gebiet<sup>b</sup> sowie Verkehrs<sup>c</sup> – und Waldstationen<sup>d</sup>. Messperiode: 1999–2002, nach Landesumweltamt NRW. - = keine Messung

Table 13: Yearly averages ( $\bar{x}$ ) and 98% percentile<sup>a</sup> of selected trace gases for the Rhine-Ruhr area<sup>b</sup> and traffic<sup>c</sup> as well forest<sup>d</sup> stations. Measurement period 1999-2002, according to Landesumweltamt NRW. - means no measurements

Spurenstoff (in $\mu\text{g m}^{-3}$ )	Rhein-Ruhr-Gebiet		Verkehrsstationen		Waldstationen	
	$\bar{x}$	98 %-Wert	$\bar{x}$	98 %-Wert	$\bar{x}$	98 %-Wert
SO <sub>2</sub> <sup>e)</sup>	8	30	8	25	5	8
SST <sup>f)</sup>	38	87	47	102	24	59
NO <sup>e)</sup>	17	125	48	195	4	8
CO <sup>e)</sup>	0,4	1,4	0,8	2,4	-	-
NO <sub>2</sub> <sup>e)</sup>	31	68	46	88	11	38
O <sub>3</sub> <sup>g)</sup>	34	115	-	-	58	126

<sup>a</sup> 98%-Wert: Die dargestellten Werte werden nur von 2% aller Meßwerte überschritten.

<sup>b</sup> Mittelwerte von 37 Stationen (Bonn bis Wesel und Unna bis Krefeld), ohne Verkehrsstationen und Sondermessstationen.

<sup>c</sup> Mittelwerte der Messstationen Düsseldorf-Mörsenbroich und Essen-Ost

<sup>d</sup> Mittelwerte der Messstationen Eggegebirge, Eifel und Rothaargebirge

<sup>e</sup> Mittelwerte aus Halbstundenmittelwerten berechnet, Temperaturbezug 20° C

<sup>f</sup> SST = Schwebstaub; Mittelwerte aus Tagesmittelwerten berechnet, Temperaturbezug 0° C

<sup>g</sup> Mittelwerte aus Stundenmittelwerten berechnet, Temperaturbezug 20° C

Das hier aufgeführte SO<sub>2</sub>, welches jahrzehntelang zu den dominierenden Luftverunreinigungen dieses Raumes zählte, spielt als nunmehr „klassisch“ zu bezeichnender Spurenstoff wegen seines niedrigen Konzentrationsniveaus für die Kennzeichnung der Luftqualität keine Rolle mehr. Auch die anderen Spurenstoffe, die stärker durch den Straßenverkehr verursacht werden, weisen mittlerweile Durchschnittswerte auf, die - bis auf den 98%-Wert von Staub - zu keinen Überschreitungen der entsprechenden Grenzwerte zum Schutz der menschlichen Gesundheit (22. BImSchV vom 11.09.2002) führen. Für die Verkehrsstandorte ergibt sich jedoch ein etwas anderes Bild: Im Vergleich zum „Gebietsmittel Rhein-Ruhr“ resultiert eine zum Teil erheblich höhere Belastung insbesondere durch NO (um den Faktor 2,6 höher), CO (2,0) und NO<sub>2</sub> (1,5). Grenzwertüberschreitungen werden an Straßen sowohl für NO (Jahresmittelwert) als auch für Schwebstaub (Jahresmittel- und 98%-Wert) nachgewiesen. Größendifferenzierte Messungen des Feinstaubes (PM<sub>2,5</sub> und PM<sub>10</sub>) weisen als Verursacher auch den Straßenverkehr aus, der

sowohl direkt durch die Emission von Ruß (kleinere Partikeln) als auch indirekt durch die Aufwirbelung von Straßenstaub (größere Partikeln) daran beteiligt ist. Entsprechende Grenzwertüberschreitungen stellen vielerorts ein Problem dar.

Im Vergleich zu den genannten „Gebietsmittelwerten“ sind die Konzentrationen der hier gewählten Luftverschmutzungsindikatoren in den so genannten Reinluftgebieten („Waldstandorte“) des Rhein-Ruhr-Raumes bis auf das Ozon erwartungsgemäß niedrig. Die deutlich höheren Ozonkonzentrationen sind auf verschiedene Ursachen zurückzuführen: Einerseits auf das in unbelasteter Luft häufig anzutreffende höhere  $\text{NO}_2/\text{NO}$ -Verhältnis (hier: 2,8), das vergleichsweise im Ballungsraum nur den Wert von 1,8 erreicht, wodurch der wesentlich geringere Einfluss des ozonabbauenden  $\text{NO}$  in Waldgebieten verdeutlicht wird. Andererseits werden von Pflanzen bei hoher Einstrahlung biogene Kohlenwasserstoffe (Terpene, Isoprene) freigesetzt (Straßburger 2004; Wildt et al. 2001), wodurch sich die Konzentration an Ozonvorläufergasen erhöht. In lufthygienisch belasteten Gebieten weisen die Ozonkonzentrationen einen vom Sonnenstand und der Temperatur abhängigen ausgeprägten Tagesgang auf, der durch ein nächtliches Minimum und ein frühnachmittägliches Maximum charakterisiert ist. Gelegentlich jedoch kann das Nachtminimum durch Auftreten eines Sekundärmaximums unterbrochen sein (Reitebuch et al. 2000). In Reinluftgebieten hingegen lassen die Ozonkonzentrationen nur eine geringe Abhängigkeit vom Tagesgang erkennen und verharren während sommerlichen Strahlungswetters auf einem weitgehend hohen Konzentrationsniveau (Kuttler und Zmarsly 1995). Die Ozonodosis, die aus der Konzentration durch Multiplikation mit der Wirkdauer berechnet wird, ist deshalb in Reinluftgebieten meistens höher als in verkehrsbestimmten Ballungsräumen. Dass Reinluftgebiete im Allgemeinen gleichwohl eine bessere Luftqualität zuerkannt bekommen (Deutscher Bäderverband 1998), liegt daran, dass hier im Gegensatz zu den Ballungsräumen das Auftreten hoher Ozonkonzentrationen nicht an ebenfalls hohe Immissionswerte anderer Luftverschmutzungsindikatoren gebunden ist.

Die vorgenannte Darstellung der Immissionssituation beruht auf der Auswertung von Messungen, die an Einzelstandorten erhoben wurden (vgl. die Hinweise in den Fußnoten in Tab. 12). Derartige Stationen liefern im Rahmen eines installierten Messnetzes allerdings ausschließlich Punktdaten, die für die nahe Standortumgebung als repräsentativ angesehen werden können. Damit ist zwar eine hohe zeitliche, nicht jedoch eine gewünschte hohe räumliche Auflösung der Datenkollektive verbunden. Für Stadtgebiete, zu deren Charakteristika heterogene Oberflächenbedeckungen bei räumlich stark wechselnden Bevölkerungsdichten mit ausgeprägtem inhomogenem Auftreten der Luftqualität zählen, stellen an Einzelpunkten erhobene Daten dann einen Nachteil dar, wenn flächenbezogene Aussagen hinsichtlich der Luftqualität benötigt werden (Kuttler und Wacker 2001).

Eine stärker auf den Flächenbezug ausgerichtete Methode stellt die mobile Aufnahme von Horizontalprofilen dar, deren Routenführung sich an der repräsentativen Flächennutzungsstruktur einer Stadt zu orientieren.

Exemplarisch enthält Abb. 10 die auf verschiedenen Messfahrten beruhenden Immissionskonzentrationen typischer Straßenzüge in der Stadt Gelsenkirchen. Erwartungsgemäß weisen Autobahnen und Bundesstraßen die höchsten  $\text{CO}$ -,  $\text{NO}$ - und  $\text{NO}_2$ -Konzentrationen auf, gefolgt von Hauptstraßen in Wohngebieten. Die niedrigsten Spurenstoffwerte werden auf Nebenstraßen beobachtet. Dem chemischen Verhalten des sekundären Spurenstoffes  $\text{O}_3$  entsprechend, sind dessen Konzentrationen, bezogen auf die dargestellten Straßentypen, gegenläufig. Derartig gewonnene Werte können – zusammen mit den an Feststationen ermittelten Daten – durch Einsatz numerischer Modellanalysen flächenmäßig bezogene Angaben zur Luftqualität liefern, die darüber hinaus auch zu Prognosezwecken verwendet werden können (vgl. Junk et al. 2004).

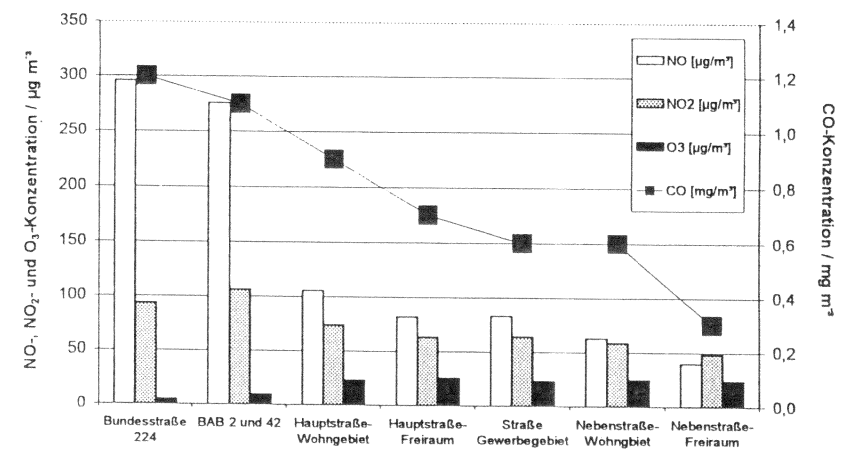


Abb. 10: Mittlere Immissionskonzentrationen atmosphärischer Spurenstoffe in verschiedenen Straßentypen Gelsenkirchens. Streckenabschnittsmittelwerte der Meßfahrten vom 16.06., 08.07., 24.08., 02.09.1999 jeweils zwischen 10 und 16 Uhr (Kuttler und Barlag 2002)

Fig. 10: Mean air trace gas concentrations in different types of streets in Gelsenkirchen. Mean values of mobile area measurements at 16.06., 08.07., 24.08., 02.09.1999 between 10:00 and 16:00 (Kuttler and Barlag 2002)



## HUMAN-BIOMETEOROLOGISCHE ASPEKTE

Die Messergebnisse stadtklimatischer Größen sind für den anwendungsbezogenen Bereich nur dann zu verwenden, wenn diese unter anthropozentrischen Gesichtspunkten einer Beurteilung unterzogen werden, um dadurch begründet klimatisch-lufthygienische Gunst- von Ungunsträumen zu unterscheiden. Hierfür kann auf verschiedene human-biometeorologische Bewertungsmöglichkeiten zurückgegriffen werden, durch die normierte Aussagen zu den drei Wirkungskomplexen (photoaktinisch, thermisch, lufthygienisch) gemacht werden können. Auf darüber hinausgehende gesundheitliche Beeinträchtigungen wie Lärm, Gerüche oder starken Wind, die in Einzelfällen durchaus bedeutend sein können, wird an dieser Stelle nicht eingegangen.

### Photoaktinischer Wirkungskomplex

Eine strahlungsklimatische gesundheitliche Beeinträchtigung des Menschen, insbesondere durch hohe UV-Strahlungsstromdichten (im Spektralbereich  $100 \text{ nm} < \lambda < 400 \text{ nm}$ ) dürfte unter den gegenwärtigen mitteleuropäischen Klimaverhältnissen noch kein spezifisch städtisches Problem darstellen. Das könnte sich jedoch ändern, wenn es vor dem Hintergrund einer weiteren Abnahme der stratosphärischen Ozonkonzentrationen zu einem Anstieg der Erythem auslösenden beziehungsweise Melanom induzierenden ultravioletten Strahlung kommt.

Anders als bei den weiter unten zu besprechenden Wirkungskomplexen liegt bei der UV-Bestrahlung zwar im Vergleich zum Umland für den Menschen grundsätzlich keine ungünstigere Situation in der Stadt vor, jedoch bedingt die hier höhere Dichte sich im Freien aufhaltender Personen eine besondere Verantwortung sowie Möglichkeiten, durch planerische Maßnahmen für Beschattung (Bäume, Überdachungen, Arkaden usw.) zu sorgen. Daher wird auf diesen Komplex im Folgenden kurz eingegangen.

Zur einfachen Anwendung eines Qualitätsanzeigers für die ultraviolette Strahlung wurde ein UV-Index (UVI) für den in Deutschland am häufigsten auftretenden Hauttypen II (blond, hellhäutig) eingeführt (Gl. 8), mit dessen Hilfe die Strahlungsbelastung und die Möglichkeit des Auftretens eines Sonnenbrandes abgeschätzt und darüber hinaus - bei Überschreitung der Expositionszeiten - Schutzmaßnahmen empfohlen werden können (Staiger et al. 1997). Der UVI lautet:

$$\text{UVI} = E_{\text{er}} \cdot 40 \text{ W}^{-1} \text{ m}^2 \quad (8)$$

mit  $E_{\text{er}}$  der Erythem wirksamen Bestrahlungsstärke ( $\text{W m}^{-2}$ ) und  $40 \text{ W}^{-1} \text{ m}^2$  als empirischer Faktor. Durch die Faktorenmultiplikation in Gl. 8 wird sichergestellt, dass der Wertebereich des UVI zwischen 0 (Minimum) und 12 (höchste

Belastung) liegt. Der Term  $E_{\text{er}}$  kann zum Beispiel nach den von der Strahlenschutzkommission (SSK 1995) gemachten Vorgaben berechnet werden. Danach weisen UVI-Werte von 1 eine niedrige Belastung auf, bei der ein Sonnenbrand für den genannten Hauttypen unwahrscheinlich ist und Schutzmaßnahmen demzufolge nicht erforderlich sind. Bei Index-Werten von mehr als 8 ist die Belastung allerdings als sehr hoch einzustufen, ein Sonnenbrand beispielsweise in weniger als 20 Minuten möglich und Schutzmaßnahmen unbedingt zu empfehlen. In Deutschland können an strahlungsreichen Sommertagen UVI-Werte von bis zu 8 erreicht werden. Der UVI wird zum Beispiel vom Deutschen Wetterdienst berechnet und findet über die tägliche Routinevorhersage in den Medien Verbreitung, so dass von der Bevölkerung eigenverantwortlich Vorsorge vor zu starker Sonnenstrahlung getroffen werden kann. Flächenbezogen berechnete UVI-Werte können von Seiten der Stadtplanung dazu herangezogen werden, öffentliche Freiflächen in Abhängigkeit von der Nutzung und der Aufenthaltsdauer der Bevölkerung durch bauliche Maßnahmen zukünftig vor zu starker Sonnenstrahlung zu schützen.

### Thermischer Wirkungskomplex

Zahlreiche epidemiologische Studien belegen den statistisch positiven Zusammenhang zwischen Morbiditäts- /Mortalitätsraten und thermischer Belastung (z.B. Kan et al. 2003, Jendritzky et al. 2004). Zur Bewertung des thermischen Milieus stehen verschiedene Kenngrößen zur Verfügung, die im wesentlichen auf der Energiebilanz des Menschen (Gl. 9; hier in der Fassung von Höppe 1984) beruhen.

$$M + W + Q^* + Q_H + Q_L + Q_{\text{sw}} + Q_{\text{re}} + Q_N + Q_S = 0 \quad (\text{W Person}^{-1}) \quad (9)$$

mit  $M$  dem Gesamtenergieumsatz,  $W$  der mechanischen Leistung (Arbeitsleistung nach außen),  $Q^*$  der Strahlungsbilanz,  $Q_H$  dem turbulenten Fluss fühlbarer Wärme,  $Q_L$  dem turbulenten Fluss latenter Wärme infolge epidermaler Wasserdampfdiffusion ohne Schweißdrüsenbeteiligung (*perspiratio insensibilis*),  $Q_{\text{sw}}$  dem turbulenten Fluss latenter Wärme durch Schweißverdunstung,  $Q_{\text{re}}$  dem Atemwärmefluss,  $Q_N$  dem fühlbaren Wärmefluss durch Anpassung von Nahrung an die Körperkerntemperatur und  $Q_S$  dem Speicherwärmefluss durch Veränderung der Körpertemperatur. Alle Einheiten in  $\text{W Person}^{-1}$ .

Unter Berücksichtigung der Energiebilanz des Menschen wurden verschiedene anwendungsorientierte Bewertungsmethoden entwickelt (VDI 1998). Unter anderem handelt es sich hierbei um: Das so genannte PMV (engl. *predicted mean vote* = mittlerer vorhergesagter Wert), die Physiologische Äquivalente Temperatur (engl. *physiological equivalent temperature*, PET) und die gefühlte Temperatur (engl. *perceived temperature*, pt).

Der PMV ist ein gruppenbezogener psycho-physischer Wert, der rangmäßig denjenigen Prozentsatz einer Probandengruppe angibt, der sich bei Exposition der jeweiligen thermischen Bedingungen subjektiv unbehaglich fühlt. Das daraus hervorgehende *Klima-Michel-Modell* (KMM; Jendritzky et al. 1990) kann für einen „Norm-Menschen“ unter Berücksichtigung verschiedener bekleidungsabhängiger, meteorologischer und geografischer Eingangsgrößen die thermische Behaglichkeit berechnen und anhand einer von -4 (sehr kalt) über 0 (behaglich) bis +4 (sehr heiß) reichenden Skala eine entsprechende Wertungsklassifizierung vornehmen.

Im Gegensatz zum PMV stellt der PET eine Bewertungsmöglichkeit dar, die mit der Maßeinheit Grad Celsius versehen wurde, um beim Anwender Verständnisschwierigkeiten auszuschließen, die sich eventuell bei der Verwendung abstrakter Größen – wie beim PMV – einstellen. Während für die Berechnung des PMV die außenklimatischen Bedingungen zugrundegelegt werden, bezieht der PET die außenklimatischen Verhältnisse auf ein Innenraumklima mit vorgegebenem Dampfdruck und unveränderlichen Isolationswerten der Bekleidung einer sitzenden Standardperson, die einer leichten Büro­tätigkeit nachgeht (Höppe und Mayer 1987).

Tab. 13: Zuordnung von PMV-, PET- und pt-Schwellenwerten zu gleichem thermischen Empfinden und entsprechender physiologischer Belastungsstufe<sup>a</sup> (kombiniert nach verschiedenen Verfassern; aus Kuttler 1999)

Table 13: Relation of PMV, PET and pt thresholds to similar thermic feeling and equivalent physiological loading levels<sup>a</sup> (combined from different authors, according to Kuttler 1999)

PMV	PET	pt	thermisches Empfinden	physiologische Belastungsstufe
-3,5	4 °C	-39 °C	sehr kalt	extreme Kältebelastung
-2,5	8 °C	-26 °C	kalt	starke Kältebelastung
-1,5	13 °C	-13 °C	kühl	mäßige Kältebelastung
-0,5	18 °C	0 °C	leicht kühl	schwache Kältebelastung
± 0	20 °C	20 °C	behaglich	keine Wärmebelastung
0,5	23 °C	26 °C	leicht warm	schwache Wärmebelastung
1,5	29 °C	32 °C	warm	mäßige Wärmebelastung
2,5	35 °C	38 °C	heiß	starke Wärmebelastung
3,5	41 °C		sehr heiß	extreme Wärmebelastung

<sup>a</sup> Die Festlegung der Schwellenwerte erfolgte jeweils auf Basis der unterschiedlichen Definitionen der Eingangsgrößen; siehe hierzu Kuttler (1999)

Die gefühlte Temperatur (pt) schließlich, die auch aus dem KMM berechnet wird, verwendet ebenfalls die Maßeinheit Grad Celsius und simuliert Außenbedingungen mit sich den aktuellen Verhältnissen anpassenden Wasserdampfdrücken und entsprechenden Isolationswerten der Bekleidung, um den permanenten thermischen Komfort einer spazierenden Standardperson zu gewährleisten.

Eine Zuordnung von PMV-, PET- und pt-Werten zu dem entsprechenden thermischen Empfinden und der daraus abgeleiteten physiologischen Belastung enthält – unter jeweiliger Berücksichtigung der entsprechenden Definition und Eingangsgrößen – Tab. 13.

Mit Hilfe dieser Größen sind flächendeckende Aussagen zum thermischen Wirkungskomplex möglich.

### Lufthygienischer Wirkungskomplex

Unter dem lufthygienischen Wirkungskomplex wird der Einfluss der in der Atmosphäre enthaltenen Luftinhaltsstoffe auf die menschliche Gesundheit verstanden. Eine Bewertung der Wirkung ist weitgehend in verschiedenen Regelwerken und Gesetzen festgelegt. Unterschieden werden in diesem Zusammenhang

- Genehmigungs- und Schutzstandards, in denen die Grenzen nicht mehr zumutbarer Umweltbelastung im Sinne von § 3 Abs. 1 BImSchG bestimmt werden,
- Wirkungsstandards, die wirkungsbezogene Werte für Mensch, Tier und Pflanze enthalten und
- Vorsorge- und Planungsstandards, die über den Weg einer politischen Entscheidung auch regional unterschiedlich verbindlich gemacht werden.

Die hieraus resultierenden Kriterien weisen allerdings zahlreiche Mängel auf, die mit Mayer (1990) wie folgt zusammengefasst werden können. Nicht für alle Spurenstoffe existieren Grenzwerte. Auch wird die Kombinationswirkung verschiedener gleichzeitig auftretender Spurenstoffe kaum berücksichtigt. Darüber hinaus beziehen sich die meisten der genannten Bewertungskriterien grundsätzlich auf die Durchschnittsbevölkerung und schließen gesundheitlich labile Gruppen (z. B. Kleinkinder, alte Menschen) weitgehend aus. Auch wird mit diesen Standards der Mobilität und damit der Aufenthaltsdauer der Stadtbewohner kaum Rechnung getragen, das heißt, die entsprechende Dosis von Luftinhaltsstoffen, der die Menschen in zeitlicher Abhängigkeit ausgesetzt sind, wird für die Bewertung vernachlässigt.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass die summarische Bewertung städtischer Luftverunreinigungen eine wichtige Rolle bei planerischen Entscheidungsprozessen spielt. Zwar lässt sich eine derartige Gesamtbewertung der Luftqualität durch die Berücksichtigung einzelner Luftschadstoffe vornehmen, der Nachteil ist jedoch, dass nur eine bestimmte Auswahl an Leitsubstanzen berücksichtigt wird.

In diesem Zusammenhang sind Luftbelastungsindizes (LBI), bei denen es sich um die Angabe des Anteils einzelner Spurenstoffe an ihren jeweiligen Grenzwerten, jedoch unabhängig von ihrer Wirkung, handelt, von Luftqualitätsindizes (LQI) zu unterscheiden, deren Wirkungsbezug auf toxikologischen und epidemiologischen Untersuchungen basiert (Mayer u.a. 2002). Auf die LQI kann hier nicht näher eingegangen werden. Die planungsbezogenen Luftbelastungsindizes ( $LBI_1$  = Jahresmittelwert;  $LBI_2$  = Kurzzeitbelastung) können mit Hilfe von Gl. (10) und Gl. (11) berechnet werden, wobei sich die im Nenner stehenden Werte auf EU-Grenzwerte beziehen.

$$LBI_1 = \frac{1}{4} \left( \frac{C_{(SO_2)}}{20 \mu\text{g m}^{-3}} + \frac{C_{(NO_2)}}{40 \mu\text{g m}^{-3}} + \frac{C_{(PM_{10})}}{40 \mu\text{g m}^{-3}} + \frac{C_{(Benzol)}}{5 \mu\text{g m}^{-3}} \right) \quad (10)$$

mit C dem arithmetischen Jahresmittelwert der Konzentration des jeweiligen Spurenstoffs ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ),

$$LBI_2 = \frac{1}{4} \left( \frac{N_{(SO_2)}}{24} + \frac{N_{(NO_2)}}{18} + \frac{N_{(PM_{10})}}{35} + \frac{N_{(CO)}}{1} \right) \quad (11)$$

mit N der tatsächlichen Anzahl jährlicher Überschreitungen des jeweiligen EU-Kurzzeitgrenzwertes. Da es für CO keinen EU-Jahresgrenzwert gibt, wurde in Gl. (10) stattdessen Benzol aufgenommen. Ozon wurde nicht berücksichtigt, weil es sich mit raumplanerischen Mitteln zumindest nicht auf lokaler Ebene beeinflussen lässt. Anhand eines Bewertungsschemas, das sich von „sehr geringer Luftbelastung“ ( $LBI_1, LBI_2 < 0,2$ ) bis zu „starker Luftbelastung“ ( $LBI_1, LBI_2 > 0,8$ ) erstreckt, können für die genannten Indikatoren summarische Aussagen zur Lufthygiene gemacht werden.

## STEUERUNG STADTKLIMATISCHER PROZESSE

Die Verbesserung von Klima und Luft in Ballungsräumen und Städten sollte von der Vorstellung getragen sein, ein „ideales Stadtklima“ durch planerische Eingriffe für die Stadtbewohner anzustreben. Hierunter wird „ein räumlich und zeitlich variabler Zustand der Atmosphäre in städtischen Bereichen (verstanden), bei dem sich möglichst keine anthropogenen Schadstoffe in der Luft befinden und den Stadtbewohnern im bodennahen Bereich

eine möglichst große Vielfalt an städtischen Mikroklimaten unter Vermeidung von Extremen geboten wird“ (Mayer 1989). Eine derartige Forderung lässt sich in strengem Sinne nur dort realisieren, wo Neugründungen von Städten vorgesehen sind und bereits in der Planungsphase Stadtklimatologen in enger Abstimmung mit den Entscheidungsträgern zusammenarbeiten. Das dürfte in großem Stil zum Beispiel auf den asiatischen, insbesondere auf den chinesischen Raum zutreffen, wo in den nächsten Jahrzehnten eine Vielzahl von Millionenstädten geplant ist. Realistischerweise gilt dies für bestehende Siedlungsräume nicht. Hier kann es allenfalls Aufgabe der Stadtplanung sein, diesem Ideal durch Maßnahmen zur Minimierung der Belastungen und zu stadtklimatisch wirksamen Umfeldverbesserungen möglichst nahe zu kommen, so dass zumindest ein „tolerierbares Stadtklima“ angestrebt werden kann. Die derzeit in einigen deutschen Großstädten zu beobachtende Bevölkerungsabwanderung eröffnet die Möglichkeit, bestehende Stadtstrukturen zukunftsweisend auf neue Anforderungen auszurichten und dabei stadtklimatische Erkenntnisse in den Planungsvollzug zu integrieren. Das sollte als Chance gesehen werden, freiwerdenden Wohnraum auch stadtklimatologisch sinnvoll umzuwidmen.

Von Barlag (1997) werden in diesem Zusammenhang verschiedene Handlungsfelder genannt, auf die hier Bezug genommen werden soll. Dabei sind flächenbezogene von verkehrs- und objektorientierten Maßnahmen zu unterscheiden.

Zu den flächenbezogenen Maßnahmen zählen zum Beispiel eine Auflockerung der Bebauungsstruktur, die Schaffung oder Sicherung klimarelevanter naturbelassener Freiflächen sowie die Erhaltung bzw. strukturelle Verbesserung von Luftleitbahnen über die Umlandfrischluft in das bebaute Gebiet geführt werden kann. Neben Wasserflächen (Kuttler 1991) spielen in diesem Zusammenhang innerstädtische Grünflächen eine besondere Rolle. Bei optimaler Gestaltung verhindern oder reduzieren diese thermische Belastung, wenn ein Luftaustausch zwischen ihnen und der bebauten Fläche gewährleistet ist. Klimameliorierende Eigenschaften mit Fernwirkung werden von Horbert (2000) allerdings nur solchen Grünflächen zuerkannt, die eine Mindestgröße von 50 ha aufweisen.

Aber auch kleinere Flächen können umweltverbessernd wirken, wenn diese über ein Verbundsystem (Luftleitbahnen) optimal miteinander vernetzt sind. Die Schaffung zusätzlicher Grünflächen sollte bei Nutzungsänderungen (Industriebrachen, Bebauungslücken, ungenutzte Bahnlinien, Verlegung von Parkraum unter die Erde etc.) ebenso ins Auge gefasst werden, wie die Möglichkeit der Begrünung von Hausfassaden und Dachflächen, die nicht nur für das Einzelobjekt, sondern auch darüber hinaus positive Wirkungen auf das Stadtklima haben (Höschele und Schmidt 1974).

Zu den verkehrsorientierten Maßnahmen zählen eine weitere Reduzierung der Kfz-Emissionen bzw. der verstärkte Einsatz emissionsarmer Fahrzeuge

(Hybrid-, Elektro- und Wasserstoffantrieb), die Vermeidung unnötiger Individualfahrten, ein optimales Verkehrsmanagement, das durch entsprechende Leitsysteme einen möglichst kontinuierlichen Verkehrsfluss sichert, ein Ausbau des öffentlichen Nahverkehrssystems mit Erhöhung der Taktfrequenz und - bei der Anlage neuer Wohngebiete – diese so zu gestalten, daß der Gebrauch des Kfz für Versorgungsfahrten grundsätzlich minimiert werden kann.

Zu den objektorientierten Maßnahmen zählen eine Einschränkung des Energieverbrauchs für den Gebäudebetrieb (Heizen, Kühlen, Lüften, Beleuchten) durch klimagerechtes Bauen (Kuttler 1993). Hierunter ist eine optimale Standortwahl von Neubaugebieten mit entsprechender Gebäudekonzeption, -ausrichtung, -form, -anordnung und -wärmedämmung zu verstehen. Da nach wie vor ein großer Teil der Primärenergie für die Hausbeheizung aufgewendet werden muss, ist auf energiesparenden Wärmeschutz bei Gebäuden zu achten.

## STADTKLIMA UND GLOBALE KLIMAENTWICKLUNG

Vor dem Hintergrund einer für das 21. Jahrhundert vorausgesagten Verdoppelung der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration wird für Europa davon ausgegangen, dass es zu einer durchschnittlichen, regional jedoch durchaus unterschiedlich erfolgenden Erwärmung von etwa 2 K gegenüber dem Vergleichsjahr 1985 kommt (Houghton et al. 2001). Unter Zugrundelegung der Ergebnisse verschiedener numerischer Modellanalysen (Wagner 1994, Groß 1996) soll der globale Einfluss auf die thermischen und lufthygienischen Verhältnisse mitteleuropäischer Großstädte exemplarisch kurz dargestellt werden.

Tab. 14: Klimatologische Ereignistage (in mittlere Anzahl Jahr<sup>-1</sup>) für den Ballungsraum Berlin unter gegenwärtigen und veränderten Klimabedingungen (Szenario A für Ende 21. Jahrhunderts), verändert nach Wagner (1994)

Table 14: Climatological event days (in mean number year<sup>-1</sup>) for the Berlin area present and with changed climate status (scenario A end of 21 th century .), changed according to Wagner (1994)

Klimatologische Ereignistage	Gegenwart	Modellierung	Änderung
Extrem heiße Tage $t_{\text{Max}} \geq 39 \text{ }^\circ\text{C}$	0,01	0,04	+ 0,03
Heiße Tage $t_{\text{Max}} \geq 30 \text{ }^\circ\text{C}$	5,4	11,7	+ 6,3
Sommertage $t_{\text{Max}} \geq 25 \text{ }^\circ\text{C}$	27,2	41,8	+ 14,6
Frosttage $t_{\text{Min}} \leq 0 \text{ }^\circ\text{C}$	56,6	38,6	- 18,0
Eistage $t_{\text{Max}} \leq 0 \text{ }^\circ\text{C}$	22,0	8,8	- 13,2
Extrem kalte Tage $t_{\text{Max}} \leq -10 \text{ }^\circ\text{C}$	0,7	0,11	- 0,59

Wie sich die thermischen Bedingungen als Folge der Modellszenarien für Berlin verändern werden, zeigt Tab. 14 anhand der Darstellung ausgewählter klimatologischer Ereignistage. So wird zum Beispiel die Winterstrenge (Anzahl der Eis- und Frosttage) abnehmen, die Sommerwärme (heiße Tage und Sommertage) hingegen zunehmen. Daraus dürfte eine Energieeinsparung im Winter wegen reduzierter Beheizung von Gebäuden resultieren, der im Sommer hingegen ein gesteigerter Betrieb von Klimaanlage wegen des zunehmenden Bedarfs an Kühlung gegenübersteht, Letzteres allerdings nur, wenn die Anzahl der Gebäudeklimaanlagen erhöht wird.

Für die Stadt Essen konnte zum Beispiel anhand des Stromverbrauchs berechnet werden, dass durch den winterlichen Minderverbrauch der Jahresverbrauch um 8% zurückgehen wird. Ein Teil dieser Einsparung würde allerdings durch verstärkten Betrieb von Klimaanlage in den warmen Monaten wieder aufgezehrt, so dass die Jahresstromeinsparung nur noch bei 5% liegt (Kuttler 2001).

In subtropischen Ländern spielt der winterliche Energieeinsatz hingegen nur eine untergeordnete Rolle. Wichtige Steuerungsgröße im Energieverbrauch stellt hier die sommerliche Raumkühlung dar. Dieser dürfte sich, nach Untersuchungen im Großraum Los Angeles, im Vergleich zu 1985 um ein Drittel erhöhen (Oke 1994). Der höhere Verbrauch dürfte zu einer zusätzlichen städtischen Überwärmung, stärkeren Luftbelastung durch anthropogene Spurenstoffe und Verringerung der für die Energiebereitstellung notwendigen Ressourcen führen. Die genannten Beispiele aus den beiden Klimazonen belegen, dass der regionale Aspekt einer globalen Klimaveränderung einen großen Einfluss auf den Energieverbrauch haben wird.

Doch auch der bodennahe atmosphärische Austausch wird durch eine prognostizierte globale Erwärmung verändert. Für Berlin konnte Groß (1996) exemplarisch nachweisen, dass es zu einem häufigeren Auftreten hochreichender Temperaturinversionen (> 300 m) kommen wird, und zwar im Vergleich zu 1985 um mehr als 20%. Die Anzahl flacher bzw. geringmächtiger Inversionen dürfte nach den vorliegenden Modellaussagen abnehmen. Da mächtigere Inversionen im Vergleich zu flachen Inversionen eine größere Erhaltungseignung aufweisen, dürfte sich hierdurch das Problem der Luftverunreinigung aufgrund der längeren Dauer derartiger Episoden verschärfen.

Um sowohl der sommerlichen Überwärmung als auch dem prognostizierten Anstieg sekundärer Luftverunreinigungen entgegenzuwirken, sollte der Anteil an Grünflächen in den Städten erhöht werden, da diese durch Reduktion der Oberflächen- und Lufttemperaturen nicht nur den thermischen Komfort erhöhen, sondern auch zu Energieeinsparungen durch Beschattung und Verdunstung führen, sowie in Küstenstädten dem Windschutz dienen. Würde bei der intensiven Begrünung städtischer Areale ferner darauf geachtet, dass

nur solche Pflanzen Verwendung fänden, die hinsichtlich der Freisetzung biogener VOC (BVOC, insb. Isopren, Monoterpene) zur Gruppe der so genannten emissionsarmen Spezies zählen (Freisetzung von  $< 2 \mu\text{g g}^{-1} \text{h}^{-1}$  ( $\text{g} = \text{Gramm Blatttrockenmasse}$ ) an Isopren sowie  $< 1 \mu\text{g g}^{-1} \text{h}^{-1}$  an Monoterpenen; Taha 1996), dann würde einer pflanzenbedingten Produktion an Ozonvorklärfgasen dadurch kein Vorschub geleistet.

## AUSBLICK

Die Stadtklimatologie hat sich insbesondere in Deutschland während der vergangenen Jahrzehnte als eine wichtige Teildisziplin der Umweltmeteorologie etabliert. Neben der Weiterentwicklung der Grundlagenforschung beruht die zunehmende Bedeutung dieses Fachgebietes in erster Linie auf seinem Anwendungsbezug, der beinahe sämtliche Ebenen der räumlichen Planung umfasst. Messungen und Modellrechnungen fällt dabei eine besonders große Rolle zu. Zukünftig werden umfangreiche Aufgaben von der Stadtklimatologie zu bewältigen sein; nicht nur in den westlichen Industrieländern, wo es aufgrund der Bevölkerungsdynamik zu einem Umbau der Ballungszentren kommen wird, sondern auch in den Megastädten der Schwellen- und Entwicklungsländer, deren umweltmeteorologische Probleme im Bereich Klima und Luft zum Wohle ihrer Bewohner gelöst werden müssen.

## LITERATUR

- Akbari H, Konopacki S, Pomerantz M (1999): Cooling energy savings potential of reflective roofs for residential and commercial buildings in the United States. *Energy* 24: 391-407
- Arnfield J (2003): Two Decades of Urban Climate Research: A Review of Turbulence, Exchanges of Energy and Water, and the Urban Heat Island. *Int J Climatol* 23: 1-26
- Anandakumar K (1999): A study on the partition of net radiation into heat fluxes on a dry asphalt surface. *Atmospheric Environment* 33: 3911-3918
- Auer I (1989): Auswirkung der urbanen Wärmeinsel auf ausgewählte bioklimatische Größen. *Wetter und Leben* 41: 249 - 258
- Barlag AB (1997): Möglichkeiten der Einflußnahme auf das Stadtklima. *VDI-Berichte* 1330: 127-146
- Barlag AB, Kuttler W (1990/91): The Significance of Country Breezes for Urban Planning. *Energy and Buildings* 15 (3-4): 291-297
22. BImSchV (2002): Verordnung über Immissionswerte für Schadstoffe der Luft vom 11.09.2002 (BGBl. I 2002, S. 3626)
- Birg H (1996): Die Weltbevölkerung. Verlag CH Beck, München

- Blankenstein S, Kuttler W (2004): Impact of street geometry on downward longwave radiation and air temperature in an urban environment. *Meteorol Z*, zur Veröffentlichung angenommen
- Braham RR, Semonin RG, Auer AH, Changnon SA (1981): Summary of the urban effects on cloud and rain. *B Am Meteorol Soc* 40: 142-152
- Changnon SA (1981): Convective raincells. *J Atmos Sci* 38 : 1793-1797
- Christen A, Bernhofer C, Parlow E, Rotach M, Vogt R (2003): Partitioning of turbulent fluxes over different urban surfaces, *Proceedings Fifth International Conference On Urban Climate (ICUC-5)* 01. - 05.09.2003, Lodz, Poland
- Cleugh HA, Oke TR (1986): Suburban-rural energy balance comparison in summer for Vancouver, B. C. *Bound-Lay Meteorol* 26: 351-369
- Deutscher Bäderverband, Hrsg (1998): Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungsorte und Heilbrunnen. 11. Aufl., Flottmann – Verlag, Gütersloh, 82 S.
- Düttemeyer D (2000): Urban-orographische Bodenwindssysteme in der städtischen Peripherie Kölns. *Essener Ökologische Schriften* 12, Westarp, 171 S.
- Eggert A W K (1999): Dreidimensionale SF<sub>6</sub>-Tracergasmessung als Methodik zum Nachweis von lokalen Luftströmungen für die Planungsorientierte Stadtklimatologie. *Reihe Umweltwissenschaft*, Shaker Verlag Aachen, 173
- Emeis S (2000): *Meteorologie in Stichworten*. Gebr. Bornträger Verlagsbuchhandlung Stuttgart, 199
- Foken T (1998): Die scheinbar ungeschlossene Energiebilanz am Erdboden. *Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät* 24 (5): 131-150
- Groß G (1996): Stadtklima und Globale Erwärmung. *Geowissenschaften* 14: 245-248
- Groß G, Etling C (2003): Numerische Simulationsmodelle. *Promet* 30, Nr 1-2: 28-38
- Harlfinger O, Kobinger W, Fischer G, Pilger H (2000): Industrieschneefälle – ein anthropogenes Phänomen. *Meteorol Z* 9: 231-236
- Helbig A (1987): Beiträge zur Meteorologie der Stadtatmosphäre. *Abh Meteorol Dienst DDR* 137
- Helbig A, Baumüller J, Kerschgens MJ, Hrsg (1999): *Stadtklima und Luftreinhaltung*, 2. Auflage. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 467 S.
- Höppe P (1984): Die Energiebilanz des Menschen. *Münchener Univ Schriften, Meteorol Inst, Wiss Mitt* 49
- Höppe P, Mayer H (1987): Planungsrelevante Bewertung der thermischen Komponente des Stadtklimas. *Landschaft und Stadt* 19: 22-29
- Horbert M (2000): Klimatologische Aspekte der Stadt- und Landschaftsplanung. *Schriften Fachber Umwelt u Gesellsch* 113, 330 S.
- Höschele K, Schmidt H (1974): Klimatische Wirkungen einer Dachbegrünung. *Garten und Landschaft* 6/74: 334-337
- Houghton JT, Ding Y, Griggs DJ, Noguer M, van der Linden PJ, Dai X, Maskell K, Johnson CA (2001): *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press New York, pp 1-881
- Hupfer P, Kuttler W, Hrsg (1998): *Witterung und Klima*, 10. Auflage. Teubner, Stuttgart, Leipzig, 413 S.
- Ichinose T, Shimodozono K, Hanaki K (1999): Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo. *Atmospheric Environment* 33: 3897-3909

- Jendritzky G, Koppe C, Laschewski G (2004): Klimawandel - Auswirkungen auf die Gesundheit. *Pädiatrische Praxis* 64: 355-368
- Jendritzky G, Menz G, Schirmer H, Schmidt-Kessen W (1990): Methodik zur raumbezogenen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen (fortgeschriebenes Klima-Michel-Modell). *Beiträge der Akademie für Raumforschung und Landesplanung* 114, Hannover
- Junk J, Helbig A, Krein A (2004): Screening and Scenarios of traffic emissions at Trier, Germany. UWSF (zum Druck angenommen)
- Kan HD, Jia J, Chen BH (2003): Temperature and Daily Mortality in Shanghai: A Time-series Study. *Biomed Environ Sci* 16: 133-139
- Kratzer A (1956): *Das Stadtklima*. Vieweg, Braunschweig, 2. Auflage, 184 S.
- Kuttler W (1991): Zum klimatischen Potential urbaner Gewässer. In: *Urbane Gewässer*, Schuhmacher H, Thiesmeier B (Hrsg). Reihe Ökologie 4. Westarp Wissenschaften, Essen, S. 378-394
- Kuttler W (1993): Klimagerechtes Bauen. In: *Lufthygiene und Klima. Ein Handbuch zur Stadt- und Regionalplanung*, Schirmer H, Kuttler W, Löbel J, Weber K (Hrsg). VDI Verlag, Düsseldorf, S. 352-364
- Kuttler W (1997): Städtische Klimamodifikation. In: *VDI-Berichte 1330*. VDI Verlag Düsseldorf, S. 87-108
- Kuttler W (1999): Human-biometeorologische Bewertung stadtklimatologischer Erkenntnisse für die Planungspraxis. *Wiss Mitt Inst Met Leipzig* 13: 100-115
- Kuttler W (2000): Stadtklima. In: *Atmosphäre, Bd 1 B. Handb Umweltveränd Ökotox*, Guderian, R. (Hrsg). Berlin, Heidelberg, Springer, S. 420-470
- Kuttler W (2001): Urban Climate and Global Change. In: *Climate of the 21<sup>st</sup> century: Changes and Risks*, Lozán J L, Graßl H, Hupfer P (Hrsg). Hamburg, Wissenschaftliche Auswertungen, S. 344-349
- Kuttler W, Barlag A B (2002): Mehr als städtische Wärmeinseln. *Essener Unikate* 19, Universität Essen, 84-97
- Kuttler W, Barlag A B, Rossmann F (1996): Study of the thermal structure of a town in a narrow valley. *Atmospheric Environment* 30: 365-378
- Kuttler W, Düttemeyer D (2003): Umweltmeteorologische Untersuchungsmethoden. *Promet* 30, Nr 1-2: 15-27
- Kuttler W, Schaefers S (2000): On the Detection of Intra-Urban Global Radiation Differences by Mobile Measurements. *Third Symposium on the Urban Environment*, 18-20 August 2000, Davis, AMS, pp. 147-148
- Kuttler W, Wacker TD (2001): Analyse der urbanen Luftqualität mittels mobiler Messungen. *Österreichische Beiträge zur Meteorologie und Geophysik Heft 27/Publ. 399*, Session 8 b, 1-16
- Kuttler W, Zmarsly E (1995): Sommersmog: Zur Problematik aus naturwissenschaftlicher Sicht. *Z Angew Umweltfor* 8 (2): 153-159
- Landesumweltamt NRW: Homepage des nordrheinwestfälischen Landesumweltamtes mit der Adresse „<http://www.lua.nrw.de>“
- Landsberg H E (1979): Atmospheric changes in a growing community. *Urban Ecology* 4: 53-81
- Landsberg H E (1981): *The Urban Climate*. International Geophysics Series 28, Academic Press New York, 275 S.
- Larcher W (2001): *Ökophysiologie der Pflanzen*. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart, 6. Aufl. 408 S.
- Lowry W P (1998): Urban effects on precipitation amount. *Prog Phys Geog* 22 (4): 477-520
- Malissa H, Puxbaum H, Wopenka B (1980): Zur chemischen Zusammensetzung von urbanen Niederschlägen. *Z Anal Chem* 301: 279-286
- Manier G (1998): Luftschadstoffe – messen oder rechnen? *Gefahrstoffe – Reinhaltung der Luft* 58: 221
- Matzarakis A (2001): Die thermische Komponente des Stadtklimas. *Ber Meteor Inst Univ Freib* 6, 275
- Matzarakis A, Mayer H (1992): Mapping of urban air paths for planning in Munich. *Wiss Ber Inst Meteor Klimafor Univ Karlsruhe* 16: 13-22
- Mayer H (1989): Workshop „Ideales Stadtklima“ am 26. Okt. 1988 in München. *Mitt Deutsche Meteorol Ges* 3/89, S. 52-54
- Mayer H (1990): Human-biometeorologische Bewertung des Stadtklimas. *Umweltmeteorologie, Schriftenreihe VDI DIN*, Bd. 15, S. 87-104
- Mayer H, Beckröge W, Matzarakis A (1994): Bestimmung von stadtklimarelevanten Luftleitbahnen. *UVP-Report* 5/94: 265-268
- Mayer H, Hausteil Ch (1994): Air Pollution caused by motor-traffic in urban spaces. *Meteor Zeitschr N F* 3: 138-142
- Mayer H, Kalberlah F, Ahrens D, Reuter U (2002): Analyse von Indizes zur Bewertung der Luft. *Gefahrstoffe - Reinhaltung der Luft* 62 (4): 177-183
- Mayer H, Matzarakis A (2003): Zukunftsperspektiven der Umweltmeteorologie. *Promet* 30, Nr 1-2: 57-66
- Mayer, H, Matzarakis A, Iziomon, MG (2003): Spatio-temporal variability of moisture conditions within the Urban Canopy Layer. *Theor Appl Climatol*, 76: 165-179
- Mayer H, Noack EM (1980): Einfluß der Schneedecke auf die Strahlungsbilanz im Großraum München. *Meteorol Rdsch* 33: 65-74
- Möller D (2003): *Luft. Chemie, Physik, Biologie, Reinhaltung, Recht*. deGruyter, Berlin, 750 S.
- Moriske H-J (2000): Aktive und passive Probenahmeverfahren. In: *Moriske H-J, Turrowski E (ab 1999 fortlaufend ergänzt): Handbuch für Bioklima und Lufthygiene*, Kap III-6.2.1, 1-18, Ecomed-Verlag, Landsberg
- Nemitz E, Hargreaves KJ, McDonald AG, Dorsey JR, Fowler D (2002): Micrometeorological measurements of the urban heat budget and CO<sub>2</sub> emissions on a city scale. *Environ Sci Technol* 36(14) : 3139-3146
- Oke TR (1994): *Global Change and Urban Climates*. *Proceedings 13<sup>th</sup> International Congress on Biometeorology*, 12-13.09.1993, Calgary, Canada, 123-134
- Oke TR (1997): Surface climate processes. In: *The surface climates of Canada*, Bailey W G (ed.). McGill-Queen's University Press, Montreal & Kingston, London, Buffalo, pp. 21-43
- Oke T (1990). *Boundary Layer Climates*. 2<sup>nd</sup> ed. Routledge. London, 435 pp.
- Parlow E (2003): The urban heat budget derived from satellite data. *Geographica Helvetica* 58(2): 99-111
- Persson P (1997): Differential Nocturnal Cooling in the Landscape detected by Mobile Measurements. *Theor Appl Climat* 56: 215-224

- Reitebuch O, Straßburger A, Emeis S, Kuttler W (2000): Nocturnal secondary ozone concentration maxima analysed by sodar observations and surface measurements. *Atmos Environ* 34 (25): 4315-4329
- Reuter U, Hoffmann U (1998): Umweltmeteorologie. Vom Ergebnis zur Planung. UVP-Report 12: 5-6
- Rosenfeld D (2000): Suppression of Rain and Snow by Urban and Industrial Air Pollution. *Science* 287: 1793-1796
- Rotach MW (1999): On the influence of the urban roughness sublayer on turbulence and dispersion. *Atmos Environ* 33: 4001-4006
- Roth M (2000): Review of atmospheric turbulence over cities. *Q J Roy Meteorol Soc* 126: 941-990
- Scherer D, Fehrenbach U, Beha H D, Parlow E (1999): Improved concepts and methods in analysis and evaluation of the urban climate for optimizing urban planning processes. *Atmospheric Environment* 33: 4185-4193
- Schütz M (1995): Anthropogene Niederschlagsmodifikationen im komplex-urbanen Raum am Beispiel des Ruhrgebiets. Dissertation, Fb 9, Universität Essen, 151 S.
- Schütz M (1996): Anthropogene Niederschlagsmodifikationen im komplex-urbanen Raum. *Geowissenschaften* 14: 249-252
- Shepherd JM, Pierce H, Negri AJ (2002): Rainfall modification by major urban areas: Observations from spaceborn rain radar on the TRMM satellite. *J Appl Meteorol* 41 (7): 689-701
- SSK [Strahlenschutzkommission] (1995): Einführung eines internationalen solaren UV-Index. Stellungnahme der Strahlenschutzkommission vom 8. Dez. 1995 sowie Fassung von 1993
- Staiger H, Schubert U, Vogel G (1997): Solarer UV-Index. Definition, Einflußgrößen, Verteilung, Vorhersage im DWD und strahlenhygienische Ziele. *Ann Meteorol* 33: 126-132
- Straßburger A (2004): Analyse atmosphärischer Spurengase zur Bestimmung des Erholungswertes eines urbanen Parks. Dissertation Fb 9, Univ Duisburg-Essen, 167 S
- Stull RB (1988): An introduction to boundary layer meteorology. *Atmospheric sciences library*. Kluwer Academic, Dordrecht, 666 S.
- Taha H (1996): Modelling impacts of increased urban vegetation on ozone air quality in the South Coast Air Basin. *Atmos Environ* 30, 20: 3423-3430
- Tapper NJ (1990): Urban influences on boundary layer temperature and humidity: results from Christchurch, New Zealand. *Atmos Environ* 24B (1): 19-27
- VDI (1998): Umweltmeteorologie. Methoden zur human-biometeorologischen Bewertung von Klima und Lufthygiene für die Stadt- und Regionalplanung. Teil I: Klima = VDI-Richtlinie 3787, Bl 2, Düsseldorf, 29 S.
- Wagner D (1994): Wirkung regionaler Klimaänderungen in urbanen Ballungsräumen. *Meteorol Inst Humboldt-Univ Berlin* 7: 1-14
- Weber S, Kuttler W (2003): Analyse der nächtlichen Kaltluftdynamik und -qualität einer stadtklimarelevanten Luftleitbahn. *Gefahrstoffe - Reinhaltung der Luft* 63 (9), 381-386
- Weber, S (2004): Energiebilanz und Kaltluftdynamik einer urbanen Luftleitbahn, Dissertation FB 9, Universität Duisburg-Essen, Campus Essen, 207 S.
- Wienert U (2002): Untersuchungen zur Breiten- und Klimazonenabhängigkeit der urbanen Wärmeinsel. *Essener Ökologische Schriften* 16: 211

- Wildt J, Rockel P, Lausch E (2001): Die Streßsignale der Pflanzen. *Spektrum Wiss* 08/200: 50-55
- Wilmers F (1976): Die Anwendung von Wettertypen bei ökoklimatischen Untersuchungen. *Wetter und Leben*, 28: 224-235
- Wessolek G (2001): Bodenüberformung und -versiegelung. *Handbuch der Bodenkunde*, 11. Erg. Lfg. 04/01, 1-29
- Wessolek G, Facklam M (1997): Standorteigenschaften und Wasserhaushalt von versiegelten Flächen. *Z Pflanzenernähr Bodenk* 160: 41-46
- Wessolek G, Renger M (1998): Bodenwasser- und Grundwasserhaushalt. In: Sukopp H, Wittig R (Hrsg): *Stadtökologie*. Gustav Fischer, Stuttgart, Jena, 2. Aufl., S. 186-200
- Zenger A (2002): Trend der verkehrsbedingten Luftbelastung durch Stickstoffoxid und Benzol in Ballungsgebieten der BRD. Besteht Anlaß zur Entwarnung? *Immissionsschutz* 7: 87-90
- Zmarsly E, Kuttler W, Pethe H (2002): *Meteorologisch-klimatologisches Grundwissen*, 2. Auflage. Eugen Ulmer, Stuttgart, 176 S.

#### KORRESPONDENZ-ADRESSE:

Univ.-Prof. Dr. Wilhelm Kuttler  
 Universität Duisburg-Essen, Campus Essen, Institut für Geographie  
 Abt. Angewandte Klimatologie und Landschaftsökologie  
 Universitätsstraße 5  
 D-45141 Essen  
 E-Mail: wiku@uni-essen.de