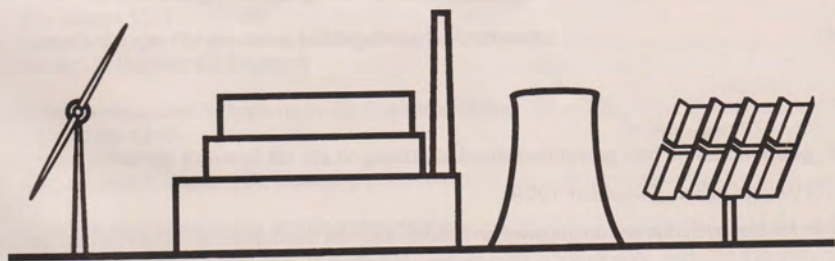


**VDI**  
—  
**GET**

# JAHRBUCH 98

**VDI** GESELLSCHAFT

**ENERGIETECHNIK**



**VDI** VEREIN DEUTSCHER INGENIEURE

# Städtische Klimamodifikation

Prof. Dr. **W. Kuttler**, Essen



## 1. Einleitung

Eine Beeinflussung des Klimas durch den Menschen kann beabsichtigt oder unbeabsichtigt sein und zu meliorativen bzw. pejorativen Auswirkungen auf lokaler bis globaler Ebene führen. Vorsätzlich ausgelöste Klimaveränderungen, die z. B. auf der Durchführung von Wind- und Frostschutzmaßnahmen sowie großflächigen Aufforstungen und Abholzungen beruhen, beziehen sich im wesentlichen auf den lokal- bzw. regional-klimatischen Bereich. Allerdings lassen sich globale Implikationen einzelner klimawirksamer Größen, die vom Mikro- bzw. Meso-Scale ausgehen, nicht immer ausschließen. Zu den vom Menschen nicht beabsichtigten Klimaeinwirkungen zählen u. a. das an die Verstädterung gebundene urbane Klima und die weltweite Beeinflussung des Strahlungs- und Energiehaushalts durch atmosphärische Spurenstoffe, die größtenteils in den städtisch-industriellen Ballungsräumen freigesetzt werden. Während eine einwandfrei nachgewiesene Ursache-/Wirkungsbeziehung zwischen anthropogenen Immissionen und einer Erwärmung der Erdatmosphäre auf der Basis von Meßergebnissen noch aussteht, gilt dieses für die urbane Klimamodifikation nicht. Sie ist durch zahlreiche Untersuchungsergebnisse, die in Städten verschiedener Klimazonen gewonnen wurden, weltweit belegt. Im einzelnen läßt sich die städtische Klimabeeinflussung auf die thermischen Eigenschaften der versiegelten Oberflächen, deren eingeschränktes Evaporations- und Wasserspeichervermögen sowie auf die bebauungsbedingte Erhöhung der Oberflächenrauigkeit und die durch Kraftfahrzeuge, Industrie und Hausbrand verursachten Abwärmern und Spurenstoffemissionen zurückführen. In den nachfolgenden Kapiteln werden stadtklimatische Charakteristika an Einzelbeispielen dargestellt und erläutert.

## 2. Aufbau der Stadtatmosphäre

Stadtgebiete führen aufgrund der vielfältig durch den bebauten Raum einflußnehmenden Parameter zu einer typischen Veränderung der bodennahen Atmosphäre. Eingee-

bettet in die planetarische Grenzschicht, die Höhen von bis zu 2.000 m erreichen kann, bildet sich über Großstädten i. a. eine Stadtgrenzschicht aus, deren Mächtigkeit von der Höhe der Bauwerke und der städtischen Abwärme abhängig ist. Im Vergleich zum Umland kann die städtische Grenzschicht wesentlich mächtiger ausgebildet sein. Vom Boden bis in die mittlere Hausdachhöhe ist in die städtische Grenzschicht die Stadthindernisschicht (engl.: urban canopy layer) eingelagert. Sie führt zu einer Vielzahl von Mikroklimaten in Abhängigkeit der Oberflächennutzung und besitzt dadurch im Vergleich zu darüberliegenden Schichten ein eigenes klimatisches Regime. Dieses wird durch die Schubspannung und die Rauigkeitselemente geprägt. Vielfach bildet die Obergrenze der Stadthindernisschicht neben dem Boden eine zweite Strahlungs- und Energiereferenzfläche aus, der nach einer Übergangsschicht (urban turbulent wake layer) die schon erwähnte Stadtgrenzschicht (urban boundary layer) folgt. Die Stadtgrenzschicht ist über einem Stadtgebiet nicht symmetrisch aufgebaut, sondern wird durch die großräumig vorherrschende Strömung modifiziert, wie beispielsweise Abb. 1 zeigt. Dadurch kann sich die städtische Abluftfahne u. U. mehrere Kilometer weit ins Umland erstrecken und dort in abgeschwächter Form stadtklimaähnliche Verhältnisse verursachen.

Der Einfluß der urbanen Bebauung auf die Windverhältnisse ist vielfältig. Es werden nicht nur bodennah, sondern auch mit der Höhe die Geschwindigkeit und Richtung des Windes verändert. Im Vergleich zum Umland weist das Vertikalprofil deutliche Unterschiede auf (Abb. 1). Die stärksten Modifikationen des Windfelds treten bekanntermaßen in der Stadthindernisschicht auf. Während im Umland das vertikale Windprofil für neutrale Schichtungsverhältnisse nach dem logarithmischen Windgesetz (1) angegeben werden kann

$$\bar{u}_z = \frac{u^*}{K_a} \ln \frac{z}{z_0} \quad (1)$$

mit

- $\bar{u}_z$  = mittlere Windgeschwindigkeit in der Höhe  $z$  [ $\text{m s}^{-1}$ ]
- $u^*$  = Schubspannungsgeschwindigkeit [ $\text{m s}^{-1}$ ]
- $K_a$  = Kármán-Zahl (0,4)
- $z$  = Höhe [m]
- $z_0$  = Rauigkeitshöhe [m],

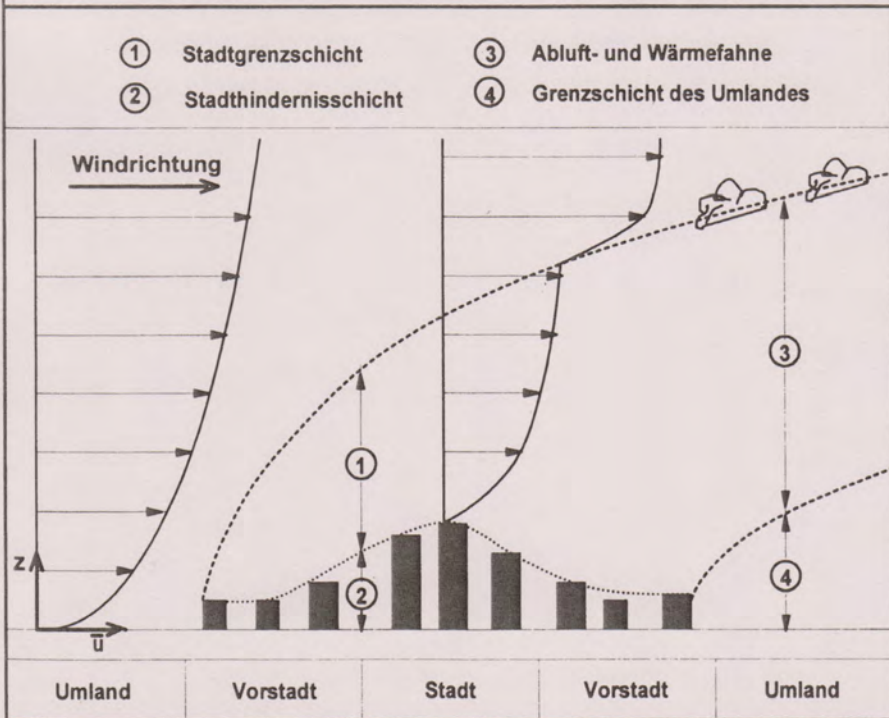
verändert sich dieses über stark durch Strömungshindernisse strukturierten Oberflächen, wie sie z. B. auch Stadtgebiete darstellen. Diesem Problem wird durch Einfü-

gen einer sog. Verdrängungsschichtdicke  $d$  (hier: windruhiger Bereich innerhalb der Bebauung) in (1) Rechnung getragen, woraus dann (2) wird.

$$\bar{u}_z = \frac{u^*}{K_a} \ln \frac{z-d}{z_0} \quad [\text{m s}^{-1}] \quad (2)$$

Für die Größe  $d$  wurde der empirische Zusammenhang  $d = 2/3 h$  ( $h =$  Hindernishöhe) festgestellt. Während sich oberhalb der Verdrängungsschichtdicke mit (2) das vertikale Windprofil über einem Stadtgebiet berechnen läßt, sind gesetzmäßige Aussagen zur vertikalen Windveränderung unterhalb von  $d$ , z. B. in Straßenschluchten, nicht möglich.

Abb. 1: Schematische Darstellung der atmosphärischen Grenzschicht im Bereich einer Großstadt nach /9/, verändert



### 3. Strahlungs- und Energiehaushalt

Der Strahlungs- und Energiehaushalt der Stadtgrenzschicht wird durch

- die gasförmigen und festen Bestandteile der bodennahen Atmosphäre,
- die Art, Gliederung und Nutzungsstruktur des städtisch bebauten Raumes sowie
- die Exposition und Neigung der städtischen Oberflächen zur Sonne bestimmt.

Unter der Voraussetzung von Advektionsarmut und Niederschlagsfreiheit kann die Strahlungs- bzw. Energiebilanzgleichung nach (3) wie folgt geschrieben werden:

$$Q^*_S = (S + H) (1 + R_k) + A + G$$

$$Q^*_W = Q^*_S + Q_A + Q_M + Q_B + Q_E + Q_H \quad (3)$$

mit

- $Q^*_S$  = Strahlungsbilanz [ $W m^{-2}$ ]
- $Q^*_W$  = Energiebilanz [ $W m^{-2}$ ]
- S, H = direkte, indirekte Solarstrahlung [ $W m^{-2}$ ]
- $R_k$  = kurzwelliger Reflexionsgrad [1]
- A = langwellige Ausstrahlung [ $W m^{-2}$ ]
- G = atmosphärische Gegenstrahlung [ $W m^{-2}$ ]
- $Q_A$  = anthropogene Energieflußdichte [ $W m^{-2}$ ]
- $Q_M$  = metabolische Energieflußdichte [ $W m^{-2}$ ]
- $Q_B$  = Bodenwärmeflußdichte (inkl. Gebäude und Untergrund) [ $W m^{-2}$ ]
- $Q_E$  = latente Wärmeflußdichte [ $W m^{-2}$ ]
- $Q_H$  = sensible Wärmeflußdichte [ $W m^{-2}$ ]

Flußdichten, die zur Oberfläche gerichtet sind, erhalten in der o. g. Gleichung ein positives, jene, die von der Oberfläche weggerichtet sind, ein negatives Vorzeichen.

Die meist verschmutzte Stadtatmosphäre führt dazu, daß das Verhältnis von direkter (S) zu indirekter Solarstrahlung (H) zugunsten letztgenannter anwächst. Für die Schwächung der Globalstrahlung ( $GS = S + H$ ) wird je nach Konzentration und optischen Eigenschaften der in der Luft enthaltenen Gase und Aerosole von einer durchschnittlichen Minderung im Vergleich zum Umland von 4 % bis 20 % ausgegangen (Tab. 1).

Dabei ergibt sich sowohl ein deutlicher Unterschied zwischen den Jahreszeiten als auch eine signifikante Abhängigkeit zu einzelnen Windrichtungen, wie Meßergebnisse für die Stadt Halle belegen /29/.

Tab. 1: Schwächung der Globalstrahlung in verschiedenen Großstädten (nach einer Zusammenstellung in /29/)	
	Schwächung der Globalstrahlung in Prozent zum unbeeinflussten Umlandwert
Montreal	Sommer 4 %
Tokyo	Winter 15 %
Paris	6 - 20 %
Budapest	7 - 8 %

Grundsätzlich ist in diesem Zusammenhang darauf hinzuweisen, daß der Luftverschmutzungsgrad in erheblichem Maße von den prägenden Emissionsquellen (Straßenverkehr, Hausbrand, Industrie) einer Stadt abhängt. Emissionsminderungsmaßnahmen führen zu langfristigen Abnahmen der Spurenstoffkonzentrationen, wie sie durch den Schwefeldioxidgehalt der Luft mittlerweile in vielen Städten beobachtet werden können.

Die Verringerung der Lichtdurchlässigkeit der Atmosphäre kann mit Hilfe des von LINKE /18/ eingeführten Trübungsfaktors (T) angegeben werden. Er vergleicht die tatsächliche Trübung der Luft, hervorgerufen durch Absorption und Streuung, mit der Schwächung der Strahlung, die durch Rayleigh-Streuung erzeugt wird. Man kann den Trübungsfaktor nach LINKE auch als das Vielfache der reinen Atmosphären auffassen, die dieselbe Trübung wie die tatsächliche Atmosphäre verursachen /24/.

Die Strahlungsattenuation ( $I_T$ ) kann unter Berücksichtigung des Trübungsfaktors (T) nach (4) wie folgt berechnet werden:

$$I_T = I_0 \cdot \exp(-q_0 \cdot m \cdot T) \quad [W \cdot m^{-2}] \quad (4)$$

mit

$I_T$  = Strahlungsattenuation [ $W \cdot m^{-2}$ ]

$I_0$  = Solarkonstante [ $1360 W \cdot m^{-2}$ ]

$m$  = Relative optische Weglänge der Sonnenstrahlung durch die Erdatmosphäre ( $m = (\sin h)^{-1}$ ;  $h$  = Sonnenhöhe in °)

$q_0$  = Transmissionsfaktor [ 1 ]

T = Trübungsfaktor [ 1 ]

In der Strahlungsattenuation ( $I_{\tau}$ ) werden durch den Transmissionsfaktor ( $q_{\sigma}$ ) die Streuung an Molekülen, die Absorption des Wasserdampfes, des Ozons und des Sauerstoffs sowie die Streuung und Absorption des Aerosols berücksichtigt.

HELBIG /9/ gibt mit Bezug auf HÄNSEL /7/ für Leipzig einen mittleren Trübungsfaktor von 5,41 (1976-1977) an, wobei er für die Heizperiode  $T = 5,8$  und für die heizfreie Zeit einen solchen von  $T = 4,89$  fand. Der höhere Wert des Trübungsfaktors während des Winters beruht auf der stärkeren Luftverschmutzung. Im nicht luftverschmutzten Umland werden im Unterschied zu Stadtgebieten in den Sommermonaten allerdings höhere Trübungs faktoren gemessen, die im wesentlichen auf den größeren Wasserdampfgehalt der Atmosphäre zurückzuführen sind /10/.

In Tab. 2 sind beispielhaft die Strahlungsstromdichten für eine Stadtatmosphäre ( $T = 4$ ) und eine Umlandatmosphäre ( $T = 1$ ) für verschiedene Sonnenhöhen enthalten. Es zeigt sich, daß insbesondere morgens und abends sowie bei sehr tief stehender Sonne im Winter die Strahlungsschwächung aufgrund der Zunahme des optischen Weges der Sonnenstrahlung durch die Erdatmosphäre besonders groß werden kann.

Tab. 2: Abhängigkeit der Globalstrahlungsintensität (GS) von der Sonnenhöhe (h) bzw. der Optischen Luftmasse (m) für eine Umlandatmosphäre (Trübungsgrad  $T = 1$ ) und eine Stadtatmosphäre ( $T = 4$ ) bei einem Transmissionsfaktor  $q_{\sigma} = 0,078$ ;  $I_0 = 1360 \text{ W m}^{-2}$

h	m	GS T = 1 (Umland)	GS T = 4 (Stadt)	$\frac{\text{Stadt}}{\text{Umland}} \cdot 100$
[°]	[1]	[W m <sup>-2</sup> ]	[W m <sup>-2</sup> ]	[%]
90	1,00	1258	995	79
60	1,15	1243	950	76
30	2,00	1164	729	63
15	3,90	1003	403	40
10	5,80	865	223	26
5	11,50	555	38	7

Mit Hilfe eines eindimensionalen Strahlungsstrommodells konnte nachgewiesen werden /9/, daß ein Aerosolgehalt von  $5 \cdot 10^5$  Teilchen  $\text{cm}^{-3}$  in einer 500 m mächtigen städtischen Aerosolschicht im Vergleich zu einer nicht verschmutzten Atmosphäre eine Erwärmung, die auf Strahlungsabsorption der trübenden Teilchen zurückzuführen ist, von  $1 \text{ K d}^{-1}$  bis zu  $20 \text{ K d}^{-1}$  auftritt. Neben der Reduzierung der Globalstrahlung ist eine qualitative, in unterschiedlichem Maße von der Wellenlänge abhängige Strahlungsmodifikation, zu beobachten. Messungen der UV-Strahlung ergeben beispielsweise, daß in Innenstadtgebieten Schwächungen im Vergleich zum Umland von bis zu 20 % erwartet werden können /19/. Ursache hierfür dürfte u. a. die Absorption der photochemisch aktiven UV-Strahlung im Zuge der bodennahen Ozonbildung und durch das  $\text{NO}_2$  sowie die Reflexion an Staubpartikeln sein. Es zeigte sich jedoch auch, daß gelegentlich Situationen zu beobachten sind, die zu höheren UV-Strahlungsstromdichten in Innenstadtgebieten führen als im Umland. Dieses wird damit erklärt, daß die Ozonbildung von verschiedenen Vorläufergasen abhängig ist, aus denen sich über mehrere Reaktionsschritte  $\text{O}_3$  bildet /15/. Ein gleichzeitig aus dem Stadtgebiet erfolgender Ozon- und  $\text{NO}_x$ -Transport, der auch bei austauscharmen Wetterlagen trotz geringer Luftbewegung gewährleistet ist, sorgt dann dafür, daß letztlich im Umland bei höheren Ozonkonzentrationen als in der Innenstadt niedrigere UV-Werte gemessen werden.

Die kurzwellige Reflexion ( $R_k$ ) oder auch Albedo der Globalstrahlung wird durch die Absorptionseigenschaften der Oberflächen, deren Exposition zur einfallenden Strahlung sowie durch den Sonnenstand (Deklination der Sonne, Tageszeit) bestimmt. Im allgemeinen wird für europäische und nordamerikanische Städte ein Mittelwert von  $R_k = 0,15$  angegeben. Dieser Wert unterscheidet sich kaum von entsprechenden Umlandwerten. Allerdings kann es im Winter bei vorhandener Schneedecke zu größeren Unterschieden zwischen Stadt und Umland kommen, wenn in der Stadt der Schnee geräumt wurde bzw. dieser wegen der dort höheren Temperaturen getaut ist. Das dunklere Stadtgebiet kann in diesem Falle einen deutlich niedrigeren Albedowert aufweisen und absorbiert dann stärker als das schneebedeckte Umland.

Die langwellige Strahlungsbilanz ( $Q^*_L$ ) setzt sich nach (5) aus

$$Q^*_L = G + A \quad [\text{W m}^{-2}] \quad (5)$$

zusammen.



Die Werte der Gegenstrahlung (G) der Stadtgrenzschicht und diejenigen der langwelligen Ausstrahlung der Oberflächen (A) sind im Vergleich zum Umland erhöht. Die stärkere Gegenstrahlung beruht sowohl auf der höheren Temperatur der bodennahen Atmosphäre als auch auf der durch die größere Wasserdampfdichte verursachten Glashauswirkung.

Die stärkere Ausstrahlung (A) geht auf die höheren Oberflächentemperaturen zurück, die einen Stadtkörper i. a. thermisch charakterisieren. Der Unterschied der langwelligen Strahlungsbilanz zwischen Stadt und Umland ist allerdings gering. Er wird maximal mit 1 % angegeben /21/.

In die städtische Energiebilanz gehen die sensible und latente Wärmeflußdichte ( $Q_H$ ,  $Q_E$ ), die anthropogene Energieflußdichte ( $Q_A$ ) sowie die Bodenwärmeflußdichte ( $Q_B$ ) ein. Weiterhin müßte noch die von den Organismen, insbesondere vom Menschen, produzierte metabolische Wärme ( $Q_M$ ) berücksichtigt werden. Setzt man eine „mittlere Aktivität“ der Stadtbewohner von etwa 200 W/Person voraus und bezieht diese z. B. auf eine Großstadt (Essen: Fläche = 200 km<sup>2</sup>, 600.000 Einwohner), dann erreicht  $Q_M$  gerade 0,6 W m<sup>-2</sup>. Dieser Wert kann wegen Geringfügigkeit bei der Berechnung der anthropogenen Wärmeproduktion ( $Q_A$ ) in der Regel vernachlässigt werden. Hingegen lassen der Kfz-Verkehr, Kraftwerke, sonstige Industrieprozesse, Hausbrand, unzureichende Wärmedämmung an Gebäuden sowie der Betrieb von Klimaanlage Energieflußdichten entstehen, die - verglichen mit der natürlichen Strahlungsbilanz - durchschnittliche Anteile von bis zu 50 % erreichen können. In Städten, die in extrem winterkalten Klimaten liegen, kann die natürliche Energiebilanz allerdings um ein Mehrfaches von der anthropogenen Wärmeproduktion ( $Q_A$ ) übertroffen werden /13/.

Eine Gegenüberstellung der Glieder der Energiebilanz einer Stadt-/Umlandatmosphäre zeigt am Beispiel der Stadt Vancouver für ausgewählte Sommertage folgendes Bild (Tab. 3): Q des Vorortes beläuft sich auf 91 % des Umlandwertes. Hierfür sind die unterschiedlichen Reflexionsgrade und die stärkere Strahlungsminderung durch die städtische Dunstglocke im Vergleich zum Umland verantwortlich.

$Q_H$  erreicht im bebauten Gebiet rund 160 % des Umlandstandortes.  $Q_E$  ist am Vorortstandort mit 48 % im Vergleich zum Umland deutlich niedriger, da - künstliche Be-

wässerung in Gärten und Kleingartenanlagen nicht berücksichtigt - weniger Wasser für die Evapotranspiration zur Verfügung steht. Hingegen ist der Wärmeverrat ( $Q_B$ ) im Vorort um das Vierfache gegenüber dem Umland erhöht, was auf die große Wärmespeicherfähigkeit des Boden-Gebäude-Luftraum-Bereichs zurückzuführen ist. Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß innerhalb der bebauten Flächen 54 % der Energiebilanz für  $Q_H$  aufgewendet werden, während dieser Anteil im Umland nur 31 % ausmacht.

Tab. 3: Energieflußdichten eines Vorort- und Umlandstandortes innerhalb und in der Nähe von Vancouver B. C. (49° N). Angaben in  $W m^{-2}$  als Mittelwert aus 30 Sommertagen (nach /2/; verändert)

	Vorortstandort	Umlandstandort	$\frac{\text{Stadt}}{\text{Umland}} \cdot 100\%$
Energiebilanz (Q) ( $Q_H + Q_E + Q_B$ )	136,5 $\hat{=}$ 100 %	150,5 $\hat{=}$ 100 %	91 %
Sensible Wärmeflußdichte ( $Q_H$ )	74,1 $\hat{=}$ 54 %	46,4 $\hat{=}$ 31 %	160 %
Latente Wärmeflußdichte ( $Q_E$ )	48,6 $\hat{=}$ 36 %	100,6 $\hat{=}$ 67 %	48 %
Wärmespeicher (Boden, Gebäude, bodennaher Luftraum) ( $Q_B$ )	13,8 $\hat{=}$ 10 %	3,5 $\hat{=}$ 2 %	400 %

Das Bowen-Verhältnis ( $Bo$ ), das das Verhältnis der sensiblen Wärmeflußdichte zur latenten Wärmeflußdichte angibt, kann nach (6)

$$Bo = \frac{\rho c_p \frac{d\Theta}{dx}}{r_w \frac{dq}{dx}} = \frac{Q_H}{Q_E} \quad (6)$$

bestimmt werden,

mit  $\rho$  = Dichte der Luft [ $\text{kg m}^{-3}$ ]

$c_p$  = spez. Wärmekapazität der Luft bei konst. Druck [ $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]

$\frac{d\Theta}{dx}$  = Temperaturgradient der bodennahen Luftschicht [ $\text{K m}^{-1}$ ]

$r_w$  = spez. Verdunstungswärme des Wassers [ $\text{J kg}^{-1}$ ]

$\frac{dq}{dx}$  = Wasserdampfgradient der bodennahen Luftschicht [ $\text{kg m}^{-4}$ ]

Das Bowen-Verhältnis beträgt für den Vorortstandort  $B_o = 1,52$ , für das Umland  $B_o = 0,46$ . Während im Vorort somit das 1,5-fache an Energie der latenten Wärmeflußdichte durch die sensible Wärmeflußdichte an die Atmosphäre abgegeben wird, ist im Umland der über den Wasserdampf erfolgende Wärmetransport in die Atmosphäre mehr als doppelt so groß und deshalb die Erwärmung hier geringer.

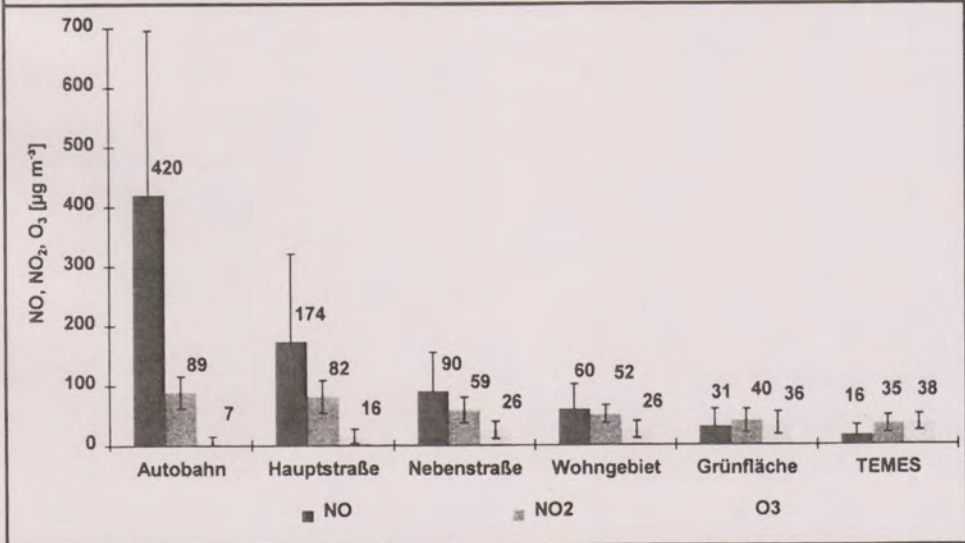
Zusammenfassend kann für die städtische Strahlungs- und Energiebilanz im Vergleich zum Umland festgestellt werden, daß bei zusätzlichem Energieeintrag über  $Q_A$  höhere Werte für  $H$ ,  $A$ ,  $G$ ,  $Q_B$  und  $Q_H$  auftreten, wodurch die städtische Überwärmung im wesentlichen bestimmt wird, während  $S$  und  $Q_E$  niedrigere Flußdichten aufweisen.

#### 4. Luftverschmutzung

Die Luftverschmutzung der meisten westeuropäischen Städte wird heutzutage in erster Linie durch die Emissionen des Kfz-Verkehrs geprägt. Über 70 % der Kohlenmonoxid- und Stickstoffoxid-Emissionen, 50 % der flüchtigen Kohlenwasserstoffe sowie 20 % des Kohlendioxids sind allein auf diese Emissionsquelle zurückzuführen /3/. Quellen in geringer Höhe und ein engmaschiges Straßennetz, das unterschiedlich große durchschnittliche tägliche Verkehrsmengen aufnehmen muß, lassen spurenspezifisch und in Abhängigkeit vom Flächennutzungstyp ein außerordentlich heterogenes Muster der Verteilung primärer und sekundärer Luftverunreinigungen auf kleinem Raum entstehen. Abb. 2 enthält auf der Basis einer exemplarisch in der Stadt Essen durchgeführten Untersuchung für den Bereich Stadtautobahnen, Hauptverkehrs- und Nebenstraßen sowie für Wohngebiete und innerstädtische Grünflächen Mittelwerte der Immissionskonzentrationen ausgewählter Spurenstoffe. Diese wurden durch kontinuierliche Messung während der Fahrt mit einem Meßfahrzeug in 1,5 m

Höhe an der Fahrzeugfront mit einer Abtastrate von 1 s erfaßt. Für die NO-Konzentrationen kann hiernach festgestellt werden, daß auf Autobahnen und Hauptstraßen erwartungsgemäß die mit Abstand höchsten Werte ( $420 \mu\text{g m}^{-3}$  bzw.  $174 \mu\text{g m}^{-3}$ ) auftreten.

Abb. 2: NO-, NO<sub>2</sub>- und O<sub>3</sub>-Mittelwerte mit Standardabweichungen für verschiedene Flächennutzungstypen innerhalb der Stadt Essen für 12 Profilmeßfahrten (6 Nord-Süd- und 6 West-Ost-Profile) sowie zeitgleiche TEMES-Mittelwerte von vier Essener Stationen (ohne Verkehrsstation) des Meßnetzes des Landesumweltamtes NRW (Zeitraum: Februar 1995 bis Oktober 1995) (nach /16/)



Die ebenfalls hohen Standardabweichungen dürften durch kurzfristig veränderten Verkehrsfluß verursacht sein. Das für die Ozonproduktion wichtige NO<sub>2</sub>/NO-Verhältnis erreicht einen Wert von nur 0,2 bzw. 0,5. Daher treten im Bereich von Autobahnen und Hauptstraßen geringe Ozonkonzentrationen mit Werten von  $7 \mu\text{g m}^{-3}$  bzw.  $16 \mu\text{g m}^{-3}$  auf. In Nebenstraßen macht sich eine vergleichsweise deutliche Abnahme der NO<sub>x</sub>-Konzentrationen bemerkbar. Das NO<sub>2</sub>/NO-Verhältnis liegt hier bei 0,9 bzw. 1,3. Die Ozonkonzentrationen erreichen in großen Grünflächen höchste Werte innerhalb eines Stadtgebietes.

Im Gegensatz zu den dargestellten Mittelwerten ergeben sich kurzfristig auftretende hohe Immissionskonzentrationen unter dem Einfluß austauscharmer Wetterlagen (stabile Schichtung, geringe Windgeschwindigkeit), wie sie die Smogereignisse der

vergangenen Winter und Sommer gelegentlich gezeigt haben. Während sich der Typ des Wintersmogs durch hohe Werte an primären Luftverunreinigungen ( $\text{SO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{NO}_x$ , Schwebstaub) auszeichnet /12/, wird als Leitsubstanz für den Photooxidantienmog der sekundäre Spurenstoff Ozon ( $\text{O}_3$ ) herangezogen.

### 5. Städtische Überwärmung

Städte weisen im Vergleich zum Umland höhere Temperaturen auf. Die städtische Überwärmung ist auf die unterschiedlich starke Ausprägung der einzelnen Glieder der Strahlungs- und Energiebilanz sowie auf die zusätzliche Freisetzung anthropogener Wärme ( $Q_A$ ) zurückzuführen. Städtisch überwärmte Gebiete werden auch als Wärmeinseln bezeichnet, womit das Faktum einer inselartig ausgebildeten Überwärmung in einer kühleren Umgebung beschrieben wird. Die Temperaturdifferenz zwischen Stadt und Umland wird als Wärmeinselintensität mit  $\Delta T_{S,U}$  (S = Stadt, U = Umland) angegeben.

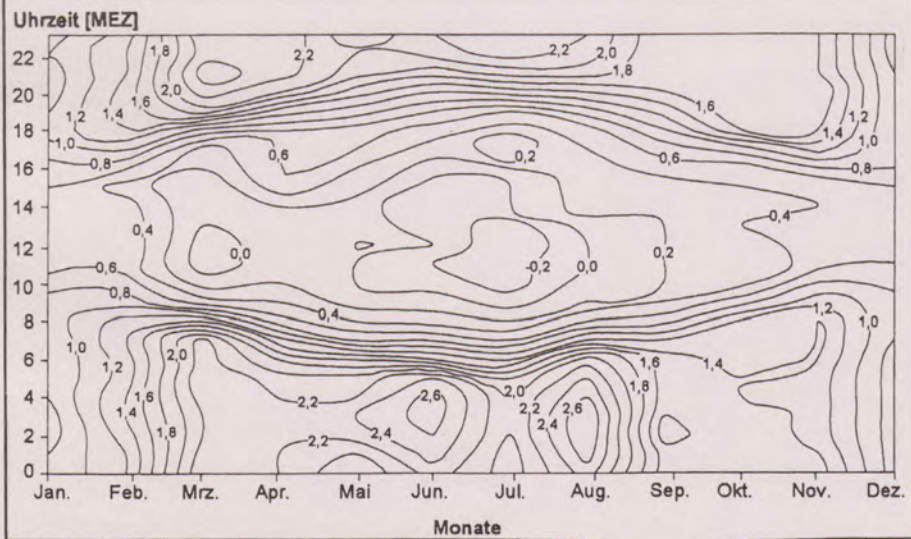
Grundsätzlich kann unterschieden werden zwischen einer die Oberflächen betreffenden Überwärmung, einer solchen, die bodennah (in der üblichen Meßhöhe von 2 m) auftritt und einer urbanen Wärmeinsel, welche sich im Bereich der mittleren Dachhöhen wegen der dort liegenden Strahlungsreferenzflächen befindet. Städtische Wärmeinseln können je nach Stadtgrundriß, -aufriß und topographischer Lage der bebauten Fläche räumlich sehr unterschiedlich in Erscheinung treten. In der Regel fällt die Ausbreitung der städtischen Erwärmung mit dem Auftreten des bebauten Untergrundes zusammen. Das gilt jedoch nur dann, wenn advektionsarme Strahlungswetterlagen vorherrschen und der städtische „Wärmedom“ nicht durch übergeordneten Wind „verschoben“ wird. Auch kann lokale Kaltluft, die Umlandfreiflächen entstammt und durch Schneisen in einen Stadtkörper gelangt, zu einer Beeinflussung der Wärmeinseln führen.

Die urbane Überwärmung unterliegt neben einer Einwirkung durch räumliche Parameter auch einem Gestalt- und Intensitätswechsel durch die Tages- und Jahreszeit. Abb. 3 enthält die stündlichen Differenzen der Lufttemperatur zwischen einer Stadt- und Umlandatmosphäre ( $\Delta T_{S,U}$ ) im Tages- und Jahresverlauf für den bodennahen Bereich (Meßhöhe: 2 m ü. Gr.) einer mitteleuropäischen Stadt. Wie der Abbildung zu entnehmen ist, treten während aller Monate des Jahres zur Mittagszeit keine bzw. nur geringe Temperaturunterschiede auf, die für kurze Zeit sogar einen Vorzeichen-

wechsel der Differenzen aufweisen können. Diese während überwiegend starker Einstrahlung erfolgende Reduktion der Temperaturunterschiede ist auf den Schattenwurf der Gebäude sowie auf die Verlagerung der maßgeblichen Strahlungsreferenzflächen vom Straßen- in das Dachniveau zurückzuführen.

Die größten Wärmeinselintensitäten lassen sich stundenweise in der zweiten Nachthälfte der Sommermonate Juni bis August beobachten.

Abb. 3: Thermoisoplethendiagramm der Lufttemperaturdifferenzen [K] zwischen einer Innenstadtstation und einer Freilandstation in Düsseldorf (Meßperiode: 12.01.1993 - 11.01.1994; Meßhöhe: 2 m ü. Gr.)



In der ersten Nachthälfte, während der die Abkühlung noch nicht so weit fortgeschritten ist, bilden sich geringe Temperaturunterschiede zwischen Stadt und Umland aus. Tab. 4 enthält exemplarisch für drei typische städtische Flächennutzungen die nachgewiesene urbane Überwärmung, geordnet nach Intensitätsstufen.

Keine Überwärmung tritt im Vergleich zum Umland (Stufe I) in der Innenstadt an 13,7 %, in innerstädtischen Grünflächen an 16,5 % und am Gewerbestandort zu fast 50 % der Jahresstunden auf. Eine leichte Überwärmung (Stufe II) läßt sich an allen hier aufgeführten Nutzungstypen während der Mehrzahl der Jahresstunden (50,2 %

bis 76,0 %) nachweisen. Das Auftreten höchster Wärmeinselintensitäten von mehr als 2 K (Stufen III und IV) beschränkt sich mit über 14 % auf den Innenstadtbereich und - in abgeschwächter Form - auf die städtische Grünfläche.

Tab. 4: Häufigkeit verschiedener Intensitätsstufen der städtischen Überwärmung ( $\Delta T_{s-u}$ ) im Stadtgebiet von Düsseldorf (in Prozent der Jahresstunden (Meßperiode: 12.01.1993 - 11.01.1994; Meßhöhe: 2 m ü. Gr.)

	Stufe I	Stufe II	Stufe III	Stufe IV
	$\Delta T_{s-u}$ $\leq 0$ K	$\Delta T_{s-u}$ > 0 bis $\leq 2$ K	$\Delta T_{s-u}$ > 2 K bis $\leq 4$ K	$\Delta T_{s-u}$ > 4 K
Innenstadtbereich (Versiegelung: 95 - 100 %)	13,7	72,1	10,1	4,1
Innerstädtische Grünfläche	16,5	76,0	6,5	1,0
Gewerbstandort (Versiegelung: 60 - 65 %, äußeres Stadtgebiet)	48,9	50,2	0,9	0,0

Im äußeren Stadtgebiet (Gewerbstandort) lassen sich Überwärmungen der Stufe III hingegen kaum noch erkennen. Die vielfach beschriebenen thermischen Wohlfahrtswirkungen innerstädtischer Grünflächen /26/ werden durch diese Daten bestätigt. Allerdings zeigt die Auswertung auch, daß hier - bedingt durch den städtischen Wärmedom - eine geringere Absenkung der Temperatur erfolgt als es in den Freiflächen des Umlandes der Fall ist. In rund 83 % der Jahresstunden weisen nämlich die innerstädtischen Grünflächen Überwärmungen auf, die zum größten Teil der Stufe II, aber auch - mit stark abnehmender Häufigkeit - in den Stufen III und IV vertreten sind. Diese Ergebnisse decken sich z. B. mit denen, die KIESE /11/ anhand seiner Untersuchungen in Grünflächen der Stadt Münster fand.

Eine Vorhersage der Intensität der städtischen Überwärmung kann sowohl mit Hilfe meteorologischer und bebauungsbedingter Größen als auch über die Anzahl der Einwohner vorgenommen werden. Durch verschiedene Gleichungen lassen sich die empirisch ermittelten Zusammenhänge darstellen. Nachfolgende Abhängigkeit der städtischen Überwärmung von Bewölkung und Windgeschwindigkeit (7) fand SUND-BORG /27/ anhand seiner im schwedischen Uppsala durchgeführten Untersuchungen.

$$\Delta T_{S-U} = \frac{(a - bN)}{\bar{u}} \quad [K] \quad (7)$$

mit

- $N$  = Wolkenbedeckungsgrad [ $\times 10^{-1}$ ]  
 $\bar{u}$  = mittlere Umlandwindgeschwindigkeit [ $m s^{-1}$ ]  
 $a, b$  = stadtabhängige Konstanten [1]

Bei hohem Wolkenbedeckungsgrad nimmt die Wärmeinselintensität ab, da sich aufgrund der fehlenden direkten Einstrahlung die thermischen Unterschiede zwischen Stadt und Umland angleichen. Zunehmende mittlere Windgeschwindigkeiten sorgen über die Advektion ebenfalls für eine vergleichsweise Nivellierung der Strahlungs- und Energiebilanzen, woraus geringere Temperaturunterschiede resultieren. Die Abhängigkeit der städtischen Wärmeinsel von der Einwohnerzahl und der mittleren Umlandwindgeschwindigkeit während einer Strahlungswetterlage kann nach (8) für kanadische Städte wie folgt angegeben werden /20/:

$$\Delta T_{S-U} = 1,91 \log Ew - 2,07 \sqrt{\bar{u}} - 1,73 \quad [K] \quad (8)$$

mit

- $Ew$  = Einwohnerzahl  
 $\bar{u}$  = mittlere Umlandwindgeschwindigkeit [ $m s^{-1}$ ]

Unter der Voraussetzung, daß sich maximale Wärmeinselintensitäten bei windarmem Strahlungswetter ( $N = 0$ ;  $\bar{u} \approx 0 m s^{-1}$ ) einstellen, ist die Überwärmung des o. g. Städtekollektivs nach (9) eng korreliert mit dem Logarithmus der Einwohnerzahl

$$\Delta T_{S-U_{(max.)}} = 2,96 \log Ew - 6,41. \quad [K] \quad (9)$$

Im Vergleich hierzu wurde für europäische Städte eine Regressionsfunktion gefunden, die der Beziehung (10) folgt

$$\Delta T_{S-U_{(max.)}} = 2,01 \log Ew - 4,06. \quad [K] \quad (10)$$



Sie weist eine vergleichsweise geringere Steigung auf. Bei einer Millionenstadt beläuft sich der Unterschied der Wärmeinselintensität zwischen einer europäischen und einer kanadischen/nordamerikanischen Stadt z. B. auf 3 K, obwohl europäische Städte über größere Einwohnerdichten verfügen. Offensichtlich scheint diese Einflußgröße von anderen Parametern überkompensiert zu werden. So zeichnen sich kanadische und nordamerikanische Städte dadurch aus, daß hier die anthropogene Wärmeproduktion in der Regel größer zu sein scheint. In europäischen Städten wiederum sollen die Evapotranspirationsraten (E) und damit der latente Wärmestrom ( $Q_E$ ) höher sein, wodurch der sensible Wärmestrom ( $Q_H$ ) vermindert wird.

Der Bezug der Wärmeinselintensität zur Bebauungsstruktur läßt sich durch die Abhängigkeit dieser Größe von der Geometrie der Straßenschluchten parametrisieren. Diese Zusammenhänge können durch das Verhältnis von Haushöhen zu Straßenbreiten ( $Hh/Sb$ ) und über die Horizonteinschränkung durch den Himmelssichtfaktor ( $\psi$ ) hergestellt werden. Unter  $\psi$  wird der Quotient der Fläche des real sichtbaren Himmels zur Fläche des potentiell sichtbaren Himmels verstanden.

Für den erstgenannten Fall nennt OKE /20/ nach (11) für symmetrische Straßenschluchten europäischer, nordamerikanischer und australasiatischer Innenstadtgebiete folgenden Zusammenhang

$$\Delta T_{S-U_{(max.)}} = 7,54 + 3,97 \ln (Hh/Sb) \quad [K] \quad (11)$$

für den zweiten Fall (12), bei dem der Himmelssichtfaktor ( $\psi$ ) berücksichtigt wird,

$$\Delta T_{S-U_{(max.)}} = 15,27 - 13,88 \psi. \quad [K] \quad (12)$$

Hieraus wird ersichtlich, daß mit zunehmendem  $Hh/Sb$ -Verhältnis (Extremfall: einige Straßenzüge in New York) die maximale urbane Überwärmung zunimmt und nach (12) mit größer werdendem  $\psi$   $\Delta T_{S-U_{(max.)}}$  abnimmt. Beide Fälle dokumentieren damit den wichtigen Einfluß der Behinderung der langwelligen Ausstrahlung.

Städtische Überwärmungen unterliegen insbesondere in Großstädten auch einem zeitlichen Trend, der auf die urbane Entwicklung zurückgeführt wird. Für Berlin konnte auf der Basis der Differenzen der Jahresmitteltemperaturen zwischen Innen-

stadt und Umland für den Zeitraum 1893 - 1980 nach (13) eine Zunahme der Wärmeinselintensität nachgewiesen werden /9/.

$$\Delta T_{S-U_{(max.)}} = 0,9987 + 0,0025 t \quad [K] \quad (13)$$

mit  $t$  = Anzahl der Jahre seit 1893

Der Anstieg ist leicht und verläuft bei Berücksichtigung der Einzeljahre nicht kontinuierlich. Eine Aufschlüsselung des linearen Trends nach Jahreszeiten zeigt, daß in den Wintermonaten die zeitliche Entwicklung am stärksten ausgeprägt ist. Das könnte in diesem Fall auf einen dominierenden Einfluß der anthropogenen Wärme ( $Q_A$ ) auf die Wärmeinselintensität hinweisen.

### 6. Städtisches Windfeld

Generalisierende Angaben zum horizontalen Windfeld einer Stadt zu machen, ist außerordentlich schwierig, da sowohl die Rauigkeit als auch der Wärmeineffekt den Windvektor beeinflussen. Tab. 5 enthält exemplarisch für verschiedene Stadtklimatope die mittleren stündlichen Windgeschwindigkeiten. Hieran zeigt sich, daß innerhalb des Innenstadtkerns von deutlich niedrigeren Werten im Vergleich zum Umland ausgegangen werden muß.

Tab. 5: Mittlere stündliche Windgeschwindigkeiten verschiedener Klimatope der Stadt Düsseldorf (Meßperiode: 12.01.1993 bis 11.01.1994; Meßhöhe: 4 - 6 m ü. Gr.)

Freiland (Kuppe)	Vorort	Industrie	Grünfläche	Innenstadt, rheinfern	Innenstadt, rheinnah	Gewerbe	Aue
100 %	69 %	60 %	49 %	57 %	71 %	54 %	74 %
3,5 m s <sup>-1</sup>	2,4 m s <sup>-1</sup>	2,1 m s <sup>-1</sup>	1,7 m s <sup>-1</sup>	2,0 m s <sup>-1</sup>	2,5 m s <sup>-1</sup>	1,9 m s <sup>-1</sup>	2,6 m s <sup>-1</sup>

Besonders ausgeprägt sind die Unterschiede, wenn ausschließlich der Schwachwindbereich ( $u \leq 1,5 \text{ m s}^{-1}$ ) als Vergleich zugrundelegt wird. Tab. 6 verdeutlicht, daß sowohl die Anzahl der Schwachwindepisoden im bebauten Bereich als auch die maximale Dauer einer Episode zunehmen. Während im Freiland ein Schwachwindereignis maximal 22 Stunden vorherrschte, beläuft sich dieser Wert im Gewerbegebiet z. B. auf mehr als drei Tage. Allerdings traten in dichtbebauten Stadtgebieten nicht

immer niedrigere Windgeschwindigkeiten im Vergleich zum Umland auf. Insbesondere während gradientschwacher Strahlungswetterlagen lassen sich im bebauten Bereich nachts gelegentlich sogar deutlich höhere Windgeschwindigkeiten nachweisen als zeitgleich im Umland. Dieser Unterschied läßt sich mit dem städtischen Wärmeinseleffekt in Einklang bringen, der nachts besonders stark ausgeprägt ist.

Tab. 6: Anzahl der Schwachwindepisoden (Windgeschwindigkeit  $\leq 1,5 \text{ m s}^{-1}$ ) unterschiedlicher Dauer (Minstdauer = 6 h) verschiedener Klimatope der Stadt Düsseldorf (Meßperiode: 12.01.1993 - 11.01.1994; Meßhöhe: 4 - 6 m ü. Gr.)

Episodendauer [ h ]	Station							
	Freiland (Kuppe)	Vorort	Industrie	Grünfläche	Innenstadt, rheinfern	Innenstadt, rheinnah	Gewerbe	Aue
$\leq 6$	20	153	201	252	231	130	198	171
6 - 9	17	68	54	82	104	66	71	82
10 - 19	2	77	129	138	110	59	95	80
20 - 29	1	7	17	23	13	3	22	8
30 - 39	0	0	0	5	1	0	5	1
> 40	0	1	1	4	3	2	5	0
maximale Dauer einer Episode	22	42	42	60	45	71	74	31

Während im Umland ausstrahlungsbedingt meist eine Temperaturinversion vorherrscht, zeichnet sich der Innenstadtbereich durch stärkere thermische Turbulenz aus, die bei labilen bzw. neutralen Schichtungen zu einem Austausch zwischen bodennahen und höheren Luftschichten mit größeren Windgeschwindigkeiten führt. Mit dem abwärtsgerichteten Impulstransport nimmt die Windgeschwindigkeit am Erdboden zu. Die sich in diesem Zusammenhang häufig einstellenden Flurwinde, deren Existenz auf dem thermischen Ungleichgewicht zwischen Stadt und Umland (Flur) basiert, können als Lokalwinde bei übergeordneter Schwachwindwetterlage dann für eine bessere Durchlüftung des Stadtkörpers sorgen /1/.

Allerdings sollte sichergestellt sein, daß sich Flurwinde durch gute Luftqualität auszeichnen und nicht etwa durch Immissionen vorbelastet sind /14/, die auf diesem Wege mit dem Kaltluftstrom in die Stadt transportiert würden.

## 7. Luftfeuchtigkeit, Nebel und Niederschlag

Die sich zwischen einer Stadt- und Umlandatmosphäre ergebenden Unterschiede hinsichtlich der Luftfeuchtigkeit sind auf die Effektivität und räumliche Verteilung der Wasserdampfquellen und -senken zurückzuführen.

Zu den Faktoren, die zu einer Erhöhung der Luftfeuchtigkeit in der Stadtatmosphäre führen, zählen

- die Freisetzung von Wasserdampf beim Verbrauch fossiler Brennstoffe (Industrie, Hausbrand, Kfz-Verkehr) und durch metabolische Prozesse,
- die künstliche Wasserzufuhr durch offene Trinkwasser- und Abwasserkanäle,
- der eventuell erhöhte Niederschlag in Stadtgebieten sowie
- die durch die positive Temperaturanomale verursachte geringere nächtliche Taubildung.

Als Wasserdampfsenken treten

- die eingeschränkte Versickerung und Bodenwasserspeicherung,
- der schnelle Abfluß des Niederschlagswassers und
- die Reduktion der Verdunstungsflächen auf.

Durch verschiedene Untersuchungen konnte belegt werden, daß sich von der Tageszeit abhängige Unterschiede zwischen dem städtischen Feuchtefeld und demjenigen des Umlandes, insbesondere während windarmer sommerlicher Strahlungswetterlagen, ergaben. Es zeigte sich, daß in der Stadt tagsüber vorwiegend niedrigere, nachts hingegen durchaus höhere Werte der spezifischen Feuchte als im Umland auftreten /28/.

Hinsichtlich der Häufigkeit von Nebel in Städten ist festzustellen, daß es in früherer Zeit im Vergleich zu heute zu einer größeren Anzahl an Nebeltagen gegenüber dem stadtfernen Umland kam /17/. Exemplarisch durchgeführte Trendanalysen der jüngsten Vergangenheit belegen für große Agglomerationsgebiete eine abnehmende Nebelhäufigkeit /23/. Dabei scheint sich die Anzahl urbaner Nebeltage umgekehrt proportional zur Bebauungsdichte zu verhalten. Die Gründe können

- in den im Laufe der vergangenen Jahrzehnte abnehmenden Aerosolkonzentrationen in der Stadtluft,

- in einer Reduzierung hygroskopisch wirkender Schwefelsäuretröpfchen, die aus SO<sub>2</sub>-Immissionen, die ebenfalls abnehmen, entstehen, sowie
- in einer relativ stärker werdenden Beeinflussung durch den Wärmeinseleffekt gesehen werden.

Über stadtbedingte Modifikationen des Niederschlags liegen in der Literatur z. T. widersprüchliche Untersuchungsergebnisse vor. Das liegt daran, daß die einzelnen Faktoren, die die Höhe und Art des Niederschlags bestimmen, in komplexer Weise voneinander abhängen und sich deren Einflußnahme nicht immer genau ermitteln lassen. Grundsätzlich sollten drei Prozesse unterschieden werden, die zu einer urbanen Niederschlagsmodifikation führen können /25/. Hierbei handelt es sich um

- eine Beeinflussung der Wolkendynamik durch Wärmeinseleffekt und städtische Oberflächenrauigkeit,
- Eingriffe in die Wolkenphysik durch Partikelemission aus urban-industriellen Quellen und
- eine Modifizierung der Grenzschichtprozesse durch rauigkeitsbedingte Tropfenablenkung im bodennahen Windfeld.

Durch die Wärmeinsel und die größere Oberflächenrauigkeit wird ein Anheben und Umfließen der auf ein Stadtgebiet zuströmenden Luft verursacht. Dadurch kommt es zu lateraler Konvergenz in Lee, die durch vertikale Divergenz ausgeglichen wird. Niederschlagszunahmen sommerlicher konvektiver Starkregen in Lee von Großstädten wurden vielfach nachgewiesen /4/ - /6/. Auch lassen sich in urban-industriellen Räumen abendliche und morgendliche Niederschlagsspitzen erkennen, die in engem Zusammenhang mit dem Tages- und Jahresgang der Wärmeinselintensität stehen.

Die in die Stadtatmosphäre emittierten Aerosole können ferner als Kondensationskerne dienen, wobei ihre Eignung allerdings entscheidend von der Beschaffenheit ihrer Oberflächenstruktur abhängt. Weiterhin ist zu berücksichtigen, daß es durch städtische Emissionen zu einer Veränderung der Größenspektren der Kerne kommen kann, wodurch die Niederschlagsbildung erhöht wird.

Schließlich muß erwähnt werden, daß ein Regentropfen bei Eintritt in die Stadtatmosphäre aufgrund der vorherrschenden Oberflächenrauigkeit unterschiedlich stark abgelenkt werden kann, was bei kleineren Tropfen mehrere hundert Meter betragen kann. Dieser Effekt kommt einem „Auskämmen“ des Niederschlags über Gebieten großer Rauigkeit sehr nahe.

Es hat den Anschein, daß von den genannten Prozessen die urbane Überwärmung den größten Einfluß auf die städtische Niederschlagsmodifikation hat. Dieses drückt sich z. B. auch darin aus, daß die Zahl der Gewitter über bebautem Gebiet während der warmen Jahreszeit erhöht ist /8/. Im allgemeinen ist davon auszugehen, daß ein Stadtgebiet die natürlichen Niederschlagsprozesse zwar modifiziert, selbst aber keinen zusätzlichen Niederschlag erzeugt. Durch die genannten Faktoren dürfte es somit zu einer räumlichen Umverteilung der Regenspenden kommen, wobei mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit in Lee einer Stadt höhere Niederschlagswerte zu erwarten sind als an anderen Stellen.

### 8. Literatur

- /1/ Barlag, A.-B., Kuttler, W.: The significance of country breezes for urban planning. *Energy and Buildings* 15/16, 291-297, 1990/1991.
- /2/ Cleugh, H. A., Oke, T. R.: Suburban-rural energy balances comparison in summer for Vancouver. *B.C. Boundary-Layer Meteor.* 26, 351-369, 1986.
- /3/ Der Rat von Sachverständigen für Umweltfragen: Umweltgutachten 1994. Für eine dauerhaft-umweltgerechte Entwicklung. Stuttgart: Metzler-Poeschel, 1994.
- /4/ Flohn, H.: Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft. Darmstadt: Wiss. Buchgesell., 1985.
- /5/ Goldreich, Y.: Urban Climate Studies in Israel. A Review. *Atmos. Environ.* 29, 467- 478, 1995.
- /6/ Graf, H. F.: Der Einfluß von Großstädten auf das Niederschlagsregime am Beispiel von Berlin. Diss. Humboldt-Univ. Berlin, 1979.
- /7/ Hänsel, C.: Messungen der Extinktion der Sonnenstrahlung in der atmosphärischen Bodenschicht des Stadtgebietes Leipzig. *Z. Meteorol.* 28, 31-33, 1978.
- /8/ Havlik, D.: Großstädtische Wärmeinsel und Gewitterbildung - ein Beispiel anthropogener Klimamodifikationen. *Aachener Geogr. Arb.* 14, 91-109, 1981.
- /9/ Helbig, A.: Beiträge zur Meteorologie der Stadtatmosphäre. Abh. Meteorol. Dienst DDR, 137, Berlin: Akademie-Verlag, 1987.
- /10/ Kasten, F.: Strahlungsübertragung zwischen Atmosphäre und Oberflächen. *Umweltmeteorologie Bd. 15, VDI und DIN Düsseldorf: VDI-Verlag, 1990.*
- /11/ Kiese, O.: Die bioklimatische Funktion innerstädtischer, insbesondere baumbestandener Grünflächen. *Verh. d. GfÖ* 24, 395-401, 1995.
- /12/ Kuttler, W.: London-Smog und Los Angeles-Smog. *Erdkunde, Archiv für wissenschaftl. Geogr.* 33, 236-240, 1979.
- /13/ Kuttler, W.: Stadtklima.- In: Sukopp, H. und R. Wittig (Hrsg.): *Stadtökologie.* Stuttgart, New York: Gustav Fischer Verlag, 113-153, 1993.

- /14/ Kuttler, W., Zmarsly, E.: Sommersmog: Zur Problematik aus naturwissenschaftlicher Sicht. *Z. Angew. Umweltforschung (ZAU)* 8, 153-159, 1995.
- /15/ Kuttler, W., Zmarsly, E.: Bodennahes Ozon - Entstehung, standortabhängige Tagesgänge und Minderungsmaßnahmen. *Entsorgungspraxis* 14 (5), 84-93, 1996.
- /16/ Kuttler, W., Straßburger, A.: Zur Frage der Luftqualität innerstädtischer Grünflächen. *Ann. der Meteorol.* 33, 8-15, 1997.
- /17/ Landsberg, H. E.: *The Urban Climate*. Internat. Geophys. Ser., 28, New York, London: Academic Press, 1981.
- /18/ Linke, F.: Die Sonnenstrahlung und ihre Schwächung in der Atmosphäre. *Hdb. Geophys.* 8, 239-332, 1942.
- /19/ Noack, E. M., Mayer, H., Baumgartner, A.: Quantifizierung der Einflüsse von Bebauung und Bewuchs auf das Klima in der urbanen Biosphäre (Abschlußbericht, Nationales Klimaforschungsprogramm der Bundesrepublik Deutschland). München, 1986.
- /20/ Oke, T. R.: Citysize and the Urban Heat Island. *Atmos. Environ.* 7, 769-779, 1973.
- /21/ Oke, T. R.: Review of Urban Climatology 1968 - 1973. *WMO-Techn. Note* 134, 1974.
- /22/ Oke, T. R.: *Boundary Layer Climates*. 2<sup>nd</sup> Edition. London and New York: Routledge, 1990.
- /23/ Sachweh, M., Koepke, P.: Radiation fog and urban climate. *Geophys. Research Letters* 22, 1073-1075, 1995.
- /24/ Schulze, R. W.: *Strahlenklima der Erde*. *Wiss. Forschungsber.* 72, Darmstadt: Dr. Dietrich Steinkopff-Verlag, 1970.
- /25/ Schütz, M.: Anthropogene Niederschlagsmodifikationen im komplex-urbanen Raum am Beispiel des Ruhrgebiets. *Diss. Univ.-GH Essen*, 1995.
- /26/ Stülpnagel, A. von: Klimatische Veränderungen in Ballungsgebieten unter besonderer Berücksichtigung der Ausgleichswirkung von Grünflächen, dargestellt am Beispiel von Berlin (West). *Diss. TU Berlin*, 1987.
- /27/ Sundborg, A.: Local climatological studies of the temperature conditions in an urban area. *Tellus* 2, 222-232, 1950.
- /28/ Tapper, N. J.: Urban influences on boundary layer temperature and humidity: results from Christchurch, New Zealand. *Atmos. Environ.* 24 B, 19-27, 1990.
- /29/ Wendling, U., Pohl, R.: Ein Beitrag zur regionalen Verteilung der Globalstrahlung im Einflußbereich industrieller Ballungsgebiete. *Z. Meteorol.* 29, 189-190, 1979.