

Urbanes Klima

Teil 1

W. Kuttler

Zusammenfassung Stadtgebiete spielen im Zusammenhang mit der Diskussion über den globalen Klimawandel eine herausragende Rolle, weil sie wegen der hohen Einwohnerdichten besonders verletzlich sind. Um Minderungsmaßnahmen gegen die Auswirkungen des Klimawandels im urbanen Maßstabbereich vornehmen zu können, ist eine genaue Kenntnis des stadtklimatologischen Wirkgefüges notwendig. Der Beitrag beschäftigt sich in Teil 1 mit den wichtigsten Spezifika des Stadtklimas im Vergleich zum Freilandklima. Ausgehend von der Analyse der Struktur der urbanen bodennahen Grenzschicht, der veränderten Strahlungs- und Wärmebilanzen sowie des städtischen Wärmeinseleffekts und der Luftqualität wird ferner der Einfluss von Stadtgebieten auf Luftfeuchtigkeit, Niederschläge und Nebel behandelt. Teil 2 behandelt stadtklimatische Bewertungs- und Darstellungsverfahren, geht exemplarisch auf Maßnahmen zur Verbesserung des Stadtklimas ein, gibt einen Ausblick auf diejenigen Veränderungen in Stadtgebieten, die nach den Modellberechnungen durch den globalen Klimawandel verursacht werden, und schließt mit Vorschlägen zu Minderungsmaßnahmen auf Objekt- und Quartierebene.

Urban climate

Abstract Urban areas play an outstanding role regarding to the impact assessment of Global Climate Change at the local and regional scale. Due to the high population density towns and cities exhibit an increased vulnerability towards shifting climatic conditions. To perform counteractive measures against the changing climate impacts in urban areas, detailed knowledge about urban climatic phenomena and causalities is essential. Therefore characteristic differences between urban and rural climates are outlined within the frames of the given paper. In part 1 an analysis of the urban atmospheric boundary layer structure, modifications of the urban radiation and energy balance are discussed. In addition to the characteristics of the urban heat island effect and urban air quality, the impact of built-up areas on atmospheric humidity, precipitation and fog are reviewed. In part 2 methods for illustration and evaluation of urban climatic effects, as well as tasks for meliorating the urban climate are considered. The article ends with a prospect on future changes in urban climate modifications caused by global climatic changes which are predicted by model simulations. Recommendations for mitigation of these impacts on the neighborhood are given.

1 Einleitung

Die Stadtklimatologie ist die Wissenschaft von den klimatischen und lufthygienischen Eigenschaften urbaner Siedlungsräume. Da sich Städte im Allgemeinen vom Freiland durch

- dichte Bebauung und meist großflächige Versiegelung,
- Reduzierung der mit Vegetation bestandenen Flächen,
- höhere Kraftfahrzeugdichten,

Prof. Dr. Wilhelm Kuttler,

Abteilung Angewandte Klimatologie und Landschaftsökologie,
Universität Duisburg-Essen, Essen.

- stärkere Freisetzung partikulärer und gasförmiger Luftverunreinigungen sowie
 - veränderte Strahlungs- und Wärmeflussdichten
- unterscheiden, führen die genannten Faktoren in unterschiedlicher Weise zu den bekannten Charakteristika des Stadtklimas. Diese werden nachfolgend im Wesentlichen an Beispielen mitteleuropäischer Großstädte beschrieben.

2 Nachweis von Stadtklimaeffekten

Die in Städten erfassten klimatischen und lufthygienischen Messgrößen sind grundsätzlich als zusammengesetzte Werte (W) aufzufassen, die wenigstens aus drei, in unterschiedlichem Maße an W beteiligten Einzelkomponenten bestehen [1]. Hierbei handelt es sich um

- eine globalklimatische, durch die großräumige geografische Lage vorgegebene Wirkgröße (Hintergrundwert H),
- eine durch die Oberflächengestalt und die Flächennutzung bestimmte regionale Beeinflussung (Topografiewert T) sowie
- einen auf den Urbanisierungsgrad zurückzuführenden Einfluss (Urbanisierungswert U).

Die dargestellten Wirkgrößen lassen sich wie folgt zusammenfassen:

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

mit i = Witterungstyp, t = Messzeitpunkt und x = Lage des Messstandorts im Stadtgebiet.

Um den ausschließlich auf die Verstädterung zurückgehenden Einfluss nachweisen zu können, müsste die Möglichkeit bestehen, aktuellen Klima- und Luftqualitätsdaten präurban gewonnene Messwerte vergleichbarer Wetterlagen gegenüberzustellen („Vorher-/Nachher-Vergleich“). Ein derartiges Vorgehen ist in der Regel jedoch nicht möglich, da Messdaten, die bis in die Zeit vor einer Stadtgründung zurückreichen und am gleichen Standort erhoben wurden, meist nicht zur Verfügung stehen (Ausnahme: Stadt Columbia, Maryland, USA [2]). Deshalb ist es fast immer notwendig, ausschließlich stadtbedingte Einflüsse auf andere Art und Weise zu ermitteln. Dazu bieten sich folgende Möglichkeiten an:

- Eine Analyse von Vergleichsmessungen (präurban/urban) an Stadtmodellen mittels physikalischer oder numerischer Simulationen, womit „Vorher-/Nachher-Vergleiche“ durchgeführt werden können (z. B. [3]),
- Regressionsanalysen für einzelne Klimaparameter in Abhängigkeit von der zeitlichen Entwicklung der Größe einer Stadtgebietsfläche bzw. deren Einwohnerzahl (z. B. [4]) oder
- Durchführung von stationären/mobilen Geländemessungen im urbanen und ruralen Bereich (z. B. [5]).

Werden Messdaten erhoben, sollten diese zur Minimierung des Aufwands auf repräsentative Flächennutzungstypen, die sich durch gleichartiges mikroklimatisches Verhalten und durch ähnliche Luftqualität auszeichnen, begrenzt werden.

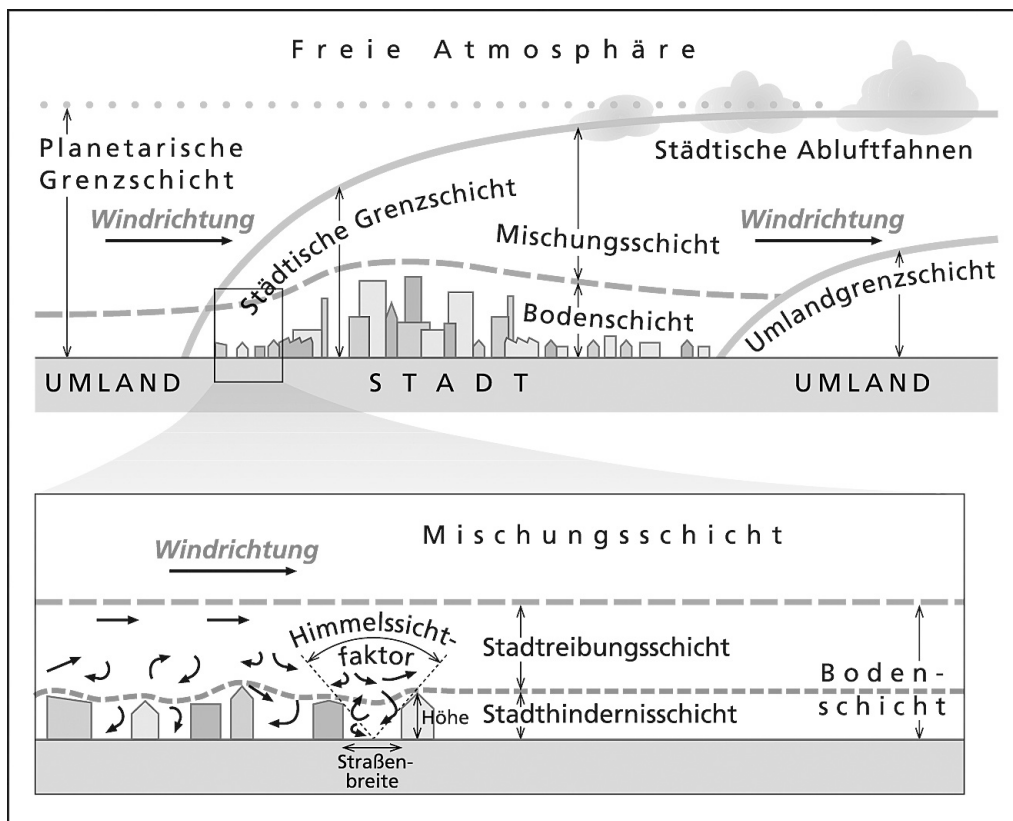


Bild 1. Modifikation der planetarischen Grenzschicht durch einen Stadtkörper (nach [11], verändert).

In der deutschen Stadtklimatologie hat sich für derartige „Stadtstrukturtypen“ [6] der Begriff „Klimatop“ [7 bis 9] durchgesetzt.

Da eine Klimatopklassifizierung auf der Kartierung von Bebauungsgrenzen und der Analyse vorhandener Messdaten beruht, ist eine quantifizierbare und vergleichbare Aussage über die Festlegung von Klimatopgrenzen bereits möglich. In der angloamerikanischen Fachliteratur wird seit einiger Zeit auf die Verwendung von Flächennutzungstypen („landscape series“) zurückgegriffen, die durch verschiedene Indikatoren quantifiziert werden und somit ein präziseres Mittel zur Flächenabgrenzung darstellen. Dazu zählen der Himmelssichtfaktor (Quotient aus der aktuellen zur potenziellen freien Himmelssicht, Ψ), der Oberflächenversiegelungsgrad (I), die mittlere Strömungshindernishöhe (z), die Oberflächenalbedo (ρ), die Wärmeübergangszahl der Oberflächenmaterialien (α) sowie die freigesetzte anthropogene Wärme (Q_{anthr}). Insgesamt vier Gruppen (urban, mixed, agricultural, natural) werden 19 Klassen zugeordnet (local climate zones bzw. thermal climate zones), deren Einteilungskriterien die jeweils festgelegten Schwankungsbreiten der Indikatordaten sind [10].

3 Stadtklimatische Charakteristika

Das generelle Erscheinungsbild des Stadtklimas wird nachfolgend an ausgewählten Beispielen erörtert. Hierzu zählen

- die Struktur der Stadtatmosphäre,
- die Strahlungs- und Wärmebilanz,
- die Überwärmung und Luftqualität,
- die Luftfeuchtigkeits- und Niederschlagsverhältnisse,
- Bewertungs- und Darstellungsmethoden,
- Maßnahmen zur Verbesserung des Stadtklimas sowie
- der Einfluss des globalen Klimawandels auf das Ökosystem Stadt.

3.1 Struktur der Stadtatmosphäre

Die durch die dreidimensionale Struktur der Bebauung vorgegebene Komplexität eines Stadtkörpers führt zu einer charakteristischen Veränderung im Aufbau der bodennahen Atmosphäre. Unter autochthonen klimatischen Verhältnissen einer windschwachen sommerlichen Strahlungswetterlage, bei der die lokalklimatischen Unterschiede zwischen Stadt und Umland optimal hervortreten, entspricht der Aufbau der städtischen Atmosphäre dem idealisierten Bild besonders deutlich (Bild 1).

Die planetarische Grenzschicht gliedert sich über einem Stadtgebiet im Vergleich zum strömungshindernisarmen Umland in eine Bodenschicht und die darüber liegende Mischungsschicht. Beide Schichten werden zur städtischen Grenzschicht (engl. Urban Boundary Layer, UBL) zusammengefasst. Die Mächtigkeit der Bodenschicht wird in der Regel mit etwa 10 % der Grenzschichthöhe angegeben. In dieser gelten die Flussdichten von Impuls, Wärme und Luftfeuchtigkeit als quasikonstant.

Die Bodenschicht kann wiederum – in Abhängigkeit von der Bebauungsstruktur – in eine von der Erdoberfläche bis in die mittlere Bebauungshöhe reichende Stadthindernisschicht (engl. Urban Canopy Layer, UCL) und die darüber liegende Stadtreibungsschicht (engl. Urban Roughness Sublayer, URS) unterteilt werden. Beide Schichten sind nicht eindeutig voneinander getrennt, sondern gehen mit dem abnehmenden Einfluss der Bebauungshöhe ineinander über. Die Luftbewegung in beiden Schichten wird durch Advektion und unterschiedlich starke mechanische und thermische Turbulenz bestimmt, deren Ursachen in der Stellung, Größe und dem Abstand einzelner Gebäude voneinander sowie deren thermischen Eigenschaften zu sehen sind. Ein Maß für die Straßenschluchtgeometrie stellt die Horizont einschränkung dar, die durch die Straßenrandbebauung und die Straßenbreite verursacht wird. Zu ihrer Quantifizierung

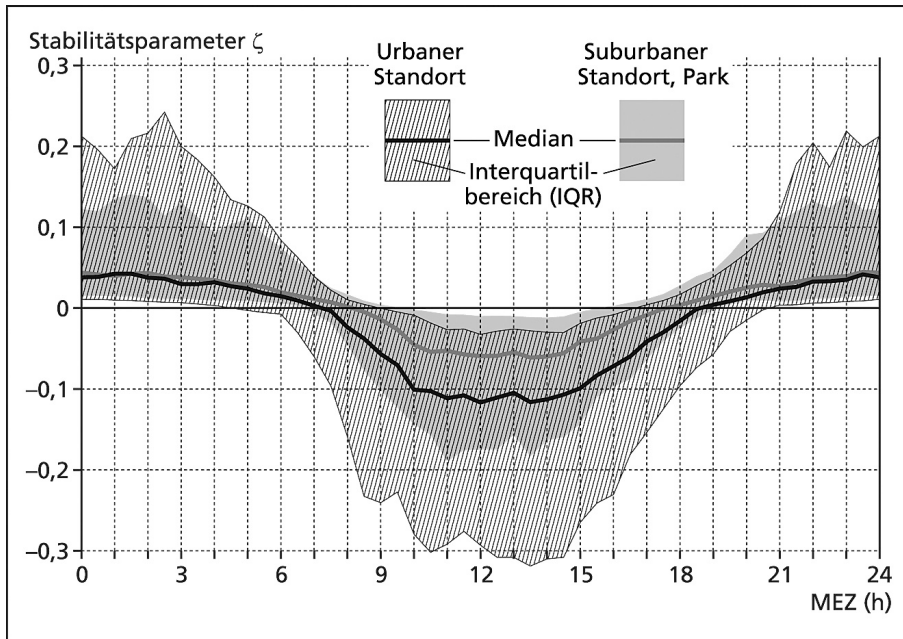


Bild 2. Mittlerer Tagesgang der Mediane und Interquartilbereiche (IQR) des Stabilitätsparameters ζ an einem urbanen (URB) und suburbanen Parkstandort (SUB) in Essen (10/2006 bis 10/2007), aus [13], verändert. Der Stabilitätsparameter berechnet sich nach $\zeta = (z - z_d)/L$ mit z = Hindernishöhe, z_d = Verdrängungsschichtdicke, L = Obukhov-Länge.

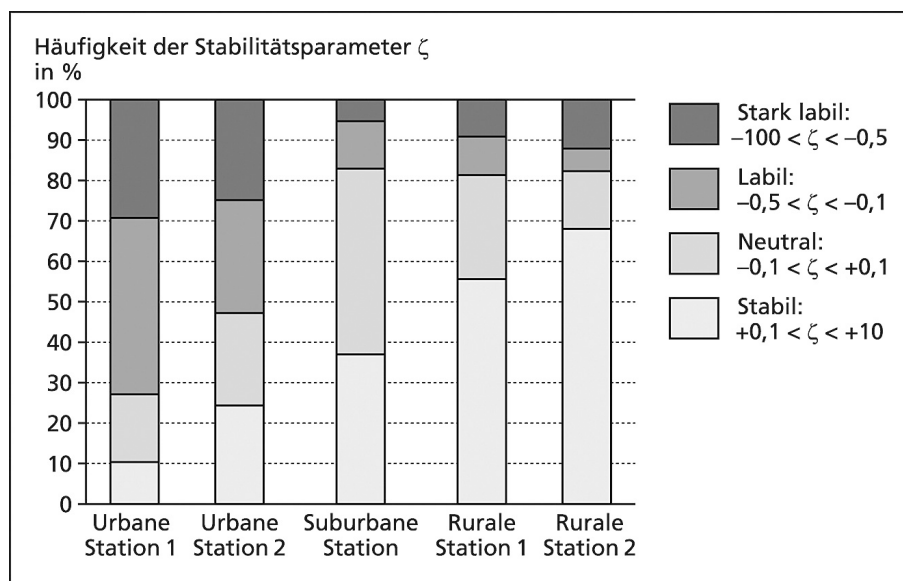


Bild 3. Häufigkeitsverteilung der bodennahen nächtlichen atmosphärischen Stabilitätsverhältnisse in Basel. Messzeitraum: 10. Juni bis 10. Juli 2002 (aus [14], verändert).

gebieten beruht neben der Höhe der Windgeschwindigkeit und der Turbulenz auf den Stabilitätsverhältnissen der Stadtatmosphäre. Wegen der meist geringeren Windbewegung innerhalb der Stadthindernisschicht ist der atmosphärische Austausch hier im Vergleich zum Freiland herabgesetzt, was die Akkumulation von Luftschadstoffen begünstigen kann. Oberhalb der Stadthindernisschicht kann die Windgeschwindigkeit jedoch – je nach Bebauungshöhe – höhere Werte annehmen. Einzelne Rauigkeitselemente können allerdings durch die Entstehung von Kanten- und Nachlaufwirbeln die Richtungs- und Geschwindigkeitsböigkeit des Windes lokal erhöhen. Dadurch kann es zwar einerseits zu einer effektiveren Durchmischung der Luft kommen, andererseits stehen dem jedoch Einbußen beim Windkomfort durch hohe Windgeschwindigkeiten gegenüber [12].

Wie sich die atmosphärischen Stabilitätsverhältnisse (ζ) zwischen einem urbanen und suburbanen Standort in Essen unterscheiden, zeigt exemplarisch Bild 2. So tendiert die städtische Atmosphäre vor allem nachts durch die von der Baumasse abgegebene Energie (Q_s) dazu, einen leicht höheren Anteil neutraler und instabiler Schichtungszustände aufzuweisen, während sich tagsüber, insbesondere bei starker Einstrahlung, häufiger atmosphärische Labilität durchsetzt. Dies belegt auch eine Häufigkeitsanalyse der Stabilitätsparameter für unterschiedliche Stadt- und Umlandstandorte in Basel (Bild 3).

Während am dicht bebauten Stadtstandort in Sommernächten nur bis zu 25 % der Zeit eine austauschhemmende stabile Schichtung vorherrscht, wird im Freiland – je nach

wird zumeist der Himmelssichtfaktor (Ψ ; engl. Sky View Factor, *SVF*) herangezogen. Weitständig bebaute Flächen mit geringer Horizont einschränkung werden in der Regel durch große Ψ -Werte ($> 0,6$), verdichtete Innenstädte hingegen durch kleine Werte ($0,2 < \Psi < 0,6$) charakterisiert. Die in Bild 1 dargestellte Abfolge der einzelnen Schichten in der Stadtatmosphäre kann durch den vorherrschenden Wind modifiziert werden. Auf diese Weise entwickelt sich ihre Mächtigkeit leewärts vom Rauigkeitssprung zwischen Umland und Stadt in Abhängigkeit von der Stärke der Wechselwirkungen mit der Unterlage. Bei nur schwacher Luftbewegung und starker Einstrahlung lassen sich die einzelnen Schichten der Stadtatmosphäre relativ gut unterscheiden. Die Verteilung von Luftverunreinigungen in Stadt-

Flächennutzung – ein mehr als doppelt so hoher Wert erreicht ($\leq 65\%$). Diese Ergebnisse zeigen, dass der urbane atmosphärische Durchmischungsraum insbesondere tagsüber, aber auch nachts häufig größer ist als der des Umlandes und sich Luftverunreinigungen deshalb über ein größeres Volumen in der Stadt verteilen können.

3.2 Städtische Strahlungs- und Wärmebilanz

Die Energiebilanz, die aus dem Strahlungs- und Wärmehaushalt besteht, wird in Städten durch deren geografische Lage, Größe, Struktur und Oberflächenbeschaffenheit geprägt.

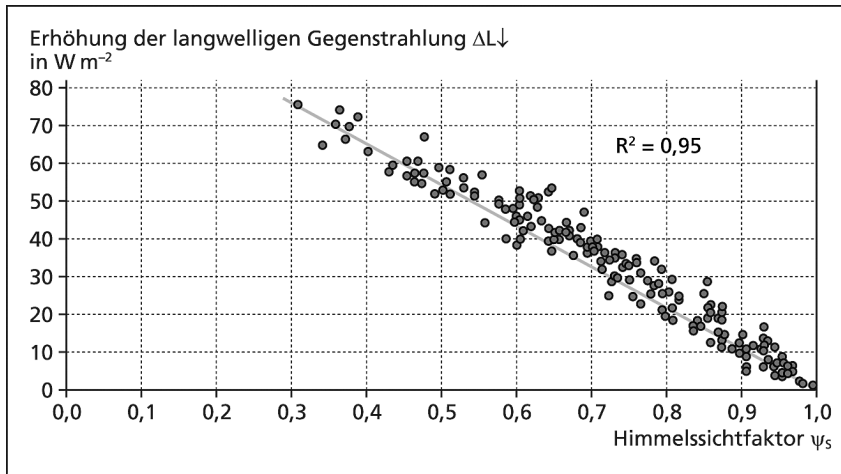


Bild 4. Abhängigkeit der Erhöhung der langwelligen Gegenstrahlung vom Himmelsichtfaktor (ψ_s ; Umland: 1,0) bei wolkenlosem Himmel (Datenbasis: acht nächtliche Messfahrten, Krefeld, Sommer 2003; nach [15], verändert).

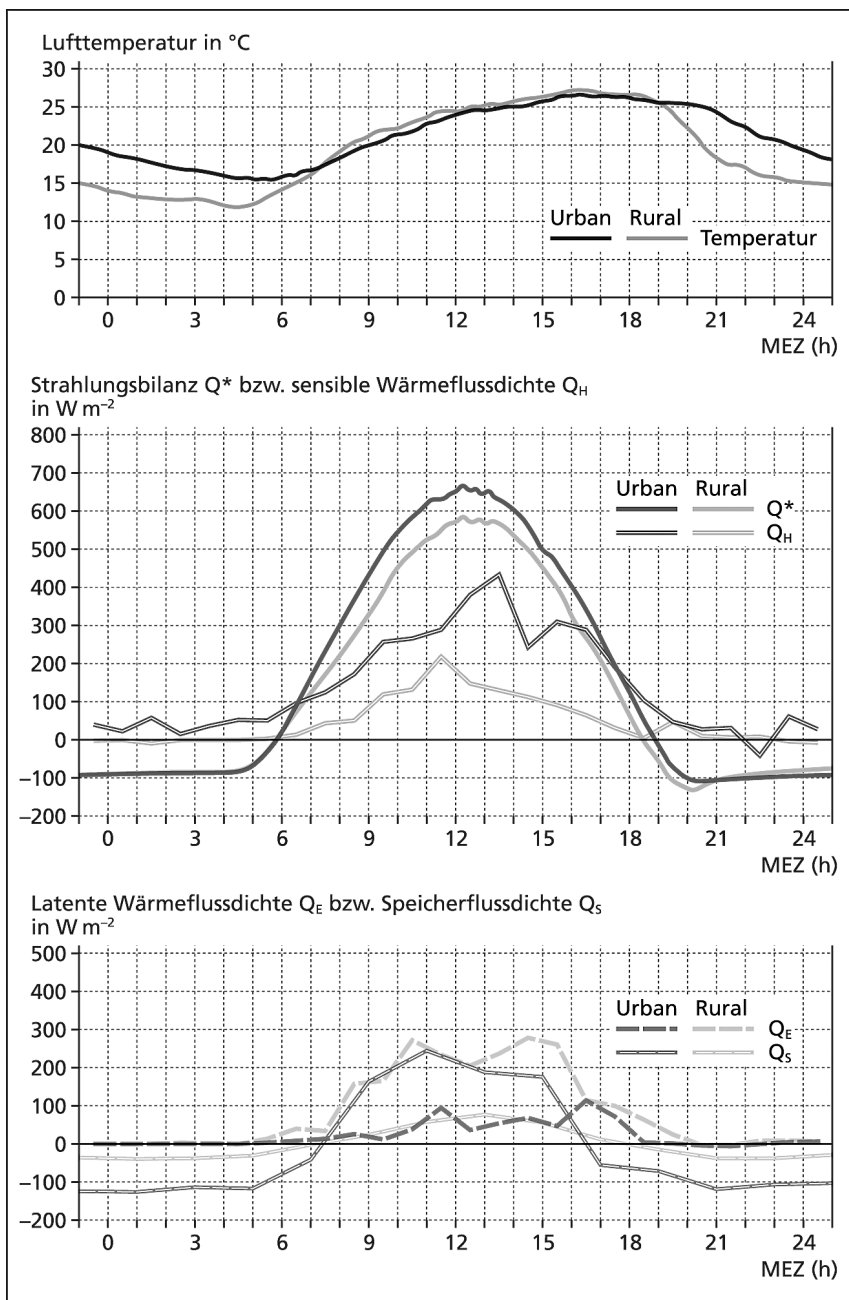


Bild 5. Tagesgänge der Lufttemperatur und Strahlungsbilanz sowie der sensiblen, latenten und Speicherwärmeströme am 26. Juni 2002 an einem Stadt- und Umlandstandort in Basel, nach [16], verändert.

Die Strahlungsbilanz Q^* ergibt sich nach Gl. (2) zu

$$Q^* = (K\downarrow + L\downarrow) - (K\uparrow + L\uparrow) \quad (2)$$

mit $K\downarrow$, der Globalstrahlungsflussdichte (direkter und diffuser Anteil) und $L\downarrow$, der langwelligen atmosphärischen Gegenstrahlung als Einnahmegrößen sowie $K\uparrow$, der kurzwelligen Reflexion und $L\uparrow$, der langwelligen Ausstrahlung, als Abgabegrößen. Alle Terme besitzen die Einheit $W m^{-2}$.

Die Energiebilanz an der Grenzfläche Oberfläche/Atmosphäre setzt sich – unter Vernachlässigung der aus dem Niederschlag und der Advektion resultierenden Wärmetransporte – aus folgenden Einzeltermen zusammen:

$$Q^* + Q_{anthr} + Q_{met} + Q_H + Q_E + Q_S = 0 \quad (3)$$

mit Q^* , der Strahlungsbilanz, Q_{anthr} , der anthropogenen Wärmeflussdichte, Q_{met} , der metabolischen Wärmeflussdichte, Q_H , der turbulenten fühlbaren Wärmeflussdichte, Q_E , der turbulenten latenten Wärmeflussdichte, und Q_S , der Speicherwärmeflussdichte. Alle Angaben erfolgen wiederum in der Einheit $W m^{-2}$. Nach dem Energieerhaltungssatz muss die Summe der einzelnen Glieder der Energiebilanz ausgeglichen sein; diese wird deshalb gleich Null gesetzt.

Die Richtung der Flussdichten wird durch die Vorzeichen angegeben, wobei diese im Falle der Strahlungsbilanzterme positiv sind, wenn sie zu den Bezugsflächen (z. B. Boden- oder Gebäudeoberflächen) hin erfolgen. Die Vorzeichen sind negativ, wenn sie von jenen weggerichtet sind. Bei den Wärmeflussdichten müssen zusätzlich die Vorzeichen der vorherrschenden Gradienten berücksichtigt werden, sodass bei negativen Gradienten die Vorzeichen der Flüsse positiv und in die Atmosphäre gerichtet, im anderen Falle jedoch negativ sind und sich zur Bezugsfläche orientieren.

Insgesamt zeichnet sich die urbane Strahlungsbilanz dadurch aus, dass sich in Abhängigkeit von der Luftverschmutzung die kurzwelligen Strahlungsflussdichten ($K\downarrow$) im Vergleich zum Umland leicht verringern können, im langwelligen Bereich ($L\downarrow, L\uparrow$) aufgrund der höheren Temperaturen jedoch meist verstärkt sind. Zugleich ist die kurzwellige Reflexion ($K\uparrow$) aufgrund der in Straßenschluchten häufig zu beobachtenden Mehrfachreflexionen, insbesondere an Glasfassaden, geringer als im Umland.

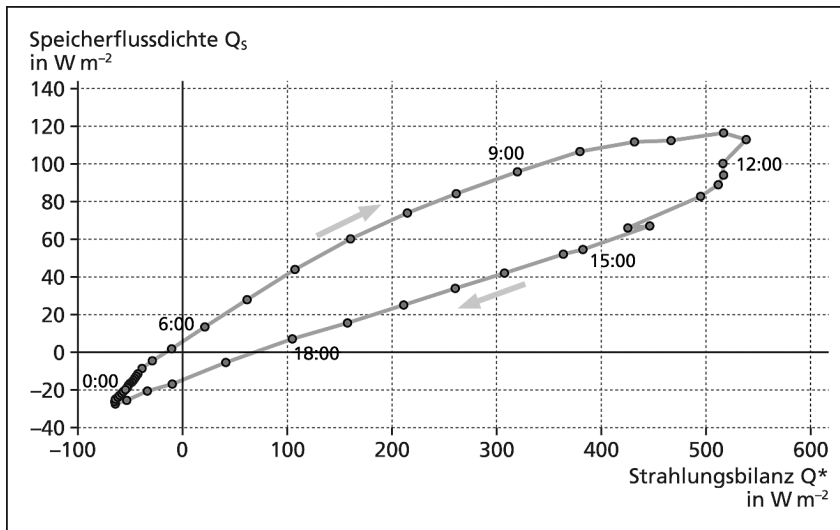


Bild 6. Zusammenhang der Speicherflussdichte Q_s sowie der Strahlungsbilanz Q^* auf der Basis des mittleren Tagesganges für 21 autochthone Strahlungstage am Güterbahnhof in Osnabrück im Untersuchungszeitraum von 12. Juni bis 23. September 2002 (Basis: 30-min-Mittelwerte), nach [18], verändert.

So unterschiedlich die Einzelwerte zwischen bebautem und unbebautem Gebiet auch sein können, in der Summe unterscheiden sich die städtische und rurale Strahlungsbilanz hingegen nur wenig voneinander.

Die langwelligen Strahlungsflussdichten werden durch die Temperatur der Oberflächen und der Atmosphäre (auch durch den Wasserdampf und weitere infrarotaktive Spurenstoffe) sowie die entsprechenden Emissionsgrade (ϵ) bestimmt. Auf die langwellige effektive Ausstrahlung ($+L\downarrow - L\uparrow$) wirkt sich neben den meist höheren Oberflächentemperaturen insbesondere die Stärke des Himmelssichtfaktors (Ψ) aus. So zeigt Bild 4 beispielhaft einen aus der Horizont-einschränkung resultierenden Gewinn an langwelliger Strahlung, der sich z. B. in der Innenstadt ($\Psi = 0,4$) auf etwa $65 W m^{-2}$ belaufen kann, bei weitständigeren Straßenschluchten ($\Psi = 0,9$) jedoch nur noch $10 W m^{-2}$ erreicht.

Dominierende Terme der städtischen Wärmebilanz (Gl. (3)) sind Q_H , Q_S sowie in Abhängigkeit vom Energieverbrauch auch der anthropogene Wärmestrom Q_{anthr} . Durch die im Gegensatz zum Umland geringeren Verdunstungsflächen im Stadtgebiet (freie Wasserflächen, Vegetation) kommt dem latenten Wärmestrom Q_E nur eine eingeschränkte Bedeutung zu.

Die für die Wärmebilanz eines wolkenlosen Sommertages wichtigen Terme für Stadt und Umland sind in Bild 5 exemplarisch dargestellt.

Wie bereits erwähnt, unterscheiden sich die Strahlungsbilanzen (Q^*) in der Tagessumme im Vergleich der beiden Standorte mit 5 bis 10 % nur geringfügig voneinander. Das liegt u. a. daran, dass in der Stadt wegen der niedrigeren Albedo zwar ein leichter Gewinn an kurzweiliger Strahlung zu beobachten ist, gleichzeitig aber Siedlungen einen etwas größeren Verlust in der langwelligen Strahlungsbilanz aufweisen als das Umland.

Deutliche urban/rurale Unterschiede ergeben sich hingegen beim Vergleich der sensiblen Wärmeströme (Q_H), die in der Stadt während der Mittagszeit kurzfristig einen doppelt so hohen Wert erreichen können wie im Umland. Das hängt mit den thermischen Eigenschaften der bebauten Oberflächen zusammen, die bei starker Einstrahlung deut-

lich mehr Wärme (durch Strahlungs- und turbulente Wärme) abgeben können als rurale Flächen. Der latente Wärmestrom (Q_E) wird im Wesentlichen durch die Wasserverdunstung von „grün/blauen Oberflächen“ bestimmt. Aus diesen Gründen verwundert es nicht, dass tagsüber im vegetationsbedeckten und ausreichend mit Bodenwasser versorgten Umland bis zu dreifach höhere Werte erreicht werden als am trockeneren Stadtstandort.

Ein beträchtlicher Anteil der Wärmebilanz wird in den Speicherterm (Q_S) überführt, der wiederum am Stadtstandort aufgrund der höheren Wärmeleitfähigkeit und -kapazitätsdichte der bebauten Flächen stärker ausgeprägt ist als im Umland [17]. Zudem weist Q_S im Tagesgang einen typischen Hystereseeffekt auf, wie er exemplarisch in Bild 6 dargestellt ist. Danach ergeben sich höchste Speicherflussdichten mit $0,3 < Q_S/Q^* < 0,5$ vormittags und niedrigste Werte spätmittags ($0,1 < Q_S/Q^* < 0,2$), bevor es abends und nachts zu einem Vorzeichenwechsel und damit zu einer Abgabe der gespeicherten Energie an die Atmosphäre kommt.

Die tagsüber erfolgende Ableitung von Energie in die Baumassen und den Untergrund mindert die Überwärmung der Luft im Vergleich zum Umland, während sie nachts durch Wärmeabgabe (negative Werte in Bild 6) an der Entstehung der städtischen Wärmeinsel (siehe Abschn. 3.5) maßgeblich beteiligt ist.

Unter der anthropogenen Wärmeflussdichte (Q_{anthr}) wird die durch technische Prozesse – Kraftfahrzeuge, Kraftwerke, Industrie, Gebäudeklimatisierung – erzeugte Abwärme subsumiert, die als Strahlungs- und turbulente Wärme emittiert wird [19]. Ihre Flussdichte ist in erster Linie vom städtischen Energieverbrauch abhängig und dadurch indirekt auch vom Stadttyp sowie von der geografischen und topografischen Lage. Die in Tabelle 1 zusammengestellten Werte von Q_{anthr} sind als Orientierungsgrößen aufzufassen, da sich die Bestimmungsmethoden von Stadt zu Stadt stark unterscheiden, was Einfluss auf die Werte haben dürfte. Auf der Basis der hier angegebenen Daten kann in mitteleuropäischen Städten von einem urbanen Jahresmittel von etwa $30 W m^{-2}$ ausgegangen werden. Sommer- und Winterwerte unterscheiden sich dann voneinander, wenn Energie in unterschiedlichem Maß zur Heizung oder Kühlung eingesetzt wird. Sehr hohe, allerdings lokal begrenzte Wärmestromdichten von bis zu $1600 W m^{-2}$ wurden z. B. in denjenigen Stadtteilen von Tokio nachgewiesen, die eine hohe Dichte von Hotels mit entsprechend starkem Warmwasserverbrauch aufwiesen [27].

Grundsätzlich sollte die Wirkung von Q_{anthr} auf die städtische Überwärmung nicht unterschätzt werden. Denn nach Untersuchungen in amerikanischen und japanischen Städten sollen sich die Lufttemperaturerhöhungen, die durch die anthropogene Wärmestromdichte verursacht werden, im Sommer auf 1 K und im Winter auf 3 K belaufen [20].

Mit der insbesondere vom menschlichen Körper produzierten und abgegebenen Stoffwechselwärme wird die metabolische Wärme Q_{met} bezeichnet. Legt man einen „mittleren

Tabelle 1. Pro-Kopf-Energieverbrauch (in GJ EW⁻¹ a⁻¹), Flussdichten der anthropogenen Wärmeproduktion (Q_{anthr} in W m⁻²) und der natürlichen Strahlungsbilanz (Q* in W m⁻²) ausgewählter Städte.

Stadt	Geogr. Breite	Bezugs-jahr	Fläche in km ²	Bevölkerung in 10 ⁶ EW	Einwohnerdichte in EW km ⁻²	Pro-Kopf-Verbrauch in GJ EW ⁻¹ a ⁻¹	Jahreszeit	Q _{anthr} in W m ⁻²	Q* in W m ⁻²	(Q _{anthr} /Q*) · 100	Autor(en)
Atlanta	33° N	2000	341	0,4	1221	–	Sommer Winter	8 8	–	–	Sailor und Lu [20]
Los Angeles	34° N	2000	1215	3,7	3041	–	Sommer Winter	19 20	–	–	Sailor und Lu [20]
San Francisco	37° N	2000	121	0,8	6419	–	Sommer Winter	37 41	–	–	Sailor und Lu [20]
Seoul	37° N	2002	605	10,3	16977	12	Jahr	55	–	–	Lee u. a. [21]
Chicago	42° N	2000	588	2,9	4924	–	Sommer Winter	25 48	–	–	Sailor und Lu [20]
Toulouse	43° N	2004	118	0,4	3700	–	Sommer Winter	15 70	–	–	Pigeon u. a. [22]
Basel	47° N	2001 bis 2002	130	0,4	3077	–	Jun/Jul (Tag)	20	482	4,2	Christen und Vogt [14]
Łódź	51° N	1951 bis 1985	214	0,85	3972	84	Jahr Sommer Winter	40 18 71	–	–	Klysiak [23]
Greater Manchester	53° N	2004	1276	2,5	1959	95,2	Jahr	10–23	–	–	Smith u. a. [24]
Edinburgh	56° N	1999 2000	262	0,4	1767	–	Mai/Juni Okt/Nov	20 44	70 -1,6	28,5 -27,5	Nemitz u. a. [25]
Reykjavik	64° N	1992	38	0,1	2680	1100	Jahr	35	90	39	Steinecke [26]

Aktivitätszustand“ von Stadtbewohnern in der Größenordnung von etwa 200 W pro Person zugrunde, dann beläuft sich diese Größe auf weniger als 1 W m⁻² bezogen auf eine Großstadtfläche (beispielsweise 200 km²; 600 000 Einwohner) [28]. Für das Außenraumklima spielt die Wärmeflussdichte Q_{met} keine Rolle. Da sich die Menschen jedoch überwiegend in Innenräumen aufhalten, kann Q_{met} die Wärmebilanz dort nachhaltig beeinflussen.

Zur einfachen Handhabung und Kennzeichnung der das thermische Klima im Wesentlichen bestimmenden turbulenten Größen (Q_H und Q_E) wird vielfach der Bowen-Verhältnismwert (Bo) verwendet, der auf den amerikanischen Astronomen I. S. Bowen (1898-1973) zurückgeht:

$$Bo = Q_H / Q_E \tag{4}$$

Danach zeichnen sich Oberflächen, die z. B. wenig verdunstungsaktiv sind und deren Energieabgabe überwiegend über Q_H erfolgt, wie trockene und versiegelte Flächen, durch Bo-Werte > 1 aus. Dominiert hingegen der turbulente latente Wärmestrom, werden Bo-Werte < 1 erreicht. Bei letztgenannten Flächen handelt es sich um Gewässer- oder feuchte Bodenoberflächen sowie ausreichend mit Wasser versorgte Vegetationsbestände. Die Angabe des Bowen-Verhältnisses erlaubt im Hinblick auf den vorherrschenden Wärmetransport eine detaillierte Klassifizierung unterschiedlich genutzter Flächen.

Um die Überwärmung in Städten zu reduzieren bzw. diese erst gar nicht auftreten zu lassen, sollten Oberflächen Bo-Werte aufweisen, die kleiner sind als Eins. Dadurch wird sichergestellt, dass die Abfuhr des größten Teils der auf die turbulenten Wärmeströme entfallenden Energie über die Verdunstung erfolgt und deshalb nicht für die Luft-erwärmung zur Verfügung steht.

3.3 Städtische Überwärmung

Im Gegensatz zum Umland weisen Städte in der Regel höhere Luft- und Oberflächentemperaturen auf, die sich insbesondere während eigenbürtiger (autochthoner) Witterungsabschnitte einstellen [29]. Hohe Einstrahlung am Tag, stark negative abendliche bzw. nächtliche Strahlungsbilanzen sowie geringe Luftbewegung sind am ehesten die Garantien für die Entstehung der urbanen Überwärmung. Die Gründe hierfür sind auf die einzelnen Glieder der Strahlungs- und Wärmebilanz zurückzuführen, die im Vergleich zum Umland unterschiedlicher Ausprägung sind. Die Stärke der Überwärmung wird üblicherweise durch die horizontale (Luft-)Temperaturdifferenz (ΔT_{S-U}) zwischen Stadt (S) und Umland (U) angegeben. Überwärmte Stadtgebiete werden als Wärmeinseln (engl. Urban Heat Islands, UHI) bezeichnet, womit das inselartige Auftreten der Übertemperatur in einer kühleren Umgebung gemeint ist. „Wärmearchipel“ wäre der sinnvollere Begriff, da ein Stadtgebiet nicht homogen überwärmt ist, sondern aufgrund der heterogenen Flächennutzungsstruktur durchaus mehrere Wärmezentren aufweisen kann.

Grundsätzlich lassen sich verschiedene Typen städtischer Überwärmung in vertikaler Abfolge unterscheiden: Hierzu zählen die Bodenwärmeinsel (UHI der Oberflächen), die Stadthindernisschicht-Wärmeinsel (UHI der UCL) und die Stadtgrenzschicht-Wärmeinsel (UHI der UBL). Städtische Wärmeinseln können je nach Stadtgrund- und -aufriß in ihrer horizontalen Erstreckung unterschiedlich in Erscheinung treten. In der Regel fällt die Bodenwärmeinsel mit der Verbreitung der versiegelten Oberflächen zusammen. Der erwärmte Untergrund kann dabei z. B. zur Wärmegewinnung durch geothermische Nutzung von Interesse sein [30]. Die Stadthindernis- und Stadtgrenzschicht-Wärmeinseln sind weniger flächenscharf an die Versiegelung gebunden.

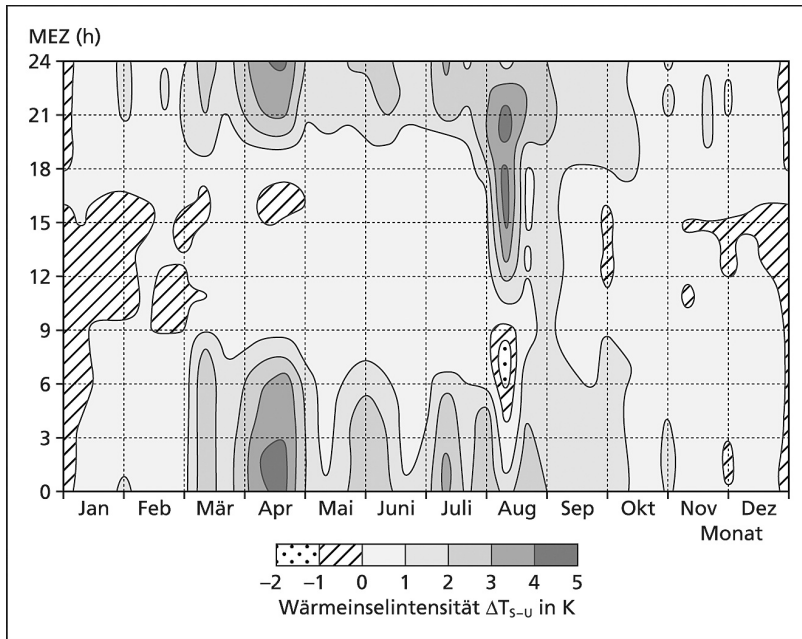


Bild 7. Stundenmittelwerte der Wärmeinselintensität ΔT_{S-U} in Bochum (10/2006 bis 10/2007; Darstellung leicht generalisiert).

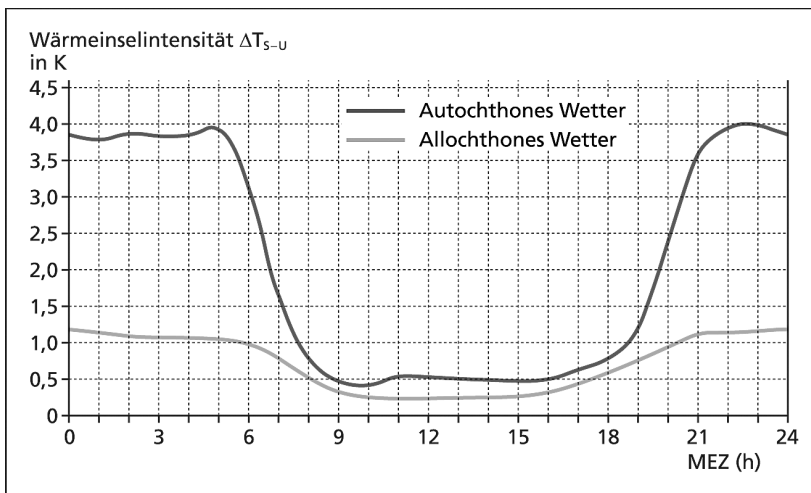


Bild 8. Tagesgang der Wärmeinselintensität (ΔT_{S-U}) in Köln während autochthoner und allochthoner Tage (44 resp. 321 d); Messperiode: 7/1995 bis 6/1996; nach [31], verändert.

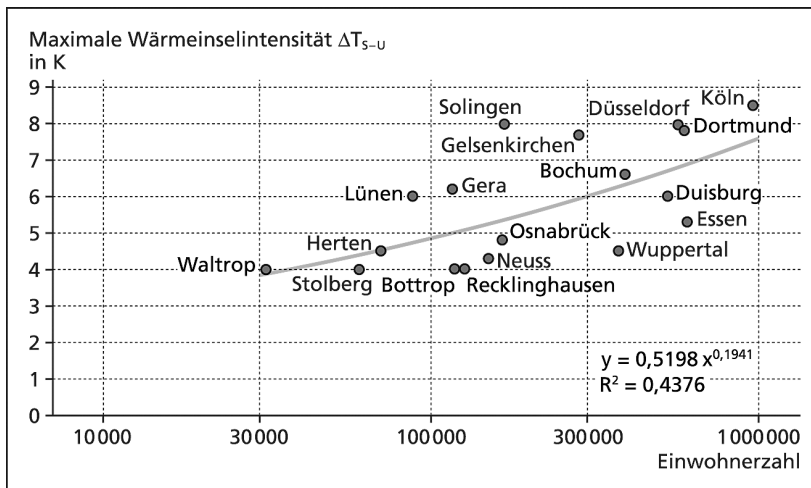


Bild 9. Abhängigkeit der maximalen städtischen Wärmeinselintensität ($\Delta T_{(S-U) \max}$) für ausgewählte deutsche Städte (Grundlage: stationäre und mobile Messungen, Abt. Angewandte Klimatologie, Universität Duisburg-Essen).

Sie unterliegen einem Gestaltwechsel, der übergeordnet durch Advektion und lokal durch Kaltluftzuflüsse aus dem Umland verursacht sein kann.

Form und Intensität der *UHI* sind jedoch auch abhängig von den vorherrschenden Wetterlagen sowie den durch den Tages- und Jahresgang bestimmten Sonnenständen. **Bild 7** stellt exemplarisch die Wärmeinselintensität einer mitteleuropäischen Großstadt für einzelne Jahresstunden vor. Hieraus lassen sich folgende Erkenntnisse ableiten:

- Tagsüber stellt sich keine oder nur selten eine schwache städtische Wärmeinsel ein,
- in den Monaten März bis Oktober baut sich eine Wärmeinsel abends auf, die bis in die frühen Morgenstunden andauert, anschließend nimmt die Intensität ab und bleibt tagsüber auf niedrigem Niveau mit gelegentlichem Wechsel des Vorzeichens („Kühlinse“, engl. Urban Cool Island, *UCI*),
- zwischen November und März ist nur eine schwache nächtliche Wärmeinsel ausgebildet und

- die Wetterlagenabhängigkeit der Wärmeinsel spiegelt sich in der zellulär geprägten Struktur insbesondere in der zweiten Nachthälfte mit Maxima während strahlungsreicher Witterung wider.

In besonderem Maße sind maximale Wärmeinselintensitäten an das Vorherrschen autochthonen Wetters gebunden (**Bild 8**). Im Vergleich zu allochthoner (fremdbürtiger) Witterung entwickelt sich ein gut strukturierter Tagesgang mit höchsten Werten in der Nacht und geringen Intensitätswerten tagsüber. Während allochthoner windstarker Witterung erreicht die nächtliche Überwärmung letztlich nur etwa ein Viertel der Intensität, die sich bei strahlungsreichen Schwachwindlagen einstellt.

Als einfach zu ermittelnde Einflussgröße zur Abschätzung der Intensität der *UHI* wird vielfach die städtische Einwohnerzahl herangezogen, da diese als Stellvertreterwert für zahlreiche die *UHI* bestimmende Größen angesehen werden kann. Wie **Bild 9** exemplarisch zeigt, nimmt die urbane Überwärmung mit zunehmender Einwohnerzahl zu. Allerdings besteht nur ein mäßiger statistischer Zusammenhang zwischen beiden Variablen.

Das ist nicht weiter verwunderlich, da viele stadtspezifische Faktoren häufig an eine bestimmte Stadtstruktur gebunden sind und damit sehr unterschiedlich ausgeprägt sein können. Dazu gehören der Gesamtenergieverbrauch und damit auch die Freisetzung von anthropogener Wärme sowie die Anteile von versiegelten und Wasser- bzw. Vegetationsflächen an der jeweiligen Gesamtfläche. Weitere Einflussfaktoren sind

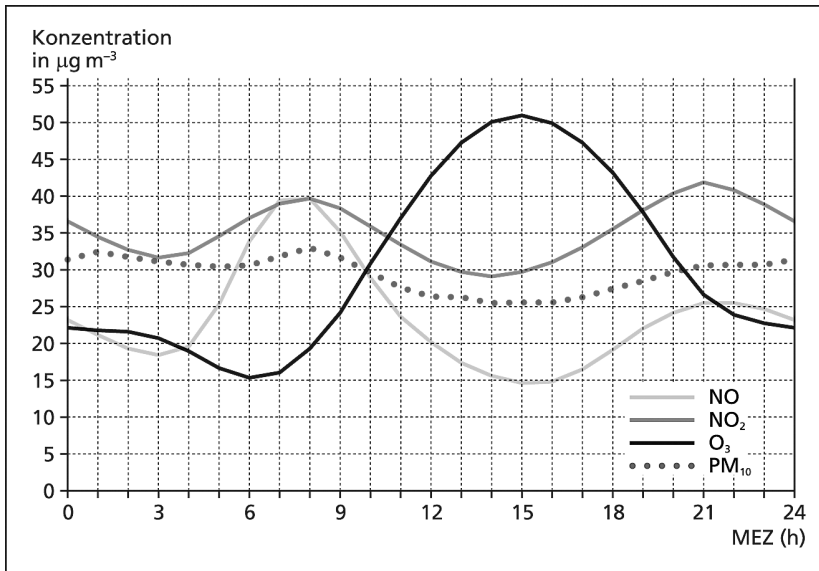


Bild 10. Tagesgang verschiedener Luftverunreinigungen an der Industriegebietsstation Duisburg-Walsum; Messperiode: 1983 bis 2007 für NO, NO₂, O₃; 2003 bis 2007 für PM₁₀ (nach [38], verändert und Daten um PM₁₀ ergänzt).

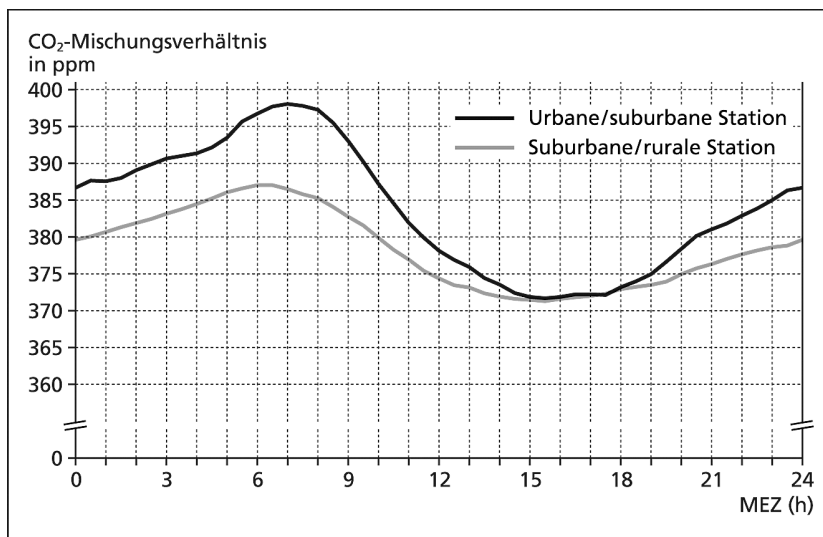


Bild 11. Mittlerer Tagesgang der CO₂-Konzentration an einer urban/suburbanen Station (Grugapark, Essen, Messzeitraum 09/2006 bis 10/2007, Daten aus [41]) und an einem suburban/ruralen Standort am Stadtrand von Essen (Harscheidweg, Essen, Messzeitraum 11/2007 bis 10/2008; Datenerfassung durch Abteilung Angewandte Klimatologie, Universität Duisburg-Essen).

die Gebäudestruktur, das Baukörpervolumen und die topografischen Gegebenheiten innerhalb eines Stadtgebiets. Die Einwohnerzahl stellt deshalb nur eine eingeschränkt zu verwendende, allerdings leicht zu beschaffende Vergleichsgröße zur Abschätzung der städtischen Überwärmung dar [32]. Eng gekoppelt an die überwiegend nächtlich auftretende städtische Überwärmung kann sich bei geringer oder fehlender Advektion über entsprechende Luftleitbahnen zwischen Stadt und Umland eine stadteinwärts gerichtete konvergente bodennahe Luftströmung entwickeln. Ein derartiges lokales Windsystem wird Flurwind- oder UHI-Zirkulation genannt [33; 34]. Es ist hinsichtlich seiner Persistenz zwar fragil, kann aber durchaus planungsrelevant sein, wenn es z. B. durch den Transport von kalter Umlandluft dazu beiträgt, die klimatisch-lufthygienische Situation in den Innenstädten durch Abkühlung und Durchmischung zu verbessern.

Voraussetzungen für die Belüftungseffektivität sind allerdings, neben einer gut ausgebildeten Wärmeinsel, rauigkeitsarme Ventilationsbahnen, die die Kaltluftquellgebiete des Umlands mit dem städtischen Wirkgebiet auf möglichst kurzem Wege verbinden [31].

3.4 Städtische Luftqualität

Städte nehmen zwar nur rund 5 % der Erdoberfläche ein, jedoch lebt dort mittlerweile nahezu die Hälfte der Weltbevölkerung [35]. Der größte Teil der global emittierten anthropogenen atmosphärischen Spurenstoffe stammt also aus den Städten.

Die urbane Luftqualität wird hauptsächlich durch Emissionen aus niedrig gelegenen Quellen (Kfz-Verkehr, Hausbrand, Gewerbe) beeinflusst. Neben typischen gasförmigen Luftverunreinigungen wie NO, CO, NO₂, flüchtige organische Kohlenwasserstoffe (engl. Volatile Organic Compounds, VOC) sowie O₃ spielen bei der Beurteilung der Luftgüte insbesondere Feinstäube (PM₁₀) eine besondere Rolle [36]. Die Höhe der Immissionskonzentrationen ist nicht nur von der Art der Flächennutzung, sondern auch von der atmosphärischen Transmission abhängig [37].

Bild 10 zeigt den diurnalen Verlauf ausgewählter atmosphärischer Spurenstoffe an einem Standort im Industriegebiet.

Der Verlauf der Spurenstoffkonzentrationen von NO, NO₂ und PM₁₀ wird charakterisiert durch Morgen- und Abendmaxima, die sowohl verkehrsbedingt sind als auch durch den Tagesgang der atmosphärischen Stabilität bestimmt werden. Davon abweichend erreicht das Ozon sein Hauptmaximum typischerweise bei höchsten Werten der Lufttemperatur und Globalstrahlung am frühen Nachmittag. Ein kleines Nebenmaximum („sekundäres Ozonmaximum“) deutet sich in der zweiten Nachthälfte an. Letzteres beruht auf dem Heruntermischen von Ozon des Vortags durch Scherwinde aus der durch

eine Höheninversion von der städtischen Mischungsschicht getrennten Reservoirschicht durch kurzzeitige Auflösung der Temperaturinversion („breakdown of stability“ [39]).

Die Luftqualität hat sich z. B. in den deutschen Industriegebieten in den vergangenen Jahrzehnten in erheblichem Maße verbessert. So zeigen Langzeittrendanalysen von gas- und partikelförmigen Spurenstoffen, die für nordrhein-westfälische Messstationen zwischen 1981 und 2007 vorgenommen wurden, mit jeweils 27 % deutliche mittlere Abnahmen der NO- und NO₂-Konzentrationen, hingegen eine Verdoppelung der O₃-Konzentrationen (+ 105 %) bezogen auf das Ausgangsjahr 1981 an [38]. Allerdings kaschiert diese Mittelwertbetrachtung die Tatsache, dass seit einigen Jahren die NO₂-Konzentrationen wieder zunehmen.

Als Grund für diesen Anstieg wird die Primäremission durch Oxidationskatalysatoren von Dieselfahrzeugen gesehen, deren Zahl sich in den vergangenen Jahrzehnten stetig erhöh-

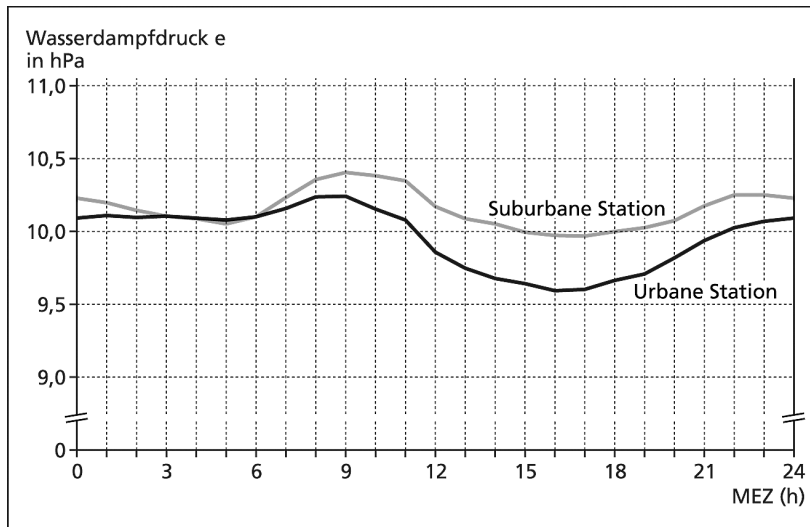


Bild 12. Stundenmittelwerte des Wasserdampfdrucks e an einer Stadt- und Umlandstation in Krefeld (11/2001 bis 10/2002) im Tagesgang, nach [42], verändert.

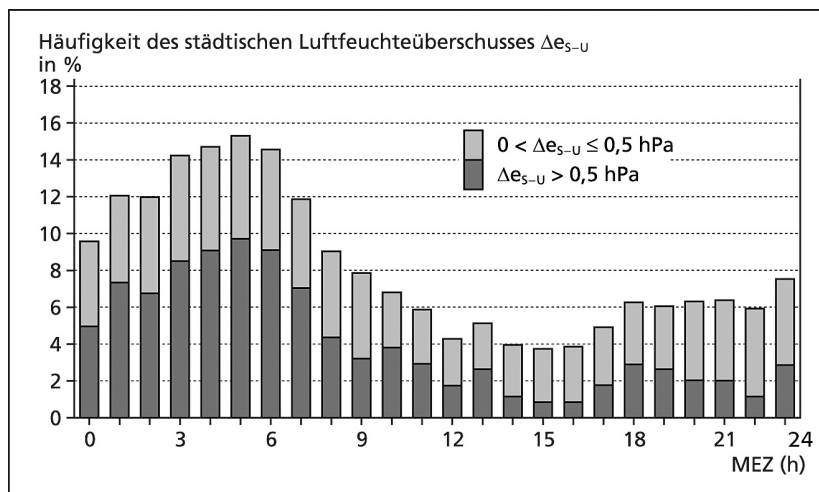


Bild 13. Häufigkeitsverteilung der Stundenmittelwerte des städtischen Luftfeuchteüberschusses (UME) für unterschiedliche Dampfdruckdifferenzen (Δe_{s-u}) in Krefeld (11/2001 bis 10/2002) [42].

te und aktuell einen Anteil von über 40 % an den Kfz-Gesamtzulassungen einnimmt. Da NO_2 ein wichtiges Vorläufergas für die Entstehung von O_3 ist, dürften sich auch dessen Konzentrationen in Zukunft erhöhen.

Ein weiterer gasförmiger Spurenstoff, der nicht zu den Luftverunreinigungen zählt, jedoch am globalen anthropogenen Klimawandel beteiligt ist, ist das anthropogene CO_2 . Dieses wird überwiegend in Städten emittiert [40] und erreicht dort in Abhängigkeit von der Flächennutzung im Vergleich zum Umland die höchsten mittleren Konzentrationen in der Luft [5; 41], wie ein Vergleich der Tagesgänge für einen urbanen und suburbanen Standort belegt (Bild 11). Auf die Struktur des Tagesgangs wirken verschiedene Faktoren ein. So die Emissionen des Kfz-Verkehrs und – hauptsächlich im Winter – diejenigen des Hausbrandes, ferner – tagsüber – die CO_2 -Aufnahme durch die Vegetation und labile Schichtungsverhältnisse der Atmosphäre sowie – nachts – die CO_2 -Abgabe im Rahmen der autotrophen und heterotrophen Respiration bei gleichzeitig häufigerem Auftreten neutraler bzw. stabiler Schichtung.

3.5 Luftfeuchtigkeit, Niederschläge, Nebel

3.5.1 Luftfeuchtigkeit

Die Luftfeuchtigkeit, dargestellt als der Wasserdampfdruck in der Einheit hPa, weist im Jahresmittel in der mitteleuropäischen Stadtatmosphäre mit bis zu 1 hPa nur leicht niedrigere Werte auf als im Freiland.

Bei einem Vergleich entsprechender Standorte ergeben sich im Tagesgang folgende Unterschiede (Bild 12): Während in der Nacht und in den frühen Morgenstunden bei absolut hohen Dampfdrücken die Differenzen an beiden Stationen nur gering sind, werden bei niedrigsten absoluten Werten nachmittags größte Abweichungen voneinander erreicht. Dabei zeichnen sich die suburbanen Werte bei absolut höheren Dampfdrücken durch eine vergleichsweise kleinere Amplitude, die Stadtwerte hingegen bei absolut niedrigeren Werten durch eine größere Amplitude aus. Die suburbanen Dampfdruckwerte sind während des größten Teils des Tages höher als in der Stadt. Nur in der zweiten Nachthälfte können sich die Luftfeuchtigkeitsverhältnisse zwischen Stadt und Umland umkehren, so dass nunmehr für kurze Zeit der urbane Dampfdruck dem suburbanen entspricht oder diesen sogar leicht übertrifft.

Die in der Mittelwertdarstellung (Bild 12) bereits erkennbaren gegenläufigen Dampfdruckverteilungen in der zweiten Nachthälfte treten wesentlich ausgeprägter bei einer wetterlagenabhängigen Analyse in Erscheinung. So zeichnen sich insbesondere sommerliche Strahlungswetterlagen dadurch aus, dass die Luftfeuchtigkeitsverhältnisse in der Stadt nachts höher sein können als im Umland. Daraus resultieren höhere urbane und niedrigere suburbane Dampfdrücke ($\Delta e_{s-u} > 0 \text{ hPa}$). Eine derartige Situation wird urbane Luftfeuchtigkeitsüberschuss (engl. Urban Moisture Excess,

UME) genannt. Ein UME ist übrigens keine seltene Erscheinung, sondern kann sich durchaus während eines Drittels der Jahresstunden – allerdings unterschiedlich stark – einstellen (Bild 13). Die Ursache für die vergleichsweise höhere städtische Luftfeuchtigkeit, die besonders stark in der zweiten Nachthälfte in Erscheinung tritt, dürfte u. a. darauf zurückzuführen sein, dass in der Umlandgrenzschicht wegen der stärkeren Abkühlung die Taupunkttemperatur abends früher und nachts häufiger unterschritten wird. Eine weitere Ursache liegt in der länger andauernden Evapotranspiration im wärmeren Stadtkörper (UHI) verglichen mit dem kühleren Umland. Ein nur geringer Einfluss auf die UME wird in den anthropogenen Emissionen von Wasserdampf (Kraftfahrzeugverkehr, Industrie, Kühltürme) gesehen.

3.5.2 Niederschläge

Urbane Niederschlagsbeeinflussungen lassen sich nicht monokausal erklären, da verschiedene Prozesse mit unterschiedlich starker Wechselwirkung an ihrem Zustandekom-

men beteiligt sind. Es können jedoch drei Wirkgrößen genannt werden, die ausschlaggebend an einer Modifikation des Niederschlagsgeschehens durch urbane Siedlungsräume beteiligt sind. Dazu zählen [44; 45]:

- Beeinflussung der Wolkendynamik durch den Wärmeineffekt (*UHI*) und die städtische Oberflächenrauigkeit,
- Eingriffe in wolkenphysikalische Prozesse durch Partikelemissionen aus urban-industriellen Quellen und
- Modifizierung der Grenzschichtprozesse durch rauigkeitsbedingte Tropfenablenkung im bodennahen Windfeld. Die urbane Überwärmung führt zusammen mit der größeren Oberflächenrauigkeit der auf den Stadtkörper zuströmenden Luft zu einem Anheben (vertikale Divergenz) und Umfließen (laterale Konvergenz) des urbanen Strömungshindernisses. Dabei können sich überwiegend im Sommer flache Cumuluswolken bilden [46]. Niederschlagszunahmen sind verstärkt in urbanen Leegebieten zu beobachten. Da Leelagen an die vorherrschenden Windrichtungen gebunden sind und diese variieren, sind die durch Niederschläge beeinflussten Areale entsprechenden räumlichen Schwankungen unterworfen. Es ist deshalb sinnvoll, wetterlagenabhängige Niederschlagsuntersuchungen durchzuführen, wie sie z. B. für Berlin vorgenommen wurden [47]. In langjährigen Darstellungen der Niederschlagsverhältnisse lassen sich diese wechselnden räumlichen Unterschiede tatsächlich kaum nachweisen, da sie sich durch die Mittelwertbildung ausgleichen.

Die Niederschlagsbeeinflussung durch emittierte Partikel hängt von der Beschaffenheit ihrer Oberflächen ab. Partikel, deren Struktur einem Eiskristall entsprechen, scheinen als Sublimationskerne geeigneter zu sein als andere. Hinzu kommt, dass an Partikel angelagerte oberflächenaktive Spurenstoffe ebenfalls die Niederschlagsbildung beeinträchtigen [48].

Die Oberflächenrauigkeit schließlich kann durch „Auskämmen“ des Niederschlags über Gebieten mit großen Strömungshindernissen (z. B. hohen Gebäuden) zu einer Ablenkung der fallenden Tropfen führen und dadurch zu einem mehr oder weniger effektiven Leeversatz der fallenden Tropfen beitragen.

Welcher der genannten Prozesse primär auf die städtische Niederschlagsmodifikation Einfluss nimmt, ist schwierig zu

bestimmen. Vieles spricht dafür, dass insbesondere konvektive Prozesse durch die städtische Abwärme verstärkt werden, was sich ja auch an einer Zunahme von Gewittern und Starkregen im Vergleich zum Umland zeigt [49; 50].

Aber auch die Tageszeit und der Wochentag scheinen einen Einfluss auf die Niederschlagstätigkeit zu haben. So wird für eine Station in Essen neben einem abendlichen Niederschlagsmaximum eine weitere morgendliche Niederschlagsspitze beschrieben, die mit dem zeitlichen Auftreten der *UHI* in Zusammenhang gebracht werden kann [44]. Leichte, allerdings signifikante Unterschiede im Wochengang ergaben sich aufgrund langjähriger Untersuchungen in Melbourne, Australien, wonach es an Werktagen etwas mehr regnete als an den Wochenenden [51].

In den letzten Jahren konnte allerdings für Einzelfälle auch gezeigt werden, dass Städte die Niederschlagstätigkeit in bestimmten Gebieten nicht nur verstärken, sondern offensichtlich in Abhängigkeit von der Größe emittierter Partikel auch Niederschlagsreduktionen im urban-industriellen Raum verursachen können [45; 52]. Insbesondere die Freisetzung kleinerer Partikel scheint eher zu einer Suppression von Niederschlägen zu führen als die größerer Partikel. Wenn somit in einer Stadt überwiegend kleinere Partikel an die Atmosphäre abgegeben werden, dürfte dieses die Nukleation eher hemmen und dadurch die Tropfenbildung erschweren. Die weitere Forschung wird zeigen müssen, ob die für Einzelfälle bestätigten Ergebnisse eventuell auf alle urbanen Siedlungsräume bei entsprechendem Vorherrschen bestimmter Partikelgrößen übertragbar sind.

3.5.3 Nebel

Analysen zur urbanen und ruralen Nebelhäufigkeit lassen für die vergangenen Jahrzehnte eine Umkehr der Verhältnisse dergestalt erkennen, dass nicht mehr der städtische Siedlungsraum die größere Anzahl an Nebeltagen aufweist, sondern das entsprechende Umland. Dieses im Vergleich zu früheren Auswertungen (etwa bis Mitte des 20. Jh.) antagonistische Verhalten wird auf die Überwärmung der Stadtatmosphäre und ihren durch Luftreinhaltemaßnahmen geringer gewordenen Gehalt an Nebel fördernden Partikeln zurückgeführt. So belegen Untersuchungen in süddeutschen Großstädten einen Rückgang der urbanen Nebel-

häufigkeit von bis zu 50 % in 30 Jahren [53]. Das Auftreten von Nebel wird bei schwach windigen Strahlungswetterlagen insbesondere in den Nacht- und Morgenstunden des Winterhalbjahrs begünstigt. Ein exemplarisch durchgeführter Vergleich zwischen einem Standort mit starker Versiegelung und einem Umlandstandort ergibt einen zeitabhängigen Trend, der sich proportional zur Abnahme der natürlichen Oberflächenbeschaffenheit im Stadtgebiet verhält (**Bild 14**). Auf Satellitenbildern lassen sich gelegentlich während hochdruckbestimmter Nebelwetterlagen Städte als nebelfreie und damit sonnenscheinreiche Inseln im Nebelmeer (engl. Urban Clear Islands, *UCI* [54; 55]) erkennen. Stärkere Strahlungsabsorption und die damit einhergehende größere Erwärmung der städtischen Oberflächen im Vergleich zum Um-

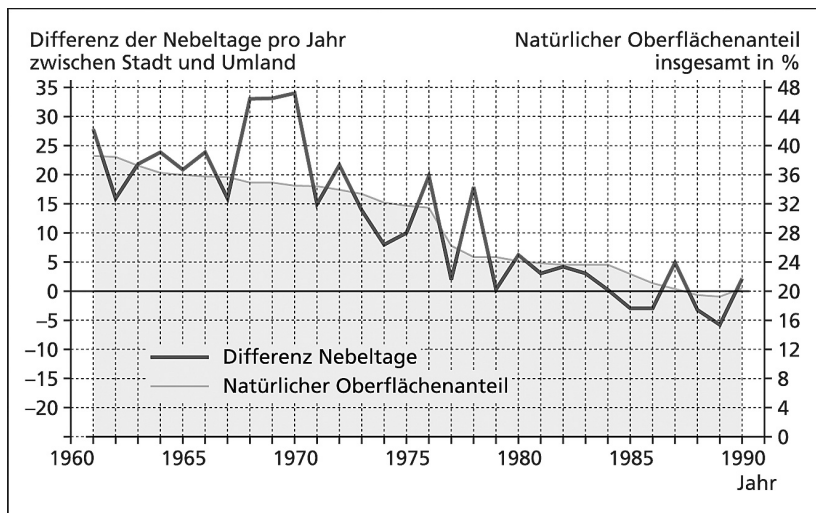


Bild 14. Differenz der Anzahl der jährlichen Nebeltage zwischen dem Standort München-Nymphenburg (starker Urbanisierungstrend) und München-Riem (ländliches Umland) sowie Flächenanteil natürlicher Oberflächen im Münchener Stadtgebiet im Zeitraum 1961 bis 1990 (nach [53], verändert).

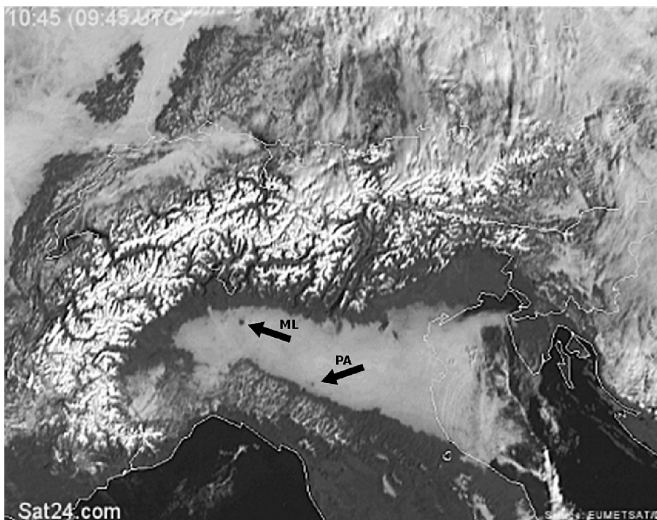


Bild 15. Strahlungsnebel über der norditalienischen Poebene mit den nebelfreien Städten Mailand (ML) und Parma (PA) am 19. Januar 2010 um 10:45 UTC.

Quelle: MSG/SEVIRI-Satellitenaufnahme, Abdruck mit freundlicher Genehmigung von Buienradar BV; www.sat24.com

land sorgen bei aufgelockelter Nebeldecke tagsüber für eine Zunahme der mittäglichen thermischen Turbulenz und einer daraus resultierenden Labilität. Hierdurch wird verstärkt warme trockene Luft aus den höheren Bereichen der Grenzschicht herunter gemischt und dadurch die relative

Feuchtigkeit im bodennahen Teil der Stadtatmosphäre gesenkt. Ein entsprechendes Beispiel zeigt in Norditalien die nebelbedeckte Poebene mit den nebelfreien Städten Mailand und Parma zur Mittagszeit (Bild 15).

Wenn es sich bei derartigen Wettersituationen nicht um Einzelfälle handelt, sondern sich die städtische Nebelfreiheit im Vergleich zum Umland auf 20 oder sogar 30 Tage pro Jahr beläuft [55], dürfte das auch human-biometeorologisch von Interesse sein. In einem solchen Falle herrschen in einer Stadt aus thermisch-hygrischer Sicht wesentlich angenehmere meteorologische Verhältnisse als im nasskalten Umland.

Danksagung

Der Verfasser dankt Herrn Dr. M. Sachweh, WetterService, Büro München, für die Beschaffung der Satellitenaufnahme (Bild 15), Herrn Dr. K. Kordowski und Herrn Dr. A.-B. Barlag, beide Abteilung Angewandte Klimatologie, Universität Duisburg-Essen, für das Redigieren des Manuskripts sowie Herrn Dipl.-Ing. H. Krähe, Institut für Ostasienwissenschaften, Universität Duisburg-Essen, für die Erstellung der Abbildungen.

Literatur

- [1] Lowry, W. P.: Empirical estimation of urban effects on climate: a problem analysis. *J. Appl. Meteorol.* 16 (1977) Nr. 2, S. 129-135.
- [2] Landsberg, H. E.: *The urban climate*. 2nd Ed. New York: Academic Press 1981.
- [3] Kitao, N.; Moriyama, M.; Nakajima, S.; Tanaka, T.; Takebayashi, H.: The characteristics of urban heat island based on the comparison of temperature and wind field between present land cover and potential natural land cover. 7th Int. Conf. Urban Clim., 29 June – 3 July 2009, Yokohama, Japan.
- [4] Matzarakis, A.: Die thermische Komponente des Stadtklimas. *Ber. Meteorol. Inst. Univ. Freiburg*, Nr. 6. Freiburg 2001.
- [5] Henninger, S.; Kuttler, W.: Methodology for mobile measurements of carbon dioxide within the urban canopy layer. *Clim. Res.* 34 (2007) Nr. 2, S. 161-167.
- [6] Pauleit, S.; Duhme, F.: Stadtstrukturtypen. *Raumplanung* 84 (1999), S. 33-44.
- [7] Leser, H.: *Stadtökologie in Stichworten*, 2. Aufl. Berlin: Borntraeger 2008.
- [8] VDI 3787 Blatt 1: *Umweltmeteorologie – Klima- und Lufthygienekarten für Städte und Regionen*. Berlin: Beuth 1997.
- [9] VDI 3787 Blatt 9: *Umweltmeteorologie – Berücksichtigung von Klima und Lufthygiene in räumlichen Planungen*. Berlin: Beuth 2004.
- [10] Stewart, I.; Oke, T. R.: Classifying urban climate field sites by "Local Climate Zones": The case of Nagano, Japan. 7th Int. Conf. Urban Clim., 29 June – 3 July 2009, Yokohama, Japan.
- [11] Oke, T. R.: Urban environments. In: *Bailey, W. G.; Oke, T. R.; Rouse, W. R.* (Hrsg.): *The surface climates of Canada*, S. 303-327. Montreal: McGill-Queen's University Press 1997.
- [12] Bottema, M.: *Wind climate and urban geometry*. Proefschrift Eindhoven, Technische Universität Eindhoven 1993.
- [13] Weber S.; Kordowski, K.: Comparison of atmospheric turbulence characteristics and turbulent fluxes from two sites in Essen, Germany. *Theor. Appl. Climatol.* (2010), im Druck. DOI: 10.1007/100704-009-0240-8
- [14] Christen, A.; Vogt, R.: Energy and radiation balance of a central European city. *Int. J. Climatol.* 24 (2004) Nr. 11, S. 1395-1421.
- [15] Blankenstein, S.; Kuttler, W.: Impact of street geometry on downward longwave radiation and air temperature in an urban environment. *Meteorol. Z.* 13 (2004) Nr. 5, S. 373-379.
- [16] Rotach, M. W.; Vogt, R.; Bernhofer, C.; Batchvarova, E.; Christen, A.; Clappier, A.; Feddersen, B.; Gryning, S. E.; Martucci, G.; Mayer, H.; Mitev, V.; Oke, T. R.; Parlow, E.; Richner, H.; Roth, M.; Roulet, Y. A.; Ruffieux, D.; Salmond, J. A.; Schatzmann, M.; Voogt, J. A.: BUBBLE – an urban boundary layer meteorology project. *Theor. Appl. Climatol.* 81 (2005), S. 231-261.
- [17] Parlow, E.: The urban heat budget derived from satellite data. *Geogr. Helv.* 58 (2003) Nr. 2, S. 99-111.
- [18] Weber, S.: *Energiebilanz und Kaltluftdynamik einer urbanen Luftleitbahn*. Essener Ökol. Schr. Bd. 21. Hohenwarsleben: Westarp-Wissenschaften 2004.
- [19] Sailor, D. J.: Anthropogenic heat and moisture emissions in the urban environment. 7th Int. Conf. Urban Clim., 29 June – 3 July 2009, Yokohama, Japan.
- [20] Sailor, D. J.; Lu, L.: A top-down methodology for developing diurnal and seasonal anthropogenic heating profiles for urban areas. *Atmos. Environ.* 38 (2004) Nr. 17, S. 2737-2748.
- [21] Lee, S.; Song, C.; Baik, J.; Park, S.: Estimation of anthropogenic heat emission in the Gyeong-In region of Korea. *Theor. Appl. Climatol.* 96 (2009) Nr. 3/4, S. 291-303.
- [22] Pigeon, G.; Legain, D.; Durand, P.; Masson, V.: Anthropogenic

- heat release in an old European agglomeration (Toulouse, France). *Int. J. Climatol.* 27 (2007) Nr. 14, S. 1969-1981.
- [23] *Klysik, K.*: Spatial and seasonal distribution of anthropogenic heat emissions in Lodz, Poland. *Atmos. Environm.* 30 (1996) Nr. 20, S. 3397-3404.
- [24] *Smith, C.; Lindley, S.; Levermore, G.*: Estimating spatial and temporal patterns of urban anthropogenic heat fluxes for UK cities: The case of manchester. *Theor. Appl. Climatol.* 98 (2009) Nr. 1/2, S. 19-35.
- [25] *Nemitz, E.; Hargreaves, K. J.; McDonald, A. G.; Dorsey, J. R.; Fowler, D.*: Micrometeorological measurements of the urban heat budget and CO₂ emissions on a city scale. *Environm. Sci. Technol.* 36 (2002) Nr. 14, S. 3139-3146.
- [26] *Steinecke, K.*: Urban climatological studies in the Reykjavik subarctic environment, Iceland. *Atmos. Environm.* 33 (1999) Nr. 24/25, S. 4157-4162.
- [27] *Ichinose, T.; Suzuki, Ka.; Suzuki, K.; Seino, S.*: Research on effect of urban thermal mitigation by heat circulation through Tokyo Bay. 7th Int. Conf. Urban Clim., 29 June - 3 July 2009, Yokohama, Japan.
- [28] *Kuttler, W.*: Stadtklima, Teil 1: Grundzüge und Ursachen. UWSF – Z. Umweltchem. Ökotox. 16 (2004) Nr. 3, S. 187-199.
- [29] *Wienert, U.; Kuttler, W.*: The dependence of the urban heat island intensity on latitude – A statistical approach. *Meteorol. Z.* 14 (2005) Nr. 5, S. 677-686.
- [30] *Miyakoshi, A.; Hayashi, T.; Kawai, M.; Kawashima, S.; Hachinohe, S.*: Subsurface thermal environment change due to artificial effects in the Tokyo Metropolitan Area, Japan. 7th Int. Conf. Urban Clim., 29 June - 3 July 2009, Yokohama, Japan.
- [31] *Dütemeyer, D.*: Urban-orographische Bodenwindssysteme in der städtischen Peripherie Kölns. *Essener Ökol. Schr. Bd. 12.* Hohenwarsleben: Westarp Wissenschaften 2000.
- [32] *Böhm, R.*: Urban bias in temperature time series – a case study for the City of Vienna, Austria. *Clim. Chang.* 38 (1998), S. 113-128.
- [33] *Hidalgo, J.; Pigeon, G.; Masson, V.*: Urban breeze circulation during the CAPITOUL experiment: observational data analysis approach. *Meteorol. Atmos. Phys.* 102 (2008), S. 223-241.
- [34] *Barlag, A. B.; Kuttler, W.*: The significance of country breezes for urban planning. *Energy Build.* 15 (1991) Nr. 3/4, S. 291-297.
- [35] *Urban Population, Development and the Environment 2007.* Hrsg: United Nations. www.un.org/esa/population/publications/2007_PopDev/Urban_2007.pdf
- [36] *Wolf-Benning, U.; Draheim, T.; Endlicher, W.*: Particulate matter and nitrogen dioxide in Berlin's air – spatial and temporal differences – Partikel- und Stickstoffdioxidbelastung der Berliner Luft – Räumliche und zeitliche Unterschiede. *Die Erde* 136 (2005) Nr. 2, S. 103-121.
- [37] *Weber, S.; Litschke, T.; Weber, K.; Fischer, G.; van Haren, G.*: Meteorologische Einflüsse auf Partikelkonzentrationsunterschiede zwischen einer Straße und einem angrenzendem Hinterhof – Messung und Modellierung. In: VDI Berichte 2040, S. 237-240. Düsseldorf: VDI 2008.
- [38] *Melkonyan, A.; Kuttler, W.*: Analysis of predominantly non-meteorological influences on air pollution in North Rhine-Westphalia, Germany. In: Mayer, H.; Matzarakis, A. (Hrsg.): 5th Jap.-Ger. Meet. Urban Clim., S. 73-78. Ber. Meteorol. Inst. Univ. Freiburg Nr. 18. Freiburg 2009.
- [39] *Kuttler, W.; Straßburger, A.*: Air quality measurements in urban green areas. *Atmos. Environm.* 33 (1999) Nr. 24/25, S. 4101-4108.
- [40] *Ptak, D.*: Bodennahe CO₂-Konzentrationen in zwei Städten unterschiedlicher Topographie. *Essener Ökol. Schr. Bd. 28.* Hohenwarsleben: Westarp-Wissenschaften 2009.
- [41] *Kordowski, K.*: Turbulenter Austausch von Kohlendioxid in der urbanen Grenzschicht über einer Parkfläche. *Essener Ökol. Schr. Bd. 29.* Hohenwarsleben: Westarp-Wissenschaften 2009.
- [42] *Kuttler, W.; Weber, S.; Schonfeld, J.; Hesselschwerdt, A.*: Urban/rural atmospheric water vapour pressure differences and urban moisture excess in Krefeld, Germany. *Int. J. Climatol.* 27 (2007) Nr. 14, S. 2005-2015.
- [43] *Dousset, B.; Gourmelon, F.; Laaidi, K.; Zeghnoun, A.; Giraudet, E.; Bretin, P.; Vandentorren, S.*: Satellite monitoring of summertime heat waves in the Paris metropolitan area. 7th Int. Conf. Urban Clim., 29 June - 3 July 2009, Yokohama, Japan.
- [44] *Schütz, M.*: Anthropogene Niederschlagsmodifikationen im komplexurbanen Raum am Beispiel des Ruhrgebiets. Dissertation Universität Essen. Essen 1996.
- [45] *Shepherd, J. M.*: A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future. *Earth Interact.* 9 (2005) Nr. 12, S. 1-27.
- [46] *Inoue, T.; Kumura, F.*: Fair-weather cumulus clouds forming over urban areas around Tokyo. 7th Int. Conf. Urban Clim., 29 June - 3 July 2009, Yokohama, Japan.
- [47] *Pagenkopf, A.*: Verification of urban-induced precipitation for a central European major city. 7th Int. Conf. Urban Clim., 29 June - 3 July 2009, Yokohama, Japan.
- [48] *Möller, D.*: Luft: Chemie, Physik, Biologie, Reinhaltung, Recht. Berlin: de Gruyter 2003.
- [49] *Naccarato, K. P.; Pinto Jr., O.; Pinto, I. R. C. A.*: Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of Southeastern Brazil. *Geophys. Res. Lett.* 30 (2003) Nr. 13, S. 1674.
- [50] *Stallins, J. A.*: Characteristics of urban lightning hazards for Atlanta, Georgia. *Clim. Chang.* 66 (2004) Nr. 1/2, S. 137-150.
- [51] *Simmonds, I.; Keay, K.*: Weekly cycle of meteorological variations in Melbourne and the role of pollution and anthropogenic heat release. *Atmos. Environm.* 31 (1997) Nr. 11, S. 1589-1603.
- [52] *Rosenfeld, D.*: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science* 287 (2000), S. 1793-1796.
- [53] *Sachweh, M.*: Änderungen des Nebelklimas in Bayern – Trends, Ursachen und Modellierung. *Ann. Meteorol.* 34 (1997), S. 45-46.
- [54] *Lee, T. F.*: Urban clear islands in California Central Valley fog. *Mon. Weather Rev.* 115 (1987), S. 1794-1796.
- [55] *Sachweh, M.; Köpke, P.*: Radiation fog and urban climate. *Geophys. Res. Lett.* 22 (1995) Nr. 9, S. 1073-1076.