



---

HOHENHEIMER  
ARBEITEN

---

# Ökologische Probleme in Verdichtungsgebieten

Tagung über Umweltforschung  
an der Universität Hohenheim

Sonderdruck

Ulmer

ISBN 3-8001-8197-5  
© 1987 Eugen Ulmer GmbH & Co.  
Wollgrasweg 41, 7000 Stuttgart 70 (Hohenheim)  
Printed in Germany  
Gesamtherstellung: WB-Druck GmbH, 8959 Rieden b. Füssen

## DAS STADTKLIMA UND SEINE RAUM-ZEITLICHE STRUKTUR

Wilhelm Kuttler

### 1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

In der wissenschaftlichen Terminologie versteht man unter dem Begriff Stadt "eine räumliche Konzentration von Wohn- und Arbeitsstätten (...) mit innerer Differenzierung und vielfältigen Verkehrsströmen zwischen ihren Teilräumen (...), deren Wachstum größtenteils auf Wanderungsgewinn beruht und die einen erweiterten Bereich mit Gütern und Dienstleistungen versorgt" (HOFMEISTER (12)).

Städte wirken seit jeher als Magneten auf die zuziehende Bevölkerung, die sich eine Verbesserung ihrer sozialen, finanziellen und wirtschaftlichen Situation verspricht. Obwohl die augenscheinlich sozial-ökonomischen Vorteile nur selten, auch wegen der drastischen Einbußen an Umweltqualität, realisiert werden, läßt sich beobachten, daß der Verstädterungsprozeß und mit ihm "das wilde Außenwachstum an Großstadträndern" (SCHÖLLER (27)) dennoch nicht abgeschlossen ist. Es sind vornehmlich vier Faktoren, die die nicht enden wollende Urbanisierung kennzeichnen (SCHÖLLER (28)):

1. " Der Prozeß ist weltumspannend (...);
2. die Urbanisierung hat sich in den letzten Jahrzehnten zunehmend beschleunigt;
3. das in den großen Entwicklungsregionen weiter steigende Großstadtwachstum ist bisher nicht beherrschbar  
(und)
4. die mit der Urbanisierung verbundenen Strukturwandlungen sind unumkehrbar."

Belegt wird dies durch eine quantitative Analyse der globalen Bevölkerungsverteilung, die im einzelnen ergibt, daß der Anteil der Städter in den Industrie- und Entwicklungsländern verschieden groß ist und sich darüber hinaus in zeitlicher Hinsicht unterschiedlich stark ändert. Untersuchungen der Vereinten Nationen belegen ( Abb.1 ), daß zu Beginn des 20. Jahrhunderts 20 % der Menschheit in Städten wohnte, an der Schwelle zum 21. Jahrhundert jedoch davon ausgegangen werden kann, daß sich diese Zahl auf über 40 % erhöht.

Dabei zeichnet sich in den industrialisierten Ländern eine wesentlich stärkere Verschiebung zugunsten des Anteils der urbanen Bevölkerung ab: lebten dort um 1900 etwa 30 % der Menschen in Städten, so werden es im Jahre 2000 annähernd 80 % sein. Allerdings verläuft der absolute Anstieg der Stadtbevölkerung - dargestellt auf der rechten Seite der Abb. 1 - wesentlich langsamer als in den weniger entwickelten Ländern.

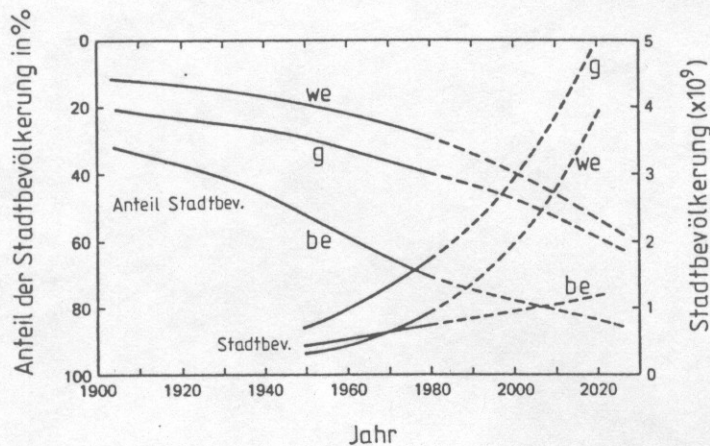


Abb. 1  
Prozentualer Anteil der Stadtbevölkerung in weniger (we) und besser (be) entwickelten Gebieten und im globalen Durchschnitt (g) sowie Anzahl der Stadtbewohner (aus OKE 1986)

Es muß jedoch bei der Analyse dieses Zahlenmaterials berücksichtigt werden, daß der Stadtbegriff global nicht einheitlich verwendet wird, da in den einzelnen Ländern unterschiedliche Kriterien für die Definition des Stadtbegriffes Geltung haben (HOFMEISTER (13); SCHÖLLER (28)).

Genauer sind deshalb Angaben, die die Einwohnerzahl berücksichtigen. So gab es 1970 auf der Erde 160 Millionenstädte, 1980 waren es 234, im Jahre 2000 sollen es bereits 440 sein. Während sich die Anzahl dieser Städte in den entwickelteren Gebieten nur von 83 (1970) auf 146 (2000) erhöhen wird - mithin noch nicht einmal verdoppelt - ist für die weniger entwickelten Länder eine Vervierfachung von 77 (1970) auf 294 Millionenstädte im Jahre 2000 vorhergesagt (WEIHE (35)). Für Riesenstädte läßt sich eine noch größere Steigerungsrate prognostizieren: von diesen Verdichtungsräumen existierten im Jahre 1970 erst 12, bis zur Jahrtausendwende wird sich deren Anzahl hingegen verfünffachen.

Durch die Verdichtungsprozesse verursacht und auf die städtischen Bedürfnisse abgestimmt, lassen sich hinsichtlich der Ausprägung der Landschaftselemente grundlegende, meist negative Veränderungen in der Struktur der Oberflächenformen, der Böden, des Klimas, der Luftqualität, des Wasserhaushaltes sowie der Vegetation und der Tierwelt beobachten.

In diesem Beitrag sollen aus dem großen Spektrum des naturwissenschaftlich geprägten, landschaftsökologischen Untersuchungsbereiches ausschließlich die klimatischen Faktoren und deren Modifikation durch urban - industrielle Siedlungsräume dargestellt werden.

Im Vordergrund der Analyse steht hierbei die Beschreibung des städtischen Strahlungs- und Energiehaushaltes und der bodennahen Austauschverhältnisse.

Es soll hier nicht näher auf das sicher ebenso wichtige Problemfeld der urbanen Luftqualität eingegangen werden, da hierüber ausführlich an anderer Stelle referiert wird (z.B. Beiträge von FRIEDRICH und BAUMÜLLER auf der Hohenheimer Umweltagung 1987, wie auch in KUTTLER (18)).

## 2. URBANE MODIFIKATION DES STRAHLUNGS- UND ENERGIEHAUSHALTES

Der hohe Versiegelungsgrad der Städte beeinflusst direkt und indirekt die mikroklimatischen Verhältnisse der bodennahen Luftschicht: direkt durch Veränderung der physikalischen Eigenschaften der Oberflächen (Dichte, Reflexionseigenschaften, Wärmeleitfähigkeiten), indirekt durch die aus dem hohen Versiegelungsgrad resultierende verminderte Versickerungsrate des Niederschlages und seines beschleunigten Abflusses.

Beide Eigenschaften wirken sich nachhaltig auf den Energie- und Strahlungshaushalt aus. In Tab. 1 sind für einige physikalische Größen wie Albedo, Volumwärme, Emissivität und Wärmeleitfähigkeit typische Werte für Stadt- und Freilandgebiete der mittleren Breiten zusammengestellt.

Tab. 1

Typische physikalische Größen für Stadt- und Umlandgebiete der mittleren Breiten (nach einer Zusammenstellung in WANNER 1983, Literaturangaben siehe dort)

Physikal. Größe	Stadt	Umland	Literatur		
Albedo	-Asphalt	0.03-0.20	-Naturstr.	0.10-0.35	Möller 1973
	-Beton	0.10-0.35	-Ackerland	0.30	Oke 1978
	-Teer/Kies	0.08-0.18	-Mais	0.12-0.38	Winiger 1978
	-Glas (Zenitwinkel 40-80°)	0.09-0.52	-Wiese	0.20-0.32	Nübler 1979
	-Wald	0.08-0.20	-Wasser	0.03-1.00	Enders 1980
	-Ziegeldach	0.10-0.35	(Zenitwinkel!)		
Emissivität	-Asphalt	0.95	-Normalboden	0.90-0.98	Möller 1973
	-Beton	0.71-0.90	-Gras	0.90-0.95	Oke 1978
	-Teer/Kies	0.92	-Wald	0.90-0.99	Nübler 1979
	-Glas (Zenitwinkel 40-80°)	0.87-0.92	-Wasser	0.96	
	-Ziegeldach	0.90			
Volumwärme C ( $J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1} \cdot 10^6$ )	-Asphalt	2.0	-Sand trocken	1.25	Oke 1978
	-Beton	1.7- 2.0	-Sand naß	2.5	Kraus 1979
	-Sandstein	1.8	-Humus	2.2	Enders 1980
	-Ziegelstein	1.4	-Lehmboden (15 % Wasser)	2.5	
	-Stahl	3.93	-Wasser (ruhig)	4.19	
	-Glas	1.66			
Wärmeleitfähigkeit k ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )	-Asphalt	0.71	-trockenes Meer	0.1	Oke 1978
	-Beton	1.0-1.3	-Sand trocken	0.35	Kraus 1979
	-Sandstein	1.7	-Sand naß	1.67	Nübler 1979
	-Ziegelstein	0.85	-Humus	1.3	Enders 1980
	-Stahl	53.3	-Lehmboden (15 % Wasser)	0.9	
	-Glas	0.74	-Wasser (ruhig)	0.6	

Die dort für verschiedene Materialien aufgeführten Albedowerte lassen für Stadtoberflächen im Vergleich zum Umland etwas niedrigere Werte erkennen. Wegen der größeren Flächenversiegelung durch Baumaterialien wie Asphalt und Beton dürften jedoch keine für den Strahlungshaushalt ausschlaggebenden Veränderungen erwartet werden; auch die unbebauten naturbelassenen Gebiete - bis auf die bei Wasserflächen gelegentlich zu beobachtende Totalreflexion - weisen durchaus Werte in der gleichen Größenordnung auf wie Stadtflächen.

Ähnlich wenig wie die Albedowerte unterscheiden sich die der Emissivität ( $\epsilon$ ) und der Volumwärme ( $C$ ).

Für die Volumwärme können die Werte städtischer Baumaterialien allenfalls dann über denjenigen des Umlandes liegen, wenn ein hoher Anteil an Stahl verarbeitet wurde, was ja im Hochhausbau häufig vorkommt.

Etwas größere Differenzen ergeben sich hingegen für die Wärmeleitfähigkeit. OKE (23) und WANNER (34) messen deshalb diesem Faktor bei der Ausbildung eines stadt eigenen Klimas besondere Bedeutung zu.

Eine indirekte Beeinflussung der mikroklimatischen Verhältnisse erfolgt durch das bereits erwähnte reduzierte Versickerungs- und das beschleunigte Abflußverhalten von Niederschlägen. Dadurch, daß Regenwasser durch seine Ableitung in das unterirdische Kanalsystem schon nach kurzer Zeit dem Verdunstungsprozeß entzogen wird, ergibt sich ein nicht unbeträchtlicher Energiegewinn für die Luft. Abflußbeiwerte ( $\psi = \text{Abfluß} : \text{Niederschlag}$ ) für verschiedene städtische Oberflächen (Tab. 2) verdeutlichen den hohen Abflußanteil gefallenen Niederschlages (Dächer, geneigte Betonflächen) und somit den Gewinn sensibler auf Kosten nicht verbrauchter latenter Energie.

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

Tab. 2

Abflußbeiwerte ( $\psi$ ) für verschiedene Oberflächen (nach DIN 1986, Teil 2, S.15)

Von der dem Ökosystem Stadt zugeführten kurzwelligigen Globalstrahlung ( $Q+q$ ) wird der geringere Teil durch Gase und Partikel der Dunstglocke absorbiert und auch reflektiert (Abb.2); der größere Teil hingegen dringt bis zur Stadtoberfläche durch, wo ebenfalls eine Absorption ( $(Q+q)_{\text{abs}}$ ) und unter Berücksichtigung der verschiedenen Oberflächenmaterialien eine mehr oder weniger starke Reflektion erfolgt ( $(Q+q)\alpha_2$ )

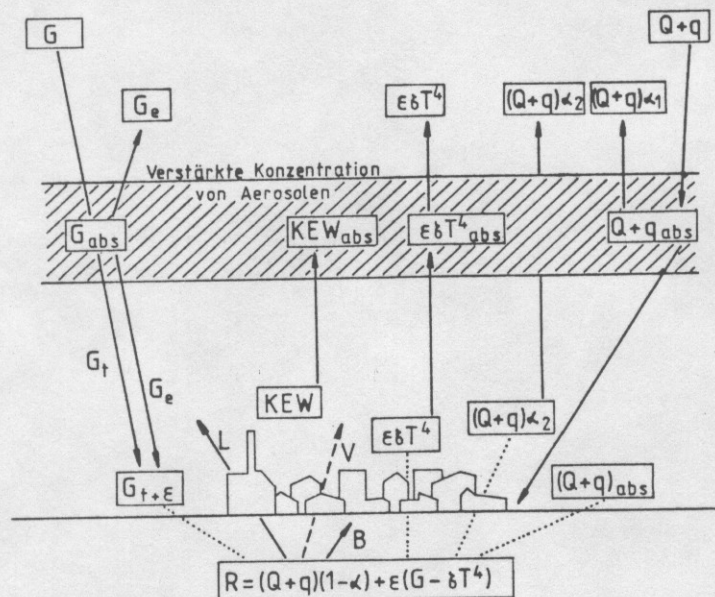


Abb. 2

Schema des städtischen Strahlungs- und Wärmehaushaltes (nach einer Vorlage von STEIN 1979, verändert und korrigiert)

In Abhängigkeit von der Oberflächentemperatur ( $T$ ) und den Materialemissionskonstanten ( $\epsilon$ ) erfolgt die langwellige Ausstrahlung ( $\epsilon\delta T^4$ ). Sie wird durch die Dunstschicht zum Teil absorbiert ( $\epsilon\delta T^4_{abs}$ ) und auch von dieser emittiert ( $\epsilon\delta T^4_e$ ). Die langwellige Gegenstrahlung wird in der Dunstschicht absorbiert ( $G_{abs}$ ), transmittiert ( $G_e$ ) und von dieser aus sowohl zur Stadt-oberfläche als auch in den Halbraum über der Dunstglocke emittiert ( $G_e$ ).

Die durch die Globalstrahlung ( $Q+q$ ) in Gang gesetzten thermischen Prozesse sorgen für die Aufheizung der Baukörper - nach ERIKSEN (6) vergrößert sich durch die Gebäude die für Energieumsätze zur Verfügung stehende Fläche um den Faktor sechs -, sowie für den Strom fühlbarer ( $L$ ) und latenter Wärme ( $V$ ), sofern für letztgenannten genügend verdunstungsbereites Wasser vorhanden ist. Die künstlich erzeugte Wärme ( $KEW$ ) wird bodennah freigesetzt, im Bereich der Dunstglocke absorbiert und trägt hierdurch zu einer Erwärmung der Stadtatmosphäre bei.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Strahlungsbilanz ( $R$ ) bestimmt wird durch die Globalstrahlung ( $Q+q$ ), vermindert um den Reflektionsanteil ( $1-\alpha$ ) sowie die Gegenstrahlung ( $G$ ), die ihrerseits um den Betrag der langwelligen Ausstrahlung reduziert wird. Die aus der Strahlungsbilanz resultierende Energie erfüllt die Wärmehaushaltsgleichung  $R+B+L+V=0$ .

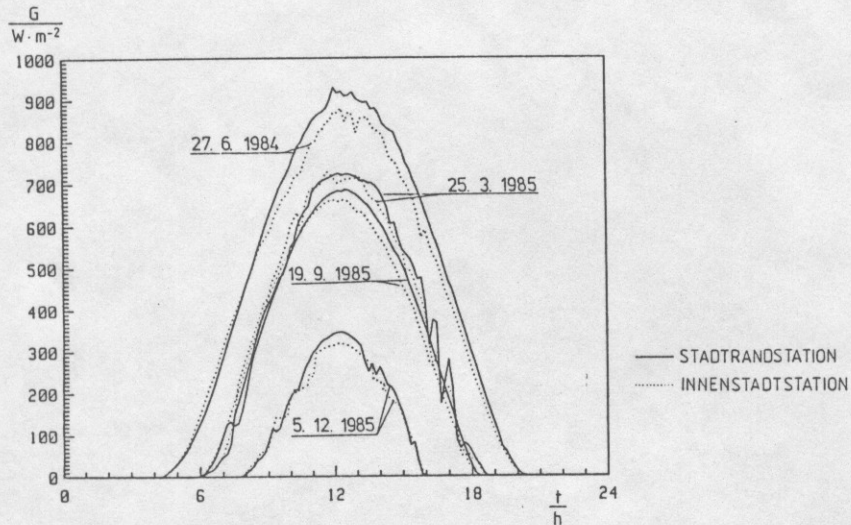


Abb. 3

Tagesgänge der Globalstrahlung S+D (10-Minuten-Mittelwerte) an jeweils einem heiteren Tag im Sommer (27.6.1984), Frühjahr (25.3.1985), Herbst (19.9.1985) und Winter (5.12.1985) an einer Stadtrandstation und Innenstadtstation in München (nach NOACK et al. 1986, verändert).

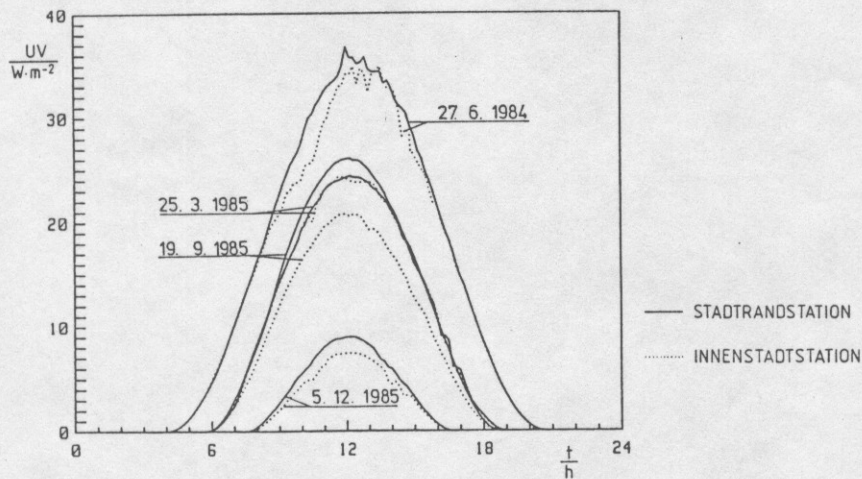


Abb. 4

Tagesgänge der UV-Strahlung (10-Minuten-Mittelwerte) an jeweils einem heiteren Tag im Sommer (27.6.1984), Frühjahr (25.3.1985), Herbst (19.9.1985) und Winter (5.12.1985) an einer Innenstadtstation in München (nach NOACK et al. 1986, verändert).



Vergleiche der Intensität für die Global- und UV-Strahlung zwischen Stadt und Umland ergaben für den Innenstadtbereich von München jeweils niedrigere Werte (NOACK et al. (22)): Die Globalstrahlung war im Sommer und Winter um bis zu 10 % (Abb. 3), die UV-Strahlung um 2 % bis 20 % (Abb. 4) reduziert. NOACK et al. (22) führen unter Hinweis auf die bei ihnen genannte Literatur die Schwächung der UV-Strahlung auf deren "Verbrauch" durch photochemische Prozesse zurück. Die Ergebnisse des Münchener Meßnetzes machten jedoch auch deutlich, daß es Situationen gibt, die zu höheren UV-Strahlungsintensitäten in der Innenstadt führen als im Umland. Dies wird damit erklärt, daß die Ozonbildung von verschiedenen Vorläufergasen abhängig ist, aus denen sich nach mehreren Stunden dieser sekundäre Luftschadstoff bildet. Ein gleichzeitig aus dem Stadtgebiet erfolgender Transport sorgt dann dafür, daß letztlich im Umland höhere Ozonkonzentrationen bei niedrigeren UV-Werten gemessen werden als in der Innenstadt.

Unter der bereits genannten "künstlich erzeugten Wärme" oder "anthropogenen Wärmeproduktion" wird diejenige Energie verstanden, die nicht aus dem natürlichen Energiegewinn resultiert: so z.B. der Energiefluß durch schlecht isolierte, innen beheizte Haus- und Industrieanlagen sowie die Wärmeabgabe durch Kfz-Motoren, durch Hausbrand-, Industrie- und Autoabgase endlich die auf dem Metabolismus der Lebewelt beruhende Energie (differenzierte geschlechtsspezifische und aktivitätsbezogene Angaben zur anthropogenen metabolischen Energieproduktion sind in HÖPPE (10) enthalten).

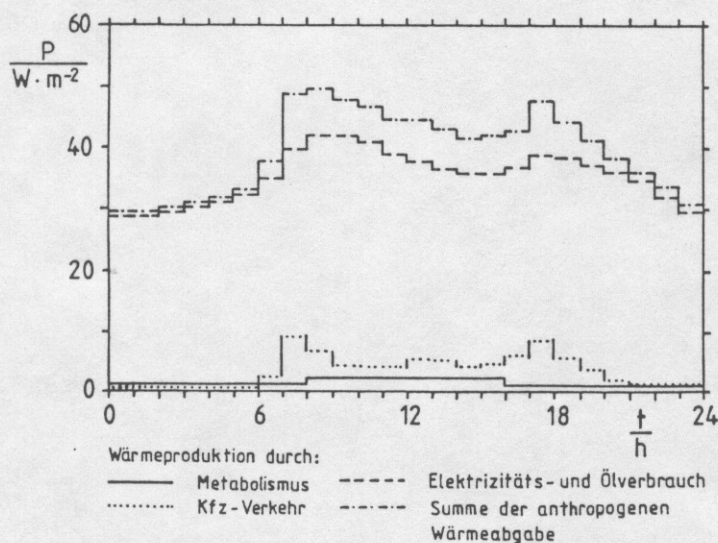


Abb. 5

Stündliche Mittelwerte der anthropogenen Wärmeabgabe der Stadt Bonn im Februar 1983  
(nach KERSCHGENS & DRAUSCHKE 1986)

KERSCHGENS & DRAUSCHKE (16) haben stündliche Werte der "künstlich erzeugten Wärmeproduktion" für einen Wintertag (Februar 1983) am Beispiel der Stadt Bonn berechnet. Grundlage ihrer Untersuchungen bildeten Analysen des städtischen Energieverbrauches an Öl und elektrischer Energie, Verkehrszählungen sowie die Abschätzung der metabolischen Energieproduktion unter Zugrundelegung der Bevölkerungsverteilung in der Stadt. Es zeigte sich (Abb. 5), daß der Betrag der metabolisch freigesetzten Energie diurnal - auch während der täglichen Arbeitsphasen zwischen 8.00 und 16.00 Uhr - weniger als  $5 \text{ W/m}^2$  ausmacht. Beinahe ebenso niedrige Werte weist der Straßenverkehr tagsüber auf, mit Ausnahme der "rush-hour"-Zeiten zwischen 7.00 und 8.00 Uhr, sowie zwischen 17.00 und 18.00 Uhr, während derer Maximalwerte von  $10 \text{ W/m}^2$  erreicht werden.

Am Beispiel für die in der Stadt Bochum zugelassenen Kraftfahrzeuge wurde ebenfalls eine Abschätzung der auf den Straßenverkehr zurückgehenden Wärmeproduktion durchgeführt. Folgende Daten wurden hierzu berücksichtigt:

1. Fläche des Stadtgebiets von Bochum:  $145 \text{ km}^2$ ; Verkehrsfläche:  $20 \text{ km}^2$
2. Kraftfahrzeugbestand im Jahre 1985:  
(rd.) 180 000 Einheiten
3. Vorausgesetzte jährliche Fahrstrecke pro Kraftfahrzeug in der Stadt: 5000 km
4. Geschätzter Benzinverbrauch im Stadtverkehr: 12 l/100 km
5. Dichte von Benzin:  $\rho = 0,8 \text{ kp/l}$
6. Heizwert = 42 MJ/kp
7. Wirkungsgrad von Kraftfahrzeugmotoren  
 $\eta = 10 \%$

Unter Berücksichtigung der Punkte 1 bis 7 errechnet sich hieraus eine Energieabgabe von  $3,2 \times 10^9 \text{ MJ}$  durch die Fahrzeuge. Auf die Verkehrsfläche der Stadt Bochum bezogen sind das  $15,8 \text{ kJ/cm}^2 \cdot \text{a}$  ( $= 5 \text{ W/m}^2$ ). Dies entspricht 4,4 % der Globalstrahlungssumme.

Bestimmende Elemente der "anthropogenen Wärmeabgabe" sind die auf dem Verbrauch von Öl und Elektrizität beruhenden Energieflüsse, die dem Verbrauchsverhalten der Bevölkerung entsprechend nachts niedrige Werte annehmen (um  $30 \text{ W/m}^2$ ), tagsüber hingegen auf bis zu  $40 \text{ W/m}^2$  ansteigen können.

Tab. 3 stellt eine Zusammenfassung der für einige Städte in unterschiedlichen Klimazonen berechneten anthropogenen Wärmeproduktionen im Vergleich zur mittleren Strahlungsbilanz dar. Das Datenmaterial verdeutlicht, daß man bei energetischen Betrachtungen die anthropogene urbane Wärmeproduktion nicht mehr vernachlässigen sollte.

Immerhin ist ihr Anteil in einigen Städten schon beachtlich hoch: z. B. werden in Westberlin 37 % der Strahlungsbilanz erreicht, im subpolaren Fairbanks ist ihr Wert hingegen schon größer als die Strahlungsbilanz selbst.

Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß der hohe Versiegelungsgrad in Städten für einen beschleunigten Abfluß des fallenden Regenwassers sorgt.

Stadt	Fläche (km <sup>2</sup> )	A (W/m <sup>2</sup> )	Q (W/m <sup>2</sup> )
Berlin, W.	234*	21	57
Budapest	113* Jahr	43	-
	So/Wi	32/51	-
Cincinnati	200*	26	-
Fairbanks	37*	19	18
Hamburg	747	13*	55
Los Angeles	3500*	21	108
Montreal	78* Jahr	99	-
	So/Wi	57/153	-
Moskau	878	127	42
New York (Manhattan)	59 So/Wi	40/198	93
Sheffield	48 Wi	19	56
Vancouver	112* Jahr	19	-
	So/Wi	15/23	-

\* = nur bebaute Fläche

Tab. 3

Anthropogene Wärmeproduktion A und mittlere Strahlungsbilanz Q für einige Städte (in W/m<sup>2</sup>)  
(aus KUTTLER 1985a, nach SMIC-Report 1971, S.58 sowie OKE 1974, S.35/36 aus BLÜTHGEN/WEISCHET ')

Auskunft über die Höhe der wegen der verminderten Verdunstung letztlich der Lufterwärmung (L) zugute kommenden Energie, läßt sich Tab. 4 entnehmen. Nach dem von HAVLIK (9) zusammengestellten Datenmaterial am Beispiel der Stadt Hamburg kann von einer Energieersparnis ausgegangen werden, die etwa 16 % der Jahressumme der dort gemessenen Globalstrahlung entspricht.

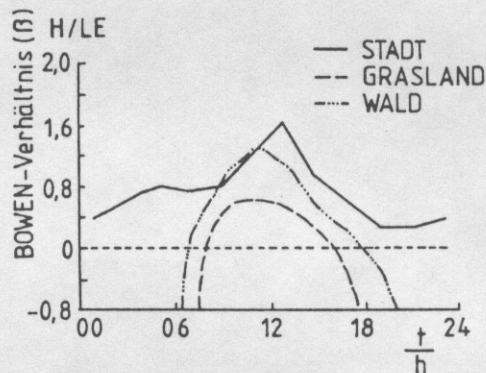
Gebietsniederschlag in der Bundesrepublik Deutschland (nach R.KELLER, 1971)	825 mm/a
Gebietsverdunstung in der Bundesrepublik Deutschland (nach R.KELLER, 1971)	485 mm/a
Gebietsverdunstung in Großstädten $\approx$ 33% des Gebietsniederschlages	272 mm/a
Zur Verdunstung von 485 mm Niederschlag werden benötigt	121800 J/cm <sup>2</sup>
Zur Verdunstung von 272 mm Niederschlag werden benötigt	68300 J/cm <sup>2</sup>
Die Energieersparnis von Großstädten beträgt daher	53500 J/cm <sup>2</sup>
Das entspricht etwa 16% der Jahressumme der Globalstrahlung von Hamburg	

Tab. 4

Zum Einfluß der Verdunstung auf die thermischen Verhältnisse einer Großstadt (nach HAVLIK 1981)

In welchem Maße der Energietransport über den fühlbaren Wärmestrom oder über den latenten Wärmestrom (Verdunstung) stattfindet, läßt sich recht gut mit Hilfe des BOWEN-Verhältnisses ( $\beta$ ) darstellen. Dieser Zahlenwert ist ein deutlicher Indikator für die Erfassung und Abgrenzung unterschiedlich genutzter Flächen (Abb. 6).

Abb. 6  
Tagesgang des BOWEN-Verhältnisses ( $\beta$ ) für verschiedene Oberflächen (aus GARSTANG et al. 1975)



Als BOWEN-Verhältnis ( $\beta$ ) wird der Quotient aus dem Strom fühlbarer Wärme ( $L$ ) und der über die Verdunstung von Wasser transportierten latenten Energie ( $LE$ ) definiert. Ist  $\beta$  größer als 1, so wird der überwiegende Teil der Energie zur Erwärmung der Luft verwendet; ist er kleiner als 1, so erfolgt der Energietransport stärker über den Wasserdampf. Wie zu ersehen, gibt es auch negative Werte von  $\beta$ ; solche werden zumeist nachts ermittelt. Messungen des BOWEN-Verhältnisses in der Stadt und über Vegetation zeigen z. T. erhebliche Differenzen (vgl. Abb. 6). Während der hellen Tagesstunden sind überwiegend sowohl der fühlbare als auch der latente Energiestrom negativ, so daß  $\beta$  positive Werte - mit einem mittäglichen Maximum - annimmt. Dabei liegt das BOWEN-Verhältnis in der Stadt höher als im Freiland, da aufgrund der Oberflächenversiegelung weniger Wasser für die Evapotranspiration zur Verfügung steht.

Im Wald und über Gras nimmt  $\beta$  bis zum Morgen und ab dem Spätnachmittag negative Werte an. Dies beruht darauf, daß durch die sich bodennah bildende Temperaturinversion der Strom fühlbarer Wärme abwärts gerichtet und damit positiv wird, während weiterhin Verdunstung stattfindet,  $LE$  also negativ bleibt. In den Nachtstunden verringert sich der über die Evapotranspiration laufende Wärmestrom allerdings besträchtlich, wodurch der Betrag der negativen Werte von  $\beta$  sehr groß werden kann. In der Stadt wird  $\beta$  zwar nachts kleiner als eins, bleibt aber positiv. Ursache des aufwärts gerichteten Luftwärmestroms ( $L$ ) ist das Fehlen einer bodennahen Inversion (in dem in Abb. 6 dargestellten Beispiel), was bedeutet, daß die Lufttemperatur auch während der gesamten Nacht niedriger als die Temperatur der städtischen Oberflächen ist. Dies kann durch die Zufuhr von Kaltluft aus dem stadtumgebenden Freiland bedingt sein. Mit der Erwärmung dieser Kaltluft über den am Tage aufgeheizten städtischen Oberflächen ist nun auch die Möglichkeit von Verdunstung gegeben, so daß hier der Strom latenter Wärme ( $LE$ ) in der Nacht ebenfalls negativ ist,  $\beta$  somit positiv bleibt.

Die Abhängigkeit des BOWEN-Verhältnisses vom Grünflächenanteil eines Gebietes ist in Abb. 7 dargestellt. Hieraus geht hervor, daß bei Zunahme des Grünflächenanteils auf 100 % das BOWEN-Verhältnis auf etwa 0,9 absinkt. Umgekehrt steigt das BOWEN-Verhältnis an, wenn der Grünflächenanteil niedrigere Werte erreicht. Nach den von KERSCHGENS & HACKER (1985 zit. in BRÜNDL et al. (4)) mitgeteilten Werten wird bei einem Grünflächenanteil von weniger als 25 % ein BOWEN-Verhältnis von über 1 erreicht.

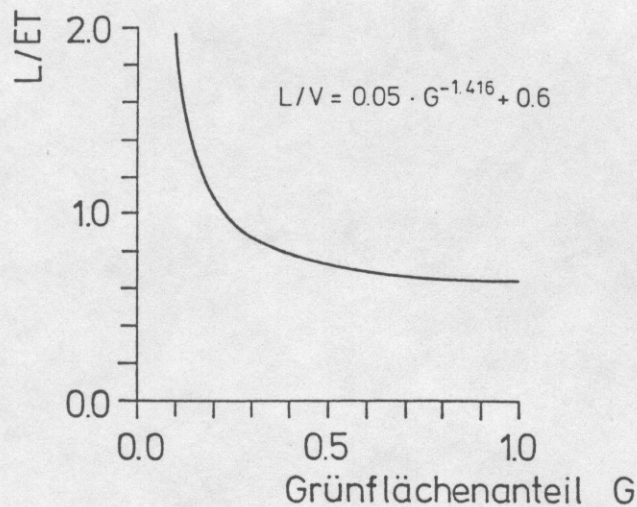


Abb. 7

Abhängigkeit des BOWEN-Verhältnisses (= L/ET) vom Grünflächenanteil G einer Fläche, gültig für sommerliche Hochdruckwetterlagen mittags (aus BRÜNDL et al. 1986)

#### 2.1 Auswirkungen auf das thermische Milieu - die urbane Überwärmung

Nach den Darlegungen der vorgenannten Kapitel sorgt die energetische Seite für eine Überwärmung des Stadtkörpers, für die folgende Gründe verantwortlich sind (OKE (23)):

- Eine stärkere Absorption kurzwelliger Strahlung durch größere (Gebäude-)Oberflächen und Mehrfachreflexion in den Straßenschluchten.
- Eine stärkere langwellige Strahlung durch eine durch die Dunstglocke vergrößerte Absorption und Gegenstrahlung.
- Geringere langwellige Ausstrahlungsverluste durch Horizonteinengung.

- Anthropogene Wärmeemissionen vor allem von Gebäuden und vom Straßenverkehr.
- Eine höhere Wärmekapazität der bebauten Strukturen.
- Eine stark eingeschränkte Evapotranspiration wegen des überwiegenden Fehlens von Vegetation und des hohen Versiegelungsgrades der Oberflächen sowie gedeckter Kanalisation.
- Ein stark reduzierter turbulenter Wärmetransport durch geringere Windgeschwindigkeiten.

Die städtische Überwärmung (= Wärmeinselintensität) wird häufig mit Hilfe von Temperaturdifferenzen zwischen Stadt und Umland dargestellt. Aus Abb. 8 wird deutlich, daß die Stadt tagsüber etwa zwischen 7.00 h und 18.00 h entweder leicht kühler oder leicht wärmer als das Umland ist. Diese sich vom Umland nicht klar abhebende Lufttemperatur kann darauf zurückgeführt werden, daß die zur Mittagszeit erhöhte Einstrahlung für konvektiven Austausch sorgt, wodurch Warmluft von den überhitzten Straßenflächen nach oben abgeführt wird. Ferner kann hierfür auch der Schattenwurf von Gebäuden und natürlich die Verlagerung der Heizfläche ins Dachniveau verantwortlich gemacht werden.

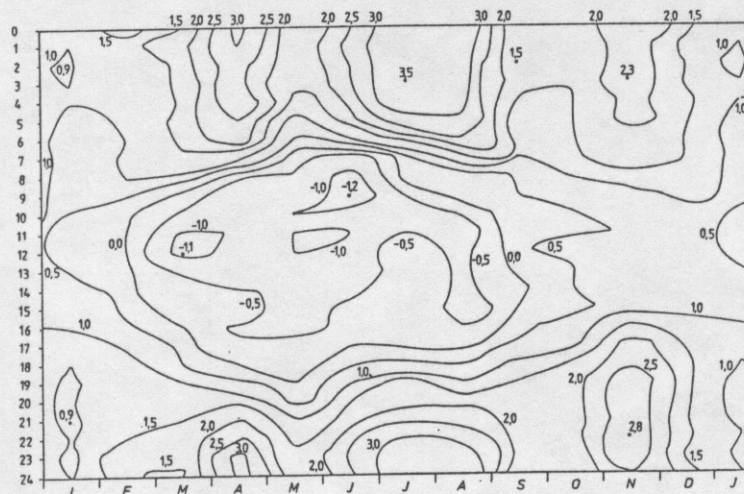


Abb. 8  
Stündliche Differenzen der Lufttemperaturen zwischen einer Stadt- und Freilandstation  
( $\Delta t = t_{\text{Stadt}} - t_{\text{Freiland}}$ ) (nach KUTTLER 1985 a)

Nachts ist allgemein davon auszugehen, daß im gesamten Jahresverlauf der Stadtkörper z.T. wesentlich wärmer ist als das Umland. Dieses Beispiel zeigt sogar um bis zu 3,5 K höhere Werte in der Stadt als im Umland. Besonders große Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland ergeben sich des Nachts vor allen Dingen dann, wenn Wolkenarmut vorherrscht, so daß hohe effektive Ausstrahlungswerte erreicht werden können; dies traf im vorliegenden Beispiel verstärkt für die Monate Juli und August zwischen 21.00 h und 4.00 h zu.

Die zeitversetzt in die bodennahe Atmosphäre erfolgende Wärmeemission läßt sich auch mit Hilfe der in Abb. 9 dargestellten Abkühlungs- und Erwärmungsraten der Lufttemperaturen für eine Stadt- und Umlandstation darstellen. Unter einer Abkühlungs-/Erwärmungsrate wird die von der Zeit abhängige Veränderung der Lufttemperatur (K/h) verstanden. Deutlich ist zu erkennen, daß die Erwärmungs- und Abkühlungsraten zwischen der Stadt- und Umlandatmosphäre außerordentlich unterschiedlich sind. Ihre größten Differenzen erreichen sie zwischen 7.00 h und 9.00 h sowie zwischen 19.00 h und 21.00 h. Es ist ferner festzustellen, daß im Umland höhere Werte auftreten als in der Stadt. Darüber hinaus weist der Verlauf der urbanen Erwärmungs-/Abkühlungsrate eine geringere Amplitude auf.

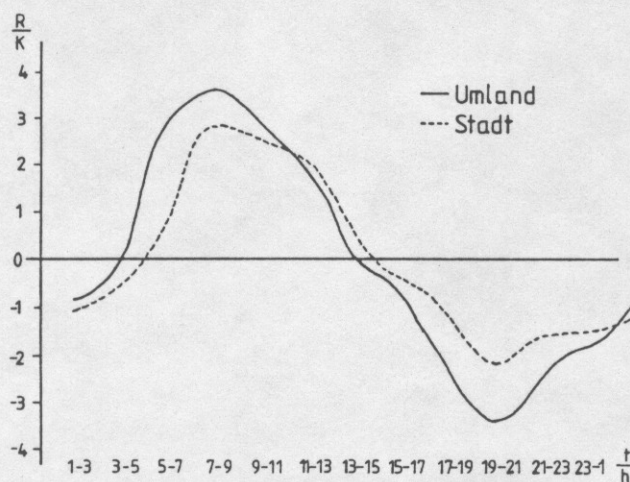


Abb. 9

Mittelwerte der Erwärmungs- und Abkühlungsraten (R) im Sommer 1983 für eine Stadt- und Umlandstation (nach KUTTLER 1985 b)

Neben den zeitlichen Unterschieden der Lufttemperaturen zwischen Stadt und Umland ergeben sich auch räumliche Differenzen, die durch die Bebauungsart bestimmt werden und besonders große Werte bei windschwachen Strahlungswetterlagen annehmen. Nach verschiedenen Messungen konnten Lufttemperaturunterschiede von bis zu über 6 K während solcher Wetterlagen in einem Stadtgebiet nachgewiesen werden (z.B. KUTTLER (18)).

Die Verteilung der Luftfeuchtigkeit in Städten weist für die relative Feuchte z.T. große räumliche Unterschiede auf; da dieser Parameter jedoch von der Lufttemperatur abhängig ist, handelt es sich nur um eine eingeschränkt zu verwendende Aussage über das Feuchtedargebot. Ein besseres Maß hierfür ist die Angabe der absoluten Luftfeuchtigkeit. Messungen und Berechnungen dieser Größe wurden für verschiedene Städte durchgeführt; in wenigen Fällen konnte für ausgewählte Wetterlagen nachgewiesen werden, daß es in der Stadt trockener ist als im Umland (KUTTLER & SCHREIBER (17)).

### 3. ZUR STRUKTUR DER STÄDTISCHEN ATMOSPHERE

Da sich der städtische meist dichtbebaute Siedlungsraum durch eine physikalisch veränderte und auch größere Oberfläche vom umgebenden Flachland abhebt, und da die Strahlungs- und Energiemassenströme durch Art und Umfang der natürlichen und künstlichen Flächen bestimmt werden, muß sich die städtische Atmosphäre von der Freilandatmosphäre zumindest bodennah unterscheiden.

Die Heterogenität der Stadtatmosphäre läßt sich insbesondere hinsichtlich ihres vertikalen Aufbaues schematisch anhand von Abb. 10 gliedern.

Hierbei weist die bodennahe Grundsicht oder auch Planetare Grenzschicht (PBL), in der definitionsgemäß die Reibungseinflüsse vom Boden bis zu ihrer Obergrenze abnehmen, in vertikaler Folge z.T. sehr unterschiedliche Eigenschaften auf, die zurückgehend auf die Arbeiten von OKE (25) und modifiziert von WANNER (33) mit verschiedenen Begriffen belegt werden.

In der o.g. Abbildung wird davon ausgegangen, daß sich von der linken Bildseite ein horizontaler Luftmassenstrom auf die bebaute Fläche zubewegt.

Über dem unbebauten Umland der Stadt läßt sich die bodennahe Atmosphäre normalerweise zweigliedern, und zwar in die PRANDTL-Schicht bzw. die CONSTANT FLUX LAYER (CFL) und die EKMAN-Schicht bzw. MIXED LAYER (ML).

Die CONSTANT FLUX LAYER (CFL) liegt dem Boden auf ("Bodenhaut") und erreicht Mächtigkeiten von höchstens 100 m. In dieser Schicht ist z.B. die Schubspannung noch von der Höhe abhängig. Als Schubspannung wird der auf eine Oberfläche durch darüber strömende Luft ausgeübte Druck bezeichnet.

Die über der CFL liegende MIXED LAYER (ML) erstreckt sich hingegen bis in eine Höhe von einigen 100 m, wobei die Winddrehung mit steigender Entfernung vom Boden zunimmt und der Einfluß der Schubspannung auf Kosten der Gradientkraft und der Coriolisbeschleunigung abnimmt.

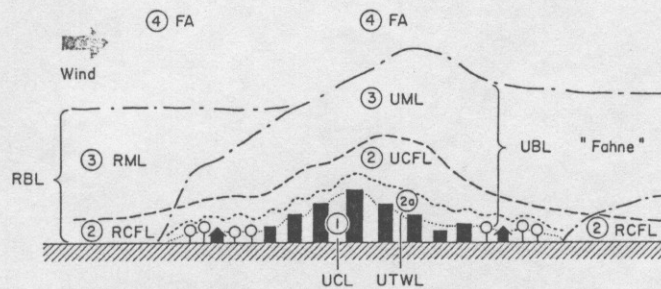
Mit Annäherung an den Siedlungskörper kann man bei beiden Schichten, insbesondere jedoch bei der CFL eine Mächtigkeitszunahme beobachten.

Während aus der RURAL MIXED LAYER (RML) eine URBAN MIXED LAYER (UML) mit größerer Mächtigkeit (FA) wird, fächert sich die URBAN CONSTANT FLUX LAYER (UCFL) auf in die URBAN CANOPY LAYER (UCL) und in die TURBULENT WAKE LAYER (TWL).

Die CANOPY LAYER (CL) ist diejenige Lufthaut, die die bebaute Oberfläche einhüllt, wobei die "Dynamik der Lufthaut von der restlichen Grenzschicht bis auf zwei Drittel der Objekthöhe (Gebäude, Bäume) abgekoppelt ist" (WANNER (33), S.71).

Zwischen die UCL und UCFL ist noch eine turbulente Übergangszone (UTWL) eingeschaltet, die als "Scharnierelement" funktioniert. Tagsüber ist die PBL mächtiger (0,6 bis 1,5 km) als des Nachts (0,1 bis 1,3 km), weil die sich tagsüber entwickelnde Konvektion durch die mechanische und thermische Konvektion, welche auf die Oberflächenrauigkeit des wärmeren Stadtkörpers zurückzuführen ist, verstärkt wird (OKE (24)).





Legende: U: Stadt (urban) / R: Land (rural)

Begriffe:

1) Canopy Layer (CL) oder durch Objekte eingeschlossene Lufthülle

2) Surface Layer / Constant Flux Layer (CFL) oder Bodenschicht / PRANDTL-Schicht

2a) Turbulent Wake Layer (TWL)

3) Mixed Layer (ML) oder EKMAN-Schicht/Drehungsschicht

4) Free Atmosphere (FA) oder freie Atmosphäre

Eigenschaften:

1) Eigenes meteorologisches Regime: Sehr turbulent, kontrolliert durch Schubspannung und Rauigkeitselemente (Gebäudeform, -höhe) sowie Oberflächen-Energiebilanzen

2) - Mächtigkeit: Ca. 10% der gesamten BL;  
 - Quasikonstante Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchte;  
 - Windrichtung ungefähr gleichbleibend;  
 - Schubspannung dominiert über Gradient- und Corioliskraft;  
 - über komplexer Topographie: Beeinflußt durch Lokalwindssysteme.

2a) Sehr turbulente Übergangszone (OKE, 1984)

3) - Mächtigkeit: 100 m - einige 100 m;  
 - Höhenabhängige Änderung von Impuls-, Wärme- und Feuchtefluß;  
 - Dominanz der Schubspannung nimmt zugunsten von Gradient- und Corioliskraft ab;  
 - über komplexer Topographie: Beeinflußt durch Regionalwindssysteme.

4) Keine thermische und mechanische Beeinflussung mehr; d.h. Windfeld wird durch Gradient und Corioliskraft bestimmt.

Abb. 10

Modifikation der Planetaren Grenzschicht (PBL) durch einen Stadtkörper (nach WANNER 1986)

Allerdings gelten diese Verhältnisse für Wetterlagen mit neutralen Austauschbedingungen. Während austauscharmer Witterung können andere Schichtungsverhältnisse beobachtet werden.

Zusammenfassend kann hinsichtlich der vertikalen Struktur der städtischen Atmosphäre festgestellt werden, daß jede der in Abb. 10 ausgegrenzten Schichten durch z.T. sehr unterschiedliche meteorologische Einflußgrößen charakterisiert wird. Die Physiognomie der städtisch bebauten Atmosphäre resultiert aus einer größeren Rauigkeit, welche den Strömungswiderstand erhöht, sowie aus den besonderen physikalischen Eigenschaften der Boden- und Gebäudeoberflächen mit ihren veränderten Werten der Albedo, der Emissivität, der spezifischen Wärme (bzw. Volumwärme) sowie der Wärmeleitfähigkeit.

Die Rauigkeit in Städten wird hauptsächlich durch die Gebäudehöhe, deren Gestalt und deren Abstand voneinander bestimmt. Eine wichtige Größe stellt in diesem Zusammenhang die Rauigkeitslänge ( $z_0$ ) dar; sie ist "diejenige Höhe über dem Erdboden, in der bei vorausgesetzter neutraler Schichtung die Windgeschwindigkeit Null wird" (OKE (24), p. 47, übersetzt).

Nach der von LETTAU (in OKE (24)) gefundenen Formel lassen sich die Rauigkeitslängen für verschiedene Gebäudehöhen berechnen: so beläuft sich  $z_0$  bei einem 4 m hohen Gebäude auf 5 cm, einem 20 m hohen Haus auf 90 cm und einem 100 m hohen Wolkenkratzer auf 10 m.

Tab. 5 enthält für verschiedene Städte in den USA, der UdSSR und England einige  $z_0$ -Werte. Nach dem hier vorliegenden Datenmaterial zeigt sich eine Schwankungsbreite städtischer Rauigkeitsparameter von ca. einer Größenordnung. Die unterschiedlichen Werte sind zurückzuführen auf die Gestalt und Lage der Gebäude und auf die jeweils herrschenden Wetterlagen. Insgesamt kann davon ausgegangen werden, daß die mittleren Rauigkeitsparameter in Städten etwa um den Faktor 10 über denjenigen des Umlandes liegen.

Ort	$z_0$ (m)	Quelle
Kiev, U.S.S.R.	4.5	Ariel & Kliuchnikova (1960)
Fort Wayne, Indiana	3.0	Csanady et al. (1968)
Minneapolis, Minn.	2.0	Deland & Binkowski (1966)
Tokyo, Japan	1.7	Yamamoto & Shimanuti (1964)
Liverpool, Engl.	1.2	Jones et al. (1971)
Austin, Texas	0.4-2.4	Peschier (1973)
Reading, Engl.	0.7	Marsh (1969)
Cambridge, Mass.	0.5-2	Dobbins (1977)
Columbia, Maryl.	0.7	Landsberg (1979)

Tab. 5  
Rauigkeitsparameter ( $z_0$ ) in Stadtgebieten (nach LANDSBERG 1981, Literaturangabe siehe dort)

Die lokale Abbremsung des Windes, die durch die Erhöhung der Bodenrauigkeit in Städten verursacht wird, führt dazu, daß Luft über Städten konvergiert, aufsteigt und somit die durch den Wärmeinseleffekt bedingte Konvektion verstärkt.

Prinzipiell läßt sich feststellen, daß die mittlere Windgeschwindigkeit in Städten im allgemeinen niedriger ist als im Umland und daß sie mit Vergrößerung der bebauten Fläche signifikant abnimmt (LANDSBERG (20)). Darüber hinaus beobachtet man aber eine Zunahme der Böenhäufigkeit (STIEMER (31)). Anhand einer über zwei Sommermonate laufenden Auswertung der stündlichen Windgeschwindigkeitswerte für eine (Klein-) Stadt- und eine Umlandstation können die unterschiedlichen Geschwindigkeitswerte (Abb.11) gezeigt werden: während das Ulandmittel  $v = 3,5$  m/s beträgt, beläuft sich das Innenstadtmittel auf  $v = 1,6$  m/s (Verhältnis Stadt/Umland = 1:2,2).

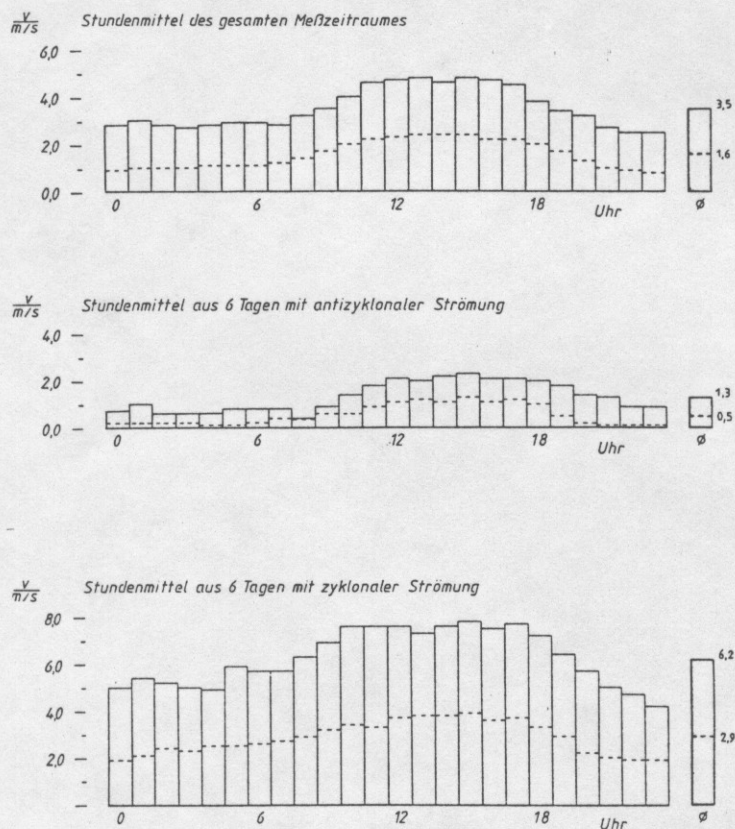


Abb. 11

Tagesgänge der Windgeschwindigkeiten ( $v$ ) an einer Stadtstation (—) und einer Freilandstation (---) in Bergkamen und Lünen-Niederaden für verschiedene Wetterlagen im Zeitraum 18. Juli bis 18. September 1985

Führt man die Berechnung getrennt nach Tagen mit antizyklonaler und zyklonaler Witterung durch, so läßt sich neben den niedrigeren Windgeschwindigkeiten bei Hochdruckwetter ( $v_{\max} \leq 2 \text{ m/s}$ ) und höheren Werten bei zyklonaler Witterung ( $v_{\max} \geq 7,5 \text{ m/s}$ ) auch ein voneinander Abweichen der jeweiligen Mittelwertverhältnisse beobachten: bei antizyklonaler Strömung beläuft sich das Verhältnis Stadt/Umland auf 1:2,6, bei zyklonaler hingegen auf 1:2,1. Der Vergleich beider Verhältniswerte belegt, daß bei Hochdruckwetterlagen die Unterschiede zwischen Stadt und Umland größer sind als bei zyklonalem Wetter. Dies ist auf die relativ größere Wirksamkeit der Rauigkeit bei geringeren Windgeschwindigkeiten zurückzuführen.

Städte sind aufgrund ihrer beträchtlichen Strömungswiderstände hinsichtlich der Durchlüftung im Vergleich zum Umland im Prinzip bei jeder Wetterlage benachteiligt.

In besonderem Maße werden diese Probleme jedoch bei Strahlungswetterlagen offenkundig, bei der geringe Windgeschwindigkeiten den horizontalen und meist auch den vertikalen Durchlüftungsprozeß so stark einschränken, daß es zu einer Akkumulation von Schadstoffen kommen kann.

Da sich solche Wetterlagen zumeist bei nächtlicher stabiler Atmosphärenschichtung und Strahlungsreichtum einstellen, kann - bedingt durch die städtische Überwärmung und das daraus resultierende Druckgefälle zum Stadtzentrum - ein Flurwindsystem (stadteinwärts gerichtete Winde) initiiert werden, mit dem Umlandluft in den Stadtkörper transportiert wird. Allerdings ist die Qualität der durch diese Flurwinde transportierten Luft davon abhängig, ob, und wenn ja, in welchem Maße eine Vorbelastung durch außerstädtische Emissionsquellen vorliegt. Obwohl das Phänomen des Flurwindes aufgrund der großen Rauigkeit in den überbauten städtischen Arealen nur schwer zu ermitteln ist (BLÜTHGEN & WEISCHET (3)), konnte eine tageszeitliche Verteilung von Flurwindstunden während einer in Dortmund durchgeführten Untersuchung nachgewiesen werden (STOCK et al. (32)).

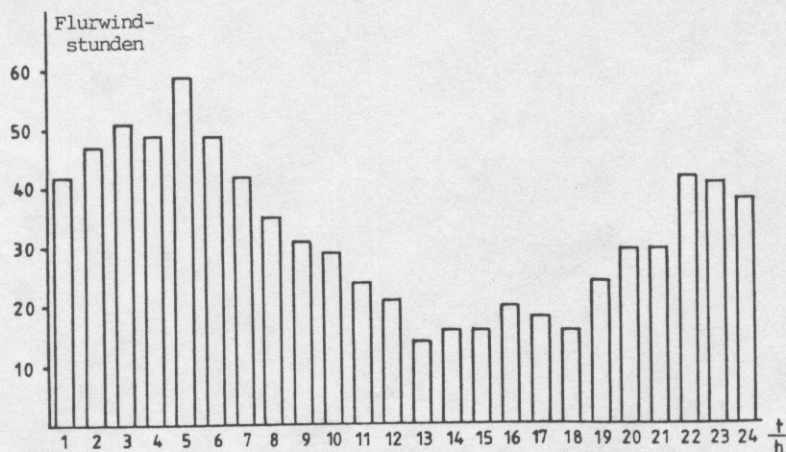


Abb. 12

Tageszeitliche Verteilung der Flurwindstunden in Dortmund vom 01.01. bis 31.12.1985  
(nach STOCK et al. 1986)

Abb. 12 läßt eine deutliche Zunahme der Flurwindhäufigkeit in den Nachtstunden, insbesondere ab 22<sup>00</sup> Uhr erkennen. Zur Zeit der Lufttemperaturminima zwischen 4<sup>00</sup> und 6<sup>00</sup> Uhr wurde das Auftreten des Flurwindes am häufigsten registriert. Eine jahreszeitliche Abhängigkeit der Flurwindsituation konnte nach BECKRÖGE (2) jedoch nicht nachgewiesen werden.

Flurwindbahnen sollten in der Bau- und Siedlungsplanung unbedingt berücksichtigt werden und nicht derart verbaut werden, daß eine Zufuhr unbelasteter Umlandluft behindert wird; denn Flurwinde können insbesondere bei sommerlichen austauscharmen Wetterlagen für eine Kühlung und schadstofffreie Luftzufuhr sorgen, wenn es zu einer Entkoppelung des Bodenwindfeldes vom Höhenwindfeld kommt.

#### 4. SCHLUSS

Unter den mikro- und mesoklimatischen Veränderungen, die Städte im Vergleich zum Umland aufweisen, ist die Wärmeinsel diejenige Größe, die in finanziell-materieller Hinsicht für die Wintermonate positiv beurteilt werden kann:

Sie bewirkt nämlich eine Verkürzung der Frostperioden, mindert die Frostintensität und sorgt für eine deutliche Reduzierung der Schneedeckendauer. Das führt natürlich zu Kosteneinsparungen bei der Schneeabsehtigung, aber auch auf dem Energiesektor (z.B. Gebäudebeheizung).

LANDSBERG (20) konnte für amerikanische Haushalte eine Energieeinsparung bei hoher Bebauungsdichte von bis zu 50 % nachweisen.

Während sich in wirtschaftlicher Hinsicht durchaus Vorteile aus der städtischen Überwärmung ableiten lassen, kann das für den human-biometeorologischen Bereich nicht geschehen. Im Gegenteil, hier überwiegen insbesondere bei sonnenscheinreicher Witterung in den Sommermonaten gesundheitliche Nachteile, die aus hohen Werten der Umgebungslufttemperatur und der Neigung zur Schwüle resultieren.

Zu Erfassung und Bewertung thermisch belastender Wetterlagen haben sich mehrere Kenngrößen in der Bioklimatologie bewährt, unter denen z.B. die Äquivalenttemperatur eine weite Verbreitung für die Abgrenzung des feuchtheißen Schwüleempfindens ist (ADAM (1)).

Es handelt sich hierbei um eine einfach zu messende Größe, in der allerdings Parameter wie Strahlungseinflüsse und Windgeschwindigkeit nicht direkt berücksichtigt werden.

Seit einiger Zeit versucht man deshalb, "komplexe, auf Energiebilanzmodelle des menschlichen Körpers aufbauende Kenngrößen" (HÖPPE (11)) zu errechnen, um möglichst umfassende Bewertungsgrößen für die entsprechenden bioklimatischen Situationen zu erhalten.

Hierzu zählen beispielsweise der von FANGER (7) geschaffene PMV-Wert (= Predicted Mean Vote), das Klima-Michel-Modell (JENDRITZKY et al. (14); JENDRITZKY & NÜBLER (15)), das MUKLIMO (= Mikroskalige Urbane Klimamodell; SIEVERS & ZDUNKOWSKI (29)), das MEMI (= Münchener Energiebilanz Modell für Individuen; HÖPPE (10)) und das IMEM (Instationäres Münchener Energiebilanzmodell; HÖPPE (11)), mit deren Hilfe stationäre und dynamische Bewertungsgrößen für den ruhenden und sich bewegenden Menschen ermittelt werden können.

Diese und andere stadtklimatisch wichtige Parameter auch für die praktische Anwendung verfügbar zu machen, ist eine wichtige Aufgabe der naturwissenschaftlich orientierten ökologischen Planung, deren Ergebnisse aus dem Sektor Stadtklimatologie ihren Niederschlag in synthetischen Klimafunktionskarten und Planungshinweiskarten finden können wie sie z.B. kürzlich für die Stadt Dortmund vom Kommunalverband Ruhrgebiet durch STOCK et al. (32) bearbeitet und herausgegeben wurden.

## LITERATURVERZEICHNIS

- (1) ADAM, K.: Das Ökosystem Stadt - Strukturen und Belastungen. - In: ADAM, K. & T. GROHE (1984): Ökologie und Stadtplanung, (1984) S. 29-78.
- (2) BECKRÖGE, W.: Neue Ergebnisse zu stadtklimatischen Untersuchungen im Ruhrgebiet und ihre Anwendung in der Planung. - In: MAYER, H. (Hrsg.): Bioklima in der Stadt Münchner Universitätsschriften, Wiss. Mitteilung Nr. 53, (1986) S. 64-93.
- (3) BLÜTHGEN, J.; WEISCHET, W.: Allgemeine Klimageographie. Lehrbuch der allgemeinen Geographie 2. Berlin 1980.
- (4) BRÜNDL, W.; MAYER, H.; BAUMGARTNER, A.: Untersuchung des Einflusses von Bebauung und Bewuchs auf das Klima und die lufthygienischen Verhältnisse in bayrischen Großstädten. Forschungsvorhaben Nr. 8272-VI/4b-7106 im Auftrag des Bayerischen Staatsministeriums für Landesentwicklung und Umweltfragen. München 1986.
- (5) DIN (1986): Entwässerungsanlagen für Gebäude und Grundstücke Teil 2. Bestimmungen für die Ermittlung der lichten Weiten und Nennweiten für Rohrleitungen, 1978.
- (6) ERIKSEN, W.: Probleme der Stadt- und Gelände-klimatologie. Erträge der Forschung, Bd. 35 Darmstadt, 1975.
- (7) FANGER, P.O.: Thermal Comfort. Analysis and Applications in Environmental Engineering. Mc Graw-Hill, New York 1972.
- (8) GARSTANG, P.D.; TYSON, G.; EMMITT, D.: The Structure of Heat Islands. Reviews of Geophysic And Space Physics, Vol.13 (1975) pp. 139-165; Bd. 13.
- (9) HAVLIK, D.: Großstädtische Wärmeinsel und Gewitterbildung - Ein Beispiel anthropogener Klimamodifikation. Aachener Geographische Arbeiten Heft 14, 1. Teil, (1981), S. 91-110.
- (10) HÖPPE, P.: Die Energiebilanz des Menschen. Universität München - Meteorologisches Institut, Wissenschaftliche Mitteilungen Nr. 49, München 1984, 160S.
- (11) HÖPPE, P.: Die thermische Komponente des Stadtklimas. - In: MAYER, H.: Bioklima in der Stadt, Universität München - Meteorologisches Institut, Wissenschaftliche Mitteilungen Nr. 53, (1986), S. 94-108.
- (12) HOFMEISTER, B.: Stadtgeographie. - Das Geographische Seminar, zweite verbesserte Auflage 1972.
- (13) HOFMEISTER, B. : Die Stadtstruktur. Ihre Ausprägung in den verschiedenen Kulturräumen der Erde. - Erträge der Forschung, Bd. 132, Darmstadt 1980.
- (14) JENDRITZKY, G.; SÖNNING, W.; SWANTES, H.J.: Ein objektives Bewertungsverfahren zur Beschreibung des thermischen Milieus in der Stadt- und Landschaftsplanung ("Klima-Michel-Modell") Akademie für Raumforschung und Landesplanung, Beiträge 28, 1979.

- (15) JENDRITZKY, G.; NÜBLER, W.: A Model Analysing the Urban Thermal Environment in Physiologically Significant Terms. Arch. Met. Geoph. Biocl. Ser. B, 29, (1981), S. 313-326.
- (16) KERSCHGENS, M.J.; DRAUSCHKE, R.L.: On the energy budget of a wintry - mid-latitude city atmosphere. Beiträge Vol. 59, Nr. 1 (1986), pp. 115-125.
- (17) KUTTLER, W.; SCHREIBER, D. (Hrsg.): Stadt- und Geländeklimatische Untersuchungen im südlichen Münsterland. Materialien zur Raumordnung aus dem Geographischen Institut der Ruhr-Universität Bochum, Forschungsabteilung für Raumordnung, Band XXV, Bochum 1984.
- (18) KUTTLER, W.: Stadtklima - Struktur und Möglichkeiten zu seiner Verbesserung. Geographische Rundschau H. 5, 37. Jahrg. (1985a) S. 226-233.
- (19) KUTTLER, W.: Klimatologische Untersuchungen im Raum Bochum (unveröff. Abschlußbericht im Auftrag des Kommunalverbandes Ruhrgebiet, Essen). (1985b).
- (20) LANDSBERG, H.E.: The urban climate. Vol. 28, International Geophysics series, New York 1981.
- (21) LARCHER, W.: Ökologie der Pflanzen. Stuttgart 1980.
- (22) NOACK, E.M.; MAYER, H.; BAUMGARTNER, A.: Abschlußbericht zum Forschungsvorhaben Quantifizierung der Einflüsse von Bebauung und Bewuchs in der urbanen Biosphäre. Forschungsbericht Nationales Klimaforschungsprogramm der Bundesrepublik Deutschland - Landoberflächenklima. Bundesministerium für Forschung und Technologie. München 1986.
- (23) OKE, T.R.: The energetic basis of the urban heat island. - In: Quarterly journal of the royal meteorological society, Vol. 108 (1982) pp. 1-24.
- (24) OKE, T.R.: Boundary layer climates. London and New York 1983.
- (25) OKE, T.R.: Methods in urban climatology. - In: Applied climatology. 25<sup>th</sup> Int. Geogr. Congress. Züricher Geogr. Schriften 14 (1984) pp. 19-29.
- (26) OKE, T.R.: Urban climatology and the tropical city: An introduction. - In: OKE, T.R. (ed.) Urban climatology and its applications with special regard to tropical areas, WMO - Nr. 652 (1986) pp. 1-25.
- (27) SCHÖLLER, P.: Allgemeine Stadtgeographie. - Wissenschaftliche Buchgesellschaft. Bd. CLXXXI Darmstadt 1969.
- (28) SCHÖLLER, P.: Zur Urbanisierung der Erde. - In: Tagungsbericht und Wissenschaftliche Abhandlungen des 43. Deutschen Geographentages Mannheim (5. - 10.10.1981), Bd. 43 (1983) S.25-34.
- (29) SIEVERS, U.; ZDUNKOWSKI, W. G.: A microscale Urban Climate Model. - In: Beitr. Phys. Atmosph. 59, (1986) pp. 13-40.
- (30) STEIN, N.: Zentrale Forschungsfelder einer ökologisch orient-

tierten Stadtklimatologie : Strahlungs-, Energie- und Wärme-  
haushalt. Landschaft und Stadt 11 (3), (1979) S. 99-110.

- (31) STIEMER, S.F.: Windumströmung von Gebäuden und  
Gebäudeklima. - In: FRANKE, E. (Hrsg.): Stadtklima,  
(1977) S. 77-111.
- (32) STOCK, P.; BECKRÖGE, W.; KIESE, O.; KUTTLER, W.; LÜFTNER, H.:  
Klimaanalyse Stadt Dortmund. Planungshefte Ruhrge-  
biet, PO 18. Hrsg.: Kommunalverband Ruhrgebiet, Essen  
1986.
- (33) WANNER, H.: Die Grundstrukturen der städtischen  
Klimamodifikation und deren Bedeutung für die Raumplanung  
- In: Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft von Bern,  
Bd. 55 (1983 - 1985), (1986) S. 67-84.
- (34) WANNER, H.: Stadtklimatologie und Stadtklimastudien  
in der Schweiz. - In: Jahrbuch der Schweizerischen Natur-  
forschenden Gesellschaft, wissenschaftlicher Teil,  
(1983), S. 96-111.
- (35) WEIHE, W.H.: Lifeexpectancy in tropical climates and  
urbanization. - In: OKE, T.R. (ed.) Urban climatology and  
its applications with special regard to tropical areas. WMO -  
Nr. 652, (1986) pp. 313-353.

Anschrift des Verfassers:  
Prof. Dr. W. Kuttler  
FB 9, Landschaftsökologie  
Universität-GH-Essen  
Postfach 103 764  
4300 Essen 1