

**Berichte des Meteorologischen Institutes
der Universität Freiburg**

Nr. 6

Andreas Matzarakis

**Die thermische Komponente
des Stadtklimas**

Freiburg, Juli 2001



ISSN 1435-618X

Alle Rechte, insbesondere die Rechte der Vervielfältigung und Verbreitung sowie der Übersetzung vorbehalten.

Herausgeber: Meteorologisches Institut der Universität Freiburg,
Werderring 10, D-79085 Freiburg,
Tel.: 0049/761/203-3590,
e-mail: hmayer@uni-freiburg.de

verantwortlich: Prof. Dr. Helmut Mayer und Dr. Andreas Matzarakis

Dokumentation: Ber. Meteor. Inst. Univ. Freiburg Nr. 6, 2001, 286 S.

VORWORT

Der Autor möchte sich an erster Stelle bei Herrn Prof. Dr. Helmut Mayer, Direktor des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg, für die Möglichkeit, diese Habilitationsschrift an seinem Institut anzufertigen, sowie für die zahlreichen Diskussionen zu ihrer Thematik herzlich bedanken.

Eine wissenschaftliche Untersuchung dieser Art kann nicht ohne die Unterstützung des heimischen Institutes erfolgen. Daher danke ich allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg für ihre verschiedenen Hilfestellungen. Besonders möchte ich die studentische Hilfskraft Dirk Schindler erwähnen, der mir bei sehr vielen zeitraubenden Arbeiten beiseite stand.

Ein besonderer Dank gilt den Kollegen außerhalb Freiburgs, vor allem Herrn Dr. Wolfgang Beckröge (Kommunalverband Ruhrgebiet in Essen) und Herrn Dr. Lutz Katzschner (Universität-Gesamthochschule Kassel), die mir in vielen Gesprächen wertvolle Anregungen gaben.

Letztlich danke ich sehr herzlich meiner Lebensgefährtin Irene Klein für ihr großartiges Verständnis während der Erstellung dieser Arbeit und für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Diese Arbeit ist meiner Familie und besonders meinem im Jahr 1990 verstorbenen Vater gewidmet.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
VORWORT	I
INHALTSVERZEICHNIS	III
ZUSAMMENFASSUNG	VII
SUMMARY	XIII
I EINLEITUNG	1
II GRUNDLAGEN	3
II.1 Einteilungen	3
II.2 Stadtklima als Planungsfaktor	8
II.3 Energetik der thermischen Komponente des Stadtklimas	12
II.3.1 Physikalische Basisgleichungen	12
II.3.2 Energetische Kenngrößen	15
II.3.3 Ursachen für Stadt-Umland-Unterschiede	16
II.4 Untersuchungsmethoden in der Angewandten Stadtklimatologie zur thermischen Komponente des Stadtklimas	17
II.4.1 Zusammenstellung	17
II.4.2 Statistische Bearbeitungen von langfristigen meteorologischen Daten.....	18
II.4.3 Zeitlich limitierte Messungen in der Stadt	19
II.4.3.1 Temporäres Meßnetz im Bodenniveau	19
II.4.3.2 Temporäres Meßnetz im Dachniveau	22
II.4.3.3 Thermische Profilmfahrten	23
II.4.3.4 Untersuchungen der Energiebilanz urbaner Oberflächenarten	25
II.4.3.5 Vertikalsondierungen	27
II.4.3.6 Tracer-Untersuchungen	29
II.4.4 Infrarot-Thermographie	30

II.4.5	Untersuchungen im Windkanal	34
II.4.6	Numerische Simulationsberechnungen	36
II.4.7	Human-biometeorologische Bewertungsverfahren	39
II.4.8	Einsatz von Geographischen Informationssystemen in der Stadtklimatologie....	45
III	ANALYSEN ZUR URBANEN WÄRMEINSEL UND ZUM URBANEM WÄRMEARCHIPEL	47
III.1	Allgemeine Einflußfaktoren und Auswirkungen	47
III.2	Charakterisierung der urbanen Wärmeinsel in der UCL	49
III.2.1	Energetische Ursachen der urbanen Wärmeinsel in der UCL	49
III.2.2	Intensität der urbanen Wärmeinsel	51
III.2.3	Einfluß der Stadtgröße auf die urbane Wärmeinsel	54
III.2.4	Trends der Intensität der urbanen Wärmeinsel	59
III.2.5	Einfluß ausgewählter meteorologischer Parameter auf die urbane Wärmeinsel .	61
III.2.6	Integrale Abschätzung der stündlichen urbanen Wärmeinselintensität	68
III.2.7	Vertikale Erstreckung der urbanen Wärmeinsel	71
III.3	Urbanes Wärmearchipel in der UCL	78
III.3.1	Räumliche und zeitliche Variabilität	78
III.3.2	Einfluß der Versiegelung auf die Strahlungsäquivalenttemperatur	87
III.3.3	Einfluß der Versiegelung auf die bodennahe Lufttemperatur	102
III.3.4	Einflüsse des sky view factors auf die bodennahe Lufttemperatur und Energieflüsse	106
III.3.5	Auswirkungen auf statistische Kenngrößen der Lufttemperatur	112
III.4	Kleinräumige Variabilität der Lufttemperatur in der UCL.....	118
III.5	Ergebnisse zur urbanen Wärmeinsel und zum urbanem Wärmearchipel in der UCL aus thermischen Profilmfahrten	134
III.6	Luftfeuchtigkeit in der UCL vor dem Hintergrund der urbanen Wärmeinsel bzw. des urbanen Wärmearchipels	141
IV	BEWERTUNG DER THERMISCHEN KOMPONENTE DES STADTKLIMAS	153

IV.1	Grundlagen	153
IV.2	Bioklimakarten	153
IV.3	Ergebnisse aus experimentellen Fallstudien	156
IV.3.1	Vorbemerkungen	156
IV.3.2	Fallstudie „München, 13. August 1985“	158
IV.3.3	Fallstudie „München, 22. August 1989“	166
IV.3.4	Fallstudie „München, 16. August 1989“	174
IV.3.5	Fallstudie „Freiburg, 19. Juli 1999“	185
IV.3.6	Zusammenfassende Regressionsanalysen	198
IV.4	Modellierung der mittleren Strahlungstemperatur	211
V	LOKALE KALTLUFT	219
VI	SCHLUSSFOLGERUNGEN	223
	Literaturverzeichnis	227
	Symbolverzeichnis	249
	Verzeichnis der Abbildungen	253
	Verzeichnis der Tabellen	263

ZUSAMMENFASSUNG

Mit der rapiden Zunahme der Bevölkerung in Städten, vor allem in den Ballungsgebieten der Schwellen- und Entwicklungsländer, sowie damit einhergehenden Landnutzungsänderungen, erhöhten Luftverunreinigungen und Energieaufwendungen gewinnt die Stadtklimatologie zunehmend an Bedeutung. Diese Wissenschaftsdisziplin beschäftigt sich mit grundlagen- und anwendungsorientierten Fragestellungen. In der grundlagenorientierten Stadtklimatologie wird die Stadt als Störung von physikalischen sowie chemischen Zuständen und Prozessen in der atmosphärischen Grenzschicht aufgefaßt. Deshalb stehen hier Untersuchungen zur physikalischen, numerischen und chemischen Modellierung sowie die Entwicklung von neuen Meßsystemen im Mittelpunkt der Arbeiten. In der Angewandten Stadtklimatologie werden Ergebnisse aus Statistiken mit langfristigen meteorologischen und lufthygienischen Daten, temporären Messungen, physikalischen und numerischen Modellierungen sowie problemorientierten Bewertungen vor dem Hintergrund konkreter Fragestellungen systematisch analysiert, geeignet aufbereitet und dargestellt sowie Anwendern vermittelt.

Diese Arbeit fällt in die Kategorie der Angewandten Stadtklimatologie. Sie beschäftigt sich mit der thermischen Komponente des Stadtklimas, die neben der lufthygienischen Komponente am nachhaltigsten mit Mitteln der Planung beeinflusst werden kann. Die Zielsetzung dieser Arbeit ist eine anwendungsorientierte Analyse von Zuständen und Prozessen, durch die sich die thermische Komponente des Stadtklimas in unterschiedlichen räumlich-zeitlichen Ebenen charakterisieren läßt. Zur Erreichung der Zielsetzung werden Ergebnisse aus der umfangreichen Stadtklimalliteratur und eigene Datenanalysen verwendet. Da die thermische Komponente des Stadtklimas inhaltlich inzwischen komplex ist, müssen Schwerpunkte gesetzt werden. Deshalb sind in dieser Arbeit manche Facetten der thermischen Komponente des Stadtklimas nicht oder nur unzureichend berücksichtigt.

Die Arbeit ist in drei größere Abschnitte unterteilt. Nach einer kurzen Einleitung folgt der Abschnitt Grundlagen, der sich neben den Einteilungsmöglichkeiten des Stadtklimas, der Rolle des Stadtklimas als Planungsfaktor und einer Zusammenstellung über die Energetik der thermischen Komponente des Stadtklimas vor allem mit Untersuchungsmethoden in der Angewandten Stadtklimatologie zur thermischen Komponente des Stadtklimas beschäftigt. Der Umfang der Beschreibungen von einzelnen Methoden, die durch Beispiele ergänzt sind, hängt u.a. von ihrer Berücksichtigung in den Abschnitten ab, in denen Ergebnisse diskutiert werden. Folgende Untersuchungsmethoden werden erwähnt:

- statistische Bearbeitungen von langfristigen meteorologischen Daten, die meistens von

amtlichen Stationen – in Deutschland von Stationen des Deutschen Wetterdienstes – stammen;

- zeitlich limitierte Messungen in der Stadt mit
 - temporärem Meßnetz im Bodenniveau,
 - temporärem Meßnetz im Dachniveau,
 - thermischen Profilmfahrten,
 - Erhebungen zur Energiebilanz urbaner Oberflächenarten,
 - Vertikalsondierungen,
 - Tracer-Untersuchungen;
- Infrarot-Thermographie zur Erstellung von Thermalbildern;
- physikalische Modellierungen im Windkanal;
- numerische Simulationsberechnungen;
- human-biometeorologische Bewertungsverfahren;
- Einsatz von Geographischen Informationssystemen in der Stadtklimatologie.

Der sich daran anschließende zweite größere Abschnitt enthält ausgewählte Analysen zur urbanen Wärmeinsel und zum urbanen Wärmearchipel; d.h. die Stadt wird zum einen als Ganzes im Vergleich zum Umland und zum anderen innerstädtisch differenziert betrachtet. Dieser Abschnitt stützt sich auf detaillierte Literaturlauswertungen und eigene Analysen von Meßdaten. Sie stammen hauptsächlich aus den großen Datenpools der in München durchgeführten experimentellen Forschungsvorhaben zum Stadtklima, nämlich STADTKLIMA BAYERN und KLIWUS. Die im Rahmen dieser beiden Projekte erhobenen umfangreichen Meßdaten waren bisher nur in geringem Maß wissenschaftlich bearbeitet worden. Sie eignen sich aber für die Zielsetzung dieser Arbeit, so daß auf sie zurückgegriffen wurde und nur noch ergänzende Messungen in Freiburg durchzuführen waren.

Zu Beginn dieses Abschnittes werden die verschiedenen Einflußfaktoren von urbaner Wärmeinsel bzw. urbanem Wärmearchipel in verschiedene Gruppen unterteilt und allgemeinere Beispiele für die Auswirkungen dieser bekanntesten Phänomene der Stadtklimatologie gegeben. Daran schließen sich Unterabschnitte an, die die urbane Wärmeinsel und das urbane Wärmearchipel in der *Urban Canopy Layer (UCL)*, d.h. dem Lebensraum von Menschen, die sich in der Stadt im Freien aufhalten, charakterisieren. So sind die energetischen Ursachen der urbanen Wärmeinsel zusammengestellt und es werden die Variabilität von mittlerer und maximaler Wärmeinselintensität in ausgewählten Städten, der von der Stadtgröße ausgehende Einfluß, Trends in der Intensität der urbanen Wärmeinsel und der Einfluß von ausgewählten meteorologischen Parametern erörtert. Ergänzend dazu wird ein Verfahren von OKE präsen-

tiert, mit dem sich die stündliche urbane Wärmeinselintensität abschätzen läßt. Kurz wird unter Berücksichtigung von Profildaten aus Vertikalsondierungen im Rahmen von STADTKLIMA BAYERN auf die vertikale Erstreckung der urbanen Wärmeinsel eingegangen, wodurch die Verbindung zwischen der *Urban Canopy Layer* und der *Urban Boundary Layer* hergestellt ist.

In den Unterabschnitten, die dem urbanen Wärmearchipel in der *UCL* gewidmet sind, werden auf der Basis eigener Auswertungen von Lufttemperaturdaten ihre räumlich und zeitliche Variabilität diskutiert. Der Einfluß der urbanen Versiegelung ließ sich korrelationsstatistisch sowohl für die Strahlungsäquivalenttemperatur aus Thermalbildern als auch die Lufttemperatur in der Standardmeßhöhe von 2 m über Grund nachweisen. Neben dem Versiegelungsgrad ist der *sky view factor* eine zentrale Größe, über die Strukturen in der *UCL* gekennzeichnet werden können. Seine Auswirkungen auf die bodennahe Lufttemperatur und Energieflüsse zeigen Ergebnisse aus eigenen Datenanalysen und der Literatur. Aus kontinuierlichen Messungen der Lufttemperatur an den verschiedenen Meßstellen im temporären Meßnetz Bodenniveau innerhalb von STADTKLIMA BAYERN wurden statistische Kenngrößen, wie z.B. mittlere jährliche Anzahl von Tropentagen, Sommertagen, warmen Tagen, Heiztagen, Frosttagen, Eistagen und kalten Tagen sowie mittlere jährliche Wärme- und Kältesumme, berechnet. Sie bilden Indikatoren für die Ausprägung des urbanen Wärmearchipels. In diesem Unterabschnitt wird auch auf die Eignung von phänologischen Beobachtungen zur Charakterisierung des urbanen Wärmearchipels eingegangen.

Daran schließt sich ein weiterer Unterabschnitt an, in dem auf der Grundlage von drei Fallstudien in München und einer Fallstudie in Freiburg die kleinräumige Variabilität der Lufttemperatur in der *UCL* untersucht wird, d.h. die räumliche Betrachtungsebene liegt um eine Stufe unter derjenigen des urbanen Wärmearchipels. Dabei ergibt sich u.a., daß selbst bei austauscharmen Hochdruckwetterlagen im Sommer die Erniedrigung der Lufttemperatur in Stadtstrukturen unter dem Einfluß der strahlungsabschattenden Wirkung von Baumkronen vergleichsweise gering ist. Beispielhaft wird im folgenden Unterabschnitt zum urbanen Wärmearchipel aufgezeigt, welcher Inhalt in Resultaten von thermischen Profildaten enthalten ist. Ausgehend von Ergebnissen eigener Datenauswertungen und aus der Literatur, die trotz vergleichbarer Wetterbedingungen auf Unterschiede in der Intensität von urbaner Wärmeinsel bzw. urbanem Wärmearchipel hinweisen, wurde anhand von Daten aus dem temporären Meßnetz Bodenniveau in München im Rahmen von STADTKLIMA BAYERN die innerstädtische Differenzierung des Dampfdrucks als Maß für die Luftfeuchtigkeit analysiert. In Ana-

logie zur urbanen Wärmeinsel bzw. zum urbanen Wärmearchipel zeigte sich insbesondere im ausgewählten Sommermonat die Ausbildung einer urbanen Feuchteinsel bzw. eines urbanen Feuchtearchipels. Die Gründe dafür werden diskutiert. Aus statistischen Analysen ergab sich - in Übereinstimmung mit vergleichbaren Untersuchungen in London und Göteborg – meistens eine positive Korrelation zwischen den Intensitäten von urbaner Wärme- und Feuchteinsel.

Der dritte größere Abschnitt dieser Arbeit bezieht sich auf die Bewertung der thermischen Komponente des Stadtklimas, womit er den stärksten Anwendungscharakter unter den drei größeren Abschnitten aufweist. Die Bewertung bezieht sich auf die Zielgruppe der Menschen, da sie in der Stadtplanung eine hervorgehobene Bedeutung haben. Als Beispiele für die human-biometeorologische Bewertung der thermischen Komponente des Stadtklimas werden Ergebnisse in Form von Karten und Diagrammen erörtert. Exemplarisch wird eine flächendeckende Bioklimakarte des Deutschen Wetterdienstes präsentiert, die die mittlere jährliche Anzahl der Tage mit Wärmebelastung in Stuttgart enthält. Für einen kleineren Ausschnitt von Stuttgart wird die durch eine Planung geänderte räumliche Verteilung der thermophysiologisch relevanten Bedingungen für Menschen bei sommerlichen Bedingungen gezeigt. Grundlage dafür sind Berechnungen des thermischen Index physiologisch äquivalente Temperatur (PET).

Die Diagrammdarstellungen beziehen sich auf die gleichen vier experimentellen Fallstudien bei austauscharmen Hochdruckwetterlagen im Sommer, die im Unterabschnitt zur kleinräumigen Variabilität der Lufttemperatur in der *UCL* erwähnt sind. Diese Fallstudien hatten jeweils ganz konkrete human-biometeorologische Zielsetzungen, wobei die Quantifizierung der Auswirkungen von Abschattungseffekten durch Baumkronen auf die thermischen Empfindungen von Menschen eine zentrale Zielsetzung war. Das hier zugrundeliegende human-biometeorologische Bewertungsverfahren lieferte als Ergebnisse Werte für PET und den thermischen Index Predicted Mean Vote (PMV). Beide thermische Indizes, für die abgestufte Angaben zur thermischen Belastung von Menschen existieren, werden in der VDI-Richtlinie 3787 Blatt 2 zur Anwendung empfohlen. In Abhängigkeit von der Verfügbarkeit der Ausgangsdaten werden hier nicht nur PET-Ergebnisse erörtert, sondern auch Zeitverläufe von meteorologischen Daten diskutiert, die Inputgrößen für die Basis von PET, die Energiebilanz des Menschen, darstellen. Dabei handelt es sich neben der Lufttemperatur vor allem um den Dampfdruck, die kurzwellige Strahlung aus dem oberen Halbraum, die langwellige Strahlung aus dem oberen und dem unteren Halbraum sowie um die aus den dreidimensionalen Strah-

lungsflüssen resultierende mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} . Über Korrelationsanalysen wurden statistische Zusammenhänge zwischen T_{mrt} und PET einerseits sowie meteorologischen Einflußgrößen und PMV andererseits geprüft. Dabei konnte der dominierende Einfluß von T_{mrt} auf PET bei austauscharmen Hochdruckwetterlagen im Sommer bestätigt werden, während der Einfluß der Lufttemperatur von vergleichsweise untergeordneter Bedeutung war. Unter dem Kronenschirm reduzierten sich bei solchen Wetterlagen die tagsüber auftretenden thermischen Belastungen für Menschen in Abhängigkeit von der Kronenstruktur und dem *sky view factor* um zwei bis drei Stufen.

Da für die Korrelationsanalysen die Datenbasis aus den vier Fallstudien nicht ausreichte, wurde sie um meteorologische Daten aus 26 Fallstudien ergänzt, die innerhalb des KLIWUS-Projektes in Form von kurzen Profildfahrten in München erfolgten. Davon bezogen sich 11 Fallstudien auf Sommer, 6 Fallstudien auf Winter und 9 Fallstudien auf die Übergangsjahreszeiten Frühjahr und Herbst. Damit konnten die Korrelationsanalysen saisonal differenziert und für den gesamten Zeitraum durchgeführt werden. Als Regressionsbeziehungen wurden die jeweils „besten Fits“ ausgewählt. Über die Korrelationskoeffizienten bzw. Bestimmtheitsmaße ergaben sich Hinweise auf die Qualität der Regressionsbeziehungen. So konnten z.B. nur maximal 50 % der Varianz von T_{mrt} über die Lufttemperatur T_a erklärt werden, während die Varianzerklärung von T_{mrt} bei Polynomen von mindestens 2. Ordnung mit der kurzwelligen Strahlung aus dem oberen Halbraum bei über 85 % lag. Als beste Regressionsbeziehung zwischen PET und T_{mrt} stellte sich ein Polynom 2. Ordnung heraus. Die Varianzerklärung von PET durch T_{mrt} streute saisonal zwischen 76 % im Sommer und 88 % im Winter und erreichte 89 % im gesamten Untersuchungszeitraum. Die Varianzerklärung von PET durch T_a lag saisonal unter 53 %; für den gesamten Untersuchungszeitraum erhöhte sie sich auf 82 %. Der beste Zusammenhang zwischen PET und PMV war durch ein Polynom 2. Ordnung gegeben. Saisonal war die Varianzerklärung von PET durch PMV über dem 90 % Niveau. Für den gesamten Untersuchungszeitraum sank sie wegen unterschiedlicher Berechnungsmethoden von PET und PMV, die sich nicht saisonal, sondern nur über ein gesamtes Jahr auswirken, auf 79 % ab.

Die bedeutendste meteorologische Größe zur Berechnung von thermophysiological relevanten Bewertungsindizes für Belastungssituationen im Sommer ist die mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} . Sie wurde in den Fallstudien über Messungen der kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse aus dem gesamten Raum, der einen Menschen umgibt, bestimmt. Aufgrund der Erfahrungen mit diesem zeitaufwendigen Verfahren in experimentellen Fallstudien wurde das

Modell RayMan entwickelt, mit dem für beliebige Zeit- und Raumsituationen T_{mrt} simuliert und anschließend thermische Indizes, wie z.B. PET oder PMV, berechnet werden können. Der Vergleich von simulierten und meßtechnisch ermittelten T_{mrt} -Werten fiel zufriedenstellend aus. Verbesserungsmöglichkeiten für RayMan sind bekannt und werden umgesetzt.

An den letzten großen Abschnitt schließen sich allgemeine anwendungsorientierte Ausführungen zur Kaltluft an. Dabei wird auch die sehr positive Rolle von Kaltluft, die ihr in der Planung beigemessen wird, hinterfragt.

Im letzten Abschnitt – Schlußfolgerungen – ist angegeben, in welcher Form Ergebnisse über die thermische Komponente des Stadtklimas häufig dargestellt werden, damit sie bei der Diskussion von Planungen berücksichtigt werden können. Auch wird vor dem Hintergrund der umfangreichen Stadtklimaliteratur zur Frage Stellung genommen, ob für die anwendungsorientierte thermische Komponente des Stadtklimas noch Forschungsdefizite bestehen. Sie existieren tatsächlich; die wichtigsten von ihnen sind in Form von Spiegelstrichen zusammengefaßt.

SUMMARY

Due to fast growing population in cities (especially in urban areas of fast-developing and developing countries) and associated land use changes, increased air pollution and energy use, urban climatology increasingly becomes more important. Urban climatology as a scientific discipline deals with fundamental and application oriented questions. In fundamental oriented urban climatology, the city is understood as disturbance of physical as well as chemical conditions and processes in the atmospheric boundary layer. Therefore, the main objective here is the investigation of physical, numerical and chemical modelling as well as the development of new measurement systems. In applied urban climatology, results are analysed systematically from statistics using long-term meteorological and air pollution data, temporary measurements, physical and numerical modelling as well as problem-oriented evaluations against the background of concrete questions. The results are suitably prepared, presented and user ready.

This work falls into the category of applied urban climatology. It deals with the thermal component of urban climate, which can be as well influenced by methods of planning as the air pollution component. The objective of this work is an application-oriented analysis of conditions and processes, through which the thermal component of the urban climate can be characterized at different spatial-temporal levels. To attain the objective, results from the extensive urban climate literature and own data-analyses were used. Since the content of the thermal component of urban climate is very complex, the main points have to be stated. Therefore, some facets of the thermal component of urban climate are not or somewhat insufficiently taken into account in this work.

This work is subdivided into three main sections. After a short introduction, the section on fundamental of Urban climate follows. It deals with the division of urban climate, climate as a planning factor and the composition of energetics of the thermal component of the urban climate. It also considers investigation methods in applied urban climatology with respect to the thermal component of the urban climate. Descriptions of each methods are supplemented by examples depending on the results discussed in that section. The following investigation methods are mentioned:

- statistical processing of long-term meteorological data, mostly from official stations (in Germany) of the German Weather Service;
- timewise limited measurements in the city with

- temporary measurement network at ground level,
- temporary measurement network at roof level,
- thermal profile traverses,
- investigations of the energy-balance of urban surface types,
- vertical soundings,
- tracer investigations;
- infrared thermograph for the construction of thermal images;
- physical modelling in wind channel;
- numerical simulation-calculations;
- human-biometeorological assessment methods;
- use of geographical information systems in the field of urban climatology.

The following and also more extensive section contains selected analyses on the urban heat island and the urban heat archipelago; i.e. on the one hand the whole city is compared to surrounding rural areas and on the other hand differences within cities are emphasized. This section is based on detailed literature-evaluations and own analyses of measured data, which mainly come from the wide data pool of the experimental research projects conducted in Munich on urban climate, namely STADTKLIMA BAYERN and KLIWUS. Until now, the extensive measured data raised in the framework of these two projects have only been slightly processed scientifically. Since they are suitable for the objective of this work and mainly used, only complementary measurements in Freiburg needed to be taken.

At the beginning of this section, different influential factors on the urban heat island as well as the urban heat archipelago are divided into different groups, while general examples about the effects of these most known phenomena of urban climatology are described. The subsections characterize the urban heat island and the urban heat archipelago in the Urban Canopy Layer (UCL), i.e. the environment of people, outdoors in the city. Consequently, the energetic causes of the urban heat island are presented. In addition, the variability of average and maximum heat island intensity at cities depending on the influence of city size as well as trends in the intensity of the urban heat island and the influence of selected meteorological parameters are discussed. Complementarily, a procedure of OKE is presented, with which the hourly urban heat island intensity can be estimated. In short, by considering profile data of vertical soundings raised within the framework of STADTKLIMA BAYERN the section goes also in to the vertical extension of the urban heat island, producing the connection between the UCL and the UBL.

The subsections, that are dedicated to urban heat archipelago in the UCL, are discussed on their spatial and temporal variability based on own evaluations of air temperature data. The influence of urban sealing was proved from statistical correlation for the radiation equivalent temperature from thermal images as well as for the air temperature at the standard measurement height of 2 m above ground. Beside the seal degree, the sky view factor is a central value, which characterizes structures in the UCL. Results from own data analyses and literature show its effects on air temperature near the ground and energy fluxes. From continuous measurements of air temperature at different measurement sites of the temporary measurement network at ground level within STADTKLIMA BAYERN, statistical parameter such as annual mean number of tropical days, summer days, warm days, heat degree, frost days, ice days and cold days and also annual mean warm and cold days sum were calculated. They form indicators for the formation of the urban heat archipelago. This subsection deals with suitability of phenological observations for the characterization of the urban heat archipelago.

A further subsection, discusses the small scale variability of air temperature in the UCL on the basis of three case studies in Munich and a case study in Freiburg, i.e. the spatial consideration level lies a step under the one of the urban heat archipelago. With it emerges among others, that the reduction of air temperature is comparatively low under the influence of radiation shading effect of tree crowns even during summer high pressure weather conditions with low exchange. In the following subsection, examples show the content of results of thermal profile traverses are when urban heat archipelago occurs. Derived from results of own data evaluations of temporal measurement network at ground level within the framework of STADTKLIMA BAYERN and from literature - comparable weather conditions indicate differences in the intensity of urban heat island as well as urban heat archipelago - analysis of inner city differences in vapour pressure as a measure for the humidity has been carried out. In analogy to the urban heat island as well as to the urban heat archipelago, the formation of an urban moisture island or an urban moisture archipelago can be observed, especially during selected summer month. The reasons for this are discussed. From statistical analyses which agree with comparable investigations in London and Göteborg, most of the time a positive correlation between the intensities of urban heat - and moisture island can be observed.

The third main section of this work refers to the assessment of the thermal component of the urban climate, which shows the strongest application character among the three main sections. The assessment has people as its target group, since they have an accentuated significance in urban planning. As examples, results in form of maps and diagrams for human-

biometeorological assessment of the thermal component of the urban climate are discussed. For example, a bioclimate map of the German Weather Service containing mean annual number of days with heat stress in Stuttgart is presented. For a smaller part of Stuttgart, planning-induced change of spatial distribution of thermo-physiologically relevant conditions for people during summer conditions are shown. Basis for this is the calculation of the thermal index physiological equivalent temperature (PET).

The diagram-presentations refer to the same four experimental case studies for high pressure weather conditions with low exchange in summer, mentioned in the subsection on the small scale variability of air temperature in the UCL. These case studies have quite concrete human-biometeorological objectives. In each case, the quantification of the effect of shading of tree crowns on the thermal sensations of people was a central objective. The results of the human-biometeorological assessment procedures presented here are given in form of PET and the thermal index Predicted Mean Vote (PMV). Both thermal indices are recommended in the VDI-guideline 3787, Part II, for the classification of thermal stress people. Depending on the availability of input data, not only PET-results are discussed here but also time-series of meteorological data which constitute the input parameters of the basis of PET, the energy-balance of the human body. Apart from air temperature, these input parameters includes above all vapour pressure, downward short wave radiation, downward and upward long wave radiation as well as mean radiation temperature T_{mrt} resulting from three dimensional radiation fluxes. Through correlation analysis, statistical connection between T_{mrt} and PET on the one hand and between meteorological influence parameters and PMV on the other hand are tested. By this, the dominant influence of T_{mrt} on PET under weak winds weather conditions with high pressure in the summer was confirmed. Comparatively, the influence of air temperature was of subordinate significance. Under the crown cover, the daytime thermal conditions for humans with such weather conditions are reduced, depending on crown-structure and sky view factor, by about two to three grades.

Since for the correlation analysis the database from the four case studies was not enough, it was supplemented with meteorological data from 26 case studies, taken during the KLIWUS-project in form of short profile traverses in Munich. 11 case studies were related to summer, 6 case studies to winter and 9 case studies to the transition-seasons spring and autumn. With this, correlation analysis for different seasons as well as for the entire time period could be carried out. The best-fits for the regression relationships were selected. Correlation coefficients as well as coefficients of certainty determine the quality of the regression relations. In

this way, for example, only a maximum of 50 % of the variance of T_{mrt} with air temperature T_a could be explained while 85 % of the variance of 2nd order polynomial T_{mrt} with downward short wave radiation was explained. The best regression relationship between PET and T_{mrt} was a second order polynomial. The variance explanation of PET through T_{mrt} ranges seasonally between 76% in the summer and 88% in the winter and reached 89% in the entire period of investigation. The variance explanation of PET through T_a lies seasonally under 53% but rose to 82 % for the entire investigation period. The best connection between PET and PMV was given through a 2nd order polynomial. Seasonally, the variance explanation of PET through PMV exceeds the 90% level. For the entire investigation period, it fell to 79% because of the different calculation-methods of PET and PMV, which do not show seasonal differences but have an effect over the whole year.

The most important meteorological variable for the calculation of thermo-physiologically relevant assessment index for stress conditions in summer is the mean radiation temperature T_{mrt} . It was determined in case studies through measurements of short and long wave radiation fluxes from the entire area that surrounds a human being. Based on experiences in this time consuming procedure in experimental case studies, the model RayMan was developed. It simulates T_{mrt} for any time and area situations and afterwards calculates thermal indices, like PET or PMV. The comparison of simulated, measured and determined T_{mrt} -values was satisfactory. Possibilities to improve RayMan are known and will be implemented.

The last main section deals with general application-oriented implementations referring to cold air. Also the very positive role of cold air, attributed in planning, is questioned.

In the last section – conclusion – the forms in which results of the thermal component of the urban climate are frequently represented are stated, so that they can be taken into account with the discussion of planning. Based on the background of extensive urban climate literature the question whether research deficits still exist for the application-oriented thermal component of the urban climate is commented. They actually still exist; the most important of them are summarised.

I EINLEITUNG

Die Wurzeln der Stadtklimatologie reichen, wenn man z.B. stadtklimatische Hinweise und Empfehlungen von Hippokrates berücksichtigt (CAPELLE, 1955), relativ weit zurück. Als Beginn einer mehr systematischen Stadtklimatologie wird jedoch häufig das Jahr 1833 angesehen, als der Engländer Howard über die Auswertung von Lufttemperaturdaten aus einer Stadtstation in London und einer nahen Umlandstation erstmals die urbane Wärmeinsel, das bekannteste Phänomen des Stadtklimas, dokumentierte (HOWARD, 1833a-c).

Obwohl Stadtflächen weltweit derzeit nur 0.2 % der Erdoberfläche beanspruchen (FEZER, 1995), ist die Bedeutung des Stadtklimas ansteigend. Wesentliche Gründe dafür liegen zum einem in der Zunahme der Weltbevölkerung, zum anderen im Anwachsen der Anzahl der in Ballungsgebieten lebenden Menschen und der damit verbundenen stärkeren Urbanisierung von natürlichen Landoberflächen sowie in der Ausprägung des zusätzlichen Treibhauseffektes in Städten.

Die ansteigende Bedeutung des Stadtklimas wird durch eine immer größer werdende Anzahl von Publikationen belegt, die sich mit den verschiedensten grundlagenbezogenen und angewandten Aspekten der Stadtklimatologie beschäftigen. Sie wurden überwiegend von OKE (1974, 1979, 1983, 1990) in systematischer Weise zusammengestellt. Außerdem finden häufiger nationale und internationale, fachspezifische Veranstaltungen zum Stadtklima statt (z.B. Fachtagungen *METTOOLS* des Fachausschusses „Umweltmeteorologie“ der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft, *International Congress on Urban Climate 1996* in Essen und 1999 in Sydney (Australien) sowie *Urban Environment Symposium* der American Meteorological Society 1998 in Albuquerque (N.M., USA) und 2000 in Davis (CA., USA)).

Diese Arbeit befaßt sich mit einem Teilbereich des Stadtklimas - der thermischen Komponente des Stadtklimas. Sie wird in amtlichen Regelwerken (z.B. BBauG) mit „Klima“ bezeichnet, während die lufthygienische Komponente des Stadtklimas mit „Luft“ benannt wird.

Die thermische Komponente des Stadtklimas wird hier mehr als Teil der Angewandten Stadtklimatologie und weniger unter dem Schwerpunkt „Stadt als physikalische und chemische Störung in der atmosphärischen Grenzschicht“ analysiert, d.h. im Mittelpunkt stehen Verfahren und Ergebnisse, die aus meteorologischer Sicht anwendungsorientiert sind. Die sich daran anschließende Frage nach der Möglichkeit der planerischen Umsetzung der Ergebnisse zur thermischen Komponente des Stadtklimas stellt eine Problematik dar, die nur von einer interdisziplinären Arbeitsgruppe sinnvoll gelöst werden kann.

II. GRUNDLAGEN

II.1 Einteilungen

Der Begriff des Stadtklimas ist, wie HELBIG et al. (1999) erläutern, nicht an den politischen Begriff der Stadt gebunden, da dieser meistens durch die Einwohnerzahl bzw. die Verleihung der Stadtrechte vorgegeben ist. Es gab früher keine eindeutige Definition des Begriffs „Stadtklima“. Erst im Jahr 1981 hat die Weltorganisation für Meteorologie (WMO) durch ihre Kommission für Klimatologie das Stadtklima wie folgt definiert (WMO, 1983):

Das Stadtklima ist das durch die Wechselwirkung mit der Bebauung und deren Auswirkungen (einschließlich Abwärme und Emission von luftverunreinigenden Stoffen) modifizierte Klima.

Daraus geht hervor, daß durch die Charakteristika der Landnutzungsart Stadt das großräumig vorgegebene Klima und die lufthygienische Hintergrundsituation des Raumes, in dem sich eine Stadt befindet, verändert werden. Das bedeutet auch, daß das Stadtklima prinzipiell kein Schönwetterphänomen ist, auch wenn, wie später noch gezeigt wird, die urbane Wärmeinsel als bekanntestes Stadtklimaphänomen bei schönem Wetter, d.h. bei windschwachem Strahlungswetter, am markantesten ausgeprägt ist.

Etwas detaillierter läßt sich das Stadtklima wie folgt kennzeichnen (MAYER, 1992): Bei der Betrachtung einer Stadt im Gegensatz zum Umland ist das Stadtklima allgemein ein Mesoklima, d.h. das Klima eines Raumes mit einer räumlichen Erstreckung unter 250 km, was nach der Skalenbezeichnung von ORLANSKI (1975) der Meso-Skala β und γ entspricht. Dieses Mesoklima bildet sich dadurch aus, daß eine Stadt aufgrund ihrer ganz spezifischen meteorologischen Eigenschaften insgesamt eine Störung im physikalischen und chemischen Zustand der atmosphärischen Grenzschicht (ca. unterste 1000 m der Atmosphäre) bewirkt. Die spezifischen meteorologischen Eigenschaften einer Stadt sind (VDI, 1988; FEZER, 1995):

- Strömungshindernis,
- Gebiet mit unregelmäßig erhöhter aerodynamischer Oberflächenrauigkeit,
- Wärmeinsel (bzw. Wärmearchipel),
- erhebliche Emissionsquelle

(Emissionen von gasförmigen Luftverunreinigungen, Aerosolen und Wasserdampf aus den Schadstoffquellengruppen Verkehr, Industrie, Kraftwerke, Gewerbe und Hausbrand).

In Erweiterung eines Ansatzes von LOWRY (1977) läßt sich das komplexe meteorologische und lufthygienische Wirkungsgefüge „Stadt“ wie folgt beschreiben:

$$M_{i,t,x} = C_{i,t,x} + L_{i,t,x} + U_{i,t,x} \quad (\text{II.1})$$

$M_{i,t,x}$: Meßwert oder berechneter Wert einer meteorologischen oder lufthygienischen Größe
bei der Wetterlage i zur Zeit t am Ort x in der Stadt,

$C_{i,t,x}$: Regionalklima-Anteil
großräumiges Wetter, großräumige Witterung, großräumiges Klima
lufthygienische Hintergrundbelastung
bei der Wetterlage i zur Zeit t am Ort x in der Stadt,

$L_{i,t,x}$: Lokalklima-Anteil
Einflüsse durch die natürliche, d.h. nicht urbane, Bodenbedeckung und durch die topographischen Verhältnisse
bei der Wetterlage i zur Zeit t am Ort x in der Stadt,

$U_{i,t,x}$: Stadtklima-Anteil
Einflüsse durch die eigentliche Urbanisierung
bei der Wetterlage i zur Zeit t am Ort x in der Stadt,

Daraus wird deutlich, daß alle Stadtklimaphänomene und -prozesse von

- der Wetterlage,
- der Zeit,
- dem Standort in der Stadt

abhängen.

Infolge der unterschiedlichen Oberflächenbedeckungstypen und Baukörperstrukturen bilden sich innerhalb des Mesoklimaraumes „Stadt“ verschiedene urbane Mikroklimata (Mikro-Skala α , β und γ) aus, wie z.B. das Mikroklima in Straßenschluchten, das Mikroklima in verschiedenen Typen von Innenhöfen, in Parkanlagen, innerhalb von Blockbaubereichen oder innerhalb von Einfamilienhaussiedlungen. Mikroklimata waren schon häufig das Objekt von experimentellen und theoretischen Untersuchungen zum Stadtklima (siehe Zusammenstellungen bei OKE, 1974, 1979, 1983, 1990).

HÖSCHELE (1984) hat die allgemeine Skaleneinteilung für meteorologische Phänomene von ORLANSKI (1975) auf Fragestellungen in der Angewandten Meteorologie übertragen und in Bezug auf die Stadtklimatologie zusätzliche Angaben über entsprechende Skalen der räumlichen Planung hinzugefügt (Tab. II.1).

Tab. II.1: Skaleneinteilung von atmosphärischen Phänomenen in der Meso- und Mikro-Skala sowie zugeordnete Skalen der räumlichen Planung (nach HÖSCHELE, 1984)

Horizontale Erstreckung	Atmosphärische Phänomene	Skalenbezeichnung	Planungsebene	Üblicher Kartenmaßstab
----200 km ---	----- Gebirgseinflüsse, Land-/Seewind, Wol- kencluster	----- Meso-Skala β	Landesplanung	1 : 500 000
---- 20 km ----	----- urbane Wärmeinsel, Gewitterzellen	----- Meso-Skala γ	Regionalplanung	1 : 50 000
---- 2 km ----	----- Kühlturmschwaden, Konvektion, Tornados	----- Mikro-Skala α	Standort-, Flächen- nutzungsplanung	1 : 10 000
---- 200 m ----	----- Staubtromben, Ther- mik, Bauwerkseffekte	----- Mikro-Skala β	Bebauungsplanung	1 : 500
---- 20 m ----	----- Kleinräumige Turbu- lenz, Bauwerkseffekte	----- Mikro-Skala γ		

Für viele Zwecke der Angewandten Stadtklimatologie (u.a. Berücksichtigung des Stadtklimas als Planungsfaktor oder bei der Bewertung des Stadtklimas) ist es sinnvoll, das Stadtklima in seine zwei bedeutendsten Komponenten zu unterteilen (MAYER, 1992):

- *thermische Komponente*

Sie umfaßt die gesamte Energetik der Stadtluft, d.h. Strahlung, fühlbare und latente Wärme, Gebäudewärme, Bodenwärme, anthropogen erzeugte Wärme.

- *lufthygienische Komponente*

Sie umfaßt die chemisch und physikalisch bedingte Qualität der Stadtluft auf dem Weg von der Emission (Freisetzung von Luftverunreinigungen) über die Transmission (Ausbreitung und Verdünnung von Luftverunreinigungen sowie ihre eventuelle Umwandlung) und Immission (Konzentrationen der Luftverunreinigungen am Einwirkungsort in der Stadtatmosphäre) zur Deposition (Ablagerung von Luftverunreinigungen infolge gasförmiger, nasser oder feuchter Prozesse).

Zwischen beiden Komponenten bestehen Verbindungen, so z.B. über den turbulenten Luftmassenaustausch.

In den gemäßigten Breiten (z.B. Mitteleuropa) hat die lufthygienische Komponente des Stadtklimas meistens eine größere Bedeutung als die thermische Komponente. Die Gründe dafür lauten:

- a) Lufthygienische Belastungen treten während des ganzen Jahres auf, wenn auch substanzspezifisch unterschiedlich (z.B. Photooxidantien mit Ozon als Leitkomponente im Sommer, im Winter Stickstoffoxide). Thermische Belastungen hingegen gibt es in Städten in den gemäßigten Breiten nur im Sommer.
- b) In der Regel sind keine individuellen Schutzmaßnahmen vor Luftverunreinigungen möglich, weil sie überall vorhanden sind. Thermischer Streß läßt sich dagegen durch das Aufsuchen von Schattenplätzen oder durch die Verringerung des Wärmedurchgangswiderstandes der Bekleidung (z.B. Jacke oder Pullover ausziehen) reduzieren.
- c) Lufthygienische Belastungen sind gesundheitsgefährdend. Das gilt im übrigen auch für extreme thermische Belastungen.
- d) Aus a) bis c) ergibt sich der hohe politische Stellenwert der lufthygienischen Komponente des Stadtklimas, der sich u.a. in Gesetzen (z.B. Bundes-Immissionsschutzgesetz BImSchG), Verwaltungsvorschriften (z.B. Technische Anleitung zur Reinhaltung der Luft (TA Luft)), EG-Richtlinien sowie Grenz-, Richt-, Leit- und Schwellenwerten für Luftverunreinigungen äußert.

In epidemiologischen Morbiditäts- und Mortalitätsstudien ist aber auch für mittlere Breiten die Belastung des menschlichen Organismus durch extreme thermische Situationen nachgewiesen (JENDRITZKY, 1992; JENDRITZKY et al., 1997). Sowohl während Witterungsabschnitten mit Kältestreß (niedrige Werte des thermischen Bewertungsindex PMV in Abb. II.1) als auch mit Wärmestreß (hohe PMV-Werte in Abb. II.1) steigen z.B. die Mortalitätsraten bei Herz- und Kreislauferkrankungen deutlich an. Darüber hinaus muß jedoch angenommen werden, daß die Gesamtbevölkerung in ihrem Wohlbefinden und in ihrer Leistungsfähigkeit schon bei weniger extremen Abweichungen von den thermischen Behaglichkeitsbedingungen ($-0,5 < \text{PMV} < +0,5$) erheblich beeinträchtigt wird. Somit ist die in mittleren Breiten manchmal bestehende Unterschätzung der thermischen Komponente des Stadtklimas zumindest vom Standpunkt „Wohlbefinden und Gesundheit der Menschen“ nicht gerechtfertigt.

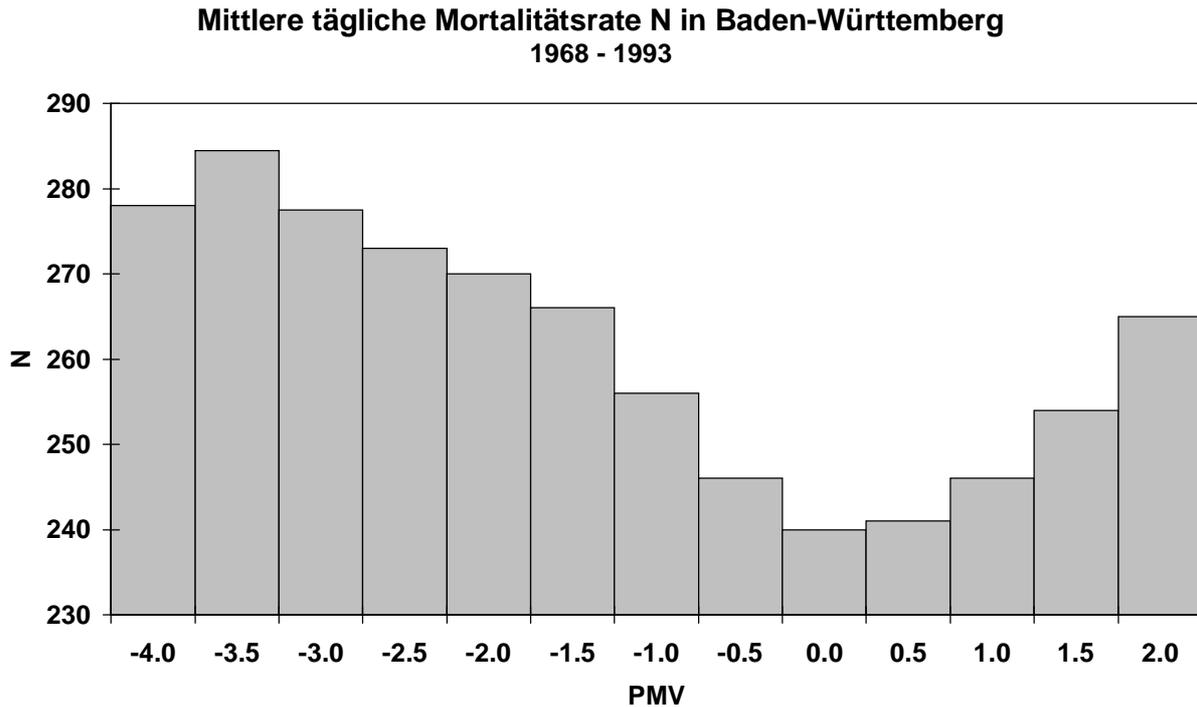


Abb. II.1: Mittlere tägliche Mortalitätsrate N in Abhängigkeit vom Tagesmittelwert der thermischen Bewertungsgröße PMV (Predicted Mean Vote) in Baden-Württemberg von 1968 bis 1993 (nach VDI, 1998)

Zur Analyse der Vertikalkomponente des Stadtklimas hat OKE (1984) die Stadtatmosphäre in zwei relevante Schichten unterteilt (Abb. II.2):

a) *Urban Canopy Layer (UCL):*

Schicht von der Bodenoberfläche bis zur mittleren Hausdachhöhe (Aufgrund der unterschiedlichen Oberflächenbedeckungstypen in der Stadt mit ihren variierenden vertikalen Erstreckungen bilden sich in dieser Schicht differenzierte, fast eigenständige urbane Mikroklimata aus),

b) *Urban Boundary Layer (UBL):*

Schicht oberhalb der UCL.

Für die *Urban Canopy Layer* und die *Urban Boundary Layer* haben sich bis jetzt keine deutschen Begriffe eingebürgert.

Die *Urban Boundary Layer* kann in folgende Schichten unterteilt werden (FEIGENWINTER et al., 1999)

- *Roughness Sublayer*,
- *Inertial Sublayer*,
- *Convective Mixed Layer*.

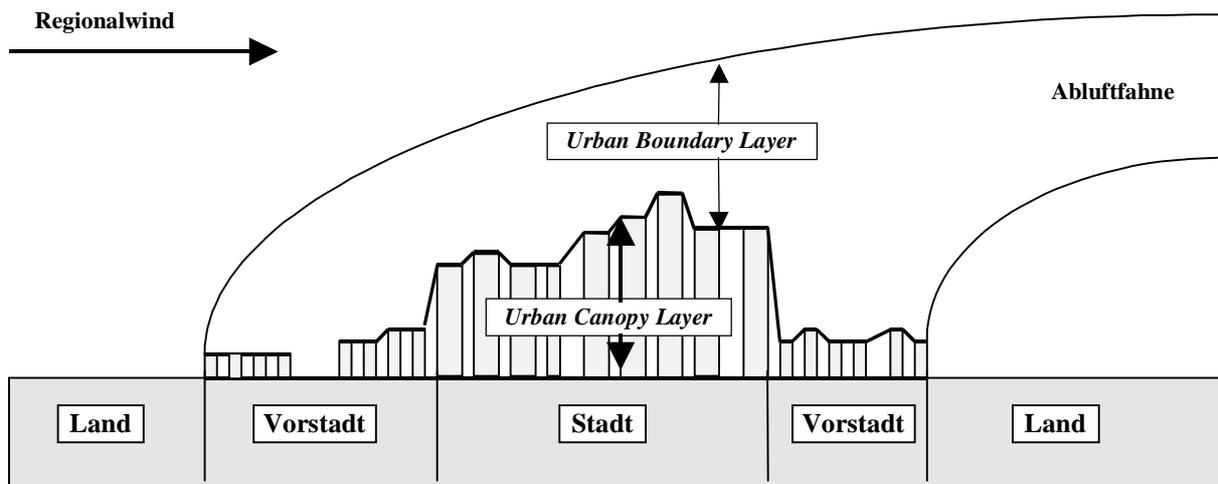


Abb. II.2: Idealisierte Verteilung der verschiedenen Grenzschichten in einer Stadt (nach OKE, 1984)

Für die Bezeichnung dieser Schichten gibt es bis jetzt ebenfalls keine einheitlichen deutschen Begriffe. Die *Roughness Sublayer* hat eine vertikale Erstreckung von zwei- bis fünffacher Höhe der Rauigkeitselemente in der Stadt. Zusammen mit der *Inertial Sublayer* bildet die *Roughness Layer* die *Surface Layer*, deren vertikale Mächtigkeit ca. 10 % der Dicke der planetaren Grenzschicht (*Urban Canopy Layer* und *Urban Boundary Layer*) beträgt. Wird sie im Mittel mit 1000 m angenommen (FEIGENWINTER, 2000), so ergibt sich über Städten - im Gegensatz zum ländlichen Umland - eine verhältnismäßig dünne *Inertial Sublayer*.

II.2 Stadtklima als Planungsfaktor

Untersuchungen zum Stadtklima lassen sich prinzipiell unter zwei Aspekten durchführen:

- a) Eine Stadt stellt eine Störung im physikalischen und chemischen Zustand der atmosphärischen Grenzschicht dar, deren Ausmaß und die dafür verantwortlichen Prozesse zu

beschreiben, modellieren und prognostizieren sind (physikalisch/chemische Stadtklimatologie).

- b) Das Stadtklima stellt einen Faktor in der Stadtplanung und -sanierung dar (planungsrelevantes Stadtklima).

Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt, wie bereits erwähnt, in der Angewandten Stadtklimatologie, die sich am häufigsten mit Fragen zum planungsrelevanten Stadtklima beschäftigt.

Planungsrelevant sind nach REISS-SCHMIDT (1987) diejenigen thermischen und lufthygienischen Phänomene des Stadtklimas, die als teil- oder kleinräumige Besonderheiten bzw. Ausprägungen

- von den allgemeinen Klimaverhältnissen (Mesoklima),
- der großräumigen lufthygienischen Situation (Hintergrundbelastung)

signifikant abweichen

und

- Auswirkungen auf das Wohlbefinden und die Gesundheit von Menschen, auf die Lebensbedingungen von Pflanzen und Tieren sowie auf Gebäude oder andere Anlagen technisch-baulicher Art und deren Benutzung haben.

Daraus folgt, daß die Planungsfaktoren „thermische Komponente des Stadtklimas“ (Klima) und „lufthygienische Komponente des Stadtklimas“ (Luft) in einer für das Wohlbefinden und die Gesundheit der Menschen relevanten Weise zu berücksichtigen sind. Die dabei anzuwendende Methodik stammt aus dem Fachgebiet Human-Biometeorologie, das sich mit den Wirkungen von Wetter, Witterung, Klima und Luftqualität auf den menschlichen Organismus beschäftigt.

Damit bei Abwägungsprozessen in der Planung die Faktoren „thermische Komponente“ und „lufthygienische Komponente“ geeignet miteinbezogen werden können, müssen folgende Voraussetzungen erfüllt sein:

- Die vorhandenen Ergebnisse sind in einer für Stadtplaner - als interessierte Nicht-Fachleute - verständlichen und anwendbaren Form darzustellen.
- Es ist quantitativ oder funktionell anzugeben, was qualitativ oft schon längst bekannt ist.
- Räume, für die aufgrund der thermischen und lufthygienischen Komponente des Stadtklimas einzelne Nutzungsfestlegungen getroffen werden, müssen einen Detaillierungsgrad haben, der den Maßstäben der in der Planung verwendeten Karten entspricht.

Die Fragen der Planer, die das Stadtklima betreffen, lassen sich im wesentlichen in drei Gruppen zusammenfassen:

a) Situationen mit geringem Luftmassenaustausch

Planungsziel:

Erhaltung und sogar Stärkung der positiven Effekte des Luftmassenaustausches bei stagnierenden Wetterlagen (austauscharme Wetterlagen, meistens austauscharme Hochdruckwetterlagen) durch gezielte Auswahl der Raumnutzungen

Fragen:

- Welche Form hat die Schwachwindrose für verschiedene Stadtgebiete ?
 - In welchen Gebieten bilden sich Luftaustauschsysteme (Berg-Tal-Windsysteme, Hangwindsysteme) aus, die auf Stadtgebiete wirken ?
 - In welchen Stadtgebieten sind die Be- und Entlüftungseffekte besonders wichtig ?
 - Wo sind die entscheidenden Entstehungsgebiete von lokalen Windsystemen und stadtklimarelevante Luftleitbahnen in der UCL (Ventilationsbahnen, Frischluftbahnen, Kaltluftbahnen) ?

b) Luftqualität

Planungsziel:

Erfassung der planerischen Bedeutung der Ausbreitungs- und Verdünnungswege sowie der Wirkungsräume der durch menschliche Aktivitäten (*anthropogen*) verursachten Emissionen bzw. Immissionen (detaillierte Informationen über den Zustand vor und nach Durchführung der Stadtplanungs- bzw. Sanierungsmaßnahmen als Vorgabe für planerische Argumentationen)

Fragen:

- Lassen sich vorhandene und potentielle Quellgebiete von Luftverunreinigungen (*Emissionen*), z.B. von Straßen oder Industrieanlagen, angeben, deren Folgen (*Immissionen*) für Menschen besonders schwerwiegend sind ?
- Läßt sich ein physikalisches/chemisches/human-biometeorologisches Modell für die Ausbreitung und Verdünnung sowie die Wirkung der Luftverunreinigungen aufstellen, das für Planungszwecke geeignet ist ?
- Welche Verknüpfungen lassen sich zwischen den Schadstoffquellengebieten, den Transport- und Verdünnungsräumen sowie den Wirkungsräumen der Luftverunreinigungen einerseits und den dort vorhandenen oder anzustrebenden Nutzungen andererseits herstellen ?
- In welchen Gebieten sollten aufgrund der Schwachwindrose und der vorhandenen Nutzung möglichst keine Schadstoffquellen (*Emittenten*) angesiedelt werden ?

c) Wärmebelastung

Planungsziel:

Reduzierung (wo und wie) der Wärmebelastung für Menschen durch Anordnung von verschiedenen Nutzungen und gegebenenfalls Spezifizierung der einzelnen Nutzungen

Fragen:

- Wie läßt sich die abgestufte Wärmebelastung für Menschen physiologisch relevant quantifizieren ?
- Welche Flächen weisen verschiedene Stufen der Wärmebelastung auf ? Auf welchen Flächen treten insbesondere extreme Wärmebelastungen auf ?
- Welche Flächen können durch eine Änderung ihrer Nutzungsart einen Beitrag zur Reduzierung von höheren Wärmebelastungen leisten ?
- Welche Maßnahmen innerhalb vorhandener und geplanter Siedlungsflächen können zur Reduzierung der Wärmebelastung ergriffen werden ?
- In welchen Teilräumen sollen diese Maßnahmen vor allem durchgeführt werden ?
- Welchen Einfluß hat die Bodenversiegelung auf die verschiedenen Stufen der Wärmebelastung in Siedlungs- und Stadtgebieten ?

Ziel der Berücksichtigung der thermischen und lufthygienischen Komponente bei Stadtplanungs- und -sanierungsmaßnahmen ist es, ein ideales Stadtklima zu erreichen. Auf einem interdisziplinär besetzten Workshop des Fachausschusses Biometeorologie der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft im Jahr 1988 (MAYER, 1989) wurde das ideale Stadtklima wie folgt definiert:

Das ideale Stadtklima

- ist ein räumlich und zeitlich variabler Zustand der Atmosphäre in urbanen Bereichen,
- bei dem sich möglichst keine anthropogen erzeugten Schadstoffe in der Luft befinden,
- und den Stadtbewohnern in Gegendnähe (charakteristische Länge: ca. 150 m, charakteristische Zeit: ca. 5 Minuten) eine möglichst große Vielfalt an Atmosphärenzuständen (Vielfalt der urbanen Mikroklimata) unter Vermeidung von Extremen (z.B. extreme Wärmebelastung) geboten wird.

Da ein solches „ideales Stadtklima“ realistisch nicht erreicht werden kann, besteht die Aufgabe der angewandten bzw. planungsrelevanten Stadtklimatologie darin, diesem Ideal durch die Empfehlung von Maßnahmen zur Minimierung der thermischen und lufthygienischen Belastungen sowie zu stadtklimatisch wirksamen Umfeldverbesserungen möglichst nahezukommen bzw. mindestens ein „tolerables Stadtklima“ zu erreichen.

II.3 Energetik der thermischen Komponente des Stadtklimas

II.3.1 Physikalische Basisgleichungen

Das Stadtklima erweist sich als sehr komplex. Es hat eine große Anzahl von Bestimmungsgrößen (WANNER, 1985), die in Abb. II.3 schematisch zusammengefaßt sind.

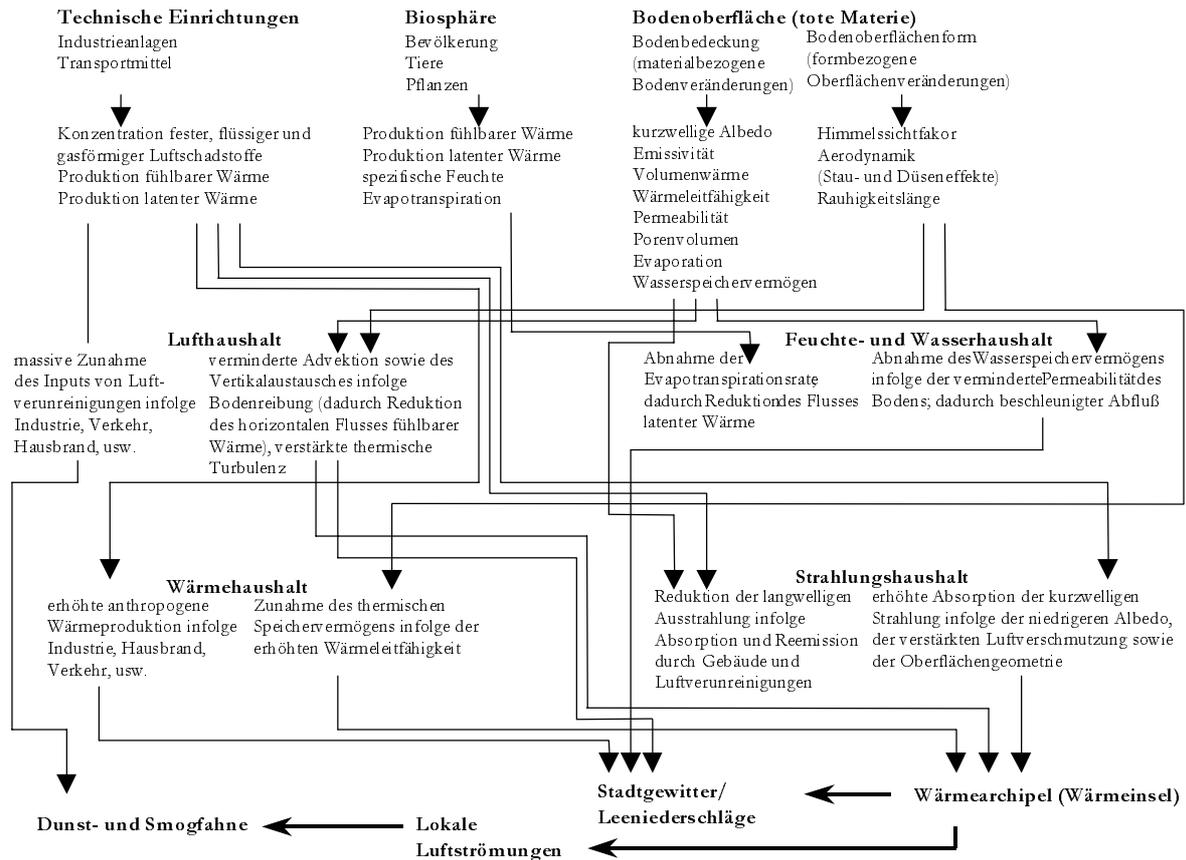


Abb. II.3: Heuristisches Wirkungsgefüge zur Entstehung des Stadtklimas (nach WANNER, 1985)

In der Stadtklimatologie gibt es drei verschiedene Energiebilanzgleichungen, über die sich thermische und hygrische Phänomene des Stadtklimas erklären lassen:

a) Energiebilanzgleichung einer Oberfläche:

$$R_n + B + L + V = 0 \quad (\text{II.2})$$

R_n : Strahlungsbilanz

- B: Bodenwärmestrom
 L: turbulenter Strom fühlbarer Wärme
 V: turbulenter Strom latenter Wärme

Diese Energieströme werden positiv gezählt, wenn sie einen Energietransport zur Energieumsetzungsfläche (Oberfläche) hin beschreiben; sie sind negativ, wenn sie einen Energietransport von der Energieumsetzungsfläche weg beschreiben.

- b) Energiebilanzgleichung in Höhe des Dachniveaus an der Grenze zwischen *UCL* und *UBL*:

$$R_n + E_s + E_l + L + V + \Delta B_E = 0 \quad (\text{II.3})$$

- E_s : anthropogen erzeugte fühlbare Wärme
 E_l : anthropogen erzeugte latente Wärme
 ΔB_E : Änderung der Energiespeicherung in einer „Box“ (enthält Luft, Baukörper, Vegetationsformen, Boden, ...) unter der Energieumsetzungsfläche; wird durch einen gleichwertigen Energiestrom an der Energieumsetzungsfläche ausgedrückt

- c) Energiebilanz eines Luftvolumens (beinhaltet sowohl natürlich als auch anthropogen erzeugte Wärme, ohne Trennung dieser Anteile), Details siehe KERSCHGENS (1987):

$$F_s = A_{\Theta} + F_L + F_R \quad (\text{II.4})$$

- F_s : zeitliche Änderung der fühlbaren Wärme in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)
 A_{Θ} : Divergenz der dreidimensionalen Advektion von fühlbarer Wärme in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)
 F_L : Divergenz des dreidimensionalen Vektors des turbulenten Stroms fühlbarer Wärme in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)
 F_R : Divergenz des dreidimensionalen Vektors der Strahlungsbilanz in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)

Tab. II.2: Kurz- und langwellige Albedo von verschiedenen Oberflächenarten (aus Zusammenstellungen bei BAUMGARTNER et al., 1985; HUPFER und KUTTLER, 1998)

Oberfläche	kurzwellige Albedo	langwellige Albedo
Asphalt	5 - 20 %	4 - 5 %
Mittelwert für Straßen	18 %	
Beton	10 - 35 %	4 %
weißer Beton	71 %	
Ziegelwand	20 - 40 %	8 - 10 %
Naturstein	20 - 35 %	5 - 15 %
Holz		7 %
Kalkmörtel	27 %	9 %
Mittelwert für Wände	30 %	
Dächer aus Teer und Splitt	8 - 18 %	8 %
Dachziegel	10 - 35 %	10 %
Schieferdach	10 %	10 %
Wellblechdach	10 - 16 %	72 - 87 %
Eisen, blank	um 80 %	70 %
Gold, Silber, poliert	um 80 %	98 %
Aluminiumbronze	um 80 %	60 - 80 %
Messing, poliert	um 80 %	90 %
Glasfenster, Sonnenhöhe > 60 °	8 %	6 - 13 %
Glasfenster, Sonnenhöhe < 60 °	9 - 52 %	8 - 13 %
weißer Anstrich	50 - 90 %	5 - 15 %
roter, brauner oder grüner Anstrich	20 - 35 %	5 - 15 %
schwarzer Anstrich	2 - 15 %	2 - 10 %
Städte, Bereich	10 - 30 %	5 - 15 %
Städte, Mittelwert	15 %	
Sandboden, hell, trocken	25 - 45 %	10 %
Getreidefeld	10 - 25 %	
Wiese	15 - 25 %	6 %
Laubwald	15 - 25 %	5 %
Nadelwald	5 - 15 %	3 %
Wasserflächen, hoch stehende Sonne	3 - 10 %	1 %
Wasserflächen, tief stehende Sonne	um 80 %	1 %
Ackerboden, dunkel	7 - 10 %	2 - 10 %
Neuschnee	75 - 95 %	2 %
Altschnee	40 - 70 %	3 %
menschliche Haut		4 %

$$F_l = A_s + F_V \quad (\text{II.5})$$

F_l : zeitliche Änderung der latenten Wärme in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)

- A_s : Divergenz der dreidimensionalen Advektion von latenter Wärme in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)
- F_v : Divergenz des dreidimensionalen Vektors des turbulenten Stroms latenter Wärme in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)

Tab. II.3: Thermische Eigenschaften (Dichte ρ , spezifische Wärme c und Wärmeleitfähigkeit λ) von künstlichen und natürlichen Materialien (aus Zusammenstellungen bei BRÜNDL et al., 1987; HUPFER und KUTTLER, 1998)

Material	ρ (10^3 kg/m^3)	c (10^3 J/(kg * K))	λ (W/(m * K))
Luft, trocken, unbewegt, 20 °C, 1013 hPa	0.0012	1.01	0.026
Wasser, unbewegt, 20 °C	0.998	4.18	0.599
Asphalt	2.11	0.92	0.75
Gasbeton	0.32	0.88	0.08
Beton, verdichtet	2.40	0.88	1.51
Naturstein	2.68	0.84	2.19
Backstein	1.83	0.75	0.83
Lehmziegel	1.92	0.92	0.84
Putz	1.42	1.05	
Holz, weich	0.32	1.42	0.09
Holz, hart	0.81	1.88	0.19
Stahl	7.85	0.50	53.30
Kupfer, Handelsware, 20 °C	8.3	0.42	372.6
Glas	2.48	0.67	0.74
Gipsplatte	1.42	1.05	0.27
Polystyrol (Dämm-Material)	0.02	0.88	0.03
Lehmboden, trocken (Porenvolumen 40 %)	1.60	0.89	0.25
Sandboden, trocken	1.6	0.84	0.042
Sandboden, naß	1.9	1.26	0.167
Moorboden, trocken	0.4	1.68	0.084
Moorboden, naß	0.9	3.35	0.38

II.3.2 Energetische Kenngrößen

Die im Abschnitt II.3.1 enthaltenen physikalischen Grundgleichungen benötigen als Eingangswerte u.a. energetische Kenngrößen. Aufgrund von Literaturangaben sind in den Tab. II.2 und II.3 oberflächen- bzw. stoffspezifische Werte der Albedo, Dichte, spezifischen Wärme und Wärmeleitfähigkeit zusammengestellt. Dabei liegt der Schwerpunkt auf Materialien bzw. Stoff-

fen, die typischerweise in Städten vorkommen; allerdings ist der Anspruch auf Vollständigkeit nicht gegeben.

II.3.3 Ursachen für Stadt-Umland-Unterschiede

Aus den energetischen Kenngrößen der für Städte typischen Materialien und Stoffe sowie aus weiteren Merkmalen von Städten, wie die charakteristische Anordnung urbaner Baustrukturen oder Verbrennungsprozesse, resultieren gegenüber dem ländlichen Umland Modifikationen am unteren Rand der Stadtatmosphäre, die sich auf den Impuls-, Strahlungs-, Wärme-, Wasser- und Stoffhaushalt auswirken. Sie sind in der Tab. II.4 in allgemeiner Form zusammengestellt.

Tab. II.4: Stadtmerkmale und dadurch bedingte Modifikationen am unteren Rand der Stadtatmosphäre gegenüber dem ländlichen Umland (nach MAYER, 1986b)

Stadtmerkmale	Modifikationen gegenüber dem ländlichen Umland
Typische Anordnung urbaner Baustrukturen (Hochbauweise mit zahlreichen vertikalen Flächen verschiedener Exposition; weitgehend versiegelter Untergrund)	größere absorbierende und emittierende Fläche für Strahlungsflüsse, Mehrfachreflexion der solaren Strahlung, Abschattungseffekte, Verminderung vegetationsbedeckter bzw. offener Flächen, Wasserableitung in die Kanalisation, reduzierte Verdunstung, größere aerodynamische Oberflächenrauigkeit, erhöhte Turbulenz, Düseneffekte
Eigenschaften der vorwiegenden Materialien (Ziegel, Beton, Asphalt, Kies, Granit, Glas, Metalle, ...)	veränderte Reflexion der solaren Strahlung, veränderte Emission der terrestrischen Strahlung, größere Wärmekapazität, größere Wärmeleitfähigkeit, Wasserundurchlässigkeit
Verbrennungsprozesse (Verkehr, Industrie, Kraftwerke, Gewerbe, Hausbrand, ...)	Freisetzung von Wärme, Freisetzung von Wasserdampf, Freisetzung von Luftverunreinigungen, geringere Durchlässigkeit der Stadtatmosphäre für solare Strahlung, stärkere Absorption und Emission von langwelliger Strahlung in der Stadtatmosphäre, erhöhte photochemische Aktivität

II.4 Untersuchungenmethoden in der Angewandten Stadtklimatologie zur thermischen Komponente des Stadtklimas

II.4.1 Zusammenstellung

Auf der Grundlage von kartenmäßigen Informationen zu Stadteigenschaften wie Relief, Oberflächenbedeckungstypen, Verteilungen von anthropogenen Wärmefreisetzungen, usw. haben sich folgende Methoden in der Angewandten Stadtklimatologie für die Untersuchung der thermischen Komponente des Stadtklimas als zweckmäßig herausgestellt (u.a. OKE, 1984; BORNSTEIN, 1986; TAESLER, 1986; BRÜNDL et al., 1987; VDI, 1988; REUTER et al., 1991; KUTTLER, , 1993, 1996, 1999; BAUMÜLLER, 1999; BRECHLING, 1999; GROSS, 1999; HELBIG et al., 1999):

- a) problemorientierte statistische Bearbeitung vorhandener, möglichst langfristiger meteorologischer Daten von amtlichen oder sonstigen Stationen in der Stadt,
- b) zeitlich limitierte Messungen in der Stadt (u.a. temporäre Meßnetze im Boden- und Dachniveau mit kontinuierlichen Messungen meteorologischer Parameter, diskontinuierliche thermische Profilmessungen, Meßkampagnen zur Analyse der Energiebilanz urbaner Oberflächen über den Einsatz von speziell instrumentierten Meßtürmen, Vertikalsondierungen über Fesselballone, frei fliegende Ballone, Sodar-Systeme und Lidar-Systeme, Tracer-Untersuchungen),
- c) Infrarot-Thermographie,
- d) Untersuchungen im Windkanal,
- e) numerische Simulationsberechnungen mit mikro- und mesoskaligen Modellen,
- f) Anwendung von human-biometeorologischen Bewertungsverfahren,
- g) Einsatz von Geographischen Informationssystemen (GIS) zur flächenmäßigen Darstellung stadtklimatischer Zustände und Prozesse (unter Berücksichtigung der in der Stadtplanung relevanten Maßstäbe).

II.4.2 Statistische Bearbeitungen von langfristigen meteorologischen Daten

In den größeren Städten Deutschlands befinden sich meistens ein bis fünf amtliche Stationen des Deutschen Wetterdienstes (oft eine synoptische Wetterstation zuzüglich einiger Klimastationen) sowie manchmal Stationen von anderen Institutionen mit vergleichbaren Messungen.

Die dort langfristig erhobenen meteorologischen Daten können über statistische Methoden vielfältig bearbeitet werden. Als Ergebnisse ergeben sich Informationen über die klimatische Hintergrundsituation einer Stadt, wie z.B. Windrosen für verschiedene Bereiche der Windgeschwindigkeit (siehe Beispiel in der Abb. II.4) oder statistische Kenngrößen zur Lufttemperatur in der üblichen Referenzhöhe von 2 m über Grund (siehe Beispiele in der Tab. II.5 und II.6).

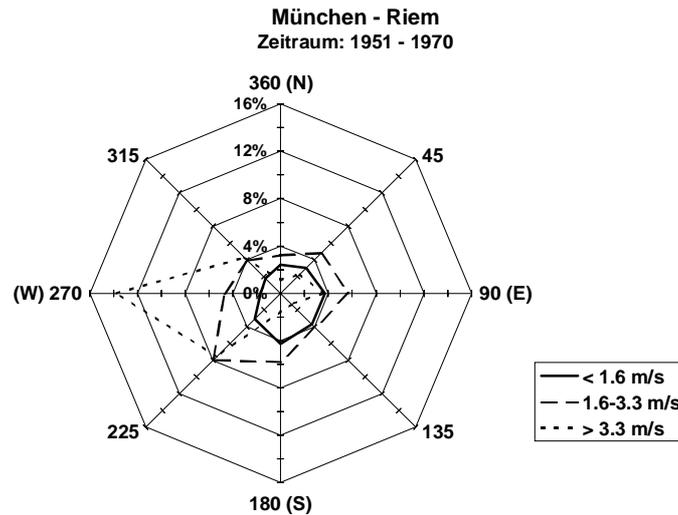


Abb. II.4: Windrosen für verschiedene Windgeschwindigkeitsbereiche; Grundlage: Winddaten aus 10 m Höhe über Grund an der Wetterstation München - Riem im Zeitraum 1951 bis 1970 (nach SCHÄFER, 1982)

Tab. II.5: Mittel- und Extremwerte der Lufttemperatur T_a (in °C) in 2 m Höhe über Grund an der Wetterstation München - Riem im Zeitraum 1951 bis 1970 (aus SCHÄFER, 1982)

	Monate												Jahr
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Mittelwerte	-2.0	-0.9	3.1	8.1	12.0	15.8	17.5	16.6	13.8	8.6	3.4	-0.7	7.9
Mittlere tägliche Maxima	1.1	2.9	7.7	13.2	17.1	20.9	22.8	22.1	19.4	13.9	6.7	2.2	12.5
Mittlere monatliche Maxima	10.1	11.6	17.8	22.3	25.8	28.8	30.7	30.3	27.1	22.3	15.9	11.3	--
Höchste monatliche Maxima	14.9	19.8	22.5	27.6	29.2	33.2	34.7	35.2	30.7	26.6	22.6	17.5	--
Mittlere tägliche Minima	-5.2	-4.5	-1.0	3.3	6.8	10.7	12.5	11.8	9.0	4.4	0.4	-3.6	3.7
Mittlere monatliche Minima	-15.9	-13.4	-9.3	-2.9	0.5	4.3	7.5	6.3	2.3	-2.8	-6.7	-13.1	--
Tiefste monatliche Minima	-25.0	-29.6	-18.0	-7.6	-2.8	0.5	5.1	3.9	-0.7	-6.2	-13.5	-23.2	--

Tab. II.6: Statistische Kenngrößen zur Lufttemperatur T_a in 2 m Höhe über Grund an der Wetterstation München - Riem im Zeitraum 1951 bis 1970 (aus SCHÄFER, 1982)

	Monate												Σ
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
mittlere Anzahl heisser Tage ($T_{a,max} \geq 30 \text{ °C}$)	--	--	--	--	--	0.4	2.3	1.4	0.2	--	--	--	4.3
mittlere Anzahl Sommertage ($T_{a,max} \geq 25 \text{ °C}$)	--	--	--	0.5	1.7	6.1	10.4	8.3	3.7	0.1	--	--	30.9
mittlere Anzahl Frosttage ($T_{a,min} < 0 \text{ °C}$)	25.8	21.3	16.6	5.8	0.6	--	--	--	0.1	4.5	13.2	23.1	110.9
mittlere Anzahl Eistage ($T_{a,max} < 0 \text{ °C}$)	12.3	8.6	2.8	0.1	--	--	--	--	--	--	1.9	10.3	36.0
mittlere Anzahl kalter Tage ($T_{a,max} \leq -10 \text{ °C}$)	0.6	0.8	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0.4	1.8

II.4.3 Zeitlich limitierte Messungen in der Stadt

Obwohl es schon zahlreiche experimentelle Untersuchungen zum Stadtklima gibt (siehe Zusammenstellungen bei HELBIG et al., 1999), finden immer wieder zeitlich beschränkte Messungen statt, um den jeweiligen lokalen Zustand des Klimas an einzelnen Standorten in der Stadt genau erfassen zu können. Dabei kommen hauptsächlich die nachfolgend kurz beschriebenen Methoden zum Einsatz.

II.4.3.1 Temporäres Meßnetz im Bodenniveau

Meistens werden Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit in 2 m Höhe über Grund in verschiedenen, klimatisch interessanten Bereichen einer Stadt über einen Zeitraum von 1 bis 3 Jahren kontinuierlich gemessen (Abb. II.5). Werden zusätzlich Windgeschwindigkeit und -richtung sowie alle Strahlungsströme erfaßt, ist bei der Interpretation der Ergebnisse verstärkt auf lokale Einflüsse durch Horizontüberhöhung (Abb. II.6 bis II.8) sowie Kanalisierungs- und Abschattungseffekte zu achten; sie modifizieren die Effekte der großräumigen meteorologischen Bedingungen (Hintergrundsituation).



Abb. II.5: Meßstelle im Zentrum von München innerhalb des temporären Meßnetzes im Bodenniveau im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN (aus BRÜNDL et al., 1987)

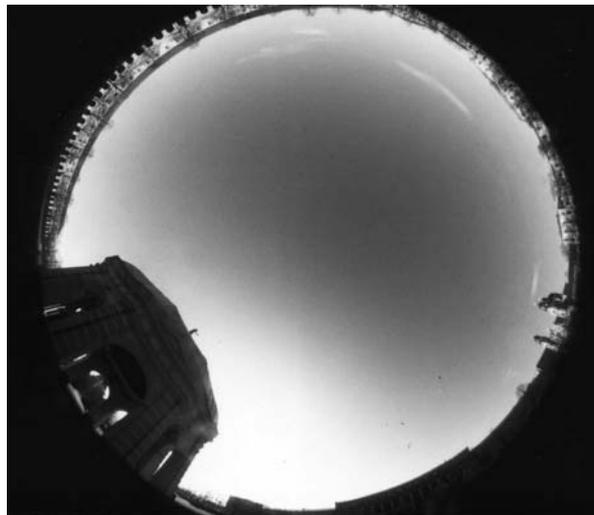


Abb. II.6: Charakterisierung der Horizontüberhöhung (Hofgarten, München) über eine „Fish-eye“-Aufnahme



Abb. II.7: Charakterisierung der Horizontüberhöhung (Amalienstraße, München) über eine „Fish-eye“-Aufnahme



Abb. II.8: Charakterisierung der Horizontüberhöhung in einer engen Gasse in München über eine „Fish-eye“-Aufnahme

II.4.3.2 Temporäres Meßnetz im Dachniveau

Um Ergebnisse von verschiedenen Meßstellen im Dachniveau (auf Hausdächern) vergleichen zu können, sind möglichst einheitliche äußere Verhältnisse erforderlich. So eignen sich Flachdächer (möglichst gleiche Höhe über Grund) mit 10 m hohen Masten (angebracht an kleinen Aufbauten wie z.B. Aufzugshäuschen, um mechanische Beschädigungen der Dachhaut zu vermeiden) als Meßplattformen für Windmessungen (Abb. II.9). Neben Windgeschwindigkeit und -richtung werden noch Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit sowie alle Strahlungsströme über einen Zeitraum von 1 bis 3 Jahren kontinuierlich erhoben. Da im Dachniveau die meteorologischen Bedingungen weitaus schwächer differieren als im Bodenniveau, reichen im Dachniveau weniger Meßstellen aus. Mit den Messungen im Dachniveau lassen sich die aktuellen meteorologischen Bedingungen in der *Roughness Sublayer* erfassen, die dann im unteren Bereich der *UCL*, dem Lebensraum der Menschen, in Abhängigkeit von

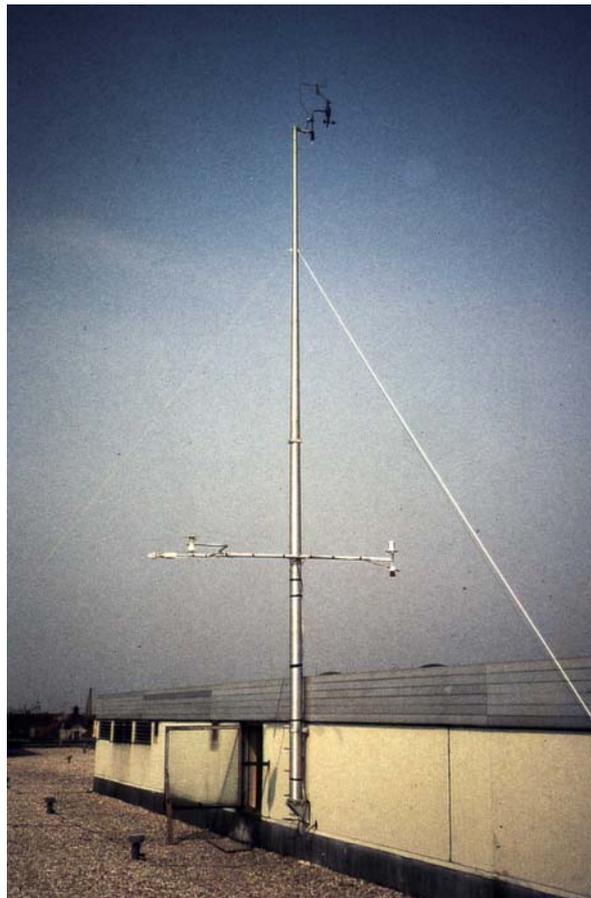


Abb. II.9: Meßstelle im Osten von München innerhalb des temporären Meßnetzes im Dachniveau im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN (aus BRÜNDL et al., 1987)

- Straßenschluchtgeometrie,
- Baukörperform,
- Horizontüberhöhung,
- Oberflächenbedeckungstyp,
- Grünflächenanteil

modifiziert werden.

Durch eine konzentrische Anordnung von Meßstellen im Dachniveau um das Stadtzentrum sowie eine Meßstelle im Stadtzentrum selbst sind die Voraussetzungen zur meßtechnischen Erfassung von Flurwinden (BARLAG und KUTTLER, 1990/1991; KUTTLER et al., 1998) gegeben. Der Vorteil von Windmeßstellen im Dachniveau gegenüber Windmeßstellen im Bodenniveau liegt dabei darin, daß die Meßergebnisse deutlich weniger durch Kanalisierungs- oder mechanische Hinderniseffekte beeinflusst sind.

II.4.3.3 Thermische Profilfahrten

Thermische Profilfahrten werden durchgeführt, um die Ergebnisse aus dem temporären Meßnetz im Bodenniveau räumlich zu verdichten (BAUMÜLLER, 1999). Dabei wird meistens die Lufttemperatur, manchmal ergänzt durch Luftfeuchtigkeit und Oberflächentemperatur, erfaßt. Die Profilfahrten erfolgen auf vorher festgelegten Routen, die häufig die Form einer „8“ haben, um zeitliche Trends bei den Meßwerten eliminieren zu können. Es ist zweckmäßig, die Länge der Profilrouten so zu dimensionieren, daß jede einzelne Befahrung nicht länger als eine Stunde dauert.

Für thermische Profilfahrten sollte ein Kraftfahrzeug eingesetzt werden, das seinen Motor wegen der Wärmeentwicklung im Heck hat (Abb. II.10). Die meteorologischen Meßwertgeber sind oft ca. 30 bis 50 cm vor der Fahrzeugfront an einem Gestänge montiert. Am Meßwagen, der im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN (BRÜNDL et al., 1987) für Profilfahrten eingesetzt wurde, waren die Meßwertgeber für Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit (Psychrometerprinzip mit sehr schnellen Pt 100 Sensoren) in drei Höhen über Grund (50 cm, 100 cm und 200 cm) vor seiner Front angebracht. Zusätzlich wurde über ein Infrarotthermometer die Strahlungsäquivalenttemperatur (lokales Emissionsvermögen der Oberflächen war nicht bekannt) erhoben (Abb. II.11).



Abb. II.10: Meßwagen für thermische Profilfahrten im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN



Abb. II.11: Anordnung von Meßwertgebern für thermische Profilfahrten vor der Front des Meßwagens aus dem Forschungsvorhaben STADTKLIMA BAYERN

Während der Fahrt auf einer Profilroute werden alle Meßwerte kontinuierlich auf einer geeig-

neten Datenregistriereinheit im Meßwagen aufgezeichnet. Bei besonderen Punkten auf der Route lassen sich die Meßwerte über eine spezielle Signatur zusätzlich markieren.

Die Fahrgeschwindigkeit des Meßwagens richtet sich einerseits nach der Trägheit der Meßwertgeber; andererseits darf der Meßwagen auch kein Hindernis für den fahrenden Verkehr darstellen. In Städten haben sich Fahrgeschwindigkeiten zwischen 30 und 40 km/h als sinnvoll herausgestellt. Die Energieversorgung von Meßwertgeber und Datenerfassungseinheit erfolgt im allgemeinen über Akkus im Meßwagen.

Thermische Profilmfahrten werden häufig bei Strahlungswetterlagen in der ersten Nachthälfte durchgeführt, weil zu diesem Zeitpunkt die stadtstrukturbedingten Differenzierungen in den Meßgrößen am ausgeprägtesten sind (MAYER, 1987). Zur weiteren Interpretation der Dynamik in der mikroskaligen Abkühlung bzw. Erwärmung des unteren Bereiches der *UCL* finden thermische Profilmfahrten auch zu anderen Terminen statt.

II.4.3.4 Untersuchungen der Energiebilanz urbaner Oberflächenarten

Die Energiebilanz der verschiedenen urbanen Oberflächenarten hat entscheidenden Einfluß auf die thermischen und hygrischen Zustände in der *UCL*. Bei Oberflächenarten mit geringer Vertikalerstreckung, aber größerer horizontaler Reichweite, wie z.B. Sand-, Wiesen-, Wasser-, Granitpflaster oder Asphaltflächen, lassen sich die Komponenten der Energiebilanzgleichung einer Oberfläche (Gleichung II.2) über das „Bowen Ratio - Energy Balance“ (BREB) Verfahren, die aerodynamische Methode oder das „Eddy Correlation“ (EC) Verfahren bestimmen. Für das BREB Verfahren und die aerodynamische Methode (STULL, 1988) sind vertikale Profilmessungen von Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und horizontaler Windgeschwindigkeit erforderlich. Dafür kommen meistens Meßtürme mit einer Höhe von 10 m zum Einsatz (Abb. II.12). Werden die turbulenten Ströme fühlbarer Wärme L und latenter Wärme V über das EC Verfahren ermittelt, erübrigen sich Meßtürme. Die Bestimmung von Strahlungsbilanz R_n sowie L und V erfolgt dann häufig in einer Höhe von 2 m über Grund. Vor der Anwendung dieser drei Methoden ist jedoch zu prüfen, ob die dafür notwendigen mikrometeorologischen Voraussetzungen (STULL, 1988; FOKEN, 1990; KAIMAL und FINNIGAN, 1994; FOKEN und WICHURA, 1995), u.a. horizontale Homogenität der Untersuchungsflächen, gegeben sind.

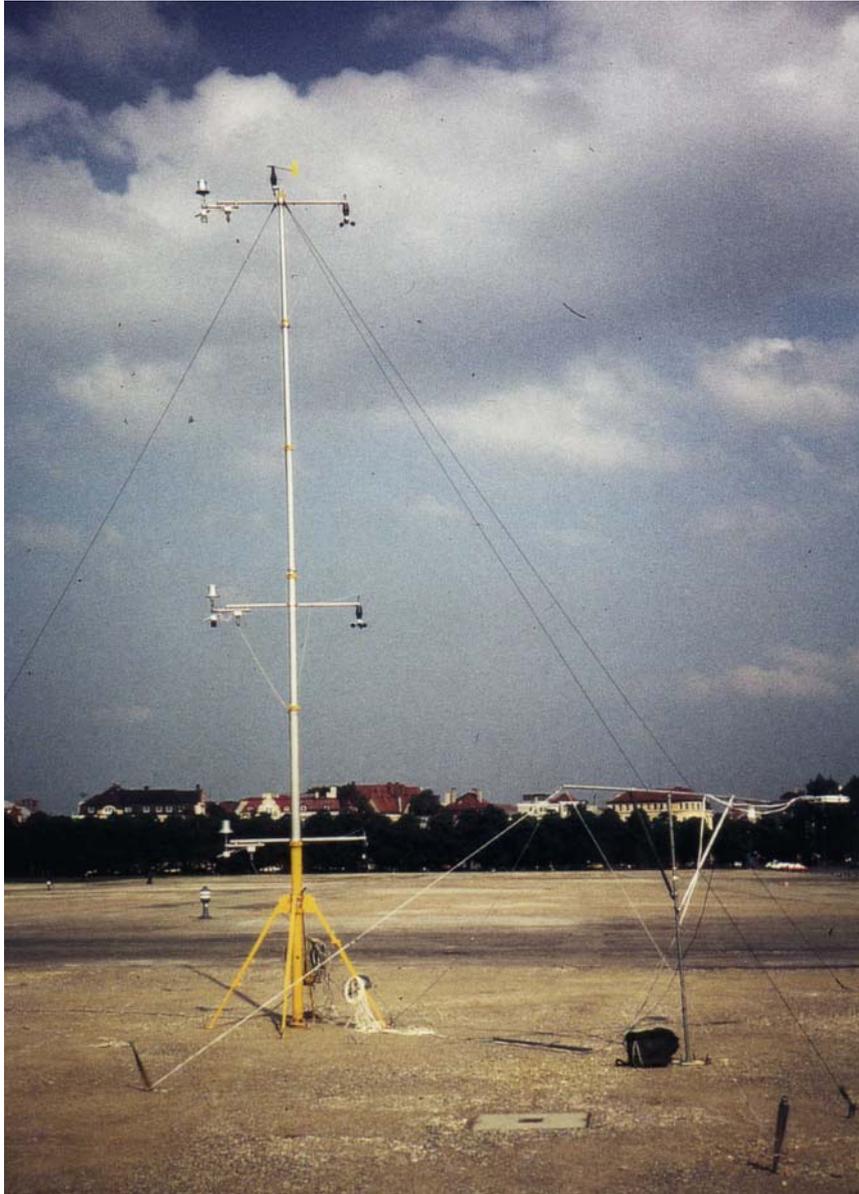


Abb. II.12: Meßanordnung zur Bestimmung der Energiebilanz von urbanen Oberflächenarten nach dem BREB Verfahren während des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN

Experimentelle Untersuchungen zur Energiebilanz von verschiedenen urbanen Oberflächenarten werden meistens bei Strahlungswetterlagen durchgeführt. Sie erstrecken sich selten über einen längeren Zeitraum als vierzehn Tage. Mit den Ergebnissen für die Komponenten der Energiebilanz sowie das Verhältnis L/V (Bowen Ratio) lassen sich die untersuchten Oberflächenarten energetisch klassifizieren und in ihren thermischen sowie hygri-schen Auswirkungen abschätzen.

II.4.3.5 Vertikalsondierungen

Das Stadtklima ist kein zweidimensionales, sondern ein dreidimensionales Phänomen. Das wird auch durch die Vertikalgliederung der Stadtatmosphäre in *UCL* und *UBL* dokumentiert. Vertikalsondierungen in der Stadtatmosphäre haben den Zweck, die zeitliche Entwicklung der

- Windverhältnisse in Abhängigkeit von der Höhe (Auswirkungen von Stadteinflüssen, tagesperiodischen Windsystemen, ...),
- thermischen Schichtung (Stärke, Andauer und Vertikalerstreckung von Inversionen und Mischungsschichthöhe)
- Schadstoffkonzentrationen in Abhängigkeit von der Höhe

in der *UCL* und *UBL* zu analysieren.

Für Vertikalsondierungen in der Stadtatmosphäre werden verschiedene Meßsysteme eingesetzt:

- Fesselballon

Bei einem Fesselballon handelt es sich um einen zeppelinförmigen Ballon, der meistens mit Helium gefüllt wird. Über ein Seil ist er mit einer Winde am Boden verbunden. Unter dem Ballon hängen die Meßwertgeber, deren Daten (meistens über Funk) an eine Bodenstation übermittelt werden (Abb. II.13).

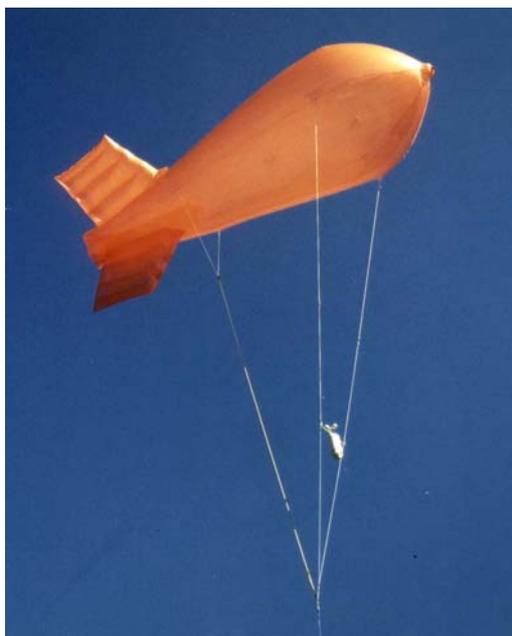


Abb. II.13: Fesselballon mit Meßsonde für Vertikalsondierungen von meteorologischen Parametern

Anzahl und Art der Meßwertgeber werden durch die Ballongröße vorgegeben. Bei reinen meteorologischen Meßwertgebern für Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Luftdruck, Windgeschwindigkeit und Windrichtung, die in einer Meßsonde zusammengefaßt sind, reichen Ballone mit einem Füllungsvermögen bis zu 8 m^3 aus. Werden zusätzlich flugtaugliche Gasanalysatoren (z.B. für Stickstoffdioxid oder Ozon) mit Stromversorgung eingesetzt, müssen wegen der Gewichtsbelastung weitaus größere Ballone mit einem Füllungsvermögen bis über 50 m^3 verwendet werden (BAUMBACH et al., 1993; BAUMBACH und VOGT, 1999). Die maximale Aufstiegshöhe eines Fesselballons beträgt zwischen 1000 m und 1200 m über Grund. Die tatsächliche Aufstiegshöhe liegt infolge von Auflagen durch die Flugsicherung jedoch meistens unter 1000 m Höhe.

- Frei fliegende Ballone

Frei fliegende Ballone haben im Gegensatz zu Fesselballonen mehr die Form einer Kugel, die mit Helium innerhalb von Siedlungsgebieten bzw. außerhalb von Siedlungsgebieten auch mit dem billigeren, aber reaktionsfreudigen Wasserstoff gefüllt sind. An einem frei fliegenden Ballon hängt ein Reflektor und eine Ballonsonde für Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und Luftdruck. Die Daten der Ballonsonde werden über Funk an eine Empfangsstation am Boden übermittelt. Der freifliegende Ballon wird über ein Radargerät (Reflektor) verfolgt, das Informationen über Windgeschwindigkeit und -richtung liefert. Frei fliegende Ballone erreichen eine weitaus größere Aufstiegshöhe (bis zu 20 km); nach dem Zerplatzen der Ballonhülle fällt die Ballonsonde an einem Mini-Fallschirm zu Boden und ist im allgemeinen verloren bzw. nicht mehr einsetzbar.

Bei den Ergebnissen aus Aufstiegen mit frei fliegenden Ballonen ist zu beachten, daß sie zwar als Vertikalprofile interpretiert werden, in Wirklichkeit dieses Profil jedoch nicht so exakt vertikal ist wie bei Fesselballonaufstiegen, sondern in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und -richtung mehr oder weniger stark seitlich versetzt.

- Sodar

Bei Sodar-Systemen (Sodar: **sonic detecting and ranging**) werden in kurzen zeitlichen Abständen Schallimpulse ausgesendet, die an Dichtesprünge in der Atmosphäre zu einem Empfänger am Boden reflektiert werden; daraus erhält man Daten über die vertikalen Schichtungs- und Windverhältnisse (COULTER und KALLISTRATOVA, 1999). Wird zusätzlich ein RASS (**radio acoustic sounding system**) eingesetzt, lassen sich auch vertikale Profile von Lufttemperatur bzw. potentieller Temperatur und turbulentem Fluß fühlbarer Wärme ermit-

teln (ENGELBART et al., 1999; POTVIN und ROGERS, 1999). Sodar- und RASS-Systeme haben den Vorteil einer kontinuierlichen Datenregistrierung, während Ballonaufstiege (Fesselballone und frei fliegende Ballone) höchstens alle Stunde, oft aber im zeitlichen Abstand von 2 bis 3 Stunden erfolgen. Nachteilig bei Sodar- und RASS-Systemen ist die Geräuschentwicklung (hohe Frequenz des ausgesandten Impulses in einer zeitlichen Abfolge von meistens einer Minute oder kürzer). Sie können in bewohnten Siedlungsgebieten kaum eingesetzt werden. Sodar- und RASS-Systeme lassen sich in Abhängigkeit von ihrer Konfiguration für Untersuchungen in vertikalen Schichten zwischen ca. 10 und 800 m Höhe über Grund (COULTER und KALLISTRATOVA, 1999) einsetzen.

- Lidar

Auf Grundlage der Lasertechnik kann ergänzend mit einem Lidar-System (**light detecting and ranging**) die Vertikalverteilung atmosphärischer Gase und Aerosole gemessen werden (WEBER et al., 1990). Sodar, RASS und Lidar zählen zur Kategorie der Fernmeßverfahren, die immer häufiger zur Analyse der vertikalen Bedingungen in der urbanen Atmosphäre eingesetzt werden.

II.4.3.6 Tracer-Untersuchungen

Schwachwinde spielen in der planungsrelevanten Stadtklimatologie eine große Rolle, weil sie bei großräumigen, stadtklimatisch ungünstigen Bedingungen (austauscharme Wetterlagen) für die - wenn auch nur schwache, aber sehr wichtige - Be- und Entlüftung der Stadt verantwortlich sind (u.a. MAYER, 1996a). Damit sind Frisch- und Kaltluftversorgung einer Stadt angesprochen, in der thermisch bedingte Kaltluftabflüsse eine bedeutende Rolle spielen.

Mit herkömmlichen Schalenkreuzanemometern können solche schwachen Windgeschwindigkeiten nicht mehr erfaßt werden. Deshalb wird auf eine indirekte Windmessung zurückgegriffen (u.a. KUTTLER et al., 1998). Im Luv des Untersuchungsgebietes wird ein chemisch inertes Leitgas, das in der Atmosphäre nicht vorkommt (meistens Schwefelhexafluorid SF₆), in einem festgelegten Zeitraum freigesetzt. Im Lee der Quelle befinden sich mehrere Auffangbehälter, die ab einem genauen Zeitpunkt für eine ganz konkrete Zeitspanne mit Luft gefüllt werden. Die Analyse des Inhaltes der Auffangbehälter erfolgt später im Labor. Aus den Zeiten und den Leitgaskonzentrationen in den Auffangbehältern lassen sich Angaben über Wege und Intensität der Schwachwinde ableiten. Diese Untersuchungen beschränken sich meistens auf das bodennahe Schwachwindfeld.

Zur optischen Erkennung von schwachen bodennahen Windströmungen wurden früher in der Geländeklimatologie Rauchpatronen verwendet. Ihr Einsatz ist jedoch in Städten aufgrund der Rauchentwicklung nicht möglich.

II.4.4 Infrarot-Thermographie

Aus Untersuchungen über temporäre Meßnetze ergeben sich ohne den zusätzlichen Einsatz von statistischen Verfahren keine flächendeckenden Aussagen (BECKRÖGE, 1990b). Diesen *Nachteil* weisen Ergebnisse aus der Anwendung von Fernerkundungsverfahren nicht auf. Fernerkundungsverfahren bedeutet, daß die Erdoberfläche über Sensoren *erkundet* wird, die sich nicht an der Erdoberfläche, sondern auf *fernen* Meßplattformen befinden. Dafür werden im allgemeinen Satelliten oder Flugzeuge verwendet.

An der Erdoberfläche wird kurz- und langwellige Strahlung reflektiert sowie langwellige Ausstrahlung in die Atmosphäre emittiert. Diese Strahlung wird mit geeigneten Sensoren im Satellit oder Meßflugzeug erfaßt und registriert (BAUMGARTNER et al., 1985; GOSSMANN 1982). Diese Sensoren weisen im allgemeinen eine Sensibilität für bestimmte Wellenlängen oder Wellenlängenbereiche auf. Ist ein Sensor getrennt für mehrere Wellenlängen bzw. Wellenlängenbereiche sensibel, wird er als *Multispektralscanner* bezeichnet. *Scannen* bedeutet, daß die Erdoberfläche während des Fluges quer zur Flugrichtung durch eine geeignete Eingangsoptik *abgetastet* wird.

Werden Daten in verschiedenen kurzwelligen Wellenlängen bzw. -bereichen aufgezeichnet, kann man bei einer geeigneten Datenanalyse Hinweise auf die aktuelle flächendeckende Verteilung von verschiedenen Oberflächenarten erhalten (u.a. SCHERER et al., 1999a und b).

Unter der Annahme, daß die langwellige Reflexstrahlung vernachlässigt werden kann, erhält man nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz aus Meßwerten der langwelligen Ausstrahlung E (in W/m^2) Angaben über die flächendeckende Verteilung der Oberflächentemperatur T_o (in K):

$$T_o = \sqrt[4]{\frac{E}{\varepsilon * \sigma}} \quad (\text{II.6})$$

mit: ε : Emissionsvermögen (Stoffkonstante)

σ : Stefan-Boltzmann-Konstante ($5.67 * 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 * \text{K}^4)$)

Da die aktuellen flächendeckenden Werte von ε im allgemeinen nicht bekannt sind, kann nicht die Oberflächentemperatur T_o , sondern nur die Strahlungstemperatur ($T_o * \varepsilon^{1/4}$), die auch Strahlungsäquivalenttemperatur genannt wird, bestimmt werden:

$$(T_o * \varepsilon^{1/4}) = \sqrt[4]{\frac{E}{\sigma}} \quad (\text{II.7})$$

Um von der Strahlungstemperatur in K zur Strahlungstemperatur in °C zu gelangen, muß von der rechten Seite von (Gl. II.7) noch 273.15 abgezogen werden. Die flächendeckende Verteilung der Strahlungstemperatur eines Stadtgebietes wird als *Thermalbild* oder *Wärmebild* bezeichnet, die dafür zugrundeliegende Methodik ist die *Infrarot-Thermographie* (u.a. GOSSMANN, 1987).

Die Schicht zwischen der Meßplattform und der Erdoberfläche enthält Gase wie Wasserdampf (H₂O) oder Kohlendioxid (CO₂), die langwellige Strahlung in bestimmten Wellenlängenbereichen absorbieren und selbst wieder emittieren. Deshalb wird zur Messung von E ein Scanner eingesetzt, der nur im „Fenster der Atmosphäre“, d.h. zwischen 8 und 13 µm (langwelliger Spektralbereich, in dem die Atmosphäre nahezu strahlungsdurchlässig ist), sensibel ist. Die Grundlage für die Bestimmung der Strahlungstemperatur ist dann das Planck'sche Gesetz.

Als Meßplattformen werden, wie bereits erwähnt, Satelliten oder Flugzeuge eingesetzt. Satellitenmessungen haben folgende Vorteile:

- Ein ganzes Stadtgebiet kann mit einer Aufnahme erfaßt werden.
- Wegen der großen Höhe der Satelliten gibt es kaum geometrische Verzerrungen im Thermalbild.
- Sie sind kostengünstiger, weil der Satellit ohnehin Daten aufnimmt.

Als Nachteile von Satellitenmessungen für die Erstellung eines Thermalbildes sind anzuführen:

- Bei den kommerziellen Satelliten, deren Daten verfügbar sind, beträgt die Auflösung eines Bildpunktes (*Pixel*) derzeit ca. 120 m * 120 m. Sie ist ausreichend, wenn die Strahlungstemperaturen einer Stadt in ihrer Umgebung ohne größere innerstädtische Auflösung analysiert werden sollen. Sie ist jedoch nicht ausreichend, wenn die Strahlungstemperaturen innerhalb einer Stadt untersucht werden müssen,
- Die Aufnahmezeiten können nicht problemorientiert frei gewählt werden, sie sind

durch die Flugbahn des Satelliten vorgegeben.

Die Erstellung eines Thermalbildes über Flugzeugmessungen hat nachstehende Vorteile:

- Die Bildpunktauflösung ist wegen der deutlich niedrigeren Flughöhe kleiner. Häufig wird sie so gewählt, daß sie zwischen 6 und 7 m liegt. Kleinere Bildpunktauflösungen sind nicht möglich, weil bei Flugzeugeinsätzen eine Stadt streifenförmig (N - S bzw. S - N - Richtung) *abgescannt* werden muß, die Zeit dafür jedoch knapp gehalten werden sollte, weil sonst der Tagesgang der Strahlungstemperatur die Ergebnisse verfälscht.
- Die Aufnahmezeiten können problemorientiert frei gewählt werden. Um die tageszeitliche Dynamik im Abkühlungsverhalten der verschiedenen urbanen Oberflächenarten zu erfassen, sind Flugzeugmessungen bei einer Strahlungswetterlage um die Mittagszeit (maximale Globalstrahlung), am gleichen Tag abends nach Sonnenuntergang (größte effektive Ausstrahlung), am nächsten Morgen vor Sonnenaufgang (niedrigste Strahlungstemperaturen) durchzuführen. Die jahreszeitliche Dynamik läßt sich mit Messungen in den extremen Jahreszeiten Winter und Sommer sowie in einer Übergangsjahreszeit (Frühjahr oder Herbst) abschätzend erfassen.
- Die Ergebnisse können aufgrund der oft mehr problemorientierten Aufnahmezeiten und der kleineren Bildpunktauflösung geeigneter in der Stadtplanung verwendet werden.

Flugzeugmessungen weisen aber folgende Nachteile auf:

- Die Datenerfassung und -aufbereitung zu einem Thermalbild ist kostenaufwendig.
- Die kleinräumige Interpretation des Thermalbildes ist schwierig, weil aufgrund der Meßmethodik nicht nur horizontale sondern auch vertikale Flächen *abgescannt* werden.
- Eine geometrische Entzerrung der Bilddaten ist erforderlich.

Obwohl bei der Erstellung von Thermalbildern Strahlungsmessungen im Fenster der Atmosphäre durchgeführt werden, müssen die erzielten Daten einer Strahlungskorrektur unterzogen werden. Zwischen der abstrahlenden Erdoberfläche und dem Flugzeug bzw. dem Satelliten befindet sich eine Atmosphärenschicht, die neben H₂O und CO₂ auch noch andere Stoffe (Partikel und Gase), zum Teil luftverunreinigender Art, enthält. Sie absorbieren langwellige Strahlung und senden nach dem Kirchhoff'schen Gesetz auch Strahlung im gleichen Wellenlängenbereich aus. Dadurch wird in der Meßplattform nicht nur Strahlung von der Erdober-

fläche empfangen. Mit der Strahlungskorrektur kann dieser Atmosphäreneinfluß eliminiert werden. Die Strahlungskorrektur läßt sich wie folgt durchführen (u.a. BAUMGARTNER et al., 1985):

- Es können Simulationsrechnungen mit einem Strahlungsmodell, z.B. Lowtran, durchgeführt werden. Diese Methode hat den Nachteil, daß für die erforderliche Lufttrübung ein nutzungsspezifischer Tabellenwert verwendet werden muß, weil die aktuelle Lufttrübung während der Messungen nicht bekannt ist.
- Es läßt sich ein regressionsanalytischer Ansatz verwenden. Diese Methode wird meistens nur bei Flugzeugmessungen eingesetzt. Während der Erfassung der langwelligen Ausstrahlung der Stadtoberflächenarten wird zeitgleich an mehreren (mindestens 10) *Paßpunkten* in der Stadt (geeignet große - mindestens 50 m * 50 m - homogene Flächen verschiedener Oberflächenarten, z.B. Wasser, Wiese, Asphalt, Kleinsteinpflaster, Sand, Kies, Flachdach, ...) bodennah die Strahlungstemperatur über den Einsatz von Infrarot-Thermometern bestimmt. Über eine Regressionsanalyse von den bodennah und in der Höhe des Meßflugzeuges erfaßten Strahlungstemperaturen läßt sich der aktuelle Atmosphäreneinfluß auf die Flugzeugdaten eliminieren. Diese personal- und kostenaufwendige Methode hat den Vorteil, daß die aktuelle Trübung der Atmosphäre zwischen den Stadtoberflächen und der Höhe des Meßflugzeuges berücksichtigt wird.

Die Daten aus Satelliten- oder speziellen Flugzeugmessungen werden so geeignet ausgewertet, daß daraus ein übersichtliches Bild über die flächendeckende Verteilung der Strahlungstemperatur der Stadtoberflächen entsteht. Häufig werden die Werte der Strahlungstemperatur in äquidistante Bereiche zusammengefaßt, die dann farbkodiert werden. Es entsteht ein Thermalbild in Farbäquidensitendarstellung, was optisch sehr eindrucksvoll ist.

Bei der Interpretation des Inhaltes von Thermalbildern aus Flugzeugdaten ist zu beachten (ROBEL et al., 1978; BAUMGARTNER et al., 1985; ROTH et al., 1989):

- Thermalbilder geben in zweidimensionaler Form eine dreidimensionale Realität wieder, weil die zugrundeliegende langwellige Ausstrahlung von unterschiedlich hoch liegenden Flächen in der Stadt (z.B. Wasser, Wiese, Park, Wald, Dach von Einfamilienhaus, Dach von Blockgebäude, Dach von Industriebetrieb, ...) stammt.
- Mikroskalige Analysen von Thermalbildern erfordern die genaue Kenntnis der Nadirlinie des Flugzeuges, maximal ausgewertetem Scanwinkel und der Bebauungsgeometrie im Untersuchungsgebiet.

- Ein Thermalbild ist eine flächendeckende Momentaufnahme einer meteorologischen Größe (Strahlungstemperatur) und enthält daher keine Klimainformationen. Diese lassen sich nur erzielen, wenn mehrere Thermalbilder vom gleichen Untersuchungsgebiet vorhanden sind und zusätzliche meteorologische Daten (Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Windverhältnisse, Mischungsschichthöhe, ...) berücksichtigt werden.

In der Angewandten Stadtklimatologie werden über die Methodik der Infrarot-Thermographie nicht nur Thermalbilder erstellt. Sie wird auch angewandt, um flächendeckende Informationen über die Strahlungstemperaturen von vertikalen Flächen, z.B. begrünten Hauswänden im Gegensatz zu unbegrünten Hauswänden, zu erhalten (BAUER, 1999). Diese Größen stellen bedeutende Grundlagen zur Abschätzung der mikroklimatischen Wirkung von Fassadenbegrünungen dar.

II.4.5 Untersuchungen im Windkanal

Die Verwendung des Windkanals (physikalische Modellierung) eignet sich für die Untersuchung folgender Problemkreise (u.a. BÄCHLIN und THEURER, 1995; BRECHLING, 1999; HELBIG et al., 1999; KASTNER-KLEIN, 1999; LEITL, 2000; KASTNER-KLEIN et al., 2000):

- Änderung der Durchlüftung im Planungs- und benachbarten Gebiet,
- Änderung des Wind- und Klimakomforts durch geplante Bauvorhaben,
- Windströmung um Hochhäuser,
- Windberuhigung von Straßen und Plätzen,
- Positionierung der Außenluftansaugungen von Klimaanlageanlagen,
- Ausbreitung von Emissionen aus Schornsteinen,
- Ausbreitung von Kfz-Emissionen im bebauten Gebiet,
- Modifikation der mikroskaligen Ausbreitung von Schadstoffen und Gerüchen,
- Gerüche aus Gewerbebetrieben, Deponien und Massentierhaltungen,
- Luftverunreinigungen aus Parkhäusern, Garagen und Tunnels,
- Ausbreitung von Emissionen bei Störfällen in Industrieanlagen, Tanklagern oder Tankfahrzeugen,

- Schneeverwehungen an Straßen,
- Abwehungen von Halden.

Daraus wird deutlich, daß Untersuchungen im Windkanal zwar hauptsächlich für lufthygienische Fragestellungen, aber auch für Problemkreise, die die thermische Komponente des Stadtklimas tangieren, durchgeführt werden. Der Untersuchungsbereich kann sich dabei in Abhängigkeit von der Fragestellung über einige Meter (z.B. Windkomfort) bis zu einigen Kilometern (z.B. Durchlüftung) erstrecken.

Bei stadtklimatologischen Untersuchungen muß im Windkanal ein Windprofil erzeugt werden, das den Bedingungen in der Natur entspricht, was durch technische Maßnahmen möglich ist. Weiterhin ist es wesentlich, daß entsprechende Modellgesetze (Ähnlichkeitskriterien) erfüllt sind, und somit die Übertragbarkeit der Ergebnisse aus Windkanaluntersuchungen auf natürliche Verhältnisse gegeben ist (SCHATZMANN et al., 1986). Das ist dann der Fall, wenn Längen im Modell ein festes Verhältnis zu Längen in der Natur aufweisen, die anströmende Grenzschicht sowie die Umströmung von Hindernissen den Naturbedingungen vergleichbar sind.

Im Windkanal wird also versucht, atmosphärische Verhältnisse modellhaft nachzubilden. Diese Methode hat einige Vorteile (GROSS, 1999):

- Experimente im Windkanal können jederzeit unter identischen Bedingungen wiederholt werden. Dadurch lassen sich räumliche Strömungs- und Turbulenzverhältnisse mit großer Genauigkeit messen.
- Im Gegensatz zu Freilanduntersuchungen können störende Einflüsse, z.B. durch den fließenden Kfz-Verkehr, eliminiert werden.
- Geplante Baumaßnahmen lassen sich im Hinblick auf ihre klimatologischen Auswirkungen untersuchen, was mit Freilanduntersuchungen nicht möglich ist. Dadurch hat der Windkanal die Funktion eines echten Planungsinstruments.

Beim Einsatz eines Windkanals gibt es aber auch einige Einschränkungen (GROSS, 1999):

- Untersuchungen mit sehr geringen Windgeschwindigkeiten sind nicht möglich. Schwachwindsituationen sind in der Stadtklimatologie jedoch von größtem Interesse.
- Die thermische Schichtung der Atmosphäre läßt sich derzeit nur mit sehr großem Aufwand realitätsnah nachbilden. Strömungssituationen mit Inversionen sind daher kaum realisierbar.

- Die im Freiland vorhandenen zeitlichen Änderungen von meteorologischen Situationen (z.B. Tagesgänge von Lufttemperatur oder Luftfeuchtigkeit) können im Windkanal nur schwer simuliert werden.

II.4.6 Numerische Simulationsberechnungen

Bei der Untersuchung des Stadtklimas liegen die betrachteten Skalen in ihrer räumlichen Erstreckung unter 200 km. Damit überdecken die hydrodynamischen atmosphärischen Effekte im Bereich zwischen der Meso-Skala β und der Mikro-Skala γ (siehe Tab. II.1). Die dazugehörige Zeitskala ist nach HELBIG et al. (1999) auf Zeiträume kleiner als ein Tag beschränkt. Die klimatische Untersuchung atmosphärischer Phänomene auf diesen Skalen macht die Definition eines speziellen Klimasystems notwendig, nämlich das Klima einer spezifischen Oberfläche. Bei der Modellierung des Stadtklimas muß das System des spezifischen Oberflächenklimas *Stadt* erfaßt werden, wobei externe Antriebe die Randbedingungen bilden und die internen Wechselwirkungen genau formuliert werden müssen. Der Antrieb durch externe Vorgaben in der freien Atmosphäre unterscheidet sich zwar zwischen einer Stadt und der ländlichen Umgebung nicht, das System *Stadt* weist aber andere Wechselwirkungen zwischen der Oberfläche und der bodennahen Atmosphäre auf.

Schlüsselgrößen zur Bestimmung der klimatischen Eigenschaften der Stadtatmosphäre sind, wie bereits angedeutet, die Energiehaushalte der urbanen Atmosphäre und der urbanen Strukturen. Ihre Analyse zeigt, daß sich eine Stadt bei einer mesoskaligen numerischen Modellierung ihres Klimas formal nur durch spezielle untere Randbedingungen von anderen lokalen Klimaten (z.B. Waldklima) unterscheidet.

Eine explizite Auflösung von urbanen Strukturen ist derzeit unter Einschränkung mit mikroskaligen Modellen möglich (HELBIG et al., 1999). Bei ihnen überwiegen mit zunehmender räumlicher Auflösung die dynamische gegenüber den thermischen Effekten, was modelltechnische Konsequenzen hat (andere Parametrisierungen von subskaligen Phänomenen).

Die prinzipiellen Gleichungen, die für die Modellierung des Stadtklimas verwendet werden, sind die hydrodynamischen Grundgleichungen der Atmosphäre, die in Bezug auf die untere Randbedingung mit einer dafür geeigneten Energiebilanzgleichung gekoppelt werden.

Die mathematisch physikalischen Modelle zum Stadtklima lassen sich nach ihrer räumlichen Skala in mikroskalige und mesoskalige Modelle unterteilen (siehe Zusammenstellung über die derzeit in Deutschland angewandten Modelle auf der *Internationalen Stadtklima Homepage* unter http://www.stadtklima.de/webklima/DE/d_1tools.htm). Die Weite des Rechengit-

ters, auf dem die Modellgleichungen gelöst werden, begrenzt die charakteristische Länge der Phänomene, die explizit numerisch beschrieben werden. Unabhängig von der Skala der Stadtklimamodelle können sie auch in diagnostische und prognostische Modelle unterteilt werden. Dabei dienen diagnostische Modelle hauptsächlich der Diagnose von Gleichgewichtszuständen, die zeitliche Tendenzen vernachlässigt.

Ein umfassender Überblick über Modelle zum Stadtklima ohne bzw. mit expliziter Auflösung von urbanen Strukturen ist bei GROSS (1999) und HELBIG et al. (1999) gegeben. Die daraus entnommenen Klassifizierungsmerkmale und Anwendungsbezüge dieser Modelle sind in den Tab. II.7 und II. 8 zusammengefaßt.

Tab. II.7: Klassifizierungsmerkmale und Anwendungsbezüge von Modellen ohne explizite Auflösung urbaner Strukturen (nach HELBIG et al., 1999)

Klassifizierungsmerkmale	Anwendungsbezüge
Energiebilanzmodell	Wärmeinsel bei advektionsschwachen Wetterlagen, Variabilität der Energieflüsse durch urbane Strukturen
Energiehaushaltsmodell, eindimensional	Grenzschichthaushalte unter idealisierten Bedingungen, physikalische Erklärung von Lufttemperatur und Luftfeuchteexzessen, typische Unterschiede ländlicher und urbaner Vertikalprofile
Grenzschichtmodell, eindimensional	vertikale Austauschvorgänge einschließlich ihrer Wechselwirkungen mit der Oberfläche bei horizontal homogenen Verhältnissen, lokale Kaltluftabflüsse
Mesoskalige Strömungsmodelle, zweidimensional mit eingeschränkter Physik	idealisierte Strömungsverhältnisse bei grober horizontaler Auflösung (> 5 km), Stadt-Umland-Analysen
Mesoskalige Strömungsmodelle, dreidimensional, hydrostatisch	Modellierung mesoskaliger atmosphärischer Felder, Berechnung von Verteilungen mittlerer atmosphärischer Felder in einer urbanen Region, Berechnung von Klimatologien
Meso-/mikroskalige Strömungsmodelle, dreidimensional, nicht-hydrostatisch	Modellierung von komplexen Wechselwirkungen zwischen atmosphärischen Variablen und Oberflächenstrukturen, Berechnung von Klimatologien

Die Modelle mit Gitterauflösungen von bis zu einigen 100 m können nur räumlich gemittelte Strukturen darstellen, was sich als sinnvoll erweist, wenn Phänomene zwischen dem Mikro- und Meso-Skala zu analysieren sind. Dazu zählen z.B. die Felder von atmosphärischen Variablen kompletter Stadtgebiete. Wenn urbane Strukturen explizit aufgelöst werden sollen, etwa zur Berechnung des Strahlungs-, Feuchte- oder Strömungsfeldes in Straßenschluchten, müssen mikroskalige Strömungsmodelle mit modifizierter Geometrie eingesetzt werden. Die physikalischen Grundgleichungen gelten dabei für beide Modelltypen, die Parametrisierungen in

der Formulierung der turbulenten Transporte und Wärmeübergänge unterscheiden sich jedoch (HELBIG et al., 1999).

Tab. II.8: Klassifizierungsmerkmale und Anwendungsbezüge von Modellen mit expliziter Auflösung urbaner Strukturen (nach HELBIG et al., 1999)

Klassifizierungsmerkmale	Anwendungsbezüge
Energiebilanzmodell	Wärmeinsel bei advektionsschwachen Wetterlagen, Variabilität der Energieflüsse durch urbane Strukturen, Abschattungseffekte, Zusammensetzung mittlerer Flüsse durch inhomogene Stadtstrukturen
mikroskalige Strömungsmodelle, zweidimensional mit eingeschränkter Geometrie	idealisierte Strömungsverhältnisse innerhalb urbaner Strukturen, Umströmung von Gebäuden, Wirbelbildungen in Straßenschluchten, direkte Turbulenzmodellierung
mikroskalige massenkonsistente Strömungsmodelle, dreidimensional	Modellierung mikroskaliger Strömungs- und Schadstofffelder in Arealen aus blockförmigen Strukturen bei vorgegebenen Wirbelstrukturen
mikroskalige Strömungsmodelle, dreidimensional, nichthydrostatisch	Modellierung komplexer Wechselwirkungen zwischen atmosphärischen Variablen und urbanen Oberflächenstrukturen, meistens nur für blockförmige Strukturen und quasistationär möglich, Umströmung von Gebäuden

Zur Validierung der Modellergebnisse werden oft Resultate aus Messungen herangezogen. Ein zentrales Problem dabei liegt jedoch in der unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Repräsentanz eines Modells und einer Messung. Während ein Gittermodell die zu berechnenden atmosphärischen Parameter in Abhängigkeit vom numerischen Schema als Werte an Gitterpunkten oder als Mittelwerte über eine Gittermasche jeweils für einen Zeitschritt bereitstellt, ergeben sich aus Messungen Informationen, die vom verwendeten Meßsystem abhängen. So liefert die Messung von Lufttemperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit oder turbulenten Flüssen am Oberrand der *UCL* ein Ergebnis, das für eine bestimmte Distanz im Luv der Meßwertgeber repräsentativ ist. Sie hängt von der Höhe der Meßwertgeber über Grund sowie von der Vertikal- und Horizontalgeschwindigkeit der Luftpartikel ab, die die Meßwertgeber erreichen.

Neben den konzeptionellen Einschränkungen von Messungen wird der direkte Vergleich von Ergebnissen aus Messungen und Berechnungen mit einem komplexen dreidimensionalen Stadtklimamodell durch den dafür erforderlichen meßtechnischen Aufwand behindert. Vergleichsmessungen lassen sich im allgemeinen nur für ausgewählte Gebiete eines dreidimensionalen Modellareals durchführen. Etwas leichter können dagegen die Resultate von Berech-

nungen mit eindimensionalen Modellen und Energiebilanzmodellen über Ergebnisse aus geeigneten Messungen validiert werden. Als Problem erweist sich hier die Modellannahme der horizontalen Homogenität des Untersuchungsgebietes; deshalb ist der Vergleich nur für ideale Strukturen in diesem Sinn möglich.

Wenn die skizzierten Einschränkungen der Repräsentanz von Messungen beachtet werden, eignen sich diese zur Validierung von Modellergebnissen. Dabei ist darauf zu achten, daß die Messungen nicht durch Strukturen beeinflusst werden, die entweder vom jeweiligen Modell nicht mehr aufgelöst werden können (subskalige Effekte) oder großskalige Effekte beinhalten, deren Ursprung in Regionen außerhalb des urbanen Modellgebietes liegt. Beispiele z.B. für die Subskala sind einzelne Strömungshindernisse oder sehr steile Geländeeinschnitte.

Die Messungen von atmosphärischen Parametern erzeugen stets Ergebnisse, die nur für ein begrenztes Gebiet gelten. Deshalb bietet sich zur Abschätzung der Wirkung von anthropogenen Eingriffen in ein Lokalklimasystem wie das Stadtklima eine Methode an, die Messungen und Modellierungen kombiniert. Der Messung kommt hier zunächst die Funktion eines Validierungswerkzeuges für die Modellierung zu. Wenn durch das Modell die Messung innerhalb von Fehlertoleranzen nachvollzogen werden kann, ergibt sich aus der Modellierung eine flächendeckende Information des Ist-Zustandes des Lokalklimasystems. Über das kalibrierte Modell lassen sich anschließend die Auswirkungen von anthropogenen Eingriffen, z.B. durch Planungsmaßnahmen, prognostizieren.

II.4.7 Human-biometeorologische Bewertungsverfahren

Die Human-Biometeorologie ist das Fachgebiet, das sich mit den Wirkungen der atmosphärischen Umgebung auf den menschlichen Organismus beschäftigt. Neben der durch Wetter, Witterung und Klima physikalisch dominierten Umgebung ist dabei auch die mehr chemisch beeinflusste Umwelt (Lufthygiene) zu berücksichtigen (JENDRITZKY et al., 1990; JENDRITZKY, 1992; HÖPPE, 1993; MAYER, 1993).

In der Angewandten Stadtklimatologie erlangt die Human-Biometeorologie eine immer größere Bedeutung (u.a. KUTTLER, 1999), weil die Mehrheit der Bevölkerung in Städten lebt und einer atmosphärischen Umgebung ausgesetzt ist, die sich deutlich von der des nicht bebauten Umlandes unterscheidet. Damit stellen Menschen die primären Zielgruppen in der Stadtplanung dar. In der amtlichen Gesetzgebung wird deshalb vom Schutzgut „Menschen“ gesprochen. Die Berücksichtigung der thermischen Komponente des Stadtklimas (in der Ge-

setzung als „Klima“ bezeichnet) muß neben der Berücksichtigung der lufthygienischen Komponente des Stadtklimas (in der Gesetzgebung als „Luft“ bezeichnet) in einer für Gesundheit und Wohlbefinden der Menschen relevanten Form erfolgen (MAYER, 1986a, 1990a, 1996a, 1996b, 1997).

Bei der Analyse der Ursache-Wirkung-Beziehungen zwischen der atmosphärischen Umwelt und der Gesundheit bzw. dem Wohlbefinden von Menschen in der Stadt werden in der Human-Biometeorologie hauptsächlich der thermische und der lufthygienische Wirkungskomplex berücksichtigt, weil sie in der Vorsorgeplanung eine besondere Bedeutung besitzen und mit Mitteln der Planung beeinflussbar sind. Diese Untersuchung beschränkt sich auf die thermische Komponente des Stadtklimas, so daß der thermische Wirkungskomplex im Mittelpunkt steht. Es sei an dieser Stelle jedoch darauf verwiesen, daß es zwischen dem thermischen und dem lufthygienischen Wirkungskomplex durchaus Verbindungen gibt, z.B. über den turbulenten Luftmassenaustausch.

Der thermische Wirkungskomplex im Bereich des Stadtklimas umfaßt die meteorologischen Parameter, die sich thermophysiologisch auf Menschen in der Stadt auswirken: Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit sowie kurz- und langwellige Strahlung aus dem gesamten dem Menschen umgebenden Raum. Ihre gesundheitliche Bedeutung hängt mit der engen Vernetzung von Thermo- und Kreislaufregulation zusammen (JENDRITZKY et al., 1990).

Wie bereits im Abschnitt II.1 erwähnt, hat bei Städten in den mittleren geographischen Breiten der lufthygienische Wirkungskomplex im allgemeinen einen höheren Stellenwert als der thermische Wirkungskomplex. In epidemiologischen Morbiditäts- und Mortalitätsstudien in Baden-Württemberg (u.a. JENDRITZKY et al., 1997) wurde jedoch die erhöhte Belastung des menschlichen Organismus, vor allem während extremer thermischer Situationen, nachgewiesen. Aus diesem Grund sollte dem thermischen Wirkungskomplex auch bei Städten in mittlerer geographischer Breite eine größere Bedeutung als bisher zugeordnet werden.

Um die auf Menschen wirkenden thermischen Umgebungsbedingungen planungsgerecht und in human-biometeorologisch relevanter Weise zu berücksichtigen, sind Bewertungsmethoden erforderlich, die

- die atmosphärische Umwelt der Menschen nicht auf einzelne meteorologische Komponenten reduzieren, weil diese dafür über keine separaten Sensoren verfügen,
- eine thermophysiologische Relevanz aufweisen.

Damit scheidet einfache thermische Indizes, die früher häufig verwendet wurden, wie der Dampfdruck, die effektive Temperatur oder die Äquivalenttemperatur zur Analyse der Wirkung der thermischen Umgebungsbedingungen auf Menschen, vollständig aus.

Diese Komplexität berücksichtigt die VDI-Richtlinie 3787 Blatt 2, Teil I (VDI 1998), in der Methoden zur human-biometeorologischen Bewertung der thermischen Komponente des Klimas empfohlen werden. Die Grundlage dieser Methoden bildet die menschliche Energiebilanzgleichung (HÖPPE, 1984, 1993):

$$M + W + R_n + L + Q_L + Q_{Sw} + Q_{Re} = 0 \quad (\text{II.8})$$

- mit
- M: Gesamtenergieumsatz (metabolische Rate)
 - W Energieumsatz infolge mechanischer Leistung
 - R_n: Strahlungsbilanz
 - L: konvektiver Wärmestrom
 - Q_L: Strom latenter Wärme infolge von Wasserdampfdiffusion durch die Haut
 - Q_{Sw}: Strom latenter Wärme infolge der Schweißverdunstung
 - Q_{Re}: Energieumsatz infolge von Erwärmung und Wasserdampfsättigung der Atemluft

Sämtliche Terme in (II.8) haben die Einheit der Leistung (W). Sie werden positiv gezählt, wenn sie zu einem Energiegewinn des menschlichen Körpers führen, negativ, wenn sie einen Energieverlust beschreiben.

Basierend auf (II.8) wird in der erwähnten VDI-Richtlinie 3787 Blatt 2, Teil I, die Behaglichkeitsgleichung nach FANGER (1972), die ursprünglich für Innenraumklimata konzipiert worden ist, mit dem daraus resultierenden thermischen Index PMV (Predicted Mean Vote) als Bewertungsverfahren empfohlen. PMV ist ein skaliertes Wert für das thermische Empfinden. Er gibt auf der Grundlage der siebenstufigen psycho-physischen ASHRAE-Skala an, welche Einschätzung die thermischen Umgebungsluftbedingungen durch ein großes Kollektiv von Menschen erfahren (Tab. II.9).

Die Koppelung der Behaglichkeitsgleichung nach FANGER mit den kurz- und langwelligen Strahlungsströmen im Freien, d.h. die Berechnung von PMV-Werten für Freilandbedingungen, ist unter dem Namen „Klima-Michel-Modell“ in zahlreichen Anwendungen bekannt geworden (u.a. JENDRITZKY et al., 1990; GRÄTZ et al., 1994). Für Aufgaben in der Stadtpla-

nung wurde das „Klima-Michel-Modell“ zum urbanen Bioklimamodell UBIKLIM erweitert (JENDRITZKY und GRÄTZ, 1998a, 1998b), mit dem die thermophysiological Bewertung von einzelnen Stadtstrukturen bis hin zu ganzen Städten (räumliche Auflösung von 10 m möglich) erfolgen kann.

Tab. II.9: Zuordnung von PET-Bereichen zu PMV-Bereichen bei gleichem thermischen Empfinden und gleicher thermophysiological Belastungsstufe von Menschen, bezogen auf eine metabolische Rate von 80 W und einen Wärmedurchgangswiderstand der Bekleidung (leichter Anzug) von 0.9 clo (nach MATZARAKIS und MAYER, 1996)

PMV	PET	Thermisches Empfinden	Thermophysiological Belastungsstufe
-3.5	4 °C	sehr kalt	extreme Kältebelastung
-2.5	8 °C	kalt	starke Kältebelastung
-1.5	13 °C	kühl	mäßige Kältebelastung
-0.5	18 °C	leicht kühl	schwache Kältebelastung
0.5	23 °C	behaglich	keine thermische Belastung
1.5	29 °C	leicht warm	schwache Wärmebelastung
2.5	35 °C	warm	mäßige Wärmebelastung
3.5	41 °C	heiß	starke Wärmebelastung
		sehr heiß	extreme Wärmebelastung

Bei der Anwendung dieses Bewertungsverfahrens werden von den aufgeführten meteorologischen Parametern mit thermophysiological Relevanz die kurz- und langwelligen Strahlungsströme über die mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} parametrisiert. Sie ist als einheitliche Temperatur einer schwarz strahlenden Umschließungsfläche definiert, die zum gleichen Strahlungsenergiegewinn eines Menschen führt, wie die aktuellen, unter Freilandbedingungen meist sehr uneinheitlichen Strahlungsströme (JENDRITZKY et al., 1990; HÖPPE, 1993). Neben meteorologischen Faktoren hängt PMV noch von den personenbezogenen Größen „Bekleidung“ (steuert den Wärmedurchgangswiderstand der Bekleidung) und „Aktivität“ (steuert die metabolische Rate M und den Energieumsatz infolge mechanischer Leistung) ab.

Für vertiefende thermophysiological Analysen empfiehlt die VDI-Richtlinie 3787 Blatt 2, Teil I, das Energiehaushaltsmodell MEMI (HÖPPE, 1984, 1993). Es weist die gleichen Ein-

gangsgrößen wie das „Klima-Michel-Modell“ auf, berücksichtigt jedoch erweiterte thermophysiological Ansätze. Aus MEMI wurde die Physiologisch Äquivalente Temperatur PET als human-biometeorologisch relevanter Bewertungsindex entwickelt (HÖPPE und MAYER, 1987; MAYER und HÖPPE, 1987; HÖPPE, 1997, 1999, 2000), über den sich ebenfalls das thermische Empfinden bzw. die thermophysiological Belastungsstufe von Menschen bei den herrschenden Umgebungsluftbedingungen klassifizieren lassen (Tab. II.9).

In Deutschland wird die Berechnung von PMV und PET auf die human-biometeorologisch relevante Höhe von 1.1 m über Grund bezogen, die der mittleren Höhe des Körperschwerpunktes der Menschen entspricht (HÖPPE und MAYER, 1987; JENDRITZKY et al., 1990). Die bisherige Erfahrung mit PMV und PET hat gezeigt (u.a. MATZARAKIS et al., 1999), daß Anwendern, wie z.B. Stadtplanern, PET-Ergebnisse wesentlich leichter als PMV-Ergebnisse zu vermitteln sind, weil PET im Gegensatz zu PMV die vertraute Einheit „°C“ hat.

Weitere Indizes zur Bewertung der thermischen Umgebungsbedingungen im Freien, die auf der Energiebilanzgleichung des Menschen beruhen und die Einheit „°C“ haben, sind

- *gefühlte Temperatur* auf der Grundlage des „Klima-Michel-Modells“ (STAIGER et al., 1997; JENDRITZKY et al., 2000; JENDRITZKY und TINZ, 2000),
- *Outdoor Thermal Comfort Index* (PICKUP und DE DEAR, 2000) bzw. *Outdoor Thermal Environment Index* (DE DEAR und PICKUP, 2000), die mit OUT-SET* abgekürzt werden und die *Standard Effective Temperature* SET als Grundlage haben.

Das „Klima-Michel-Modell“ sowie die Modelle UBIKLIM und MEMI können nur bei stationären Verhältnissen angewendet werden, was für viele anwendungsorientierte Zwecke, wie z.B. in der Stadtplanung, ausreichend ist. Erfordert die Aufgabenstellung jedoch die Berücksichtigung von instationären Bedingungen, liefert das in der VDI-Richtlinie 3787 (Blatt 2, Teil I) enthaltene instationäre Energiebilanzmodell IMEM (HÖPPE, 1986, 1993) zusätzliche Informationen. Als Bewertungsgrundlage wird hier in der Regel der Zeitraum zwischen dem vorgegebenem Anfangszustand und dem Überschreiten kritischer Schwellenwerte von spezifischen thermophysiological Körperparametern herangezogen. Im Gegensatz zur Anwendung von PMV oder PET ist über IMEM keine planungsgerechte, flächenhafte Kartendarstellung der Ergebnisse möglich.

Die Literatur enthält einige Beispiele für die Anwendung von PMV und PET zur Bewertung von ausgewählten thermischen Umgebungsbedingungen in spezifischen Klimaten (u.a. BAU-

ER, 1999; GRÄTZ et al., 1994; JENDRITZKY et al., 1990; JENDRITZKY und GRÄTZ, 1998a, 1998b; MATZARAKIS und MAYER, 1997b, 1998; MATZARAKIS et al., 1999; MAYER, 1993, 1996a, 1998; MAYER und MATZARAKIS, 1997). Sie beziehen sich auf punktuelle, vergleichende Fallstudien oder Flächenanalysen in verschiedenen räumlichen Dimensionen. Die Problematik dieser Untersuchungen, flächendeckend über die meteorologischen Parameter in der human-biometeorologisch relevanten Höhe (in Deutschland: 1.1 m über Grund) als Eingangsgrößen für die zugrundeliegenden Energiebilanzmodelle zu verfügen, läßt sich dadurch lösen, daß sie in der notwendigen räumlichen Auflösung über geeignete Modellrechnungen ermittelt werden.



Abb. II.14: Mobiles human-biometeorologisches Meßsystem des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg für den Einsatz in urbanen Mikroklimaten (rechts oben: elektrisch ventiliertes Psychrometer zur Messung von Lufttemperatur und Bestimmung des Dampfdrucks, Mitte oben: Hitzdrahtanemometer zur Messung der Windgeschwindigkeit, links: um eine horizontale und vertikale Achse drehbar angeordnetes Pyranometer zur Messung der kurzwelligen Strahlungsflüsse und Pyrgeometer zur Messung der langwelligen Strahlungsflüsse)

Bei vergleichenden Fallstudien kann die Modellierung der meteorologischen Eingangsgrößen durch konkrete Messungen ersetzt werden. Die mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} läßt sich dabei nach einem von HÖPPE (1992) angegebenen Verfahren über direkte Messungen der kurz- und langwelligen Strahlungsströme aus dem Menschen umgebenden Raum berechnen. Im Rahmen solcher Fallstudien in verschiedenen urbanen Mikroklimaten kann für die Mes-

sungen der meteorologischen Parameter, die als Eingangsgrößen für die menschliche Energiebilanz erforderlich sind, ein mobiles human-biometeorologisches Meßsystem wie in der Abb. II.14 eingesetzt werden. Dabei erfolgen nur die Strahlungsmessungen in der human-biometeorologischen Referenzhöhe von 1.1 m über Grund. Aus technischen Gründen werden Lufttemperatur, Dampfdruck und Windgeschwindigkeit in ca. 1.8 m Höhe über Grund erfaßt. Für die Berechnungen von PMV oder PET müssen sie auf die Höhe von 1.1 m über Grund reduziert werden.

II.4.8 Einsatz von Geographischen Informationssystemen in der Stadtklimatologie

Ausgehend vom nordamerikanischen Kontinent werden auch in Europa Geographische Informationssysteme (GIS) immer häufiger für Planungszwecke, somit auch in der Stadtklimatologie eingesetzt (HELBIG et al., 1999). Unter dem Begriff GIS wird ein offenes System zur Erfassung, Speicherung, Analyse und Präsentation aller raumbezogenen Daten der Atmosphäre, Hydrosphäre, Lithosphäre und der Erdoberfläche verstanden, das durch die vier Komponenten

- Anwendung aufgrund der Fragestellung,
- Daten,
- Software,
- Hardware

zu einem funktionsfähigen Konzept der raumbezogenen Datenanalyse wird. Dabei besteht oft das Problem, daß nur punktuelle Daten vorliegen, obwohl sie flächenhaft benötigt werden. Deshalb müssen die Punktwerte über geostatistische Verfahren, wie z.B. Thiessen-Polygone, Trendflächenanalysen, inverse Distanzverfahren, Fourier-Reihen, Splines oder gewichtete, gleitende Mittel, in die Fläche transformiert werden. Bei der flächenhaften Darstellung von meteorologischen Parametern in der bodennahen Atmosphäre sind einfache Interpolationsverfahren ungeeignet, da kleinräumige Strukturen nicht hinreichend genau repräsentiert werden können. Hinzu kommt, daß einige meteorologische Parameter, wie z.B. der Niederschlag, eine ausgeprägte räumliche und zeitliche Variabilität aufweisen. Deshalb müssen sie mit aufwendigeren Interpolationsverfahren, wie Variogrammanalysen oder dem Kriging-Verfahren, bestimmt werden.

In der Angewandten Klimatologie und damit auch in der Stadtklimatologie bestehen nach

GOSSMANN (1991) folgende wesentliche Aufgabenbereiche für GIS-Anwendungen:

- Homogenisierung von Meßreihen meteorologischer Parameter,
- Regionalisierung von Stationsdaten,
- zeitliche Extrapolation von teilweise kurzen Meßreihen und Ableitungen,
- kartographische Darstellung von vielfältigen klimatischen Informationen einfacher oder komplexer Art, wie z.B. zur human-biometeorologischen Bewertung von thermischer und lufthygienischer Komponente des Klimas.

HELBIG et al. (1999) haben eine ganze Reihe von konkreten Beispielen für GIS-Anwendungen in der Stadtklimatologie zusammengestellt. Sie geben auch an, wie der Informationsbedarf von Stadt- und Regionalplanung in Hinblick auf die thermische und lufthygienische Komponente des Klimas über GIS-Anwendungen gedeckt werden kann. Dabei bestehen nach BECKRÖGE und JUNIUS (1991) folgende Vorteile des GIS-Einsatzes:

- Grundlagenkarten, die in zahlreichen logischen Schichten aufgebaut sind, lassen sich entflechten, aufbereiten und später in veränderter Kombination wieder verbinden.
- Bei der Aufbereitung der Indikatoren kann im wesentlichen auf Datenbank- oder GIS-Operationen zurückgegriffen werden.
- Die Bewertung kann in quantifizierter Form durchgeführt werden, so daß in jedem Arbeitsschritt die jeweiligen Flächenanteile gegeben sind.
- Die Ergebnisse lassen sich in Form von farbigen thematischen Karten visualisieren.
- Die Ergebnisse können unter Berücksichtigung von später gewonnenen Daten mit geringem zeitlichen Aufwand aktualisiert werden und Eingang in die Planung finden.
- Die thematischen Schichten lassen sich getrennt in eigenen Dateien speichern, so daß die Sachverhalte einzeln angesprochen werden können.

III ANALYSEN ZUR URBANEN WÄRMEINSEL UND ZUM URBANEN WÄRMEARCHIPEL

III.1 Allgemeine Einflußfaktoren und Auswirkungen

Obwohl HOWARD (1833a, 1833b, 1833c) erstmals Lufttemperaturunterschiede zwischen einer Stadt und dem ländlichen Umland feststellte, wurde die dafür charakteristische Bezeichnung „urbane Wärmeinsel“ wesentlich später von MANLEY (1958) geprägt. Unter der urbanen Wärmeinsel versteht man die Erhöhung der Lufttemperatur gegenüber den Bedingungen in vergleichbarer Höhe im unbebauten Umland (u.a. GARSTANG et al., 1975; HAFNER und KIDDER, 1999).

Die urbane Wärmeinsel ist das Phänomen in der Stadtklimatologie, das weltweit am häufigsten untersucht wurde. Belege dafür sind die zahlreichen Publikationen zu diesem bekanntesten Kennzeichen des Stadtklimas, die teilweise bereits thematisch zusammengefaßt sind (u.a. CHANDLER, 1970, 1976; OKE, 1974, 1979, 1983, 1990). Insgesamt läßt sich festhalten:

- Die urbane Wärmeinsel ist energetisch begründet (u.a. MYRUP, 1969; OKE und HANNELL, 1970; ATWATER, 1972; YU und WAGNER, 1975; NUNEZ und OKE, 1977; FIEDLER, 1979a; KRAUS, 1979; TERJUNG und O'ROURKE, 1980; TAPPER et al., 1981; OKE und McCAUGHEY, 1983; KERSCHGENS und HACKER, 1985; CLEUGH und OKE, 1986; KERSCHGENS und DRAUSCHKE, 1986; KERSCHGENS, 1987; OKE, 1987; OKE und CLEUGH, 1987; OKE, 1988; ROSS und OKE, 1988; KERSCHGENS und KRAUS, 1990; SCHMID et al., 1991; GRIMMOND, 1992; OKE et al., 1992; GRIMMOND und OKE, 1995; BARRADAS et al., 1999; OKE et al., 1999; TAHA, 1999; GRIMMOND und OKE, 2000a; MASSON, 2000; PARLOW, 2000).
- Die Intensität der urbanen Wärmeinsel hängt von den Wetterbedingungen ab; sie ist am größten bei windschwachen Hochdruckwetterlagen (u.a. OKE, 1976; NKEMDIRIM, 1980; BALLING und CERVENY, 1987; KIDDER und ESSENWANGER, 1995; UNGER, 1996; FIGUEROLA und MAZZEO, 1998; OKE, 1998; PINHO und MANSO ORGAZ, 2000).
- Die Intensität der urbanen Wärmeinsel wird durch die Größe der Stadt modifiziert (u.a. OKE, 1973; MORENO-GARCIA, 1994; GOLDREICH, 1995; NICHOL, 1996; YAMASHITA, 1996; CHAMBERS und BRAZEL, 2000).

- Das Verteilungsmuster der Stadtstrukturen übt ebenfalls einen Einfluß auf die Intensität der urbanen Wärmeinsel aus (u.a. ERIKSEN, 1976; ROTH et al., 1989; ELIASSON, 1996; ASAEDA et al., 1996; UPMANIS et al., 1998; GOH und CHANG, 1999; SANTAMOURIS et al., 1999; ELIASSON und UPMANIS, 2000).
- Die orographische und topographische sowie klimatische Lage einer Stadt beeinflussen zusätzlich die Intensität der urbanen Wärmeinsel (u.a. CLARKE, 1969; BÖHM und GABL, 1978; BERNHOFER, 1984; GOLDREICH, 1984; NASRALLAH et al., 1990; ADEBAYO, 1991a; JAUREGUI et al., 1992; KUTTLER et al., 1996; TSO, 1996; ALI, 1999; BAUMBACH und VOGT, 1999; KING'UYU, 1999; OKPARA, 1999; PADMANABHAMURTY, 1999; ASAEDA et al., 2000; JONSSON, 2000; SAARONI et al., 2000).
- Die urbane Wärmeinsel hat eine tages- und jahreszeitliche Variabilität (u.a. OKE und MAXWELL, 1975; HELBIG, 1987; JOHNSON et al., 1991; OKE et al., 1992; JAUREGUI, 1993a, 1997; RUNNALLS und OKE, 1998; KLYSIK und FORTUNIAK, 1999; BAI und KUBO, 2000; BARTON und OKE, 2000; BOO und OH, 2000; GALLO und OWEN, 2000; MONTÁVEZ et al., 2000).
- Die Intensität der urbanen Wärmeinsel weist in Abhängigkeit von Wachstum der Stadt und großräumiger Klimaentwicklung einen Trend auf (u.a. BÖHM, 1979; CAYAN und DOUGLAS, 1984; KATSOULIS und THEOHARATOS, 1985; FENG und PETZOLD, 1988; KARL et al., 1988; KOZUCHOWSKI et al., 1994; KARACA et al., 1995; HUGHES und BALLING, 1996; BÖHM, 1998; NAKAMURA, 1998; MAGEE et al., 1999; PHILANDRAS et al., 1999; GREEN et al., 2000).
- Die urbane Wärmeinsel ist prinzipiell ein dreidimensionales Phänomen (u.a. BORNSTEIN, 1968; OKE und EAST, 1971; AHRENS, 1981; CHANGNON, 1981; GOLDREICH et al., 1981; DOHRN et al., 1982; GODOWITCH et al., 1985, 1987; BECKRÖGE, 1990a; TAPPER, 1990; SHAHGEDANOVA et al., 1997; BORNSTEIN und LIN, 2000),
- Die urbane Wärmeinsel ist unter räumlichen Aspekten dort am stärksten ausgeprägt, wo die energetischen Voraussetzungen für ihre Ausbildung optimal sind, d.h. im unteren Bereich der *UCL* (OKE und FUGGLE, 1972; DABBERDT und DAVIS, 1978; TERJUNG und O'ROURKE, 1980; OKE, 1982; GOLDREICH, 1985; KERSCHGENS und KRAUS, 1990; MILLS und ARNFELD, 1993; JOHNSON et al., 1994; SAITOH et al., 1996; MELHUIH und PEDDER, 1998; HAFNER und KIDDER, 1999).

- Die urbane Wärmeinsel kann thermische Zirkulationssysteme verursachen (u.a. DELAGE und TAYLOR, 1970; VUKOVICH und DUNN, 1978; SHREFFLER, 1978; DRAXLER, 1986; GOLDREICH und SURRIDGE, 1988; ELIASSON und HOLMER, 1990; AVISSAR, 1996; NOTO, 1996; HAEGER-EUGENSSON und HOLMER, 1999; DÜTEMEYER, 2000a und b), die bei Städten in der Ebene als „Flurwinde“ bezeichnet werden.

Die urbane Wärmeinsel hat vielfältige Auswirkungen auf Organismen (u.a. ROWNTREE, 1984; BASSUK und WHITLOW, 1987; HÖPPE und MAYER, 1987; OKE, 1989; HÖPPE, 1990/91; KJELGREN und CLARK, 1992; KOCH et al., 1992; GALLO et al., 1993; AVISSAR, 1996; McPHERSON et al., 1997; JENDRITZKY und GRÄTZ, 1998a und b; UNGER, 1999a), Stoffe (u.a. TRAUP, 1993), Materialien (u.a. MANIER, 1998) und den Energieverbrauch (u.a. SHEAFFER und REITER, 1988; McPHERSON, 1992). Dazu zählen z.B. erhöhte Wärmebelastung für Menschen im Sommerhalbjahr, Verlängerung der jährlichen Vegetationszeit für Pflanzen, Erhöhung der Verdunstung und Reduzierung der Heizkosten. Die Auswirkungen der urbanen Wärmeinsel sind qualitativ schon seit längerem bekannt, jedoch sind sie bisher nicht immer quantifiziert.

Der Begriff *urbane Wärmeinsel* bezieht sich grundsätzlich auf die thermische Charakterisierung einer Stadt, wenn sie als Ganzes im Vergleich zum ländlichen Umland betrachtet wird. Im Fall einer stärkeren innerstädtischen Flächendifferenzierung lassen sich einzelne Wärmeelemente (u.a. OKE und EAST, 1971; GERTIS et al., 1983; BAUMGARTNER et al., 1985; BRÜNDL et al., 1987) nachweisen, die unter den Bezeichnungen *urbanes Wärmemosaik* (AHRENS, 1981) oder *urbanes Wärmearchipel* (ERIKSEN, 1976; MAYER, 1987) zusammengefaßt werden.

III.2 Charakterisierung der urbanen Wärmeinsel in der UCL

III.2.1 Energetische Ursachen der urbanen Wärmeinsel in der UCL

Als Resümee einer Untersuchung über die energetischen Grundlagen der urbanen Wärmeinsel stellte OKE (1982) die Stadt-Kennzeichen mit ihren energetischen Auswirkungen zusammen, die für die Ausbildung der urbanen Wärmeinsel in der *Urban Canopy Layer (UCL)* verantwortlich sind (Tab. III.1).

Sie lassen sich auch auf das urbane Wärmearchipel in der *UCL* übertragen. Allerdings ließ sich generell keine Reihenfolge dieser Stadt-Kennzeichen ableiten. Es ergab sich lediglich, daß die

Ausbildung von urbaner Wärmeinsel bzw. urbanem Wärmearchipel in der *UCL* am nachhaltigsten von der größeren Horizonteinengung, d.h. dem reduzierten *sky view factor*, sowie der größeren Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität der typischen Baumaterialien in der Stadt abhängen. Diese Ergebnisse von OKE (1982) wurden von OKE et al. (1991) über Modellrechnungen zur urbanen Energiebilanz spezifiziert:

Tab. III.1 Energetische Ursachen der urbanen Wärmeinsel bzw. des urbanen Wärmearchipels in der *Urban Canopy Layer* (nach OKE, 1982)

Stadt-Kennzeichen	Energetische Auswirkungen
<i>I. Straßenschlucht-Geometrie</i>	
a) größere Oberfläche	Mehrfachreflexion von kurzwelliger Strahlung ⇒ größere Absorption von kurzwelliger Strahlung
b) größere Horizonteinengung	geringere effektive Ausstrahlung
c) verminderte Windgeschwindigkeit	geringerer turbulenter Wärmetransport
<i>II. Luftverunreinigung</i>	
	größere atmosphärische Gegenstrahlung
<i>III. Wärmeemissionen von Gebäuden und aus Verbrennungsprozessen</i>	
	anthropogen erzeugte Wärme
<i>IV. Baumaterialien</i>	
a) größere Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität	erhöhte Wärmespeicherung
b) größere Wasserundurchlässigkeit	geringere Verdunstung (geringerer turbulenter Strom latenter Wärme)

- a) Die Auswirkungen der Straßenschluchtgeometrie auf die langwellige Strahlung reichen schon allein aus, um eine nächtliche Wärmeinsel zu erzeugen.
- b) Unterschiede in der Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität von städtischen und ländlichen Flächen können ebenfalls allein eine Wärmeinsel verursachen. Die Werte des ländlichen Umlands sind für die maximale Intensität der urbanen Wärmeinsel und ihre jahreszeitliche Variabilität verantwortlich.
- c) In allen, außer extremen, Klimaten dominieren die Faktoren a) und b) bei der Ausbildung der urbanen Wärmeinsel. Dabei sind die Faktoren a) und b) gleichbedeutend.

- d) Die Freisetzung anthropogener Wärme von Gebäuden hat selbst bei kalter Witterung nur eine untergeordnete Wirkung auf die urbane Wärmeinsel.
- e) Die Einflüsse von urbanem „Treibhauseffekt“ und unterschiedlichem Emissionsvermögen in der Stadt und der ländlichen Umgebung auf die Ausbildung der urbanen Wärmeinsel sind relativ unbedeutend.
- f) Durch zunehmende Himmelsbedeckung sowohl über der Stadt als auch über dem ländlichen Umland wird die Intensität der urbanen Wärmeinsel reduziert. Nebel über dem ländlichen Umland, aber nicht über der Stadt, führt zum Abbau der urbanen Wärmeinsel und sogar zum Aufbau einer schwachen urbanen Kälteinsel.

III.2.2 Intensität der urbanen Wärmeinsel

Der klassischen Tabelle von LANDSBERG (1981) über die klimatischen Veränderungen durch Städte ist zu entnehmen, daß im Jahresmittel die Intensität der urbanen Wärmeinsel in der *UCL* zwischen 1 und 3 °C liegt. Dabei ist anzunehmen, daß diese Angabe auf Daten von primär nordamerikanischen Städten beruht. Um diese mittlere Intensität der urbanen Wärmeinsel etwas zu veranschaulichen, sei ein zugegebenermaßen sehr einfacher Vergleich für die Stadt Freiburg in mittlerer nördlicher geographischer Breite gebracht, wobei nur die bodennahe Lufttemperatur (siehe BLÜTHGEN und WEISCHET, 1980), jedoch kein Relief usw. berücksichtigt ist:

- Eine mittlere jährliche Wärmeinsel von 1 °C entspricht den klimatischen Bedingungen eines ländlichen Ortes, der sich ca. 170 km südlich von Freiburg etwa auf der Höhe des Nordufers des Genfer Sees befindet.
- Eine mittlere jährliche Wärmeinsel von 3 °C entspricht den klimatischen Bedingungen eines ländlichen Ortes, der sich ca. 560 km südlich von Freiburg bzw. 70 km nördlich von Rom befindet.

Um die Variabilität der urbanen Wärmeinsel abschätzen zu können, ist in der Tab. III.2 ein exemplarischer Überblick über die mittlere Intensität der urbanen Wärmeinsel (UHI_{mit}) in verschiedenen Städten gegeben. Daraus lassen sich trotz gewisser Nachteile, wie z.B.

- uneinheitliche Zeiträume,
- fehlende Angaben der horizontalen Entfernung zwischen der Stadt- und Umlandstation bzw. dem Stadtzentrum und der Umlandstation,

- Mangel an Städten in verschiedenen Klimazonen.

Hinweise auf die Schwankungsbreiten von UHI_{mit} entnehmen. Ihre Gründe sind, wie aus zahlreichen Untersuchungen folgt (u.a. OKE, 1982; OKE et al., 1991; OKE et al., 1999), vielfältig (klimatische Lage der Stadt, Anzahl der Einwohner, Stadtfläche, Anteil der versiegelten Stadtfläche, dominierende Baukörpergeometrie, Reliefeinflüsse, ...).

Tab. III.2: Mittlere Intensität der urbanen Wärmeinsel (UHI_{mit}) in der *UCL* in verschiedenen Städten

Stadt	Zeitraum	UHI_{mit} (°C)	Quelle
Ankara	1955 - 1990	2.6	KARACA et al. (1995)
Athen	1961 - 1982	2.1	KATSOULIS und THEOHARATOS (1985)
Barcelona	1970 - 1984	1.4	MORENO-GARCIA (1994)
Buenos Aires	V/1994 - II/1997	1.3	FIGUEROLA und MAZZEO (1998)
Fairbanks	1949 - 1997	0.4	MAGEE et al. (1999)
Istanbul	1950 - 1990	1.3	KARACA et al. (1995)
Krakau	1931 - 1960	0.6	KOZUCHOWSKI et al. (1994)
Krakau	1961 - 1990	0.9	KOZUCHOWSKI et al. (1994)
Kuwait City	1958 - 1980	0.7	NASRALLAH et al. (1990)
London	1931 - 1960	1.4	CHANDLER (1965)
Mexico City	1896 - 1980	3.5	JAUREGUI (1993b)
Moskau	1990	1.9	SHAHGEDANOVA et al. (1997)
München	1982 - 1984	1.9	BRÜNDL et al. (1987)
Silver Spring	1945 - 1979	1.1	FENG und PETZOLD (1988)
Szeged	VII/1997 - V/1981	1.7	UNGER (1996)
Vancouver	1991 - 1994	1.4	RUNNALLS und OKE (1998)
Washington, DC	1945 - 1979	1.6	FENG und PETZOLD (1988)
Wien (Stadtzentrum – Umlandebene)	1952 – 1976	1.0	BÖHM (1979)
Wien (Stadtzentrum – Wienerwaldtäler)	1952 – 1976	2.2	BÖHM (1979)
Wien	1968 – 1977	1.5	BERNHOFER (1984)
Wien (Stadtzentrum – Umlandebene)	1968 – 1977	1.4	BÖHM und GABL (1978)
Wien (Stadtzentrum – Wienerwaldtäler)	1968 – 1977	2.4	BÖHM und GABL(1978)
Wien (Stadtzentrum – Wienerwald / Wiener Becken)	1968 – 1977	0.7	BÖHM und GABL (1978)
Wien	1951 – 1960	1.5	BÖHM (1998)
Wien	1986 – 1995	1.5	BÖHM (1998)

Die in der Tab. III.2 angegebenen Werte für UHI_{mit} sind durchwegs größer als die vergleichbaren Werte, die KRATZER (1956) für zahlreiche Großstädte weltweit zusammengestellt hat. Allerdings stammen KRATZERS Angaben aus wesentlich früheren Zeiträumen. Ergänzend folgt aus den in der Tab. III.2 für Wien enthaltenen UHI_{mit} -Werten, daß ihre Größe neben dem Bezugszeitraum auch sehr von der Lage der Referenzstationen, d.h. der Klimastation, die typisch für die Stadt ist, und der Klimastation, die typisch für das umgebende Freiland ist, abhängt.

Die maximale Intensität der urbanen Wärmeinsel (UHI_{max}) in der *UCL* liegt deutlich über der mittleren Intensität der urbanen Wärmeinsel (UHI_{mit}) in der *UCL* (siehe exemplarischer Überblick in der Tab. III.3). UHI_{max} tritt in der Nacht bei windschwachem Strahlungswetter (u.a. OKE und MAXWELL, 1975) kurzzeitig auf, d.h. innerhalb von 30 Minuten. In Städten, die in mittlerer geographischer Breite liegen, wird UHI_{max} wenige Stunden (3 bis 5 Stunden nach HAEGER-EUGENSSON und HOLMER (1999)) nach Sonnenuntergang beobachtet (LANDSBERG, 1981; OKE, 1982; JOHNSON et al., 1991), wenn

- der Verlust an fühlbarer Wärme von städtischen Oberflächen minimal ist (windschwache Wetterlage),
- das ländliche Umland rasch Strahlungsenergie verliert (wolkenloser Himmel),
- die Freisetzung von Wärme, die urbane Straßenschluchten tagsüber speichern, groß ist.

Tab. III.3: Maximale Intensität der urbanen Wärmeinsel (UHI_{max}) in der *UCL* in verschiedenen Städten

Stadt	Zeitraum	UHI_{max} (°C)	Quelle
Barcelona	X/1985 - VII/1987	8.2	MORENO-GARCIA (1994)
Calgary	1978	8.1	LANDSBERG (1981)
Mexico City	1970	6.3	JAUREGUI (1986)
Mexico City	1981	9.4	JAUREGUI (1986)
Mexico City	V/1994 - IV/1995	8.7	JAUREGUI (1997)
Montreal	15.2.1970, 22 Uhr	10.5	OKE und EAST (1971)
Moskau	1990	9.8	SHAHGEDANOVA et al. (1997)
München	1982 – 1984	8.2	MAYER (1987)
New York	VII/1964 - XII/1966	11.6	BORNSTEIN (1968)
Szeged	VII/1977 - V/1981	8.2	UNGER (1996)
Tokio	14.3.1992, 3 - 5 Uhr	8.1	SAITOH et al. (1996)
Vancouver	4.7.1972	11.6	OKE und MAXWELL (1975)
Vancouver	1991 - 1994	8.9	RUNNALLS und OKE (1998)

Daraus resultiert insgesamt, daß die urbane Wärmeinsel dann ihr Maximum erreicht, wenn die Abkühlungsrate der Luft in der ländlichen Umgebung größer als im urbanen Raum ist (u.a. HAEGER-EUGENSSON und HOLMER, 1999).

Die Bedeutung der Werte in der Tab. III.3 leidet wie bei der Tab. III.2 darunter, daß wiederum keine genaue Angaben über die horizontale Entfernung zwischen den jeweils zugrundeliegenden Stationen verfügbar waren.

Der höchste Wert von UHI_{\max} , der in der Tab. III.3 wegen fehlender Möglichkeiten zur Quellenanalyse, nicht enthalten ist, liegt nach OKE et al. (1991) bei 14 °C. Er wird in Städten höherer geographischer Breiten (z.B. Fairbanks, Alaska) erzielt, die in einer schneebedeckten Umgebung liegen und bei denen deshalb die anthropogen erzeugte Wärme eine nicht zu vernachlässigende Komponente in der urbanen Energiebilanz darstellt.

III.2.3 Einfluß der Stadtgröße auf die urbane Wärmeinsel

Die Literatur enthält viele Hinweise über den Einfluß der Stadtgröße auf die Intensität der urbanen Wärmeinsel. Dabei wird fast immer die Anzahl der Stadtbevölkerung als charakteristisches Maß für die Stadtgröße verwendet (u.a. OKE, 1973, GARSTANG et al., 1975; OKE, 1976; OKE, 1982; KATSOULIS und THEOHARATOS, 1985; PARK, 1986).

OKE (1973) ermittelte eine lineare Beziehung zwischen dem Logarithmus der Anzahl P der Stadtbevölkerung und der maximalen Intensität der urbanen Wärmeinsel UHI_{\max} (in °C) verschiedener Städte in Nordamerika und Westeuropa (Abb. III.1):

$$\text{- Nordamerika: } UHI_{\max} = 2.96 \log(P) - 6.41 \quad (R^2 = 0.96) \quad (\text{III.1})$$

$$\text{- Westeuropa: } UHI_{\max} = 2.01 \log(P) - 4.06 \quad (R^2 = 0.74) \quad (\text{III.2})$$

In den Regressionsbeziehungen (III.1) und (III.2) ist R^2 das Bestimmtheitsmaß. Der wesentliche Unterschied zwischen beiden Beziehungen liegt in den Steigungen der Regressionsgeraden. Danach ist bei gleicher Stadtbevölkerung die maximale Intensität der urbanen Wärmeinsel in westeuropäischen Städten kleiner, obwohl sie über eine größere Bevölkerungsdichte als die nordamerikanischen Städte verfügen. OKE (1973) führt diesen Effekt auf die niedrigere anthropogene Energieflußdichte, die geringere Wärmekapazität der städtischen Gebäude und die größere Verdunstung in westeuropäischen Städten zurück. OKE (1973) diskutiert aber auch die allgemeine Gültigkeit der Regressionsbeziehungen III.1 bzw. III.2 und kommt zu dem Er-

gebnis, daß damit UHI_{\max} bei Städten in höheren geographischen Breiten unterschätzt und bei Städten in feucht-heißen Klimazonen überschätzt wird.

Aus Ergebnissen von experimentellen Untersuchungen zu UHI_{\max} in Vancouver modifizierte OKE (1976) den Ansatz III.1 für nordamerikanische Städte zu

$$\text{- Nordamerika: } UHI_{\max} = 3.06 \log(P) - 6.79 \quad (R^2 = 0.97) \quad (\text{III.3})$$

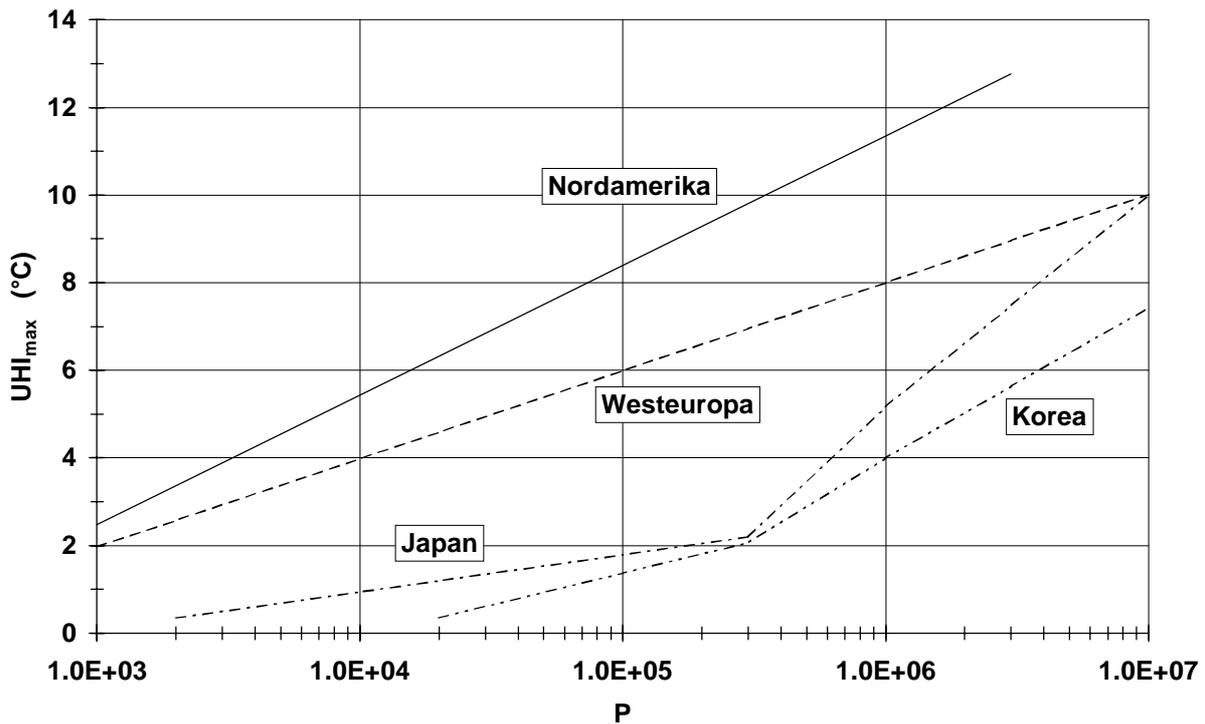


Abb. III.1: Zusammenhänge zwischen maximaler Wärmeinselintensität UHI_{\max} und Stadtbevölkerung P für Städte in Nordamerika, Westeuropa, Japan und Korea (nach OKE, 1973, 1982; PARK, 1986)

Eine Ergänzung hinsichtlich der klimatischen Lage von Städten bildet die Untersuchung von PARK (1986) über Zusammenhänge zwischen der Stadtbevölkerung P und der maximalen urbanen Wärmeinselintensität UHI_{\max} (in °C) für Städte in Korea und Japan (Abb. III.1):

$$\text{- Korea: } P < 300\,000: UHI_{\max} = 1.46 \log(P) - 5.93 \quad (R^2 = 0.98) \quad (\text{III.4})$$

$$P > 300\,000: UHI_{\max} = 3.43 \log(P) - 16.58 \quad (R^2 = 0.98) \quad (\text{III.5})$$

$$\text{- Japan: } P < 300\,000: UHI_{\max} = 0.85 \log(P) - 2.46 \quad (R^2 = 0.84) \quad (\text{III.6})$$

$$P > 300\,000: UHI_{\max} = 4.83 \log(P) - 23.81 \quad (R^2 = 0.95) \quad (\text{III.7})$$

Die abrupte Krümmung in den Regressionsbeziehungen bei einer Bevölkerungsanzahl von 300 000 für die Städte in Korea und Japan erklärt PARK (1986) mit Unterschieden in den Stadtstrukturen, städtischen Aktivitäten und Stadtumgebungen zwischen größeren Städten ($P > 300\,000$) und kleineren Städten ($P < 300\,000$).

In einigen Untersuchungen (u.a. BÖHM, 1979, 1998) wird jedoch die Eignung der Bevölkerungsanzahl als Indikator für die Intensität der urbanen Wärmeinsel stark angezweifelt, weil sie wesentlich mehr von stadtspezifischeren Faktoren, wie z.B. Gesamtenergieverbrauch, Freisetzung von anthropogener Wärme, Anteile von versiegelten und begrünten Flächen an der gesamten Stadtfläche, Gebäudedichte und Baukörpervolumen, abhängt. Diese Stadtkennzeichen, die auch von OKE (1982) aufgeführt werden, sind bisher hinsichtlich ihres Zusammenhangs mit der urbanen Wärmeinselintensität kaum untersucht worden, weil es meistens an geeigneten Ausgangsdaten mangelt. Die Bevölkerungsanzahl hingegen läßt sich relativ leicht ermitteln.

Aufschlußreich ist in diesem Zusammenhang die Untersuchung von PARK (1986), in der auch die maximale Wärmeinselintensität UHI_{max} von Städten in Japan und Korea in Abhängigkeit vom Anteil der versiegelten Fläche (F_v) an der gesamten Stadtfläche analysiert wurde. Grundlage waren Profildfahrten in koreanischen Städten zwischen Juni und August 1982 sowie Daten von FUKUOKA (1983) für japanische Städte. Wie zu erwarten ist, nimmt in beiden Ländern UHI_{max} mit ansteigendem F_v linear zu (Abb. III.2). PARK (1986) begründete diesen Zusammenhang mit abnehmender Verdunstung und daher reduziertem turbulenten Strom latenter Wärme bei ansteigendem F_v . Die Unterschiede zwischen Städten in Japan und Korea erläuterte er aber nicht.

Als weitere stadttypische Einflußgröße auf die maximale Wärmeinselintensität UHI_{max} wurde von OKE (1981, 1982) anhand einer Untersuchung für 31 Städte in Nordamerika, Westeuropa und Australien der *sky view factor* SVF im Stadtzentrum identifiziert. Diese Größe, für die keine adäquate deutsche Bezeichnung existiert, gibt in der *UCL* den Anteil der Himmelsfläche am gesamten Halbraum über einer Position wieder, die nicht durch Horizonteinengungen abgedeckt ist. Der von OKE (1981, 1982) ermittelte Zusammenhang zwischen UHI_{max} (in °C) und SVF lautet:

$$UHI_{max} = 15.27 - 13.88 * SVF \quad (III.8)$$

Andere Untersuchungen über den Einfluß von SVF auf UHI_{max} von BARRING et al. (1985), YAMASHITA et al. (1986) und PARK (1987) bestätigen die allgemeine Form der Beziehung (III.8). SHAHGEDANOVA et al. (1997) wendeten diese Beziehung auf Moskau an. Mit ei-

nen typischen *sky view factor* für das Moskauer Stadtzentrum von $SVF = 0.55$ erzielten sie über III.8 einen Wert für UHI_{\max} , der gut mit Ergebnissen aus Messungen zur maximalen urbanen Wärmeinselintensität in der Moskauer *UCL* übereinstimmte.

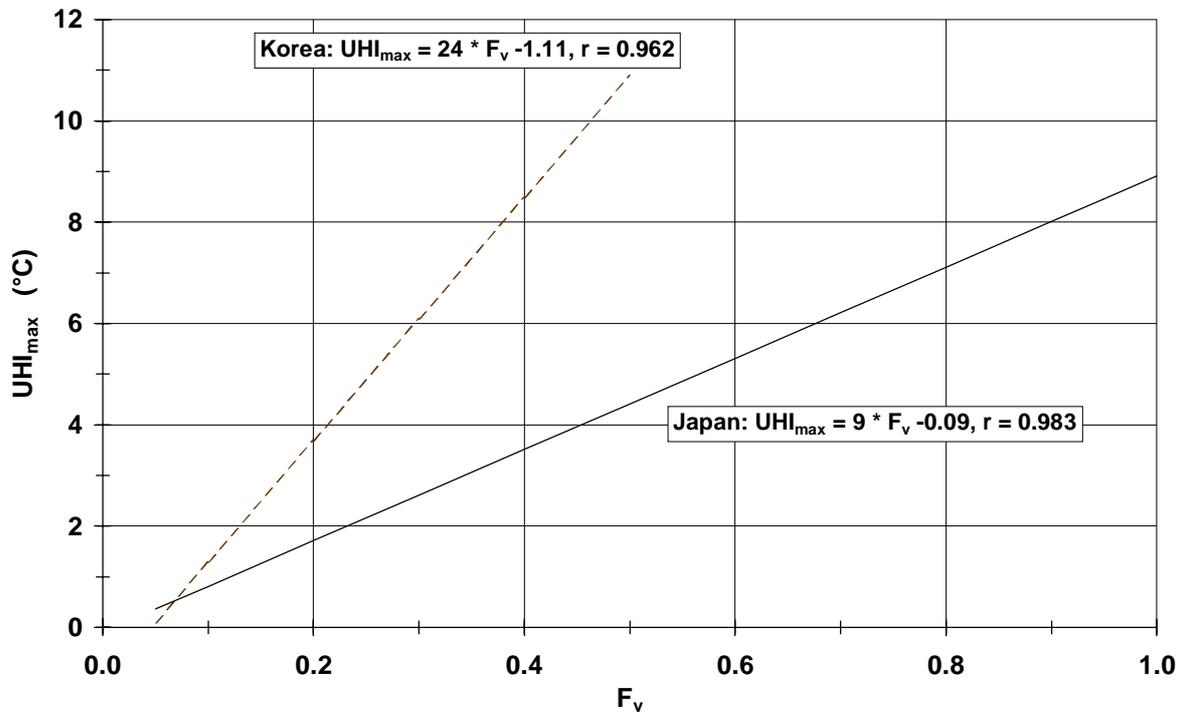


Abb. III.2: Zusammenhänge zwischen der maximalen Wärmeinselintensität UHI_{\max} (in 1.5 m Höhe über Grund) im Sommer und dem Anteil F_v der versiegelten Stadtfläche an der gesamten Stadtfläche für Städte in Japan und Korea; r : Korrelationskoeffizient (nach PARK, 1986)

Auch das Verhältnis H/W (H : Höhe der Randbebauung von Straßenschluchten, W : Breite von Straßenschluchten) im Zentrum von Städten läßt sich als Einflußfaktor auf die maximale Wärmeinselintensität UHI_{\max} (in °C) verwenden. Für nordamerikanische und europäische Städte in mittleren geographischen Breiten, bei denen Raumheizung bzw. -kühlung keine dominierende Rolle spielen, ermittelte OKE (1981) folgende Beziehung (siehe auch Abb. III.3):

$$UHI_{\max} = 7.45 + 3.97 * \ln(H/W) \quad (III.9)$$

Sie gilt für trockene Jahreszeiten und windschwache Hochdruckwetterlagen, d.h. für „ideale“ Bedingungen zur Ausbildung der urbanen Wärmeinsel. GOH und CHANG (1999) erweiterten die Analyse zwischen UHI_{\max} und H/W für Singapore, einer Stadt in den Tropen, und erhielten auf der Grundlage von Lufttemperaturmeßwerten um 22 Uhr Ortszeit (Abb. III.3):

$$UHI_{\max} = 0.952 * \text{Median}(H/W) - 0.021 \quad (\text{III.10})$$

Sie benutzten nicht, wie OKE (1981), den Mittelwert von H/W im Zentrum von Städten, sondern den Median von H/W, weil sie dadurch einen höheren Korrelationskoeffizienten erzielten. Allerdings läßt sich über (III.10) nur 28.5 % der Variabilität der urbanen Wärmeinselintensität erklären. Deshalb sind nach GOH und CHANG (1999) weitere Faktoren, wie z.B. die Ausrichtung der Gebäude, Anteile von vegetationsbedeckten Flächen und Ausdehnung von Wasserflächen mitzubetrachten. Die in der Abb. III.3 auftretenden deutlichen Unterschiede von UHI_{\max} bei gleichen H/W-Werten zwischen den beiden Untersuchungsgebieten führen GOH und CHANG (1999) hauptsächlich auf die Eigenschaften der differierenden Klimazonen zurück.

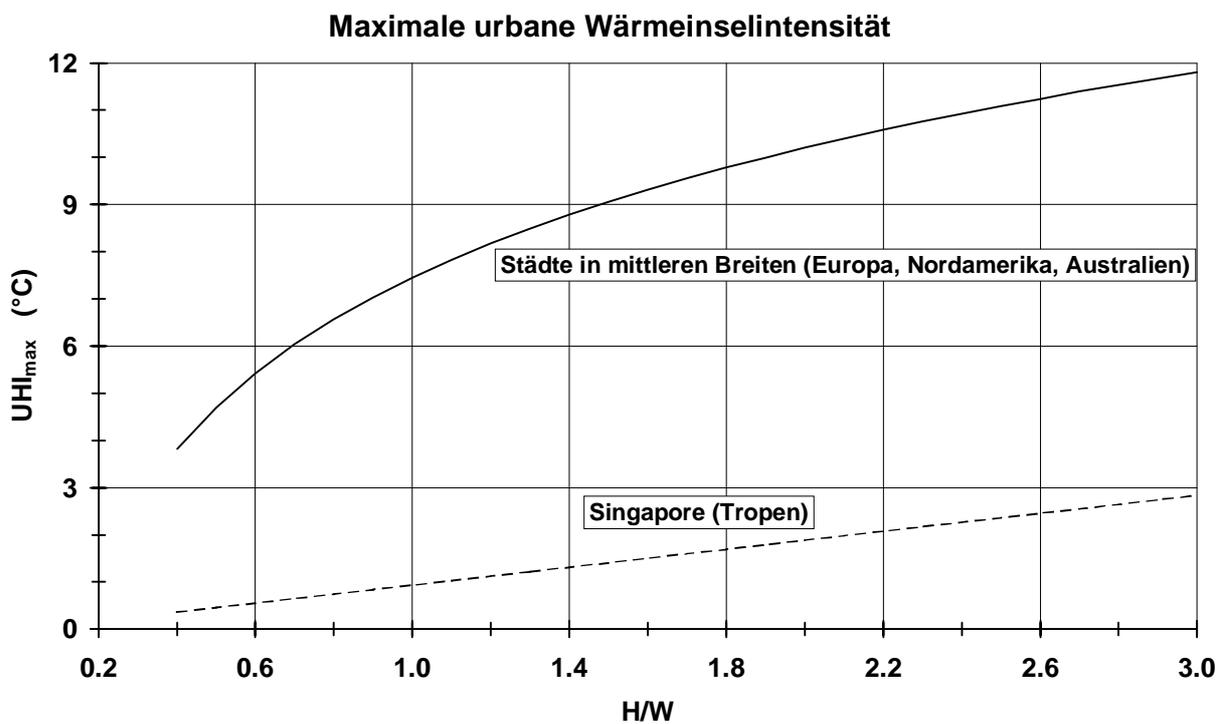


Abb. III.3: Maximale Wärmeinselintensität UHI_{\max} in Abhängigkeit vom Quotienten H/W für Straßenschluchten (H: Höhe der Randbebauung, W: Straßenschluchtbreite) in Städten in mittleren geographischen Breiten (nach (III.9)) und in der tropischen Stadt Singapore (nach (III.10))

III.2.4 Trends der Intensität der urbanen Wärmeinsel

Wie sich schon in der Tab. III.2 angedeutet hat, weist die Intensität der urbanen Wärmeinsel einen Trend auf, der in Abhängigkeit von

- klimatischer Lage der Stadt,
- Bezugszeitraum,
- Jahreszeit,
- Stadtentwicklung

unterschiedlich groß sein kann. Die in der Tab. III.4 exemplarisch zusammengestellten Werte des Trends der urbanen Wärmeinselintensität geben wohl Hinweise auf die Trendgröße, haben allerdings den Nachteil, daß ihre Vergleichbarkeit wegen differierender Bezugszeiträume kaum möglich ist. Alle Untersuchungen zur zeitlichen Entwicklung der urbanen Wärmeinsel nehmen ohne kausale Begründung einen linearen Trend an, weil er statistisch die beste Annäherung an Meßwerte darstellt, obwohl die dafür verantwortlich Parameter meistens keine lineare Änderung aufweisen.

Der Trend der Intensität der urbanen Wärmeinsel hat verschiedene Ursachen (u.a. BÖHM und GABL, 1978; BÖHM, 1979; CAYAN und DOUGLAS, 1984; FENG und PETZOLD, 1988; NASRALLAH et al., 1990; KARACA et al., 1995; BÖHM, 1998; NAKAMURA, 1998; MAGEE et al., 1999):

- Anwachsen der Stadtbevölkerungsanzahl,
- Zunahme des gesamten Energieverbrauchs,
- Erhöhung des Versiegelungsgrads und damit Reduzierung der Verdunstung,
- verstärkte Freisetzung von anthropogener Wärme,
- Klimaschwankungen.

Damit in Einklang stehen die Ergebnisse einer detaillierten Analyse für Städte im Südwesten der USA (CAYAN und DOUGLAS, 1984), daß der Trend der urbanen Wärmeinsel im Zeitraum von 1933 bis 1980 primär durch die stärkere Zunahme der Lufttemperatur in den Städten als in ihrem

Umland bedingt ist.

Tab. III.4: Trends der Intensität der urbanen Wärmeinsel in der *UCL* in verschiedenen Städten
(Jr: Jahr; Fr: Frühjahr; So: Sommer; He: Herbst; Wi: Winter, Ja: Januar; Ju: Juli)

Stadt	Zeitraum	Trend (°C/a)	Quelle
Ankara	1965 - 1990 (Jr)	0.022	KARACA et al. (1995)
Baltimore	1894 - 1954 (Fr)	0.011	FENG und PETZOLD (1988)
Baltimore	1894 - 1954 (So)	0.017	FENG und PETZOLD (1988)
Baltimore	1894 - 1954 (He)	0.015	FENG und PETZOLD (1988)
Boston	1895 - 1933 (Fr)	0.018	FENG und PETZOLD (1988)
Boston	1895 - 1933 (So)	0.026	FENG und PETZOLD (1988)
Boston	1895 - 1933 (He)	0.021	FENG und PETZOLD (1988)
Boston	1895 - 1933 (Wi)	0.016	FENG und PETZOLD (1988)
Cleveland	1895 - 1941 (Fr)	0.021	FENG und PETZOLD (1988)
Cleveland	1895 - 1941 (So)	0.028	FENG und PETZOLD (1988)
Cleveland	1895 - 1941 (He)	0.015	FENG und PETZOLD (1988)
Cleveland	1985 - 1941 (Wi)	0.010	FENG und PETZOLD (1988)
Fairbanks	1949 - 1997 (Jr)	0.006	MAGEE et al. (1999)
Fairbanks	1949 - 1997 (So)	0.005	MAGEE et al. (1999)
Fairbanks	1949 - 1997 (Wi)	0.008	MAGEE et al. (1999)
Istanbul	1965 - 1990 (Jr)	0.022	KARACA et al. (1995)
Kuwait	1958 - 1980 (Jr)	0.012	NASRALLAH et al. (1990)
Las Vegas	1933 - 1980 (Jr)	0.021	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Las Vegas	1933 - 1980 (Ju)	0.041	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Las Vegas	1933 - 1980 (Ja)	0.024	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Los Angeles	1933 - 1980 (Jr)	0.030	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Los Angeles	1933 - 1980 (Ju)	0.047	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Los Angeles	1933 - 1980 (Ja)	0.014	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Mexico City	1896 - 1980 (Jr)	0.070	JAUREGUI (1993b)
Phoenix	1933 - 1980 (Jr)	0.022	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Phoenix	1933 - 1980 (Ju)	0.031	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Phoenix	1933 - 1980 (Ja)	0.029	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Sacramento	1933 - 1980 (Jr)	0.017	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Sacramento	1933 - 1980 (Ju)	0.023	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Sacramento	1933 - 1980 (Ja)	0.005	CAYAN und DOUGLAS (1984)
San Diego	1933 - 1980 (Jr)	0.031	CAYAN und DOUGLAS (1984)
San Diego	1933 - 1980 (Ju)	0.038	CAYAN und DOUGLAS (1984)
San Diego	1933 - 1980 (Ja)	0.034	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Silver Spring	1945 - 1979 (Jr)	0.019	FENG und PETZOLD (1988)
Silver Spring	1945 - 1979 (So)	0.013	FENG und PETZOLD (1988)
Silver Spring	1945 - 1979 (Wi)	0.032	FENG und PETZOLD (1988)
Tampa	1895 - 1931 (Fr)	0.014	FENG und PETZOLD (1988)
Tampa	1895 - 1931 (So)	0.016	FENG und PETZOLD (1988)
Tampa	1895 - 1931 (He)	0.019	FENG und PETZOLD (1988)
Tampa	1895 - 1931 (Wi)	0.026	FENG und PETZOLD (1988)
Tucson	1933 - 1980 (Jr)	0.038	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Tucson	1933 - 1980 (Ju)	0.027	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Tucson	1933 - 1980 (Ja)	0.051	CAYAN und DOUGLAS (1984)
Washington, DC	1893 - 1954 (Fr)	0.008	FENG und PETZOLD (1988)
Washington, DC	1893 - 1954 (So)	0.024	FENG und PETZOLD (1988)
Washington, DC	1893 - 1954 (He)	0.015	FENG und PETZOLD (1988)
Washington, DC	1945 - 1979 (Jr)	0.020	FENG und PETZOLD (1988)
Washington, DC	1945 - 1979 (So)	0.015	FENG und PETZOLD (1988)
Washington, DC	1945 - 1979 (Wi)	0.038	FENG und PETZOLD (1988)
Wien, Stadtzentrum - Umlandebene	1952 - 1976 (Jr)	0.034	BÖHM (1979)
Wien, Stadtzentrum - Wienerwaldtäler	1952 - 1976 (Jr)	0.049	BÖHM (1979)
Wien, Jahr	1951 - 1995 (Jr)	0.012	BÖHM (1998)

Die aufgeführten Ursachen des Trends der urbanen Wärmeinsel ändern sich innerhalb einer Stadt zeitlich mit unterschiedlicher Intensität. Sie sind ebenso zwischen verschiedenen Städten unterschiedlich stark ausgeprägt. So zeigte BÖHM (1998) für Wien auf, daß selbst bei annähernd unveränderter Bevölkerungsanzahl (Wien im Zeitraum von 1951 bis 1995: ca. 1.6 Millionen) der Trend der urbanen Wärmeinselintensität positiv sein kann. Ausschlaggebend dafür ist die Entwicklung der Stadt Wien in anderen Bereichen im Zeitraum von 1951 bis 1995:

- Verdoppelung der Lebensraumfläche,
- Erhöhung des gesamten Energieverbrauchs um das 2.5-fache,
- Zunahme der Verkehrsfläche um 60 %,
- Reduzierung der Waldfläche in der Stadt um 20 % und der sonstigen Grünflächen in der Stadt um 30 %.

Aus den in der Tab. III.4 teilweise jahreszeitlich differenzierten Trends der urbanen Wärmeinselintensität läßt sich näherungsweise ableiten, daß bei Städten in niedriger geographischer Breite der Trend in den Sommermonaten etwas größer als in den Wintermonaten ist. Allerdings wird diese Generalisierung manchmal durch lokalklimatische Effekte (siehe Tampa und Tucson) modifiziert.

III.2.5 Einfluß ausgewählter meteorologischer Parameter auf die urbane Wärmeinsel

Die urbane Wärmeinsel in der *UCL* ist energetisch begründet und daher in windschwachen Strahlungsnächten am ausgeprägtesten (OKE, 1982). Demnach ist zu ihrer Ausbildung das gleichzeitige Auftreten von geringer Windgeschwindigkeit und Himmelsbedeckung, d.h. großer effektiver Ausstrahlung, notwendig (BÖHM und GABL, 1978; BERNHOFER, 1984; BALLING und CERVENY, 1987; KIDDER und ESSENWANGER, 1995, KUTTLER et al., 1996). BÖHM (1979) wies in Ergänzung darauf hin, daß die urbane Wärmeinsel auch durch Klimaschwankungen in Richtung auf eine Verminderung von Windgeschwindigkeit und Bewölkung verstärkt werden kann, ohne daß die Stadt selbst durch wachsenden Energieverbrauch oder Vergrößerung der verbauten Fläche eine solche Veränderung bewirkt (siehe auch Abschnitt III.2.4).

SUNDBORG (1950) stellte erstmalig eine empirische Beziehung zwischen der Intensität der urbanen Wärmeinsel UHI (in °C) und dem Bedeckungsgrad N (in Achtel) des Himmels sowie der regionalen Windgeschwindigkeit v (in m/s) auf:

$$\text{UHI} = (a - b * N) / v \quad (\text{III.11})$$

Darin sind a und b stadtspezifische Regressionskoeffizienten. Bedeckungsgrad - einschließlich Wolkentyp - und Windgeschwindigkeit spiegeln die Bedeutung von Strahlung, Konvektion und Advektion in der Ausbildung von Energiebilanzunterschieden zwischen der Stadt und dem ländlichen Umland wider.

Der Einfluß von Himmelsbedeckung und Windgeschwindigkeit auf UHI zeigt sich auch in den Ergebnissen von thermischen Profilmfahrten, die NÜBLER (1979) in Freiburg durchgeführt hat und die von FEZER (1995) zusammengefaßt wurden (Abb. III.4). Aus der Unterteilung der Himmelsbedeckung in verschiedene Klassen wird deutlich, daß ihr Einfluß auf UHI und damit derjenige der Strahlungsbilanz dominierender als die Wirkung der Windgeschwindigkeit ist.

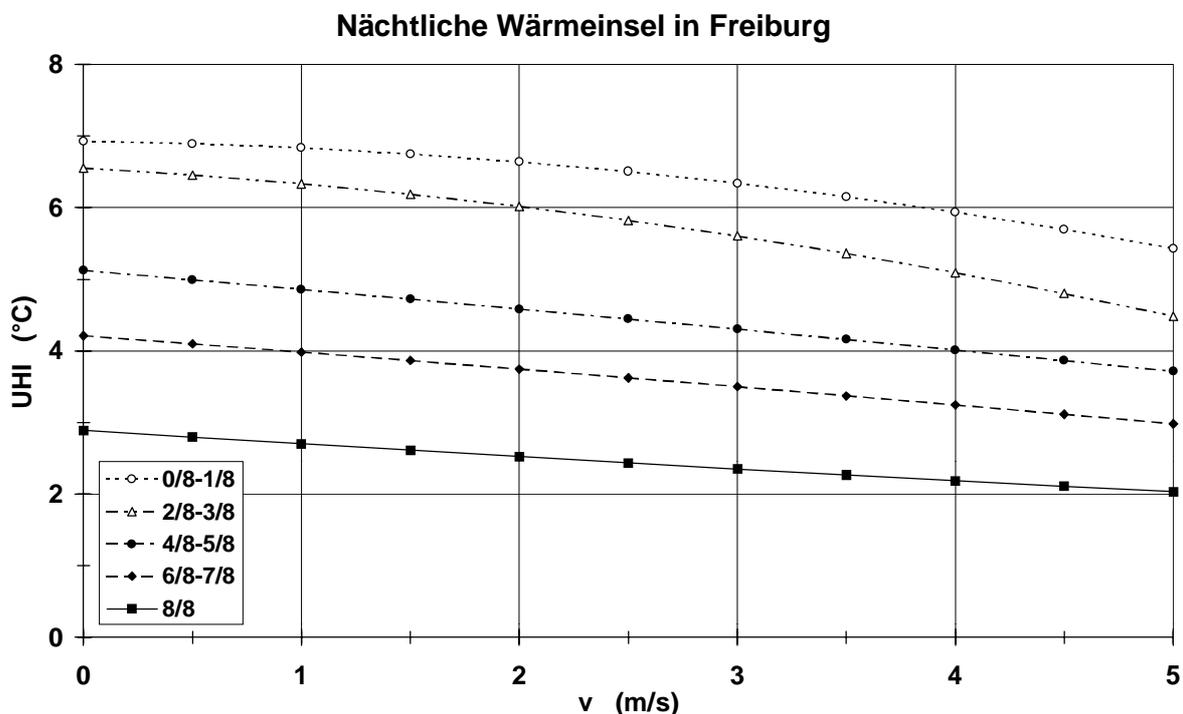


Abb. III.4: Intensität UHI der urbanen Wärmeinsel (in 2 m Höhe über Grund) in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit v und Bedeckungsgrad des Himmels (in Achtel); nach Meßfahrten von NÜBLER (1979) im Zeitraum Herbst 1971 bis Herbst 1973 und modifiziert durch FEZER (1995)

Auf der Grundlage von experimentellen Untersuchungen in zehn Städten der kanadischen Provinz Québec ermittelte OKE (1973) über eine multiple Regressionsanalyse für wolkenlose Bedingungen zwei empirische Beziehungen zwischen der Intensität UHI (in °C) der urbanen Wärmeinsel, der städtischen Bevölkerungsanzahl P und der regionalen Windgeschwindigkeit v (in m/s), gemessen in 10 m Höhe über Grund auf:

$$\text{UHI} = 1.91 \log(P) - 2.07 v^{0.5} - 1.73 \quad (R^2 = 0.82) \quad (\text{III.12})$$

$$\text{UHI} = P^{0.27} / (4.04 * v^{0.56}) \quad (R^2 = 0.71) \quad (\text{III.13})$$

Eine Präferenz für eine der beiden Beziehungen gab OKE (1973) nicht.

Aus experimentellen Untersuchungen in Vancouver leitete OKE (1976) folgende Beziehung zwischen UHI (in °C) und v (in m/s) ab:

$$\text{UHI} = 9.63 / v^{0.52} \quad (R^2 = 0.62) \quad (\text{III.14})$$

Nach seiner Auffassung wird allerdings damit UHI bei Windgeschwindigkeiten unter 1 m/s überschätzt, so daß daraus keine Beziehung für die maximale Wärmeinselintensität UHI_{\max} in Vancouver abgeleitet werden konnte.

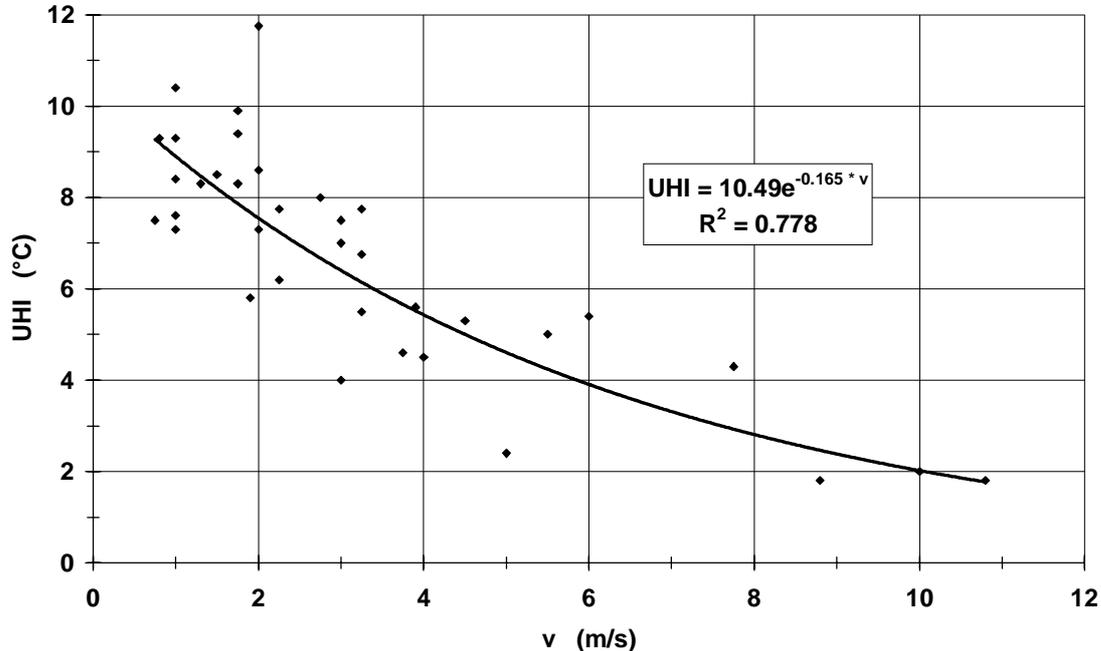


Abb. III.5: Abhängigkeit der Wärmeinselintensität UHI in Vancouver von der regionalen Windgeschwindigkeit v im Zeitraum von ein bis drei Stunden nach Sonnenuntergang während wolkenloser Nächte; R^2 : Bestimmtheitsmaß (nach OKE, 1976)

Die Ergebnisse der Untersuchung von OKE (1976) sind in der Abb. III.5 dargestellt. Die einzelnen Meßpunkte wurden durch eine exponentielle Beziehung angenähert, die ein deutlich höheres Bestimmtheitsmaß als die Beziehung III.14 von OKE beinhaltet.

OKE (1976) diskutierte auch, ob es möglich ist, eine kritische Windgeschwindigkeit v_{krit} festzulegen, ab der die urbane Wärmeinsel nicht mehr existent ist. Für Vancouver ergab sich aus theoretischen Überlegungen $v_{krit} = 9$ m/s, doch dieser Wert stellt nach den Ergebnissen der experimentellen Untersuchungen eine deutliche Unterschätzung dar. Eine Schwierigkeit in der Bestimmung von v_{krit} liegt darin, daß dafür oft nur Windmessungen von amtlichen Klimastationen zur Verfügung stehen, die für diesen Zweck eigentlich ungeeignet sind.

Um einen Eindruck über die Rolle von Stadtbevölkerung P und regionaler Windgeschwindigkeit v bei der Ausbildung der urbanen Wärmeinsel zu erhalten, ist in der Abb. III.6 die Beziehung III.10 für $UHI = 0.0$ °C graphisch dargestellt.

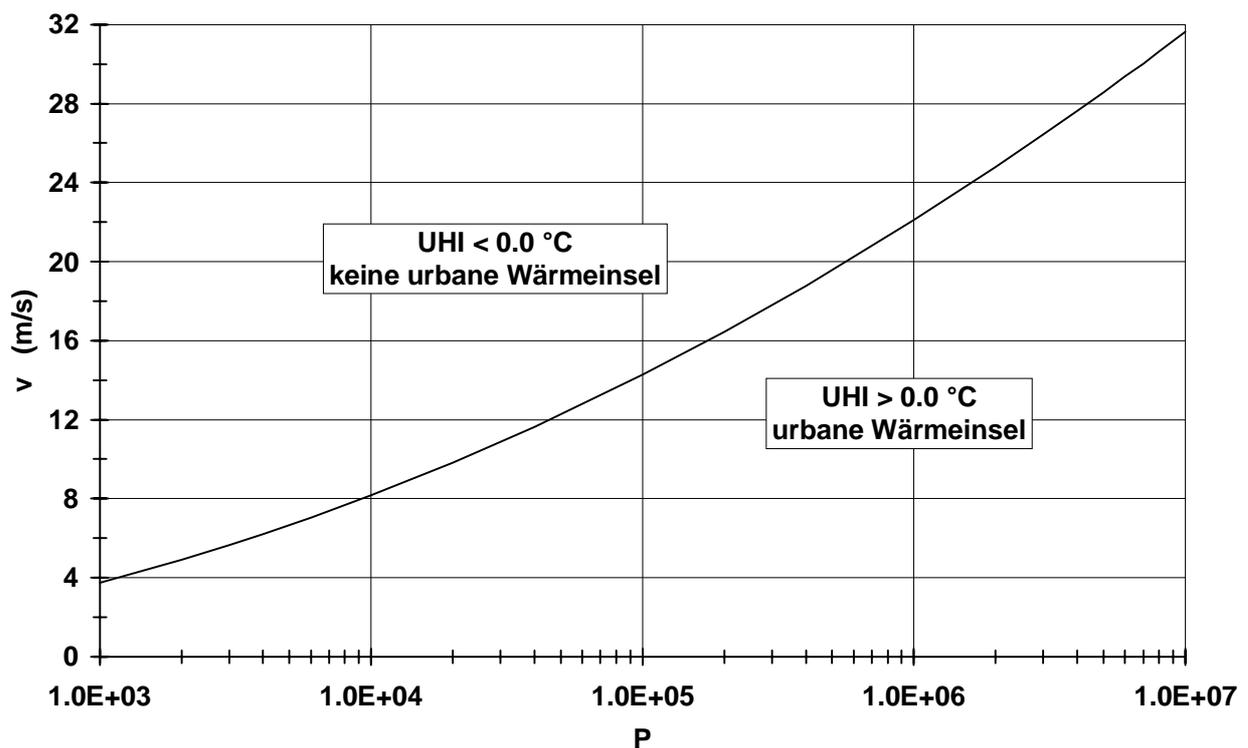


Abb. III.6: Zusammenhang zwischen regionaler Windgeschwindigkeit v und Stadtbevölkerung P bei $UHI = 0.0$ °C und Strahlungswetter; Grundlage: Beziehung III.12 von OKE (1973) für zehn Städte in der kanadischen Provinz Québec

Obwohl die Beziehung III.12 auf experimentellen Untersuchungen im Osten von Kanada beruht und damit nicht ohne weiteres auf andere Klimaregionen übertragen werden kann, folgt aus der Abb. III.6 unter Berücksichtigung der logarithmischen Einteilung der Abszisse, daß die regionale Windgeschwindigkeit, ab der sich die urbane Wärmeinsel ausbildet, mit zunehmender Stadtbevölkerung - zunächst rasch und dann immer geringer - ansteigt. Die lokal entscheidende Windgeschwindigkeit ist jedoch meistens deutlich kleiner. In der Abb. III.6 wurde die Ordinate, allerdings ohne Berücksichtigung des Geltungsbereiches für die Beziehung III.12, so erweitert, daß noch eine Aussage für Städte mit einer Bevölkerungsanzahl unter 10 Millionen möglich ist. Da bei Strahlungswetter, der Voraussetzung für die Beziehung III.12, kaum höhere Windgeschwindigkeiten auftreten, folgt letztlich aus der Abb. III.6, daß bei solchen Wetterbedingungen in Städten mit mehr als 1000 Einwohnern immer mit der Ausbildung der urbanen Wärmeinsel zu rechnen ist.

OKE (1976) zitiert eine Modellvorstellung von SUMMERS (1964) zur Intensität der urbanen Wärmeinsel UHI (in °C bzw. K), die den Einfluß der Advektion berücksichtigt:

$$UHI = \sqrt{\frac{2 * x * Q * \alpha}{\rho * c_p * v}} \quad (III.15)$$

mit x : luvseitige Distanz zwischen der Stadtgrenze und dem Stadtzentrum in m,

Q : Wärmeemission der urbanen Flächen in W/m^2 ,

α : Differenz zwischen den Vertikalgradienten der potentiellen Temperatur Θ im Umland und in der Stadt (häufig wird angenommen, daß die bodennahe Atmosphäre in der Stadt in der Zeit der Ausbildung der urbanen Wärmeinsel adiabatisch geschichtet ist, d.h. $\partial\Theta/\partial z = 0.0 \text{ K} / 100 \text{ m}$)

ρ : Luftdichte in kg/m^3 ,

c_p : spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck in J/kgK ,

v : regionale Windgeschwindigkeit in m/s .

Exakt gilt der Ansatz III.15 nur, wenn die Wärmeemission der luvseitigen urbanen Flächen räumlich gleichmäßig erfolgt und keine Windscherung vorhanden ist. Aus III.15 läßt sich ableiten, daß die Intensität der urbanen Wärmeinsel nachhaltig von der Windgeschwindigkeit und dem bodennahen Vertikalgradienten der potentiellen Temperatur im luvseitigen Umland be-

stimmt wird, wobei letzterer eine ausgeprägte Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad des Himmels aufweist.

Ein vergleichbarer Ansatz für UHI wurde von HANNA (1969) entwickelt (siehe MUNN, 1973):

$$UHI = \sqrt{\frac{d * Q_a * \left(\frac{\partial \Theta}{\partial z}\right)_r}{\rho * c_p * v}} \quad (\text{III.16})$$

mit: d: charakteristischer Durchmesser der Stadt in m,

Q_a : Freisetzung von anthropogener Wärme in der Stadt in W/m^2 ,

$\left(\frac{\partial \Theta}{\partial z}\right)_r$: Vertikalgradient der potentiellen Temperatur Θ im ländlichen Umland.

Der in den Ansätzen III.15 und III.16 enthaltene Einfluß des Vertikalgradienten der potentiellen Temperatur im ländlichen Umland ist auch in der Beziehung von LUDWIG und KEALHOA (1968) für Städte mit mehr als 2 Millionen Einwohnern berücksichtigt:

$$UHI = 2.6 - 14.8 * \left(\frac{\Delta \Theta}{\Delta p}\right)_r \quad (\text{III.17})$$

mit $\left(\frac{\Delta \Theta}{\Delta p}\right)_r$: vertikale Änderung der potentiellen Temperatur Θ mit vertikaler Änderung des Luftdrucks p im ländlichen Umland

Der Ansatz III.17 wurde von LUDWIG (1970) durch die Einbeziehung der Stadtbevölkerungszahl P wie folgt modifiziert:

$$UHI = \sqrt[4]{P} * \left[0.633 - 0.298 * \left(\frac{\Delta \Theta}{\Delta p}\right)_r \right] \quad (\text{III.18})$$

Am Beispiel von Athen stellten KATSOULIS und THEOHARATOS (1985) Ergebnisse aus den Ansätzen III.17 und III.18 dem gemessenen Mittelwert der urbanen Wärmeinsel im Zeitraum 1961 bis 1982 gegenüber. Dabei zeigte sich, daß damit die Wärmeinsel um ca. 40 % unterschätzt wurde. Hierbei ist allerdings zu berücksichtigen, daß sich die Angaben zur Wärmeinsel von Athen auf mittlere Unterschiede der täglichen Lufttemperaturminima zwischen der Stadt und dem Umland und nicht, wie sonst meistens üblich, der Tagesmittelwerte der Lufttemperatur beziehen. Ein ähnliches Ergebnis erzielten COLACINO und LAVAGNINI (1982)

für Rom, ihre Basis waren ebenfalls mittlere tägliche Lufttemperaturminima im Zeitraum 1964 bis 1975.

NKEMDIRIM (1980) untersuchte experimentell in Calgary den Einfluß von Windgeschwindigkeit v (in m/s), Vertikalgradient der potentiellen Temperatur $\left(\frac{\partial\Theta}{\partial z}\right)_r$ (in °C/m) im ländlichen Umland nahe an der Stadtgrenze und $\left(\frac{\partial\Theta}{\partial z}\right)_r / v$ auf die Intensität der urbanen Wärmeinsel $\Delta T_a / \Delta x$. Dabei sind ΔT_a die Differenzen der Lufttemperatur und Δx die horizontale Distanz zwischen dem luvseitigen Stadtrand und dem Standzentrum. Die Ergebnisse lauten (r : Korrelationskoeffizient):

$$\frac{\Delta T_a}{\Delta x} = 4.12 * v^{-0.36} \quad r = -0.86 \quad (\text{III.19})$$

$$\frac{\Delta T_a}{\Delta x} = 68.84 * \left[\left(\frac{\partial\Theta}{\partial z} \right)_r \right]^{0.909} \quad r = 0.92 \quad (\text{III.20})$$

$$\frac{\Delta T_a}{\Delta x} = 0.327 * \left[\frac{\left(\frac{\partial\Theta}{\partial z} \right)_r}{v} \right]^{0.597} \quad r = 0.88 \quad (\text{III.21})$$

Daraus folgte NKEMDIRIM (1980), daß die Intensität der urbanen Wärmeinsel am besten über den Vertikalgradienten der potentiellen Temperatur im ländlichen Umland nahe an der Stadtgrenze geschätzt werden kann. Dieser weist eine Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad des Himmels auf. Die enge Beziehung zwischen diesen beiden Größen legt die Vermutung nahe, daß ein „Ursache-Wirkungs-Modell“ für die urbane Wärmeinsel auf dem verbesserten Verständnis der Unterschiede gründet, die in der Struktur der turbulenten Diffusion von Wärme zwischen der Stadt und der ländlichen Umgebung bei geeignetem „Wärmeinsel-Wetter“ bestehen.

Auf der Grundlage von experimentellen Untersuchungen in Barcelona erzielte MORENO-GARCIA (1994) folgenden Zusammenhang zwischen der urbanen Wärmeinselintensität UHI (in °C), dem Bedeckungsgrad des Himmels N (in Achtel) und der Windgeschwindigkeit v (in km/h):

$$UHI = -0.583 * N - 0.077 * v + 6.443 \quad (r = 0.97) \quad (\text{III.22})$$

sowie zwischen UHI (in °C), N (in Achtel) und dem Luftdruck p (in hPa):

$$UHI = -0.612 * N + 0.044 * p - 39.772 \quad (r = 0.95) \quad (\text{III.23})$$

Dabei ist r jeweils der multiple Korrelationskoeffizient. Mit UHI ist hier die Lufttemperaturdifferenz zwischen dem Zentrum von Barcelona und einem ländlichen Standort ca. 18 km südwestlich der Stadt. Die Angaben für N und p stammten von der Meteorologischen Station am Flughafen Barcelona (ca. 9 km südwestlich vom Stadtzentrum).

Zusammen mit den vorangehenden Beziehungen wird deutlich, daß die einzelnen Ansätze über die Einflüsse von meteorologischen Faktoren auf die Intensität der urbanen Wärmeinsel nur schwer vergleichbar sind, weil kaum identische Rahmenbedingungen vorliegen.

OKE und EAST (1971) ermittelten aufgrund von experimentellen Untersuchungen in Montreal und modellmäßigen Analysen der Ergebnisse folgenden Zusammenhang zwischen der Intensität der urbanen Wärmeinsel UHI (in °C) in der *UCL* und der Mischungsschichthöhe h (in m) über der Stadt:

$$UHI = \left(\frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_r * h \quad (\text{III.24})$$

In dieser Beziehung ist $\left(\frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)_r$ der Vertikalgradient der potentiellen Temperatur über dem ländlichen Umland. Damit deutet sich bereits an, daß sich die urbane Wärmeinsel nicht nur auf die zweidimensionale Ebene bezieht, sondern auch vertikale Abhängigkeiten aufweist.

III.2.6 Integrale Abschätzung der stündlichen urbanen Wärmeinselintensität

OKE (1998) hat ein Verfahren zur integralen Abschätzung der urbanen Wärmeinselintensität UHI in der *UCL* auf Stundenbasis entwickelt, das für alle Städte zu jeder Zeit und bei allen Wetterbedingungen gültig sein soll. Ausgangspunkte sind Beobachtungen von standardmäßigen Wetterstationen und einfache Beschreibungen der Oberflächenstrukturen. Der Ansatz von OKE (1998) ist rein empirisch, beruht aber auf physikalischen Überlegungen.

Prinzipiell läßt sich UHI über unterschiedliche Regressionsansätze aus Stadtkenngrößen und/oder meteorologischen Parametern abschätzen, was in vorangehenden Abschnitten exemplarisch dokumentiert wurde. Eine andere Möglichkeit zur Bestimmung von UHI liegt in der Anwendung von numerischen Grenzschichtmodellen. Beide Methoden weisen Probleme auf.

Regressionsansätzen fehlt die physikalische Basis; außerdem sind die darüber erzielten Ergebnisse eigentlich nur für die Städte gültig, deren Daten verwendet wurden. Grenzschichtmodelle, die meistens sehr komplex sind, erfordern häufig Angaben über vergleichsweise viele Eingangsgrößen. Ihre Resultate beziehen sich nicht immer auf die Verhältnisse in der UCL.

Nach OKE (1998) stellt sein Verfahren einen Mittelweg dar, der an der Verfügbarkeit von geeigneten Daten orientiert ist und stadtklimatische Erfahrungen des Anwenders voraussetzt. Ausgangspunkt der Methodik ist die maximale Wärmeinselintensität UHI_{\max} in der UCL, zu der es, wie auch diese Arbeit zeigt, zahlreiche Untersuchungen gibt. Kennzeichen des Verfahrens sind:

- Bewölkung und Windverhältnisse stellen bedeutende Randbedingungen dar. UHI_{\max} tritt in wolkenlosen Nächten bei nahezu Windstille auf.
- Die bei der Ausbildung von UHI wirkenden physikalischen Prozesse werden stark vereinfacht. Es wird nur der langwellige Strahlungsaustausch berücksichtigt; turbulenter und/oder advektiver Transport werden vernachlässigt.
- UHI_{\max} ist, wie in dieser Arbeit bereits erläutert, eng mit der Stadtbevölkerungszahl und dem *sky view factor* bzw. dem H/W-Verhältnis von Straßenschluchten im Stadtzentrum korreliert.

Die stündliche Intensität der urbanen Wärmeinsel UHI hängt nach OKE (1998) wie folgt von UHI_{\max} ab:

$$UHI = UHI_{\max} * (\Phi_m * \Phi_w * \Phi_t) \quad (\text{III.25})$$

Darin wird mit Φ_m der kombinierte Einfluß von Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität des Bodens - von OKE (1987) als *thermal admittance* bezeichnet - im ländlichen Umland ausgedrückt. Φ_w kennzeichnet den Einfluß der aktuellen Wetterbedingungen und Φ_t spiegelt die zeitliche Abhängigkeit von UHI wider. Die drei Funktionen Φ_m , Φ_w und Φ_t , deren Werte dimensionslos sind, haben somit den Charakter von „Abschwächungsfunktionen“.

Nach BARTON und OKE (2000) ist es zweckmäßig, zur Ermittlung von UHI_{\max} den Ansatz (III.9) zu verwenden. Untersuchungen von OKE (1998) zeigten, daß die *thermal admittance* μ_r (in $J/(m^2s^{1/2}K)$) des Bodens im ländlichen Umland einen steuernden Einfluß auf UHI hat. BARTON und OKE (2000) verwenden für Φ_m folgenden Ansatz:

$$\Phi_m = 2 * e^{(-0.0009 * \mu_r)} \quad (\text{III.26})$$

Bei den aktuellen Wetterbedingungen reicht es nach OKE (1998), in erster Linie die Wirkung der Windgeschwindigkeit und in zweiter Linie die Wirkung der Himmelsbewölkung (Beeinflussung der langwelligen Strahlungsbilanz) auf UHI zu berücksichtigen. Dafür schlägt er einen Ansatz vor, der in der Form der Beziehung von SUNDBORG (1950) (siehe Gleichung III.11) ähnlich ist:

$$\Phi_w = (1 - b * N^2) / v^{0.5} \quad (\text{III.27})$$

Darin bedeuten N der Bedeckungsgrad des Himmels (in Achtel), v die Windgeschwindigkeit (in m/s) und b ist ein charakteristischer Faktor für den Wolkentyp. Werte für b sind in tabellarischer Form bei OKE (1987) enthalten.

Die tageszeitliche Abhängigkeit von UHI beschreiben BARTON und OKE (2000) über die empirisch gewonnenen Beziehungen:

$$\Phi_t = 0.004 / (0.004 + 0.06^{(4.064 * R)}), \quad R < 1 \quad (\text{III.28})$$

$$\Phi_t = 0.011 / (0.011 + 14.442^{(-4.195 * (2 - R))}), \quad R \geq 1 \quad (\text{III.29})$$

Dabei ist R die normierte Tageszeit mit

- R = 1.5 bei Sonnenaufgang,
- R = 2.0 beim wahren Mittag,
- R = 0.5 bei Sonnenuntergang,
- R = 1.0 bei der wahren Mitternacht.

Mit den Modellansätzen (III.25) bis (III.29) testeten BARTON und OKE (2000) das von OKE (1998) vorgeschlagene Verfahren zur Abschätzung der stündlichen urbanen Wärmeinselintensität in der UCL, indem sie UHI-Ergebnisse ihrer Simulationsberechnungen Meßwerten für UHI aus zwei Untersuchungskampagnen in Uppsala gegenüberstellten. Dabei erzielten sie eine gute Übereinstimmung für Werte um UHI_{\max} , während sie für geringe UHI-Werte nur zufriedenstellend ausfiel. Die dafür maßgeblichen Faktoren werden von BARTON und OKE (2000) diskutiert.

III.2.7 Vertikale Erstreckung der urbanen Wärmeinsel

Als obere Begrenzung der urbanen Wärmeinsel wird das Niveau angesehen, ab dem nachts die Luft über der Stadt kühler als in vergleichbarer Höhe über dem Umland ist (u.a. DUCKWORTH und SANDBERG, 1954; SHITARA, 1959; BORNSTEIN, 1968; LANDSBERG, 1981; HELBIG et al., 1999). Aus einer Zusammenfassung von entsprechenden Untersuchungen bei GARSTANG et al. (1975) folgt, daß dieser Effekt (*Cross-over effect*) jedoch nicht immer bei jeder Stadt deutlich ausgeprägt ist, da seine Ausbildung u.a. stark von der klimatischen Lage der Stadt, den Wetterbedingungen und damit der energetischen Situation abhängt (u.a. HILDEBRAND und ACKERMAN, 1984). Nach BORNSTEIN (1968) ist der *Cross-over effect* an horizontale Windgeschwindigkeit unter 3.0 m/s gekoppelt. Als Gründe für den *Cross-over effect* werden angegeben (u.a. LANDSBERG, 1981; KRAUS, 1979; ZIMMERMANN, 1995; HELBIG et al., 1999):

- Einfluß des urbanen Aerosols auf die Energiebilanz (strahlungsbedingte Abkühlung) in dieser Schicht,
- adiabatische Temperaturänderungen infolge lokaler Zirkulationssysteme.

Über die vertikale Erstreckung der urbanen Wärmeinsel existieren in der Literatur unterschiedliche Angaben. So ist die urbane Wärmeinsel nach BÖHM und GABL (1978) auf eine wenig mächtige Schicht beschränkt, die nicht sehr hoch über das Dachniveau reicht. Aus Vergleichsmessungen an zwei Meßtürmen im Winter wurde eine vertikale Mächtigkeit von ca. 40 m abgeleitet. Aus Vertikalsondierungen in Biel ermittelte WANNER (1991) hingegen eine Obergrenze der nächtlichen urbanen Wärmeinsel von ca. 100 m über Grund. Aufgrund des Vergleichs von Ergebnissen aus Modellrechnungen zur urbanen Wärmeinsel kam KRAUS (1979) zum Resultat, daß die Obergrenze der nächtlichen urbanen Wärmeinsel in einigen Dekametern (50 bis 100 m) liegt. Nachts ist die Schicht der urbanen Wärmeinsel, von KRAUS (1979) als städtische interne Grenzschicht bezeichnet, gut durchmischt, was eine nahezu höhenkonstante potentielle Temperatur zur Folge hat, während über dem ländlichen Umland eine Bodeninversion liegt, die eine stärkere Zunahme der potentiellen Temperatur mit der Höhe als innerhalb der urbanen Wärmeinsel aufweist.

Aus experimentellen Untersuchungen, die NKEMDIRIM (1980) mit einem Hubschrauber in Calgary durchführte, ließ sich die Abnahme der Intensität der urbanen Wärmeinsel mit ansteigender Höhe ableiten. So betrug $\Delta T_a/\Delta x$ in 10 m Höhe über Grund 0.57 °C/km und in 300 m

über Grund $0.04 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$; dabei sind ΔT_a die Lufttemperaturdifferenz und Δx die horizontale Differenz zwischen dem Stadtrand und dem Stadtzentrum.

Nach OKE (1982) liegt nachts der Kreuzungspunkt der Vertikalprofile der potentiellen Temperatur über der Stadt und dem Umland in Höhen zwischen 100 m und 300 m über Grund, während sich tagsüber die urbane Mischungsschicht in Abhängigkeit

- vom turbulenten Strom fühlbarer Wärme an der Stadtoberfläche,
- von der thermischen Schichtung der Luftmassen

bis in Höhen zwischen 500 m und 1500 m über Grund erstreckt.

Mit Daten aus zeitgleichen Vertikalsondierungen im Stadtzentrum von München und im nordöstlichen Umland der Stadt, die im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN (BRÜNDL et al., 1987) zur Untersuchung der vertikalen Ausbildung der Wärme- und Strömungsfelder über der Stadt München durchgeführt wurden, soll die Dynamik in der Vertikalstruktur der urbanen Wärmeinsel exemplarisch näher analysiert werden. Die horizontale Differenz zwischen der Meßstelle im Stadtzentrum (größere Freifläche, Oberfläche: Mischung aus Grasland und Sandflächen) und im Umland (Oberfläche: landwirtschaftlich genutzte Flächen) beträgt 15.0 km. Die Vertikalsondierungen wurden mit freifliegenden Ballonen durchgeführt, an denen eine Lufttemperatur-/Luftfeuchtigkeitssonde befestigt war. Die Ballone wurden über zwei Theodolite verfolgt, so daß sich die Vertikalprofile von Windgeschwindigkeit und Windrichtung über die Methodik des Doppelanschnitts berechnen ließen. Als exemplarische Resultate werden nachfolgend die Vertikalprofile von potentieller Temperatur Θ sowie ergänzend von horizontaler Windgeschwindigkeit v und Windrichtung dd vom 30. Mai 1983, Aufstiegsbeginn: 15, 19 und 23 Uhr MEZ (Abb. III.7 bis III.9), und vom 31. Mai 1983, Aufstiegsbeginn: 5 Uhr MEZ (Abb. III.10), diskutiert. In diesem Zeitraum lag eine Hochdruckzone über Mitteleuropa, so daß gute Voraussetzungen zur Ausbildung einer deutlichen urbanen Wärmeinsel gegeben waren.

Bei den Vertikalaufstiegen am 20. Mai 1983 um 15 Uhr MEZ (Abb. III.7) unterschieden sich die Profile von Θ im Stadtzentrum und im Umland kaum. Lediglich zwischen 300 und 440 m über Grund war Θ über dem Stadtzentrum etwas höher. Auch die Vertikalprofile von v zeigten einen ähnlichen Verlauf. Die Beträge von v waren verhältnismäßig gering. Zwischen 100 und 200 m über Grund wies v im Umland ein Maximum auf, das im Stadtzentrum einige Dekameter höher lag. Ab ca. 500 m Höhe über Grund war v über dem Umland um etwa 1 m/s kleiner

als über dem Stadtzentrum. Die Windrichtung dd drehte mit zunehmender Höhe nach rechts. Sie lag im bodennahen Bereich im Stadtzentrum bei SW und im Umland bei NW. In höheren Bereichen der atmosphärischen Grenzschicht streute sie zwischen W und N. Das im Stadtzentrum in ca. 400 m über Grund vorhandene Minimum von dd war an ein Minimum von v gekoppelt und lag knapp oberhalb einer Höheninversion über dem Stadtzentrum.

Die Profile von Θ zeigten bei den Vertikalaufstiegen am 30. Mai 1983 um 19 Uhr MEZ (Abb. III.8), die ca. eine Stunde vor Sonnenuntergang (Sonnenuntergang: 19 Uhr 57 Min.) begannen, im Umland

- im Mittel eine neutrale Schichtung bis ca. 400 m Höhe über Grund, die von kleineren Schichtungsschwankungen unterbrochen wurde,
- daran anschließend eine labile Schichtung bis ca. 600 m über Grund,
- die von einer Höheninversion mit einer vertikalen Mächtigkeit von ca. 200 m abgelöst wurde.

Im Stadtzentrum wies der Vertikalverlauf von Θ auf eine neutrale Schichtung in den untersten 200 m der atmosphärischen Grenzschicht auf, wobei die Beträge von Θ geringfügig kleiner als im Umland waren. Daran anschließend zeigte das Vertikalprofil von Θ eine stabile Schichtung an. Ab ca. 400 m Höhe über Grund war Θ im Umland um bis zu 2.5 K kleiner als im Stadtzentrum. Ab dieser Höhe war v über dem Umland um ca. 1 m/s kleiner als über dem Stadtzentrum. Die Windrichtung dd lag an beiden Stationen im bodennahen Bereich um ENE; mit zunehmender Höhe änderte sie sich von E über SE nach S, wobei ab ca. 500 m über Grund dd über dem Umland größer als über dem Stadtzentrum war.

Aus den Vertikalaufstiegen am 30. Mai 1983 um 23 Uhr MEZ (Abb. III.9) ergaben sich sowohl für das Stadtzentrum als auch das Umland eine stark ausgeprägte Bodeninversion mit um ca. 4 K niedrigeren Werten von Θ im Umland. Die Intensität der dadurch dokumentierten urbanen Wärmeinsel nahm mit steigender Höhe ab; erst in ca. 550 m Höhe über Grund näherten sich die Vertikalprofile von Θ über dem Stadtzentrum und dem Umland erstmalig an. Die Vertikalprofile von v waren durch hohe Werte (bis zu 10 m/s) zwischen 200 und 400 m über Grund gekennzeichnet; sie erreichten im Umland um maximal 2 m/s höhere Beträge. Von ca. 50 m bis ca. 900 m über Grund war v über dem Umland immer größer als über dem Stadtzentrum. Die Vertikalprofile von dd zeigten im Vergleich zum 19 Uhr MEZ Termin eine

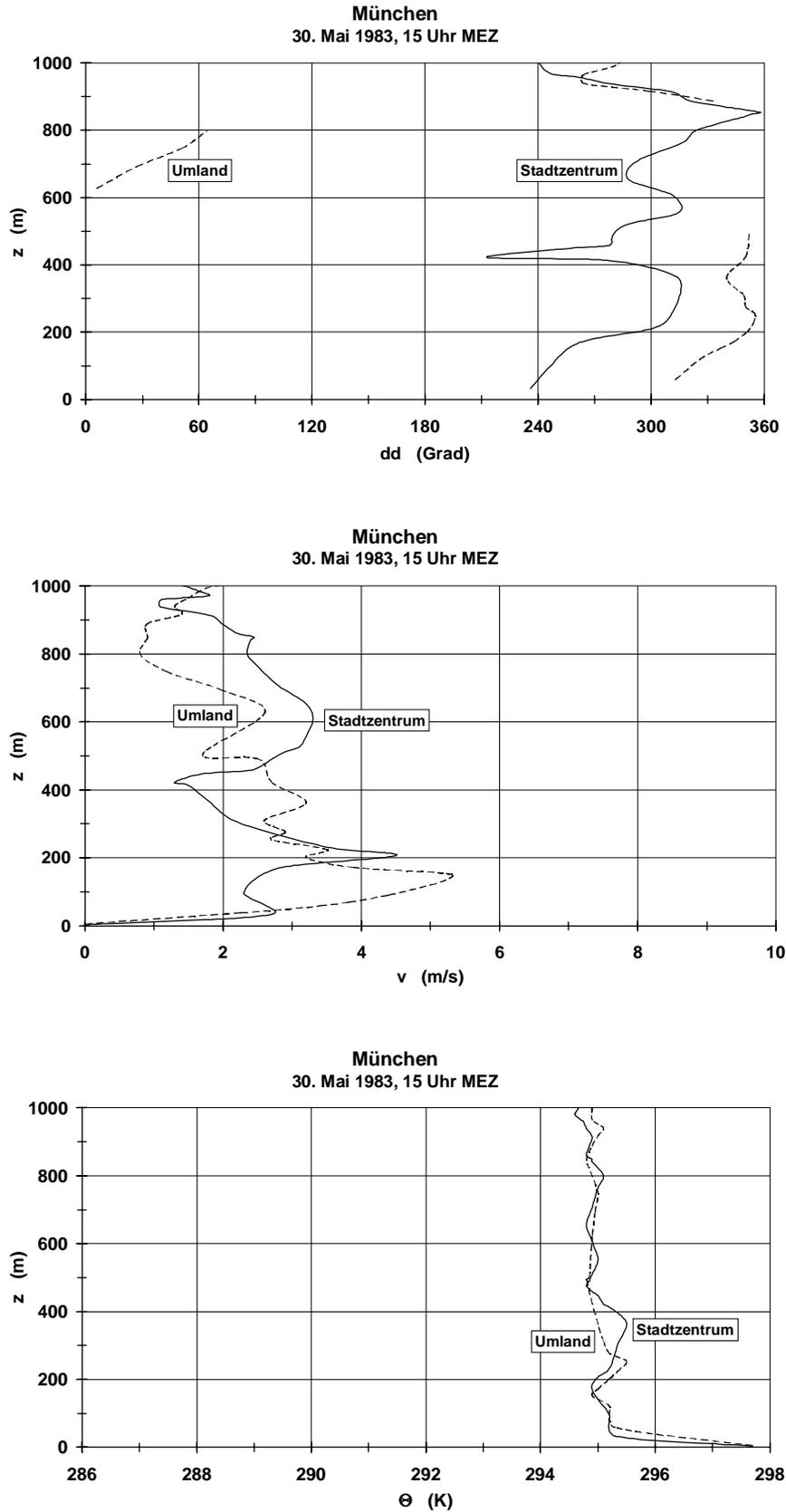


Abb. III.7: Vertikalprofile von potentieller Temperatur Θ (unten), horizontaler Windgeschwindigkeit v (Mitte) und Windrichtung dd (oben) am 30. Mai 1983, Startzeit 15 Uhr MEZ, im Stadtzentrum von München und im nordöstlichen Umland (z : Höhe über Grund)

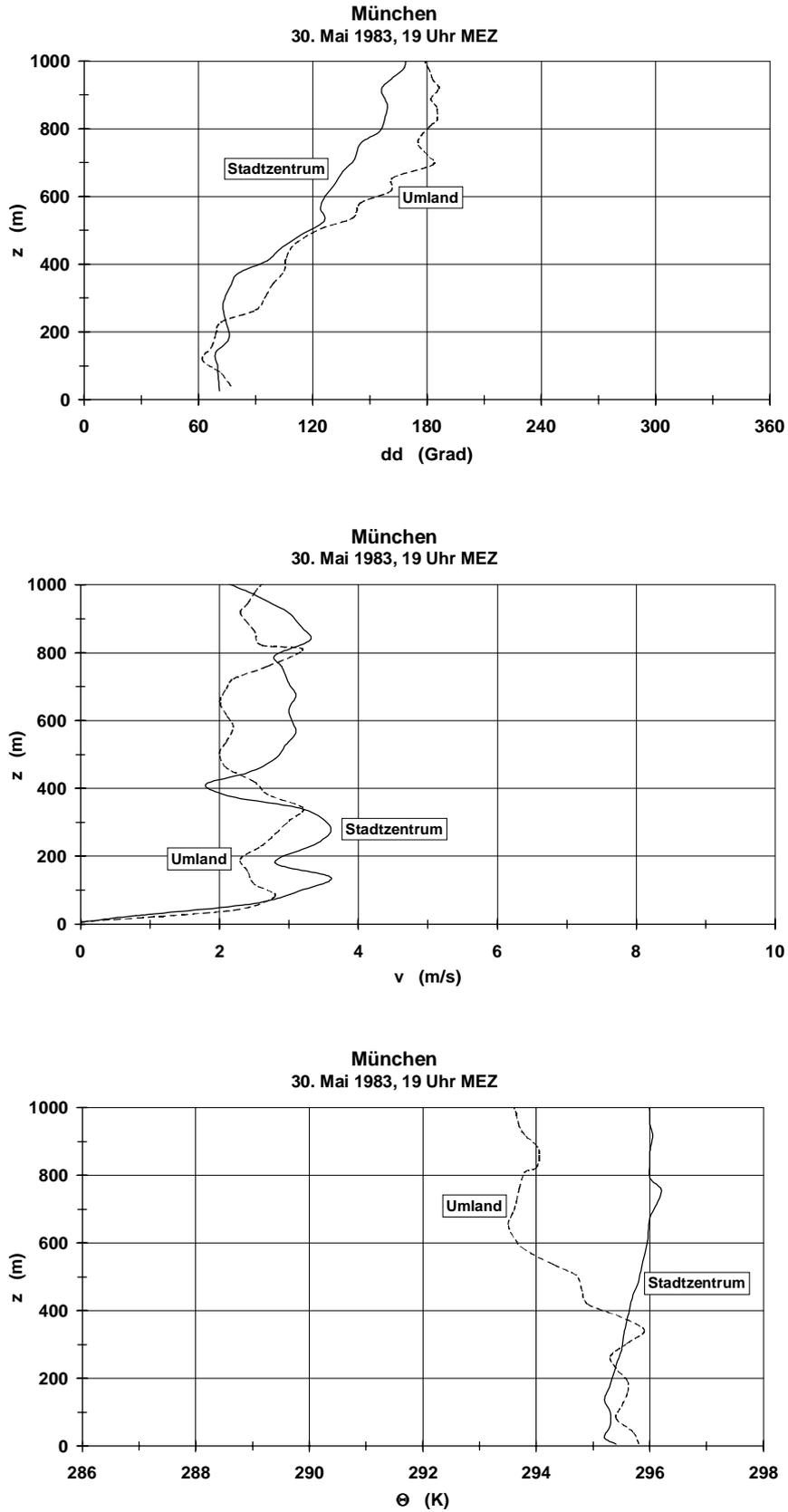


Abb. III.8: Vertikalprofile von potentieller Temperatur Θ (unten), horizontaler Windgeschwindigkeit v (Mitte) und Windrichtung dd (oben) am 30. Mai 1983, Startzeit 19 Uhr MEZ, im Stadtzentrum von München und im nordöstlichen Umland (z : Höhe über Grund)

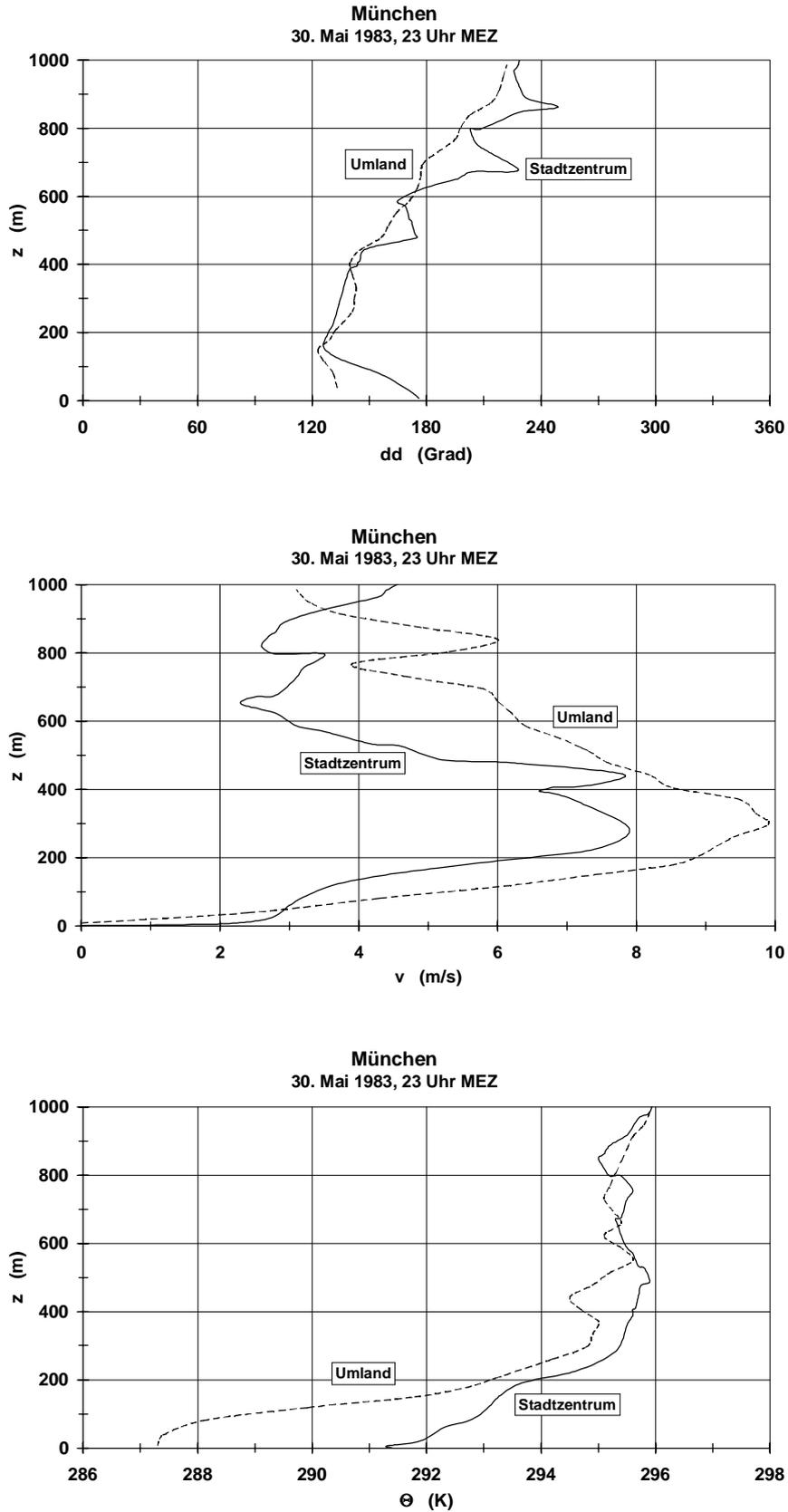


Abb. III.9: Vertikalprofile von potentieller Temperatur Θ (unten), horizontaler Windgeschwindigkeit v (Mitte) und Windrichtung dd (oben) am 30. Mai 1983, Startzeit 23 Uhr MEZ, im Stadtzentrum von München und im nordöstlichen Umland (z : Höhe über Grund)

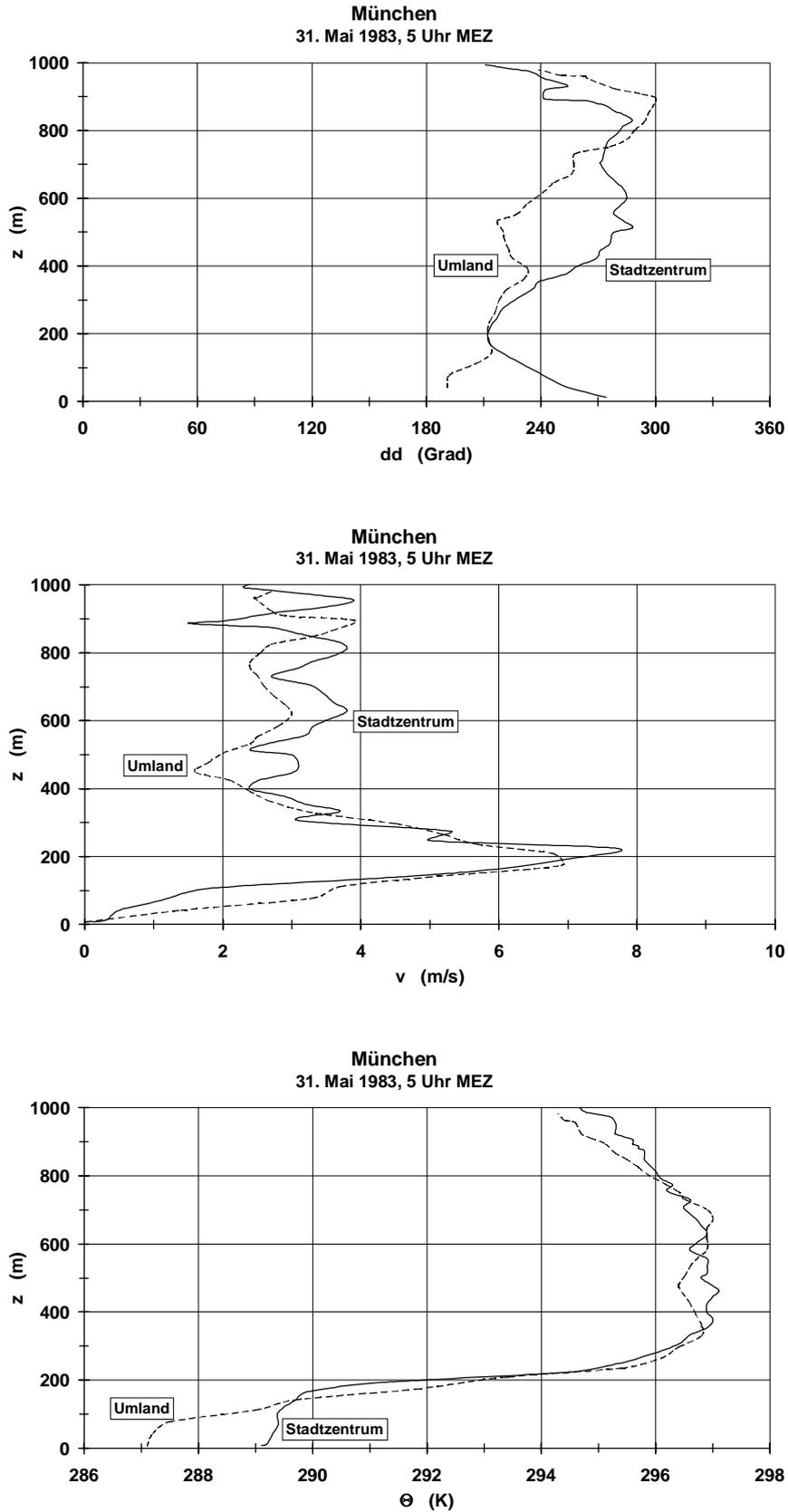


Abb. III.10: Vertikalprofile von potentieller Temperatur Θ (unten), horizontaler Windgeschwindigkeit v (Mitte) und Windrichtung dd (oben) am 31. Mai 1983, Startzeit 5 Uhr MEZ, im Stadtzentrum von München und im nordöstlichen Umland (z : Höhe über Grund)

weitere Rechtsdrehung, d.h. θ änderte sich mit zunehmender Höhe von SSE auf SW, wobei θ über dem Stadtzentrum immer etwas größer war.

Bei den Vertikalaufstiegen am 31. Mai 1983 um 5 Uhr MEZ (Abb. 10), d.h. kurz nach Sonnenaufgang um 4 Uhr 25 Min., war die bodennahe urbane Wärmeinsel zwar noch erhalten, aber ihre Intensität hatte abgenommen. Verglichen mit dem Aufstiegstermin am Vortag um 23 Uhr MEZ hatte sich θ zu diesem Zeitpunkt im Umland kaum verändert, im Stadtzentrum hingegen um ca. 2.3 K abgenommen. Wie schon beim Aufstieg um 23 Uhr MEZ nahm θ auch beim 5 Uhr MEZ Aufstieg im Stadtzentrum mit der Höhe zu und zeigte damit nicht den aus der Literatur (OKE, 1982; HELBIG et al., 1999) bekannten Vertikalverlauf einer Isothermie im bodennahen Bereich. Ausschlaggebend dafür dürfte die Art der Meßfläche für die Ballonaufstiege im Stadtzentrum sein, die sich nicht innerhalb von engen Stadtstrukturen, sondern auf einer vergleichsweise großen Fläche im westlichen Stadtzentrum befand. Der *Cross-over effect* trat bei den Aufstiegen um 5 Uhr MEZ in einer Höhe von ca. 150 m über Grund auf. In Höhen um 200 m über Grund, in denen die Vertikalprofile von θ über dem Stadtzentrum und dem Umland fast deckungsgleich verliefen, stimmten auch die Windrichtungen (ca. SSW) überein, während die Windgeschwindigkeiten ein ausgeprägtes Maximum mit Werten von 7.8 m/s über dem Stadtzentrum und 6.9 m/s über dem Umland aufwiesen.

Aus diesen Meßergebnissen deutet sich an, daß in den Sommermonaten unserer Klimaregion die maximale urbane Wärmeinselintensität in der ersten Nachthälfte auftritt. Der markanteste Unterschied in den Vertikalprofilen von θ ergab sich sowohl über dem Stadtzentrum als auch über dem Umland zwischen den Aufstiegen um 19 Uhr MEZ und um 23 Uhr MEZ. Verantwortlich dafür dürfte die unterschiedliche Abkühlung im unteren Bereich der atmosphärischen Grenzschicht über dem Stadtzentrum und dem Umland sein.

III.3 Urbanes Wärmearchipel in der UCL

III.3.1 Räumliche und zeitliche Variabilität

Zur Analyse von Dynamik und Ausprägung des urbanen Wärmearchipels in der *Urban Canopy Layer* werden Daten der Lufttemperatur T_a in 2 m Höhe über Grund herangezogen, die in München im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN in einem temporären Meßnetz im Bodenniveau (MAYER, 1986 b, 1987) erhoben wurden. Daraus werden T_a -

Daten von drei Meßstellen (Abb. III.11) eingehender untersucht, die sich wie folgt charakterisieren lassen (BRÜNDL et al., 1987):

- Meßstelle „Universität“: Innenhof im nördlichen Stadtzentrum; *sky view factor* (Anteil des freien Himmels am gesamten Halbraum über der Meßstelle): 0.25; Umgebung: Blockbebauung mit wenig wohnungsnahem Grün; Versiegelungsanteil in der Umgebung: 95 %;
- Meßstelle „Praterinsel“: Park im Stadtzentrum mit älteren Laubbäumen; *sky view factor*: 0.15; Umgebung: Blockbebauung und Grünflächen; Versiegelungsanteil in der Umgebung: 20 %;
- Meßstelle „Hinterbrühl“: Grünfläche (dominant: kurz geschnittener Rasen) am südlichen Stadtrand; Umgebung: Grünflächen (Wiesen mit Bäumen und Büschen) mit Einzel- und Reihenhausbauung; *sky view factor*: 0.44; Versiegelungsanteil in der Umgebung: 5 %;
- horizontale Entfernungen: „Universität“ - „Praterinsel“: ca. 2.5 km; „Universität“ - „Hinterbrühl“: ca. 9.6 km; „Praterinsel“ - „Hinterbrühl“: ca. 8.0 km.

Für einen Sommer- und Wintermonat sind in den Abb. III.12 und 13 die mittleren Tagesgänge von T_a an diesen drei unterschiedlichen Meßstellen dargestellt. Die Abb. III.14 und III.15 enthalten für diese beiden extremen Monate die T_a -Differenzen zwischen der Innenhof-Meßstelle im nördlichen Stadtzentrum und den beiden „Grünflächen-Meßstellen“.

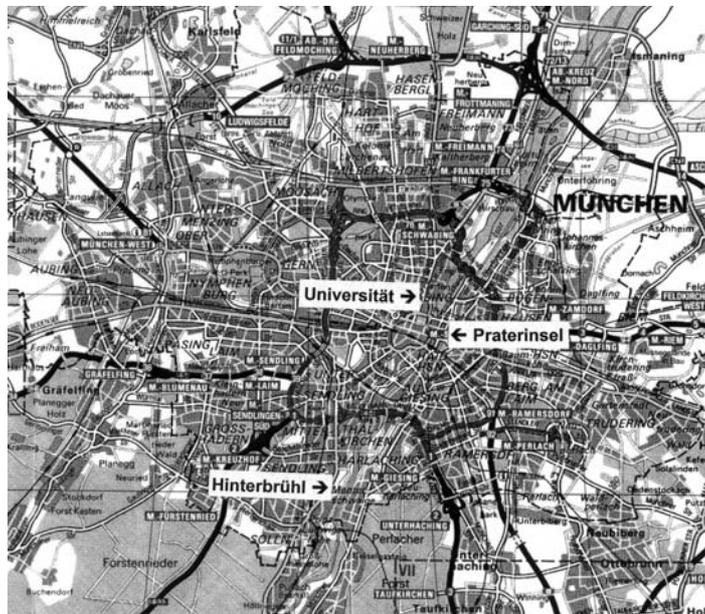


Abb. III.11: Lage der Meßstellen „Universität“, „Praterinsel“ und „Hinterbrühl“ des temporären Meßnetzes im Bodenniveau in München im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN

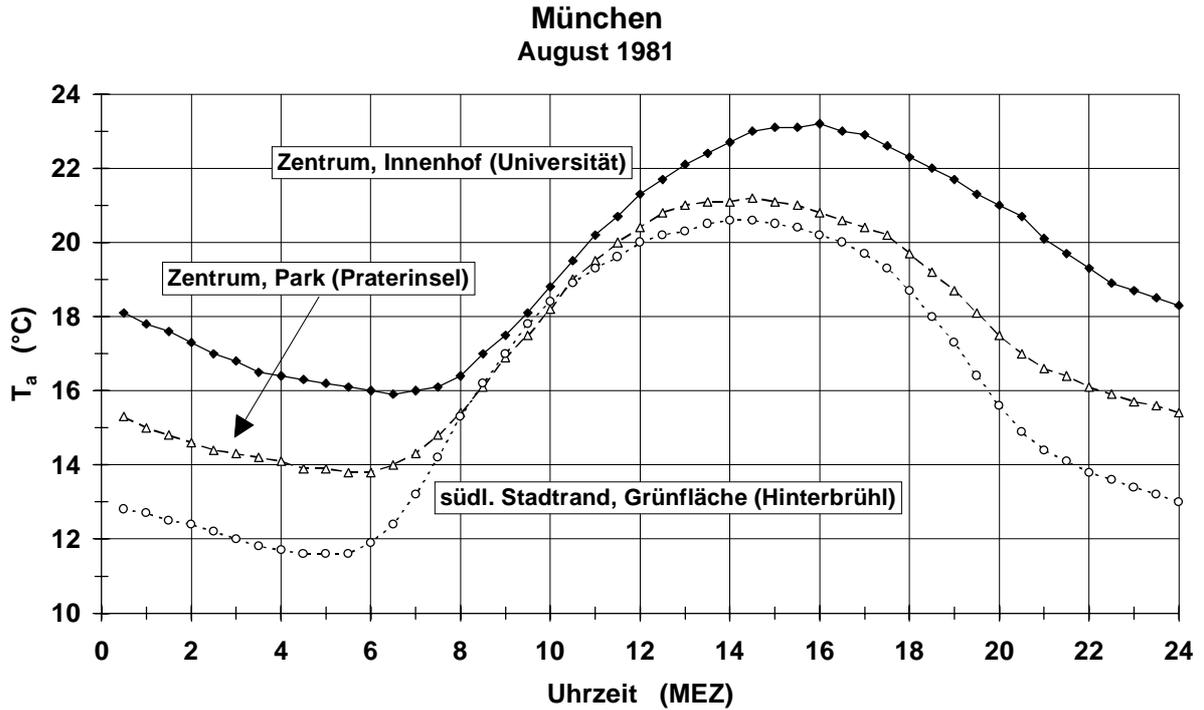


Abb. III.12: Mittlere Tagesgänge der Lufttemperatur T_a (in 2 m Höhe über Grund) an drei Meßstellen in München in einem Sommermonat

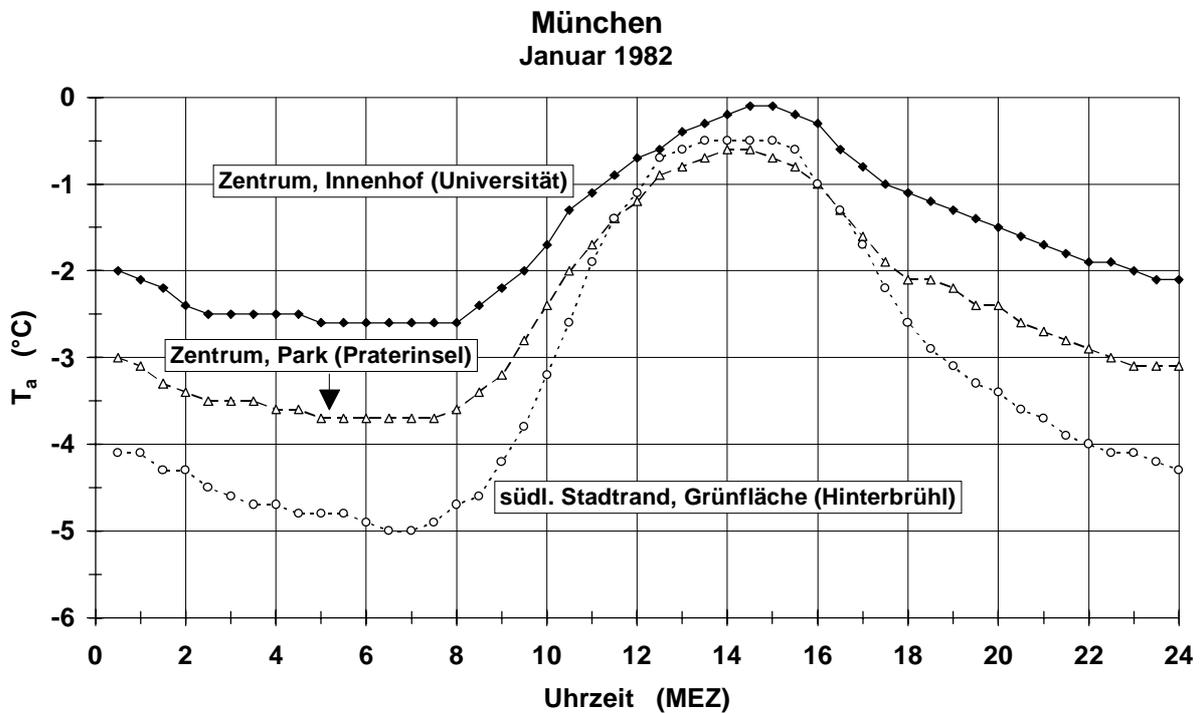


Abb. III.13: Mittlere Tagesgänge der Lufttemperatur T_a (in 2 m Höhe über Grund) an drei Meßstellen in München in einem Wintermonat

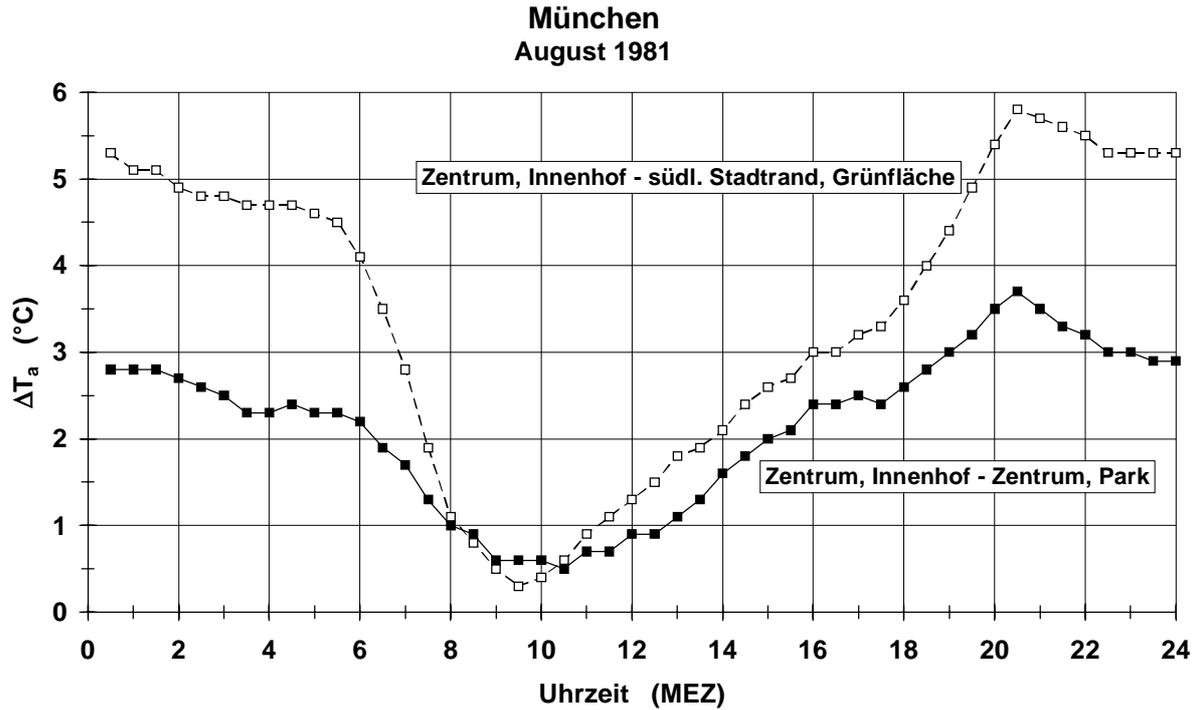


Abb. III.14: Tagesgänge von mittleren Differenzen der Lufttemperatur T_a (in 2 m Höhe über Grund) zwischen drei Meßstellen in München in einem Sommermonat

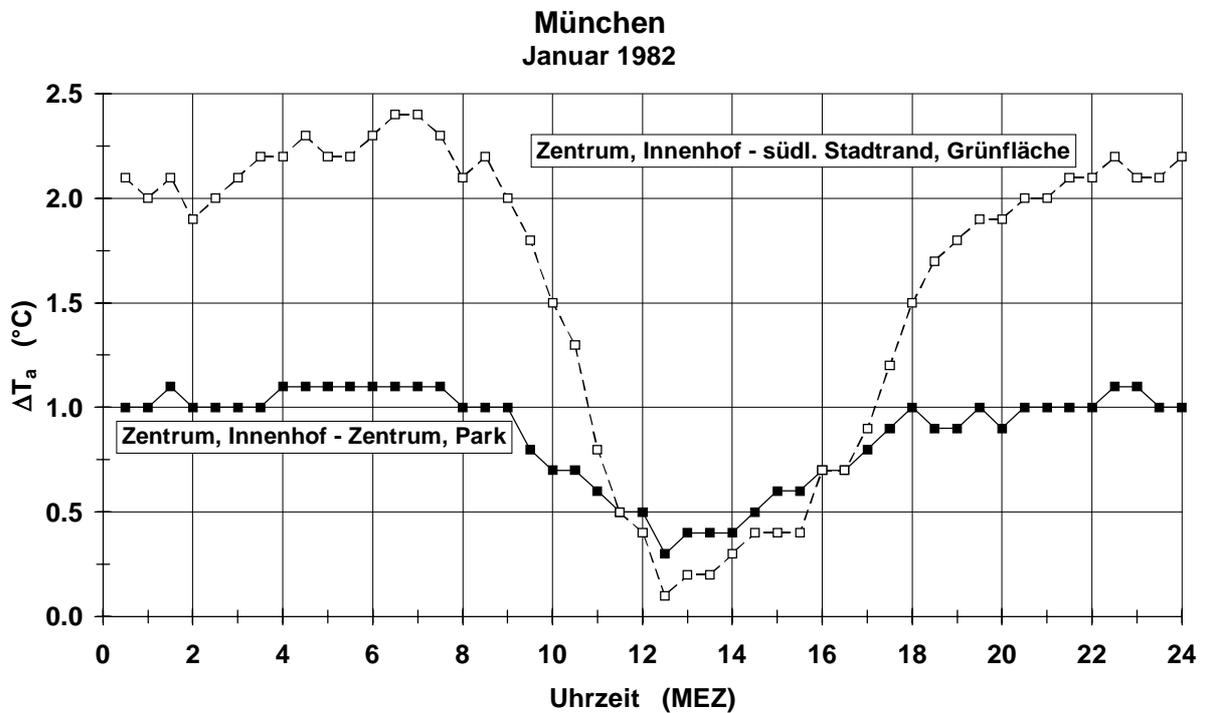


Abb. III.15: Tagesgänge von mittleren Differenzen der Lufttemperatur T_a (in 2 m Höhe über Grund) zwischen drei Meßstellen in München in einem Wintermonat

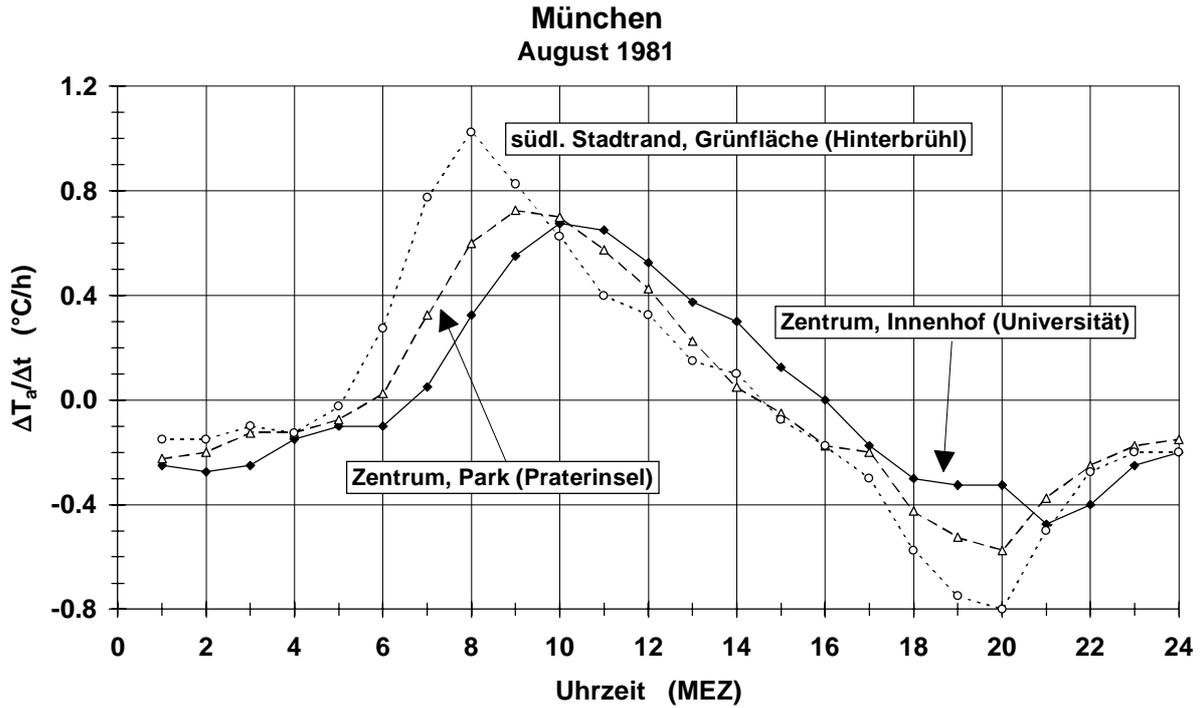


Abb. III.16: Mittlere stündliche Erwärmungs- und Abkühlungsraten ($\Delta T_a/\Delta t$) der Luft in 2 m Höhe über Grund an drei Meßstellen in München in einem Sommermonat

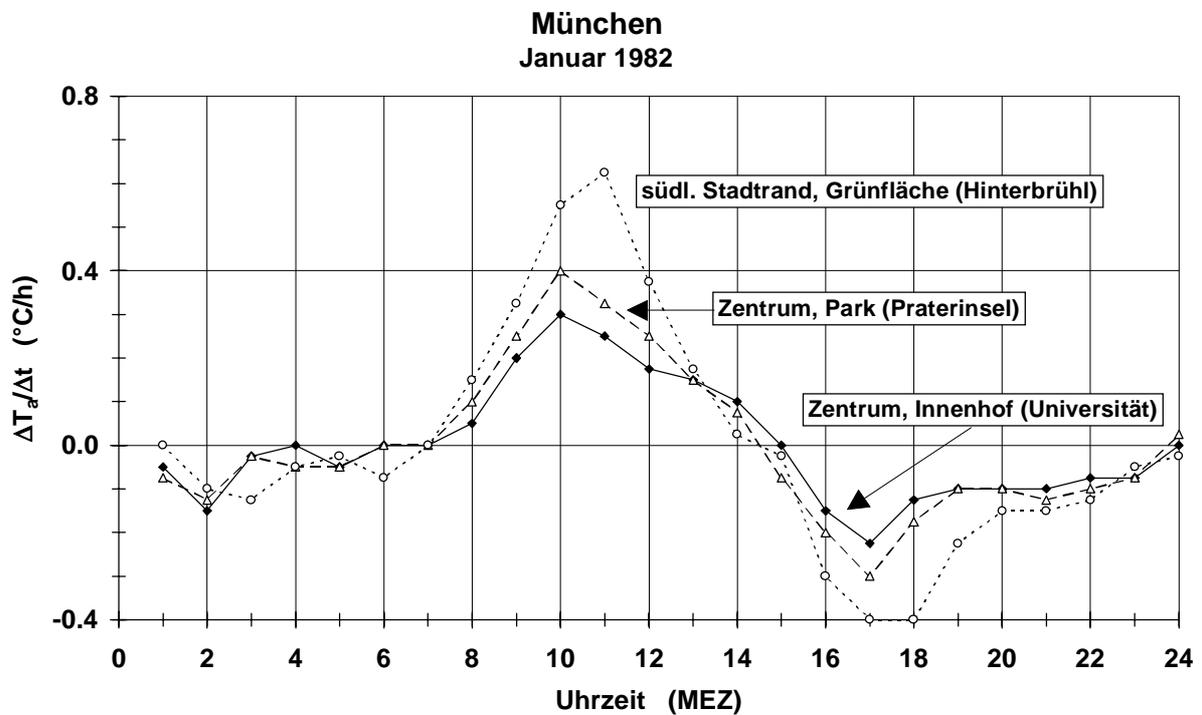


Abb. III.17: Mittlere stündliche Erwärmungs- und Abkühlungsraten ($\Delta T_a/\Delta t$) der Luft in 2 m Höhe über Grund an drei Meßstellen in München in einem Wintermonat

Zusätzlich sind in den Abb. III.16 und III.17 die Erwärmungs- bzw. Abkühlungsraten an den drei Meßstellen im Sommer- und Wintermonat angegeben. Aus den Abb. III.12 bis III.17 läßt sich unter Berücksichtigung von verschiedenen großen Horizonteinengungen (*sky view factors*) an den einzelnen Meßstellen, unterschiedlichen Anteilen von versiegelten und freien Flächen in den Umgebungen der Meßstellen sowie von der „thermischen Trägheit“ (KRAUS, 1979) der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum ableiten:

- In den typischen Monaten für Sommer und Winter war das thermische Niveau in der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum immer am größten und bei der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand meistens (bis auf eine kurze Vormittagszeit im Sommermonat und den frühen Nachmittag im Wintermonat) am niedrigsten (siehe auch OKE, 1982).
- Die Eintrittszeiten der mittleren täglichen Extremwerte waren bei der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum gegenüber der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand im Sommer um ca. zwei Stunden und im Winter um ca. eine Stunde nach hinten verschoben.
- Die mittleren maximalen T_a -Unterschiede zwischen der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum und der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand sowie zwischen der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum und der Park-Meßstelle im Stadtzentrum traten im Sommermonat August 1981 ca. eine Stunde nach Sonnenuntergang auf. Damit lagen sie etwas früher als bei anderen Untersuchungen, in denen die maximalen T_a -Unterschiede bzw. die maximale urbane Wärmeinsel infolge unterschiedlicher, energetisch bedingter Abkühlungsraten in der Stadt und im Umland erst ca. 3 bis 5 Stunden nach Sonnenuntergang zu beobachten waren (u.a. NUNEZ und OKE, 1976, 1977). Im Wintermonat Januar 1982 wurden sie ca. eine Stunde vor Sonnenaufgang beobachtet, wobei die auf die Meßstellen „Stadtzentrum, Innenhof“ und „Stadtzentrum, Park“ bezogene, mittlere maximale Intensität des urbanen Wärmearchipels keine so eindeutige zeitliche Zuordnung zeigte.
- Die mittlere maximale T_a -Differenz zwischen der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum und der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand betrug im Sommermonat 5.8 °C und im Wintermonat 2.4 °C; d.h. die auf diesen beiden Meßstellen beruhende Intensität des urbanen Wärmearchipels belief sich im August 1981 auf das 2.4-fache des Wertes im Januar 1982. Daraus ergibt sich ein horizontaler Lufttemperaturgradient $\Delta T_a/\Delta x = 0.604$ °C/km im August 1981 und $\Delta T_a/\Delta x = 0.250$ °C/km im Januar 1982. Die meisten Untersuchungen zur urbanen Wärmeinsel, die jedoch überwiegend in Städten in mittlerer geographischer Breite durchgeführt wurden, weisen - wie hier - auf höhere Wärmeinselintensitäten im

Sommer als im Winter hin (u.a. OKE, 1983; OKE, 1990). Es gibt jedoch auch Analysen für Städte in niedrigeren geographischen Breiten, aus denen eine höhere Intensität der urbanen Wärmeinsel im Winter folgt, wie z.B. in Granada (MONTÁVEZ et al., 2000).

- Die mittlere maximale T_a -Differenz zwischen der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum und der Park-Meßstelle im Stadtzentrum betrug im Sommermonat 3.7 °C ($\Delta T_a/\Delta x = 1.480\text{ °C/km}$) und im Wintermonat 1.1 °C ($\Delta T_a/\Delta x = 0.440\text{ °C/km}$). Sie belief sich somit im August 1981 auf das 3.4-fache des Wertes im Januar 1982. Die mittlere maximale T_a -Differenz zwischen diesen beiden Meßstellen im Sommermonat liegt in etwa in dem Bereich, den OKE (1989), ELIASSON (1996) und UPMANIS et al. (1998) angegeben haben. Nach SPRONKEN-SMITH und OKE (1998) kann der Lufttemperaturunterschied zwischen einem innerstädtischen Park und der bebauten Umgebung sogar bis zu 7 °C betragen. Aus Untersuchungen folgt (siehe Zusammenstellung bei UPMANIS et al., 1998), daß er im Mittel zwischen 1.5 und 4 °C variiert. Dieser Lufttemperaturunterschied ist die Ursache, daß sich in windstillen Strahlungs Nächten eine schwache lokale Windzirkulation zwischen innerstädtischem Park und bebauter Umgebung entwickeln kann (ELIASSON und UPMANIS, 2000; SPRONKEN-SMITH et al., 2000).
- Die mittleren maximalen horizontalen Lufttemperaturgradienten waren zwischen der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum und der Park-Meßstelle im Stadtzentrum in beiden extremen Monaten größer als zwischen der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum und der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand.
- Die mittlere maximale T_a -Differenz zwischen der Park-Meßstelle im Stadtzentrum und der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand trat im Sommermonat um Mitternacht (00:30 Uhr MEZ) auf und betrug 2.5 °C (d.h. $\Delta T_a/\Delta x = 0.313\text{ °C/km}$). Am Vormittag war die mittlere T_a -Differenz zwischen diesen beiden Meßstellen infolge der unterschiedlichen *sky view factors* kurzzeitig negativ (bis zu -0.3 °C ; d.h. $\Delta T_a/\Delta x = -0.038\text{ °C/km}$). Dieses zeitlich limitierte Phänomen eines *Kältearchipels* bzw. einer *urbanen Wärmesenke* ist auch in der Literatur dokumentiert (u.a. OKE, 1989; HAMADA und MIKAMI, 1994; ELIASSON, 1996; SCHERER et al., 1999a und b; SPRONKEN-SMITH und OKE, 1998, 1999; MONTÁVEZ et al., 2000).
- Im Wintermonat trat die mittlere maximale T_a -Differenz zwischen der Park-Meßstelle im Stadtzentrum und der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand mit 1.3 °C ($\Delta T_a/\Delta x = 0.163\text{ °C/km}$) am frühen Morgen zwischen 6:30 und 7:00 Uhr MEZ auf. Das mittlere

Kältearchipel mit $-0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($\Delta T_a/\Delta x = -0.025\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$) lag um die Mittagszeit zwischen 12:30 und 13:30 Uhr MEZ.

Tab. III.5: Betrag (in $^{\circ}\text{C}/\text{h}$) und Zeitpunkt (Uhrzeit in MEZ) der maximalen mittleren stündlichen Erwärmungs- und Abkühlungsraten $(\Delta T_a/\Delta t)_{\max}$ der Luft in 2 m Höhe über Grund an drei ausgewählten Meßstellen im Bodenniveau in München im August 1981 und Januar 1982

Meßstelle	August 1981				Januar 1982			
	$(\Delta T_a/\Delta t)_{\max}$				$(\Delta T_a/\Delta t)_{\max}$			
	Erwärmung		Abkühlung		Erwärmung		Abkühlung	
	Betrag	Zeit	Betrag	Zeit	Betrag	Zeit	Betrag	Zeit
Zentrum, Innenhof	0.68	10:00	0.48	21:00	0.30	10:00	0.23	17:00
Zentrum, Park	0.73	9:00	0.58	20:00	0.40	10:00	0.30	17:00
Grünfläche, südl. Stadtrand	1.03	8:00	0.80	20:00	0.63	11:00	0.40	17:00 bis 18:00

- Im Sommer- und Wintermonat waren die maximalen mittleren stündlichen Erwärmungs- und Abkühlungsraten der Luft in 2 m Höhe über Grund bei der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand am größten und bei der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum am kleinsten (Tab. III.5), was mit Resultaten von OKE und MAXWELL (1975) für kanadische Städte übereinstimmt.
- Bei allen drei Meßstellen waren im Sommermonat die maximalen mittleren stündlichen Erwärmungs- und Abkühlungsraten der Luft in 2 m Höhe über Grund etwa doppelt so groß wie im Wintermonat.
- Bedingt durch unterschiedliche Horizonteinengungen trat im Sommermonat die maximale mittlere stündliche Erwärmungsrate der Luft in 2 m Höhe über Grund an der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum um 10 Uhr MEZ (ca. 5 h nach Sonnenaufgang), an der Park-Meßstelle im Stadtzentrum um 9 Uhr MEZ und an der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand bereits um 8 Uhr MEZ auf. Im Wintermonat wurde die maximale mittlere stündliche Erwärmungsrate der Luft in 2 m Höhe über Grund an den beiden Meßstellen im Stadtzentrum um 10 Uhr MEZ (ca. 2 Stunden nach Sonnenaufgang) und an der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand erst um 11 Uhr beobachtet.

- Infolge von Horizonteinengung und Wärmespeicherung in den umliegenden Gebäuden trat im Sommermonat die maximale mittlere stündliche Abkühlungsrate der Luft in 2 m Höhe über Grund an der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum erst um 21 Uhr MEZ (ca. 2 Stunden nach Sonnenuntergang), an den beiden anderen Meßstellen hingegen schon um 20 Uhr MEZ auf (siehe auch OKE und MAXWELL, 1975). Im Wintermonat wurden die maximalen mittleren stündlichen Abkühlungsraten der Luft in 2 m Höhe über Grund an allen drei Meßstellen fast gleichzeitig um 17 Uhr (d.h. um Sonnenuntergang) festgestellt.
- Die in der Abb. III.16 für den Sommermonat August 1981 enthaltenen mittleren stündlichen Erwärmungs- und Abkühlungsraten der Luft in 2 m Höhe über Grund an der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum und an der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand stimmen weitgehend mit der analogen schematischen Darstellung von KRAUS (1979) für Stadt und Land überein. Ein Unterschied liegt in den Eintrittszeiten der maximalen Abkühlungsraten. Sie fallen bei KRAUS für Stadt und Land auf den gleichen Zeitpunkt, während aus den Ergebnissen für die beiden Meßstellen in München - wie auch bei OKE und MAXWELL (1975) - folgt, daß bei der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum die maximale mittlere stündliche Abkühlungsrate um ca. eine Stunde später als an der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand eintritt.

Ein weiterer Unterschied liegt in den maximalen stündlichen Erwärmungs- und Abkühlungsraten. Sie erreichen bei KRAUS deutlich höhere Beträge, weil er schematische T_a -Tagesgänge in Stadt und Land bei Strahlungswetter im Sommer und damit keine mittleren Tagesgänge in einem kompletten Sommermonat analysierte. So betragen bei KRAUS die maximalen Erwärmungsraten in der Stadt ca. 3.0 °C/h und auf dem Land ca. 4.2 °C/h. Die Beträge der maximalen Abkühlungsraten beliefen sich in der Stadt auf ca. 2.5 °C/h und auf dem Land auf ca. 5.6 °C.

OKE und MAXWELL (1975) bestimmten experimentell für Montreal und Vancouver Abkühlungsraten in Abhängigkeit von der Jahreszeit und den meteorologischen Bedingungen. Bei wolkenlosem Himmel und nahezu Windstille, d.h. meteorologisch optimalen Bedingungen für die Ausbildung der urbanen Wärmeinsel, erzielten sie im Sommer maximale Abkühlungsraten in der Stadt zwischen 0.8 und 1.3 °C/h und im ländlichen Umland zwischen 2.7 und 3.0 °C. Daraus folgerten sie, daß die Intensität der urbanen Wärmeinsel in einem großen Ausmaß von der Höhe der nächtlichen Abkühlungsrate im ländlichen Um-

land gesteuert wird. Diese hängt von den aktuellen meteorologischen Bedingungen, insbesondere der Himmelsbedeckung und der Windgeschwindigkeit, ab.

Wie sich auch in der Abb. III.16 andeutet, stellten OKE und MAXWELL (1975) für den zeitlichen Verlauf der nächtlichen Abkühlungsrate bei meteorologisch optimalen Bedingungen zur Ausbildung der urbanen Wärmeinsel fest, daß er sich im ländlichen Umland durch eine quadratische Funktion, in der Stadt hingegen durch eine lineare Funktion beschreiben läßt. Daraus schlossen sie, daß sich die Energieaustauschprozesse in der UCL von denen im ländlichen Umland bei vergleichsweise einfachen Oberflächen unterscheiden müssen.

- Die von UPMANIS et al. (1998) erzielten mittleren Abkühlungsraten der Luft an verschiedenen Meßstellen in einem Park und im angrenzenden versiegelten Gebiet von Göteborg sind um das ca. 2-fache höher als die Werte für „Zentrum, Park“ und „Zentrum, Innenhof“, die in der Tab. III.5 für August 1981 enthalten sind (siehe auch OKE und MAXWELL, 1975; OKE, 1989). Ausschlaggebend dafür sind die durchwegs größeren *sky view factors* der Meßstellen in Göteborg. Zusätzlich basieren die Ergebnisse von UPMANIS et al. (1998) nicht auf Monatsmittelwerten, sondern auf Messungen in Strahlungsnächten im Sommerhalbjahr 1995, denen Strahlungstage vorausgingen; d.h. die Strahlungs- und Wärmeflüsse zeigten ausgeprägte Tagesgänge.

III.3.2 Einfluß der Versiegelung auf die Strahlungsäquivalenttemperatur

Aufgrund der energetischen Ursachen für die Ausbildung des urbanen Wärmearchipels in der UCL (u.a. OKE, 1982, 1983, 1990) ist ein Einfluß von Versiegelungsgrad und *sky view factor* auf die räumliche Ausprägung und Intensität des urbanen Wärmearchipels zu erwarten. Die räumliche Variabilität des urbanen Wärmearchipels in Abhängigkeit von der urbanen Flächennutzung, die näherungsweise einen Indikator für den Versiegelungsgrad darstellt, läßt sich optisch aus Thermalbildern abschätzen (u.a. FEZER, 1975, 1982; STOCK, 1975, 1976, 1982; WEISCHET, 1975; ROBEL et al., 1978; GOSSMANN, 1982, 1987; BAUMGARTNER et al., 1985; ROTH et al., 1989; ELIASSON, 1990/1991, 1992; NICHOL, 1996; PARLOW, 1998; VOOGT und OKE, 2000), auch wenn diese die zweidimensionale Verteilung der Strahlungsäquivalenttemperatur von Oberflächen im dreidimensionalen Raum der UCL darstellen (VOOGT und OKE, 1997, 1998b; VOOGT, 2000).

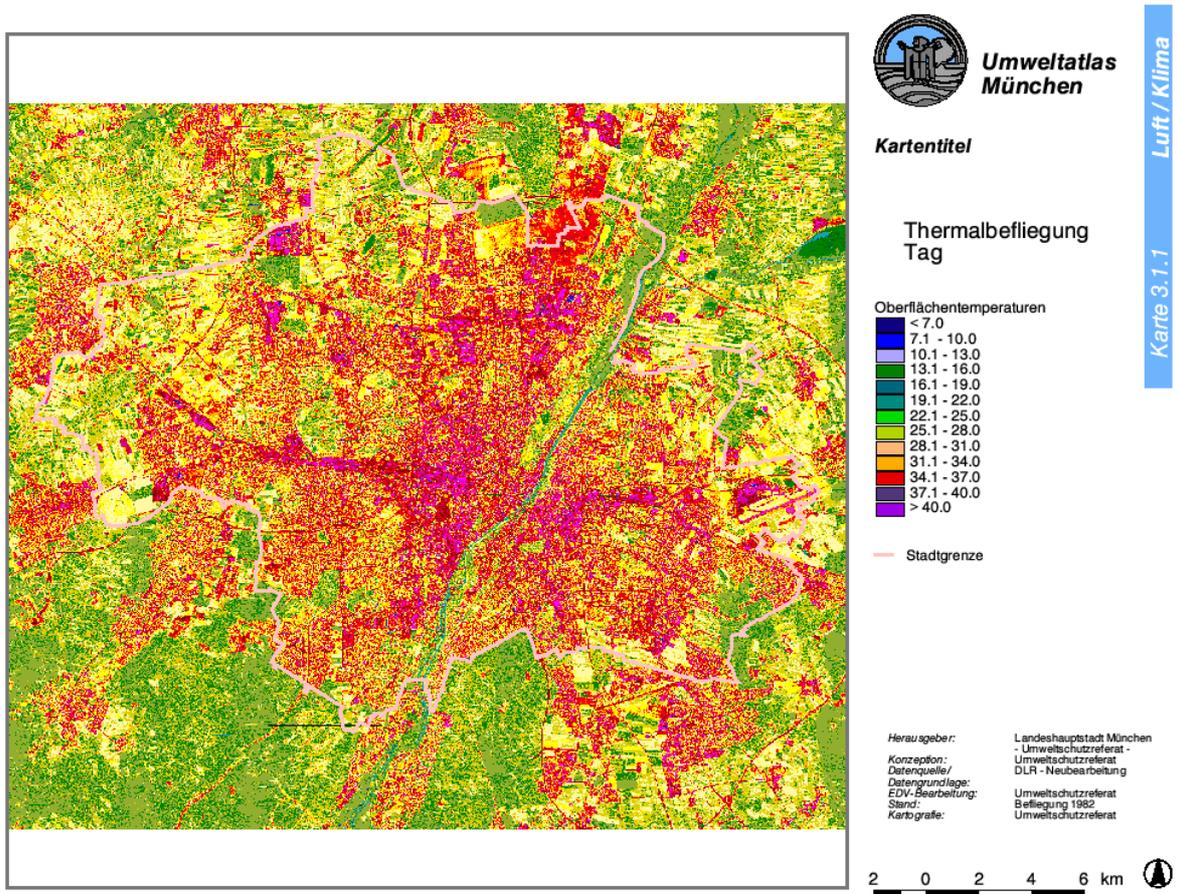


Abb. III.18: Thermalbild (in Farbäquidensitendarstellung) von München am 8. Juli 1982, mittags (aus BAUMGARTNER et al., 1985), überarbeitet vom Umweltschutzreferat der Landeshauptstadt München für den Umweltatlas München (URLHM, 2000, http://www.muenchen.de/referat/rgu/gif/uatlas/k_311.gif)

Am Beispiel des Thermalbildes von München (Abb. III.18), das auf einem Meßflug an einem schönen Sommertag, dem 8. Juli 1982, zur Mittagszeit (12.05 bis 14.30 Uhr MEZ) beruht (BAUMGARTNER et al., 1985) und das im Umweltatlas der Landeshauptstadt München enthalten ist, zeigt sich das urbane Wärmearchipel in dieser Stadt zum Aufnahmezeitpunkt. Im Gegensatz zur „offiziellen“ Legende für dieses Thermalbild gibt es jedoch nicht Oberflächentemperaturen, sondern Strahlungsäquivalenttemperaturen wieder. Das bedeutet auch, daß die thermischen Unterschiede zwischen den Oberflächen der verschiedenen Flächennutzungen deutlich größer als etwa bei der Lufttemperatur in der Standardmeßhöhe von 2 m über Grund sind.

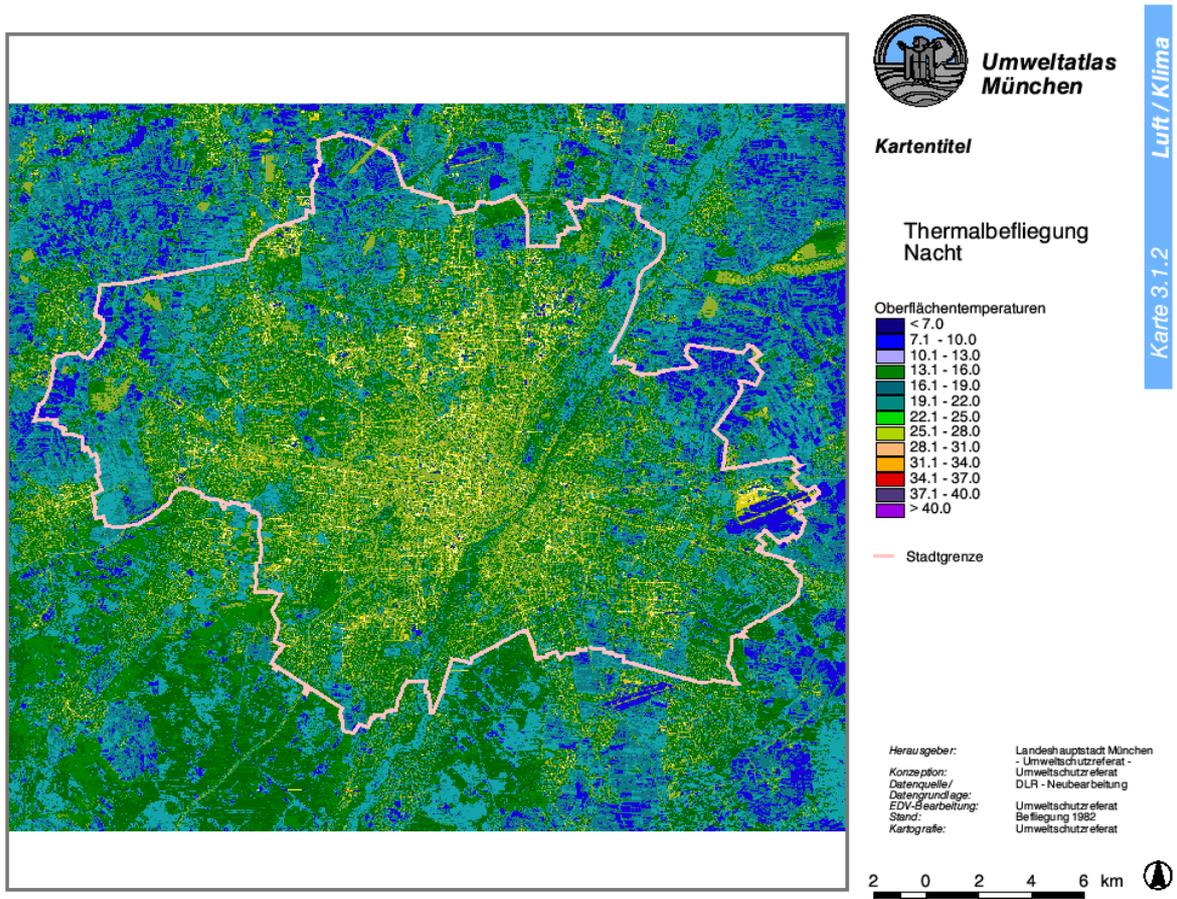


Abb. III.19: Thermalbild (in Farbäquidensitendarstellung) von München am 14. Juli 1982, erste Nachthälfte (aus BAUMGARTNER et al., 1985), überarbeitet vom Umweltschutzreferat der Landeshauptstadt München für den Umweltatlas München (URLHM, 2000, http://www.muenchen.de/referat/rgu/gif/uatlas/k_312.gif)

Die zeitliche Dynamik in der räumlichen Variabilität des urbanen Wärmearchipels läßt sich aus dem Vergleich der Abb. III.18 und III.19 abschätzen. Das in der Abb. III.19 enthaltene Thermalbild von München (BAUMGARTNER et al., 1985) basiert auf Flugzeugmessungen, die bei wolkenlosen Bedingungen am 14. Juli 1982 abends nach Sonnenuntergang (21:00 bis 23:30 Uhr) durchgeführt wurden. Dieses Thermalbild ist in den Umweltatlas der Landeshauptstadt München unter „Thermalbefliegung Nacht“ aufgenommen. Da in der Abb. III.19 die gleiche Farbkodierung wie in der Abb. III.18 gewählt wurde, treten die thermischen Differenzen allerdings etwas weniger deutlich hervor, weil im Gegensatz zum Thermalbild zur Mittagszeit, das hauptsächlich vom kurzwelligen Strahlungsumsatz an den Stadtoberflächen geprägt war, beim Thermalbild in der ersten Nachthälfte der langwellige Strahlungsumsatz dominierte. Deshalb ist auch das Straßennetz gut erkennbar.

Die Thermalbefliegungen für die Abb. III.18 und III.19 erstreckten sich jeweils über ca. 2.5 Stunden. Die zeitliche Änderung der Strahlungsäquivalenttemperaturen in diesem Zeitraum,

insbesondere zur Mittagszeit, wurde in den Auswerteroutinen für beide Thermalbefliegungen berücksichtigt.

Im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN wurden u.a. für den Ballungsraum München neben den in den Abb. III.18 und III.19 enthaltenen Thermalbildern noch weitere Thermalbilder erstellt, weil damit die jahres- und tageszeitliche Dynamik in der Abkühlung verschiedener urbaner Flächennutzungen bzw. Oberflächentypen untersucht werden sollte (BAUMGARTNER et al., 1985). Ausgehend von Thermalbildern, für die geeignete Flugzeugmessungen an Strahlungstagen im Frühherbst (September) 1981, Winter (Februar) 1982 und Hochsommer (Juli) 1982 jeweils

- zur Mittagszeit,
- am gleichen Tag (bis auf Hochsommer 1982) abends nach Sonnenuntergang,
- am folgenden Tag morgens vor Sonnenaufgang

stattfanden, ließ sich die zeitliche Variabilität der Strahlungsäquivalenttemperatur von verschiedenen Typen genügend großer Oberflächen ermitteln. Da sie inhomogen über die Stadt verteilt sind, kann daraus ebenfalls der Einfluß des Versiegelungsgrades auf das urbane Wärmechipel abgeschätzt werden. Bei den Messungen im Februar 1982 war der natürliche Boden meistens oberflächennah gefroren. Die Stadt zeigte sich weitgehend schneefrei; lediglich auf vereinzelt Flächen am Stadtrand und außerhalb der Stadt lagen Schneereste. Diese Flächen wurden aber in der folgenden Analyse nicht berücksichtigt.

Bei den Flugzeugmessungen im Hochsommer trat am Abend des 8.7.1982, an dem eine Mittagsbefliegung von München stattgefunden hatte, unvorhergesehene Bewölkung auf, so daß die Abendbefliegung auf den 14.7.1982 und die darauffolgende Morgenbefliegung auf den 15.7.1982 verschoben werden mußten. Am 14./15.7.1982 herrschte eine Strahlungswetterlage, so daß die Wetterbedingungen mit denen am 8.7.1982, mittags, vergleichbar waren.

Bei den Ergebnissen in der Abb. III.20 sind in der oberen Graphik überwiegend naturnahe Oberflächentypen berücksichtigt, während die untere Graphik Angaben für mehr anthropogene Oberflächentypen enthält. Die Resultate weisen auf die kleinere tageszeitliche Amplitude der Strahlungsäquivalenttemperatur T_s von Wasser und den *grünen* Oberflächentypen hin, während sie bei den *anthropogenen* Oberflächentypen größer war (Tab. III.6). Bei der jahreszeitlichen Amplitude von T_s (Tab. III.7) treten die Unterschiede zwischen Wasser und den *grünen* Oberflächentypen einerseits sowie den *anthropogenen* Oberflächentypen andererseits beson-

ders deutlich zum Mittagstermin auf. Bedingt durch die Energieumsätze der einzelnen Oberflächentypen ergaben sich daher bei den *anthropogenen* Oberflächentypen höhere Strahlungsäquivalenttemperaturen um die Mittagszeit (siehe auch KESSLER, 1971; MAYER, 1988). Dieser Effekt ist im Frühherbst (Tab. III.8a) und Hochsommer (Tab. III.8c) deutlicher erkennbar als im Winter (Tab. III.8b).

Bei einer eingehenden Analyse der Ergebnisse in der Abb. III.20, die aufgrund der angewandten Methodik nur mit einer Auflösung von 0.5 °C angegeben werden können, zeigt sich u.a. (Tab. III.8a bis III.8c):

- Unter den anthropogenen Oberflächentypen ist das Porenvolumen des Eisenbahngeländes vor dem Hauptbahnhof am größten. Daher waren hier die T_S -Werte im Frühherbst und Hochsommer zur Mittagszeit vergleichsweise hoch und in der zweiten Nachthälfte kurz vor Sonnenaufgang relativ niedrig; d.h. die T_S -Amplitude war stark ausgeprägt.
- Die untersuchte Rasenfläche wies im Frühherbst und Sommer zur Mittagszeit höhere T_S -Werte als der Nadelwald auf. In der Nacht lagen jedoch die T_S -Werte des Waldes über denen der Rasenfläche.
- Durch Graufärbung sind Werte für $\Delta T_{S,w} > 0$ °C angegeben. Daran läßt sich erkennen, daß Wälder insbesondere im Frühherbst und Sommer *kühlende* Oberflächentypen darstellen.

In der Abb. III.20 sind Flächenmittelwerte dargestellt, die pro Oberflächentyp auf den Strahlungsäquivalenttemperaturen von mehreren, zusammenhängenden Bildpunkten (Größe im vorliegenden Fall: ca. 7 m * 7 m) beruhen. Daraus folgt, daß punktuell bestimmte Strahlungsäquivalenttemperaturen von den Flächenmittelwerten abweichen können, z.B. um die Mittagszeit (MAYER, 1998).

Eine Ebene über den urbanen Oberflächentypen liegen Baukörperstrukturen, die von WEISCHET (1979) eingeführt wurden, um das charakteristische Nebeneinander von Gebäuden, sonstigen versiegelten Oberflächen, Vegetationsflächen, Wasserflächen usw. zu schematisieren. Jeder Baukörperstrukturtyp soll ein Teilgebiet einer Stadt mit annähernd einheitlichen physikalischen und physiologischen Eigenschaften hinsichtlich seines Energieumsatzes um-

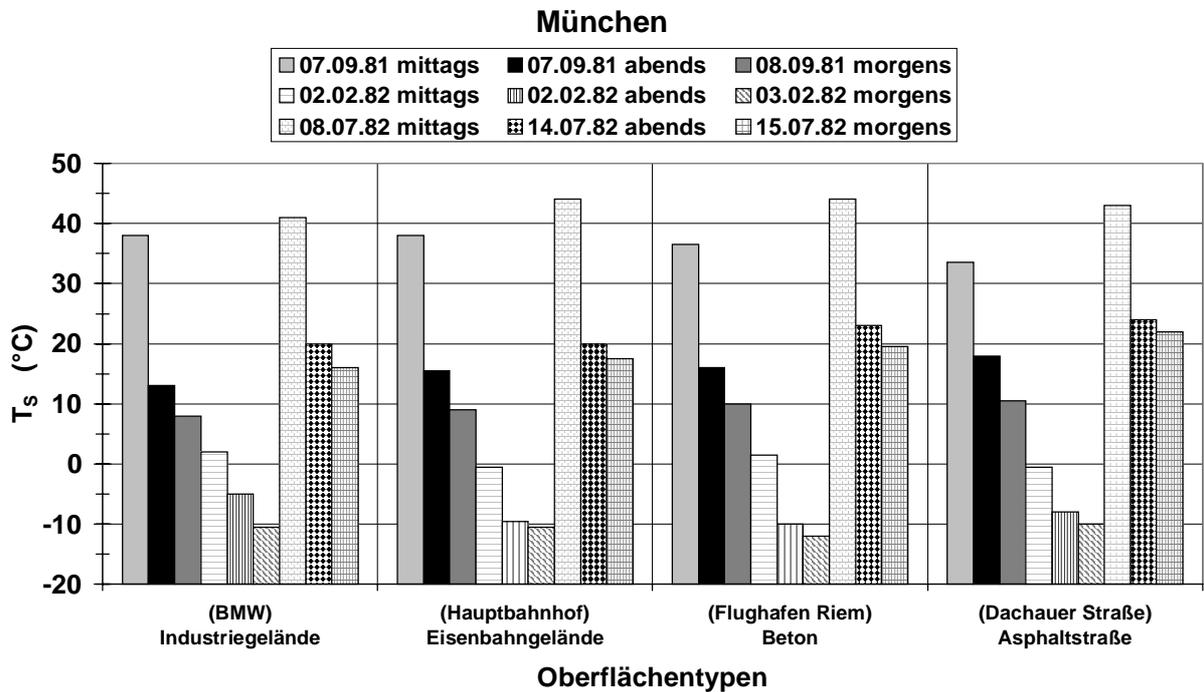
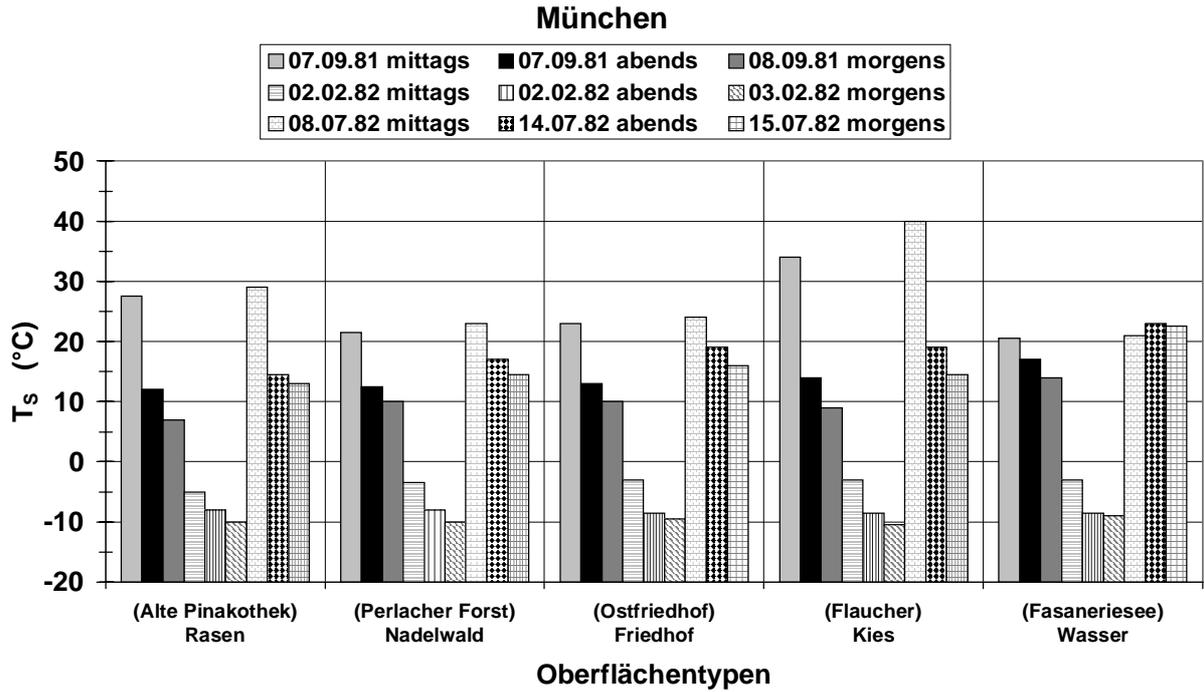


Abb. III.20: Tages- und jahreszeitliche Variabilität von mittleren Strahlungsäquivalenttemperaturen T_s verschiedener urbaner Oberflächentypen, abgeleitet aus Thermalbildern von München (nach BAUMGARTNER et al., 1985)

Tab. III.6: Tägliche Amplitude der mittleren Strahlungsäquivalenttemperatur ($\Delta T_{s,d}$) von verschiedenen Oberflächentypen, abgeleitet aus Thermalbildern von München im Herbst (7./8.9.1981), Winter (2./3.2.1982) und Sommer (8./14./15.7.1982)

Oberflächentyp	$\Delta T_{s,d}$ (°C)		
	Herbst	Winter	Sommer
Rasen	20.5	5.0	16.0
Nadelwald	11.5	6.5	8.5
Friedhof	12.0	6.5	8.0
Kies	25.0	7.5	25.5
Wasser	6.5	6.0	2.0
Industriegelände	30.0	12.5	25.0
Eisenbahngelände	29.0	10.0	26.5
Beton	26.5	13.5	24.5
Asphalt	23.0	9.5	21.0

Tab. III.7: Jährliche Amplitude der mittleren Strahlungsäquivalenttemperatur ($\Delta T_{s,a}$) von verschiedenen Oberflächentypen zu den Terminen *mittags*, *abends nach Sonnenuntergang* und *morgens vor Sonnenaufgang*, abgeleitet aus Thermalbildern von München im Herbst (7./8.9.1981), Winter (2./3.2.1982) und Sommer (8./14./15.7.1982)

Oberflächentyp	$\Delta T_{s,a}$ (°C)		
	mittags	abends	morgens
Rasen	34.0	22.5	23.0
Nadelwald	26.5	25.0	24.5
Friedhof	27.0	27.5	25.5
Kies	43.0	27.5	25.0
Wasser	24.0	31.5	31.5
Industriegelände	39.0	25.0	26.5
Eisenbahngelände	44.5	29.5	28.0
Beton	45.5	33.0	31.5
Asphalt	43.5	32.0	32.0

Tab. III.8a: Mittlere Strahlungsäquivalenttemperaturen T_s von verschiedenen Oberflächentypen, abgeleitet aus Thermalbildern von München am 7./8.9.1981; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang; $\Delta T_{s,w}$: $T_s(\text{Oberflächentyp}) - T_s(\text{Nadelwald})$

Oberflächentyp	Strahlungsäquivalenttemperatur T_s					
	mittags		abends nach SU		morgens vor SA	
	T_s (°C)	$\Delta T_{s,w}$	T_s (°C)	$\Delta T_{s,w}$	T_s (°C)	$\Delta T_{s,w}$
Rasen	27.5	+6.0	12.0	-0.5	7.0	-3.0
Nadelwald	21.5	0.0	12.5	0.0	10.0	0.0
Friedhof	23.0	+1.5	13.0	+0.5	10.0	0.0
Kies	34.0	+12.5	14.0	+1.5	9.0	-1.0
Wasser	20.5	-1.0	17.0	+4.5	14.0	+4.0
Industriegelände	38.0	+16.5	13.0	+0.5	8.0	-2.0
Eisenbahngelände	38.0	+16.5	15.5	+3.0	9.0	-1.0
Beton	36.5	+15.0	16.0	+3.5	10.0	0.0
Asphalt	33.5	+12.0	18.0	+5.5	10.5	+0.5

Tab. III.8b: Mittlere Strahlungsäquivalenttemperaturen T_s von verschiedenen Oberflächentypen, abgeleitet aus Thermalbildern von München am 2./3.2.1982; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang; $\Delta T_{s,w}$: $T_s(\text{Oberflächentyp}) - T_s(\text{Nadelwald})$

Oberflächentyp	Strahlungsäquivalenttemperatur T_s					
	mittags		abends nach SU		morgens vor SA	
	T_s (°C)	$\Delta T_{s,w}$	T_s (°C)	$\Delta T_{s,w}$	T_s (°C)	$\Delta T_{s,w}$
Rasen	-5.0	-1.5	-8.0	0.0	-10.0	0.0
Nadelwald	-3.5	0.0	-8.0	0.0	-10.0	0.0
Friedhof	-3.0	+0.5	-8.5	-0.5	-9.5	+0.5
Kies	-3.0	+0.5	-8.5	-0.5	-10.5	-0.5
Wasser	-3.0	+0.5	-8.5	-0.5	-9.0	+1.0
Industriegelände	2.0	+5.5	-5.0	+3.0	-10.5	-0.5
Eisenbahngelände	-0.5	+3.0	-9.5	-1.5	-10.5	-0.5
Beton	1.5	+5.0	-10.0	-2.0	-12.0	-2.0
Asphalt	-0.5	+3.0	-8.0	0.0	-10.0	0.0

Tab. III.8c: Mittlere Strahlungsäquivalenttemperaturen T_s von verschiedenen Oberflächentypen, abgeleitet aus Thermalbildern von München am 8./14./15.7.1982; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang; $\Delta T_{s,w}$: $T_s(\text{Oberflächentyp}) - T_s(\text{Nadelwald})$

Oberflächentyp	Strahlungsäquivalenttemperatur T_s					
	mittags		abends nach SU		morgens vor SA	
	T_s (°C)	$\Delta T_{s,w}$	T_s (°C)	$\Delta T_{s,w}$	T_s (°C)	$\Delta T_{s,w}$
Rasen	29.0	+6.0	14.5	-2.5	13.0	-1.5
Nadelwald	23.0	0.0	17.0	0.0	14.5	0.0
Friedhof	24.0	+1.0	19.0	+2.0	16.0	+1.5
Kies	40.0	+17.0	19.0	+2.0	14.5	0.0
Wasser	21.0	-2.0	23.0	+6.0	22.5	+8.0
Industriegelände	41.0	+18.0	20.0	+3.0	16.0	+1.5
Eisenbahngelände	44.0	+21.0	20.0	+3.0	17.5	+3.0
Beton	44.0	+21.0	23.0	+6.0	19.5	+5.0
Asphalt	43.0	+20.0	24.0	+7.0	22.0	+7.5

fassen. Baukörperstrukturen weisen typische Muster in der tages- und jahreszeitlichen Variabilität der Strahlungsäquivalenttemperatur auf, wie am Beispiel der Abb. III.21 deutlich wird.

Die darin berücksichtigten Baukörperstrukturtypen sind wie folgt definiert:

Typ 1: *Blockbebauung mit hoher Wohndichte und wenig wohnungsnahem Grün*

Die größtenteils mehrgeschossigen Häuser sind an der Straßenfront zusammengeschoben. Die Innenhöfe sind meistens verbaut oder befestigt und weisen kaum Grünflächenanteile auf.

Typ 2: *Blockbebauung mit besserer Ausstattung an halböffentlichem oder privat nutzbarem Grün*

Bei ähnlicher Blockbebauung wie beim Typ 1 sind hier die Innenhöfe größtenteils mit Rasen und Bäumen bepflanzt.

Typ 3: *Blockbebauungsbereiche mit starker Durchmischung unterschiedlichster Bauformen*

Diesem Typus entspricht häufig die Bebauung von Innenstädten mit teilweise sehr alten Häusern und teilweise auch modernen Neubauten. Eine nur sehr geringe Zahl von Freiflächen weist einen Grünanteil auf.

Typ 5: *Mehrgeschossiger Wohnungsbau mit besserer Ausstattung an halböffentlichem und öffentlichem Siedlungsgrün*

Der Typ 5a repräsentiert eine Siedlung mit mehrgeschossigen Wohnblocks an Wohnstraßen. Die weiträumigen Flächen dazwischen sind parkähnlich angelegt.

Der Typ 5b bezieht sich auf eine Siedlung mit vier- bis fünfgeschossigen Wohnblocks, die in regelmäßigen Reihen mit relativ großen Abständen zueinander angelegt sind. Dazwischen befinden sich größere Rasenflächen. Vor der Längsseite nahezu jedes Blockes ist eine Baumreihe angepflanzt worden.

Typ 6: *Einzel- und Reihenhausbebauung mit hohen Anteilen an privat nutzbarem, wohnungsnahem Grün*

Typ 6a ist ein Villenstadtteil mit sehr lockerer Wohnbebauung und großem Grünflächenanteil.

Typ 6b repräsentiert ein sehr stark durchgrüntes Wohngebiet mit einzelnen Ein- und Zweifamilienhäusern.

Typ 6c bezieht sich auf ein Stadtviertel mit dem Charakter einer Gartenstadt, d.h. auf moderne Einzel- und Reihenhausbebauung (häufig Flachdächer) mit einem hohen Durchgrünungsgrad.

Typ 7: *Industriegebiete*

Für diesen Baukörperstrukturtyp sind Fabrikhallen und Verwaltungsgebäude charakteristisch. Fast alle Flächen sind versiegelt.

In der Abb. III.21 ist der Typ 4 (*moderner mehrgeschossiger Wohnungsbau*) aus der Aufstellung von Baukörperstrukturtypen (siehe BAUMGARTNER et al., 1985) nicht berücksichtigt, weil er sich in den Thermalbildern, die der Abb. III.21 zugrunde liegen, nicht genau genug erkennen ließ.

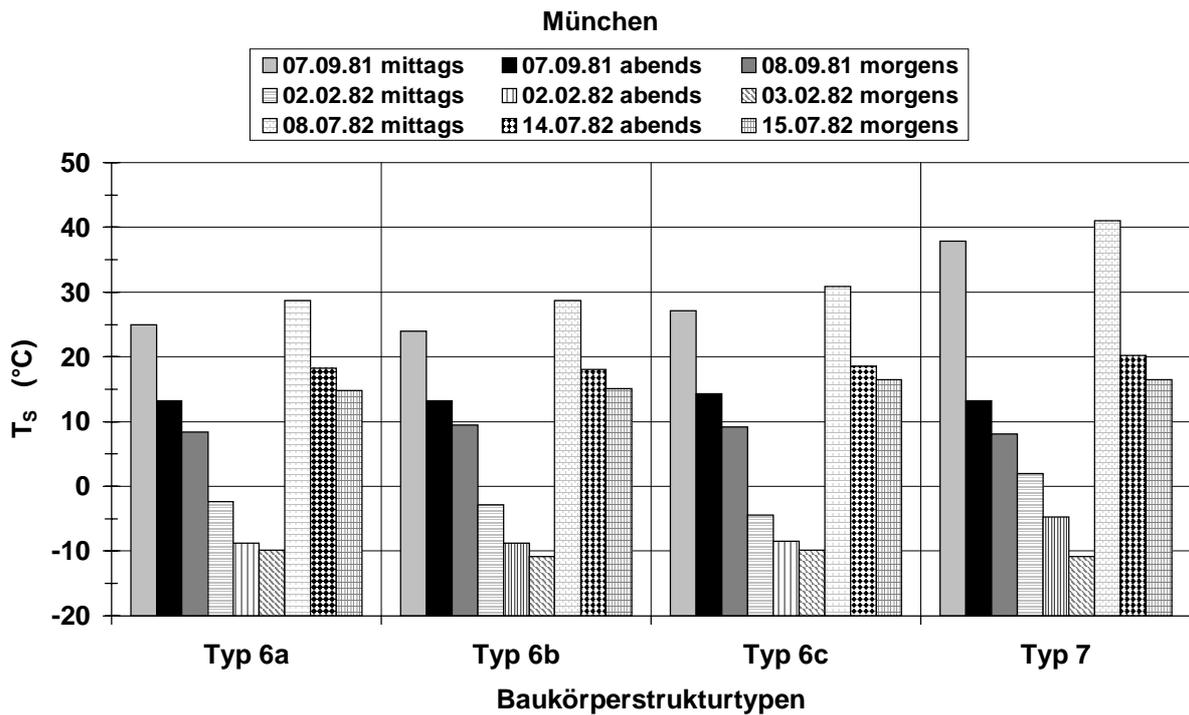
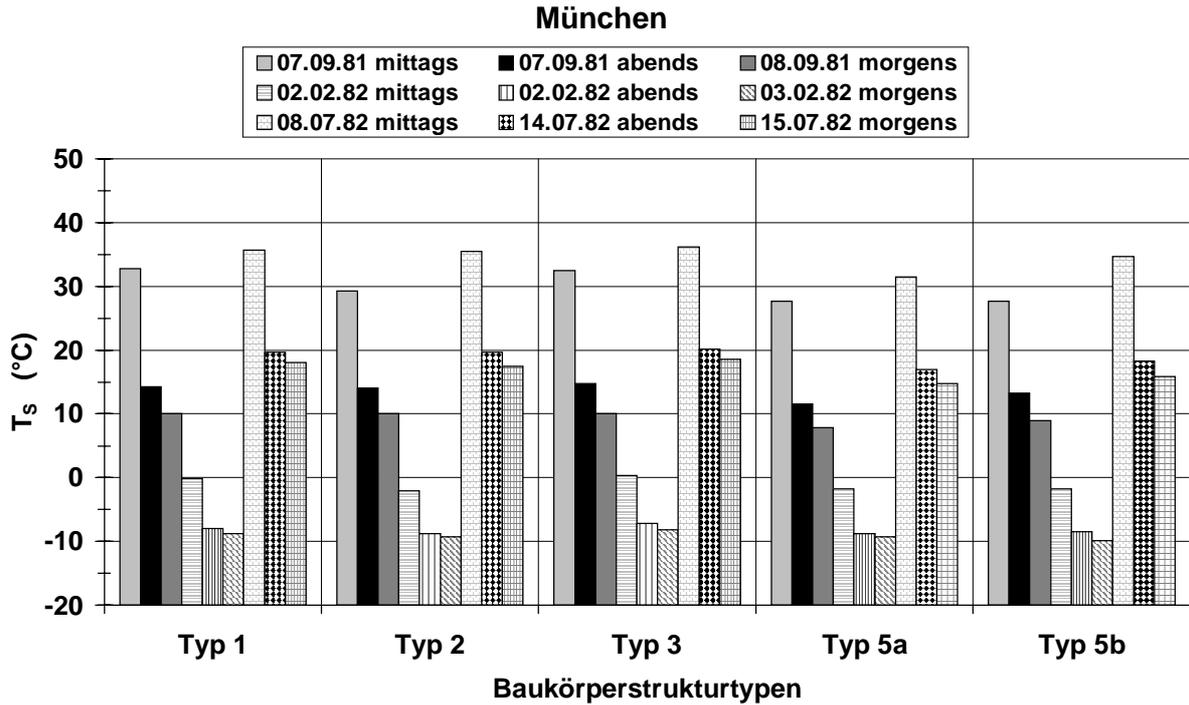


Abb. III.21: Tages- und jahreszeitliche Variabilität von mittleren Strahlungsäquivalenttemperaturen T_s verschiedener Baukörperstrukturen, abgeleitet aus Thermalbildern von München (nach BAUMGARTNER et al., 1985)

Die Ergebnisse in der Abb. III.21, die durch die Zahlenwerte in den Tab. III.9 bis III.11 (Auflösung aufgrund der Meßmethodik: 0.5 °C) ergänzt werden, zeigen tages- und jahreszeitliche Unterschiede in der Strahlungsäquivalenttemperatur T_S zwischen den einzelnen Baukörperstrukturtypen auf. Sie werden in der unteren Graphik der Abb. III.21 besonders deutlich, weil T_S -Resultate für die gegensätzlichen Baukörperstrukturtypen 6 und 7 dargestellt sind. Aus den T_S -Werten für die Baukörperstrukturtypen 5 und 6, die in der Abb. III.21 mehrmals vertreten sind, läßt sich jedoch auch eine T_S -Variabilität innerhalb einzelner Baukörperstrukturtypen entnehmen, die durch die Möglichkeiten von differierender Flächengestaltung und Flächennutzung innerhalb Baukörperstrukturtypen bedingt sind (BAUMGARTNER et al., 1985).

Der Baukörperstrukturtyp 7 hebt sich von den anderen analysierten Baukörperstrukturtypen durch eine vergleichsweise hohe tägliche T_S -Amplitude ab (Tab. III.9), während sie bei den Baukörperstrukturtypen 6 insbesondere im Herbst und Sommer deutlich kleiner ist.

Tab. III.9: Tägliche Amplitude der mittleren Strahlungsäquivalenttemperatur ($\Delta T_{S,d}$) von verschiedenen Baukörperstrukturen, abgeleitet aus Thermalbildern von München im Herbst (7./8.9.1981), Winter (2./3.2.1982) und Sommer (8./14./15.7.1982)

Baukörperstrukturen	$\Delta T_{S,d}$ (°C)		
	Herbst	Winter	Sommer
Typ 1	23.0	8.0	17.5
Typ 2	19.5	7.5	18.0
Typ 3	22.5	8.5	17.5
Typ 5a	19.5	7.5	16.5
Typ 5b	18.5	8.0	18.5
Typ 6a	16.5	7.5	13.0
Typ 6b	14.5	8.0	13.0
Typ 6c	18.0	5.5	14.5
Typ 7	30.0	13.0	24.5

Tab. III.10: Jährliche Amplitude der mittleren Strahlungsäquivalenttemperatur ($\Delta T_{s,a}$) von verschiedenen Baukörperstrukturen zu den Terminen *mittags*, *abends nach Sonnenuntergang* und *morgens vor Sonnenaufgang*, abgeleitet aus Thermalbildern von München im Herbst (7./8.9.1981), Winter (2./3.2.1982) und Sommer (8./14./15.7.1982)

Baukörperstrukturen	$\Delta T_{s,a}$ (°C)		
	mittags	abends	morgens
Typ 1	35.5	27.5	26.0
Typ 2	37.5	28.0	27.0
Typ 3	35.5	27.0	26.5
Typ 5a	33.5	25.5	24.5
Typ 5b	36.5	27.0	26.0
Typ 6a	30.5	27.0	25.0
Typ 6b	31.0	26.5	26.0
Typ 6c	35.5	27.0	26.5
Typ 7	39.0	24.5	27.5

Tab. III.11a: Mittlere Strahlungsäquivalenttemperaturen T_s von verschiedenen Baukörperstrukturen, abgeleitet aus Thermalbildern von München am 7./8.9.1981; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang; $\Delta T_{s,I}$: $T_s(\text{Baukörperstrukturtyp 7}) - T_s(\text{Baukörperstrukturen})$

Baukörperstrukturen	Strahlungsäquivalenttemperatur T_s					
	mittags		abends nach SU		morgens vor SA	
	T_s (°C)	$\Delta T_{s,I}$ (°C)	T_s (°C)	$\Delta T_{s,I}$ (°C)	T_s (°C)	$\Delta T_{s,I}$ (°C)
Typ 1	33.0	+5.0	14.5	-1.5	10.0	-2.0
Typ 2	29.5	+8.5	14.0	-1.0	10.0	-2.0
Typ 3	32.5	+5.5	15.0	-2.0	10.0	-2.0
Typ 5a	27.5	+10.5	11.5	+1.5	8.0	0.0
Typ 5b	27.5	+10.5	13.0	0.0	9.0	-1.0
Typ 6a	25.0	+13.0	13.0	0.0	8.5	-0.5
Typ 6b	24.0	+14.0	13.0	0.0	9.5	-1.5
Typ 6c	27.0	+11.0	14.5	-1.5	9.0	-1.0
Typ 7	38.0	0.0	13.0	0.0	8.0	0.0

Tab. III.11b: Mittlere Strahlungsäquivalenttemperaturen T_s von verschiedenen Baukörperstrukturen, abgeleitet aus Thermalbildern von München am 2./3.2.1982; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang; $\Delta T_{s,I}$: $T_s(\text{Baukörperstrukturtyp 7}) - T_s(\text{Baukörperstrukturen})$

Baukörperstrukturen	Strahlungsäquivalenttemperatur T_s					
	mittags		abends nach SU		Morgens vor SA	
	T_s (°C)	$\Delta T_{s,I}$ (°C)	T_s (°C)	$\Delta T_{s,I}$ (°C)	T_s (°C)	$\Delta T_{s,I}$ (°C)
Typ 1	0.0	+2.0	-8.0	+3.5	-8.0	-3.0
Typ 2	-2.0	+4.0	-8.5	+4.0	-9.5	-1.5
Typ 3	0.5	+1.5	-7.0	+2.5	-8.0	-3.0
Typ 5a	-2.0	+4.0	-8.5	+4.0	-9.5	-1.5
Typ 5b	-2.0	+4.0	-8.5	+4.0	-10.0	-1.0
Typ 6a	-2.5	+4.5	-8.5	+4.0	-10.0	-1.0
Typ 6b	-3.0	+5.0	-8.5	+4.0	-11.0	0.0
Typ 6c	-4.5	+6.5	-8.5	+4.0	-10.0	-1.0
Typ 7	2.0	0.0	-4.5	0.0	-11.0	0.0

Tab. III.11c: Mittlere Strahlungsäquivalenttemperaturen T_s von verschiedenen Baukörperstrukturen, abgeleitet aus Thermalbildern von München am 8./14./15.7.1982; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang; $\Delta T_{s,I}$: $T_s(\text{Baukörperstrukturtyp 7}) - T_s(\text{Baukörperstrukturen})$

Baukörperstrukturen	Strahlungsäquivalenttemperatur T_s					
	mittags		abends nach SU		morgens vor SA	
	T_s (°C)	$\Delta T_{s,I}$ (°C)	T_s (°C)	$\Delta T_{s,I}$ (°C)	T_s (°C)	$\Delta T_{s,I}$ (°C)
Typ 1	35.5	+5.5	19.5	+0.5	18.0	-1.5
Typ 2	35.5	+4.5	19.5	+0.5	17.5	-1.0
Typ 3	36.0	+5.0	20.0	0.0	18.5	-2.0
Typ 5a	31.5	+9.5	17.0	+3.0	15.0	+1.5
Typ 5b	34.5	+6.5	18.5	+1.5	16.0	+0.5
Typ 6a	28.0	+13.0	18.5	+1.5	15.0	+1.5
Typ 6b	28.0	+13.0	18.0	+2.0	15.0	+1.5
Typ 6c	31.0	+10.0	18.5	+1.5	16.5	0.0
Typ 7	41.0	0.0	20.0	0.0	16.5	0.0

Bei der jährlichen T_S -Amplitude ermöglichen, wie schon bei den Oberflächentypen, nur die Ergebnisse für den Mittagstermin eine grobe Unterscheidung zwischen den Baukörperstrukturtypen, wobei der Baukörperstrukturtyp 7 den höchsten Wert erreicht.

In den Tab. III.11a bis III.11c sind neben den mittleren Strahlungsäquivalenttemperaturen auch die Differenzen ($\Delta T_{S,I}$) zwischen den Werten für den Baukörperstrukturtyp 7 und der anderen Baukörperstrukturtypen angegeben. Die Grautönung der einzelnen Zellen gibt an, daß $\Delta T_{S,I} > 0.0 \text{ °C}$ ist. Dieser Fall zeigt sich in allen drei Jahreszeiten zum Mittagstermin sowie im Winter und Sommer auch fast immer zum Abendtermin. Auffällig ist, daß im Herbst und Winter stets $\Delta T_{S,I} \leq 0.0 \text{ °C}$ war.

Über die Baukörperstrukturtypen, deren räumliche Auflösung nicht ein ist wie bei den Oberflächentypen ist, läßt sich unter Berücksichtigung, daß aus Thermalbildern nur die Strahlungsäquivalenttemperatur, nicht aber die Lufttemperatur direkt abgeleitet werden kann, zumindest qualitativ der Einfluß des Versiegelungsgrades auf das urbane Wärmearchipel in der *UCL* abschätzen, da jeder Baukörperstrukturtyp aufgrund seiner Definition einen eigenen Versiegelungsgrad bzw. Versiegelungsgradbereich aufweist. Für die hier analysierten Baukörperstrukturtypen, die von BAUMGARTNER et al. (1985) übernommen wurden, liegen allerdings keine konkreten Angaben zu den einzelnen Versiegelungsgraden vor. Nachträglich lassen sie sich nicht mehr genau genug bestimmen.

Im Rahmen einer weitergehenden quantitativen Analyse von Thermalbildern ermittelten BAUMGARTNER et al. (1985) für die Mittagszeit an Strahlungstagen im Hochsommer (8.7.1982) und im Frühherbst (7.9.1981) folgenden linearen Zusammenhang zwischen dem versiegelten Flächenanteil F_v von Referenzflächen (Größe: ca. 1 ha) und den entsprechenden Flächenmittelwerten der Strahlungsäquivalenttemperatur T_S (in °C):

$$8.7.1982: \quad T_S = 27.5 + 11.7 * F_v \quad r = 0.85 \quad (\text{III.30})$$

$$7.9.1981: \quad T_S = 22.3 + 12.1 * F_v \quad r = 0.90 \quad (\text{III.31})$$

Daraus ergibt sich, daß T_S im Mittel um ca. 1.2 °C ansteigt, wenn sich der versiegelte Flächenanteil um 10 % erhöht.

III.3.3 Einfluß der Versiegelung auf die bodennahe Lufttemperatur

Da im Rahmen des Forschungsvorhaben STADTKLIMA BAYERN 18 Meßstellen in einem temporären Meßnetz im Bodenniveau eingerichtet waren, für die auch die versiegelten Flächenanteile, bezogen auf eine Referenzfläche von ca. 1 ha mit der jeweiligen Bodenmeßstelle in der Mitte, bestimmt wurden, konnte der Zusammenhang zwischen der Lufttemperatur T_a , gemessen in 2 m Höhe über Grund, und dem versiegelten Flächenanteil analysiert werden.

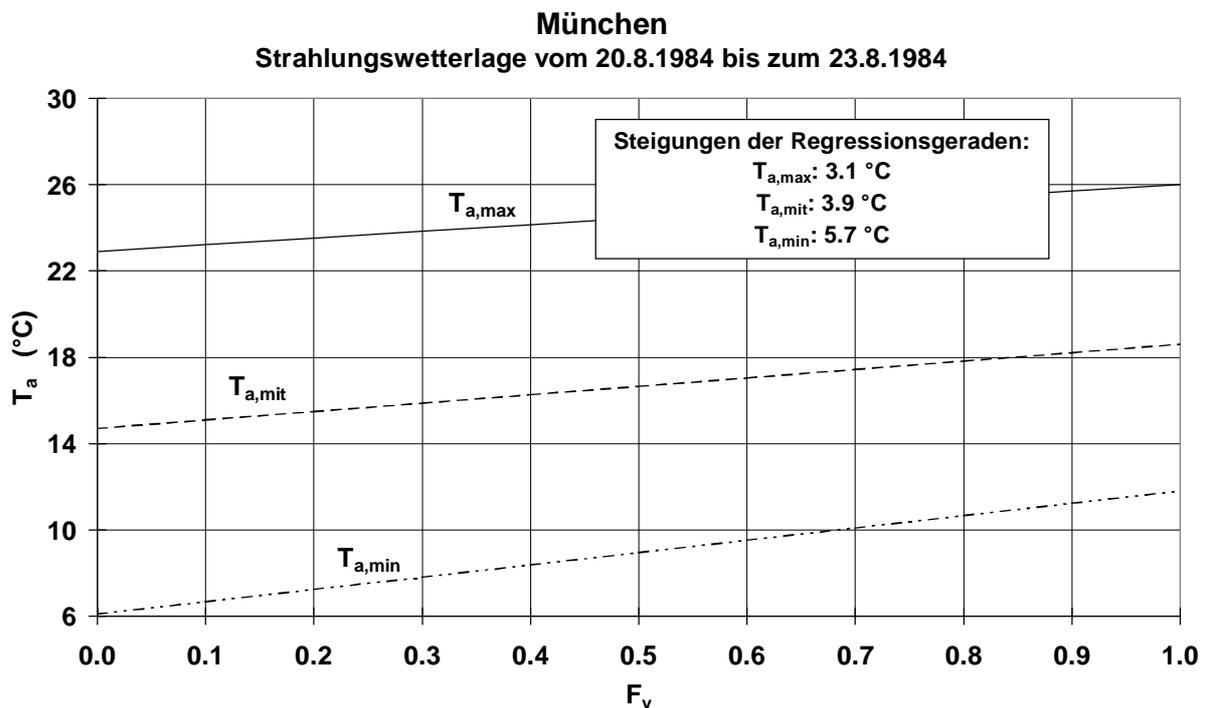


Abb. III.22: Zusammenhang zwischen dem täglichen Maximum ($T_{a,max}$), täglichen Minimum ($T_{a,min}$) und Tagesmittelwert ($T_{a,mit}$) der Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund einerseits sowie dem versiegelten Flächenanteil F_v andererseits; Grundlage: Daten von Meßstellen des temporären Meßnetzes im Bodenniveau in München während einer sommerlichen Hochdruckwetterlage (nach BRÜNDL et al., 1987; MAYER, 1987)

Da das urbane Wärmearchipel bei Hochdruckwetterlagen am stärksten ausgeprägt ist, sind in den Abb. III.22 und III.23 die Ergebnisse für solche Wetterbedingungen im August 1984 (Sommer) und Februar 1984 (Winter) dargestellt. Aus den Angaben für die Steigungen der linearen Regressionsgeraden folgt, daß das tägliche T_a -Minimum am stärksten und das tägliche T_a -Maximum am schwächsten auf Veränderungen des versiegelten Flächenanteils reagiert, was in Übereinstimmung mit den energetischen Gründen des urbanen Wärmearchipels steht.

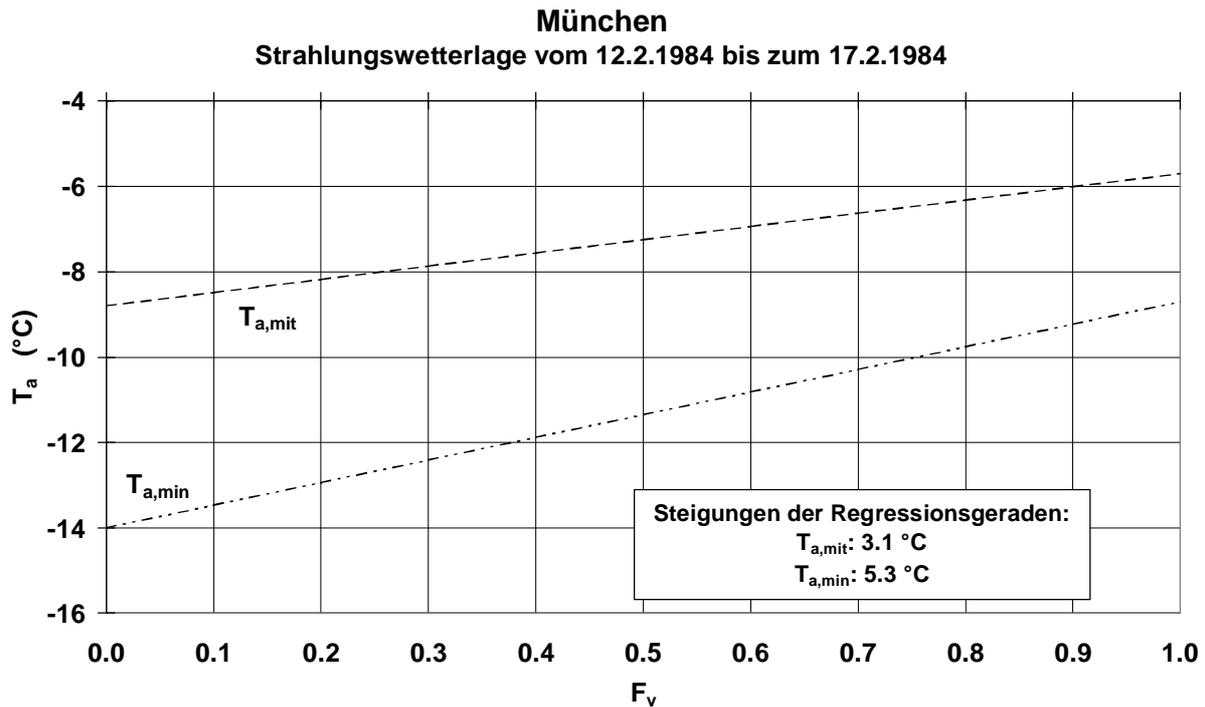


Abb. III.23: Zusammenhang zwischen dem täglichen Minimum ($T_{a,min}$) und Tagesmittelwert ($T_{a,mit}$) der Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund einerseits sowie dem versiegelten Flächenanteil F_v andererseits; Grundlage: Daten von Meßstellen des temporären Meßnetzes im Bodenniveau in München während einer winterlichen Hochdruckwetterlage (nach BRÜNDL et al., 1987; MAYER, 1987)

Für die winterliche Strahlungswetterlage (Abb. III.23) ließ sich sogar keine statistisch gesicherte Regressionsbeziehung zwischen dem Tagesmaximum von T_a und dem versiegelten Flächenanteil ermitteln. Auf der Grundlage der Ergebnisse in den Abb. III.22 und III.23 folgt, daß bei einer Steigerung des versiegelten Flächenanteils um 10 %

- während Strahlungswetterlagen im Sommer mit einer Erhöhung des Tagesminimums von T_a um ca. 0.6 °C des Tagesmittelwerts von T_a um ca. 0.4 °C und des Tagesmaximums von T_a um ca. 0.3 °C,
- während Strahlungswetterlagen im Winter mit einer Erhöhung des Tagesminimums von T_a um ca. 0.5 °C und des Tagesmittelwerts von T_a um ca. 0.3 °C zu rechnen ist.

Entsprechende Analysen über den gesamten kompletten Untersuchungszeitraum von 1982 bis 1984 ergaben folgenden linearen Zusammenhang zwischen der mittleren jährlichen Lufttemperatur $T_{a,mit}$ (in °C) und dem versiegelten Flächenanteil F_v (Abb. III.24):

$$T_{a,mit} = 7.5 + 1.6 * F_v, \quad r = 0.780 \quad (\text{III.32})$$

Der Korrelationskoeffizient von 0.780 weist auf einen statistischen Zusammenhang hin, der nicht sehr ausgeprägt ist. Aus (III.32) ergibt sich bei einer Steigerung des versiegelten Flächenanteils um 10 % eine Erhöhung der mittleren jährlichen Lufttemperatur um ca. 0.2 °C.

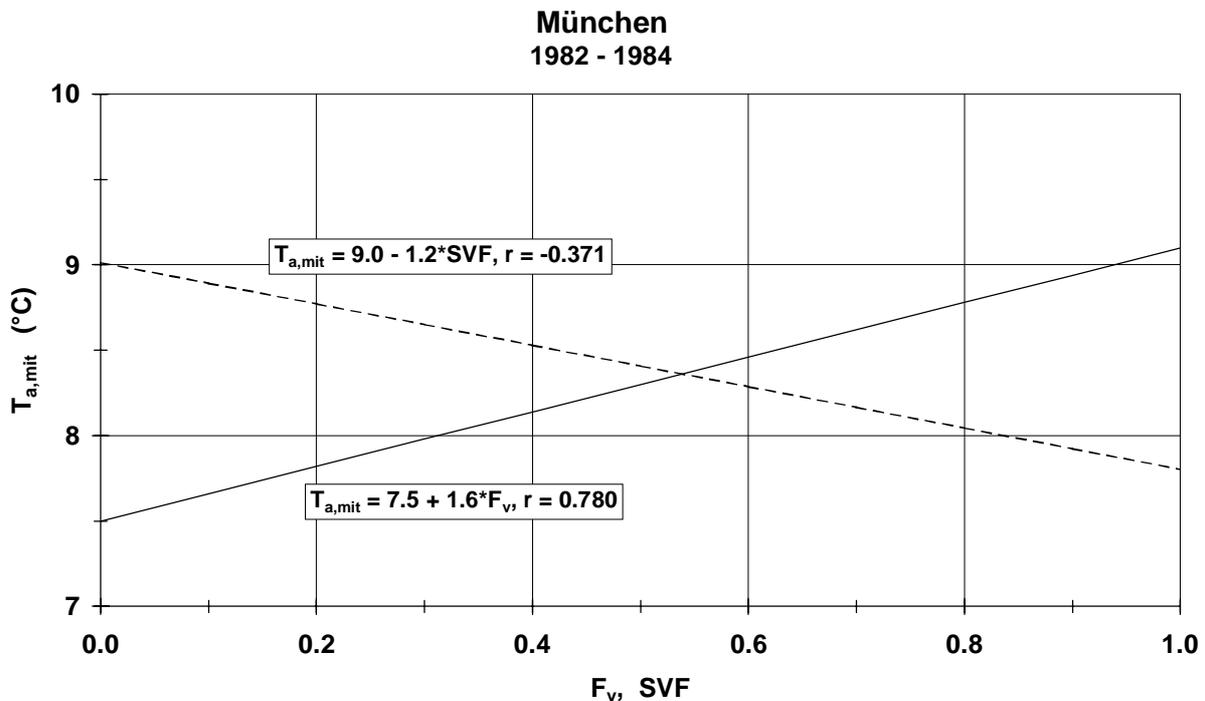


Abb. III.24: Zusammenhang zwischen der mittleren jährlichen Lufttemperatur $T_{a,mit}$ in 2 m Höhe über Grund und dem versiegelten Flächenanteil F_v sowie dem *sky view factor* SVF ; Grundlage: Daten von Meßstellen des temporären Meßnetzes im Bodenniveau in München von 1982 bis 1984 (nach BRÜNDL et al., 1987; MAYER, 1987)

SAITO et al. (1990/1991) haben in der südjapanischen Stadt Kumamoto während einiger Strahlungsepisoden im Sommer 1980 Fallstudien zum Einfluß des versiegelten Flächenanteils F_v auf die Lufttemperatur T_a in 1.5 m Höhe über Grund durchgeführt (Abb. III.25). Zusätzlich analysierten sie auch die Wirkung des Grünflächenanteils F_g , zu dem sie den Wasseranteil hinzunahmen. Für den frühen Nachmittag (14:30 Uhr) ergab sich aus vier Meßkampagnen:

$$T_a = 29.3 + 1.7 \cdot F_v, \quad r = 0.698 \quad (\text{III.33a})$$

$$T_a = 30.8 - 1.7 \cdot F_g, \quad r = -0.678 \quad (\text{III.33b})$$

Für die Nachtsituation (4:30 Uhr) lauten die linearen Regressionsbeziehungen aus drei Meßkampagnen:

$$T_a = 20.0 + 1.5 * F_v, \quad r = 0.748 \quad (\text{III.34a})$$

$$T_a = 21.4 - 1.5 * F_g, \quad r = -0.753 \quad (\text{III.34b})$$

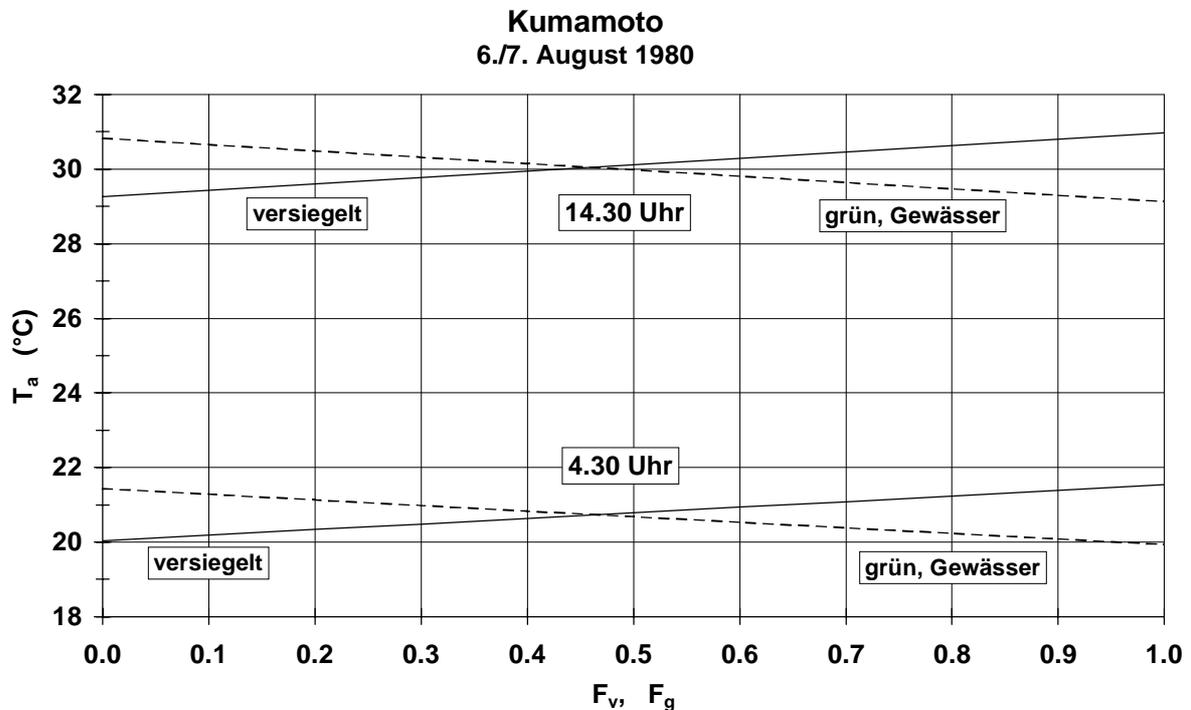


Abb. III.25: Zusammenhang zwischen der Lufttemperatur T_a in 1.5 m Höhe über Grund und dem versiegelten Flächenanteil F_v bzw. dem Anteil F_g von Grün- und Wasserflächen in der südjapanischen Stadt Kumamoto während Strahlungswetterlagen im Sommer 1980; Daten aus vier Meßkampagnen am frühen Nachmittag und drei Meßkampagnen in der Nacht (nach SAITO et al., 1990/1991; FEZER, 1995)

Auffällig an diesen Ergebnissen sind

- die höheren Korrelationskoeffizienten in der Nacht, die auf engere physikalische Zusammenhänge schließen lassen,
- die etwas höheren Steigungen der linearen Regressionsgeraden am frühen Nachmittag, d.h. etwa zum Zeitpunkt des Tagesmaximums von T_a , während aufgrund der energetischen Ursachen für das urbane Wärmearchipel höhere Beträge der Regressionssteigungen in der Nacht logischer erscheinen.

III.3.4 Einflüsse des *sky view factors* auf die bodennahe Lufttemperatur und Energieflüsse

Unter Berücksichtigung der Ursachen für das urbane Wärmearchipel sollte neben dem versiegelten Flächenanteil auch der lokale *sky view factor* SVF die bodennahen Lufttemperaturverhältnisse in der *UCL* beeinflussen. Da im Rahmen von STADTKLIMA BAYERN von jeder Meßstelle im Meßnetz Bodenniveau in München die Horizontüberhöhung ermittelt worden war, aus der sich SVF berechnen ließ, konnten korrelationsstatistische Untersuchungen zwischen T_a und SVF durchgeführt werden. Für den Zeitraum 1982 bis 1984 ergab sich folgender Zusammenhang zwischen den Jahresmittelwerten der Lufttemperatur ($T_{a,mit}$) und SVF (siehe auch Abb. III.24):

$$T_{a,mit} = 9.0 - 1.2 * SVF, \quad r = -0.371 \quad (III.35)$$

Der relativ niedrige Korrelationskoeffizient von 0.371 weist aber im Vergleich zur Beziehung (III.32) auf einen deutlich lockeren statistischen Zusammenhang zwischen den $T_{a,mit}$ und SVF hin. Einen ähnlich schwachen Zusammenhang erzielten UPMANIS et al. (1998) zwischen bodennahen Abkühlungsraten (in 2.0 bzw. 2.5 m Höhe über Grund) und SVF, als sie zwischen Januar 1994 und September 1995 experimentell den Einfluß von Grünflächen auf die nächtliche Lufttemperatur in Göteborg untersuchten.

Aus der mit den Daten aus dem temporären Meßnetz im Bodenniveau in München ergänzend durchgeführten multiplen Regressionsanalyse zwischen $T_{a,mit}$ im Zeitraum 1982 bis 1984, dem versiegelten Flächenanteil F_v und SVF folgt:

$$T_{a,mit} = 7.9 + 1.5 * F_v - 0.7 * SVF, \quad r = 0.811 \quad (III.36)$$

Der multiple Korrelationskoeffizient r in (III.36) weist im Gegensatz zu den Korrelationskoeffizienten in (III.32) und (III.35) auf eine erhöhte Varianzerklärung hin.

Auf der Grundlage eines von JOHNSON et al. (1991) entwickelten vergleichsweise einfachen Energiebilanzmodells SHIM (*surface heat island model*) analysierten OKE et al. (1991) den zeitlichen Verlauf der energetischen Bedingungen, die zur Ausbildung des urbanen Wärmearchipels auf der Grundlage von Oberflächentemperaturen führen, in Abhängigkeit von SVF. Dabei machten sie folgende Annahmen:

- Simulationen für die Stunden nach Sonnenuntergang, d.h. nur langwellige Strahlungsflüsse,
- windschwaches Strahlungswetter,

- Vernachlässigung des turbulenten Austauschs,
- Lufttemperatur und Oberflächentemperatur aller Flächen bei Sonnenuntergang: 17 °C,
- atmosphärische Gegenstrahlung: 300 W/m²,
- *thermal admittance* $\mu_r = 1400 \text{ J}/(\text{m}^2 \text{ s}^{1/2} \text{ K})$ für alle Flächen ($\mu_r = (\lambda * C)^{1/2}$, λ : Wärmeleitfähigkeit, C: Wärmekapazität),
- langwelliges Emissionsvermögen für alle Oberflächen: $\varepsilon = 0.95$,
- SVF = 1.0 für das ländliche Umland.

Ausgehend von Sonnenuntergang nimmt der Betrag der langwelligen Strahlungsbilanz $R_{n,l}$ an der Bodenoberfläche während der Nacht ab (Abb. III.26). Diese Abnahme ist wenige Stunden nach Sonnenuntergang um so ausgeprägter, je größer SVF ist. Während der gesamten untersuchten Zeitspanne steigen die Beträge von $R_{n,l}$ mit zunehmendem SVF an.

Mit der Anzahl t der Stunden nach Sonnenuntergang lauten die in der Abb. III.26 enthaltenen Regressionsbeziehungen (r : Korrelationskoeffizient):

$$\text{SVF} = 0.2: \quad R_{n,l} = 0.0036 * t^3 - 0.1244 * t^2 + 1.422 * t - 20.4, \quad r = -0.983 \quad (\text{III.37a})$$

$$\text{SVF} = 0.4: \quad R_{n,l} = 0.0011 * t^3 - 0.2870 * t^2 + 2.7647 * t - 39.3, \quad r = -0.987 \quad (\text{III.37b})$$

$$\text{SVF} = 0.6: \quad R_{n,l} = 0.0256 * t^3 - 0.6528 * t^2 + 5.6175 * t - 58.5, \quad r = -0.998 \quad (\text{III.37c})$$

$$\text{SVF} = 0.8: \quad R_{n,l} = 0.0390 * t^3 - 1.0005 * t^2 + 8.5589 * t - 76.9, \quad r = -0.997 \quad (\text{III.37d})$$

$$\text{Umland:} \quad R_{n,l} = 0.0485 * t^3 - 1.3046 * t^2 + 11.7150 * t - 95.8, \quad r = -0.997 \quad (\text{III.37e})$$

Als Konsequenz der Abhängigkeit der langwelligen Strahlungsbilanz vom *sky view factor* SVF weist auch die Oberflächentemperatur T_o des Bodens in Straßenschluchten eine Abhängigkeit von SVF auf. Die in diesem Zusammenhang von OKE et al. (1991) ermittelten Modellergebnisse sind in der Abb. III.27 in Form von Polynomen 3. Ordnung dargestellt. Daraus folgt eine um so stärkere Abnahme von T_o nach Sonnenuntergang, je größer SVF ist, weil dann auch die Beträge von $R_{n,l}$ höher sind.

Mit der Anzahl t der Stunden nach Sonnenuntergang lauten die in der Abb. III.27 enthaltenen Regressionsbeziehungen (r : Korrelationskoeffizient):

$$\text{SVF} = 0.2: \quad T_o = -0.0023 * t^3 + 0.0606 * t^2 - 0.5561 * t + 17.0, \quad r = 0.999 \quad (\text{III.38a})$$

$$\text{SVF} = 0.4: \quad T_o = -0.0046 * t^3 + 0.1200 * t^2 - 1.0659 * t + 17.0, \quad r = 0.999 \quad (\text{III.38b})$$

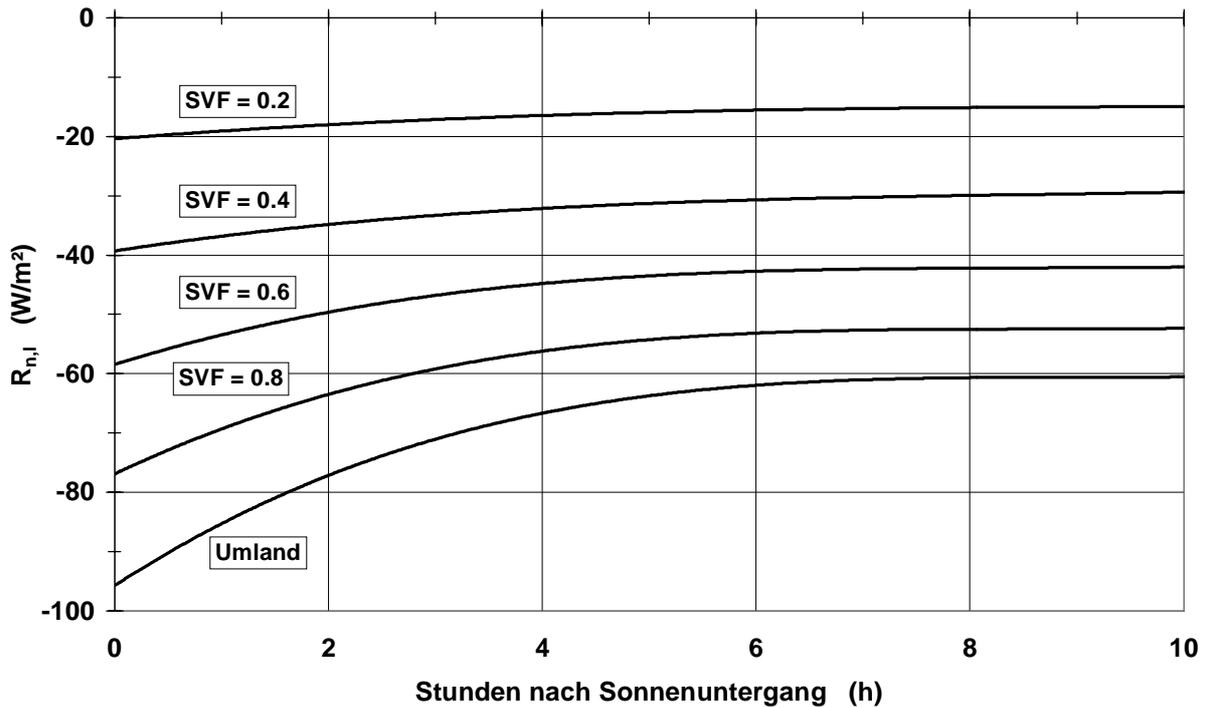


Abb. III.26: Simulierte Abhängigkeit der langwelligen Strahlungsbilanz $R_{n,l}$ an der Bodenoberfläche in den Stunden nach Sonnenuntergang vom *sky view factor* SVF (nach OKE et al., 1991)

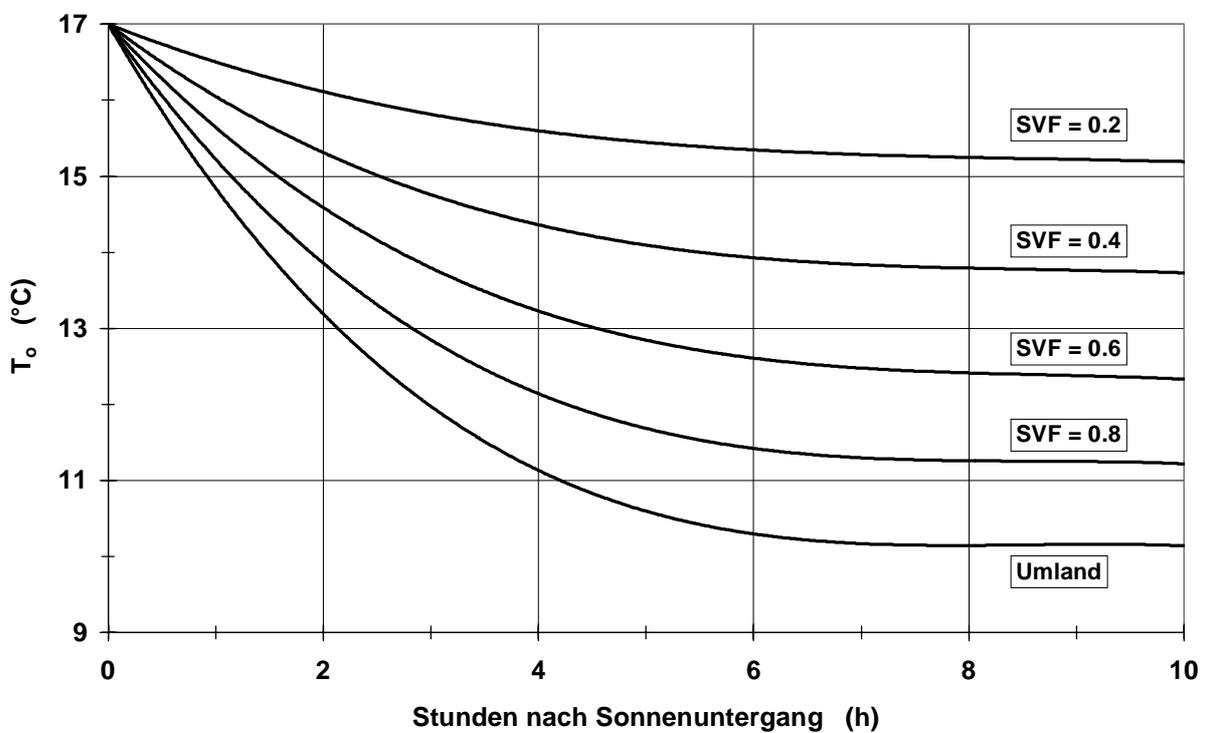


Abb. III.27: Simulierte Abhängigkeit der Oberflächentemperatur T_o des Bodens in den Stunden nach Sonnenuntergang vom *sky view factor* SVF (nach OKE et al., 1991)

$$\text{SVF} = 0.6: \quad T_o = -0.0066 * t^3 + 0.1751 * t^2 - 1.5228 * t + 17.0, \quad r = 0.997 \quad (\text{III.38c})$$

$$\text{SVF} = 0.8: \quad T_o = -0.0091 * t^3 + 0.2333 * t^2 - 2.0026 * t + 17.0, \quad r = 0.998 \quad (\text{III.38d})$$

$$\text{Umland:} \quad T_o = -0.0112 * t^3 + 0.2867 * t^2 - 2.4348 * t + 17.0, \quad r = 0.998 \quad (\text{III.38e})$$

In ihrer Untersuchung definierten OKE et al. (1991) die Differenzen zwischen T_o bei verschiedenen Werten von SVF und T_o im ländlichen Umland als urbane Wärmeinselintensität UHI. Die Resultate der Simulationsberechnungen über die zeitliche Entwicklung von UHI in Abhängigkeit von SVF sind in der Abb. III.28 dargestellt.

Die Ergebnisse zeigen, daß unter den gemachten Annahmen allein die geometrischen Verhältnisse einer Straßenschlucht, die sich im *sky view factor* widerspiegeln, zu einer urbanen Wärmeinsel von höchstens ca. 5 °C führen können. Dabei nimmt der Betrag der urbanen Wärmeinsel mit ansteigendem SVF ab.

Mit der Anzahl t der Stunden nach Sonnenuntergang gilt für die in der Abb. III.28 enthaltenen Regressionsbeziehungen (r : Korrelationskoeffizient):

$$\text{SVF} = 0.2: \quad \text{UHI} = 0.0092 * t^3 - 0.2307 * t^2 + 1.8913 * t, \quad r = 0.997 \quad (\text{III.39a})$$

$$\text{SVF} = 0.4: \quad \text{UHI} = 0.0066 * t^3 - 0.1642 * t^2 + 1.3485 * t, \quad r = 0.995 \quad (\text{III.39b})$$

$$\text{SVF} = 0.6: \quad \text{UHI} = 0.0051 * t^3 - 0.1175 * t^2 + 0.8896 * t, \quad r = 0.998 \quad (\text{III.39c})$$

$$\text{SVF} = 0.8: \quad \text{UHI} = 0.0020 * t^3 - 0.0503 * t^2 + 0.4148 * t, \quad r = 0.996 \quad (\text{III.39d})$$

Wie OKE et al. (1991) selbst erläutern, kann sich die Intensität der urbanen Wärmeinsel im Vergleich zur Abb. III.28 in Abhängigkeit von den Werten für die *thermal admittance* μ erhöhen oder erniedrigen.

Analysiert man die Ergebnisse der Simulationsrechnungen in der Abb. III.28 vor dem Hintergrund von Resultaten aus Messungen wie z.B. in den Abb. III.14 oder III.15, so fällt auf, daß der über Simulationsrechnungen bestimmte zeitliche Verlauf der Intensität der urbanen Wärmeinsel nach Sonnenuntergang nicht ganz mit Ergebnissen aus Messungen übereinstimmt. Sie weisen (siehe Abb. III.14 für einen typischen Sommermonat) auf ein Maximum der Intensität der urbanen Wärmeinsel in der ersten Nachthälfte hin, das sich über das einfache Energiebilanzmodell SHIM von JOHNSON et al. (1991) nicht nachvollziehen läßt. Auf diesen Effekt haben OKE et al. (1991) bereits selbst bei einer kritischen Analyse der Grenzen von SHIM hingewiesen. Allerdings ist zu berücksichtigen, daß, wie bereits erwähnt, UHI in der Abb. III.14 auf der Lufttemperatur in der Standardmeßhöhe (T_a) von 2 m über Grund, UHI in der

Abb. III.28 hingegen auf der Temperatur von Bodenoberflächen (T_o) beruht. Die Koppelung der Lufttemperatur in der Standardmeßhöhe 2 m über Grund mit der Oberflächentemperatur des Bodens ist im Modell SHIM nicht enthalten, weil es u.a. keine Divergenzen der Energieflüsse einbezieht. Nach Analysen von OKE et al. (1991) ist unter idealen nächtlichen Abkühlungsbedingungen die Oberflächentemperatur des ländlichen Umlandes um einige °C niedriger als die Lufttemperatur in der Standardmeßhöhe. Im Vergleich dazu ist die Differenz zwischen T_o und T_a in urbanen Straßenschluchten kleiner und T_o ist meistens größer als T_a (BARRING et al., 1985; NAKAMURA und OKE, 1988). Daraus läßt sich in Anlehnung an OKE et al. (1991) ableiten, daß sich aus Oberflächentemperaturen ein stärkeres urbanes Wärmearchipel als aus Lufttemperaturen in der Standardmeßhöhe bildet.

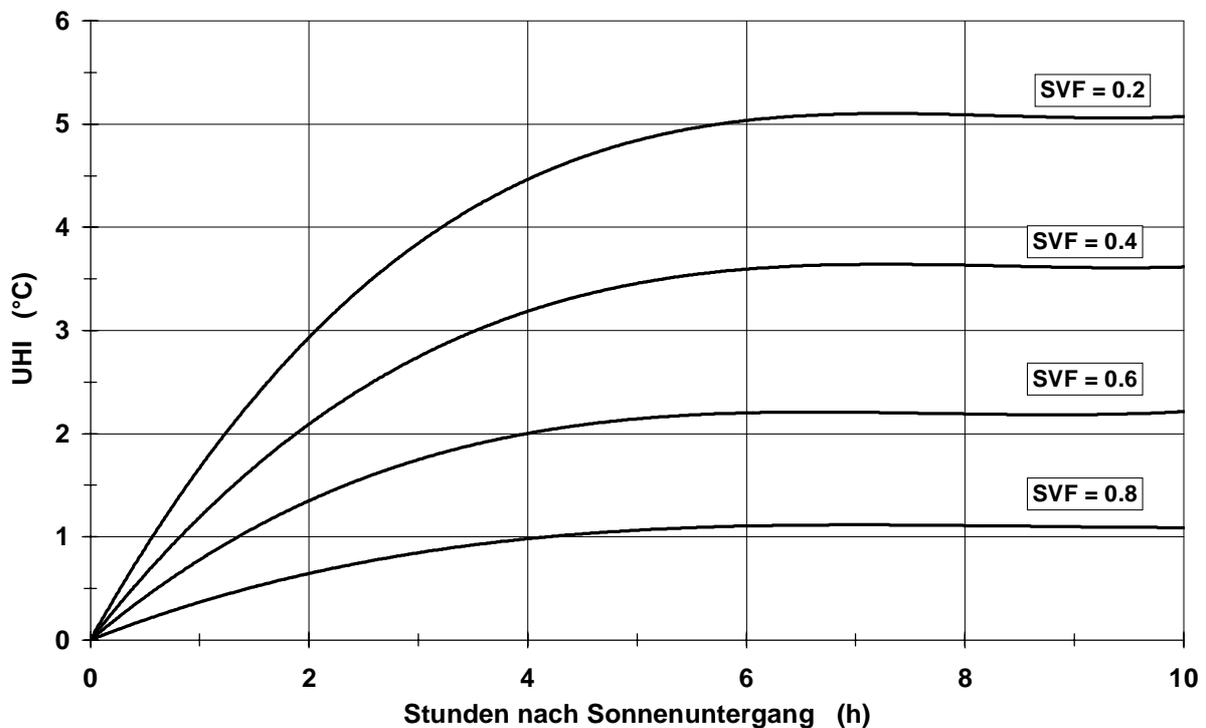


Abb. III.28: Simulierte Abhängigkeit der urbanen Wärmeinselintensität UHI (hier als Differenz zwischen der Oberflächentemperatur des Bodens in Straßenschluchten und der Oberflächentemperatur des ländlichen Umlandes) in den Stunden nach Sonnenuntergang vom *sky view factor* SVF (nach OKE et al., 1991)

In der Diskussion über die Anwendung von SHIM weisen OKE et al. (1991) darauf hin, daß damit nur die zeitliche Entwicklung der urbanen Wärmeinsel auf der Grundlage von Oberflächentemperaturen ab Sonnenuntergang vorhergesagt werden kann. Da aber zum Zeitpunkt des

Sonnenuntergangs bereits eine Wärmeinsel bzw. ein Wärmearchipel besteht, ist deren Betrag zusätzlich zu berücksichtigen.

In der Zusammenfassung ihrer umfangreichen Analyse mit dem Energiebilanzmodell SHIM über die urbane Wärmeinsel bzw. das urbane Wärmearchipel an der Bodenoberfläche erzielten OKE et al. (1991) folgende Resultate:

- a) Die strahlungsrelevanten Auswirkungen der geometrischen Verhältnisse von Straßenschlucht allein reichen aus, um eine urbane Wärmeinsel bzw. ein urbanes Wärmearchipel zu erzeugen.
- b) Auch alleinige Unterschiede in der *thermal admittance* zwischen Stadt und Land bzw. innerhalb von Städten können eine urbane Wärmeinsel bzw. ein urbanes Wärmearchipel verursachen.
- c) Mit Ausnahme von extremen thermischen Klimaten dominieren die Faktoren a) und b) die Ausbildung der urbanen Wärmeinsel bzw. des urbanen Wärmearchipels. Jedem der Faktoren a) und b) kommt dabei das gleiche Gewicht zu.
- d) Die Freisetzung von anthropogen erzeugter Wärme kann bei kalter Witterung zusätzlich die urbane Wärmeinsel bzw. das urbane Wärmearchipel begünstigen.
- e) Die Einflüsse des städtischen Treibhauseffektes infolge erhöhter Luftverunreinigung und Unterschiede im Emissionsvermögen der Flächen innerhalb der Stadt oder zwischen der Stadt und dem Umland auf die urbane Wärmeinsel bzw. das urbane Wärmearchipel sind vergleichsweise gering.
- f) Durch Wolken über der Stadt und dem Umland wird die Intensität der urbanen Wärmeinsel bzw. des urbanen Wärmearchipels reduziert. Tritt Nebel über dem ländlichen Umland auf, jedoch nicht über der Stadt, schwächt sich die urbane Wärmeinsel ab und kann sich manchmal sogar in eine urbane Kälteinsel ändern.
- g) In Abhängigkeit von den Luftfeuchtigkeitsbedingungen im ländlichen Umland bzw. in innerstädtischen Grünflächen streuen die Werte für die maximale Intensität der urbanen Wärmeinsel bzw. des urbanen Wärmearchipels. Dadurch läßt sich auch die vergleichsweise geringe Intensität der urbanen Wärmeinsel bzw. des urbanen Wärmearchipels in vielen tropischen Städten erklären.

III.3.5 Auswirkungen auf statistische Kenngrößen der Lufttemperatur

Das urbane Wärmearchipel äußert sich nicht in den räumlichen und zeitlichen Mustern der Lufttemperatur selbst, sondern auch in daraus abgeleiteten statistischen Kenngrößen der Lufttemperatur T_a . Wie bereits in den Abschnitten zuvor erläutert, war im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN in München ein temporäres Meßnetz im Bodenniveau mit 18 Meßstellen in verschiedenen Stadtstrukturen errichtet worden. Für den Zeitraum 1982 bis 1984 standen aus den T_a -Werten folgende statistische Kenngrößen je Meßstelle zur Verfügung (BRÜNDL et al., 1987):

- mittlerer Jahresmittelwert (MIT) von T_a ,
- absolutes halbstündiges Maximum (MAX) und Minimum (MIN) von T_a ,
- mittlere jährliche Anzahl der Tropentage (TT), d.h. Tage mit einem Tagesmaximum $T_{a,max} \geq 30 \text{ °C}$,
- mittlere jährliche Anzahl der Sommertage (ST), d.h. Tage mit einem Tagesmaximum $T_{a,max} \geq 25 \text{ °C}$,
- mittlere jährliche Anzahl der warmen Tage (wT), d.h. Tage mit einem Tagesmittelwert $T_{a,mit} > 20 \text{ °C}$,
- mittlere jährliche Anzahl der Heiztage (HT), d.h. Tage mit einem Tagesmittelwert $T_{a,mit} < 12 \text{ °C}$,
- mittlere jährliche Anzahl der Frosttage (FT), d.h. Tage mit einem Tagesminimum $T_{a,min} < 0 \text{ °C}$,
- mittlere jährliche Anzahl der Eistage (ET), d.h. Tage mit einem Tagesmaximum $T_{a,max} < 0 \text{ °C}$,
- mittlere jährliche Anzahl der kalten Tage (kT), d.h. Tage mit einem Tagesmittelwert $T_{a,mit} < -10 \text{ °C}$,
- mittlere jährliche Wärmesumme WS, d.h. $\sum_{i=1}^{i=N} T_{a,mit,i}$ mit N: Anzahl der Tage pro Jahr und der Einschränkung für die Tagesmittelwerte von T_a : $T_{a,mit,i} > 0 \text{ °C}$,
- mittlere jährliche Kältesumme KS, d.h. $\sum_{i=1}^{i=N} T_{a,mit,i}$ mit N: Anzahl der Tage pro Jahr und der Einschränkung für die Tagesmittelwerte von T_a : $T_{a,mit,i} < 0 \text{ °C}$.

Aus den Ergebnissen in Tab. III.12 fällt bei allen statistischen Kenngrößen eine meßstellenspezifische Variabilität auf, die in eine stadtstrukturspezifische Variabilität transformiert werden kann, da die einzelnen Meßstellen in verschiedenen Stadtstrukturen errichtet worden waren. Bei den im Abschnitt III.3.1 bereits erwähnten Meßstellen handelt es sich um die Meßstelle 1 „Universität“, 4 „Praterinsel“ und 9 „Hinterbrühl“. Insgesamt läßt sich auch auf der Grundlage

der Resultate in Tab. III.12 ein punktuell urbanes Wärmearchipel erkennen, was jedoch nicht überraschend ist, weil die Zielgrößen in dieser Tabelle auf der Lufttemperatur beruhen.

Tab. III.12: Dreijährige Mittelwerte (Zeitraum: 1982 bis 1984) von Lufttemperatur T_a (MIT), Wärmesumme (WS) und Kältesumme (KS), absolutes Maximum (MAX) von T_a und absolutes Minimum (MIN) von T_a im Zeitraum 1982 bis 1984 sowie mittlere jährliche Anzahl (n/a) der Tropentage (TT), Sommertage (ST), warmen Tage (wT), Heiztage (HT), Frosttage (FT), Eistage (ET) und kalten Tage (kT) im Zeitraum 1982 bis 1984 an den einzelnen Meßstellen im temporären Meßnetz Bodenniveau in München im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN (modifiziert nach BRÜNDL et al., 1987)

Meßstelle	MIT	WS	KS	MAX	MIN	TT	ST	wT	HT	FT	ET	kT
	°C	°C	°C	°C	°C	n/a						
1	9.3	3572.9	-150.5	38.2	-13.4	8	38	36	219	81	29	1
3	8.3	3312.1	-192.6	36.8	-15.8	4	32	26	235	113	32	2
4	8.4	3260.0	-172.6	34.6	-14.2	2	20	17	217	97	30	1
5	8.9	3447.3	-161.5	37.5	-14.3	7	40	33	225	99	34	1
6	8.0	3152.0	-215.9	36.6	-14.8	5	32	21	237	91	29	1
7	8.7	3375.1	-192.6	37.8	-13.4	7	40	29	229	107	30	1
8	8.8	3420.4	-188.7	36.5	-15.8	4	29	28	227	95	34	2
9	7.4	2958.7	-224.2	36.2	-15.2	4	25	13	250	131	31	1
10	9.6	3643.2	-137.0	35.9	-13.4	7	42	37	218	80	24	0
11	7.9	3117.4	-219.7	37.9	-15.0	5	32	21	240	122	33	2
12	8.7	3422.6	-192.5	37.1	-15.1	5	36	27	227	109	32	2
13	7.7	3081.7	-251.9	36.2	-17.8	3	33	20	246	127	37	4
14	8.2	3224.4	-213.4	37.8	-15.0	7	38	24	236	114	32	2
15	8.6	3349.0	-187.1	37.1	-14.8	5	33	28	230	103	30	1
16	8.1	3193.2	-227.4	36.2	-19.5	6	36	20	238	122	31	2
17	8.6	3373.4	-203.6	37.2	-16.3	7	37	29	229	105	35	2
19	8.5	3339.7	-218.4	38.3	-17.8	7	40	28	230	107	34	3

So weisen z.B. die Ergebnisse (u.a. hohe Wärmesummen und Anzahl von warmen Tagen sowie niedrige Beträge der Kältesummen und niedrige Anzahlen von Heiz-, Frost- und Eistagen) für die beiden innerstädtischen Meßstellen in Blockbebauung mit hoher Wohndichte und geringem Grünflächenanteil (Meßstelle 1 „Universität“) und Citybebauung mit starker Durchmischung unterschiedlicher Bauformen und sehr geringem Grünflächenanteil (Meßstelle 10

„Sonnenstraße“) auf ihre Lage innerhalb von urbanen Wärmезellen hin. Die statistischen Kennzahlen für die innerstädtische Meßstelle 4 („Praterinsel“) hingegen belegen ihre Lage in einer Wärmesenke, die durch eine parkähnliche Grünfläche verursacht ist. Mit zunehmender Entfernung vom Stadtzentrum zeigten die Meßstellen in Einzel- und Reihenhausebebauung (z.B. Meßstelle 13 „Franz-Nißl-Straße“ oder Meßstelle 16 „Wasserburger Landstraße“), die oft typisch für eine Stadtrandbebauung ist, statistische Kenngrößen, die sie im Vergleich zu den Wärmезellen im Stadtzentrum als Wärmesenken, aber im Vergleich zu Grünflächen am Stadtrand (z.B. Meßstelle 9 „Hinterbrühl“) als schwache sekundäre Wärmезellen auswiesen.

Unter der Anwendung von GIS könnte das aus Messungen abgeleitete punktuelle urbane Wärmearchipel von München auch in ein flächendeckendes umgewandelt werden, wenn die dafür notwendigen weiteren Zusatzinformationen zur Verfügung stehen. Zum Zeitpunkt der Durchführung von STADTKLIMA BAYERN waren aber Geographische Informationssysteme noch nicht operationell einsetzbar, weshalb viele der notwendigen Zusatzinformationen kaum oder nur unvollkommen erhoben wurden.

In Ergänzung zur Analyse des Einflusses von Versiegelungsgrad F_v und *sky view factor* SVF auf Jahresmittelwerte der Lufttemperatur T_a , die im Abschnitt III.3.3 enthalten ist, wurden auch die Auswirkungen von F_v und SVF auf die aus T_a abgeleiteten statistischen Kenngrößen Y untersucht. Grundlage dafür waren lineare Regressionsbeziehungen in der Form

$$Y = a_0 + a_1 * F_v \quad (\text{III.40})$$

$$Y = b_0 + b_1 * \text{SVF} \quad (\text{III.41})$$

Bei den Ergebnissen in der Tab. III.13 sind mit grau diejenigen statistischen Kenngrößen unterlegt, bei denen sich für die Regressionsbeziehungen (III.40) und/oder (III.41) Beträge des Korrelationskoeffizienten $r > 0.5$ ergaben. Aus Tab. III.13 folgt:

- Die engste Korrelation besteht zwischen F_v und der mittleren jährlichen Anzahl von warmen Tagen, gefolgt von der Korrelation zwischen F_v und der mittleren jährlichen Wärmesumme sowie F_v und dem mittleren Jahresmittelwert von T_a .
- Es zeigt sich die Tendenz, daß die statistischen Kenngrößen engere Korrelationen zu F_v als zu SVF aufweisen. Da sich SVF hauptsächlich auf den Strahlungshaushalt und die turbulente Durchmischung der bodennahen Atmosphäre auswirken, scheinen diese Parameter im Gegensatz zu den meteorologischen Größen (z.B. Wärmeflüsse), durch die sich der

versiegelte Flächenanteil charakterisieren läßt, von einer etwas untergeordneten Bedeutung in der Ausprägung des urbanen Wärmearchipels zu sein.

- Keine Korrelationen mit $r > 0.5$, und zwar weder mit F_v noch mit SVF, zeigen das absolute T_a -Maximum sowie die mittleren jährlichen Anzahlen von Tropentagen, Eistagen und kalten Tagen.

Tab. III.13: Regressionskoeffizienten a_0 , a_1 , b_0 und b_1 aus den Beziehungen (III.40) und (III.41) sowie entsprechende Korrelationskoeffizienten r ; Grundlage: statistische thermische Kenngrößen für 18 Meßstellen aus dem Meßnetz Bodenniveau in München im Zeitraum 1982 bis 1984; F_v : Anteil der versiegelten Fläche, SVF: *sky view factor*, T_a : Lufttemperatur

	unabhängige Variable F_v			unabhängige Variable SVF		
	a_0	a_1	r	b_0	b_1	r
mittlerer Jahresmittelwert von T_a (°C)	7.5	1.6	0.780	9.0	-1.2	-0.371
mittl. jährl. Wärmesumme (°C)	3008.0	529.6	0.818	3467.5	-344.0	-0.332
mittl. jährl. Kältesumme (°C)	-233.2	63.7	0.581	-146.7	-108.9	-0.622
absolutes T_a -Maximum (°C)	36.2	1.2	0.352	36.6	0.7	0.122
absolutes T_a -Minimum (°C)	-16.0	1.0	0.167	-12.9	-5.3	-0.539
mittl. jährl. Anzahl / Tropentage	3.7	3.1	0.488	4.7	1.7	0.171
mittl. jährl. Anzahl / Sommertage	26.6	13.6	0.640	29.1	11.3	0.331
mittl. jährl. Anzahl / warme Tage	14.4	20.0	0.835	29.4	-8.1	-0.211
mittl. jährl. Anzahl / Heiztage	242.1	-19.0	-0.555	218.3	28.3	0.518
mittl. jährl. Anzahl / Frosttage	122.3	-28.7	-0.528	87.5	40.0	0.460
mittl. jährl. Anzahl / Eistage	33.0	-2.4	-0.220	29.0	5.6	0.322
mittl. jährl. Anzahl / kalte Tage	1.9	-0.4	-0.109	0.6	2.2	0.401

In Analogie zur Beziehung (III.36) wurde auch für die statistischen thermischen Kenngrößen Y eine multiple Regressionsanalyse mit dem versiegelten Flächenanteil F_v und dem *sky view factor* SVF in der Form

$$Y = c_0 + c_1 * F_v + c_2 * SVF \quad (III.42)$$

durchgeführt. Die Graufärbung bei den Ergebnissen in Tab. III.14 gibt diejenigen statistischen Kenngrößen an, bei denen für die Regressionsbeziehung (III.42) Korrelationskoeffizienten $r > 0.5$ erzielt wurden. Die Resultate in der Tab. III.14 lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Tab. III.14: Regressionskoeffizienten c_0 , c_1 und c_2 aus der multiplen Regressionsbeziehung (III.42) sowie entsprechende multiple Korrelationskoeffizienten r ; Grundlage: statistische thermische Kenngrößen für 18 Meßstellen aus dem Meßnetz Bodenniveau in München im Zeitraum 1982 bis 1984; F_v : Anteil der versiegelten Fläche, SVF: *sky view factor*, T_a : Lufttemperatur

	c_0	c_1	c_2	r
mittlerer Jahresmittelwert von T_a (°C)	7.9	1.5	-0.7	0.811
mittl. jährl. Wärmesumme (°C)	3107.7	507.0	-187.8	0.837
mittl. jährl. Kältesumme (°C)	-184.0	52.5	-92.7	0.780
absolutes T_a -Maximum (°C)	35.6	1.4	1.1	0.402
absolutes T_a -Minimum (°C)	-13.2	0.4	-5.2	0.543
mittl. jährl. Anzahl / Tropentage	2.3	3.4	2.8	0.558
mittl. jährl. Anzahl / Sommertage	18.0	15.6	16.1	0.790
mittl. jährl. Anzahl / warme Tage	15.4	19.7	-2.0	0.837
mittl. jährl. Anzahl / Heiztage	229.8	-16.1	23.3	0.696
mittl. jährl. Anzahl / Frosttage	105.2	-24.8	32.4	0.642
mittl. jährl. Anzahl / Eistage	30.3	-1.8	5.1	0.360
mittl. jährl. Anzahl / kalte Tage	0.7	-0.1	2.2	0.403

- Wie zu erwarten war, sind die multiplen Korrelationskoeffizienten höher als die einzelnen Korrelationskoeffizienten in Tab. III.13, wobei die Betragzunahme kenngrößenspezifisch unterschiedlich ausfällt.
- Bei der mittleren jährlichen Anzahl von Tropentagen ergab sich im Gegensatz zur Tab. III.13 ein multipler Korrelationskoeffizient $r > 0.5$.
- Keine Korrelationen mit $r > 0.5$ weisen, wie bereits in Tab. III.13, das absolute T_a -Maximum sowie die mittlere jährliche Anzahl von Eistagen und kalten Tagen auf.
- Die engste multiple Korrelation zum versiegelten Flächenanteil F_v und *sky view factor* SVF zeigen die mittlere jährliche Anzahl von warmen Tagen und die mittlere jährliche Wärme-

summe, gefolgt vom mittleren T_a -Jahresmittelwert und der mittleren jährlichen Anzahl von Sommertagen.

Phänologische Beobachtungen eignen sich für die räumlich-zeitliche Analyse des urbanen Wärmearchipels, da die Eintrittstermine phänologischer Phasen von Pflanzen Umwelteinflüsse, insbesondere der Lufttemperatur, widerspiegeln (LIETH, 1997; MENZEL, 1999). Phänologische Beobachtungen im Bereich der Stadtklimatologie, die auf BAUMGARTNER (1952) zurückgehen, sind allerdings nicht sehr häufig (u.a. KALB, 1962; LAUSCHER und LAUSCHER, 1981; GÖDDE und WITTIG, 1983; AONO, 1997). Im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN erfolgten im Frühjahr 1984 umfangreiche phänologische Beobachtungen im Stadtgebiet von München (BAUMGARTNER et al., 1984), denen fünf Stufen von Blatt- und Blütenentwicklung einschließlich Zwischenstufen zugrunde lagen. Von den umfangreichen Testpflanzen konnten die Beobachtungsergebnisse für Roßkastanie, Sommerlinde, Forsythie und gelber Hartriegel weiter bearbeitet werden. Dabei ergaben sich einige Schwierigkeiten:

- An einem Beobachtungstermin ergab sich kein erklärbarer Zusammenhang zwischen der Pflanzenentwicklung und den baustrukturellen bzw. thermischen Verhältnissen.
- Zu einem anderen Beobachtungstermin zeigten sich bei manchen Testpflanzen (z.B. gelber Hartriegel) kaum räumliche Entwicklungsunterschiede, während bei anderen Pflanzen (z.B. Sommerlinde) genau das inverse Verhalten auftrat, d.h. ihre phänologische Entwicklung variierte gebietsweise auf kleinen Flächen von etwa 2 km² relativ stark. Möglicherweise wirkten sich hier mikroklimatische Faktoren oder aber auch lokale Faktoren wie Bodenverhältnisse, Luftqualität, Pflanzenalter und genetische Konstellation der Pflanzen auf ihre Entwicklung aus.
- Die gegenseitige Zuordnung von Entwicklungsstufen verschiedener Testpflanzen war nicht immer möglich, da bei der Erstellung von Karten, die den phänologischen Entwicklungsstand einer Pflanzenart im Stadtgebiet darstellen, manche Pflanzen deutliche Gebiete unterschiedlicher Entwicklungsstufen aufwiesen, andere hingegen nicht.

Trotz der aufgezeigten Probleme konnten aus den stadtphänologischen Beobachtungen in München folgende Ergebnisse erzielt werden (BAUMGARTNER et al., 1984):

- Im Stadtgebiet von München erwiesen sich im Frühjahr 1984 die Voraussetzungen für die Entwicklung von ausgewählten Pflanzen als unterschiedlich.

- Die Differenzierungen in der Pflanzenentwicklung entsprechen in etwa den unterschiedlichen thermischen Verhältnissen, die das urbane Wärmearchipel kennzeichnen. Quantitative Regressionsbeziehungen hierzu konnten allerdings nicht aufgestellt werden.
- Kleinräumige Expositionsunterschiede in urbanen Strukturen (z.B. abgeschattete und besonnte Seiten von Straßenschluchten) wirken modifizierend auf das Muster der differenzierten Pflanzenentwicklungen infolge der Ausprägung des urbanen Wärmearchipels.

Als Resümee ihrer stadtphänologischen Untersuchungen hielten BAUMGARTNER et al. (1984) fest:

- Phänologische Beobachtungen in der Stadt eignen sich zur Analyse der pflanzenrelevanten Wirkung der atmosphärischen Bedingungen, insbesondere der räumlich-zeitlich variablen thermischen Situation, in der *UCL*.
- Stadtphänologische Beobachtungen sollten nur von eingeübtem bzw. erfahrenem Personal durchgeführt werden.
- Stadtphänologische Beobachtungen sollten sich nur auf sorgfältig ausgewählte Testpflanzen erstrecken, die gleichmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilt sind.
- Stadtphänologische Beobachtungen sollten sich mindestens über eine komplette Vegetationsperiode erstrecken.
- An den stadtphänologischen Beobachtungspunkten sollten in Ergänzung zu kontinuierlichen Messungen meteorologischer Parameter innerhalb der *UCL* parallel zusätzliche Messungen derjenigen meteorologischen Parameter mit fundamentaler phänologischer Auswirkung, d.h. hauptsächlich der Lufttemperatur, erfolgen.

III.4 Kleinräumige Variabilität der Lufttemperatur in der *UCL*

Während sich in der Literatur die urbane Wärmeinsel häufig auf Lufttemperaturunterschiede im bodennahen Bereich zwischen der Stadt und dem ländlichen Umland bezieht, repräsentiert das urbane Wärmearchipel die innerstädtische Verteilung von Wärmeelementen. In einer noch differenzierteren räumlichen und zeitlichen Skalenebene, die allerdings über der Skala von Turbulenzelementen liegt, zeigt sich eine kleinräumige Variabilität der Lufttemperatur in der *UCL*. Sie wird häufig im Rahmen von Fallstudien zur Analyse lokal begrenzter Stadtklimaeffekte, wie z.B. thermische Differenzierung zwischen gegenüberliegenden Bürgersteigen in Straßen-

schluchten oder kleinräumige Klimamanipulation durch Baumkronen, erfaßt, wobei experimentelle Methoden punktuelle Resultate, Modellansätze dagegen flächendeckende Ergebnisse in Rasterform (u.a. BRUSE, 1999) liefern. Nachfolgend werden vier Beispiele aus experimentellen Fallstudien zur kleinräumigen Variabilität der Lufttemperatur in der *UCL* an sommerlichen Strahlungstagen diskutiert. Dabei ist auch der zeitliche Verlauf der kleinräumigen T_a -Unterschiede von Interesse.

An einem Strahlungstag im Sommer 1985 (13. August) wurden an ausgewählten Meßpunkten im nördlichen Stadtzentrum von München Messungen von meteorologischen Größen durchgeführt, um über die anschließende Anwendung eines human-biometeorologischen Bewertungsmodelles Hinweise über die Auswirkungen von Straßenschluchten mit Randbäumen auf das thermische Empfinden von Menschen bei Hitzestress auslösenden Wetterbedingungen zu erhalten. Zu diesen meteorologischen Größen, die in der human-biometeorologisch relevanten Höhe von 1.1 m über Grund (HÖPPE, 1984) zu bestimmen waren, zählte auch die Lufttemperatur. Bei den Meßpunkten handelte es sich um (Abb. III.29):

- a) Bürgersteig auf der Ostseite einer in NNE - SSW Richtung verlaufenden Straßenschlucht ohne Randbäume,
- b) Bürgersteig auf der Ostseite einer in NNE - SSW Richtung verlaufenden Straßenschlucht mit ca. 18 m hohen Randbäumen auf beiden Straßenseiten (Pyramidenpappeln, *Populus nigra 'Italica'*),
- c) Zentrum eines quadratischen freien versiegelten Platzes mit einem Durchmesser von ca. 124 m auf der Verbindungsstraße zwischen den Meßpunkten a) und b),

Die Meßpunkte a) und b) waren bezüglich Straßenbreite (ca. 22.5 m), Breite des Bürgersteigs (ca. 5 m), Höhe der Randbebauung (ca. 25 m an der Ostseite und ca. 19 m an der Westseite), Verkehrsdichte und Verkehrsmodus vollkommen identisch. Der einzige Unterschied lag in den Randbäumen, die beim Meßpunkt b) im Gegensatz zum Meßpunkt a) vorhanden waren. Die horizontalen Entfernungen zwischen den einzelnen Meßpunkten betragen:

- Meßpunkt a) - Meßpunkt b): ca. 950 m
- Meßpunkt a) - Meßpunkt c): ca. 325 m
- Meßpunkt b) - Meßpunkt c): ca. 625 m



Abb. III.29: Lage der Meßstellen in der *UCL* während der Fallstudie am 13. August 1985 im nördlichen Stadtzentrum von München

In Ergänzung zu den innerstädtischen Meßpunkten a) bis c) wurde auch ein Meßpunkt im Stammraum eines Fichtenhochwaldes (Bestandeshöhe: ca. 35 m, Kronenansatz bei ca. 17 m über dem Waldboden, Bestandesdichte: ca. 500 Bäume pro Hektar), der sich ca. 20 km in ESE Richtung vom Meßpunkt a) befand, in die Untersuchungen miteinbezogen. Dabei handelte es sich um die Forstmeteorologische Meßstelle im Ebersberger Forst (u.a. HAGER, 1975; MAYER, 1985).

Die meteorologischen Messungen erfolgten am 13. August 1985 tagsüber an allen vier Meßpunkten parallel zu gleichen Terminen (alle 30 Minuten) und mit identischen Meßsystemen. Bei den Ergebnissen für die Lufttemperatur T_a in der Abb. III.30 fällt auf, daß die T_a -Werte im Stammraum des Fichtenhochwaldes aufgrund anderer energetischer Randbedingungen deutlich unter den T_a -Werten an den drei innerstädtischen Meßpunkten lagen. Im Mittel über die Meßperiode von 7:30 bis 19:00 Uhr MEZ war T_a im Stammraum des Fichtenhochwaldes um ca. 3 °C niedriger als an den drei innerstädtischen Meßpunkten.

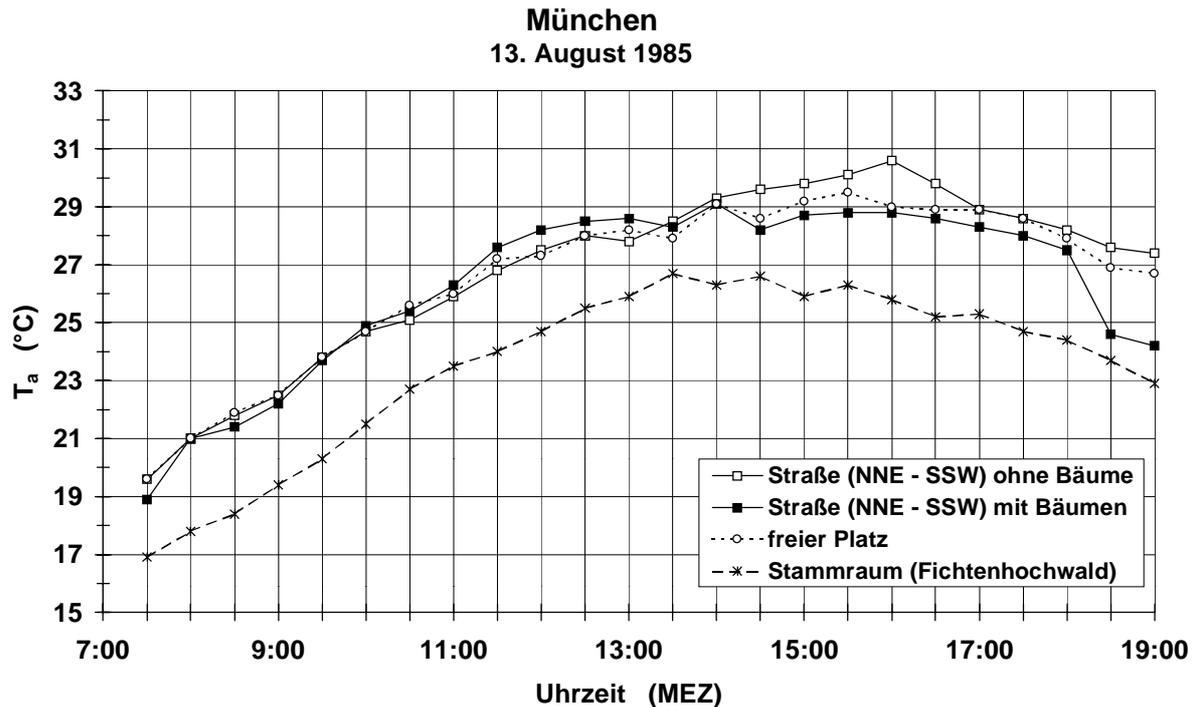


Abb. III.30: Lufttemperatur T_a in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München und im Stammraum eines nahen Fichtenhochwaldes (modifiziert nach HÖPPE und MAYER, 1987; MAYER, 1993)

Die Verläufe von T_a weisen an den drei innerstädtischen Meßpunkten bis ca. 14:00 Uhr MEZ kaum systematische Unterschiede auf. Erst danach machten sich die energetischen Folgen von abschattender Wirkung des Kronendachs der Pyramidenpappeln sowie kurzweiliger Reflexstrahlung und langweiliger Ausstrahlung der nach Westen orientierten Hauswände an den Meßpunkten a) und b) bemerkbar. So stieg T_a beim Meßpunkt auf dem Bürgersteig auf der Ostseite der in NNE - SSW Richtung verlaufenden Straßenschlucht ohne Randbäume noch bis 16:00 Uhr MEZ an und nahm anschließend wieder ab. Beim Meßpunkt auf dem Bürgersteig auf der Ostseite der in NNE - SSW Richtung verlaufenden Straßenschlucht mit Randbäumen wurde T_a zunächst kleiner, stieg dann leicht bis ebenfalls 16:00 Uhr MEZ an und nahm anschließend weiter ab. In diesem Zeitraum war T_a am Meßpunkt ohne Randbäume immer größer als am Meßpunkt mit Randbäumen. Diese Differenz betrug im Mittel zwischen 14:30 Uhr und 19:00 Uhr MEZ 1.5 °C. Der Meßpunkt im Zentrum des quadratischen freien versiegelten Platzes, der von Gebäuden der Ludwig-Maximilians-Universität München eingerahmt wird, war in seinem T_a -Verhalten zwischen den beiden anderen innerstädtischen Meßpunkten einzuordnen. Der T_a -Mittelwert zwischen 14:30 Uhr MEZ und 19:00 Uhr MEZ betrug dort 28.4 °C und lag

- um 0.8 °C höher als am Meßpunkt auf dem Bürgersteig auf der Ostseite der in NNE - SSW Richtung verlaufenden Straßenschlucht mit Randbäumen,
- und um 0.7 °C niedriger als am Meßpunkt auf dem Bürgersteig auf der Ostseite der in NNE - SSW Richtung verlaufenden Straßenschlucht ohne Randbäume.

In Fortführung der Fallstudie am 13. August 1985 in München wurden im mikroskaligen urbanen Projekt KLIWUS (Untersuchung der kleinklimatischen Wirkung urbaner Strukturen) von der räumlichen Maßstabebene her noch kleinräumigere Unterschiede von meteorologischen Größen zwischen nahen Stadtstrukturen in München meßtechnisch erfaßt und über die Anwendung eines human-biometeorologischen Bewertungsverfahrens beurteilt (MAYER und SUPPAN, 1990; MAYER und MATZARAKIS, 1997, 1998). Dafür wurde ein mobiles human-biometeorologisches Meßsystem auf verschiedenen, jeweils mehrmals befahrenen Routen eingesetzt, das konzeptionell mit demjenigen in der Abb. II.14 vergleichbar ist. Von den umfangreichen Ergebnissen aus KLIWUS werden nachfolgend die T_a -Resultate für zwei Fallstudien erörtert.

An einem Strahlungstag Sommer 1989 (22. August) fanden an nahen Meßpunkten auf einer Profiliroute, die auch durch das nördliche Stadtzentrum von München führte, Messungen von meteorologischen Größen in 1.1 m Höhe über Grund statt, die Inputvariable für human-biometeorologische Modelle bilden. Im Gegensatz zu den parallelen Messungen am 13. August 1985 konnten diese Messungen nur sequentiell erfolgen, da sie mit dem erwähnten mobilen Meßsystem durchgeführt wurden. Ergebnisse für die Lufttemperatur T_a werden nur von den Meßpunkten 1, 2, 3 und 4 präsentiert, deren Lage zueinander aus der Abb. III.31 ersichtlich ist. Diese Meßpunkte lassen sich wie folgt charakterisieren:

- a) Meßpunkt 1 („Innenhof“) in einem weitgehend versiegelten Innenhof (Durchmesser in W - E Richtung: ca. 24 m), der nach Süden keine nennenswerte Horizonteinengung aufweist und im Norden an eine Straße („Schellingstr.“) in WNW - ESE Richtung grenzt;
- b) Meßpunkt 2 („Bürgersteig, Südseite“) auf dem Bürgersteig auf der südlichen Seite der Straßenschlucht „Schellingstr.“, die eine Breite von ca. 16 m hat;
- c) Meßpunkt 3 („Bürgersteig, Westseite“) auf dem ca. 5 m breiten Bürgersteig der westlichen Seite der Straßenschlucht „Ludwigstr.“ (Breite: ca. 22,5 m), die in NNE - SSW Richtung verläuft;

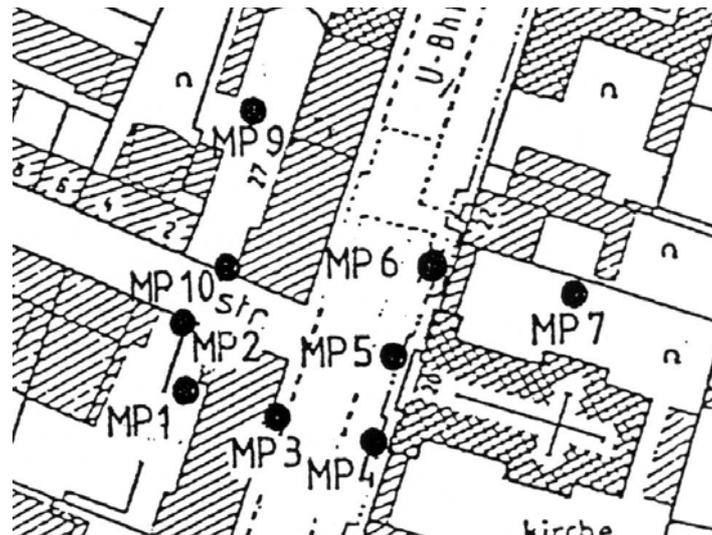


Abb. III.31: Lage der Meßpunkte für die human-biometeorologischen Messungen im Rahmen des KLIWUS-Projektes am 22. August 1989 (sommerlicher Strahlungstag) im nördlichen Stadtzentrum von München (aus MAYER und SUPPAN, 1990)

- d) Meßpunkt 4 („Bürgersteig, Ostseite“) auf dem ca. 5 m breiten Bürgersteig der östlichen Seite der Straßenschlucht „Ludwigstr.“, unmittelbar gegenüber des Meßpunktes 3.

Die horizontalen Entfernungen zwischen den einzelnen Meßpunkten betragen:

- Meßpunkt 1 - Meßpunkt 2: ca. 6 m,
- Meßpunkt 1 - Meßpunkt 3: ca. 10.5 m,
- Meßpunkt 1 - Meßpunkt 4: ca. 53 m,
- Meßpunkt 2 - Meßpunkt 3: ca. 35.5 m,
- Meßpunkt 2 - Meßpunkt 4: ca. 60 m,
- Meßpunkt 3 - Meßpunkt 4: ca. 27.5 m.

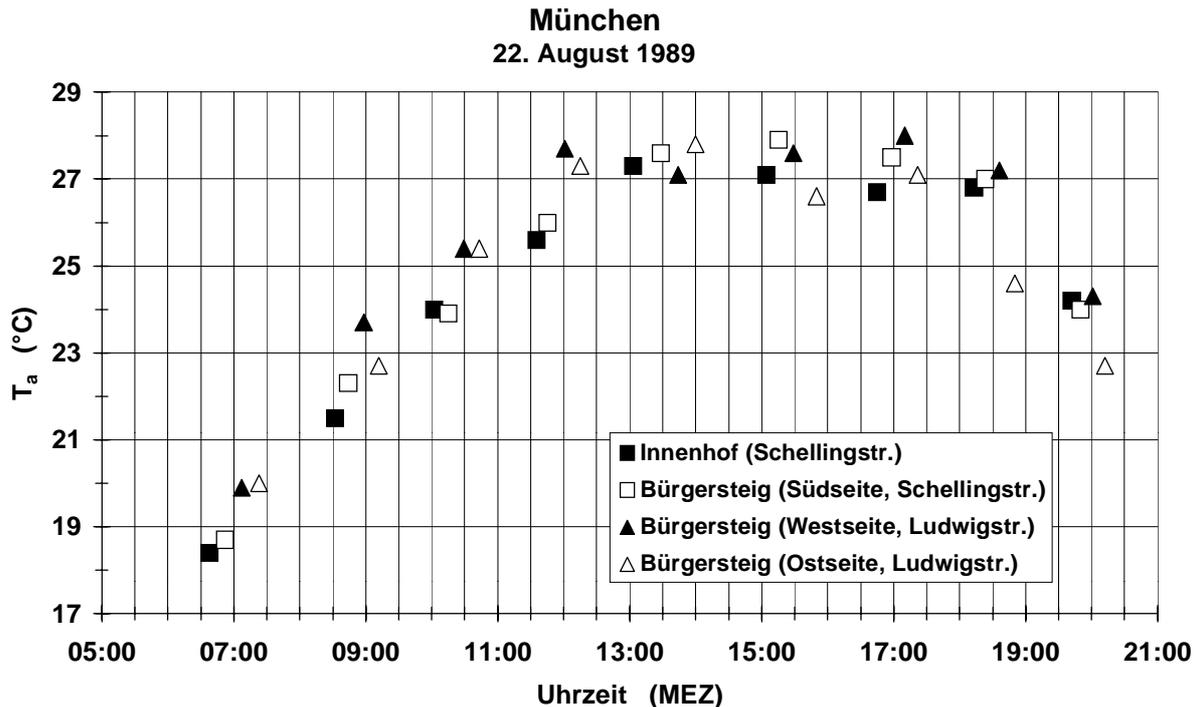


Abb. III.32: Lufttemperatur T_a in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an vier nahen Meßpunkten im nördlichen Stadtzentrum von München (modifiziert nach MAYER und SUPPAN, 1990)

Die Meßergebnisse für T_a aus der Fallstudie am 22. August 1989 sind in der Abb. III.32 enthalten. Da die Messungen, wie bereits erwähnt, nicht zeitgleich parallel an allen Meßpunkten, sondern über ein mobiles Meßsystem erfolgten, wurden die punktuellen Resultate nicht durch Linien wie in der Abb. III.30 verbunden. Die sequentielle Meßstrategie, die dieser Abbildung zugrunde liegt, erschwert die Interpretation der Ergebnisse. Dennoch läßt sich die Tendenz zu höheren T_a -Werten auf dem westlichen Bürgersteig der in NNE - SSW Richtung verlaufenden Straßenschlucht erkennen. Sie äußert sich auch dadurch, daß an diesem Meßpunkt 3 der T_a -Mittelwert im Untersuchungszeitraum über den vergleichbaren T_a -Mittelwerten an den anderen Meßpunkten (Meßpunkt 2 um 0.7 °C, Meßpunkt 4 um 0.8 °C und Meßpunkt 1 um 1.1 °C) lag. Da an den vier Meßpunkten in der Abb. III.32 der Versiegelungsgrad kaum nennenswert differiert, dürften die T_a -Unterschiede weitgehend auf unterschiedliche energetische Randbedingungen, hervorgerufen durch variable Werte des *sky view factors* an den einzelnen Meßpunkten, zurückzuführen sein. Etwas überraschend ist, daß in der Straßenschlucht in NNE - SSW Richtung die T_a -Werte am Meßpunkt 4 auf dem östlichen Bürgersteig am Nachmittag und frühen Abend unter den T_a -Werten am gegenüberliegenden Meßpunkt 3 auf dem westlichen Bürgersteig lagen. Aufgrund der Straßenschluchtgeometrie wären umgekehrte Verhältnisse er-

wartet worden. Die Untersuchungsergebnisse von MAYER und SUPPAN (1990) ergeben hierzu jedoch keine Anhaltspunkte.

In einer anderen Fallstudie im Rahmen des KLIWUS-Projektes wurden die thermischen Bedingungen im Übergangsbereich zwischen einem innerstädtischen Park und dem City-Bebauungsbereich experimentell mit dem mobilen Meßsystem untersucht. Davon werden hier die Ergebnisse für die Meßpunkte 1, 2 und 7, die nachfolgend charakterisiert sind, näher analysiert.

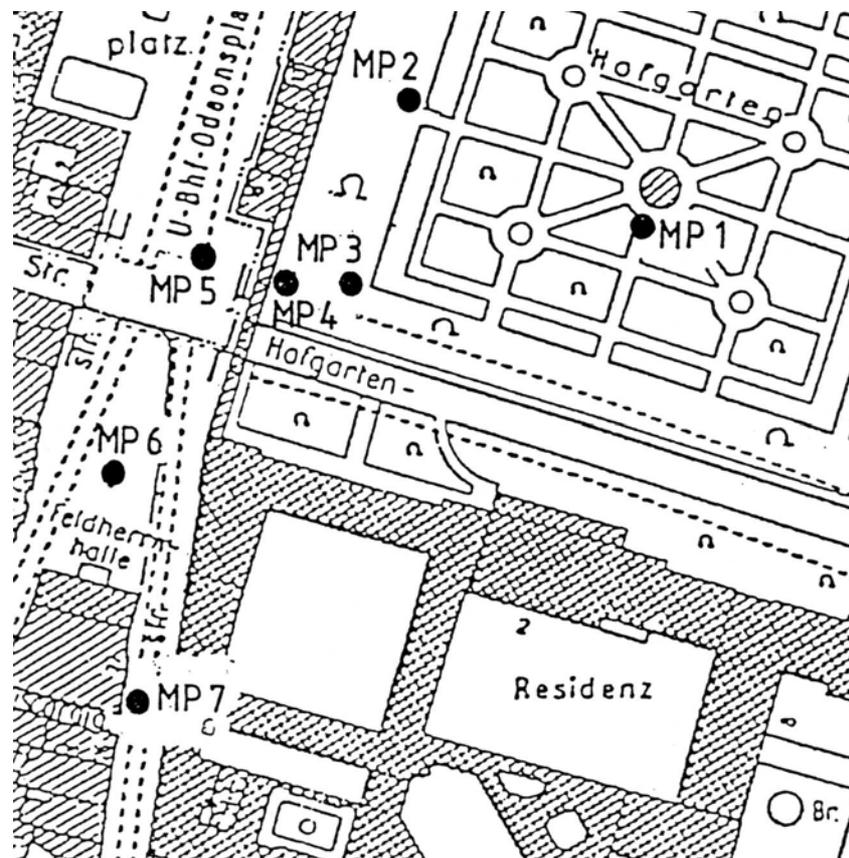


Abb. III.33: Lage der Meßpunkte für die human-biometeorologischen Messungen im Rahmen des KLIWUS-Projektes am 16. August 1989 (sommerlicher Strahlungstag) im Stadtzentrum von München (aus MAYER und SUPPAN, 1990)

- a) Meßpunkt 1 („freier Platz“) ca. 7 m südlich eines kleinen runden Pavillons in der Mitte des innerstädtischen Parks „Hofgarten“, der einen hohen Anteil von Rasenflächen und Hecken aufweist, keine Horizonteinengungen in östlicher, südlicher und westlicher Richtung (Gebäude mindestens 80 m entfernt);

- b) Meßpunkt 2 („unter einer Baumkrone“) am westlichen Rand des Hofgartens unter einer Baumkrone, westlich davon mehrere Einzelbäume von ca. 13 m Höhe mit breiten Kronen und in ca. 33 m Entfernung eine Arkadenfassade, fast keine Horizonteneinengungen in nördlicher und südlicher Richtung, in östlicher Richtung der Stamm des Baumes in ca. 4 m Entfernung, unter dessen Krone die Messungen erfolgen und in ca. 8 m Entfernung eine ca. 2 m hohe Hecke;
- c) Meßpunkt 7 („enge N - S Straßenschlucht“) auf dem westlichen Bürgersteig einer engen Straßenschlucht von ca. 13 m Breite, im Westen und Osten von 4-geschossigen Altbauten umgeben, d.h. für das Verhältnis von Höhe H der Randbebauung zur Straßenschluchtbreite W gilt: $H/W > 1$.

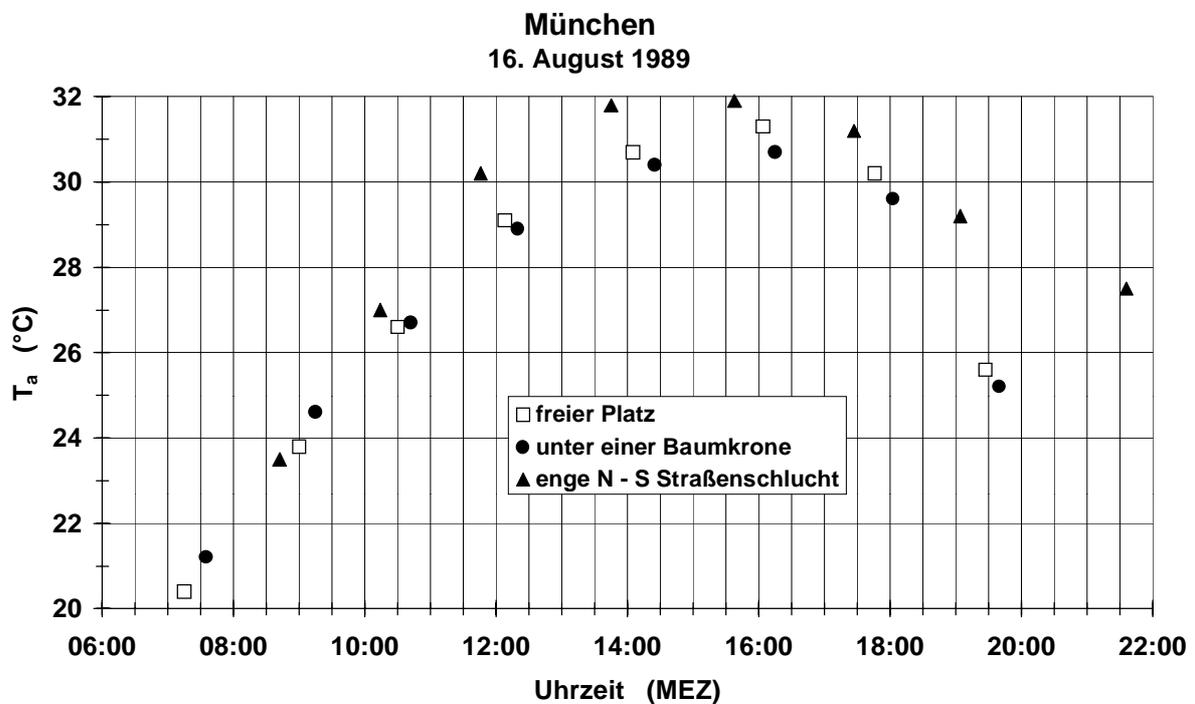


Abb. III.34: Lufttemperatur T_a in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von München (modifiziert nach MAYER und SUPPAN, 1990)

Die horizontalen Entfernungen zwischen den Meßpunkten 1, 2 und 7 betragen:

- Meßpunkt 1 - Meßpunkt 2: ca. 65 m,
- Meßpunkt 1 - Meßpunkt 7: ca. 171 m,
- Meßpunkt 2 - Meßpunkt 7: ca. 163 m.

Die Ergebnisse dieser Fallstudie für T_a (Abb. III.34) lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Die höchsten T_a -Werte traten in der engen N - S Straßenschlucht auf. Im Mittel über den Untersuchungszeitraum war T_a an diesem Meßpunkt 7 um 1.8 °C höher als an den beiden anderen Meßpunkten. Der Grund dafür dürfte in der Orientierung der engen Straßenschlucht liegen, in die zur Mittagszeit die direkte Sonnenstrahlung unbehindert einfallen kann, während der vergleichsweise hohe Wert des Quotienten H/W den turbulenten Luftmassenaustausch einschränkt. Die hohen T_a -Werte am Meßpunkt 7 am Abend resultieren aus dem Zusammenwirken von reduziertem *sky view factor* und der Abgabe von gespeicherter Gebäudewärme.
- Im Mittel über den Untersuchungszeitraum waren die T_a -Werte an den Meßpunkten 1 und 2 mit 27.2 °C identisch. Im Tagesverlauf war jedoch T_a mittags und nachmittags am Meßpunkt 2 „unter einer Baumkrone“ um bis zu 0.6 °C (um 16 Uhr MEZ) niedriger als am Meßpunkt 1, der einen unbehinderten turbulenten Luftmassenaustausch aufwies. Er könnte für die etwas geringere T_a -Differenz zwischen den Meßpunkten 2 „unter einer Baumkrone“ und 1 „frei von Baumkroneneinfluß“ in der Abb. III.34 im Gegensatz zur T_a -Differenz zwischen den Meßpunkten „Straßenschlucht mit Randbäumen“ und „Straßenschlucht ohne Randbäume“ in der Abb. III.30 sein. Am Morgen war hingegen T_a am Meßpunkt „unter einer Baumkrone“ infolge der geringeren effektiven Ausstrahlung höher als am Vergleichsmeßpunkt „freier Platz“.

Die letzte der hier diskutierten Fallstudien zur kleinräumigen Variabilität der Lufttemperatur in der *UCL* wurde am 19. Juli 1999 im Zentrum von Freiburg im Bereich des Fahnenbergplatzes (Abb. III.35) durchgeführt. Zielsetzung dieser Fallstudie war erneut die quantitative Analyse der Auswirkungen von Baumkronen auf das thermische Empfinden von Menschen bei Hitzestress auslösenden Wetterlagen. Dazu erfolgten an sechs nahe beieinander liegenden Meßpunkten diskontinuierliche Messungen der erforderlichen meteorologischen Größen, wofür das mobile human-biometeorologische Meßsystem in Abb. II.14 eingesetzt wurde. In Verbindung mit anderen vergleichbaren Untersuchungen liegen somit belastbare Resultate für diese Problematik vor.

Von den Messungen am 19. Juli 1999 werden nachfolgend die Ergebnisse nur für folgende fünf Meßpunkte diskutiert:

- a) Meßpunkt „unter einer Baumkrone“ (MP 1) unter der Krone des südlichen Roßkastanienbaums (*Aesculus hippocastanum*) auf der Grünfläche am Fahnenbergplatz, aus *Fish-eye* Aufnahme (Abb. III.36) abgeleiteter *sky view factor*: 0.25;

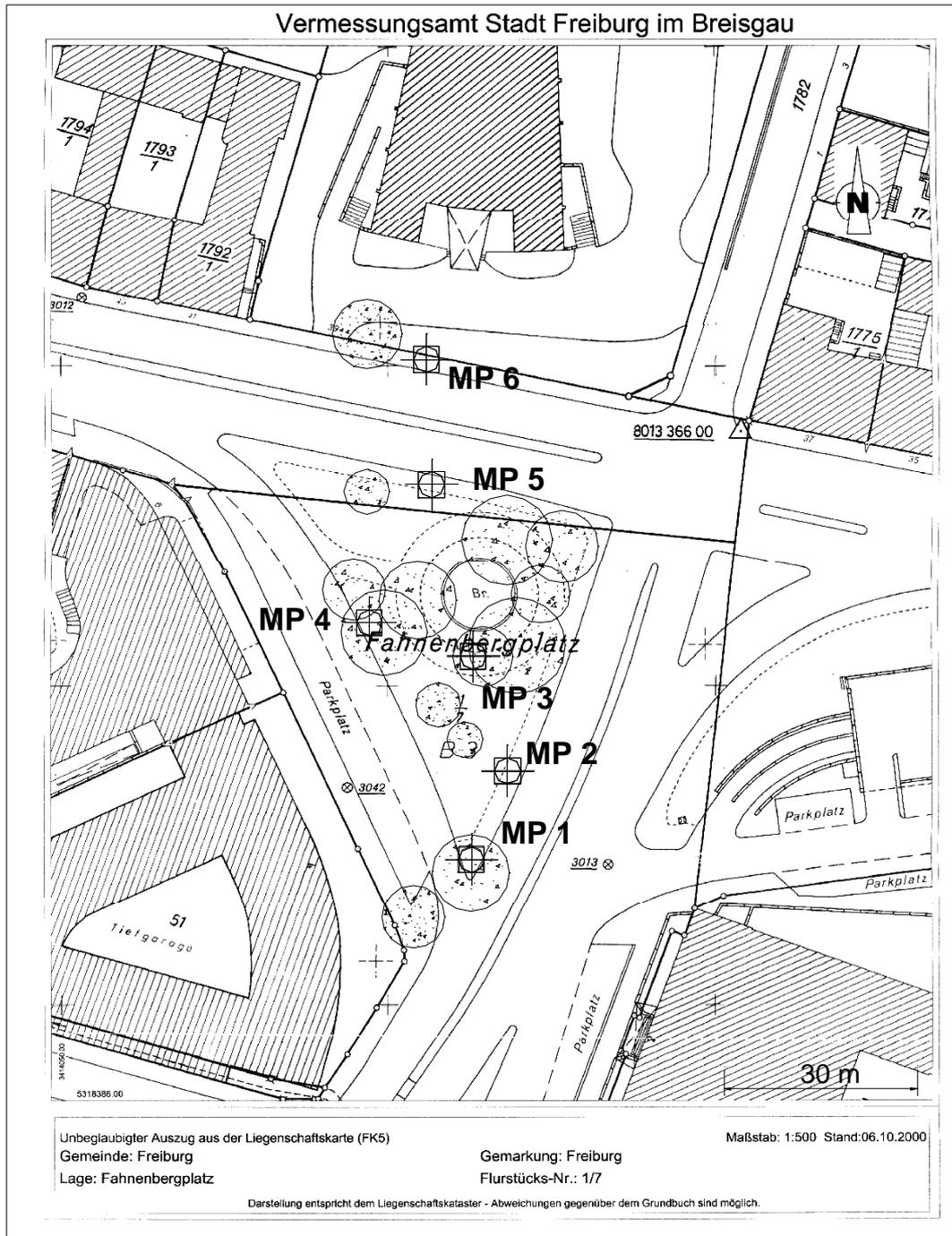


Abb. III.35: Lage der Meßpunkte für die human-biometeorologischen Messungen am 19. Juli 1999 (schöner Sommertag) im Zentrum von Freiburg

- b) Meßpunkt „unter einer Baumkronengruppe“ (MP 3) unter den Kronen einer Gruppe von Roßkastanienbäumen (*Aesculus hippocastanum*) südlich des temporären Springbrunnens in der Mitte der Grünfläche am Fahnenbergplatz, aus *Fish-eye* Aufnahme (Abb. III.36) abgeleiteter *sky view factor*: 0.07;

- c) Meßpunkt „Straßenschlucht, Südseite“ (MP 5) auf dem südlichen Bürgersteig der Straßenschlucht „Friedrichring“, die nördlich der Grünfläche am Fahnenbergplatz verläuft, aus *Fish-eye* Aufnahme (Abb. III.37) abgeleiteter *sky view factor*: 0.42;
- d) Meßpunkt „Straßenschlucht, Nordseite“ (MP 6) auf dem nördlichen Bürgersteig der Straßenschlucht „Friedrichring“, die nördlich der Grünfläche am Fahnenbergplatz verläuft, aus *Fish-eye* Aufnahme (Abb. III.37) abgeleiteter *sky view factor*: 0.61;
- e) Meßpunkt „östlich der Baumgruppe“ (MP 2) auf dem westlichen Bürgersteig der in NNE - SSW Richtung verlaufenden Straßenschlucht, aus *Fish-eye* Aufnahme (Abb. III.38) abgeleiteter *sky view factor*: 0.47.

Für die Bestimmung des *sky view factors* aus *Fish-eye* Aufnahmen existieren in der Stadtklimatologie und Forstlichen Meteorologie verschiedene Verfahren (u.a. STEYN, 1980; BEKKER et al., 1989; HOLMER, 1992). In dieser Untersuchung wurde der *sky view factor* über die Anwendung des Modells RayMan (MATZARAKIS et al., 2000) aus *Fish-eye* Aufnahmen ermittelt.

Die horizontalen Entfernungen zwischen den einzelnen Meßpunkten betragen:

- Meßpunkt 1 - Meßpunkt 2: ca. 15 m,
- Meßpunkt 1 - Meßpunkt 3: ca. 32 m,
- Meßpunkt 1 - Meßpunkt 5: ca. 59 m,
- Meßpunkt 1 - Meßpunkt 6: ca. 78.5 m,
- Meßpunkt 2 - Meßpunkt 3: ca. 18.5 m,
- Meßpunkt 2 - Meßpunkt 5: ca. 46 m,
- Meßpunkt 2 - Meßpunkt 6: ca. 64.5 m,
- Meßpunkt 3 - Meßpunkt 5: ca. 27.5 m,
- Meßpunkt 3 - Meßpunkt 6: ca. 47.5 m,
- Meßpunkt 5 - Meßpunkt 6: ca. 19.5 m.

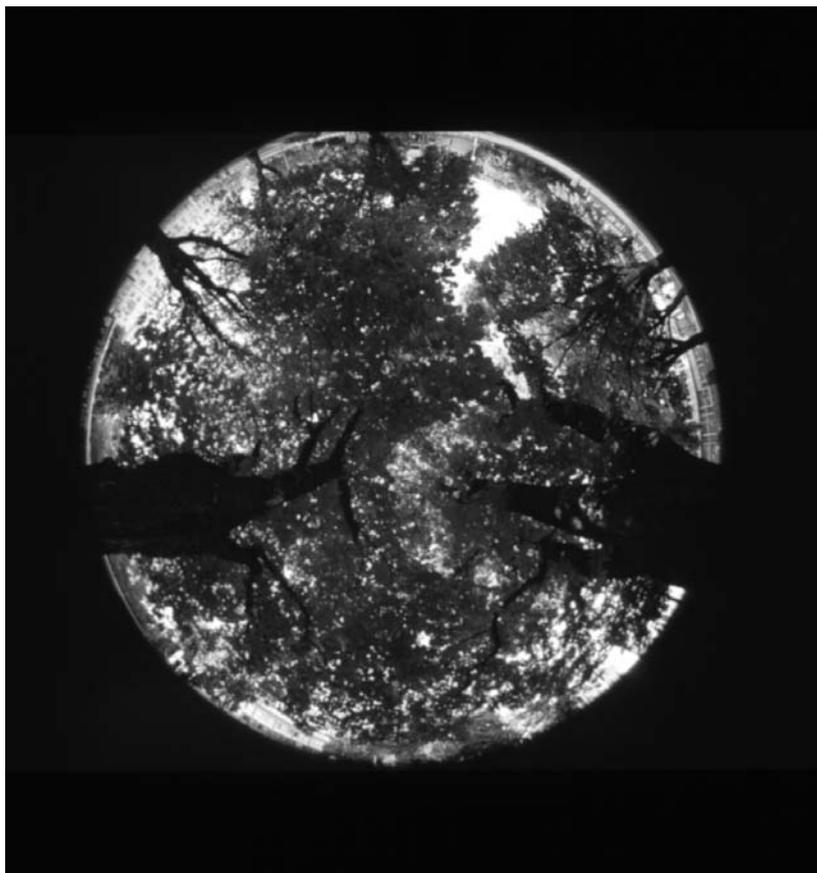


Abb. III.36: *Fish-eye* Aufnahmen (nach oben) von den Meßplätzen „unter einer Baumkrone“ (MP 1, oben) und „unter einer Baumkronengruppe“ (MP 3, unten) im Zentrum von Freiburg am 19. Juli 1999

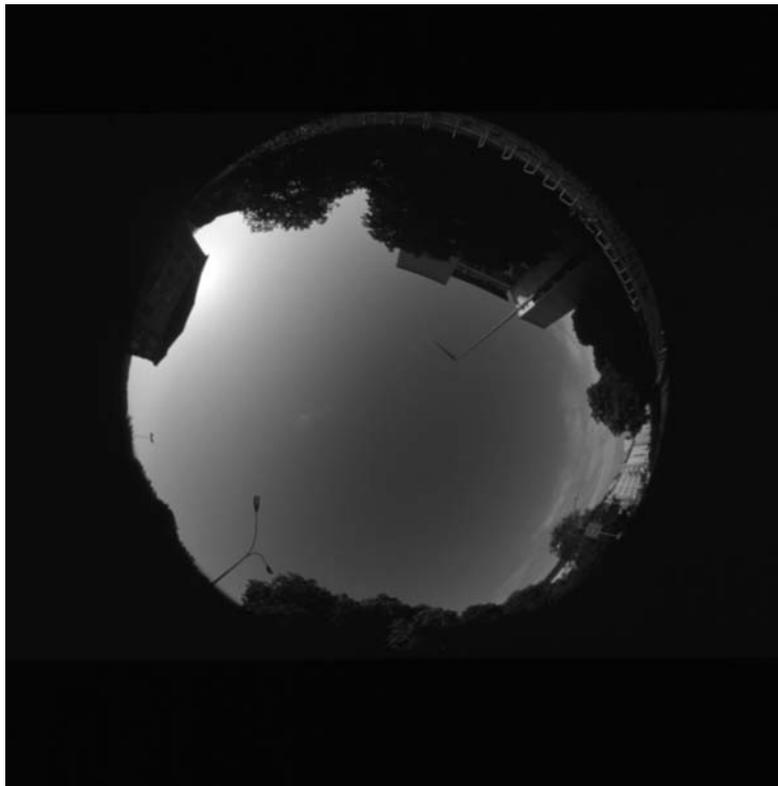


Abb. III.37: *Fish-eye* Aufnahmen (nach oben) von den Meßplätzen „Straßenschlucht, Südseite“ (MP 5, oben) und „Straßenschlucht, Nordseite“ (MP 6, unten) im Zentrum von Freiburg am 19. Juli 1999



Abb. III.38: *Fish-eye* Aufnahme (nach oben) vom Meßplatz „östlich der Baumgruppe“ (MP 2) im Zentrum von Freiburg am 19. Juli 1999

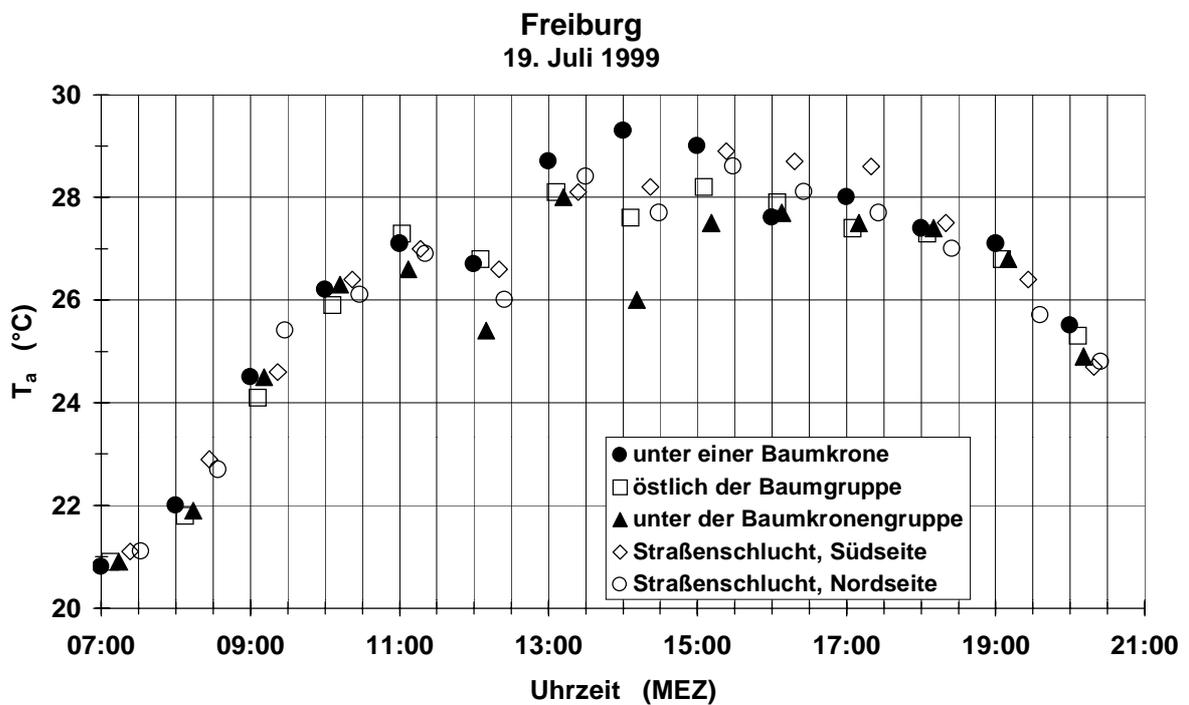


Abb. III.39: Lufttemperatur T_a in 1.1. m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Bereich einer innerstädtischen Grünfläche in Freiburg

Bei den Ergebnissen für die Lufttemperatur T_a (Abb. III.39) sind aus Gründen der besseren Übersicht die T_a -Werte an den Meßpunkten unter Baumkronen schwarz markiert. Da die Messungen an den einzelnen Meßpunkten in sequentieller und nicht paralleler Weise erfolgten, wurden je Meßpunkt die einzelnen T_a -Werte - wie schon in den Abb. III.32 und III.34 - nicht durch Linien verbunden. Der 19. Juli 1999 war ein schöner Sommertag, der morgens und abends durch wolkenlosen Himmel gekennzeichnet war, während um die Mittagszeit bis zu 4/8 Quellbewölkung (Cu) auftrat. Die Resultate für T_a in der Abb. III.39 können wie folgt zusammengefaßt werden:

- a) Der Verlauf von T_a läßt sich insgesamt als sinusförmig beschreiben, wobei die T_a -Werte ab dem späten Vormittag bis zum späten Nachmittag meßpunktspezifische Abweichungen von dieser idealisierten Kurve aufweisen. Die generell niedrigen T_a -Werte zwischen 12:00 und 12:30 Uhr MEZ dürften eine Folge der erwähnten temporären Quellbewölkung sein.
- b) Auffällig sind die vergleichsweise niedrigen T_a -Werte am Meßpunkt „unter der Baumkronengruppe“ kurz nach 12, 14 Uhr und 15 Uhr MEZ (bis zu 1.6 °C unter den T_a -Werten an den übrigen Meßpunkten). Sie könnten u.a. durch das Zusammenwirken von Abschattung der direkten Sonnenstrahlung und advektive Kühlung durch den dort nahen Springbrunnen, der von ca. 11.30 Uhr bis ca. 17.30 Uhr in Betrieb war, verursacht sein. Eine quantitative Aufteilung dieser Einflußfaktoren ist derzeit noch nicht möglich.
- c) Im Mittel über den Untersuchungszeitraum am 19. Juli 1999 war T_a an den Meßplätzen „unter einer Baumkrone“ und „Straßenschlucht, Südseite“ mit 26.4 °C am größten, gefolgt von 26.2 °C am Meßplatz „Straßenschlucht, Nordseite“. Der vergleichsweise hohe T_a -Mittelwert am Meßplatz „unter einer Baumkrone“ ist eine Folge der hohen T_a -Werte an diesem Meßpunkt am frühen Nachmittag, als er von der direkten Sonnenstrahlung erreicht wurde. Der niedrigste T_a -Mittelwert mit 25.8 °C ergab sich für den Meßplatz „unter der Baumkronengruppe“. Er ist maßgeblich durch die unter b) zusammengestellten Faktoren begründet.

Von den hier diskutierten vier Fallstudien zur kleinräumigen Variabilität der Lufttemperatur T_a in der UCL berücksichtigen drei die thermischen Effekte durch Baumkronen. Während sich aus den Fallstudien in der Abb. III.30 und III.39 eine Erniedrigung von T_a unter Baumkronen

herausstellte, die im Mittel über die Tagesstunden jeweils 0.6 °C betrug, war diese mittlere Wirkung in der Fallstudie der Abb. III.34 nicht erkennbar. Hier zeigten sich lediglich kurzzeitige Erniedrigungen von T_a unter Baumkronen, die jedoch um mindestens den doppelten Betrag kleiner als die kurzzeitigen T_a -Erniedrigungen unter Baumkronen in den Abb. III.30 und III.39 waren. Ein wesentlicher Grund für die gewisse Sonderstellung der T_a -Resultate aus der Fallstudie am 16. August 1989 (Abb. III.34) dürfte in den Kennzeichen der dortigen Meßpunkte liegen. So war beim Meßpunkt „unter einer Baumkrone“ die Abschattung der direkten Sonnenstrahlung infolge der Kronenstruktur nicht so wirksam wie beim Meßpunkt „unter der Baumkronengruppe“ in der Abb. III.39.

Bezüglich T_a zeigte der Meßpunkt „unter einer Baumkrone“ aus der Abb. III.34 ein ähnliches Verhalten wie der Meßpunkt „unter einer Baumkrone“ in der Abb. III.39, für den sich ebenfalls keine mittlere T_a -Erniedrigung für die Tagesstunden herausstellte. Daraus läßt sich insgesamt ableiten, daß von einzelnen Baumkronen nur eine zeitlich limitierte, geringe Reduzierung von T_a in den untersten 2 m der Atmosphäre, d.h. dem Lebensbereich der Menschen im Freien, ausgeht, und zwar dann, wenn der Einwirkungsort von der direkten Sonnenstrahlung nicht erfaßt wird. Deutlich wirkungsvoller für T_a -Erniedrigungen bei Hitzestress auslösenden Wetterbedingungen im Sommer sind breite Kronen von Baumgruppen mit einem geringen *sky view factor*, die tagsüber permanent für die Abschattung der direkten Sonnenstrahlung sorgen.

III.5 Ergebnisse zur urbanen Wärmeinsel und zum urbanem Wärmearchipel in der UCL aus thermischen Profilfahrten

Über thermische Profilfahrten lassen sich - im Gegensatz zu ortsfesten Messungen - die urbane Wärmeinsel und das urbane Wärmearchipel in der UCL in räumlich verdichteter Form untersuchen (u.a. DANZEISEN, 1983; BARLAG, 1993; KUTTLER, 1996; KUTTLER et al., 1996; HELBIG et al., 1999). Dafür werden meistens geeignet ausgestattete Fahrzeuge eingesetzt, wie sie in den Abb. II.10 und II.11 exemplarisch dargestellt sind. Mit mobilen Meßsystemen für human-biometeorologische Bewertungsaufgaben (z.B. Abb. II.14) können auch thermische Profilfahrten durchgeführt werden. Sie beschränken sich allerdings, wie in den Abb. III.32, III.34 und III.39 angedeutet ist, aufgrund ihres Handbetriebs auf einen räumlich engeren Bereich als bei Profilfahrten mit Meßfahrzeugen.

Die Analyse der räumlich differenzierten Verteilung der Lufttemperatur T_a auf der Grundlage von thermischen Profilfahrten durch Stadtgebiete kann in Form von punktuellen T_a -Weg-

Diagrammen, farbkodierten Isothermenkarten oder Flächen gleicher T_a -Abweichungen zu einer Referenzstation erfolgen. Ein Beispiel für die systematische flächendeckende Auswertung von Ergebnissen mehrerer Profildfahrten stellen die Untersuchungen von GEHRKE et al. (1977) und NÜBLER (1979) über die Konfiguration und Genese der Wärmeinsel der Stadt Freiburg dar. Thermische Profildfahrten sind aber auch wesentliche Grundlagen für anwendungsorientierte synthetische Klimafunktionskarten, wie viele Beispiele für Städte in Nordrhein-Westfalen dokumentieren (u.a. LHS DÜSSELDORF, 1995).

Die Darstellung von Ergebnissen aus thermischen Profildfahrten in Form von farbkodierten Isothermenkarten wurde bei den klimatischen Untersuchungen zum Projekt „Stuttgart 21“ gewählt (KNAPP, 1998). Für diese Präsentationsart wurden die Abweichungen ΔT_a der T_a -Werte aus thermischen Profildfahrten zu ausgewählten Terminen von den zeitgleichen T_a -Werten aus Messungen an einer nahen ortsfesten Station ermittelt und farbkodiert in Stufen von 0.5 °C längs der jeweiligen Profiliroute in Karten mit dem Maßstab 1 : 20 000 eingetragen. Mit dieser Methode läßt sich ein eindeutiger Raum-Zeit-Bezug von ΔT_a -Stufen herstellen und übersichtlich darstellen.

Über traditionelle T_a -Weg-Diagramme wurden die punktuellen Ergebnisse aus thermischen Profildfahrten dargestellt, die im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN in München erfolgten (BRÜNDL et al., 1987; MAYER, 1987). Insgesamt 23 Profilirouten durch die Stadt mit einer unterschiedlichen Anzahl von Meßpunkten waren vorher ausgewählt worden. Jede Profiliroute wurde bei austauscharmen Hochdruckwetterlagen mehrmals täglich befahren, um die räumliche Dynamik von tageszeitlicher Abkühlung und Erwärmung der Luft zumindest ansatzweise erfassen zu können. Die Anforderungen an thermische Profildfahrten, die im Abschnitt II.4.3.3 zusammengestellt sind, waren weitgehend erfüllt. Die T_a -Werte an den einzelnen Meßpunkten der Profilirouten waren per Knopfdruck auf einer EDV-Einheit im Meßwagen, deren Herz ein HP 85 Kleincomputer (entsprach dem damaligen Stand der Datenerfassungstechnik) war, kontinuierlich registriert.

Die zahlreichen Ergebnisse, die aus diesen Profildfahrten durch München vorliegen, wurden nochmals neu bearbeitet. Für die ausgewählte Profilirouten 1, 8 und 9, deren einzelne Meßpunkte nach insgesamt 31 verschiedenen Oberflächenbedeckungsarten bei BAUMGARTNER et al. (1982) und BRÜNDL et al. (1987) klassifiziert sind, enthalten die Abb. III.40 bis III.42 die Werte der Lufttemperatur T_a in 2 m Höhe über Grund. Wie aus den Zeiten für jede Profildfahrt hervorgeht, wurden von jeder Route je eine Profildfahrt bei Tag, am gleichen Tag abends kurz vor und nach Sonnenuntergang sowie am nächsten Morgen vor Sonnenaufgang und nach

Sonnenaufgang berücksichtigt. In den Legenden zu den Abb. III.40 bis III.42 sind die Längen der einzelnen Profilirouten angegeben. Die Abszissen dieser Abbildungen enthalten jedoch nur die jeweiligen Meßpunkte. Die einzelnen Meßpunkte waren nicht in äquidistanten Weglängen, sondern stadtstrukturspezifisch angeordnet. Daher schwankte der Abstand zwischen einzelnen Meßpunkten von ca. 100 m bis ca. 600 m.

In den Abb. III.40 und III.41 sind die Meßpunkte zu Beginn und am Ende der Profilirouten jeweils identisch (Stadtzentrum, Innenhof (Universität)), so daß damit der Einfluß der zeitliche Variabilität von T_a auf die räumliche Verteilung von T_a abgeschätzt werden kann. Er war in erster Näherung bei diesen Profilfahrten vernachlässigbar gering, da die räumlichen T_a -Differenzen zwischen gegensätzlichen Stadtstrukturen ein größeres Ausmaß angenommen hatten. Ähnliches gilt für die Profilfahrten auf der Route 9, deren Ergebnisse in der Abb. III.42 enthalten sind. Bei diesen Meßfahrten, die auch im Stadtzentrum, Innenhof (Universi-

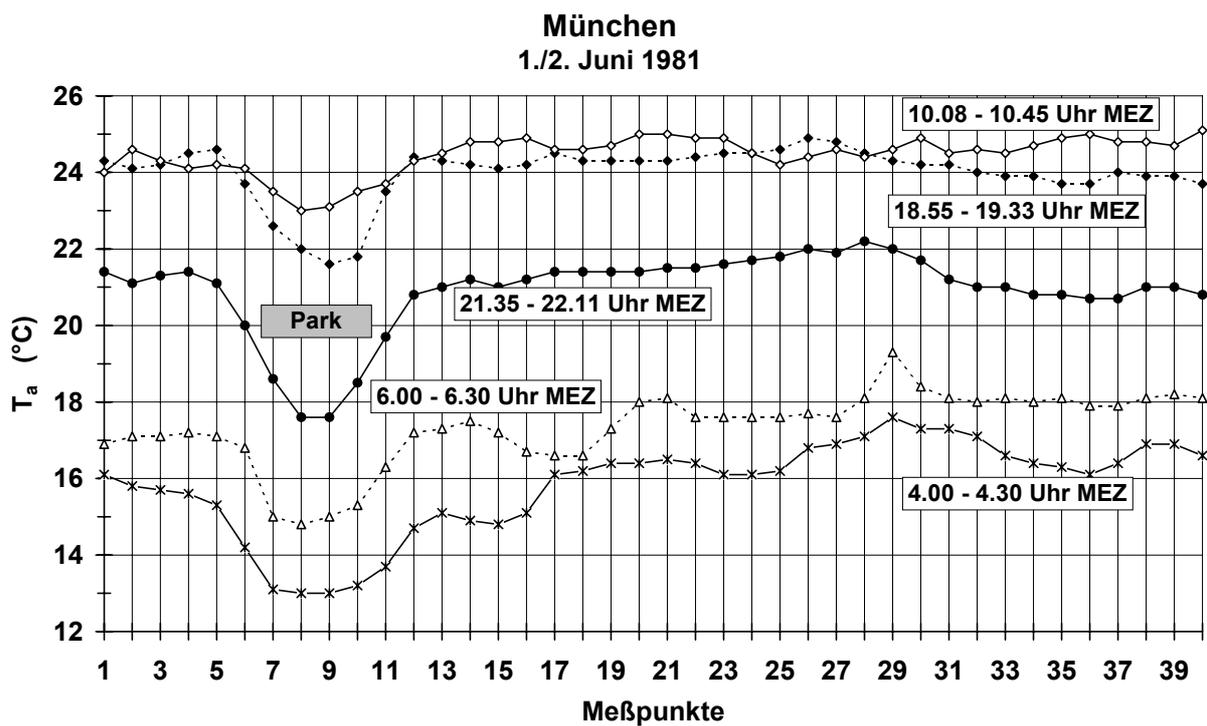


Abb. III.40: Lufttemperatur T_a in 2 m Höhe über Grund aus Profilfahrten in München auf der Route 1 (Länge: 11.2 km) am 1./2. Juni 1981 (Sonnenuntergang 1. Juni 1981: 20:05 Uhr MEZ; Sonnenaufgang 2. Juni 1981: 4:17 Uhr MEZ)

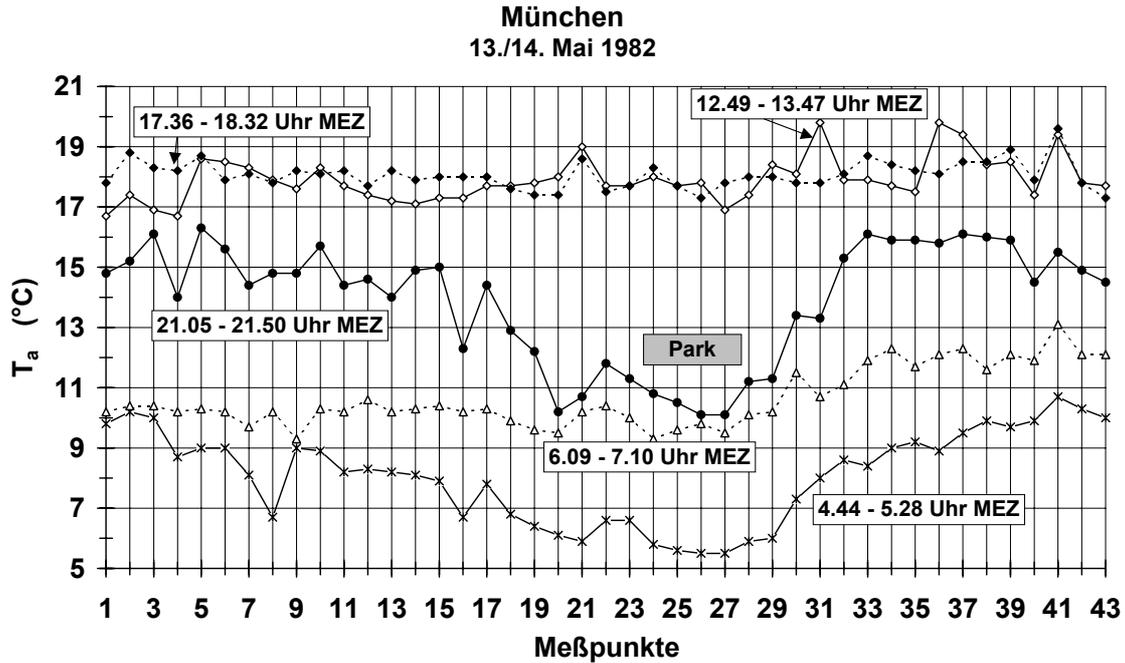


Abb. III.41: Lufttemperatur T_a in 2 m Höhe über Grund aus Profildfahrten in München auf der Route 8 (Länge: 19.1 km) am 13./14. Mai 1982 (Sonnenuntergang 13. Mai 1982: 19:44 Uhr MEZ; Sonnenaufgang 14. Mai 1982: 4:34 Uhr MEZ)

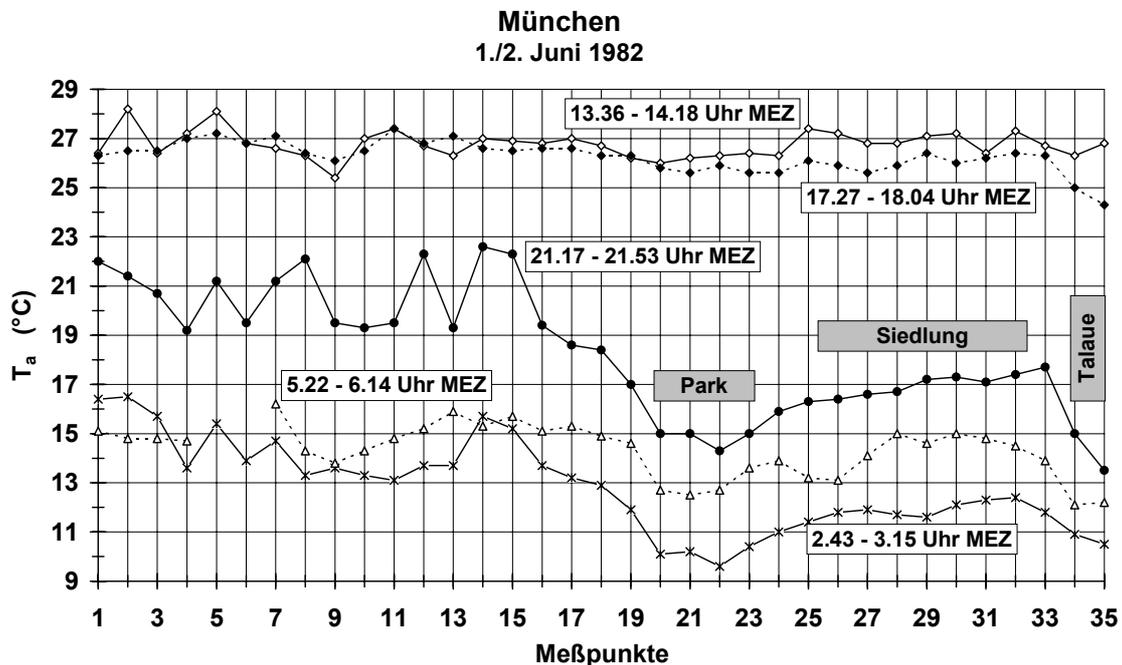


Abb. III.42: Lufttemperatur T_a in 2 m Höhe über Grund aus Profildfahrten in München auf der Route 9 (Länge: 16.8 km) am 1./2. Juni 1982 (Sonnenuntergang 1. Juni 1982: 20:05 Uhr MEZ; Sonnenaufgang 2. Juni 1982: 4:17 Uhr MEZ)

tät), starteten, stimmten der erste und letzte Meßpunkt zwar nicht überein. Die Profildfahrten dauerten aber meistens nur wenig mehr als 30 Minuten, so daß unter Berücksichtigung der Ergebnisse in den III.16 und III.17 auch hier die Auswirkung des Tagesgangs von T_a auf die räumliche Verteilung von T_a näherungsweise vernachlässigbar waren.

Die Ergebnisse in den Abb. III.40 bis III.42 zeigen, wie aufgrund der energetischen Ursachen zur Ausbildung von urbaner Wärmeinsel bzw. urbanem Wärmearchipel zu erwarten war, eine vergleichsweise geringe räumliche Variabilität von T_a vom Vormittag bis frühen Abend vor Sonnenuntergang. Sie war während der Nacht durch das Fehlen der kurzweiligen Strahlungsflüsse bzw. die Dominanz von unterschiedlich großer effektiver Ausstrahlung und variablen konduktiven Wärmeflüssen in Boden, versiegelten Oberflächen und Gebäuden deutlich stärker ausgeprägt. Dabei deutete sich wie schon in der Abb. III.14 die Tendenz einer größeren räumlichen T_a -Spannbreite in der ersten Nachthälfte an. Am Morgen nach Sonnenaufgang waren die räumlichen T_a -Unterschiede zwar kleiner als in der zweiten Nachthälfte, aber größer als in der übrigen Tageszeit.

Die Profildfahrten in den Abb. III.40 bis III.42 führten auch durch Parkflächen, wobei es sich immer um Grünflächen mit unterschiedlich dicht stehenden älteren Bäumen handelte. Durch die mit Grautönung unterlegte Beschriftung „Park“ sind in diesen Abbildungen die Meßpunkte innerhalb der Parks gekennzeichnet. Die bereits bekannte Erniedrigung der Lufttemperatur in parkähnlichen Grünflächen (u.a. VON STÜLPNAGEL et al., 1990; SPRONKEN-SMITH und OKE, 1998, 1999; UPMANIS et al., 1998; SPRONKEN-SMITH et al., 2000), die in 2 m Höhe über Grund in der Abb. III.40 (Park im nördlichen Stadtzentrum innerhalb gleichartiger Blockbebauungsbereiche) bis zu ca. 3 °C, in der Abb. III.41 (Park im südlichen Stadtbereich mit anschließender verdichteter Blockbebauung) bis zu ca. 3.5 °C und in der Abb. III.42 (Park am südlichen Stadtrand mit nachfolgender Einzel- und Reihenhausbesiedlung) bis zu ca. 2.5 °C betrug, nahm mit ansteigender Entfernung von diesen Grünflächen rasch ab und erreichte Werte, die für die jeweilige benachbarte Stadtstruktur bzw. Oberflächenbedeckungsart typisch waren. Die horizontalen Übergangsbereiche zwischen dieser „grünen“ und anschließenden „versiegelten“ Oberflächenbedeckungsarten wiesen mit im Mittel ca. 100 m eine relativ geringe horizontale Erstreckung auf. Dieser Wert ist jedoch aufgrund der Energetik verschiedener kleinteiliger Oberflächenarten verständlich (u.a. KRAUS, 1979; KERSCHGENS, 1987). Die durch die T_a -Gegensätze zwischen Park und bebauter Umgebung - insbesondere bei austauscharmen Hochdruckwetterlagen - möglicherweise induzierten schwachen Windsysteme während der Nacht, deren Ursachen und Problematik eine Analogie zu Flurwinden (AVIS-

SAR, 1996; KUTTLER et al., 1998; HAEGER-EUGENSSON und HOLMER, 1999; DÜ-
TEMEYER, 2000a und 2000b) aufweisen, sind zwar räumlich eng begrenzt, haben aber eine
große mikroklimatische Bedeutung innerhalb der Stadt (UPMANIS, 1999; ELIASSON und
UPMANIS, 2000).

Aus Profildfahrten lassen sich auch manche Erkenntnisse über die thermischen Auswirkungen
kleiner einheitlicher Oberflächenbedeckungsarten erzielen. So zeigt die Abb. III.41, daß be-
reits kleinere Grünanlagen, angegeben durch die Meßpunkte 4 und 16 auf der Route 8, in der
Nacht deutliche T_a -Erniedrigungen im Vergleich zur dicht bebauten Umgebung hervorrufen
können.

Die Profildfahrten auf der Route 9 (Abb. III.42) hatten zwar den gleichen Ausgangspunkt im
Stadtzentrum wie die Profildfahrten mit den Ergebnissen in den Abb. III.40 und III.41. Sie en-
deten aber außerhalb der Stadt in der südlichen Talaue der Isar. Dadurch ermöglichten diese
Profildfahrten nicht nur eine Kennzeichnung der zeitlichen Variabilität des räumlichen Wär-
mearchipels, sondern lieferten auch Hinweise auf die urbane Wärmeinsel. Im Gegensatz zur
Tab. III.3, die sich bei der Angabe der maximalen Intensität der urbanen Wärmeinsel für
München auf kontinuierliche Daten von 1982 bis 1984 aus dem Meßnetz Bodenniveau bezog,
folgt aus den T_a -Resultaten für die Profildfahrt abends nach Sonnenuntergang (Abb. III.42)
eine maximale Wärmeinselintensität von 9.1 °C. Dieser Wert ist jedoch sehr durch die Lage
des Meßpunktes 35 in der tief eingeschnittenen Aue des Isartals und damit durch lokale Kalt-
luftabflüsse beeinflußt. Ohne Reliefeinfluß würden sich während der Nacht über dem Fluß
„Isar“ im Vergleich zu seiner begrünten Umgebung etwas höhere T_a -Werte einstellen (MU-
RAKAWA et al., 1990/1991)

Analysiert man die Ergebnisse mehrerer Profildfahrten nach Gruppen von Meßpunkten, z.B.
Punkten mit gleicher Oberflächenbedeckungsart, verringern sich durch die Mittelwertbildung
die teilweise hohen T_a -Differenzen aus einzelnen Profildfahrten. Dies deutet u.a. darauf hin,
daß die T_a -Unterschiede zwischen einzelnen Meßpunkten aufgrund der Vielfalt der urbanen
Mikrostrukturen innerhalb gleicher Oberflächenbedeckungsarten nicht einheitlich waren bzw.
die verschieden erwärmten Flächen eine unterschiedliche Lage zum Stadtzentrum und/oder zu
benachbarten anderen Oberflächenbedeckungsarten aufwiesen.

In der Tab. III.15 sind für verschiedene Profildfahrten jeweils die Mittelwerte und entspre-
chenden Standardabweichungen der T_a -Differenzen zwischen den Meßpunkten mit den Ober-
flächenbedeckungsarten „Blockbebauung der Jahrhundertwende mit hoher Wohndichte und we-

Tab. III.15: Mittelwerte ΔT_a und dazugehörige Standardabweichungen σ der Lufttemperaturdifferenzen $T_{a,MP(i)} - T_{a,MP(1)}$ in 2 m Höhe über Grund für ausgewählte Meßpunkte MP(i) bei verschiedenen Oberflächenbedeckungsarten der engeren Umgebung um MP(i); MP(1): Bezugsmeßpunkt (nördliches Stadtzentrum, Innenhof (Universität); Oberflächenbedeckungsart: Blockbebauung der Jahrhundertwende mit hoher Wohndichte und wenig wohnungsnahem Grün); Grundlage: Ergebnisse von thermischen Profilfahrten im Februar/März/April 1982 durch München bei austauscharmen Hochdruckwetterlagen; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang (modifiziert nach BRÜNDL et al., 1987)

Oberflächenbedeckungsart		Termine			
		30 Min. nach SU	2 h nach SU	2 h vor SA	30 Min. vor SA
Blockbebauung der Jahrhundertwende mit hoher Wohndichte und wenig wohnungsnahem Grün	ΔT_a (°C)	0.0	0.1	0.4	0.3
	σ (°C)	0.7	0.5	0.5	1.2
starke Durchmischung von unterschiedlichen Bauformen	ΔT_a (°C)	-0.1	-0.6	-0.5	-0.4
	σ (°C)	0.8	1.0	1.1	1.0
Grasland	ΔT_a (°C)	-0.7	-2.2	-2.3	-1.9
	σ (°C)	0.8	1.0	0.5	0.7
Grasland mit Bäumen und Gebüsch	ΔT_a (°C)	-0.9	-1.6	-1.2	-1.8
	σ (°C)	1.0	1.0	1.2	1.5

nig wohnungsnahem Grün“, „starke Durchmischung von unterschiedlichen Bauformen“, „Grasland“ sowie „Grasland mit Bäumen und Gebüsch“ und dem Bezugsmeßpunkt (nördliches Stadtzentrum, Innenhof (Universität) mit der Oberflächenbedeckungsart „Blockbebauung der Jahrhundertwende mit hoher Wohndichte und wenig wohnungsnahem Grün“ zusammengestellt. Damit lassen sich die Ergebnisse aus Profilfahrten geeigneter in eine allgemeine urbane T_a -Verteilung, wie z.B. aufgrund von Daten aus dem temporären Meßnetz im Bodenniveau in München, einordnen. Die größten mittleren T_a -Unterschiede traten mit 2.3 °C zwischen dem Bezugsmeßpunkt und den Meßpunkten mit der Oberflächenbedeckungsart „Grasland“ und auf. Vergleichsweise hohe mittlere T_a -Differenzen (bis zu 1.8 °C) ergaben sich zwischen dem Bezugsmeßpunkt und der Oberflächenbedeckungsart „Grasland mit Bäumen und Gebüsch“. Mit zunehmendem Anteil von bebauten Flächen an den Oberflächenbedeckungsarten wurden die mittleren T_a -Differenzen zum Bezugsmeßpunkt aus energetischen Gründen noch kleiner. Erwartungsgemäß zeigten sich die geringsten mittleren T_a -Differenzen

zwischen dem Bezugsmeßpunkt und den Meßpunkten mit der gleichen Oberflächenbedeckungsart. Bezogen auf die nächtliche Variabilität, die in der Tab. III.15 näherungsweise durch vier Termine approximiert ist, waren bei den austauscharmen Hochdruckwetterlagen von Februar bis April 1982 die mittleren T_a -Differenzen zwischen den ausgewählten Oberflächenbedeckungsarten kurz nach Sonnenuntergang deutlich kleiner als zwei Stunden nach bzw. vor Sonnenaufgang.

III.6 Luftfeuchtigkeit in der *UCL* vor dem Hintergrund der urbanen Wärmeinsel bzw. des urbanen Wärmearchipels

Aus der Literatur über die urbane Wärmeinsel (u.a. CHANDLER, 1970; OKE, 1974, 1979, 1983, 1990) und auch aus den experimentellen Untersuchungen zur urbanen Wärmeinsel bzw. zum urbanen Wärmearchipel im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN (BRÜNDL et al., 1987; MAYER, 1987) ergibt sich eine beträchtliche Variation der Intensität von urbaner Wärmeinsel bzw. urbanem Wärmearchipel in der *UCL* bei identischen Wetterbedingungen, so auch bei windschwachen Strahlungsnächten, wenn optimale energetische Voraussetzungen für die Ausbildung von urbaner Wärmeinsel bzw. urbanem Wärmearchipel gegeben sind. Wesentliche Gründe dafür sind Prozesse (u.a. Evapotranspiration, Taufall, langwellige Strahlungsbilanz), die mit der Luftfeuchtigkeit zusammenhängen (HOLMER und ELIASSON, 1999; DEOSTHALI, 2000). Über Luftfeuchtigkeitsunterschiede zwischen der Stadt und dem Umland existieren einige Untersuchungen (u.a. CHANDLER, 1967; GOLDREICH, 1974; HAGE, 1975; FIEDLER, 1979b; HENRY et al., 1985, ACKERMAN, 1987, ADEBAYO, 1991b; LEE, 1991, JAUREGUI und TEJEDA, 1997; HOLMER und ELIASSON, 1999; UNGER, 1999b), wenn auch deutlich weniger als über die urbane Wärmeinsel. Dabei wurden folgende Luftfeuchtigkeitsgrößen berücksichtigt:

- relative Luftfeuchtigkeit,
- Dampfdruck,
- Taupunkt,
- spezifische Luftfeuchtigkeit.

Aufgrund von urbaner Wärmeinsel bzw. urbanem Wärmearchipel sowie der inversen Abhängigkeit der relativen Luftfeuchtigkeit RH von T_a ist RH

- in Städten deutlich niedriger als im ländlichen Umland,
- in Wärmезellen innerhalb der Stadt niedriger als in urbanen Wärmesenken.

Da RH eine prägnante Funktion von T_a darstellt, ist es nicht zweckmäßig, Analysen über Luftfeuchtigkeitsunterschiede zwischen Stadt und Umland bzw. innerhalb der Stadt mit RH durchzuführen. Der Dampfdruck VP erweist sich als wesentlich geeigneter.

Als Grundlage für die Untersuchung von Zusammenhängen zwischen der urbanen Wärmeinsel bzw. dem urbanen Wärmearchipel und der Luftfeuchtigkeit werden nachfolgend die räumliche und zeitliche Variabilität von VP für die gleichen drei Meßstellen in München wie im Abschnitt III.3.1 diskutiert. Bei den Meßstellen des temporären Meßnetzes im Bodenniveau in München wurden T_a und RH in 2 m Höhe über Grund direkt gemessen; daraus konnte VP auf Halbstundenbasis berechnet werden. Die Ergebnisse für je einen Sommer- und Wintermonat in Form von

- mittleren Tagesgängen von VP (Abb. III.43 und III.44),
- Tagesgängen von mittleren räumlichen VP-Differenzen (Abb. III.45 und III.46),
- mittleren stündlichen Veränderungen von VP (Abb. III.47 und III.48)

lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- a) Das mittlere VP-Niveau war an allen drei Meßstellen im Sommermonat August 1981 (Universität: 14.8 hPa, Praterinsel: 14.1 hPa, Hinterbrühl: 13.4 hPa) energetisch bedingt größer als im Wintermonat Januar 1982 (Universität: 4.3 hPa, Praterinsel: 4.2 hPa, Hinterbrühl: 4.2); d.h. im August 1981 war an den beiden Meßstellen im Stadtzentrum der Monatsmittelwert von VP um den Faktor 3.4 größer als im Januar 1982, während an der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand dieser Faktor etwas kleiner (3.2) war.
- b) Die mittleren Tagesschwankungen von VP waren an allen drei Meßstellen im Sommermonat August 1981 (Universität: 0.9 hPa, Praterinsel: 1.7 hPa, Hinterbrühl: 1.9 hPa) größer als im Wintermonat Januar 1982 (Universität: 0.4 hPa, Praterinsel: 0.7 hPa, Hinterbrühl: 0.9 hPa). Während die Monatsmittelwerte von VP - insbesondere im Sommermonat - von der zentral gelegenen Innenhof-Meßstelle Universität über die zentrale Park-Meßstelle Praterinsel zur Stadtrand-Meßstelle Hinterbrühl abnahmen, stiegen die mittleren Tagesschwankungen von VP in umgekehrter Richtung an.
- c) Die mittleren VP-Tagesgänge zeigten im Wintermonat an allen drei Meßstellen einen sinusförmigen Verlauf mit Maximum am Nachmittag und Minimum am Morgen vor Sonnenaufgang. Im Sommermonat wurden die mittleren VP-Tagesgänge an den drei ausgewählten Meßstellen durch eine Doppelwelle gekennzeichnet. Die Hauptmaxima lagen dabei um 8:00 Uhr MEZ (Grünfläche am südlichen Stadtrand, Hinterbrühl), 10:30 Uhr

MEZ (Park, Praterinsel) und 12:30 Uhr (Innenhof, Universität). Die Eintrittszeiten der VP Minima unterschieden sich im Sommermonat Meßstelle. Sie wurden bei der Meßstelle Hinterbrühl um 4:30 Uhr MEZ, bei Meßstelle Universität um 5:30, 6:30 bzw. 7:30 Uhr MEZ und bei der Meßstelle Praterinsel um 4:30 und 5:00 Uhr MEZ festgestellt. Die abendlichen Minima, die bei den beiden Vegetationsmeßstellen etwas niedrigere Werte als am Morgen erreichten, traten bei der Meßstelle Hinterbrühl um 16:30 Uhr MEZ, bei der Meßstelle Praterinsel um 17:30 Uhr MEZ und bei der Meßstelle Universität um 20:00 Uhr MEZ auf.

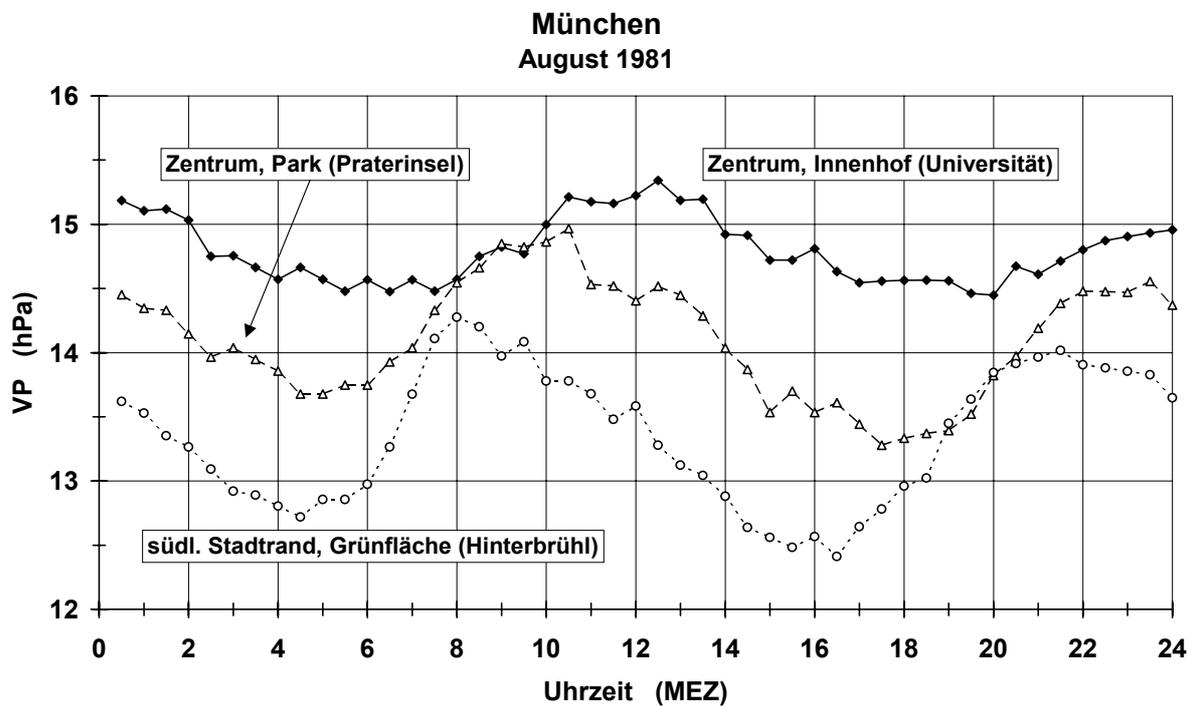


Abb. III.43: Mittlere Tagesgänge des Dampfdrucks VP (in 2 m Höhe über Grund) an drei Meßstellen in München in einem Sommermonat

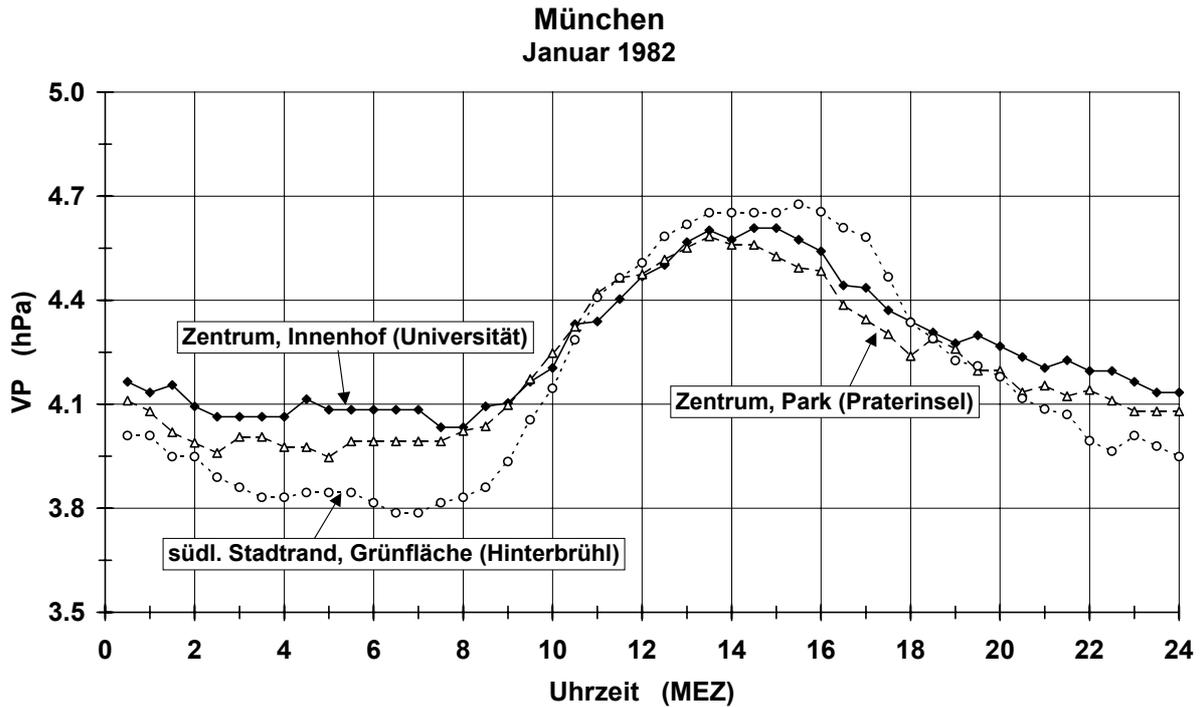


Abb. III.44: Mittlere Tagesgänge des Dampfdrucks VP (in 2 m Höhe über Grund) an drei Meßstellen in München in einem Wintermonat

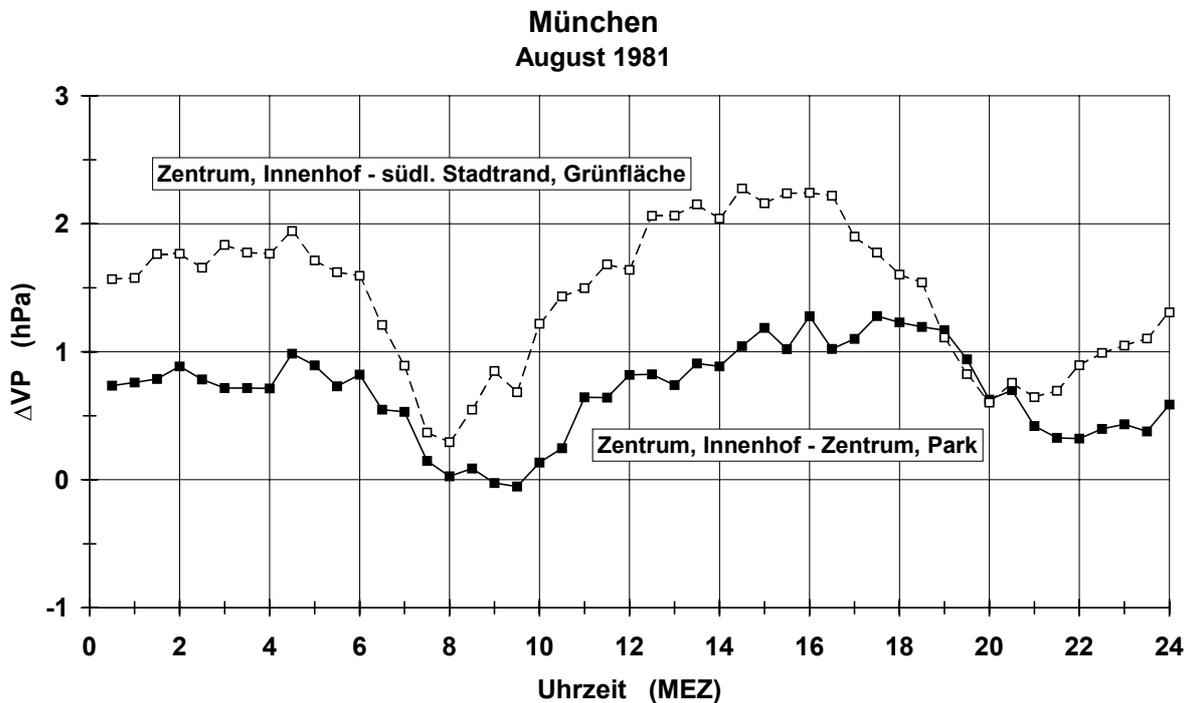


Abb. III.45: Tagesgänge von mittleren Differenzen des Dampfdrucks VP (in 2 m Höhe über Grund) zwischen drei Meßstellen in München in einem Sommermonat

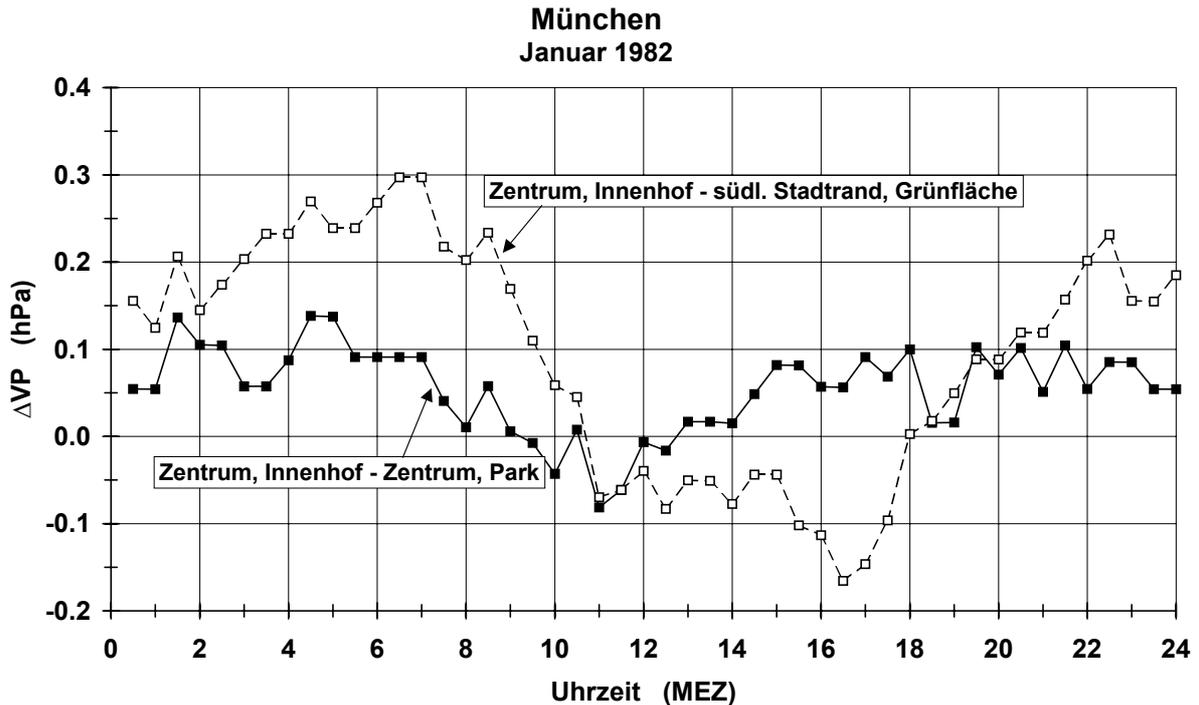


Abb. III.46: Tagesgänge von mittleren Differenzen des Dampfdrucks VP (in 2 m Höhe über Grund) zwischen drei Meßstellen in München in einem Wintermonat

- d) Wie sich schon in der Abb. III.43 andeutete und wie auch aus den Abb. III.45 und III.46 folgt, bildete sich insbesondere im Sommermonat in Analogie zur urbanen Wärmeinsel bzw. zum urbanen Wärmearchipel eine urbane Feuchteinsel bzw. ein urbanes Feuchtearchipel aus. Dieses Phänomen, das aus früheren Untersuchungen als *urban moisture excess* (UME) bekannt ist (u.a. HOLMER und ELIASSON, 1999), weist eine jahreszeitliche Variabilität auf. Bei den Bezugsmeßstellen in den Abb. III.45 und III.46 war UME im Sommermonat im Mittel größer als im Wintermonat (Zentrum, Innenhof – südl. Stadtrand, Grünfläche: August 1981: 1.4 hPa, Januar 1982: 0.1 hPa; Zentrum, Innenhof – Zentrum, Park: August 1981: 0.7 hPa, Januar 1982: 0.1 hPa). Ferner war der mittlere Betrag von UME, bezogen auf die Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand, im Sommermonat doppelt so groß wie für die Park-Meßstelle im Stadtzentrum.
- e) Neben der jahreszeitlichen Variabilität weist UME auch eine tageszeitliche Veränderung auf. So stellte sich in den beiden ausgewählten Monaten während der Nacht immer ein positiver UME ein. Tagsüber gab es jedoch auch Stunden, insbesondere im Wintermonat Januar, mit einem negativen UME. Im Sommermonat August waren jedoch die mittleren VP-Differenzen zwischen der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum und der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand, die die urbane Feuchteinsel repräsentieren, immer po-

sitiv. Damit wird die Aussage in der Literatur (u.a. ACKERMAN, 1987; LEE, 1991; HOLMER und ELIASSON, 1999) „Die bodennahe urbane Atmosphäre ist in allen Monaten nachts feuchter als die bodennahe Atmosphäre in der ländlichen Umgebung.“ be-

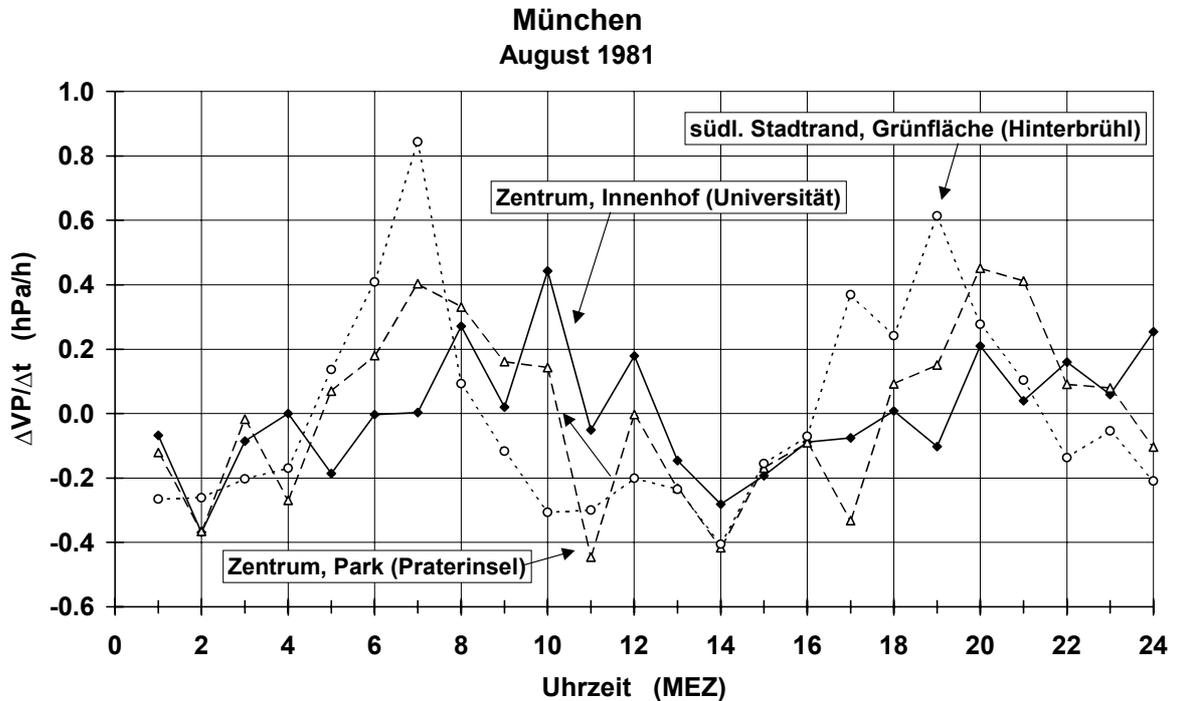


Abb. III.47: Mittlere stündliche Veränderungen des Dampfdrucks ($\Delta VP/\Delta t$) in 2 m Höhe über Grund an drei Meßstellen in München in einem Sommermonat

stätigt. Keine so gute Übereinstimmung herrscht jedoch mit der weiteren Aussage „Die bodennahe urbane Atmosphäre ist in den Wintermonaten tagsüber feuchter als die bodennahe Atmosphäre in der ländlichen Umgebung.“ und Dissens besteht mit der Aussage „Die bodennahe urbane Atmosphäre ist in den Sommermonaten tagsüber trockener als die bodennahe Atmosphäre in der ländlichen Umgebung.“.

- f) Der größte mittlere Wert der urbanen Feuchteinsel im Sommermonat August 1981 trat am Nachmittag auf. Er betrug, bezogen auf die Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand, 2.3 hPa (um 14:30 Uhr MEZ). An manchen Nachmittagen wurden sogar maximale UME-Werte bis zu 3.2 hPa erzielt (siehe auch HOLMER und ELIASSON, 1999). Legt man VP-Werte von der Park-Meßstelle im Stadtzentrum zugrunde, wurde der größte mittlere Wert für das urbane Feuchtearchipel mit 1.3 hPa am späten Nachmittag (um 16:00 und 17:30 Uhr) erreicht.

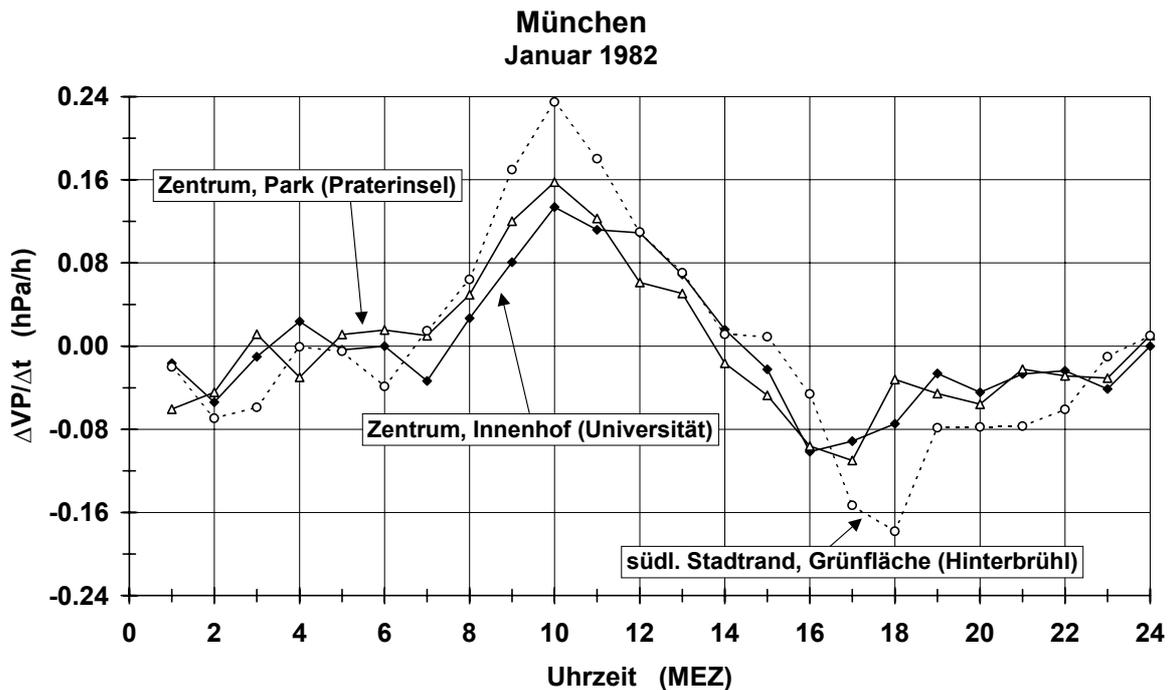


Abb. III.48: Mittlere stündliche Veränderungen des Dampfdrucks ($\Delta VP/\Delta t$) in 2 m Höhe über Grund an drei Meßstellen in München in einem Wintermonat

- f) Wie schon bei der Lufttemperatur T_a waren auch beim Dampfdruck VP die mittleren stündlichen Veränderungen aus energetischen Gründen im Sommermonat deutlich größer als im Wintermonat (siehe Abb. III.47 und III.48). Die Eintrittszeitpunkte der maximalen und minimalen mittleren stündlichen VP-Veränderungen (Tab. III.16) stimmten im Januar 1982 relativ gut, d.h. bis auf ca. eine Stunde, mit den Eintrittszeitpunkten der maximalen mittleren stündlichen Erwärmungs- und Abkühlungsraten der Luft in 2 m Höhe über Grund (Tab. III.5) überein. Im August 1981 gab es näherungsweise eine zeitliche Übereinstimmung zwischen den maximalen mittleren stündlichen Erwärmungsraten und den maximalen mittleren stündlichen VP-Veränderungen bei der Innenhof-Meßstelle und der Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand. Die deutlichste Differenz trat im August 1981 zwischen den Eintrittszeiten der maximalen Abkühlungsraten, die auf den Abend fielen, und der minimalen mittleren stündlichen VP-Änderungen auf, die je Meßstelle zu verschiedenen Terminen beobachtet wurden.

Die Muster von urbaner Feuchteinsel (UME) und urbanem Feuchtearchipel bzw. der inversen Erscheinungen lassen sich in Übereinstimmung mit anderen UME-Untersuchungen durch das Zusammenwirken verschiedener Prozesse erklären:

- In der bodennahen Atmosphäre von Stadt und ländlichem Umland weisen die Komponenten des Energiehaushalts unterschiedliche Werte auf, die u.a. auch für die Ausbildung von urbaner Wärmeinsel bzw. urbanem Wärmearchipel verantwortlich sind.

Tab. III.16: Werte (in hPa/h) und Zeitpunkte (Uhrzeit in MEZ) der maximalen $((\Delta VP/\Delta t)_{\max})$ und minimalen $((\Delta VP/\Delta t)_{\min})$ mittleren stündlichen Veränderungen des Dampfdrucks in 2 m Höhe über Grund an drei ausgewählten Meßstellen im Bodenniveau in München im August 1981 und Januar 1982

Meßstelle	August 1981				Januar 1982			
	$(\Delta VP/\Delta t)_{\max}$		$(\Delta VP/\Delta t)_{\min}$		$(\Delta VP/\Delta t)_{\max}$		$(\Delta VP/\Delta t)_{\min}$	
	Wert	Zeit	Wert	Zeit	Wert	Zeit	Wert	Zeit
Zentrum, Innenhof	0.44	10:00	-0.37	2:00	0.13	10:00	0.10	16:00
Zentrum, Park	0.45	20:00	-0.45	11:00	0.16	10:00	-0.11	17:00
Grünfläche, südl. Stadtrand	0.84	7:00	-0.41	14:00	0.23	10:00	-0.18	18:00

- Die Evapotranspiration, die von verfügbarer Energie und verfügbarem Wasser an den verdunstenden Oberflächen abhängt, variiert räumlich in Abhängigkeit von der Oberflächenbedeckungsart (u.a. GRIMMOND und OKE, 2000b). Im Bereich der *UCL* sind, im Gegensatz zur ländlichen Umgebung, die energetischen Voraussetzungen für eine kontinuierliche Evapotranspiration gegeben.
- Kennzeichnend für die bodennahe Atmosphäre im ländlichen Umland bzw. über innerstädtischen Grünflächen ist der nächtliche Taufall, durch den ihr der Wasserdampf entzogen wird. Er ist in der Stadt in Abhängigkeit von der Oberflächenbedeckungsart deutlich schwächer ausgeprägt, nach RICHARDS und OKE (2000) aber nicht vernachlässigbar.
- Durch den turbulenten Luftmassenaustausch in der *UCL* und *UBL* wird nachts feuchtere Luft, die über Advektion aus dem ländlichen Umland in die *UBL* herangeführt wurde, in den oberflächennahen Bereich der *UCL* transportiert.
- In der *UCL* und *UBL* wird Wasserdampf durch anthropogene Prozesse (z.B. Kfz-Verkehr, Kraftwerke) freigesetzt.

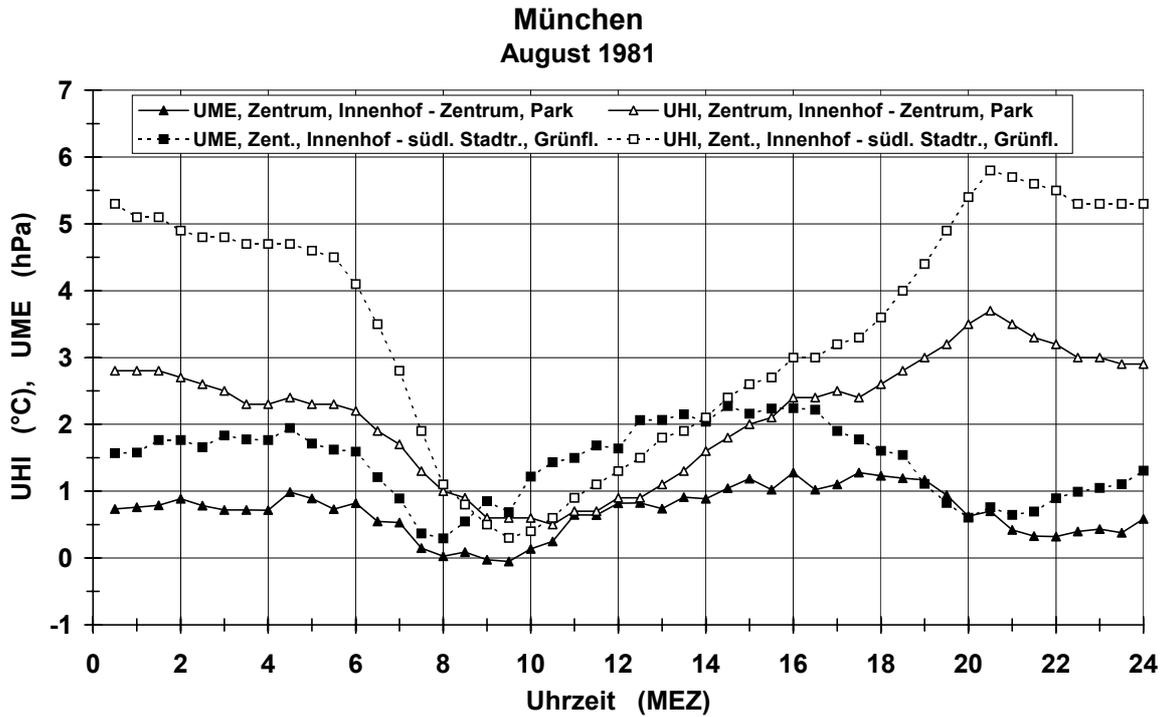


Abb. III.49 : Tagesgänge der mittleren urbanen Wärmeinsel UHI und der mittleren urbanen Feuchteinsel UME in 2 m Höhe über Grund in einem Sommermonat, Basis: Daten von drei Meßstellen in München

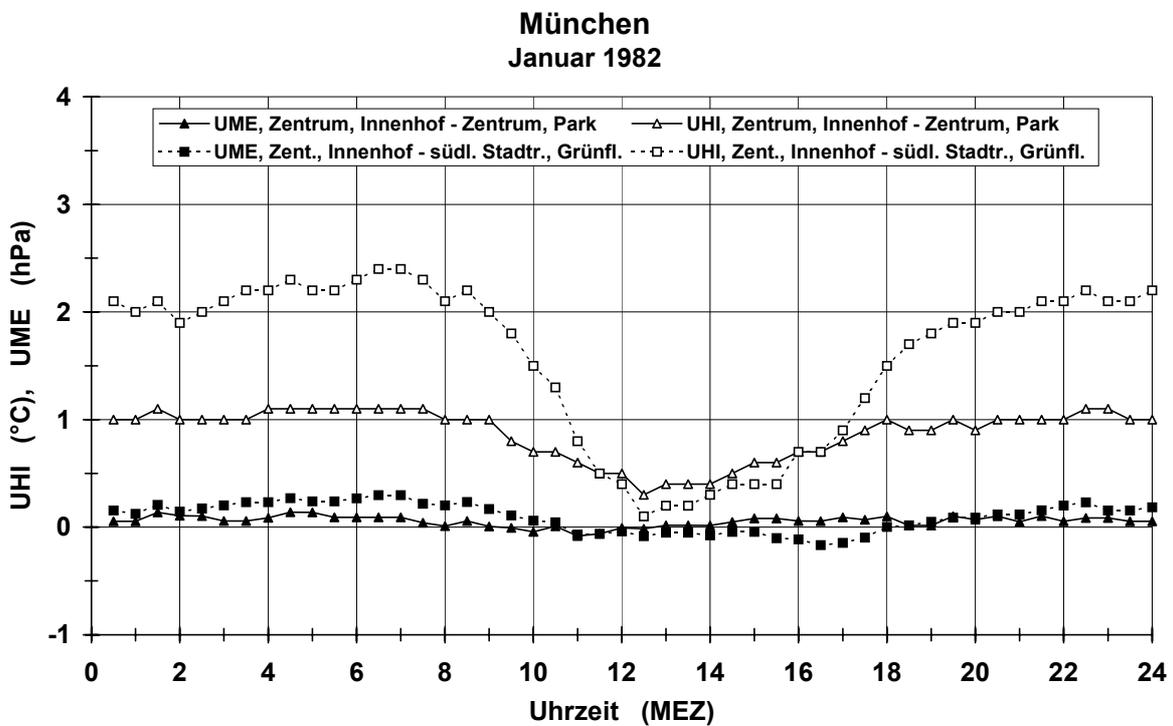


Abb. III.50 : Tagesgänge der mittleren urbanen Wärmeinsel UHI und der mittleren urbanen Feuchteinsel UME in 2 m Höhe über Grund in einem Wintermonat, Basis: Daten von drei Meßstellen in München

Zur Überprüfung der allgemeinen Gültigkeit von Angaben in der Literatur (u.a. HOLMER und ELIASSON, 1999), nach denen nachts die maximale urbane Wärmeinselintensität UHI um ca. 2 bis 5 Stunden vor der maximalen urbanen Feuchteinselintensität UME auftritt, dienen die Resultate in den Abb. III.49 und III.50. Sie enthalten mittlere Tagesgänge von UHI und UME für den Sommermonat August 1981 und den Wintermonat Januar 1982. Zugrunde liegen T_a - und VP-Werte von den bisher schon untersuchten drei Meßstellen im Bodenniveau in München im Rahmen des Forschungsvorhaben STADTKLIMA BAYERN. Aus diesen beiden Abbildungen folgt:

- Legt man für UHI und UME die Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum und die Grünflächen-Meßstelle am südlichen Stadtrand zugrunde (Prinzip von urbaner Wärme- bzw. Feuchteinsel), so trat im August 1981 der maximale mittlere UME-Wert 6 Stunden vor dem maximalen mittleren UHI-Wert (20:30 Uhr MEZ) auf.
- Sind T_a - und VP-Werte von der Innenhof-Meßstelle im Stadtzentrum und der Park-Meßstelle im Stadtzentrum die Ausgangsbasis (Prinzip von urbanem Wärme- bzw. Feuchtearchipel), so differierten die Eintrittszeiten der mittleren maximalen UHI- und UME-Werte im August 1981 um ca. 3 bis 4 Stunden. Der mittlere maximale UHI-Wert fiel auf 20:30 Uhr MEZ, während sich der mittlere maximale UME-Wert auf zwei Termine (16:00 und 17:30 Uhr MEZ) verteilte.
- Im Januar 1982 stimmten die Eintrittszeiten von mittlerer maximaler urbaner Wärme- und Feuchteinsel überein (6:30 bis 7:00 Uhr MEZ). Bei der Fallstudie für das urbane Wärmearchipel lassen sich im Januar 1982 keine eindeutigen Eintrittstermine für das mittlere Maximum angeben, das auf die zweite Nachthälfte fiel. Das mittlere Maximum für das urbane Feuchtearchipel lag ebenfalls in diesem Zeitraum, wobei es identische Werte für 1:30, 4:40 und 5:00 Uhr MEZ aufwies.

Somit spiegelt sich hier die bei HOLMER und ELIASSON (1999) erwähnte Zeitdifferenz zwischen den maximalen UHI- und UME-Werten in den Ergebnissen für die gegensätzlichen Monate August 1981 und Januar 1982, die auf T_a - und VP-Daten von ausgewählten Meßstellen im Bodenniveau in München beruhen, nicht wider. Das schließt aber nicht aus, daß sich diese Zeitdifferenz in einzelnen Strahlungsnächten vor allem im Sommer dennoch einstellt. Hierzu gibt es für die urbane Wärme- und Feuchteinsel bzw. das urbane Wärme- und Feuchtearchipel Hinweise aus thermischen Profilmfahrten, die im Rahmen von STADTKLIMA BAYERN durch München erfolgten (BRÜNDL et al., 1987; MAYER, 1987). Dabei wurde neben T_a auch die Feuchttemperatur gemessen, woraus sich VP berechnen ließ.

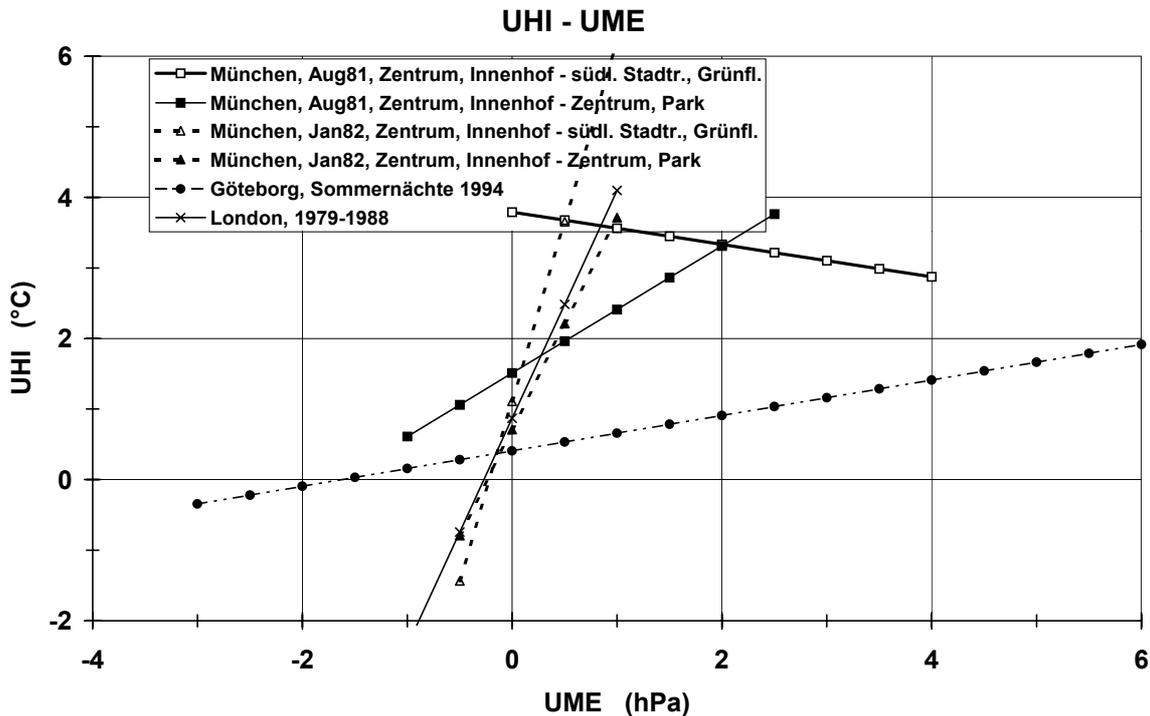


Abb. III.51: Lineare Zusammenhänge zwischen der urbanen Wärmeinsel UHI und der urbanen Feuchteinsel UME für verschiedene Fallstudien

In den Abb. III.49 und III.50 deuten sich Zusammenhänge zwischen UHI und UME an. Aufgrund der Untersuchungen von LEE (1991) sowie HOLMER und ELIASSON (1999) wurden sie als lineare Regressionsbeziehungen analysiert und in der Abb. III.51 für die jeweils gültigen UHI- und UME-Bereiche dargestellt. Daraus folgt, bis auf die Meßstellendifferenz zwischen Zentrum (Innenhof) und südl. Stadtrand (Grünfläche) in München im August 1981, eine Zunahme von UHI mit ansteigendem UME. Dieses Phänomen wird bei HOLMER und ELIASSON (1999) dadurch erklärt, daß UHI und UME durch gleichartige, aber nicht identische atmosphärische Prozesse gesteuert werden. Die linearen Regressionsbeziehungen zwischen UHI (in °C) und UME (in hPa) lauten im einzelnen (mit Korrelationskoeffizient r):

- München, August 1981, Zentrum, Innenhof – südl. Stadtrand, Grünfläche:

$$\text{UHI} = -0.23 * \text{UME} + 3.79, \quad r = 0.073 \quad (\text{III.43})$$

- München, August 1981, Zentrum, Innenhof – Zentrum, Park:

$$\text{UHI} = 0.90 * \text{UME} + 1.51, \quad r = 0.351 \quad (\text{III.44})$$

- München, Januar 1982, Zentrum, Innenhof – südl. Stadtrand, Grünfläche:

$$\text{UHI} = 5.09 * \text{UME} + 1.11, \quad r = 0.909 \quad (\text{III.45})$$

- München, Januar 1982, Zentrum, Innenhof – Zentrum, Park:

$$\text{UHI} = 3.00 * \text{UME} + 0.71, \quad r = 0.628 \quad (\text{III.46})$$

- Göteborg, windschwache Strahlungsnächte im Sommer 1994 (HOLMER und ELIAS-SON, 1999):

$$\text{UHI} = 0.25 * \text{UME} + 0.41, \quad r = 0.721 \quad (\text{III.47})$$

- London, Monatsmittelwerte im Zeitraum von 1979 bis 1988 (LEE, 1991):

$$\text{UHI} = 3.23 * \text{UME} + 0.87, \quad r = 0.914 \quad (\text{III.48})$$

Die Korrelationskoeffizienten für die Regressionsgleichungen (III.43) bis (III.48) weisen auf eine Variabilität in der Güte der Zusammenhänge zwischen UHI und UME hin, die u.a. vom zugrundeliegenden Zeitintervall, den Bezugsmeßpunkten und der klimatischen Lage der untersuchten Stadt abhängt. So waren für München in beiden Untersuchungsmonaten die Korrelationen sehr variabel. Der extrem niedrige Korrelationskoeffizient in der Beziehung (III.43) weist darauf hin, daß für diese speziellen Bedingungen keine Korrelation zwischen UHI und UME besteht. Etwas überraschend ist der nicht zu hohe Korrelationskoeffizient von $r = 0.721$ für Göteborg, da sich diese Regressionsbeziehung auf windschwache Strahlungsnächte im Sommer, d.h. auf optimale Wetterbedingungen für die Ausbildung von UHI und UME, bezieht.

IV BEWERTUNG DER THERMISCHEN KOMPONENTE DES STADTKLIMAS

IV.1 Grundlagen

Die thermische Komponente des Stadtklimas und dabei speziell die urbane Wärmeinsel sowie das urbane Wärmearchipel, lassen sich vor dem Hintergrund diverser Fragestellungen nach verschiedenen Methoden bewerten (MAYER, 1986a; 1990a, 1990b, GRÄTZ et al., 1992; JENDRITZKY und SIEVERS, 1989; KUTTLER, 1999). Voraussetzung dafür sind geeignete Bewertungsverfahren. Prinzipiell kann bei der Bewertung der thermischen Komponente des Klimas in Analogie zur Beurteilung der lufthygienischen Komponente des Klimas zwischen einer relativen und einer absoluten Bewertung unterschieden werden (u.a. REUTER, 1987; REUTER et al., 1991). Dabei stützt sich die relative Bewertung nicht auf Grenzwerte bzw. vergleichbare Standards, sondern führt lediglich zur Feststellung von räumlichen und zeitlichen Unterschieden (u.a. BRÜNDL und HÖPPE, 1984; KOCH et al., 1992; UNGER, 1999a). Die absolute Bewertung hingegen bedient sich allgemein anerkannter Beurteilungsmaßstäbe.

Eine weitere Voraussetzung ist die Verfügbarkeit von meteorologischen Daten in unterschiedlicher räumlicher und zeitlicher Auflösung. Bewertungsziele und -objekte sowie der Zweck der Bewertung müssen klar vorgegeben sein; die Darstellung der Ergebnisse hat anwendungsgerecht zu erfolgen.

In der Angewandten Stadtklimatologie sind meistens Menschen die Zielgruppe der Bewertung. Deshalb müssen für diese Aufgabe human-biometeorologische Methoden bzw. daraus abgeleitete thermische Indizes angewendet werden, wie sie im Abschnitt II.4.7 detailliert beschrieben sind. Baukörperstrukturen bzw. verschiedene Muster von Oberflächenbedeckungsarten stellen die Bewertungsobjekte dar. Der Bewertungszweck liegt in der wirkungsbezogenen Beurteilung des klimatischen Ist-Zustandes und des zu erwartenden klimatischen Zustandes infolge der Auswirkungen von Planungsvarianten (u.a. HORBERT, 1983; BECKRÖGE, 1986, 1990b; BECKRÖGE und JUNIUS, 1991; BAUMÜLLER et al., 1993, 2000; BAUMÜLLER, 1999; HELBIG et al., 1999; MILLS, 2000).

IV.2 Bioklimakarten

Wie bereits im Abschnitt II.4.7 angegeben, lassen sich die Ergebnisse der thermophysiologisch relevanten Bewertung von urbaner Wärmeinsel bzw. urbanem Wärmearchipel in Form von Karten, Diagrammen oder Tabellen präsentieren. Solchen Karten, die als Bioklimakarten

bezeichnet werden, kommt dabei wegen ihrer geeigneten Darstellungsform eine besondere Bedeutung für die Anwendung in Planungsfragen u.ä. zu. Vom Geschäftsfeld *Medizin-Meteorologie* des Deutschen Wetterdienstes in Freiburg wurden auf der Grundlage des Bioklimamodells UBIKLIM hoch auflösende Bioklimakarten für einige Städte in Deutschland erstellt, wie z.B. Oberhausen, Karlsruhe, Berlin, Stuttgart oder Freiburg (JENDRITZKY und NÜBLER, 1981; JENDRITZKY und GRÄTZ 1998a, 1998b, JENDRITZKY et al., 2000). Sie basieren auf dem Bioklimamodell UBIKLIM; als thermischer Index wurde früher *PMV* und in neuerer Zeit *die gefühlte Temperatur* verwendet. Die über UBIKLIM berechneten Index-Werte ließen sich farbkodiert bis zu einer rastermäßigen Flächenauflösung von 10 m übersichtlich darstellen.

Als Beispiel für eine Bioklimakarte ist in der Abb. IV.1 in farbkodierter Form die flächendeckende Verteilung der mittleren jährlichen Anzahl der Tage mit Wärmebelastung (Mittel über 30 Jahre) in Stuttgart, einer Stadt in ausgeprägtem Relief, angegeben (LHS STUTTGART, 2000). Sie wurde vom Geschäftsfeld *Medizin-Meteorologie* des Deutschen Wetterdienstes im Jahr 1992 auf der Grundlage von UBIKLIM und *PMV* im 25 m Raster erstellt. Zusätzlich ist in diese Abbildung mit weißer Farbe die Fläche des Planungsgebietes „Stuttgart 21“ eingetragen. Aus der Abb. IV.1 lassen sich die Gebiete in Stuttgart mit vergleichsweise häufiger und - im Gegensatz dazu - geringer Wärmebelastung entnehmen. Die Farbkodierung gibt zusätzlich an, daß in dieser Stadt die maximale mittlere jährliche Anzahl von Tagen mit Wärmebelastung ca. 8 % aller Tage eines Jahres beträgt. Geht man jedoch davon aus, daß Wärmebelastung in Stuttgart im Mittel nur von Mai bis September (= 153 Tage) auftritt, ist an ca. 20 % aller Tage in diesem Zeitraum mit Wärmebelastung zu rechnen. Diese Häufigkeit erhöht sich auf ca. 33 % aller Tage, wenn nur der Sommer, d.h. die Monate Juni bis August, berücksichtigt werden.

Intensität und Häufigkeit der Wärmebelastung einer Stadt sind durch ihre makroklimatische Lage vorgegeben. Sie werden jedoch durch die räumliche Verteilung der Oberflächenbedeckungsarten in der Stadt und das Relief mit seinen meso- bis mikroklimatischen Auswirkungen nachhaltig modifiziert. Im Fall der Stadt Stuttgart, die in Südwestdeutschland einem nach Osten geöffneten Becken liegt, wirken beide modifizierenden Faktoren, während bei Städten in der Ebene, z.B. München, der Reliefeinfluß fehlt.

Mittlere jährliche Anzahl der Tage mit Wärmebelastung in Stuttgart

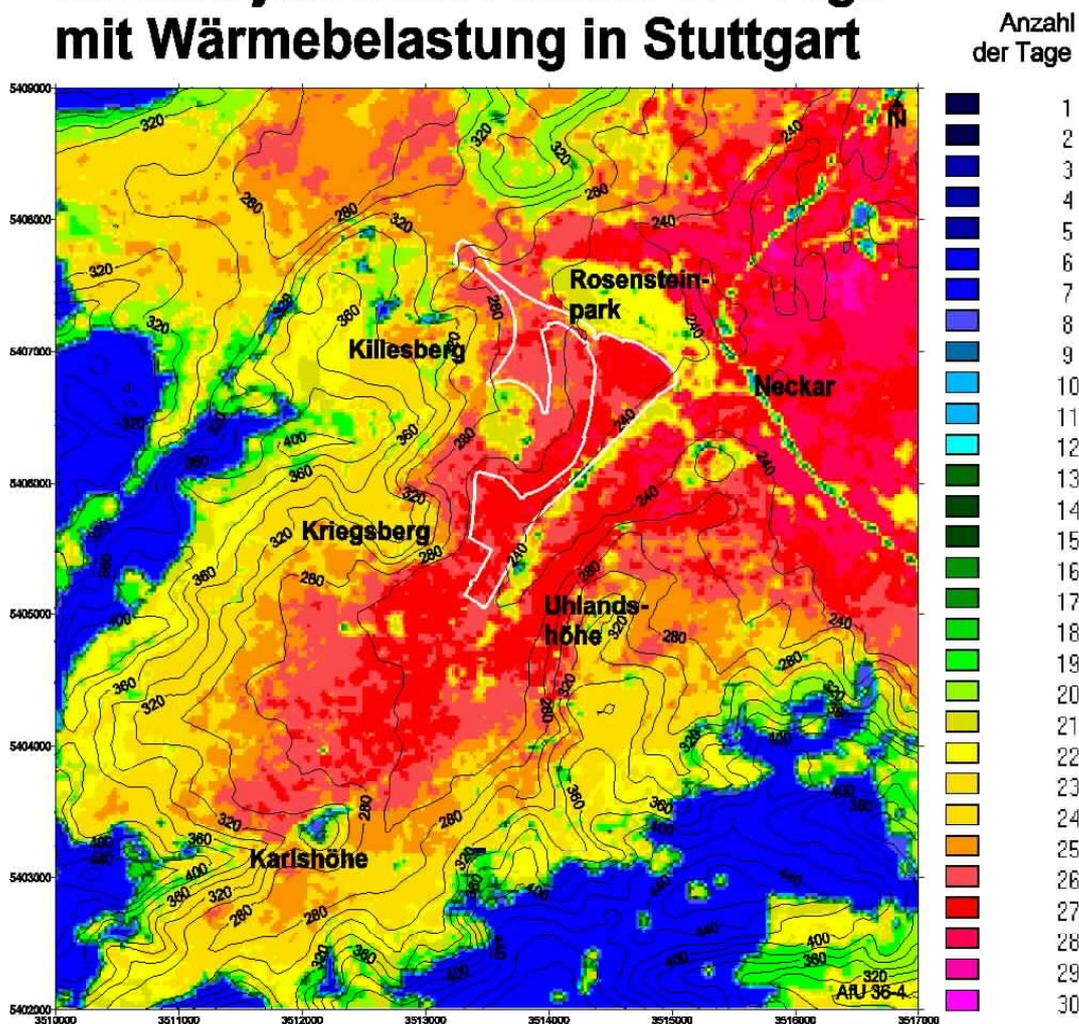


Abb. IV.1: Mittlere jährliche Anzahl der Tage mit Wärmebelastung in Stuttgart (30-jähriges Mittel, horizontales 25 m Raster); weiß umrandet: Planungsgebiet für „Stuttgart 21“ (LHS STUTTGART, 2000)

Die Abb. IV.2 stellt ein Beispiel für eine Bioklimakarte eines Ausschnitts einer Stadt dar. Dabei handelt es sich um das Gebiet A aus den Planungen zu „Stuttgart 21“ im Stadtzentrum von Stuttgart. In dieser Abbildung sind für den Zeitpunkt 15 Uhr MEZ eines typischen Strahlungstags im Sommer die thermophysiological relevanten Auswirkungen des Planzustandes 1 (niedere Hochhausvariante) enthalten. Grundlage waren eine erweiterte Version des mikroskaligen Modells MISKAM, über das für eine vorgegebene Wettersituation in einem 7.5 m Raster die Verteilungen von Lufttemperatur, Dampfdruck, Windgeschwindigkeit und Strahlungsflüssen in Bodennähe simuliert wurden (BLAZEK et al., 1998). Mit diesen Daten konnte die Physiologisch Äquivalente Temperatur PET in 1.5 m Höhe über Grund berechnet und farbkodiert als Karte dargestellt werden.

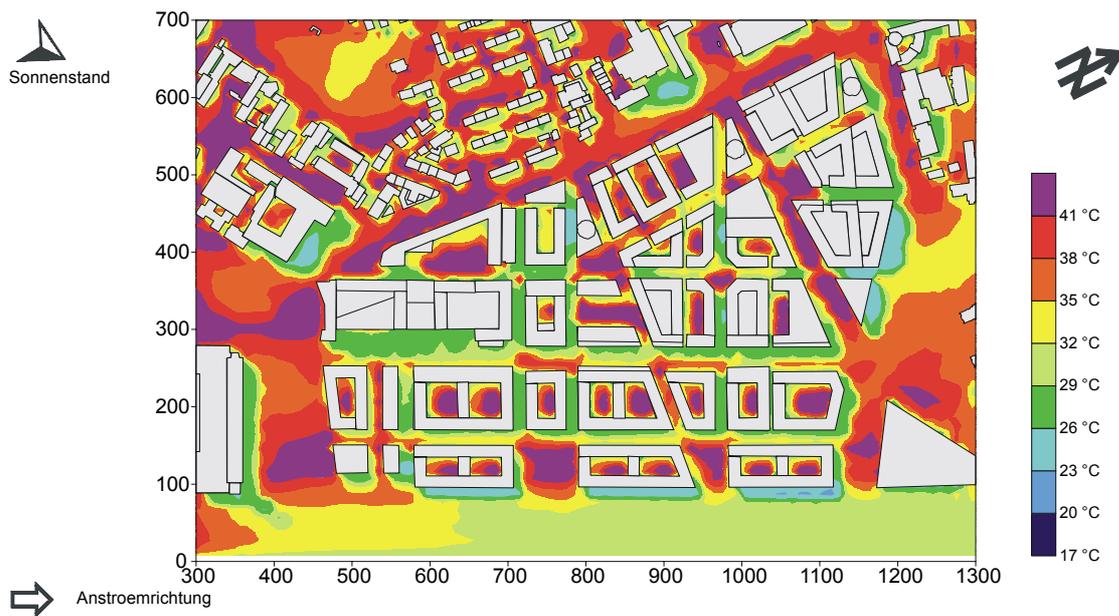


Abb. IV.2: Farbkodierte Verteilung der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET (in 1.5 m Höhe über Grund) um 15 Uhr MEZ an einem typischen Strahlungstag im Sommer im Gebiet A mit dem Planzustand 1 (niedere Hochhausvariante) von „Stuttgart 21“; horizontales 7.5 m Raster (aus BLAZEK et al., 1998)

BLAZEK et al. (1998) ermittelten die räumliche Verteilung von PET in ihrem Untersuchungsgebiet auch für einen Termin in einer sommerlichen Strahlungsnacht (3 Uhr MEZ). Aus der Analyse der PET-Resultate für den Nachmittags- und Nachttermin konnten sie vor dem Hintergrund des über PET bewerteten klimatischen Ist-Zustandes die räumlich-zeitlichen Effekte eines konkreten Planungsvorschlages (hier Planzustand 1) auf das thermische Empfinden von Menschen abschätzen.

IV.3 Ergebnisse aus experimentellen Fallstudien

IV.3.1 Vorbemerkungen

Eine weitere Möglichkeit, konkrete Fragestellungen über die thermophysiological Wirkung von kleinräumigen Stadtstrukturen zu beantworten, ist über die Durchführung von experimentellen Fallstudien (u.a. MAYER und HÖPPE, 1984, 1987; HÖPPE und MAYER, 1987; MAYER und SUPPAN, 1990; MATZARAKIS und MAYER, 1998; MATZARAKIS et al., 1999; BAUER, 1999; BAUER et al., 2000) gegeben. Sie haben in gewisser Weise den Nachteil, nur punktuelle Ergebnisse zu liefern, besitzen jedoch den Vorteil, aktuell gemessene meteorologische Eingangsgrößen zu berücksichtigen. Aus diesem Grund eignen sich solche Fall-

studien mehr zur Prozeßanalyse (u.a. MAYER, 1995a, 1995b, 1996a, 1996b, 1997, 1998; MAYER und MATZARAKIS, 1997, 1998, 1999). Für die Anwendung in der Planung ist ihre Bedeutung jedoch geringer als die von Bioklimakarten.

Im Bereich des Mikroklimas in kleinräumigen Stadtstrukturen liegen auch „Klimamanipulationen“ durch Bäume, speziell Baumkronen. Die vielfältigen Effekte von Bäumen in der Stadt wurden bisher schon häufiger untersucht, so z.B. die Auswirkungen auf

- das Klima (u.a. FEDERER, 1971; HEISLER, 1977, 1986a; BERNATZKY, 1982; ROWNTREE, 1984; GROSS, 1987b; OKE, 1989; KJELGREN und CLARK, 1992; McPHERSON, 1992; SOUCH und SOUCH, 1993; McPHERSON et al., 1997; KJELGREN und MONTAGUE, 1998; VINET et al., 2000),
- Schadstoffe in der Luft und im Wasser (u.a. NOWAK, 1993; TAKAGI et al., 1997; BENJAMIN und WINER, 1998; NOWAK et al., 2000),
- die Einschränkung der Raumklimatisierung im Sommer und die damit verbundene Reduzierung von Energiekosten (u.a. THAYER et al., 1983; THAYER und MAEDA, 1985; HEISLER, 1986b; HUANG et al., 1987; SIMPSON und McPHERSON, 1998).

Die Beeinflussung des Mikroklimas durch Bäume in der Stadt hat auch Folgen für die thermischen Empfindungen von Menschen, die nachfolgend in drei Fallstudien - zusammen mit einer Fallstudie über die Variabilität des thermischen Bioklimas in kleinräumigen Stadtstrukturen im Sommer - analysiert werden. Dabei handelt es sich um die gleichen Fallstudien, für die im Abschnitt III.4 die Verteilung der Lufttemperatur bereits diskutiert wurde. Als thermischer Bewertungsindex wird gemäß VDI (1998) die Physiologisch Äquivalente Temperatur PET verwendet, da ihre Ergebnisse wegen der Einheit „°C“ leichter vermittelbar als Ergebnisse zum thermischen Index PMV (Predicted Mean Vote) sind, der nach VDI (1998) zur Regelanwendung empfohlen wird. Die Klassifizierung des thermischen Empfindens bzw. der thermophysiologicalen Belastungsstufen von Menschen wird über die PET-Schwellenwerte in der Tab. II.9 vorgenommen. Dabei ist aber ihre Gültigkeit für die in der Legende zur Tab. II.9 angegebenen Rahmenbedingungen zu beachten. Auf die generelle Problematik bei der Festsetzung von Schwellenwerten für thermische Bewertungsindizes, die Stufen von verschiedener thermischer Belastungen bzw. Behaglichkeit angeben, haben kürzlich POTTER und DE DEAR (2000) hingewiesen.

IV.3.2 Fallstudie „München, 13. August 1985“

In dieser Fallstudie an einem sommerlichen Strahlungstag wurde u.a. über vergleichende Messungen die Auswirkung von großen Pyramidenpappeln, die in einer Reihe zwischen Bürgersteig und Fahrbahn einer Straßenschlucht angeordnet waren, auf das thermische Empfinden von Menschen auf dem östlichen Bürgersteig untersucht. Die Lufttemperatur T_a reagierte auf die Abschattung der direkten Sonnenstrahlung durch die Kronen der Pyramidenpappeln, wie auch in den anderen vergleichbaren Fallstudien, verhältnismäßig gering. Deutlich stärkere Auswirkungen traten jedoch bei der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} (Abb. IV.3) auf, was jedoch aufgrund ihrer Definition (siehe Abschnitt II.4.7) zu erwarten war. T_{mrt} wurde in dieser und den folgenden Fallstudien über die dreidimensionale Messung der kurzwelligigen Strahlungsflüsse K_i (mit einem Pyranometer) und langwelligigen Strahlungsflüsse L_i (mit einem Pyrgeometer) nach einem Verfahren bestimmt, das später HÖPPE (1992), der selbst an den Messungen am 13. August 1985 beteiligt war, detailliert beschrieben hat. Für die Strahlungsmessungen wurde ein mobiles human-biometeorologisches Meßsystem wie in der Abb. II.14 eingesetzt.

Die im Mittel vom Körper eines stehenden Menschen absorbierte Strahlungsflußdichte S_{Str} (in W/m^2) kann wie folgt berechnet werden (u.a. FANGER, 1972; JENDRITZKY et al., 1990; HÖPPE, 1992; VDI, 1998):

$$S_{Str} = \sum_{i=1}^6 W_i * (a_k * K_i + a_l * L_i) \quad (IV.1)$$

Dabei sind

K_i bzw. L_i : kurz- bzw. langwellige Strahlungsflüsse (in W/m^2) aus den sechs Raumrichtungen (Norden, Osten, Süden, Westen, oberer Halbraum und unterer Halbraum),

W_i : dimensionslose Wichtungsfaktoren für die gemessenen Strahlungsflüsse, bezogen auf einen (rotationssymmetrischen) stehenden Menschen (jeweils 0.22 für die Strahlungsflüsse aus Norden, Osten, Süden und Westen sowie jeweils 0.06 für die Strahlungsflüsse aus dem oberen und dem unteren Halbraum),

a_k : Absorptionskoeffizient des Menschen für die kurzwellige Strahlung,

a_l : Absorptionskoeffizient des Menschen für die langwellige Strahlung.

Aus der Gleichung (IV.1) läßt sich T_{mrt} (in $^{\circ}C$) über das Stefan-Boltzmann-Gesetz berechnen (siehe auch Gleichung (II.6)):

$$T_{mrt} = \sqrt[4]{\frac{S_{Str}}{\varepsilon_p * \sigma}} - 273.2 \quad (IV.2)$$

In der Gleichung (IV.2) ist das Emissionsvermögen ε_p des Menschen gleich seinem Absorptionskoeffizienten a_l zu setzen; σ ist die Stefan-Boltzmann-Konstante ($5.67 * 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 * \text{K}^4)$).

MATZARAKIS und MAYER (1997a) untersuchten den Einfluß auf T_{mrt} , der sich durch die Festlegung der Raumrichtungen Norden, Osten, Süden und Westen für die Strahlungsmessungen ergibt. In ihrer Fallstudie an Strahlungstagen im Juli 1994 im Hochschwarzwald wurden die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse zusätzlich noch aus Richtungen gemessen, die um 45° gegen die Haupthimmelsrichtungen gedreht waren. Die Unterschiede zwischen den beiden, auf Strahlungsmessungen aus unterschiedlichen Himmelsrichtungen beruhenden T_{mrt} -Werten erwiesen sich insgesamt als vernachlässigbar gering. Daher kann das bei HÖPPE (1992) beschriebene experimentelle Verfahren zur Ermittlung von T_{mrt} ohne Einschränkung angewendet werden.

Vergleicht man in der Abb. IV.3 die Ergebnisse für den Meßpunkt auf der Ostseite der in NNE – SSW Richtung verlaufenden Straßenschlucht ohne Randbäume mit denjenigen für den vergleichbaren Meßpunkt mit Randbäumen, wird die Wirkung der Abschattung der direkten Sonnenstrahlung auf T_{mrt} deutlich:

- Von 13:00 bis 16:30 Uhr MEZ lagen die T_{mrt} -Werte am Meßpunkt mit den Randbäumen im Mittel um 22.6°C unter den T_{mrt} -Werten am Meßpunkt mit den Randbäumen. Bei der Lufttemperatur T_a betrug in diesem Zeitraum der mittlere Unterschied nur 0.8°C .
- Die mittlere Differenz zwischen den T_{mrt} - und den T_a -Werten von 13:00 bis 16:30 Uhr belief sich am Meßpunkt ohne Randbäume auf 28.0°C und am Meßpunkt mit Randbäumen nur auf 6.2°C . Als Vergleich dienen die mittleren T_{mrt} - T_a Differenzen im gleichen Zeitraum für den Meßpunkt freier Platz mit 25.4°C und den Meßpunkt im Stammraum des Fichtenhochwaldes mit -2.6°C .

Die Abb. IV.3, auch in Verbindung mit der Abb. III.30 für T_a , enthält noch weitere stadtstrukturelle Detailinformationen:

- Der Meßpunkt auf der Ostseite der in NNE – SSW Richtung verlaufenden Straßenschlucht ohne Randbäume hatte aufgrund der kombinierten Wirkung von kurzweiliger Reflexstrahlung und langweiliger Ausstrahlung der benachbarten, nach WNW orientier-

ten Hauswand (siehe auch VOOGT und OKE, 1998a) den höchsten T_{mrt} -Wert (61.4 °C) um 15:30 Uhr MEZ.

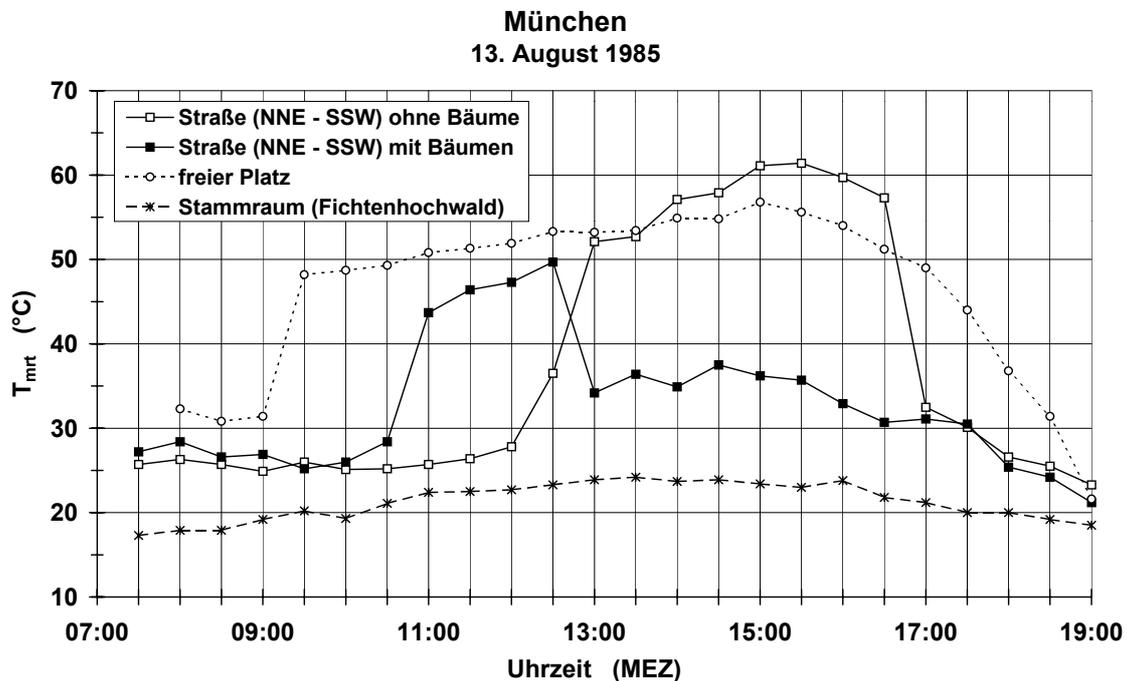


Abb. IV.3: Mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München und im Stammraum eines nahen Fichtenhochwaldes (modifiziert nach HÖPPE und MAYER, 1987; MAYER, 1993)

- Der Verlauf von T_{mrt} am Meßpunkt freier Platz zeigte aufgrund der fast fehlenden Horizontaleinengung einen verhältnismäßig gleichmäßigen, fast sinusförmigen Verlauf. Der maximale T_{mrt} -Wert an diesem Meßpunkt erreichte jedoch nicht das T_{mrt} -Maximum des Meßpunktes in der Straßenschlucht mit Randbäumen.
- Der Meßpunkt im Stammraum des Fichtenhochwaldes wies eine schwach ausgeprägte tageszeitliche T_{mrt} -Variabilität auf einem vergleichsweise niedrigen mittleren Niveau auf.
- Im Mittel über den Untersuchungszeitraum am 13. August 1985 war T_{mrt} am Meßpunkt freier Platz mit 46.3 °C am größten, gefolgt vom Meßpunkt in der Straßenschlucht ohne Randbäume mit 37.2 °C, dem Meßpunkt in der Straßenschlucht mit Randbäumen mit 32.8 °C und dem Meßpunkt im Stammraum des Fichtenhochwaldes mit 21.3 °C.
- Im Mittel über den Untersuchungszeitraum waren die T_{mrt} - T_a Differenzen bei den drei innerstädtischen Meßpunkten positiv (Meßpunkt freier Platz: 19.4 °C; Meßpunkt in der Straßenschlucht ohne Randbäume: 10.4 °C; Meßpunkt in der Straßenschlucht mit Rand-

bäumen: 6.5 °C). Beim Meßpunkt im Stammraum des Fichtenhochwaldes war die mittlere $T_{mrt}-T_a$ Differenz im gesamten Untersuchungszeitraum, wie sich schon beim Nachmittag andeutete, negativ; d.h. T_a lag im Mittel um 2.6 °C über T_{mrt} .

- Die maximalen $T_{mrt}-T_a$ Differenzen im gesamten Untersuchungszeitraum betragen 31.3 °C (15:30 Uhr MEZ) am Meßpunkt in der Straßenschlucht ohne Randbäume, 27.6 °C (15:00 Uhr MEZ) am Meßpunkt freier Platz, 21.2 °C (12.30 Uhr MEZ) am Meßpunkt in der Straßenschlucht mit Randbäumen und 0.4 °C (7:30 Uhr) am Meßpunkt im Stammraum des Fichtenhochwaldes. Die minimalen $T_{mrt}-T_a$ Differenzen traten am Abend des Untersuchungstages auf und lagen zwischen -5.1 °C am Meßpunkt freier Platz und -3.0 °C am Meßpunkt in der Straßenschlucht mit Randbäumen.

Die Verläufe des thermischen Bewertungsindex PET an den einzelnen Meßpunkten (Abb. IV.4) zeigen eine große Ähnlichkeit zu den Verläufen von T_{mrt} auf. So betrug PET am Nachmittag zwischen 13:00 bis 16:30 Uhr am Meßpunkt in der Straßenschlucht mit Randbäumen 30.6 °C und am Meßpunkt in der Straßenschlucht ohne Randbäume 41.9 °C. Die Differenz von 11.3 °C infolge der Wirkung der Kronen der Randbäume entspricht nach Tab. II.9 einer Reduzierung der thermischen Belastung für Menschen an einem sommerlichen Strahlungsnachmittag um fast zwei Stufen. Die PET-Werte für den Meßpunkt im Stammraum des Fichtenhochwaldes weisen darauf hin, daß dort selbst bei sommerlichen Strahlungsbedingungen die klimatischen Bedingungen tagsüber weitgehend als thermisch behaglich empfunden werden.

Demgegenüber war am Meßpunkt freier Platz eine starke Wärmebelastung über einen verhältnismäßig langen Zeitraum vorhanden. Sie trat am Meßpunkt in der Straßenschlucht ohne Randbäume nur in einem kürzeren Zeitabschnitt auf. Die Wärmebelastung erreichte dort allerdings für ca. 1.5 Stunden die extreme Stufe.

Die über einen längeren Zeitraum am Meßpunkt freier Platz vorhandene starke Wärmebelastung bewirkte, daß dort der PET-Mittelwert über den gesamten Untersuchungszeitraum mit 32.9 °C am größten war. Der kleinste PET-Mittelwert mit 22.1 °C trat am Meßpunkt im Stammraum des Fichtenhochwaldes auf. Am Meßpunkt in der Straßenschlucht ohne Randbäume betrug der PET-Mittelwert 30.8 °C; am Meßpunkt in der Straßenschlucht mit Randbäumen war er auf 28.1 °C reduziert.

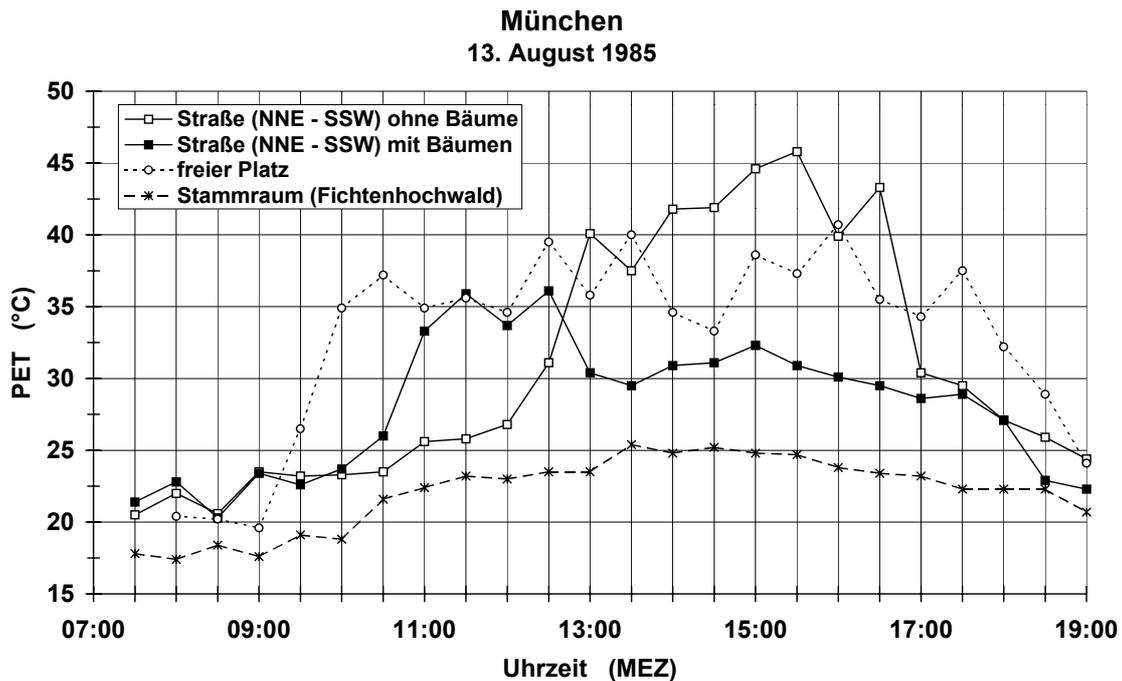


Abb. IV.4: Physiologisch Äquivalente Temperatur PET in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München und im Stammraum eines nahen Fichtenhochwaldes (modifiziert nach HÖPPE und MAYER, 1987; MAYER, 1993)

Wie sich bereits beim Vergleich der Ergebnisse in den Abb. IV.3 und IV.4 andeutet und wie auch schon in anderen Untersuchungen diskutiert wurde (u.a. MAYER und MATZARAKIS, 1998), scheint bei sommerlichen Strahlungswetterlagen tagsüber eine deutliche Korrelation zwischen T_{mrt} und PET zu bestehen. Der engste Zusammenhang zwischen T_{mrt} und PET war für die Fallstudie am 13. August 1985 die in der Abb. IV.5 dargestellte lineare Regression, nach der PET mit zunehmendem T_{mrt} anstieg. Der vergleichsweise hohe Korrelationskoeffizient $r = 0.933$ weist auf die Güte dieser Korrelation hin.

In den Abb. IV.6 bis IV.9 sind die Ergebnisse von weiteren Regressionsanalysen zu PET enthalten. Die Form der einzelnen Regressionsbeziehungen wurde in Abhängigkeit vom höchsten Betrag für den Korrelationskoeffizienten r festgelegt. Die Resultate zeigen:

- Mit zunehmender Lufttemperatur stieg PET exponentiell an (Abb. IV.6). Allerdings ist diese Regressionsbeziehung nicht so eng wie diejenige zwischen PET und T_{mrt} .
- Den geringsten Einfluß auf PET hatte unter den analysierten meteorologischen Größen der Dampfdruck VP (Abb. IV.7). Für die Fallstudie am 13. August 1985 nahm PET mit größer werdendem VP ab. Dieser Zusammenhang ist durch die etwas gegenläufigen Ta-

gesänge von T_{mrt} und T_a einerseits und VP andererseits sowie die Dominanz des Einflusses von T_{mrt} auf PET während der Tagstunden verursacht. Aus Modellrechnungen folgt nämlich, daß PET bei konstant gehaltenen Werten für T_{mrt} und T_a mit zunehmendem VP leicht ansteigt.

- Es bestand ein sehr enger Zusammenhang (Varianzerklärung über 97 %) zwischen dem thermischen Index PMV und PET, nach dem PET mit größer werdenden PMV in Form eines Polynoms 2. Ordnung anstieg (Abb. IV.8). Diese ausgeprägte Regression ist wegen der vergleichbaren Basis für PMV und PET (Energiebilanzgleichung des Menschen, siehe Gleichung (II.8) und der Verfahren zur Berechnung von PMV und PET nachvollziehbar.
- In früheren human-biometeorologischen Untersuchungen wurden häufig einfache oder komplexe Indizes zur Einschätzung des thermischen Milieus verwendet. Sie sind jedoch überholt, da sie keine thermophysiological Relevanz aufweisen und da inzwischen geeignete Indizes wie PMV, PET oder die gefühlte Temperatur vorliegen. Ein solcher Index, der früher oft auch in der Angewandten Stadtklimatologie verwendet wurde, ist die Äquivalenttemperatur T_{eq} (u.a. BRÜNDL und HÖPPE, 1984), ein Maß für den Inhalt der Luft an fühlbarer und latenter Wärme. Aus der Abb. IV.9 wird jedoch deutlich, daß der exponentielle Zusammenhang zwischen PET und T_{eq} aufgrund differierender Berechnungsmethoden statistisch nicht gesichert ist (Varianzerklärung nur 38 %).

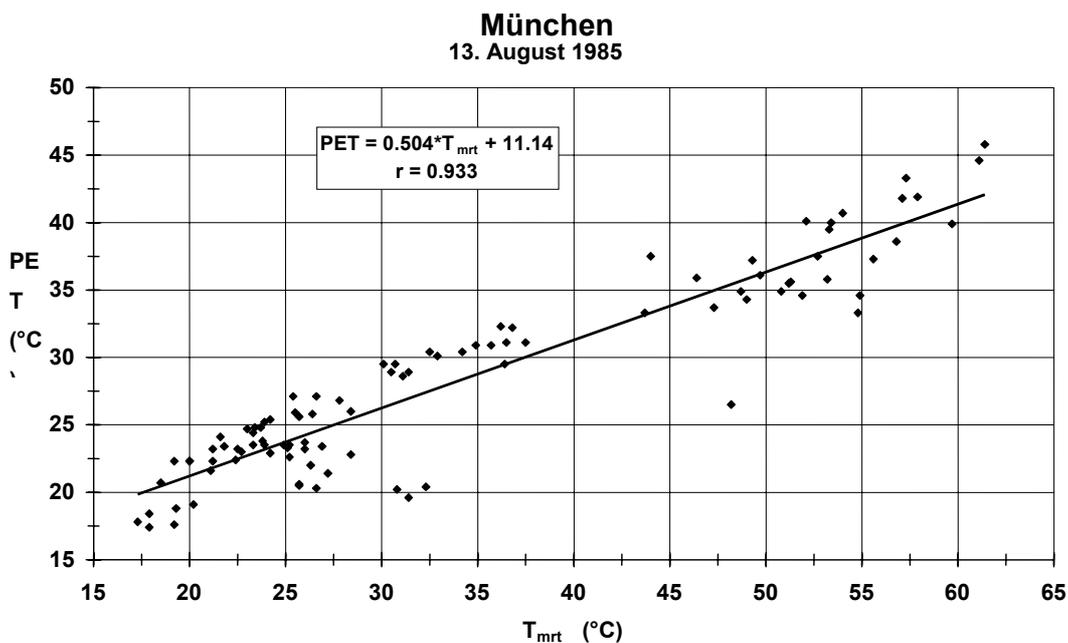


Abb. IV.5: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

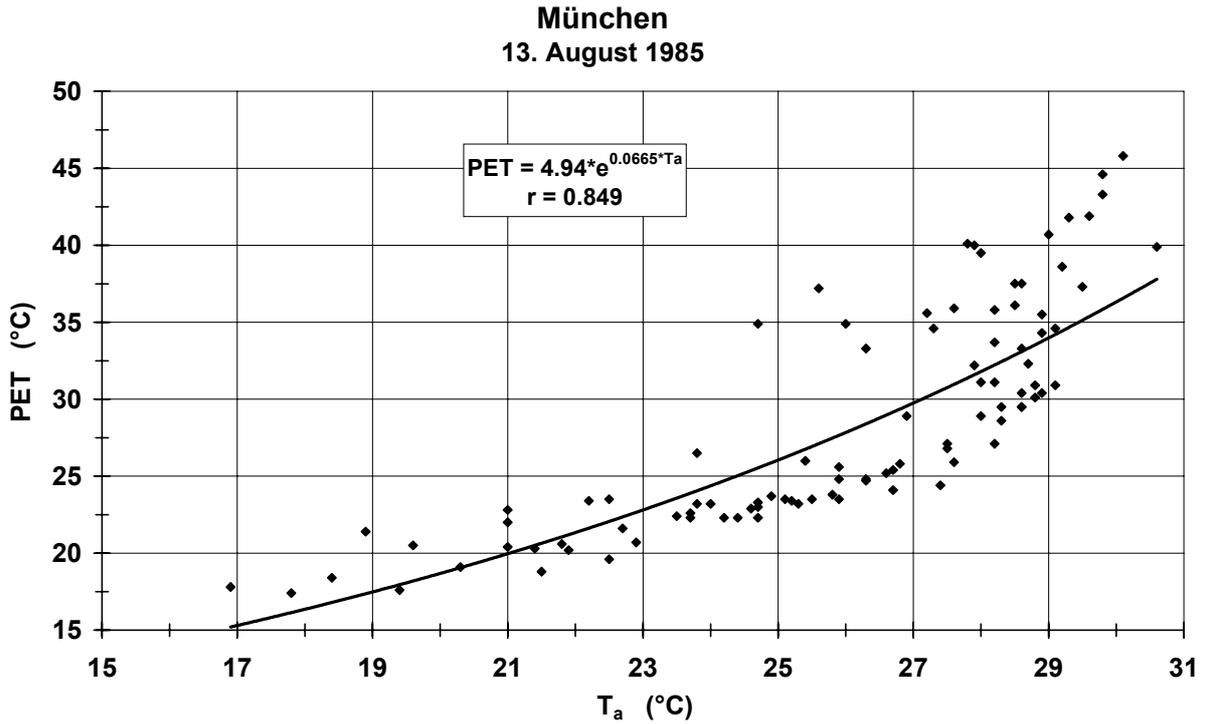


Abb. IV.6: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

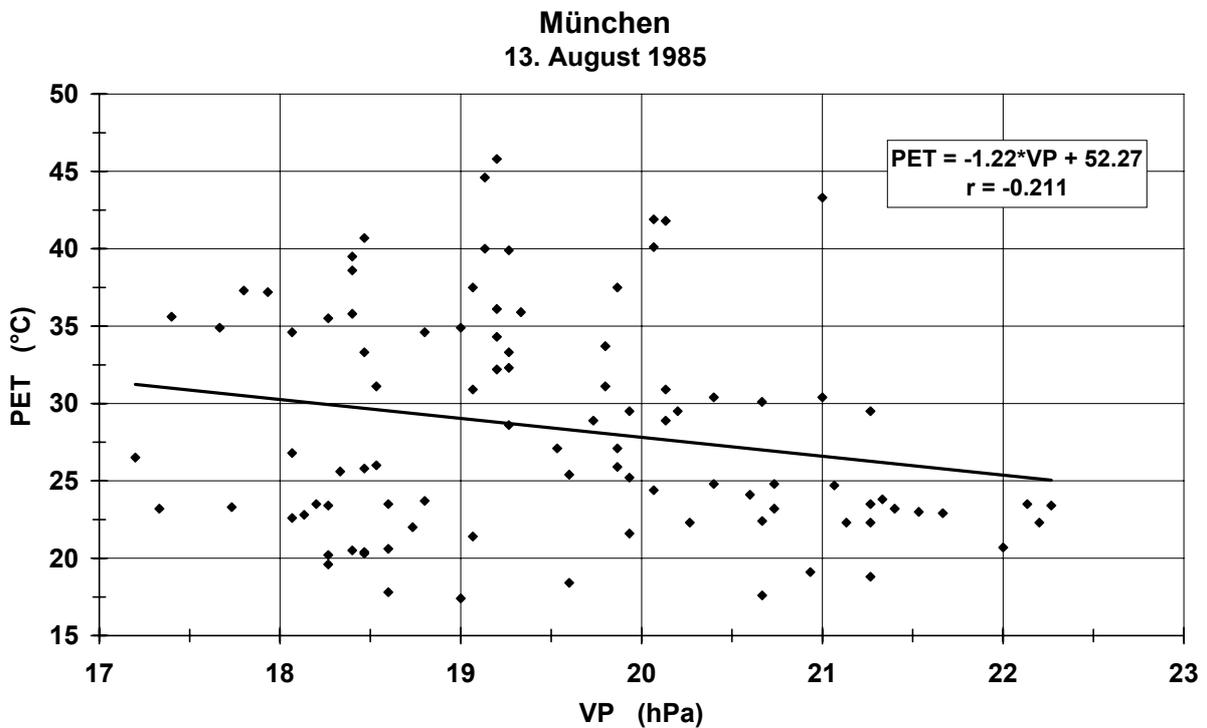


Abb. IV.7: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Dampfdruck VP, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

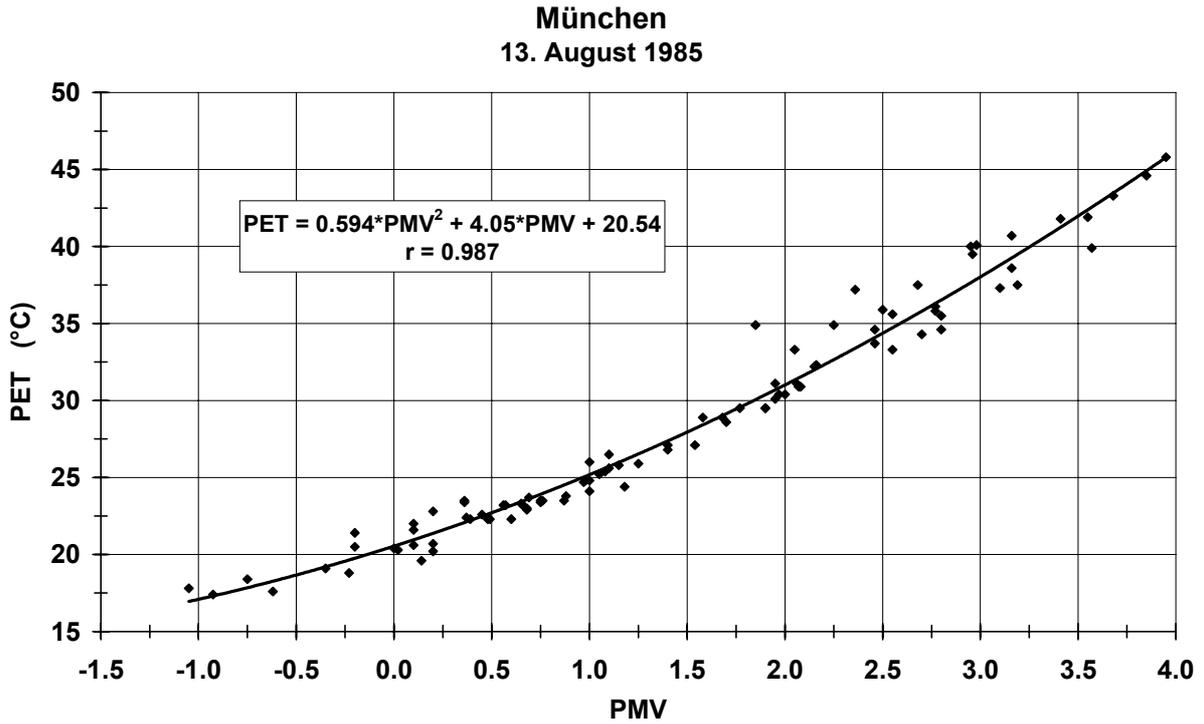


Abb. IV.8: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

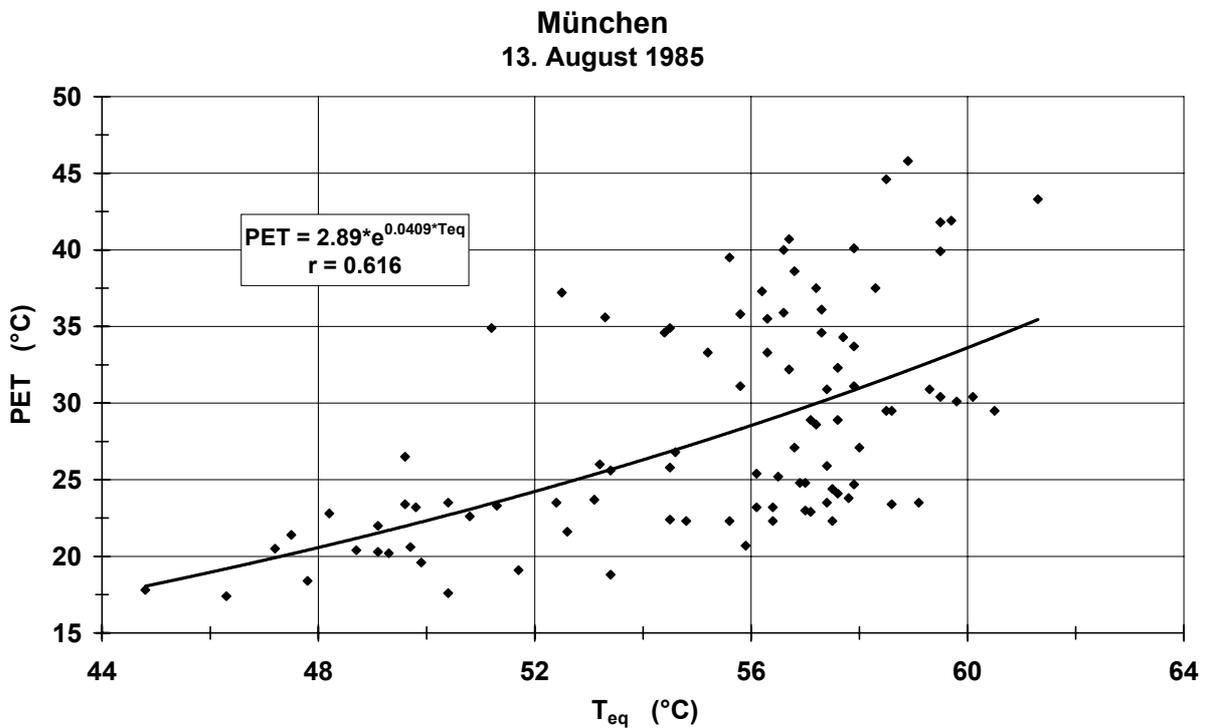


Abb. IV.9: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Äquivalenttemperatur T_{eq} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

IV.3.3 Fallstudie „München, 22. August 1989“

Die vier unterschiedlichen Meßpunkte im nördlichen Stadtzentrum von München, die am 22. August 1989 in sequentieller Reihenfolge auf einer kurzen Profiliroute untersucht wurden, sind im Abschnitt III.4, der auch die Ergebnisse für die Lufttemperatur T_a enthält, näher beschrieben. Da von dieser Fallstudie - im Gegensatz zur Fallstudie am 13. August 1985 - für jeden Meßpunkt auch Daten über die kurzwellige Strahlung G und die langwellige Strahlung A , jeweils aus dem oberen Halbraum, verfügbar sind, ist eine zusätzliche Analyse von Einflußfaktoren auf T_{mrt} möglich.

Im Tagesverlauf stieg G (Abb. IV.10) sprunghaft an, sobald die direkte Sonnenstrahlung an diesem Strahlungstag im Sommer den jeweiligen Meßpunkt erreichte. Das war z.B. beim Meßpunkt im Innenhof nur kurz nach Mittag der Fall. Im Mittel über den Untersuchungszeitraum war G mit 268 W/m^2 am Meßpunkt auf dem westlichen Bürgersteig am größten und mit 123 W/m^2 am Meßpunkt im Innenhof am niedrigsten. Der Tagesverlauf von A war dagegen deutlich ausgeglichener (Abb. IV.11). Das äußert sich auch in den Mittelwerten von A im Untersuchungszeitraum, die weniger stark als wie bei G schwankten. Der größte Mittelwert mit 364 W/m^2 trat beim Meßpunkt auf dem westlichen Bürgersteig auf; der niedrigste Mittelwert mit 361 W/m^2 wurde beim Meßpunkt im Innenhof erreicht.

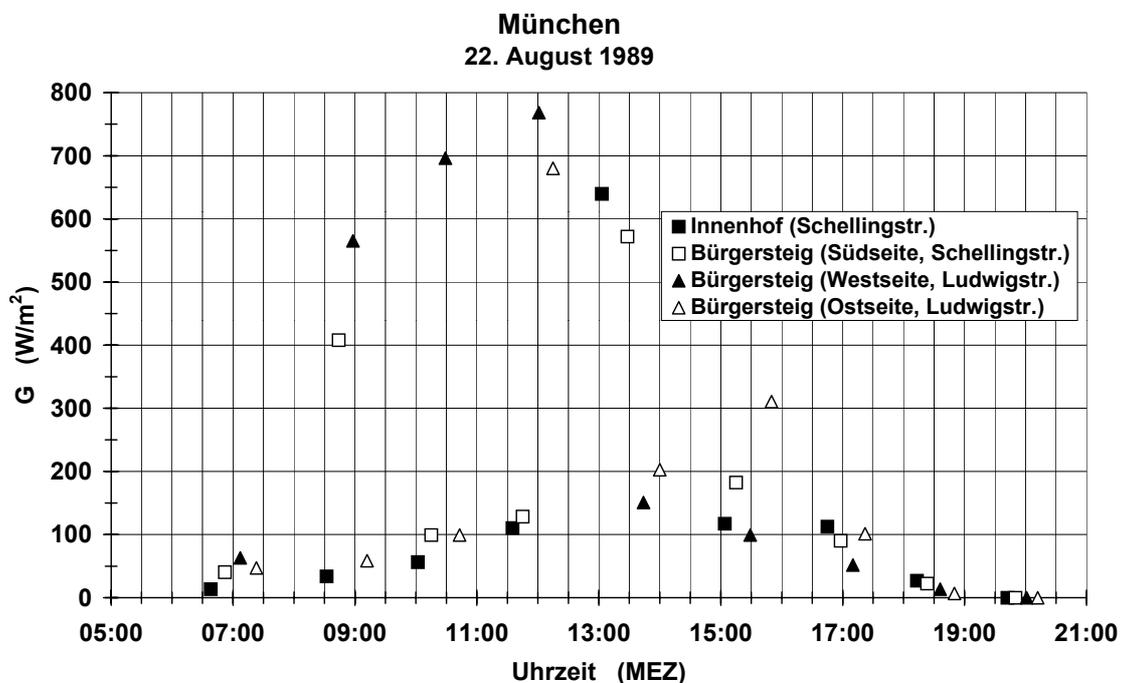


Abb. IV.10: Kurzwellige Strahlung G aus dem oberen Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an vier nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München

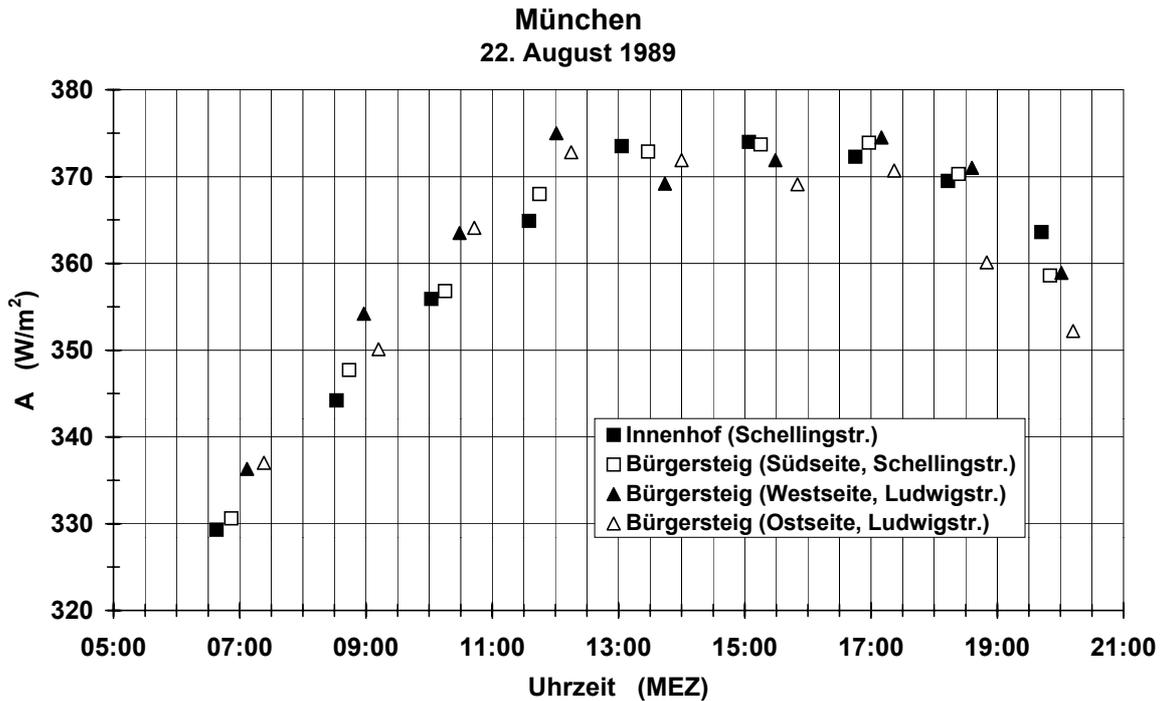


Abb. IV.11: Langwellige Strahlung A aus dem oberen Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an vier nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München

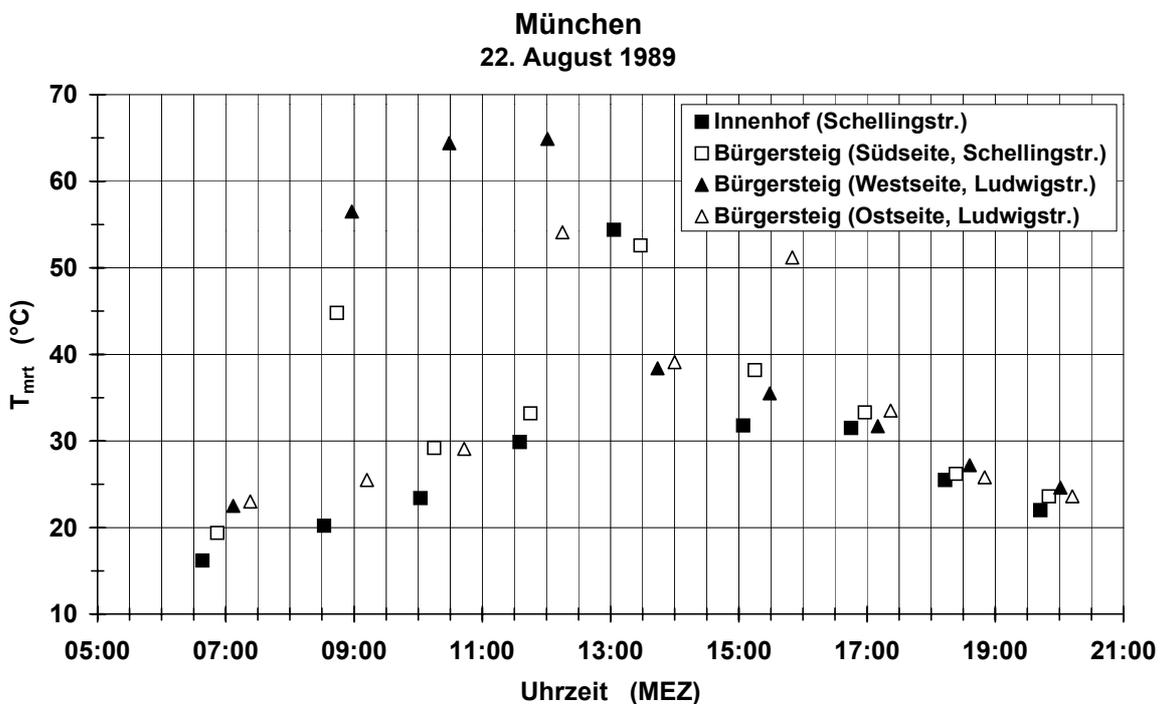


Abb. IV.12: Mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an vier nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München

Die Verläufe der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} (Abb. IV.12) haben eine große Ähnlichkeit mit den Verläufen von G . Der daraus abzuleitende Zusammenhang zwischen T_{mrt} und G ist in der Abb. IV. 13 durch ein Polynom 2. Ordnung beschrieben. Der vergleichsweise hohe Korrelationskoeffizient weist auf die enge Beziehung zwischen T_{mrt} und G hin. Sie bezieht sich, wie in den folgenden Regressionsanalysen, auf alle sieben Meßpunkte dieser kurzen Profilroute, damit ein größeres Datenkollektiv berücksichtigt werden kann. Der Einfluß von A auf T_{mrt} , der in der Abb. IV.14 die Form einer exponentiellen Regressionsbeziehung hat, war dagegen aufgrund des niedrigeren Korrelationskoeffizienten schwächer ausgeprägt. Der Zusammenhang zwischen T_{mrt} und T_a läßt sich für diese Fallstudie ebenfalls durch eine exponentielle Regressionsbeziehung beschreiben (Abb. IV.15), deren Korrelationskoeffizient nur wenig höher als derjenige für den exponentiellen Zusammenhang zwischen T_{mrt} und A ist.

Die Analyse der T_{mrt} -Werte an den vier ausgewählten Meßpunkten führte, auch unter Berücksichtigung von entsprechenden T_a -Daten, zu folgenden Ergebnissen:

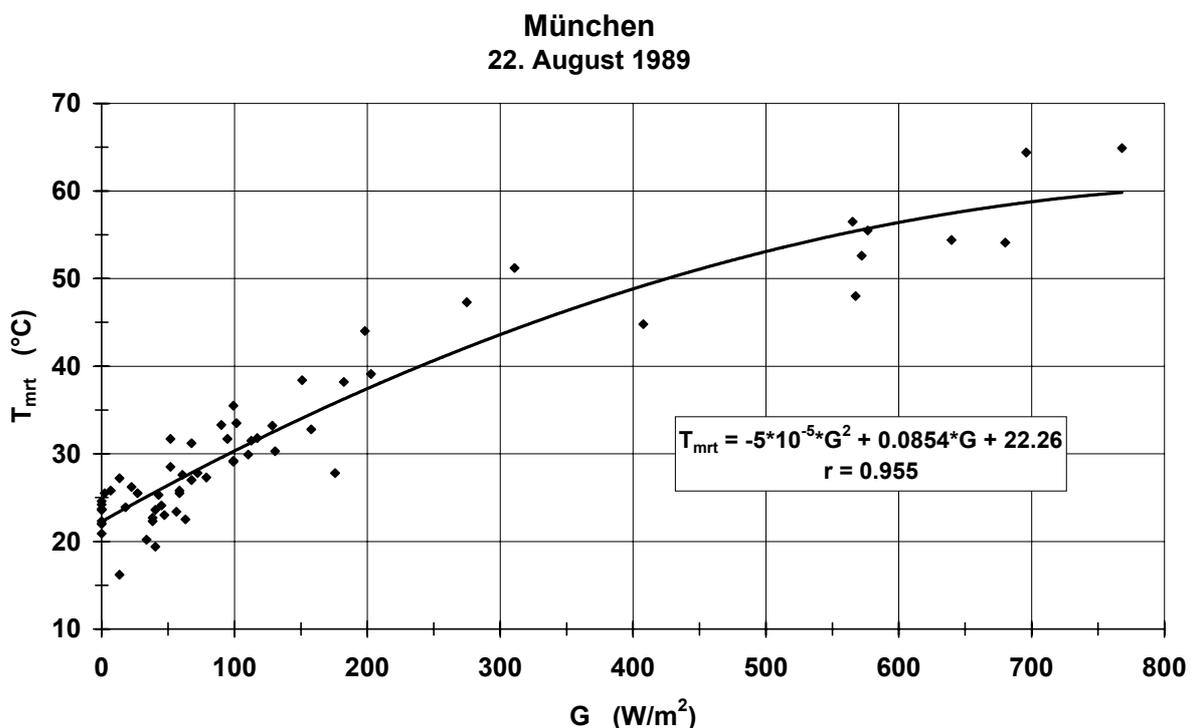


Abb. IV.13: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der kurzwelligigen Strahlung G aus dem oberen Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

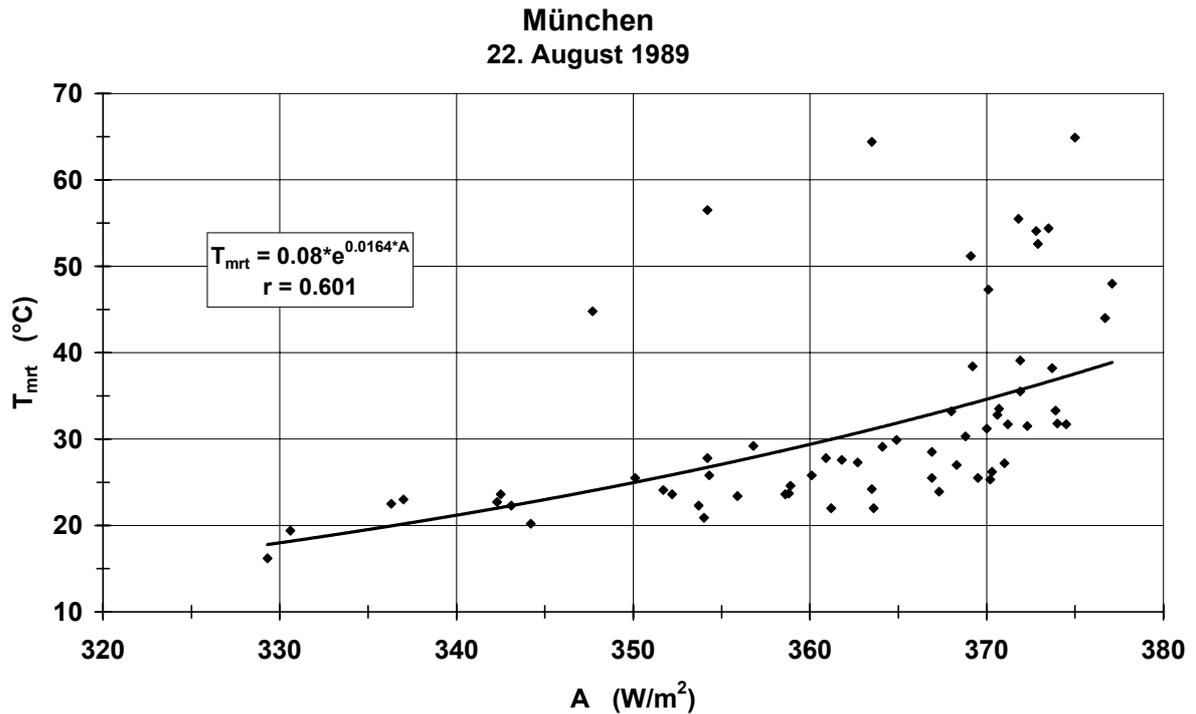


Abb. IV.14: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der langwelligen Strahlung A aus dem oberen Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

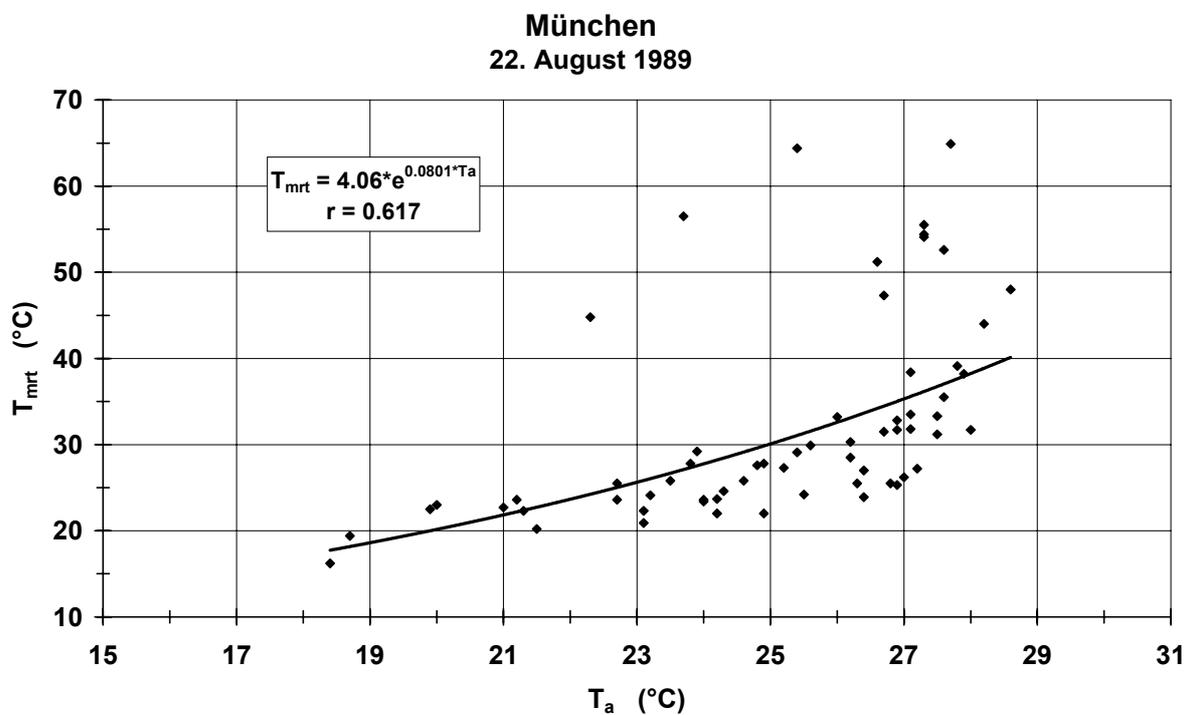


Abb. IV.15: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

- Der höchste T_{mrt} -Wert (64.9 °C) trat um 12:00 Uhr MEZ am Meßpunkt auf dem westlichen Bürgersteig auf. Er lag damit um 3.5 °C über dem maximalen T_{mrt} -Wert in der Fallstudie am 13. August 1985.
- Im Mittel über den Untersuchungszeitraum am 22. August 1989 war T_{mrt} am Meßpunkt auf dem westlichen Bürgersteig mit 40.6 °C am größten, gefolgt vom Meßpunkt auf dem östlichen Bürgersteig mit 33.9 °C, dem Meßpunkt auf dem südlichen Bürgersteig mit 33.4 °C und dem Meßpunkt im Innenhof mit 28.3 °C.
- Im Mittel über den Untersuchungszeitraum waren die $T_{\text{mrt}}-T_{\text{a}}$ Differenzen bei allen Meßpunkten, wie auch bei den innerstädtischen Meßpunkten in der Fallstudie am 13. August 1985, positiv: Sie erreichten 15.0 °C am Meßpunkt auf dem westlichen Bürgersteig, 9.0 °C am Meßpunkt auf dem östlichen Bürgersteig, 8.4 °C am Meßpunkt auf dem südlichen Bürgersteig und 3.7 °C am Meßpunkt im Innenhof.
- Die maximale $T_{\text{mrt}}-T_{\text{a}}$ Differenz im gesamten Untersuchungszeitraum trat mit 39.0 °C (10:30 Uhr MEZ) am Meßpunkt auf dem westlichen Bürgersteig auf. Ihr Betrag und Eintrittszeitpunkt waren durch die spezifische Lage des Meßpunktes in einer Straßenschlucht bedingt. Die maximale $T_{\text{mrt}}-T_{\text{a}}$ Differenz in der Fallstudie am 13. August 1985 wurde um 7.7 °C übertroffen. An den anderen drei Meßpunkten lagen die meßpunktspezifischen maximalen $T_{\text{mrt}}-T_{\text{a}}$ Differenzen niedriger. Sie erreichten 27.1 °C (13:00 Uhr MEZ) am Meßpunkt im Innenhof, 26.8 °C (12:15 Uhr MEZ) am Meßpunkt auf dem östlichen Bürgersteig und 25.0 °C (13:30 Uhr MEZ) am Meßpunkt auf dem südlichen Bürgersteig. Die minimalen $T_{\text{mrt}}-T_{\text{a}}$ Differenzen traten, wie schon in der Fallstudie am 13. August 1985, am Abend auf; sie lagen zwischen -2.2 °C am Meßpunkt im Innenhof und 0.9 °C am Meßpunkt auf dem östlichen Bürgersteig.

Die Verläufe von PET (Abb. IV.16) zeigen je Meßpunkt die bereits für die Fallstudie am 13. August 1995 erwähnte große Ähnlichkeit mit den Verläufen von T_{mrt} . Am späten Vormittag war gemäß der PET-Werte auf dem westlichen Bürgersteig über einen Zeitraum von ca. 1.5 Stunden eine extreme Wärmebelastung, während im unweit entfernten Innenhof nur eine schwache Wärmebelastung herrschte. Unterschiedliche Mikroklimata auf verhältnismäßig engem Raum führten also in Abhängigkeit von im wesentlichen der kurzwelligen Einstrahlung zu Differenzierungen im thermischen Empfinden bzw. in der thermophysiologischen Belastung von Menschen um drei Stufen. Am Morgen und am späten Nachmittag bzw. frühen Abend waren die PET-Unterschiede zwischen den einzelnen Meßpunkten relativ klein.

Gemittelt über den gesamten Untersuchungszeitraum betrug PET am Meßpunkt auf dem westlichen Bürgersteig 31.6 °C, am Meßpunkt auf dem östlichen Bürgersteig 28.2 °C, am Meßpunkt auf dem südlichen Bürgersteig 26.7 °C und am Meßpunkt im Innenhof 26.0 °C. Diese Reihenfolge der Meßpunkte ist aufgrund der engen linearen Korrelation zwischen PET und T_{mrt} (Abb. IV.17) mit der Reihenfolge der Meßpunkte bezüglich der mittleren T_{mrt} -Werte im Untersuchungszeitraum identisch. Unter Berücksichtigung des PET-Schwellenwertes von 29 °C (siehe Tab. II.9) war im Tagesmittel der Meßpunkt auf dem westlichen Bürgersteig durch mäßige Wärmebelastung gekennzeichnet, während an den anderen Meßpunkten nur schwache Wärmebelastung herrschte.

In den Abb. IV.17 bis IV.21 sind die Ergebnisse der zur Fallstudie am 13. August 1985 analogen Regressionsanalysen zu PET enthalten. Sie lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Mit zunehmendem T_{mrt} stieg PET linear an (Abb. IV.17). Der Korrelationskoeffizient war etwas größer ($r = 0.979$) als in der Fallstudie am 13. August 1985 ($r = 0.933$).

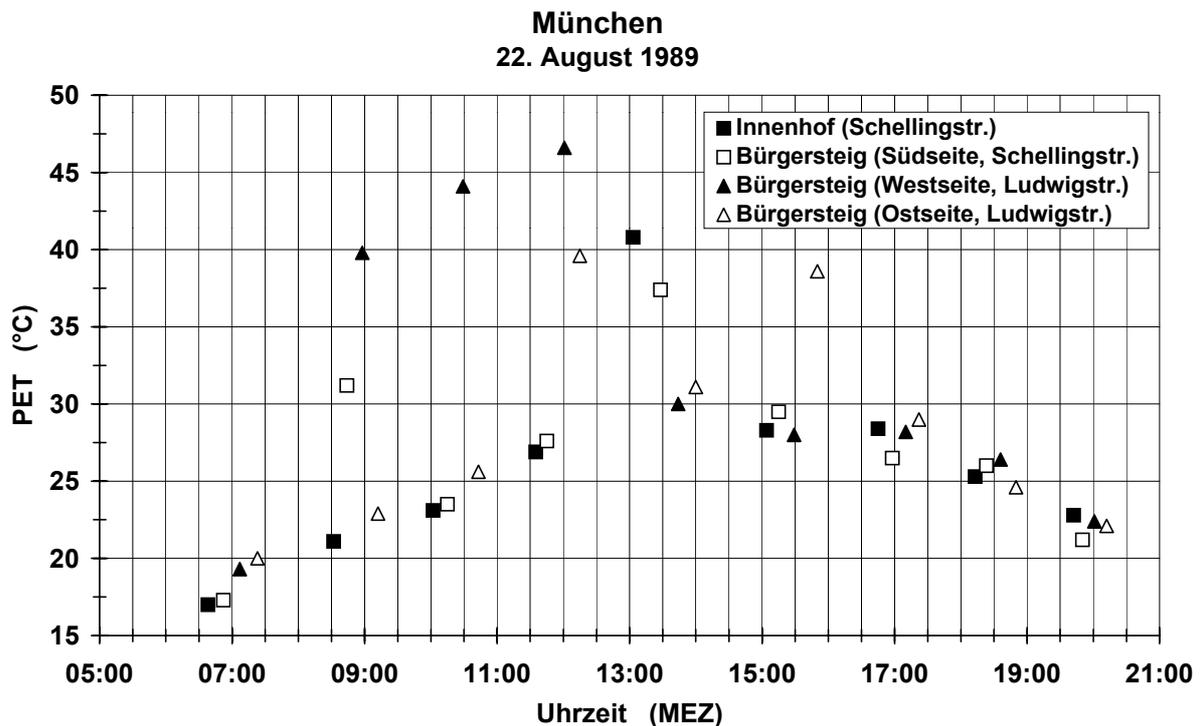


Abb. IV.16: Physiologisch Äquivalente Temperatur PET in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an vier nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München

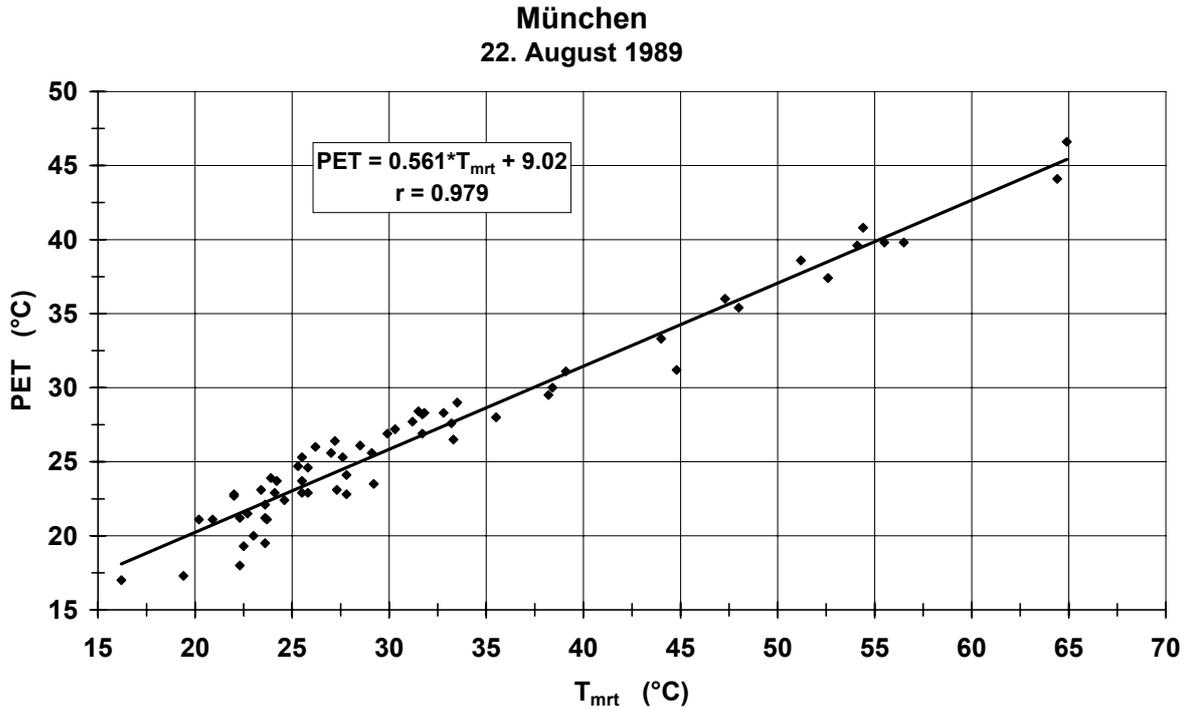


Abb. IV.17: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

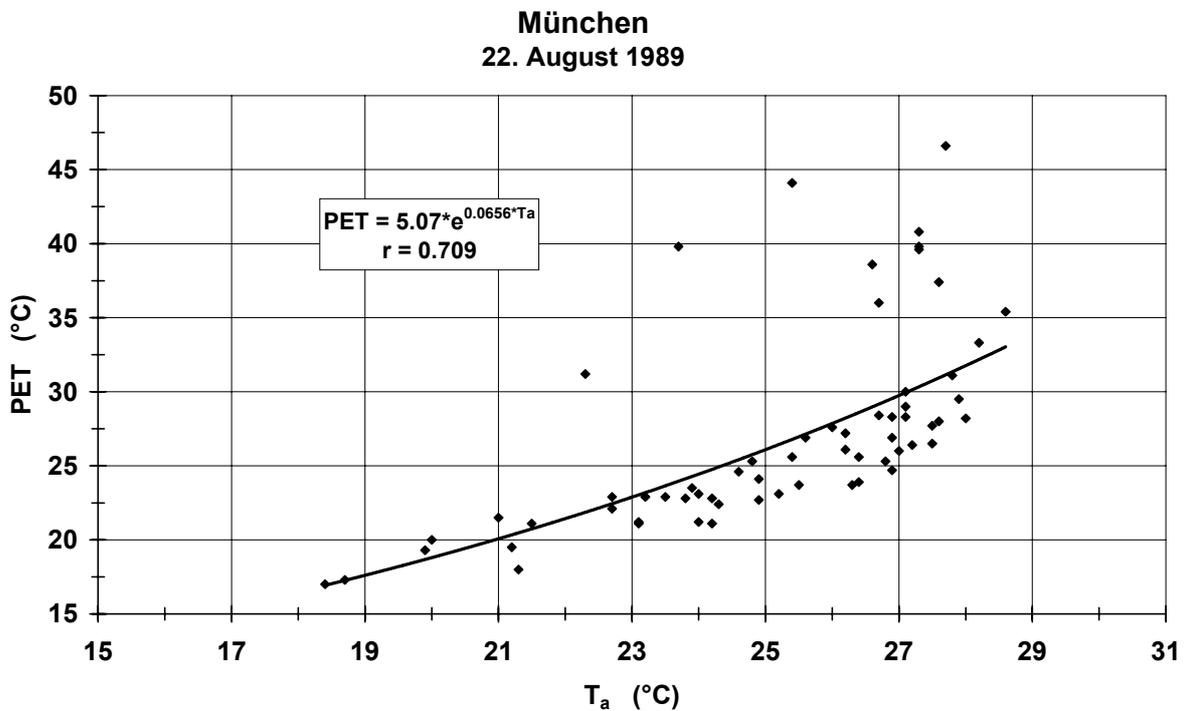


Abb. IV.18: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

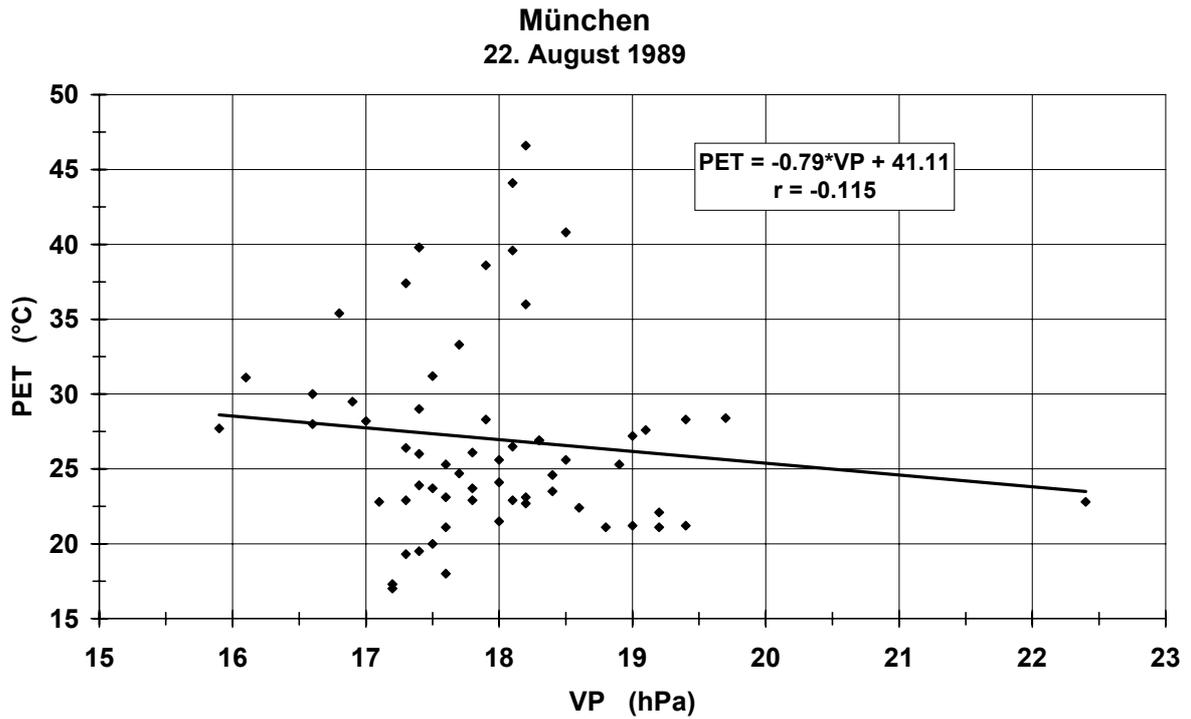


Abb. IV.19: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Dampfdruck VP, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

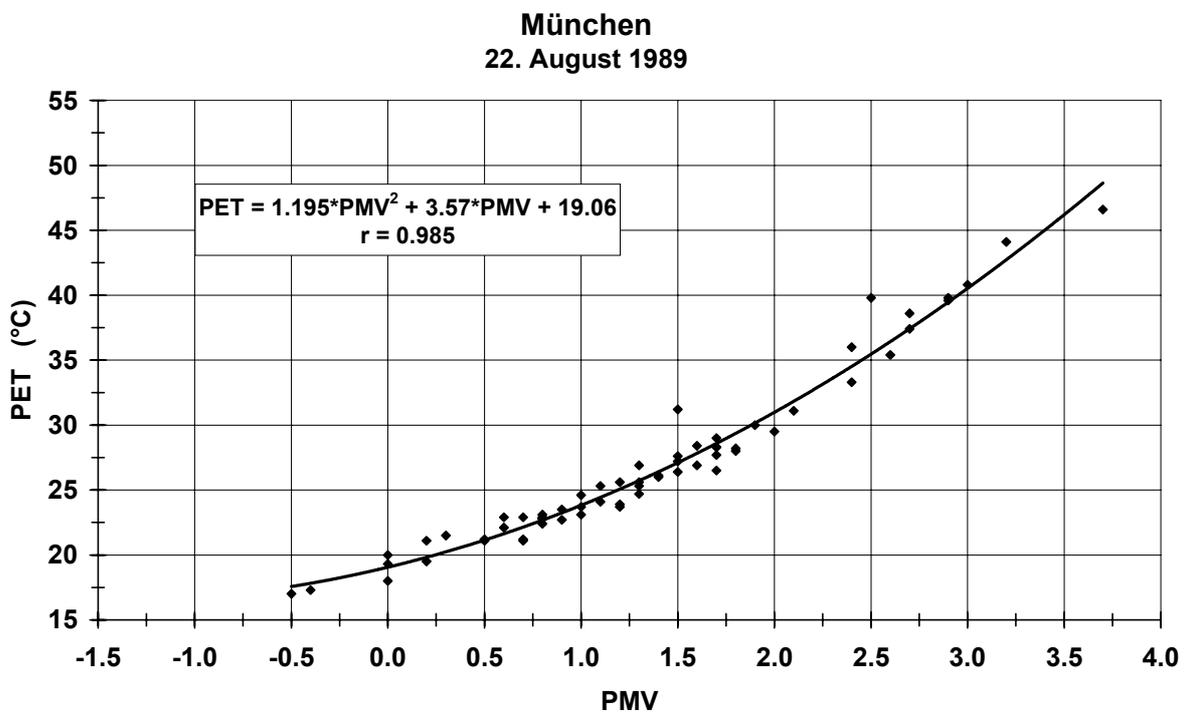


Abb. IV.20: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

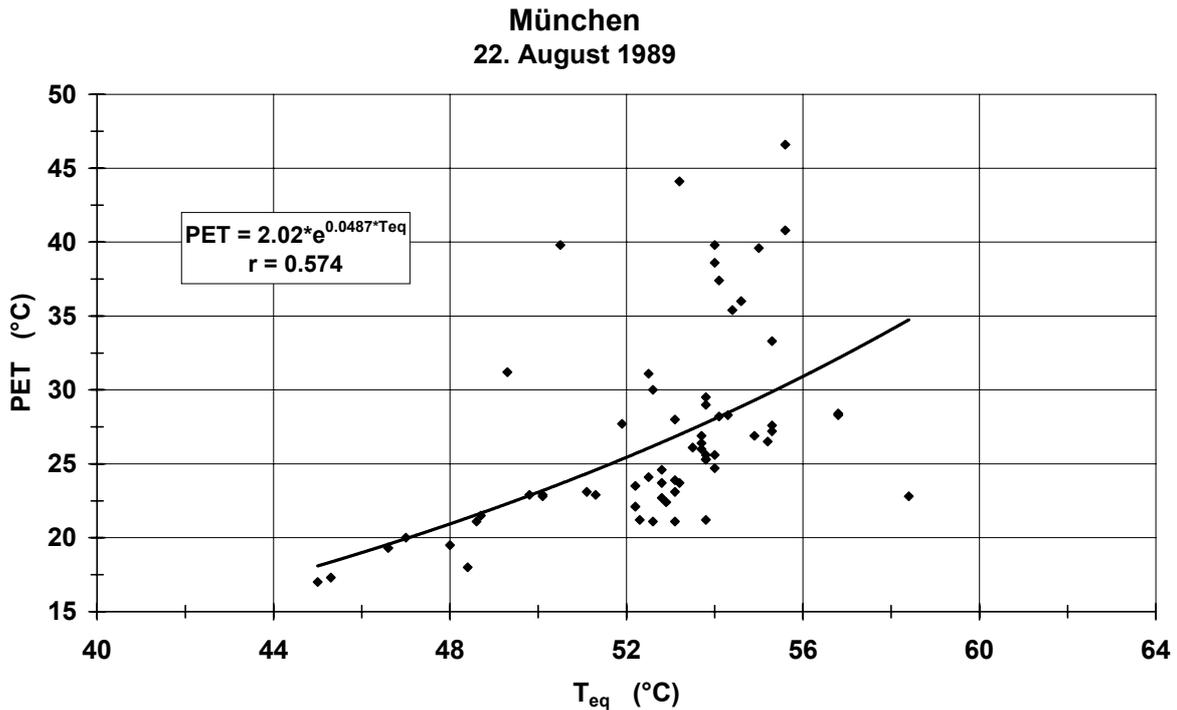


Abb. IV.21: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Äquivalenttemperatur T_{eq} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

- Mit größer werdendem T_a erhöhte sich PET exponentiell (Abb. IV.18). Diese Regressionsbeziehung war etwas schwächer ($r = 0.709$) als in der Fallstudie am 13. August 1985 ($r = 0.849$).
- Wie schon in der Abb. IV.7 war auch in der Fallstudie am 22. August 1989 nahezu kein Einfluß von VP auf PET festzustellen (Abb. IV.19).
- Der enge Zusammenhang zwischen PET und PMV in Form eines Polynoms 2. Ordnung aus der Abb. IV.8 konnte hier (Abb. IV.20) bestätigt werden; die Varianzerklärung lag auch knapp über 97 %.
- Der nicht gesicherte, exponentielle Zusammenhang zwischen PET und T_{eq} aus der Abb. IV.9 ergab sich auch für die Fallstudie am 22. August 1989 (Abb. IV.21); allerdings war die Varianzerklärung mit 33 % noch niedriger.

IV.3.4 Fallstudie „München, 16. August 1989“

Die Fallstudie „München, 16. August 1989“, die an einem sommerlichen Strahlungstag durchgeführt wurde, umfaßte insgesamt sieben Meßpunkte auf einer kurzen Profiroute durch

einen Teil des Stadtzentrums von München (siehe Abb. III.33). Davon wurden die drei Meßpunkte für detaillierte Untersuchungen ausgewählt, die im Abschnitt III.4 näher beschrieben und für die in der Abb. III.34 die Verläufe der Lufttemperatur T_a dargestellt sind. Die hier folgenden Regressionsanalysen beziehen sich jedoch, wie schon bei der Fallstudie „München, 22. August 1989“, auf alle Meßpunkte dieser Profilroute, um ein umfangreicheres Datenkollektiv zur Verfügung zu haben.

Der Tagesgang der kurzwelligen Strahlung G aus dem oberen Halbraum zeigte für den Meßpunkt am freien Platz (Abb. IV.22) den für sommerliche Strahlungstage bekannten glockenförmigen Verlauf. Am Meßpunkt unter einer Baumkrone und am Meßpunkt in der engen N – S Straßenschlucht (bis auf die Messung um 11:45 Uhr MEZ) lagen die G -Werte immer unter 100 W/m^2 . Im Mittel über den Untersuchungszeitraum war G mit 471 W/m^2 (= 100 %) am Meßpunkt freier Platz am größten, gefolgt vom Meßpunkt in der engen N – S Straßenschlucht mit 132 W/m^2 (28 %) und dem Meßpunkt unter einer Baumkrone mit 35 W/m^2 (7 %). Für die vergleichsweise geringen G -Werte am Meßpunkt in der engen Straßenschlucht war der dort niedrige Wert des *sky view factors* verantwortlich. Dadurch gelangte die direkte Sonnenstrahlung nur kurzzeitig zum Meßpunkt; G bestand ansonsten aus der diffusen Himmelstrah-

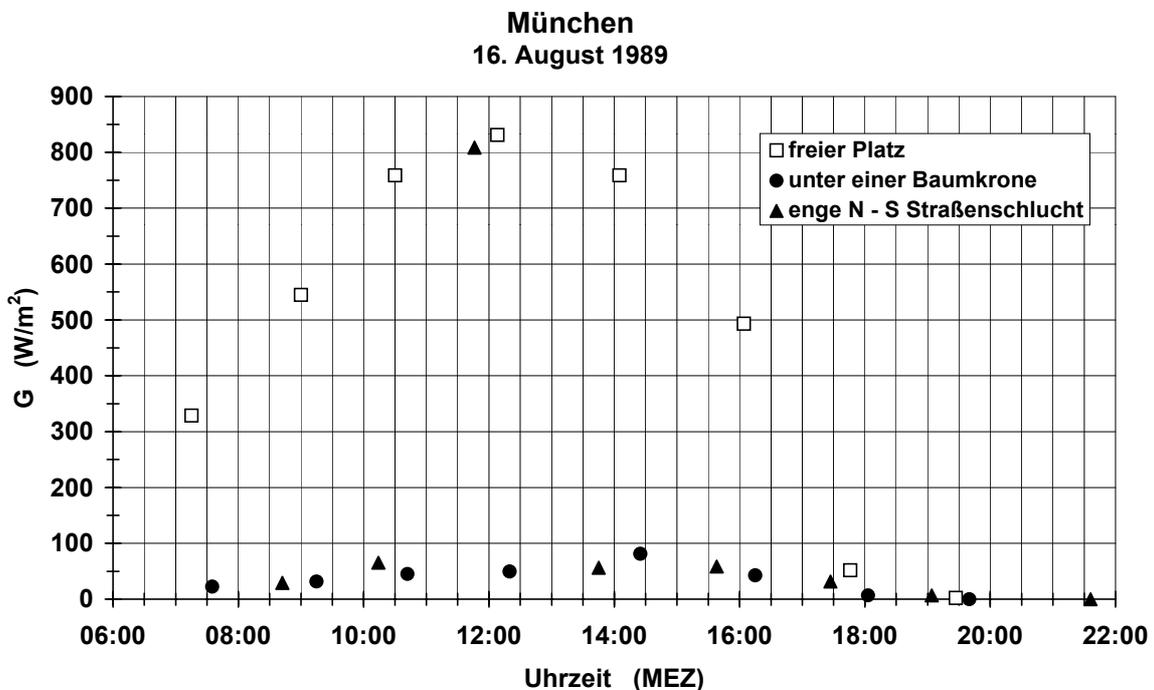


Abb. IV.22: Kurzwellige Strahlung G aus dem oberen Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im Stadtzentrum von München

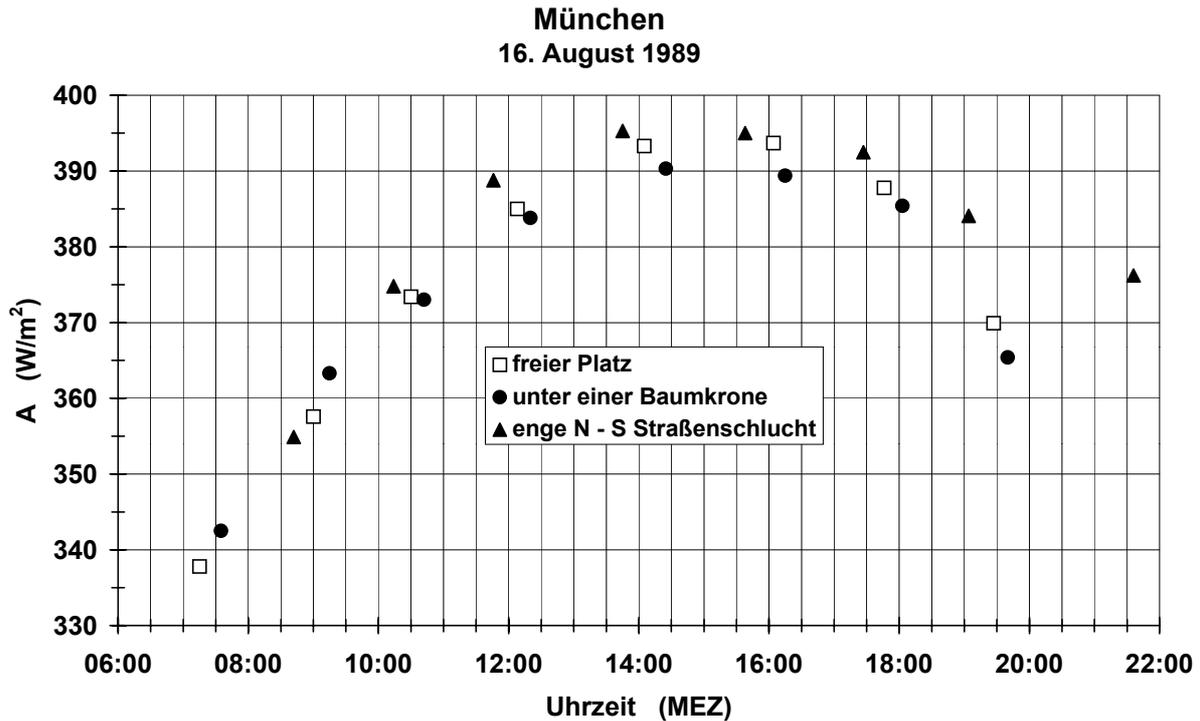


Abb. IV.23: Langwellige Strahlung A aus dem oberen Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im Stadtzentrum von München

lung und der kurzwelligen Reflexstrahlung der umgebenden Hauswände. Am Meßpunkt unter einer Baumkrone war die direkte Sonnenstrahlung weitgehend durch das belaubte Kronendach des einzelnen Baumes abgeschattet und G setzte sich aus der durch das Kronendach transmittierten Strahlung sowie der diffusen Himmelsstrahlung und der kurzwelligen Reflexstrahlung aus der Umgebung zusammen.

Die langwellige Strahlung A aus dem oberen Halbraum war am Meßpunkt in der engen N – S Straßenschlucht die Summe von atmosphärischer Gegenstrahlung aus dem reduzierten Himmelsausschnitt und langwelliger Ausstrahlung der umliegenden Hauswände (langwellige Reflexstrahlung der Hauswände wird vernachlässigt). Am Meßpunkt unter einer Baumkrone setzte sich A weitgehend aus der nach unten gerichteten, langwelligen Ausstrahlung der Kronenbasis und zum geringeren Teil aus einer *sky view factor* anteiligen atmosphärischen Gegenstrahlung zusammen. Am Meßpunkt freier Platz stimmte A weitgehend mit der atmosphärischen Gegenstrahlung überein. Aus dieser Zusammensetzung lassen sich für A die Unterschiede zwischen den drei ausgewählten Meßpunkten (Abb. IV.23) erklären, die nicht so deutlich wie bei G hervortraten.

Um die Mittagszeit und am Nachmittag waren die A -Werte am Meßpunkt in der engen N – S Straßenschlucht am größten und am Meßpunkt unter einer Baumkrone am niedrigsten. Die

Unterschiede betragen maximal 5 W/m^2 um die Mittagszeit. Die tagsüber niedrigeren A-Werte am Meßpunkt unter einer Baumkronen dürften im wesentlichen darauf zurückzuführen sein, daß die mittlere Oberflächentemperatur der Kronenbasis unter derjenigen der Hauswände lag. Die Ergebnisse für den 9 Uhr MEZ Termin wiesen dagegen aufgrund geänderter Temperaturverhältnisse der strahlenden Flächen einen um 8 W/m^2 höheren A-Wert für den Meßpunkt unter einer Baumkrone im Gegensatz zum Meßpunkt in der engen N – S Straßenschlucht auf. An diesem Meßpunkt hingegen erreichte A am Abend kurz nach 19 Uhr einen um 19 W/m^2 höheren Wert als am Meßpunkt unter einer Baumkrone, was u.a. durch die langwellige Ausstrahlung der Hauswände bedingt war. Die A-Werte für den Meßpunkt freier Platz lagen immer zwischen denjenigen für die beiden anderen Meßpunkte. Im Mittel über den gesamten Untersuchungszeitraum war A am Meßpunkt in der engen Straßenschlucht am größten (383 W/m^2 , wird 100.0 % gesetzt) und am Meßpunkt unter einer Baumkrone am kleinsten (374 W/m^2 , d.h. 97.7 %). Der Mittelwert von A am Meßpunkt freier Platz betrug 375 W/m^2 (97.9 %).

Wie schon in der Abb. IV.12 zeigte auch in dieser Fallstudie die mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} einen zu G ähnlichen Verlauf (Abb. IV.24). Der dabei zugrundeliegende Zusammenhang zwischen diesen beiden Größen ist in der Abb. IV.25 durch ein Polynom 3. Ordnung mit einem hohen Korrelationskoeffizienten r dargestellt. Ein Polynom 2. Ordnung wie in der Abb. IV.13 gab hier den Zusammenhang zwischen T_{mrt} und G nicht treffend genug wieder. Der Einfluß von A auf T_{mrt} , der in der Abb. IV.26 durch eine exponentielle Funktion angenähert ist, war in dieser Fallstudie insgesamt deutlich lockerer als in der Abb. IV.14. Zusätzlich deutet sich in der Abb. IV.26 eine Einteilung aller Meßpunkte auf dieser Profilroute in zwei Gruppen an. Die Werte oberhalb der Regressionslinie stammen von den Meßpunkten mit hohem *sky view factor* (z.B. Meßpunkt freier Platz), während die darunter liegenden Werte Meßpunkten mit niedrigem *sky view factor* (z.B. Meßpunkte unter einer Baumkrone und in der engen N – S Straßenschlucht) zuzuordnen sind.

Der Zusammenhang zwischen T_{mrt} und T_a läßt sich wie in der Abb. IV.15 für die Fallstudie „München, 22. August 1989“ auch hier durch eine exponentielle Regressionsbeziehung beschreiben (Abb. IV.27), die allerdings, wie aus dem Korrelationskoeffizienten folgt, statistisch

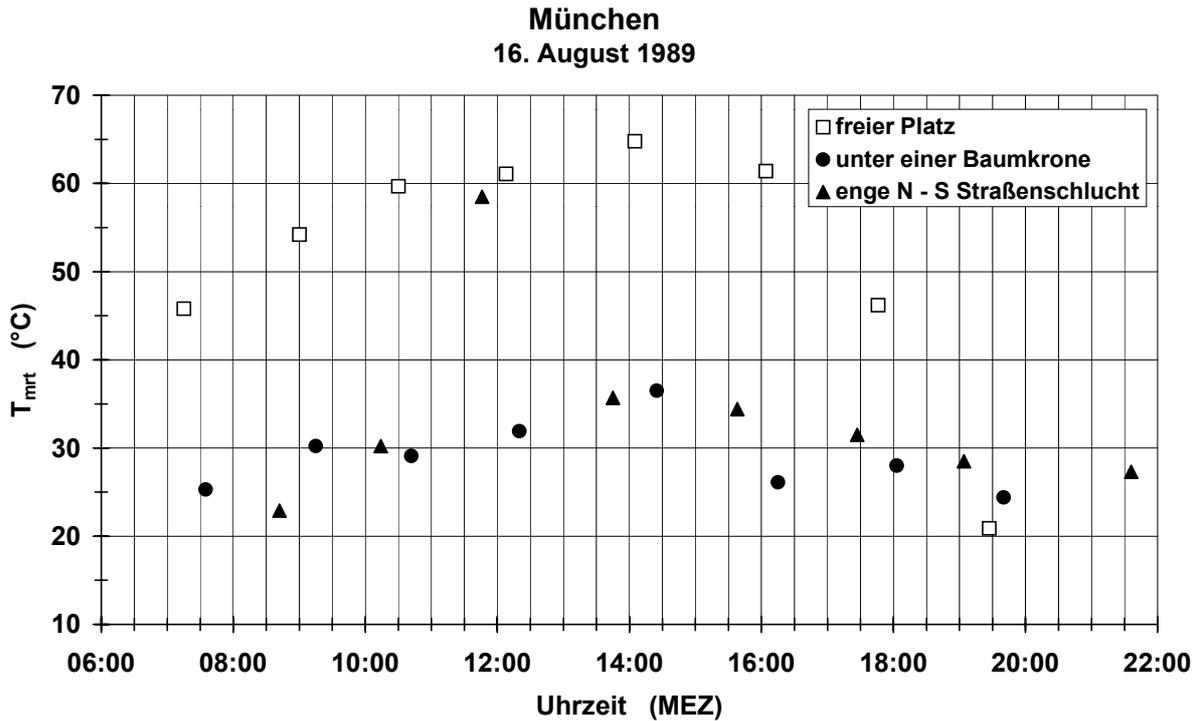


Abb. IV.24: Mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im Stadt-zentrum von München

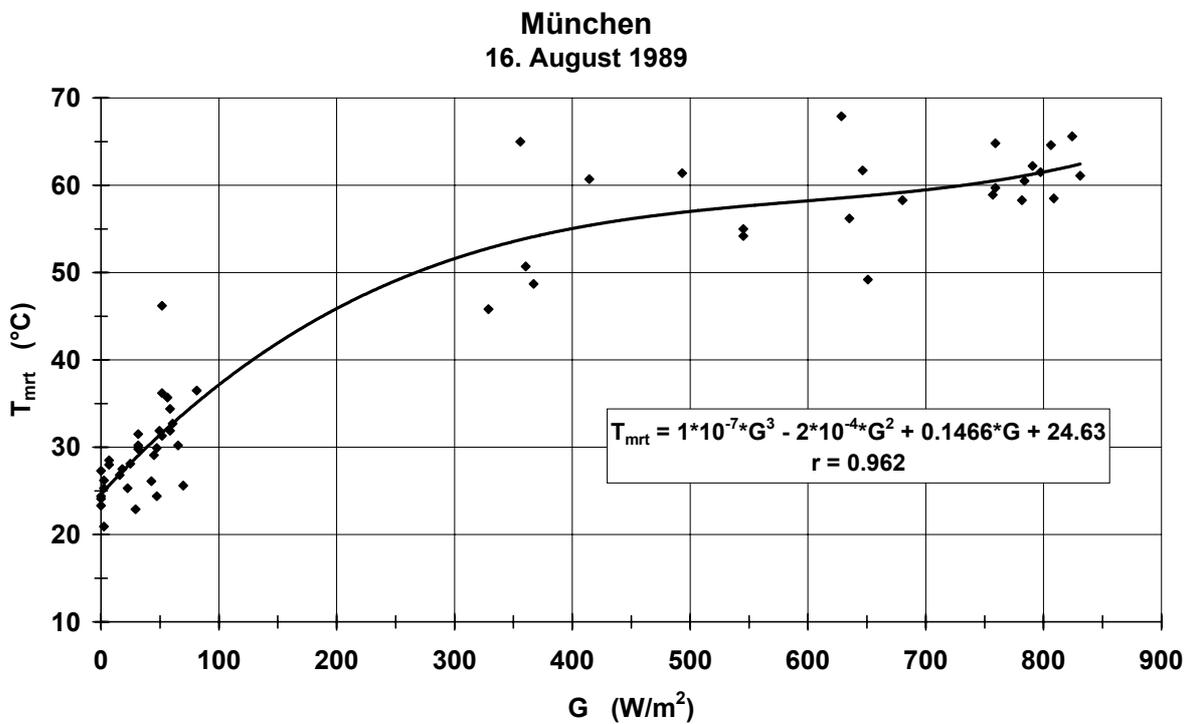


Abb. IV.25: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der kurzwelligen Strahlung G aus dem oberen Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

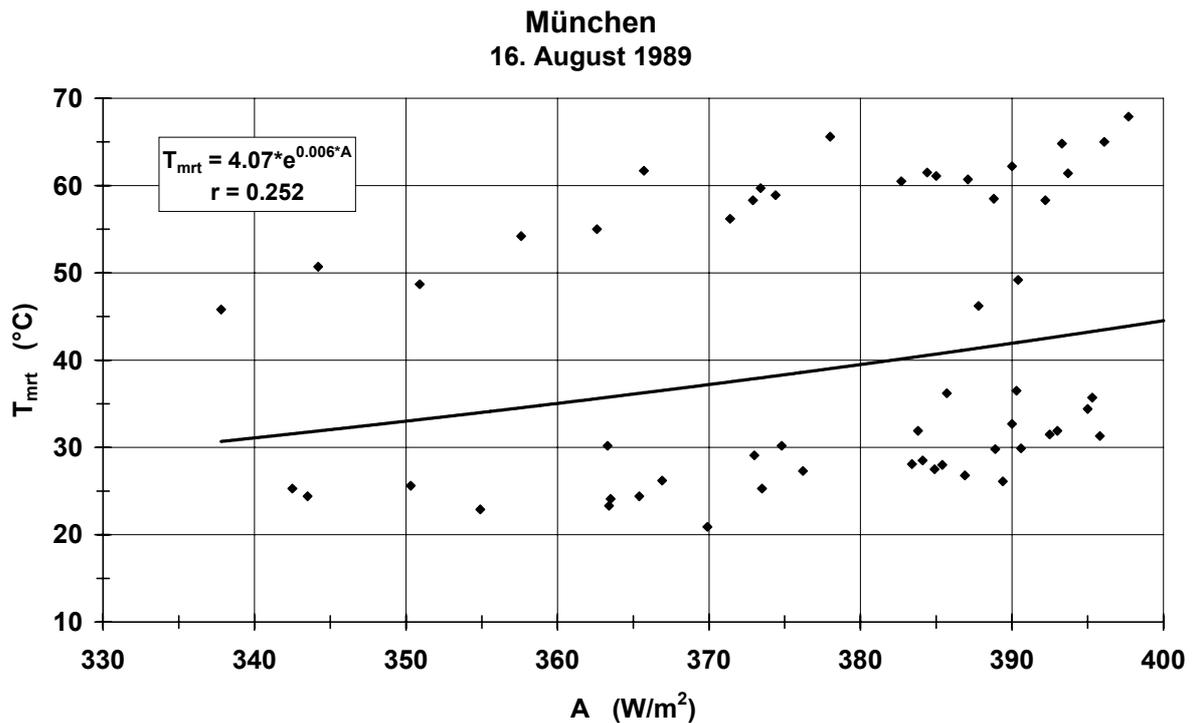


Abb. IV.26: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der langwelligen Strahlung A aus dem oberen Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

nicht gesichert ist. Inhaltlich weisen die Abb. IV.26 und IV.27 eine Ähnlichkeit auf, da sich für die Regressionsbeziehung zwischen T_{mrt} und T_{a} (Abb. IV.27) die Meßpunkte in die beiden gleichen Gruppen sowie für die Regressionsbeziehung zwischen T_{mrt} und A unterteilen lassen. Demnach liegen die Wertepaare von Meßpunkten mit hohem *sky view factor* über der Regressionslinie, während die Wertepaare darunter von Meßpunkten mit niedrigem *sky view factor* stammen.

Die Analyse der T_{mrt} -Werte an den drei ausgewählten Meßpunkten (Abb. IV.24) auf dieser Route ergab, auch unter Einbeziehung der entsprechenden T_{a} -Werte, folgende Resultate:

- Der höchste T_{mrt} -Wert (64.8 °C) trat kurz nach 14:00 Uhr MEZ am Meßpunkt freier Platz auf. Er lag damit um nur 0.1 °C unter dem T_{mrt} -Maximum in der Fallstudie am 22. August 1989. Um diesen Zeitpunkt betrug T_{mrt} am Meßpunkt unter einer Baumkrone 36.5 °C; d.h. bezogen auf den maximalen T_{mrt} -Wert am Meßpunkt freier Platz war der zeitgleiche T_{mrt} -Wert am Meßpunkt unter einer Baumkrone auf 56 % reduziert. In einer vergleichbaren Situation im Rahmen der Fallstudie „München, 13. August 1985“ erreichte T_{mrt} am Meßpunkt in der Straßenschlucht mit Randbäumen 58 % des T_{mrt} -Wertes am Meßpunkt in der Straßenschlucht ohne Randbäume.

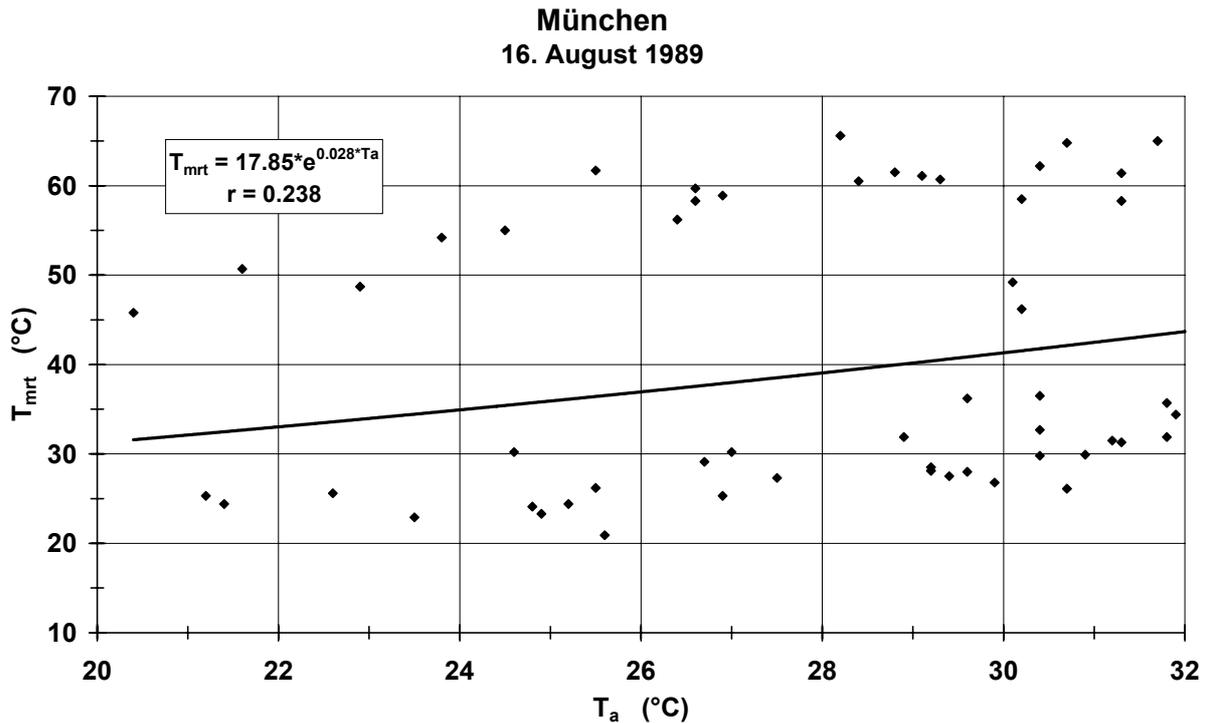


Abb. IV.27: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

- Die mittlere Differenz zwischen den T_{mrt} - und T_a -Werten von 10:00 bis 16:00 Uhr MEZ - der Zeitspanne mit hier effektivster thermischer Wirkung der Abschattung der direkten Sonnenstrahlung durch die Baumkrone - belief sich am Meßpunkt freier Platz auf 32.3 °C, am unweit entfernten Meßpunkt unter einer Baumkrone auf 1.7 °C und am Meßpunkt in der engen N – S Straßenschlucht auf 9.5 °C. Im Vergleich zu den analogen Meßpunkten in der Fallstudie „München, 13. August 1985“ lagen hier die mittleren T_{mrt} - T_a Differenzen am Meßpunkt freier Platz um 4.3 °C höher und am Meßpunkt unter einer Baumkrone um 4.5 °C niedriger, was meßpunktspezifisch bedingt war.
- Der höchste T_{mrt} -Mittelwert über den gesamten Untersuchungszeitraum am 16. August 1989 ergab sich am Meßpunkt freier Platz (51.8 °C), gefolgt vom Meßpunkt in der engen N – S Straßenschlucht (33.6 °C) und dem Meßpunkt unter einer Baumkrone (28.9 °C). Dadurch spiegelt sich wider, daß T_{mrt} am Meßpunkt freier Platz während des ganzen Untersuchungszeitraums deutlich über den T_{mrt} -Werten an den beiden anderen Meßpunkten lag.
- Im Mittel über den Untersuchungszeitraum waren die T_{mrt} - T_a Differenzen bei allen Meßpunkten, wie auch in den bereits diskutierten Fallstudien, positiv. Sie erreichten 24.6 °C

am Meßpunkt freier Platz, 4.6 °C am Meßpunkt in der engen N – S Straßenschlucht und 1.8 °C am Meßpunkt unter einer Baumkrone.

- Die maximale $T_{\text{mrt}}-T_a$ Differenz im gesamten Untersuchungszeitraum trat mit 34.1 °C (kurz nach 14:00 Uhr MEZ) am Meßpunkt freier Platz auf. Sie lag damit um 4.9 °C unter dem Vergleichswert aus der Fallstudie „München, 22. August 1989“, aber um 2.8 °C über dem Vergleichswert aus der Fallstudie „München, 13. August 1985“. An den beiden anderen Meßpunkten waren die maximalen $T_{\text{mrt}}-T_a$ Differenzen niedriger. Sie erreichten 28.3 °C kurz vor 12:00 Uhr MEZ am Meßpunkt in der engen N – S Straßenschlucht und 6.1 °C (um 14:30 Uhr MEZ) am Meßpunkt unter einer Baumkrone. Die minimalen $T_{\text{mrt}}-T_a$ Differenzen traten, wie schon bisher, am Abend auf. Sie lagen zwischen –4.7 °C am Meßpunkt freier Platz und –0.7 °C am Meßpunkt in der engen N – S Straßenschlucht.

Wie in den vorangegangenen Fallstudien zeigt auch hier der Verlauf des thermischen Bewertungsindex PMV an den einzelnen Meßpunkten (Abb. IV.28) eine große Ähnlichkeit zum Verlauf von T_{mrt} (Abb. IV.24) und eine Ähnlichkeit zum Verlauf von G (Abb. IV.22) auf. Gemäß der PET-Werte herrschte am Mittag und am Nachmittag eine extreme Wärmebelastung am Meßpunkt freier Platz, während am Meßpunkt unter einer Baumkrone die Wärmebelastung um zwei Stufen auf „mäßig“ reduziert war. Damit ergab sich für diesen Sommertag mittags und nachmittags eine vergleichbare thermophysiologische Wirkung der Abschattung der direkten Sonnenstrahlung durch Baumkronen wie in der Abb. IV.4. Für den Meßpunkt in der engen N – S Straßenschlucht zeigten sich in dieser Zeit - bis auf die Verhältnisse kurz vor 12:00 Uhr MEZ - nur geringfügig höhere Wärmebelastungen als am Meßpunkt unter einer Baumkrone. Gemittelt über den gesamten Untersuchungszeitraum betrug PET am Meßpunkt freier Platz 37.2 °C (starke Wärmebelastung), am Meßpunkt in der engen N – S Straßenschlucht 30.6 °C (mäßige Wärmebelastung mit Tendenz zu „schwach“) und am Meßpunkt unter einer Baumkrone 26.9 °C (schwache Wärmebelastung).

Die Abb. IV.29 bis IV.33 enthalten die Ergebnisse von Regressionsanalysen zu PET, die auch für die vorangegangenen Fallstudien durchgeführt wurden. Sie sind nachfolgend zusammengefaßt:

- Mit größer werdendem T_{mrt} stieg PET linear an (Abb. IV.29). Der Korrelationskoeffizient für diese sehr enge Regressionsbeziehung lag mit $r = 0.951$ zwischen den analogen r -Werten der bisherigen Fallstudien.

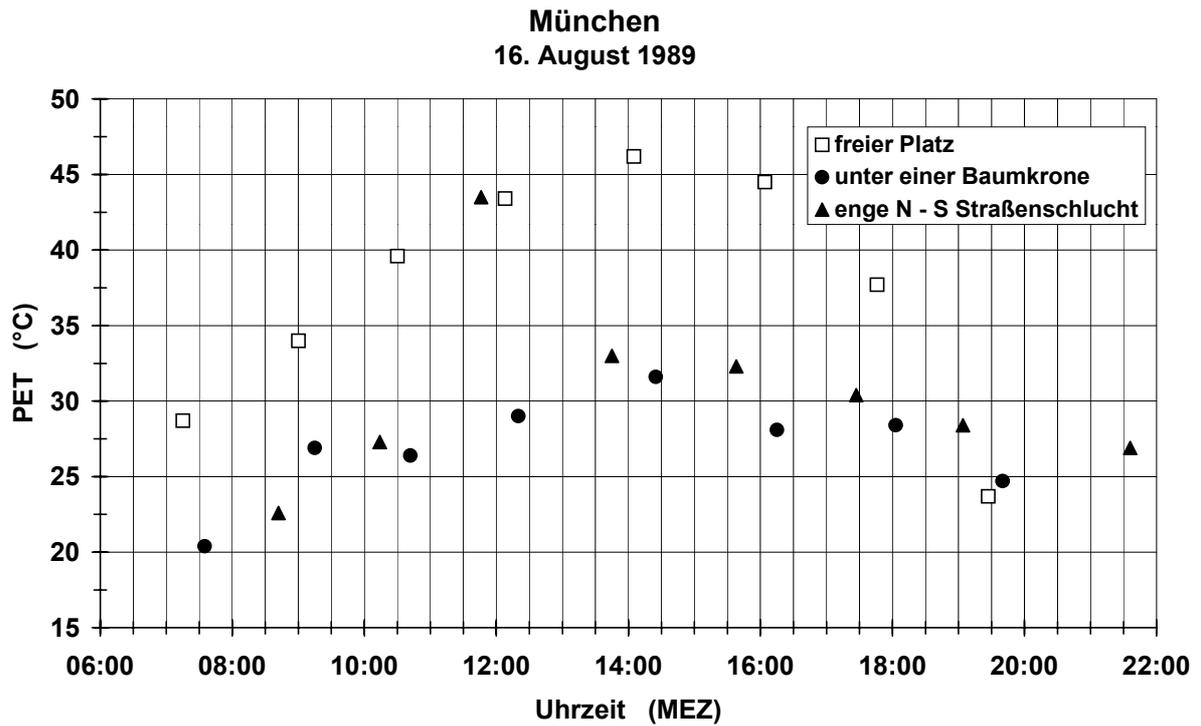


Abb. IV.28: Physiologisch Äquivalente Temperatur PET in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von München

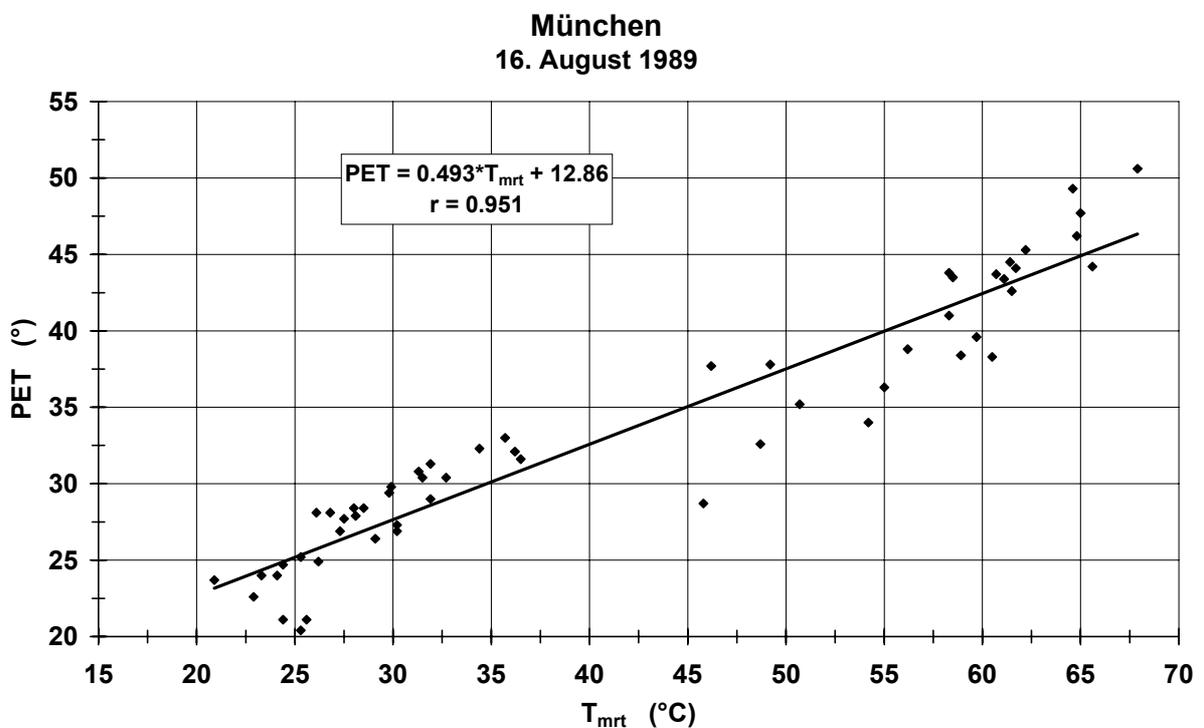


Abb. IV.29: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

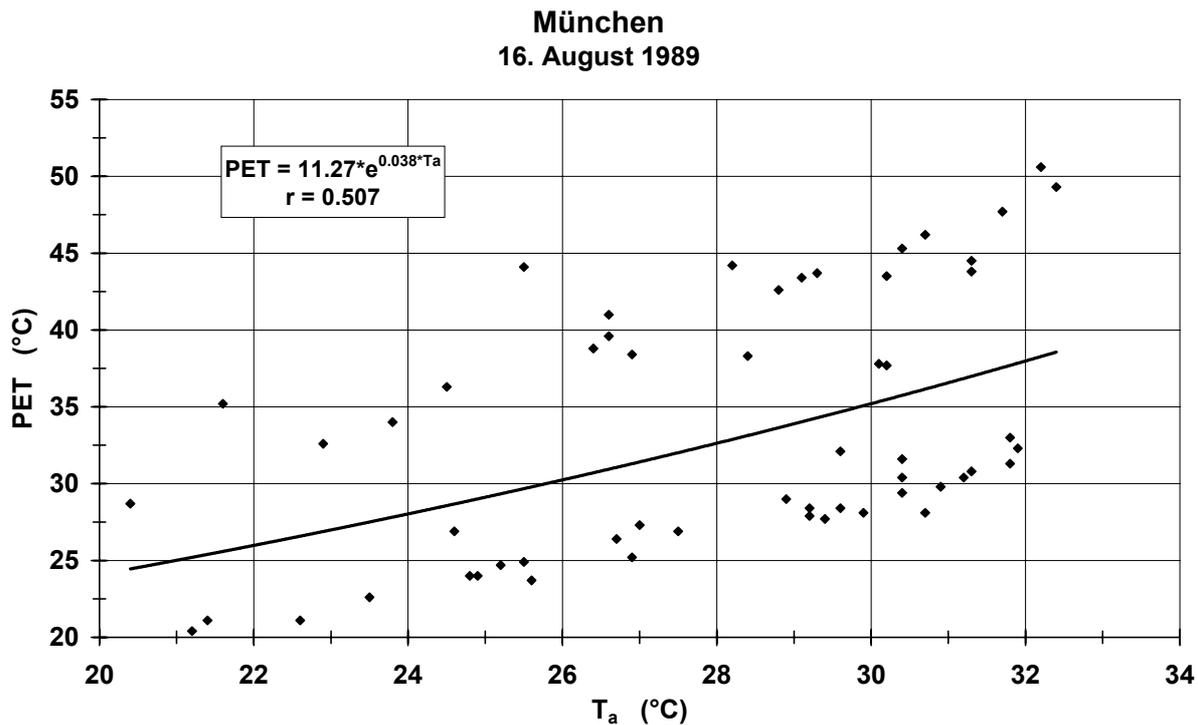


Abb. IV.30: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

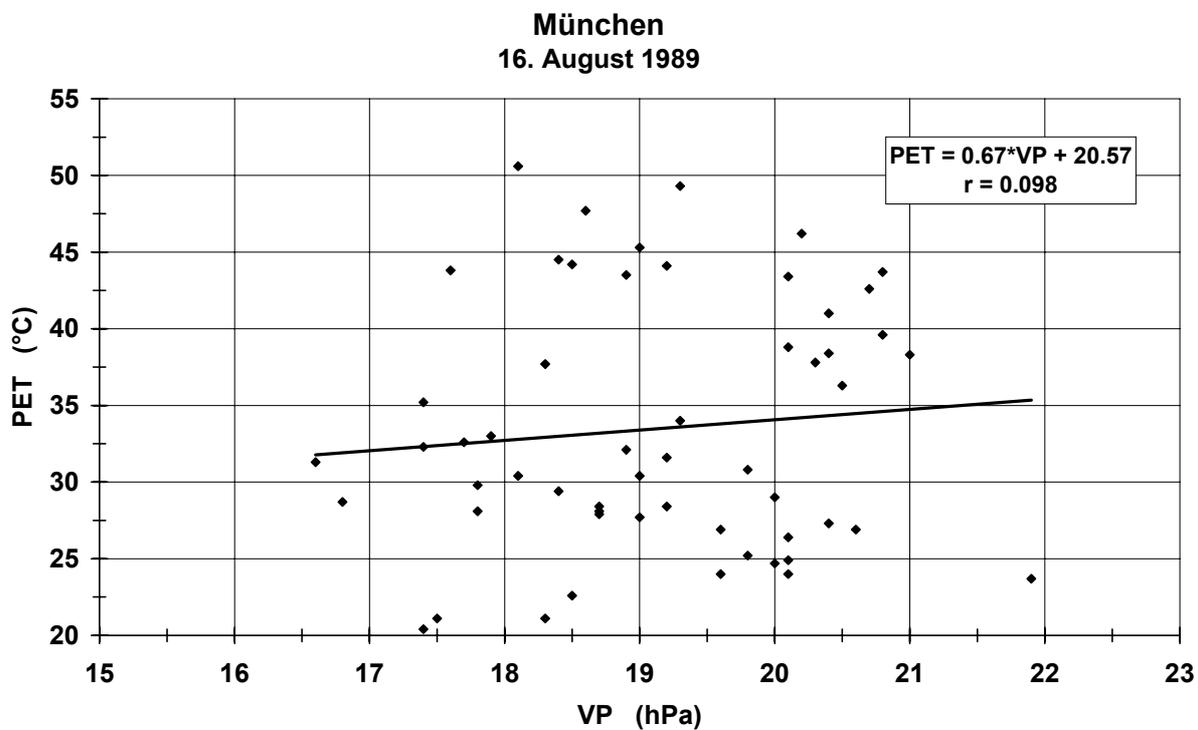


Abb. IV.31: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Dampfdruck VP, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

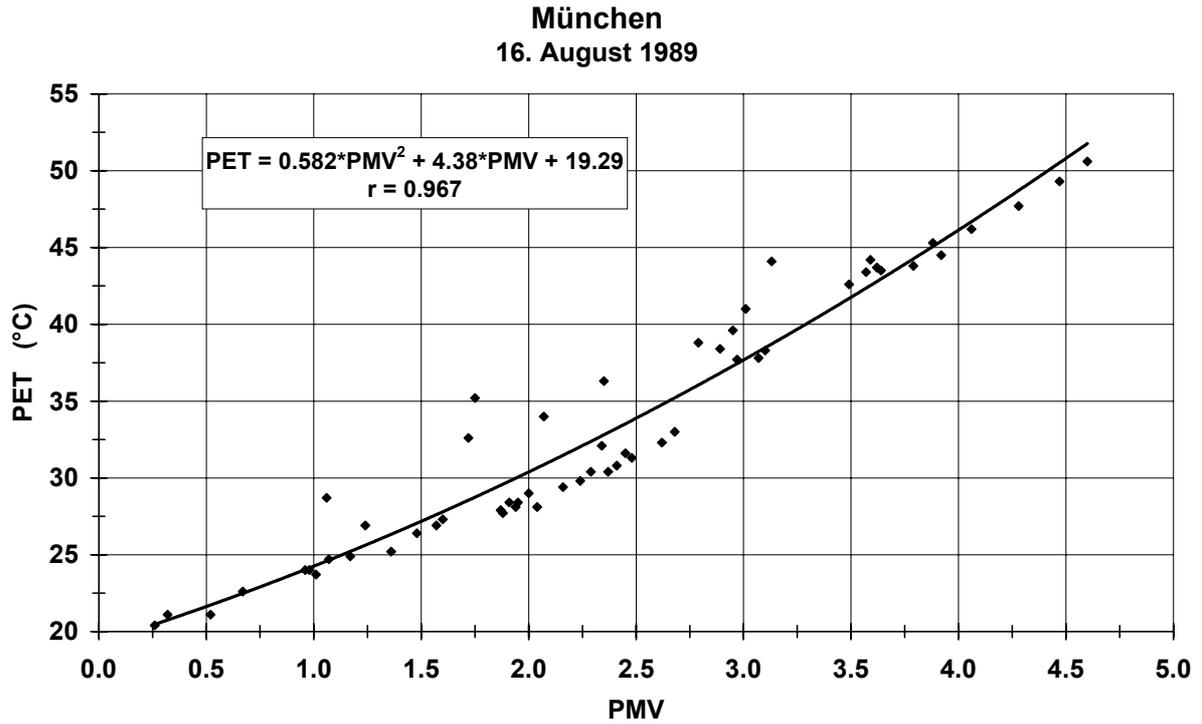


Abb. IV.32: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

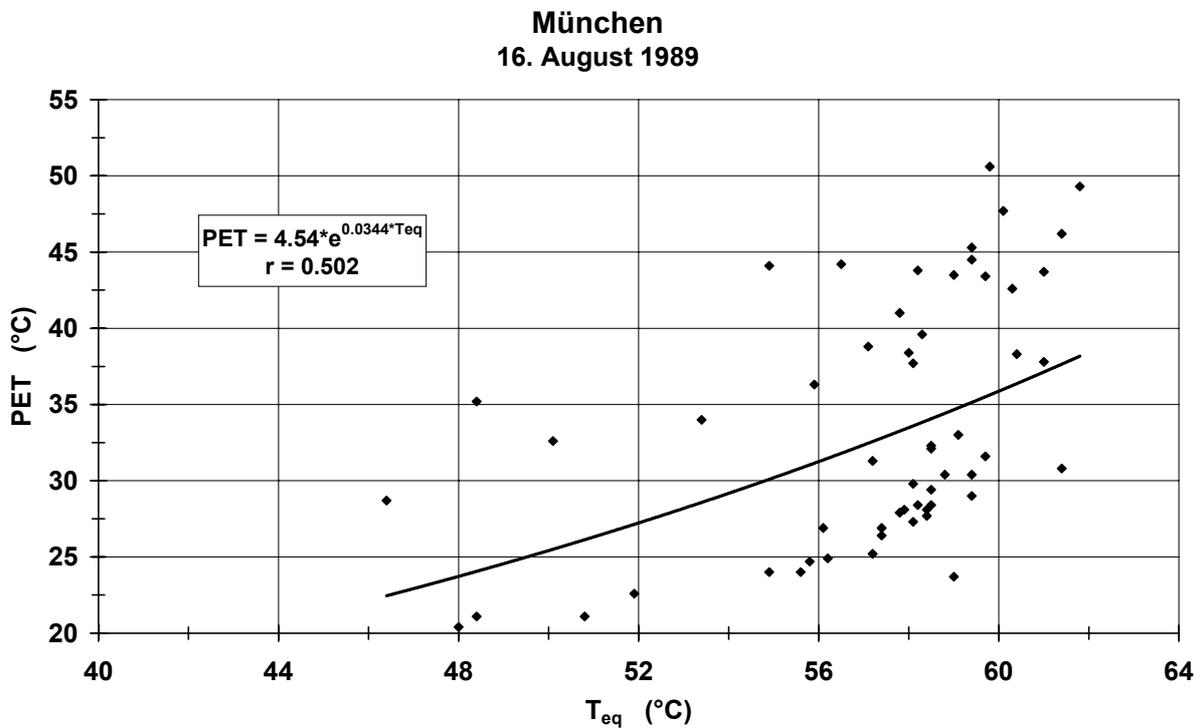


Abb. IV.33: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Äquivalenttemperatur T_{eq} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

- Mit zunehmendem T_a wurde PET exponentiell größer (Abb. IV.30). Der Korrelationskoeffizient war mit $r = 0.507$ deutlich niedriger als in den vorangegangenen Fallstudien. Hier zeigte sich auch die bei den Abb. IV.26 und IV.27 erwähnte Unterteilung der Meßpunkte in zwei Gruppen.
- Wie bisher zeigte sich auch hier kein statistisch nachweisbarer Einfluß des Dampfdrucks auf PET (Abb. IV.31). In einer exakten statistischen Analyse des Zusammenhangs zwischen PET und VP ist die in die Abb. IV.31 eingezeichnete Regressionsgerade nicht gerechtfertigt.
- Zwischen PET und PMV ergab sich wie in den bisherigen Fallstudien ein enger Zusammenhang in Form eines Polynoms 2. Ordnung (Abb. IV.32). Die Varianzerklärung war mit 94 % geringfügig niedriger.
- Der exponentielle Zusammenhang zwischen PET und T_{eq} (Abb. IV.33) wies mit einer Varianzerklärung von nur 25 % einen noch kleineren Wert als in den vorangegangenen Fallstudien auf und war daher, wie bisher, statistisch nicht gesichert.

IV.3.5 Fallstudie „Freiburg, 19. Juli 1999“

Die letzte hier angesprochene Fallstudie wurde an einem sommerlichen Strahlungstag in Freiburg durchgeführt, an dem mittags partiell Konvektionsbewölkung auftrat. Die meteorologischen Messungen erfolgten an insgesamt sechs Meßpunkten, wovon nachfolgend die Ergebnisse für die fünf Meßpunkte näher diskutiert werden, die im Abschnitt III.4 näher erläutert und für die in der Abb. III.39 die Verläufe der Lufttemperatur T_a enthalten sind. Die Regressionsanalysen in diesem Abschnitt beziehen sich aber wie schon bisher auf alle Meßpunkte auf dieser Profiline. Das Interessante an dieser Fallstudie ist die Untersuchung der Fragestellung, ob Differenzen zwischen den thermophysiologicalen Auswirkungen des urbanen Mikroklimas unter einer Baumkrone und unter einer Baumkronengruppe bestehen und welches Ausmaß sie annehmen.

Die in der Abb. III.39 enthaltenen Ergebnisse für T_a weisen auf eine gewisse Differenzierung für die Meßpunkte unter der Baumkronengruppe und unter einer Baumkrone sowie in der Straßenschlucht hin. Dabei war T_a im Mittel über den Untersuchungszeitraum am Meßpunkt unter der Baumkronengruppe am niedrigsten. Für dieses räumliche T_a -Muster war aufgrund des Energieumsatzes die Strahlung G aus dem oberen Halbraum (Abb. IV.34) mitverantwortlich. Sie war im Untersuchungszeitraum, der ca. 2 Stunden nach Sonnenaufgang begann und

ca. um Sonnenuntergang endete, am Meßpunkt unter der Baumkronengruppe immer unter 50 W/m^2 . Am Meßpunkt unter einer Baumkrone war G etwas höher, lag aber, bis auf die Messung um 9:00 Uhr MEZ immer unter 150 W/m^2 . An den übrigen, nicht durch Baumkronen überschirmten Meßpunkten erreichte G deutlich größere Werte. Im Mittel über den Untersuchungszeitraum war G mit 340 W/m^2 ($= 100 \%$) am Meßpunkt auf der Nordseite der Straßenschlucht (Bürgersteig), *sky view factor* $SVF = 0.606$ ($= 100 \%$), am größten, gefolgt vom Meßpunkt östlich der Baumgruppe, $SVF = 0.470$ (78%), mit 270 W/m^2 (79%), dem Meßpunkt auf der Südseite der Straßenschlucht (Bürgersteig), $SVF = 0.418$ (69%), mit 181 W/m^2 (53%), dem Meßpunkt unter einer Baumkrone, $SVF = 0.250$ (41%), mit 103 W/m^2 (30%) und dem Meßpunkt unter der Baumkronengruppe, $SVF = 0.066$ (11%), mit 17 W/m^2 (5%).

Die auf den *sky view factor* am Meßpunkt auf der Nordseite der Straßenschlucht bezogenen prozentualen SVF-Werte an den anderen Meßpunkten stimmen nicht immer mit den analogen, prozentualen G -Mittelwerten überein. Das ist aber nicht überraschend, weil SVF allein nichts über die Anteile von diffuser Himmelsstrahlung und direkter Sonnenstrahlung an G aussagt.

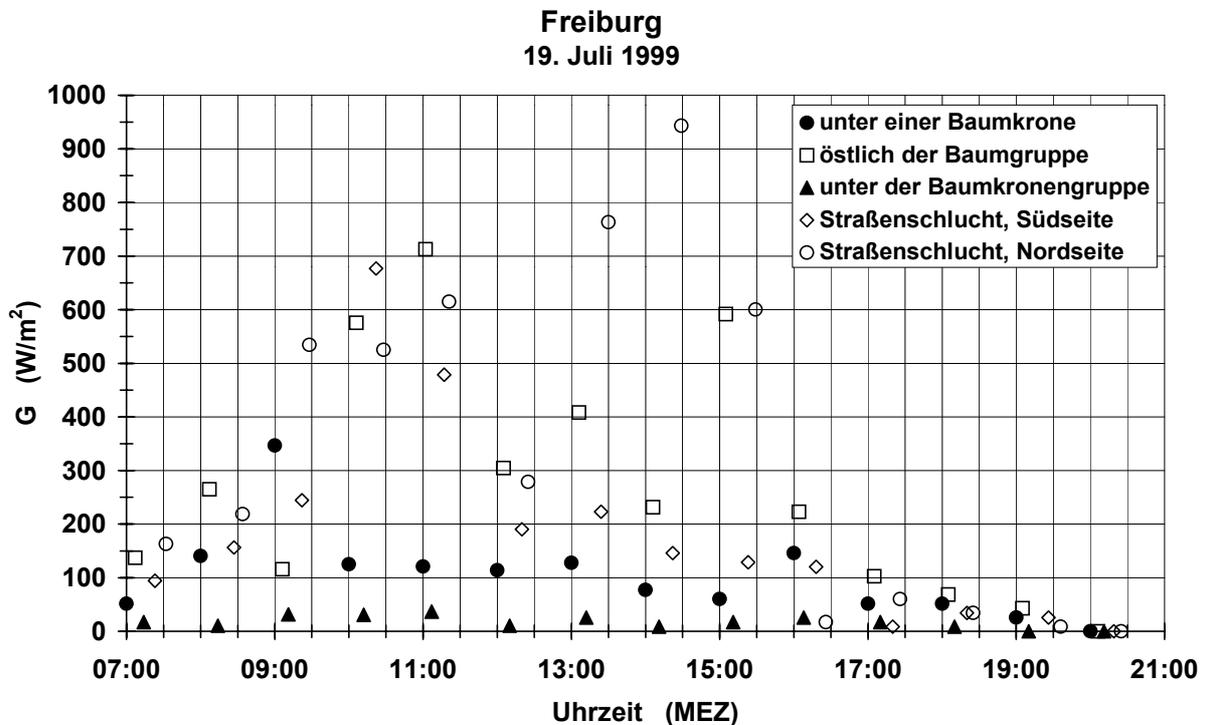


Abb. IV.34: Kurzwellige Strahlung G aus dem oberen Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von Freiburg

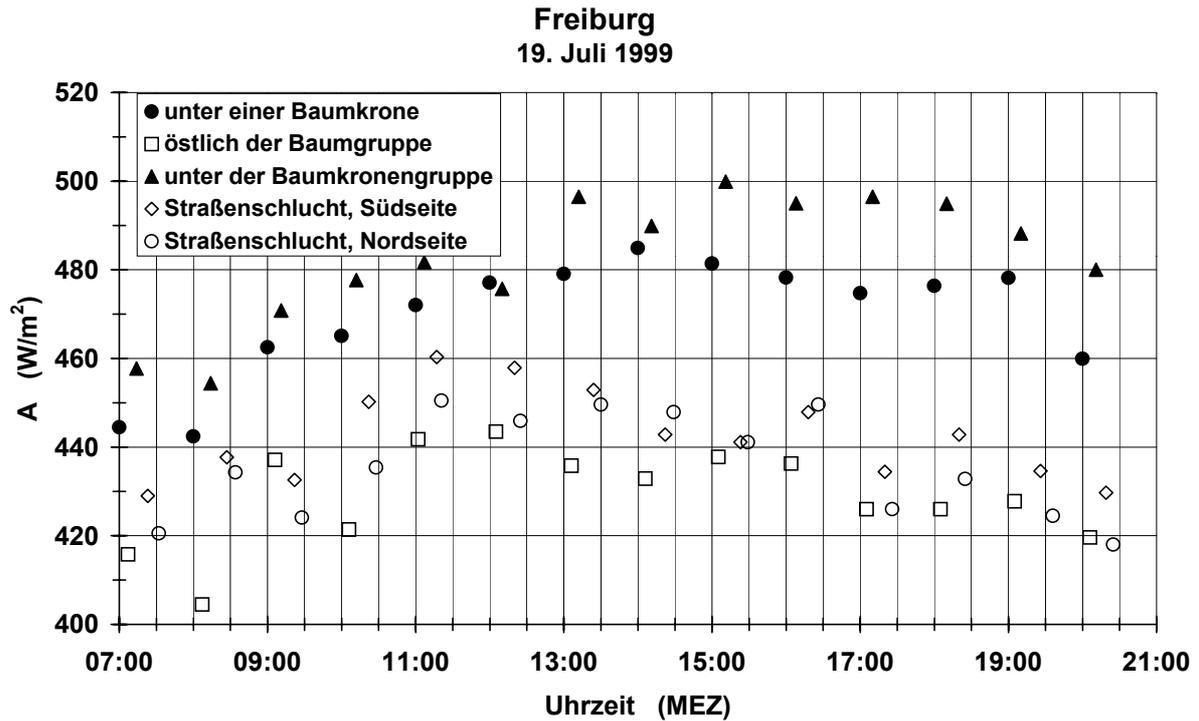


Abb. IV.35: Langwellige Strahlung A aus dem oberen Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von Freiburg

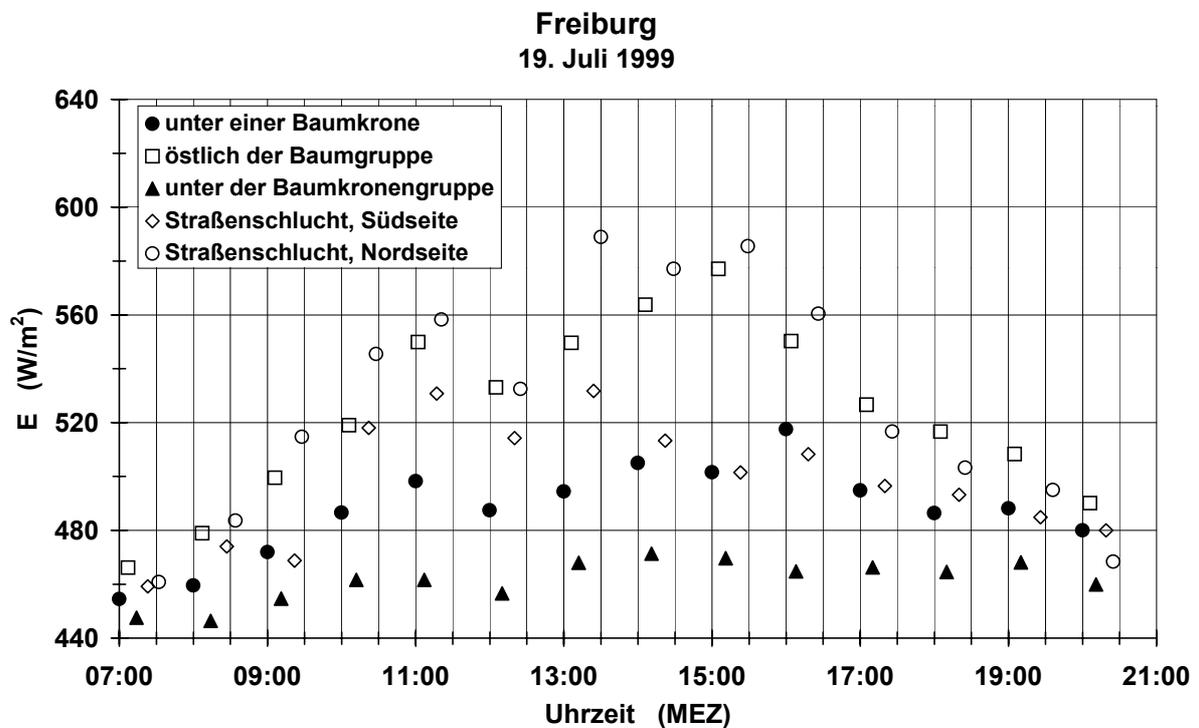


Abb. IV.36: Langwellige Strahlung E aus dem unteren Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von Freiburg

Bei der langwelligen Strahlung A aus dem oberen Halbraum (Abb. IV.35) fällt im Gegensatz zur Abb. IV.23 auf, daß A an den beiden Meßpunkten unter dem Kronenschirm immer größer als an den Meßpunkten ohne deutlichen Einfluß von Baumkronen war. Das kann u.a. dadurch bedingt sein, daß es sich bei den Bäumen in der Fallstudie am 19. Juli 1999 und 16. August 1989 um unterschiedliche Laubbaumgattungen und damit auch um Baumkronen von differierender Struktur handelte. Aus der Abb. IV.35 folgt, daß A um ca. 15:00 Uhr MEZ am Meßpunkt unter der Baumkronengruppe um ca. 60 W/m^2 über A an den Meßpunkten ohne deutlichen Baumkroneneinfluß lag. Am Meßpunkt unter einer Baumkrone betrug diese Differenz immerhin noch ca. 40 W/m^2 . Im Mittel über den gesamten Untersuchungszeitraum war A mit 483 W/m^2 (= 100 %) am Meßpunkt unter der Baumkronengruppe am größten, gefolgt mit 470 W/m^2 (97 %) am Meßpunkt unter einer Baumkrone, 442 W/m^2 (92 %) am Meßpunkt auf der Südseite der Straßenschlucht, 436 W/m^2 (90 %) am Meßpunkt auf der Nordseite der Straßenschlucht und 429 W/m^2 (89 %) am Meßpunkt östlich der Baumgruppe. Die prozentualen, meßpunktspezifischen Mittelwerte von A unterschieden sich hier etwas stärker als in der Abb. IV.23, erreichten aber bei weitem nicht das Ausmaß der prozentualen Mittelwertsdifferenzierungen von G.

Die Auswertung der Ergebnisse der Fallstudie „Freiburg, 19. Juli 1999“ ergab auch gesonderte Ergebnisse für die langwellige Strahlung E aus dem unteren Halbraum (Abb. IV. 36). Hier dominierten während des ganzen Untersuchungszeitraums, wie zu erwarten war, die Werte für die Meßpunkte ohne ausgeprägten Baumkroneneinfluß. Im Mittel über den gesamten Untersuchungszeitraum war E mit 528 W/m^2 (= 100 %) am Meßpunkt auf der Nordseite der Straßenschlucht am größten und mit 462 W/m^2 (88 %) am Meßpunkt unter der Baumkronengruppe am kleinsten. Die Werte für den Meßpunkt östlich der Baumgruppe mit 524 W/m^2 (99 %), auf der Südseite der Straßenschlucht mit 498 W/m^2 (94 %) und den Meßpunkt unter einer Baumkrone mit 488 W/m^2 (92 %) lagen dazwischen.

Die effektive Ausstrahlung E-A war während des gesamten Untersuchungszeitraums am Meßpunkt unter der Baumkronengruppe immer negativ (zwischen -8 und -31 W/m^2), am Meßpunkt unter einer Baumkrone dagegen immer positiv mit Werten zwischen 10 und 39 W/m^2 (Abb. IV.37). Die Gründe dafür dürften in den unterschiedlichen *sky view factors* an beiden Meßpunkten liegen, da die Baumgattung identisch war. An den Meßpunkten ohne ausgeprägten Baumkroneneinfluß war E-A stets positiv mit Werten zwischen 30 und 144 W/m^2 . Im Mittel über den gesamten Untersuchungszeitraum betrug E-A am Meßpunkt östlich der Baumgruppe 95 W/m^2 , am Meßpunkt auf der Nordseite der Straßenschlucht 92 W/m^2 , am

Meßpunkt auf der Südseite der Straßenschlucht 56 W/m^2 , am Meßpunkt unter einer Baumkrone 18 W/m^2 und am Meßpunkt unter der Baumkronengruppe -21 W/m^2 .

Der Verlauf der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} (Abb. IV.38) zeigt, wie schon in den bisher erörterten Fallstudien, eine große Ähnlichkeit mit dem Verlauf der kurzwelligen Strahlung G aus dem oberen Halbraum. Der enge Zusammenhang zwischen T_{mrt} und G in Form eines

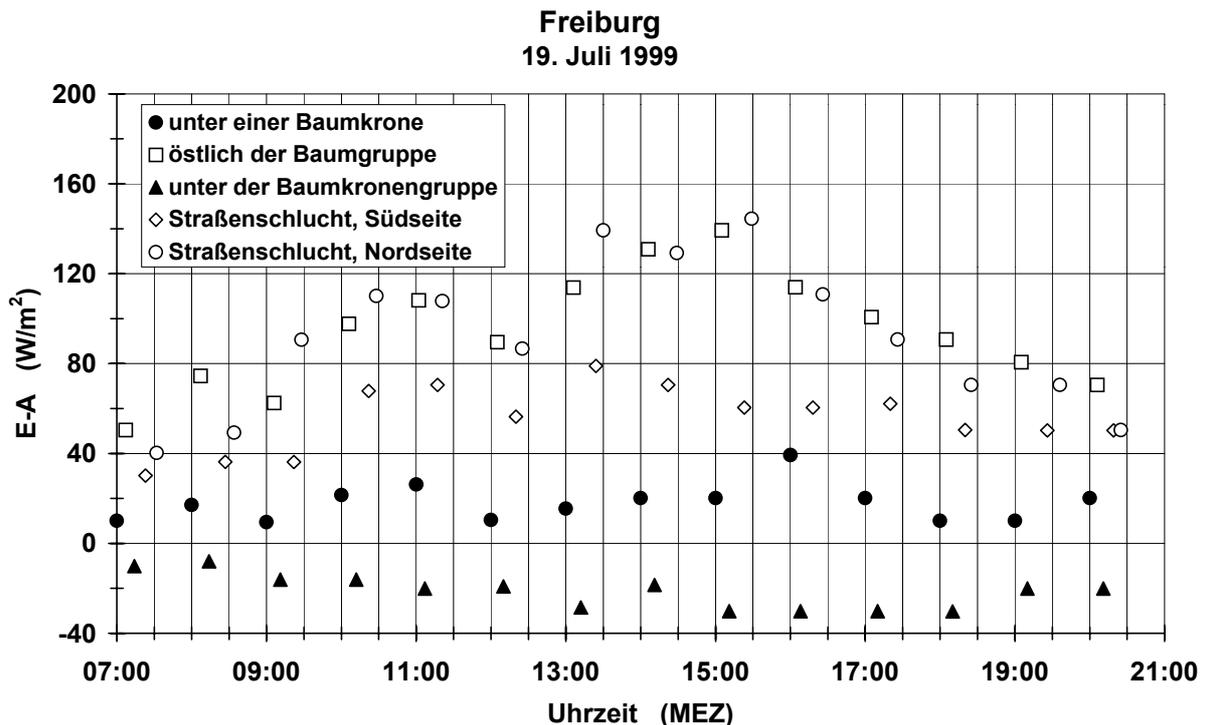


Abb. IV.37: Effektive Ausstrahlung $E-A$ in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von Freiburg

Polynoms 2. Ordnung (Abb. IV.39) wies jedoch einen etwas niedrigeren Korrelationskoeffizienten ($r = 0.924$) als in den Abb. IV.13 ($r = 0.955$) und IV.25 ($r = 0.962$) auf. Im Gegensatz zu den Abb. IV.14 und IV.26 gab es in dieser Fallstudie keinen offensichtlichen Zusammenhang zwischen T_{mrt} und A (Abb. IV.40).

Die Korrelation zwischen T_{mrt} und E , die von den vier Fallstudien dieser Arbeit aufgrund der Verfügbarkeit von Daten nur in dieser analysiert werden konnte, ließ sich durch eine Regressionsbeziehung in Form eines Polynoms 2. Ordnung beschreiben (Abb. IV.41). Bei einem Korrelationskoeffizienten von $r = 0.763$ kann sie jedoch nicht als eng eingestuft werden.

Der korrelationsstatistische Zusammenhang zwischen T_{mrt} und der effektiven Ausstrahlung E_A hatte den „besten Fit“ ebenfalls durch ein Polynom 2. Ordnung (Abb. IV.42). Der entsprechende Korrelationskoeffizient ($r = 0.704$) wies wegen Abb. IV.40 auf eine etwas schwächere Korrelation als zwischen T_{mrt} und E hin.

Zwischen T_{mrt} und T_a bestand, wie schon in den Abb. IV.15 und IV.27, ein statistisch nicht gesicherter exponentieller Zusammenhang (Abb. IV.43). Somit war aufgrund der Abb. IV.39 bis IV.43 - wie auch in den vorangegangenen Fallstudien - die kurzweilige Strahlung G aus dem oberen Halbraum diejenige meteorologische Größe, die bei sommerlichem Strahlungswetter in den Untersuchungszeiträumen, die sich wegen der Zielsetzungen auf die Tagesstunden beschränkten, den nachhaltigsten Einfluß auf T_{mrt} ausübte.

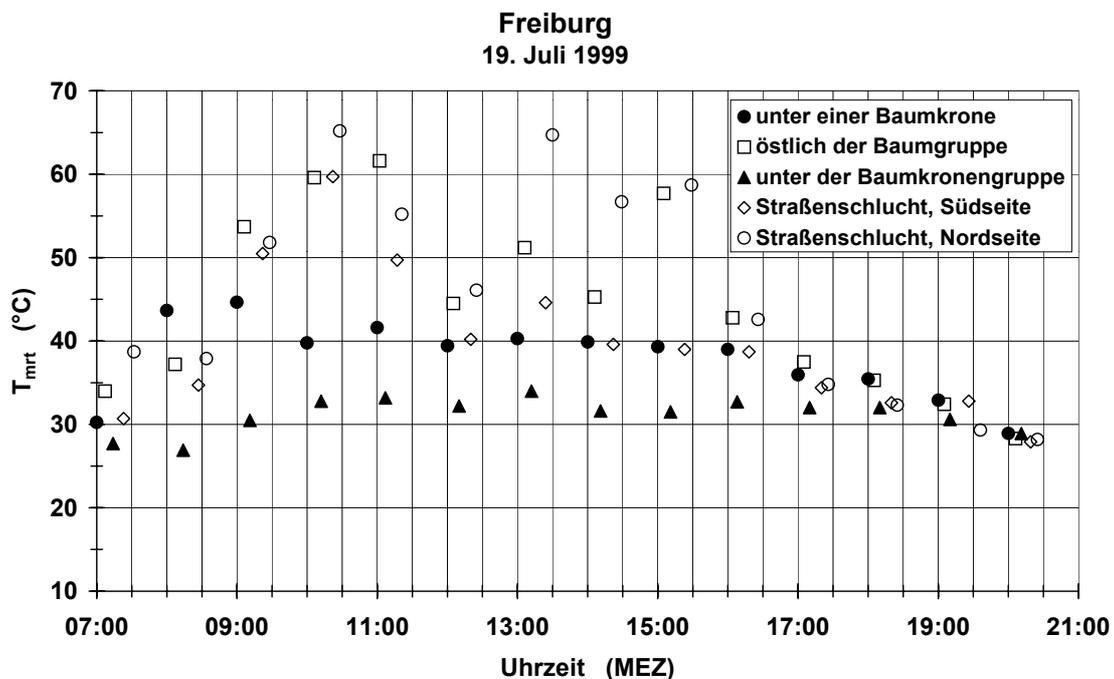


Abb. IV.38: Mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von Freiburg

Die Ergebnisse von weiteren Analysen der T_{mrt} -Werte an den fünf ausgewählten Meßpunkten (Abb. IV.38) auf dieser kurzen Profilroute lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Der höchste T_{mrt} -Wert (65.2 °C) trat kurz vor 10:30 Uhr MEZ am Meßpunkt auf der Nordseite der Straßenschlucht auf. Er lag damit im Bereich der T_{mrt} -Maxima in den vorangegangenen Fallstudien bei sommerlichem Strahlungswetter (13. August 1985: 61.4 °C; 22. August 1989: 64.9 °C; 16. August 1989: 64.8 °C).

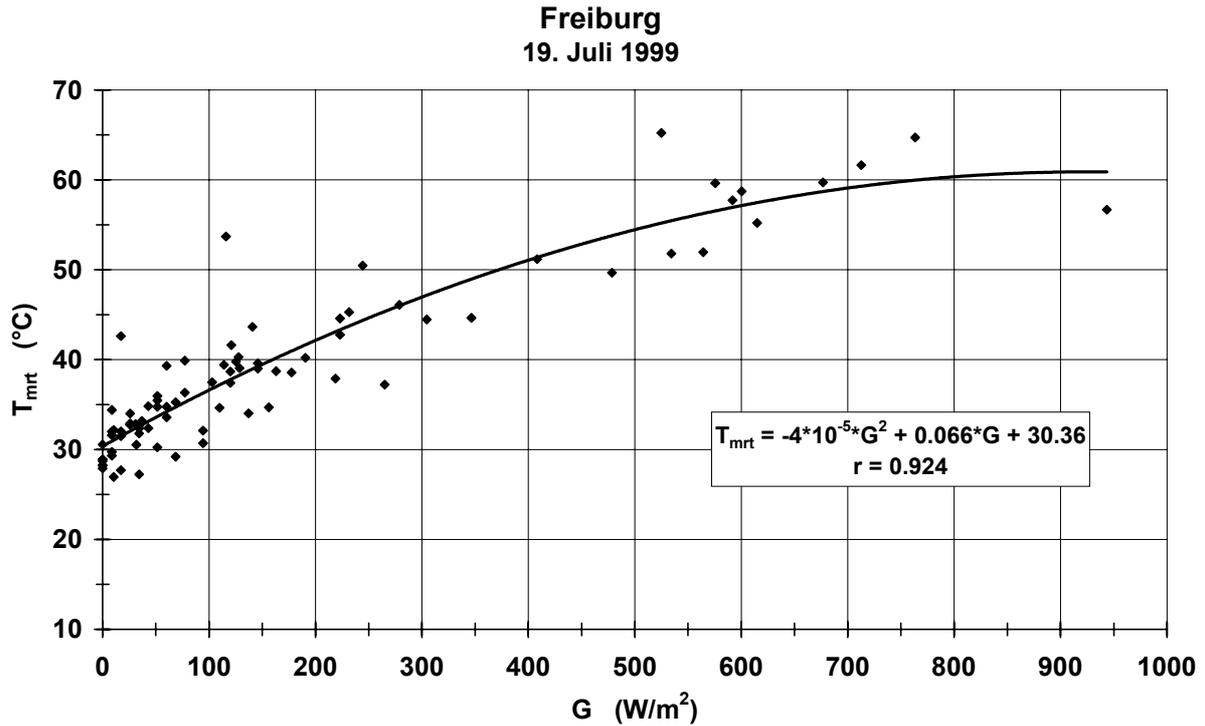


Abb. IV.39: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der kurzwelligigen Strahlung G aus dem oberen Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

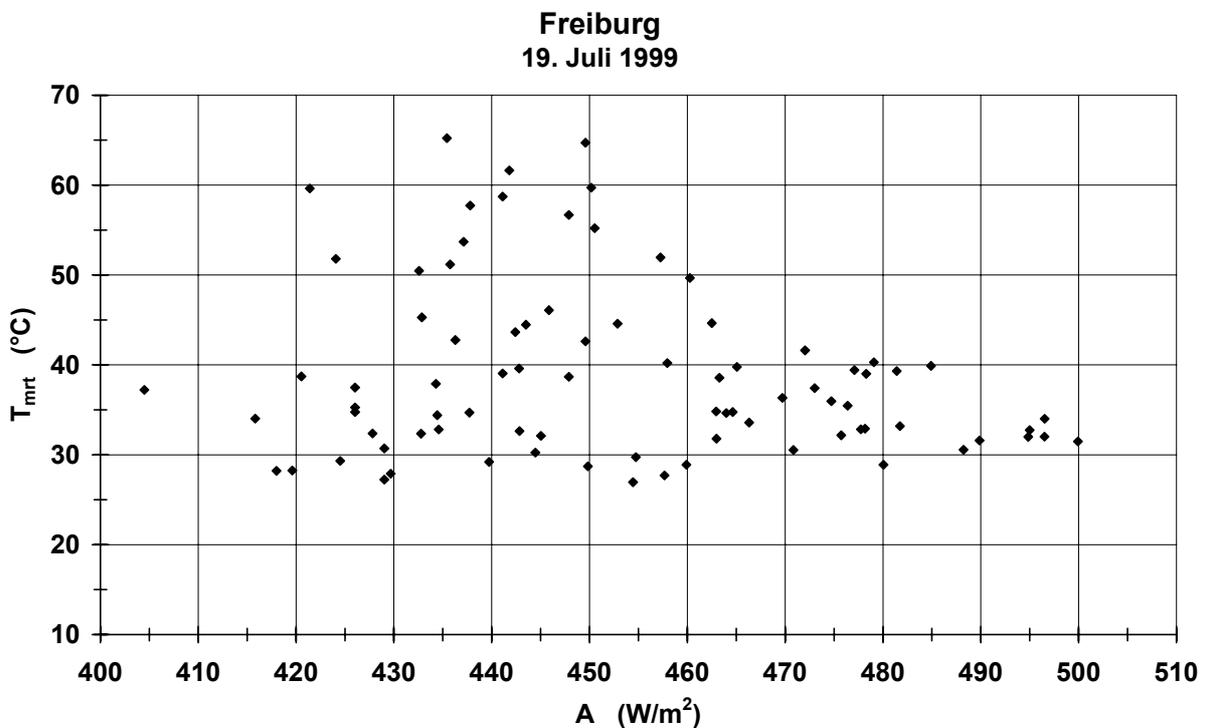


Abb. IV.40: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der langwelligigen Strahlung A aus dem oberen Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

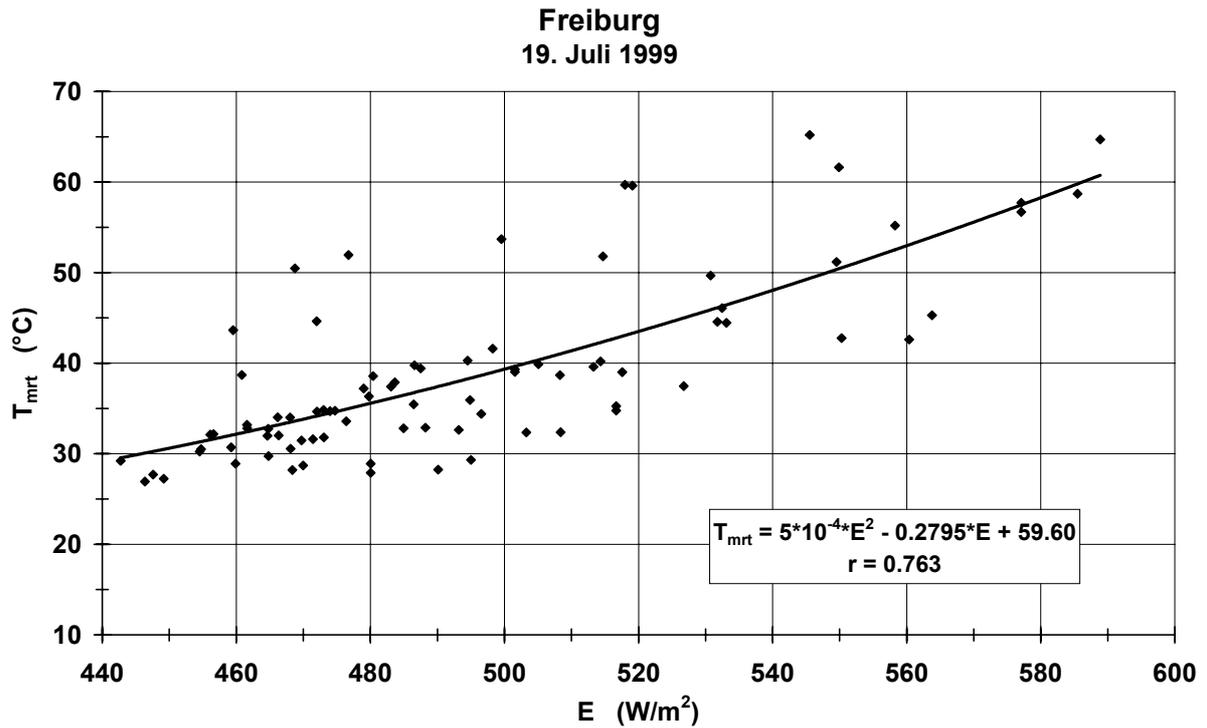


Abb. IV.41: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der langwelligen Strahlung E aus dem unteren Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

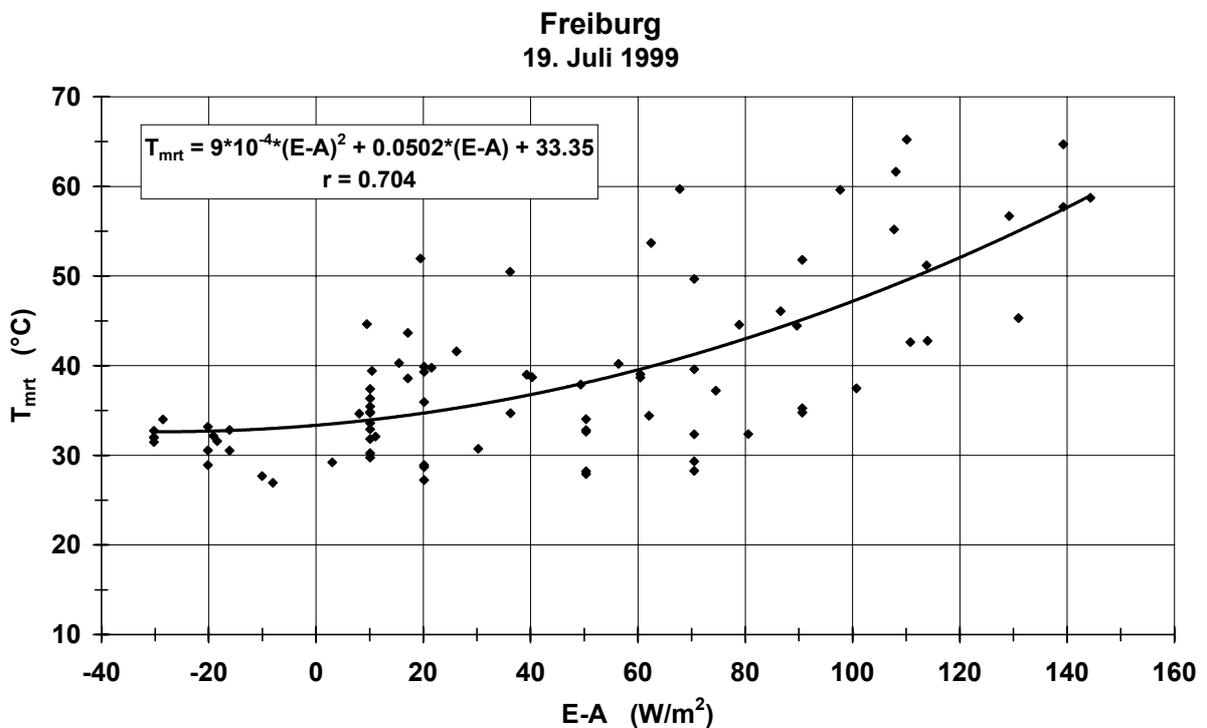


Abb. IV.42: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und effektiven Ausstrahlung $E-A$, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

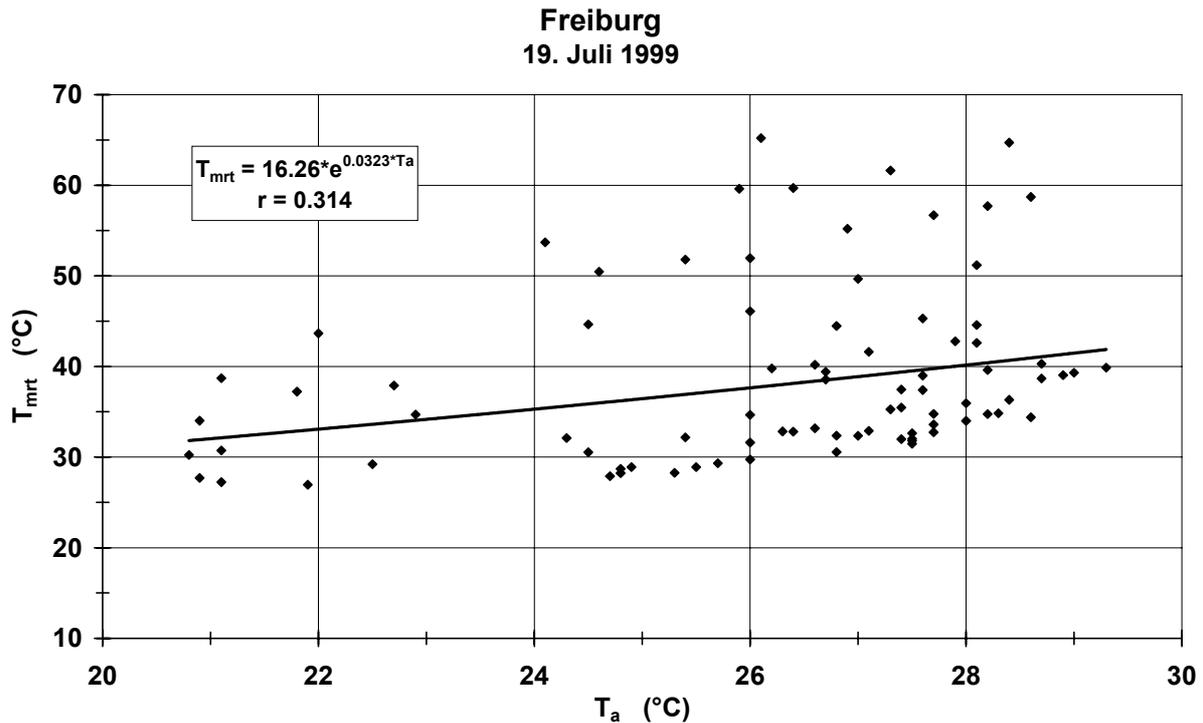


Abb. IV.43: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

Zu diesem Zeitpunkt betrug T_{mrt} am Meßpunkt unter einer Baumkrone ca. 40 °C und am Meßpunkt unter der Baumkronengruppe ca. 33 °C. Bezogen auf das T_{mrt} -Maximum am Meßpunkt auf der Nordseite der Straßenschlucht war der fast zeitgleiche T_{mrt} -Wert am Meßpunkt unter einer Baumkrone auf 61 % und am Meßpunkt unter der Baumkronengruppe auf 50 % reduziert. Die Reduzierung des T_{mrt} -Wertes am Meßpunkt unter einer Baumkrone lag damit in einer Größenordnung wie in den anderen Fallstudien, in denen die klimatischen Auswirkungen von Baumkronen untersucht wurden.

- Die vergleichsweise niedrigen T_{mrt} -Werte zwischen 12:00 und 13:00 Uhr MEZ waren durch die partielle Konvektionsbewölkung bedingt, die sich deutlich in der Abb. IV.34 für G widerspiegelt.
- Zum Zeitpunkt des höchsten T_{mrt} -Wertes um 10:30 Uhr MEZ betrug die T_{mrt} - T_a Differenz am Meßpunkt auf der Nordseite der Straßenschlucht 39.1 °C. Sie war die maximale T_{mrt} - T_a Differenz im gesamten Untersuchungszeitraum und erreichte fast den gleichen Wert (39.0 °C) wie in der Fallstudie am 22. August 1989. An den anderen Meßpunkten waren die maximalen T_{mrt} - T_a Differenzen niedriger: am Meßpunkt östlich der Baumgruppe 34.3 °C (um 11:00 Uhr MEZ), am Meßpunkt auf der Südseite der Straßenschlucht 33.3 °C (kurz vor 10:30 Uhr MEZ), am Meßpunkt unter einer Baumkrone 21.7 °C (8:00 Uhr

MEZ) und am Meßpunkt unter der Baumkronengruppe 6.8 °C (kurz nach 7:00 und kurz nach 12:00 Uhr MEZ). Die minimalen $T_{\text{mrt}}-T_a$ Differenzen traten, wie auch in den anderen Fallstudien, am Abend auf. Sie waren jeweils positiv und lagen zwischen 3.0 °C am Meßpunkt östlich der Baumgruppe und 3.8 °C am Meßpunkt unter der Baumkronengruppe.

- Der höchste T_{mrt} -Mittelwert über den gesamten Untersuchungszeitraum am 19. Juli 1999 ergab sich am Meßpunkt auf der Nordseite der Straßenschlucht (45.9 °C), gefolgt von den Meßpunkten östlich der Baumgruppe (44.4 °C), auf der Südseite der Straßenschlucht (39.7 °C), unter einer Baumkrone (37.9 °C) und unter der Baumkronengruppe (31.2 °C).
- Bei allen Meßpunkten waren im Mittel über den Untersuchungszeitraum die $T_{\text{mrt}}-T_a$ Differenzen, wie auch bei den innerstädtischen Meßpunkten der anderen Fallstudien, positiv. Sie erreichten 19.7 °C am Meßpunkt auf der Nordseite der Straßenschlucht, 18.3 °C am Meßpunkt östlich der Baumgruppe, 13.2 °C am Meßpunkt auf der Südseite der Straßenschlucht, 11.5 °C am Meßpunkt unter der Baumkrone und 5.4 °C am Meßpunkt unter der Baumkronengruppe.

Der Verlauf des thermischen Bewertungsindex PET an den einzelnen Meßpunkten (Abb. IV.44) zeigt, wie in den anderen Fallstudien, die markanteste Ähnlichkeit zum Verlauf von T_{mrt} (Abb. IV.38) und G (Abb. IV.34). Gemäß der Klassifizierung der thermophysiologischen Belastungsstufen über PET-Schwellenwerte (Tab. II.9) herrschte an diesem schönen Sommertag am Meßpunkt unter der Baumkronengruppe eine schwache Wärmebelastung. Sie war am Meßpunkt unter einer Baumkrone meistens in eine mäßige Wärmebelastung erhöht. Am Meßpunkt auf der Nordseite der Straßenschlucht trat extreme Wärmebelastung am häufigsten auf, d.h. die unterschiedlichen mikroklimatischen Bedingungen an zwei nahen Meßpunkten (auf der Nordseite der Straßenschlucht – unter der Baumkronengruppe) bewirkten eine um drei Stufen differierende thermische Belastung. Am Meßpunkt östlich der Baumgruppe war die extreme Wärmebelastung zeitlich geringer, während am Meßpunkt auf der Südseite der Straßenschlucht, abgesehen von einer kurzen Periode am Vormittag mit starker Wärmebelastung, schwache bis mäßige Wärmebelastung zu beobachten war.

Die Ergebnisse aus den Regressionsanalysen zu PET, die in den Abb. IV.45 bis IV.49 dargestellt sind, können wie folgt zusammengefaßt werden:

- Mit höherem T_{mrt} stieg PET linear an (Abb. IV.45). Der vergleichsweise große Korrelationskoeffizient $r = 0.945$, der im Rahmen der vergleichbaren Korrelationskoeffizienten

der anderen Fallstudien liegt, deutet eine statistisch signifikante Regressionsbeziehung an.

- Mit größerem T_a nahm PET exponentiell zu (Abb. IV.46). Der hier erzielte Korrelationskoeffizient $r = 0.447$ ist der niedrigste Korrelationskoeffizient dieser Regressionsbeziehung in allen vier Fallstudien. Er gibt an, daß der Zusammenhang zwischen PET und T_a nicht gesichert war.

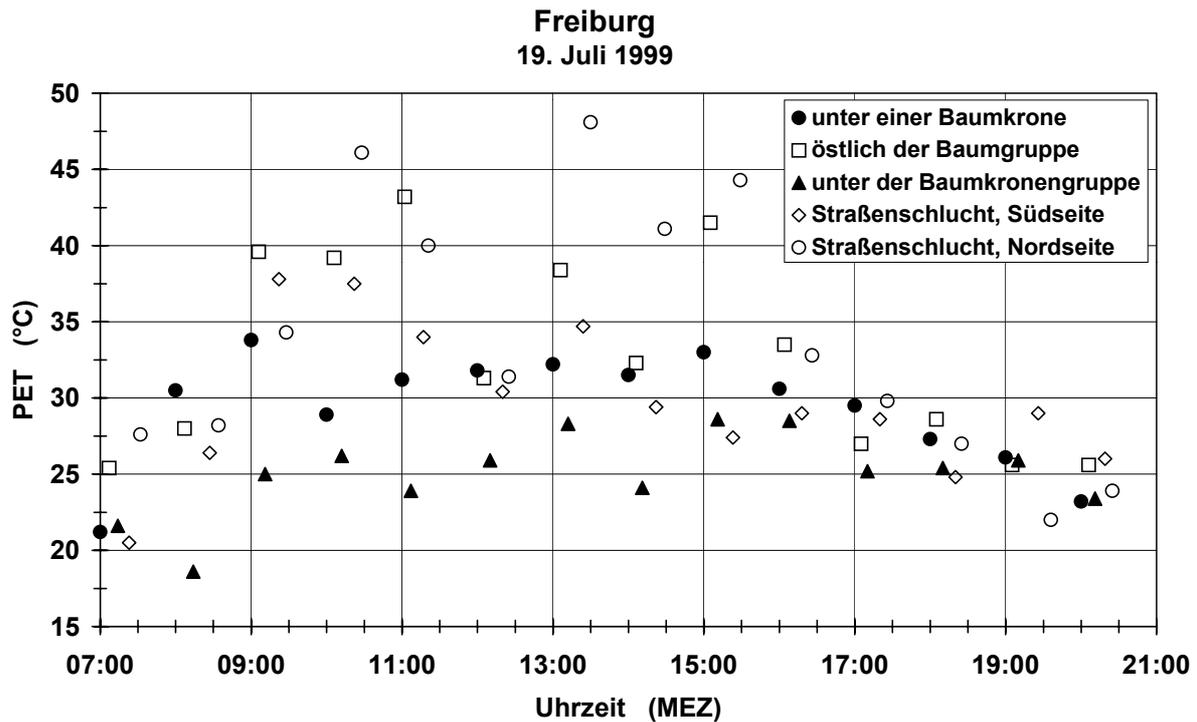


Abb. IV.44: Physiologisch Äquivalente Temperatur PET in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von Freiburg

- Wie in der Abb. IV.19 wurde auch hier PET mit ansteigendem VP kleiner (Abb. IV.47), allerdings exponentiell. Der Betrag von r (0.521) ist vergleichsweise hoch. Dennoch kann diese Regressionsbeziehung nicht als statistisch gesichert bezeichnet werden.
- Es zeigte sich für den schönen Sommertag kein korrelationsstatistischer Zusammenhang zwischen PET und der Windgeschwindigkeit v (Abb. IV.48).
- Mit ansteigendem PMV nahm PET, wie in den anderen Fallstudien für sommerliche Strahlungstage, in der Form eines Polynoms 2. Ordnung zu. Die hohe Varianzerklärung von 97 % weist wie bisher auf den statistisch gesicherten Zusammenhang zwischen PET und PMV hin.

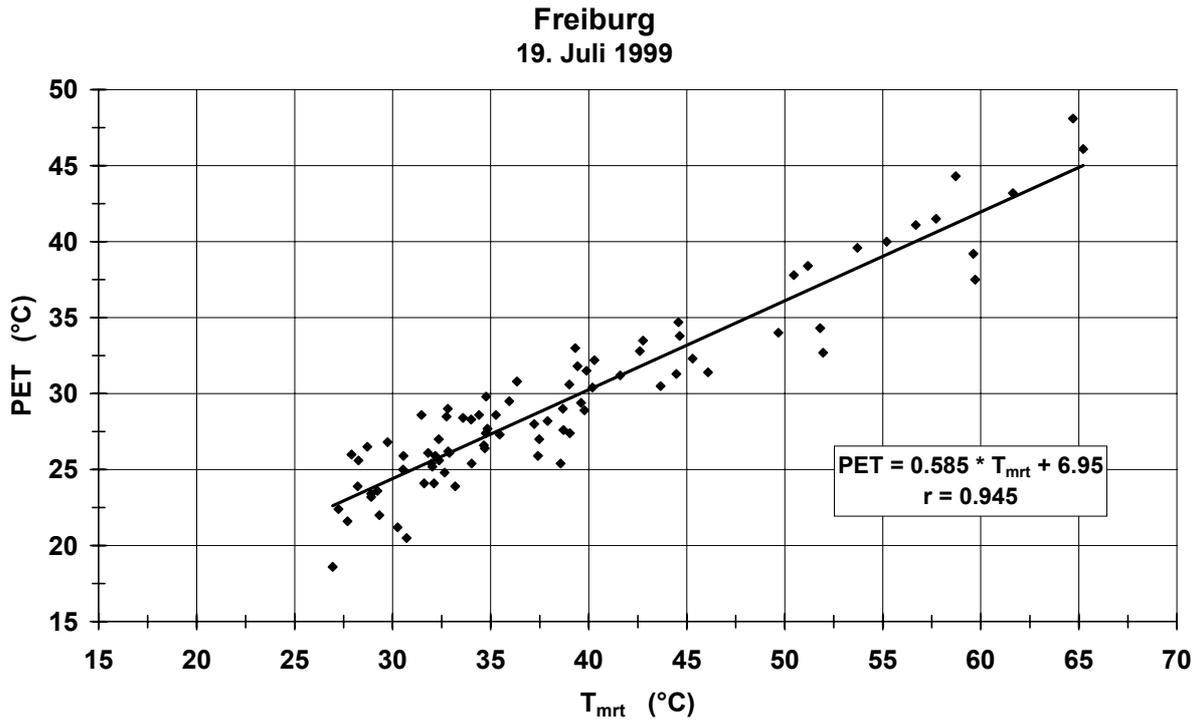


Abb. IV.45: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

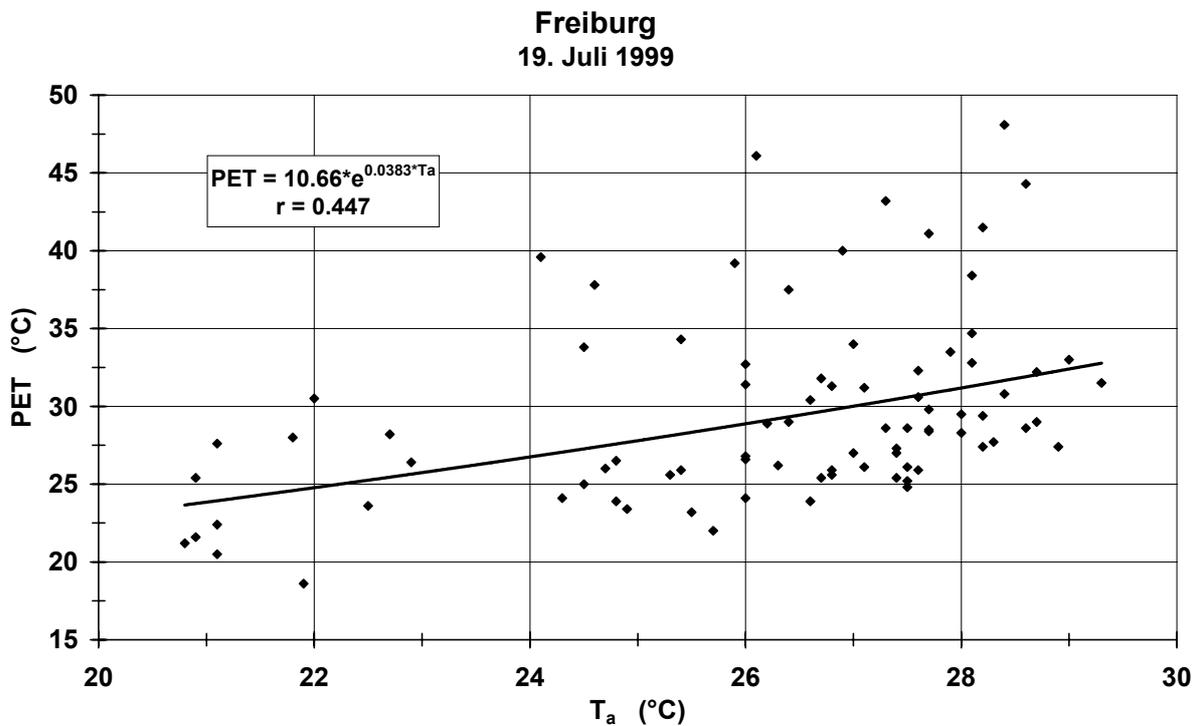


Abb. IV.46: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

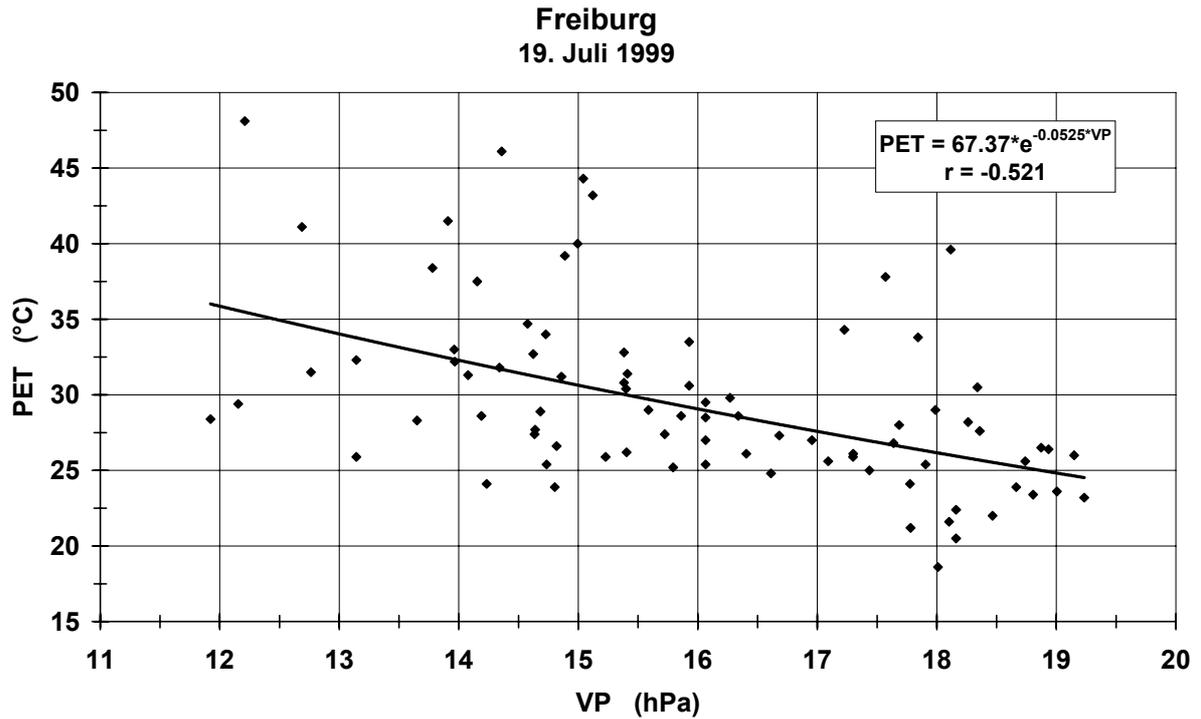


Abb. IV.47: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Dampfdruck VP, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

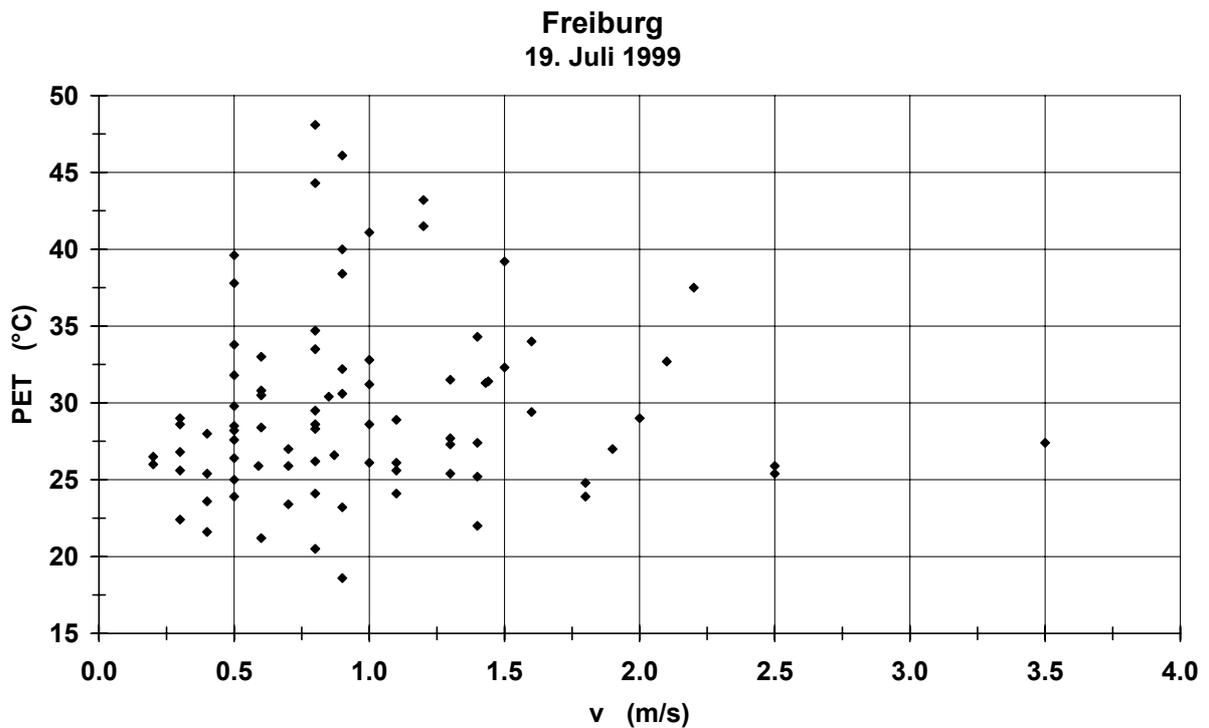


Abb. IV.48: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Windgeschwindigkeit v, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

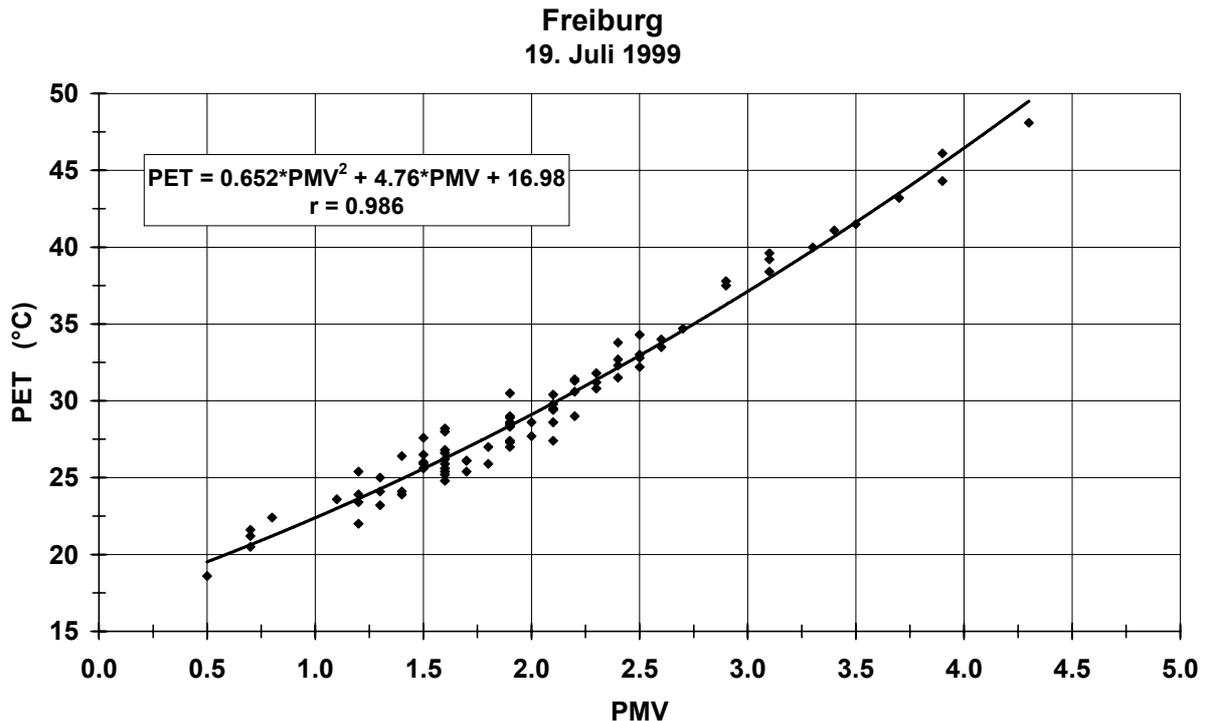


Abb. IV.49: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund

In allen vier diskutierten Fallstudien ergaben sich PMV-Werte, die teilweise über 3.5 lagen. Sie sind thermophysiological allerdings weniger gesichert, weil das Modellkonzept für PMV von FANGER (1972) solche extremen Bedingungen nicht berücksichtigt.

IV.3.6 Zusammenfassende Regressionsanalysen

Den Diskussionen der Ergebnisse aus Fallstudien in den Abschnitten IV.3.2 bis IV.3.5 liegen u.a. diverse Regressionsanalysen zugrunde. Sie basieren auf Daten aus den entsprechenden Untersuchungszeiträumen, d.h. vorwiegend Tagesstunden bei austauscharmen Hochdruckwetterlagen im Sommer. Um zu prüfen, ob bzw. inwieweit es prinzipiell möglich sein könnte, Angaben für T_{mrt} und PET über einfache statistische Modellansätze aus der allgemein relativ verfügbaren Lufttemperatur T_a - trotz der variablen Korrelationskoeffizienten für diese Regressionsbeziehungen in den vorangegangenen Fallstudien - ableiten zu können, ist jedoch ein umfangreicheres Datenmaterial notwendig. Dafür bot sich das Forschungsvorhaben KLIWUS (MAYER und SUPPAN, 1990) an, in dem bei windschwachen Hochdruckwetterlagen zahlreiche kurze Profildfahrten mit sechs bis zehn Meßpunkten je Route zur humanbiometeorologischen Bewertung von kleinräumigen Stadtstrukturen in München durchgeführt wurden (u.a. MAYER und MATZARAKIS, 1998). Von KLIWUS ließen sich nach eingehen-

der Prüfung 26 Fallstudien im Zeitraum April 1989 bis März 1990 berücksichtigen, deren insgesamt 1268 Datensätze (pro Satz: Lufttemperatur T_a , mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} , Physiologisch Äquivalente Temperatur PET und Predicted Mean Vote PMV für einen Meßpunkt) die Grundlagen für zusammenfassende Regressionsanalysen bildeten. Von diesen 26 Fallstudien beziehen sich 11 auf den Sommer, 6 auf den Winter, 5 auf das Frühjahr und 4 auf den Herbst. Der Schwerpunkt von Fallstudien im Sommer war durch eine primäre Zielsetzung von KLIWUS, die human-biometeorologische Analyse von Wärmebelastungen in dieser Jahreszeit, bedingt. Die Daten aus den Fallstudien „München, 13. August 1985“ und „Freiburg, 19. Juli 1999“ wurden für die zusammenfassenden Regressionsanalysen nicht verwendet, weil das Datenmaterial aus KLIWUS in Bezug auf Meßsystem, Meßmethodik und Meßpersonal homogener und somit der Einfluß von systematischen Meßfehlern vernachlässigbar gering war.

Für den korrelationsstatistischen Zusammenhang zwischen T_{mrt} und T_a folgt aus den Abb. IV.50 bis IV.53:

- Die Regressionsbeziehung zwischen T_{mrt} und T_a ließ sich für die Profilmessungen im Sommer 1989 (Abb. IV.50) sowie im Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1989 (Abb. IV.52) am besten durch eine exponentielle Funktion beschreiben. Die niedrigen Korrelationskoeffizienten weisen aber auf einen statistisch nicht gesicherten Zusammenhang hin.
- Für die Profilmessungen im Winter 1989/1990 (Abb. IV.51) sowie für den gesamten Untersuchungszeitraum von April 1989 bis März 1990 (Abb. IV.53) erwies sich ein Polynom 2. Ordnung als der „beste Fit“ zwischen T_{mrt} und T_a . Die Streuungen der T_{mrt} -Werte um diese Regressionslinie (siehe auch entsprechende Korrelationskoeffizienten) waren jedoch beachtlich.

Aufgrund dieser Resultate ist es allgemein nicht möglich, T_{mrt} in Stadtstrukturen mit hinreichender Genauigkeit als Funktion von T_a anzugeben, was aber Berücksichtigung der zugrundeliegenden räumlichen Strahlungsbilanz des Menschen und der Energiebilanz für T_a auch zu erwarten war.

Der Zusammenhang zwischen dem thermischen Index PET und T_{mrt} stellte sich in den vorangegangenen Fallstudien bei sommerlichem Strahlungswetter als lineare Regressionsbeziehung von statistischer Signifikanz heraus. Die Überprüfung der allgemeineren Gültigkeit dieser Regressionsform auf der Grundlage von KLIWUS-Daten ergab:

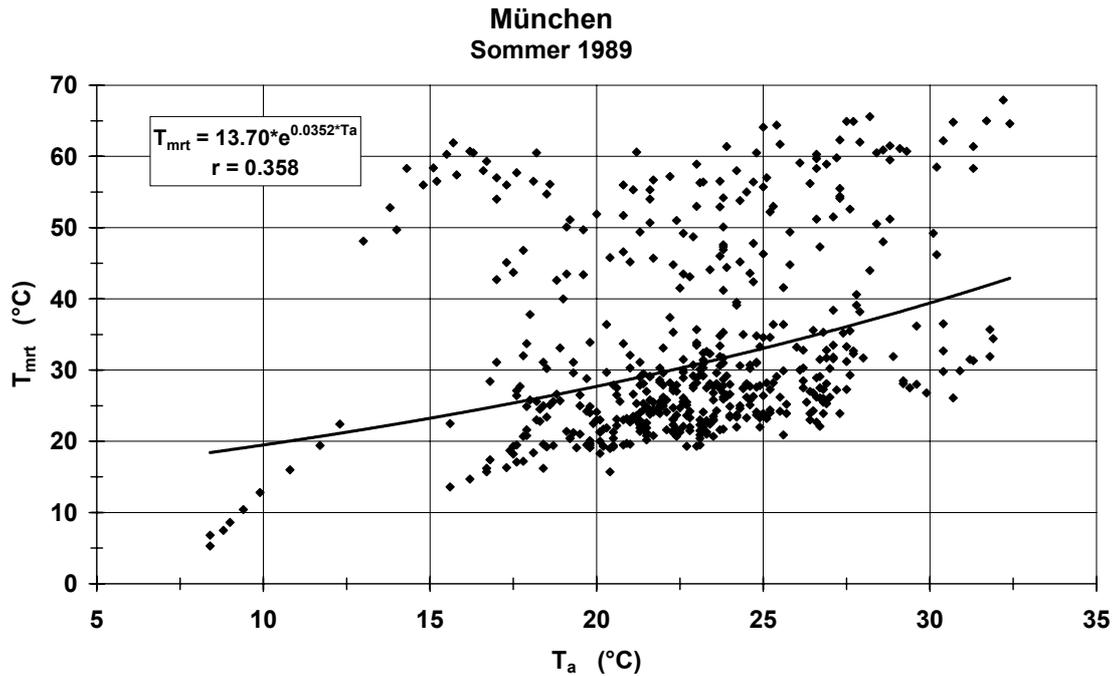


Abb. IV.50: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 11 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Sommer 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

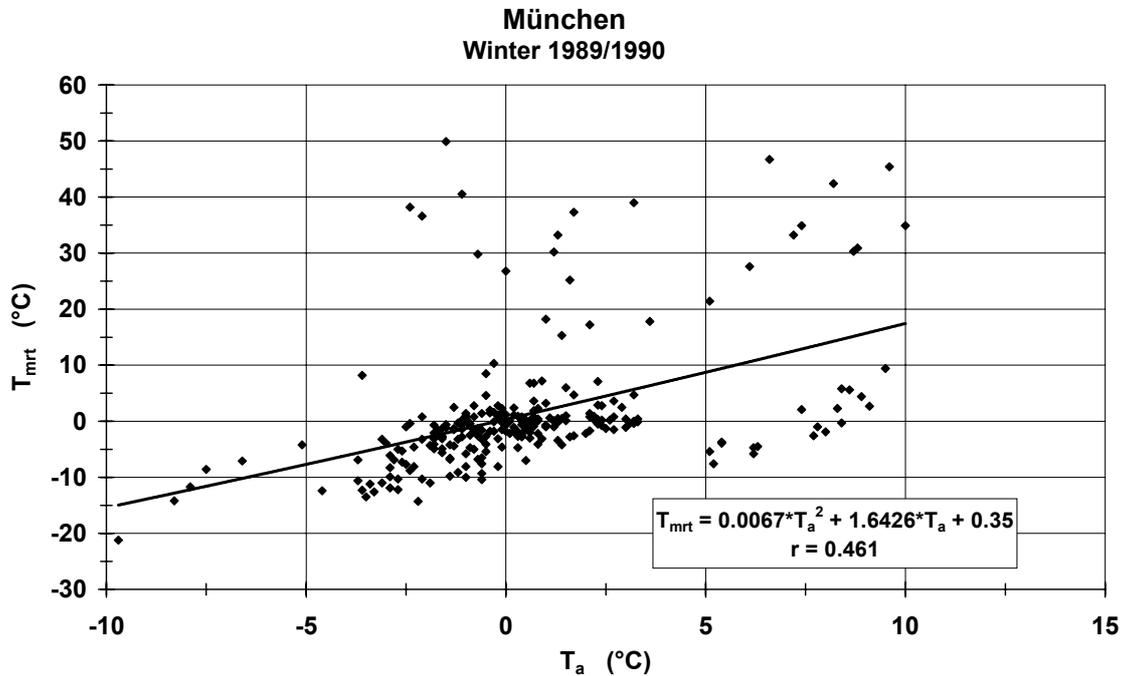


Abb. IV.51: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 6 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Winter 1989/1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

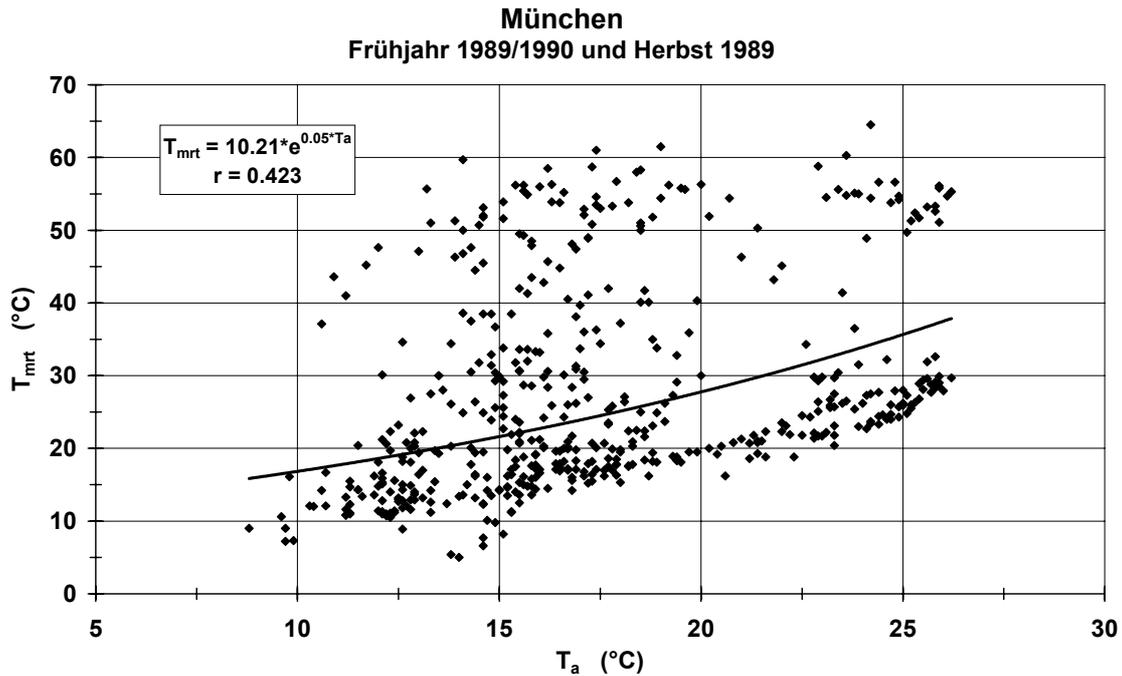


Abb. IV.52: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 9 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

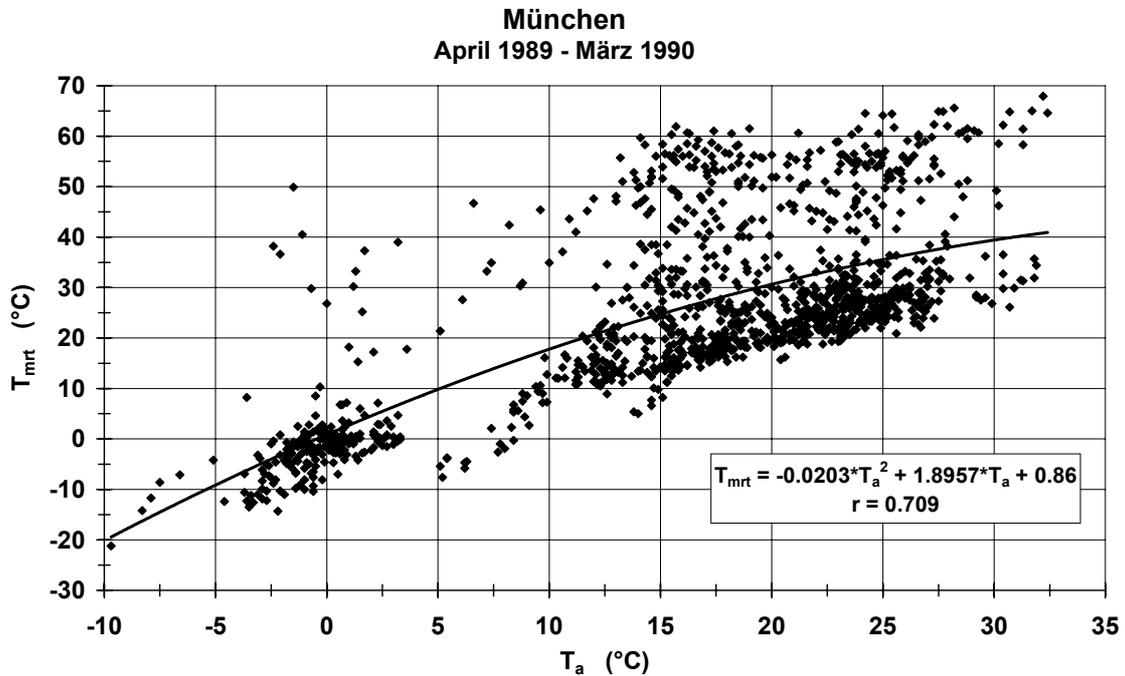


Abb. IV.53: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 26 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen von April 1989 bis März 1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

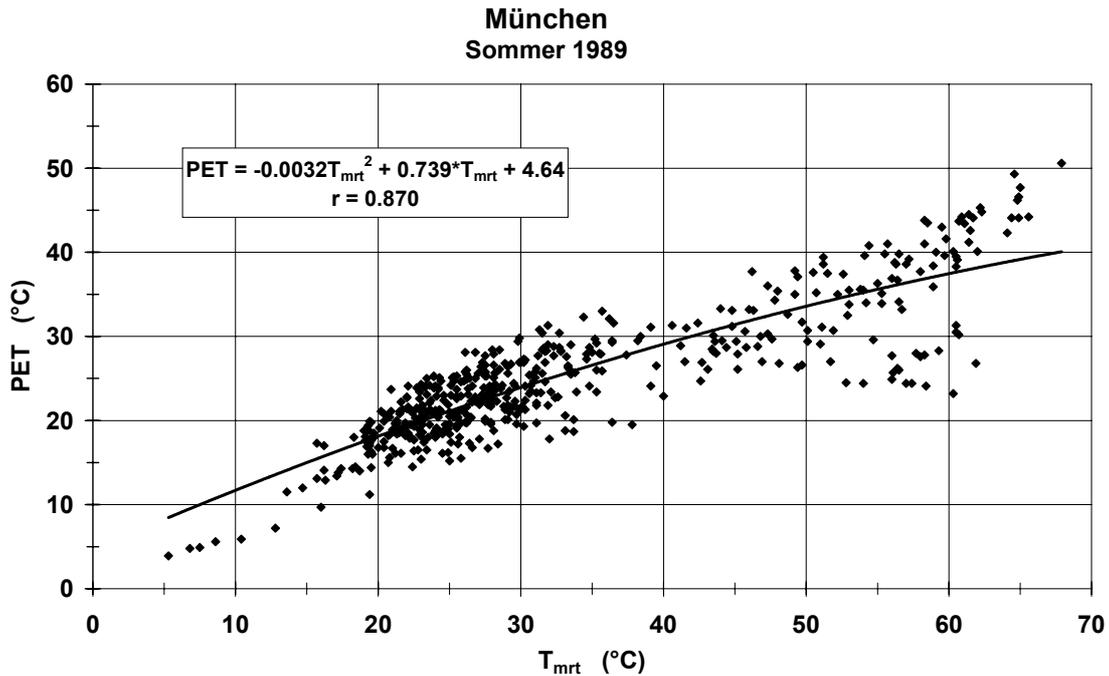


Abb. IV.54: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 11 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Sommer 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

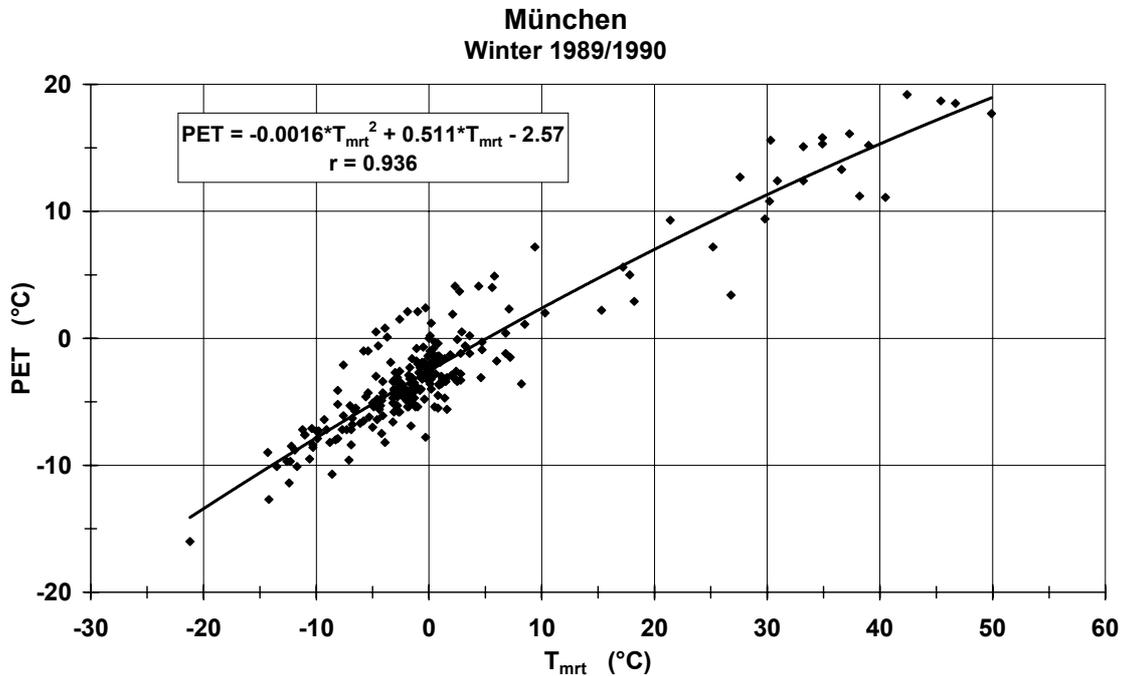


Abb. IV.55: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 6 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Winter 1989/1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

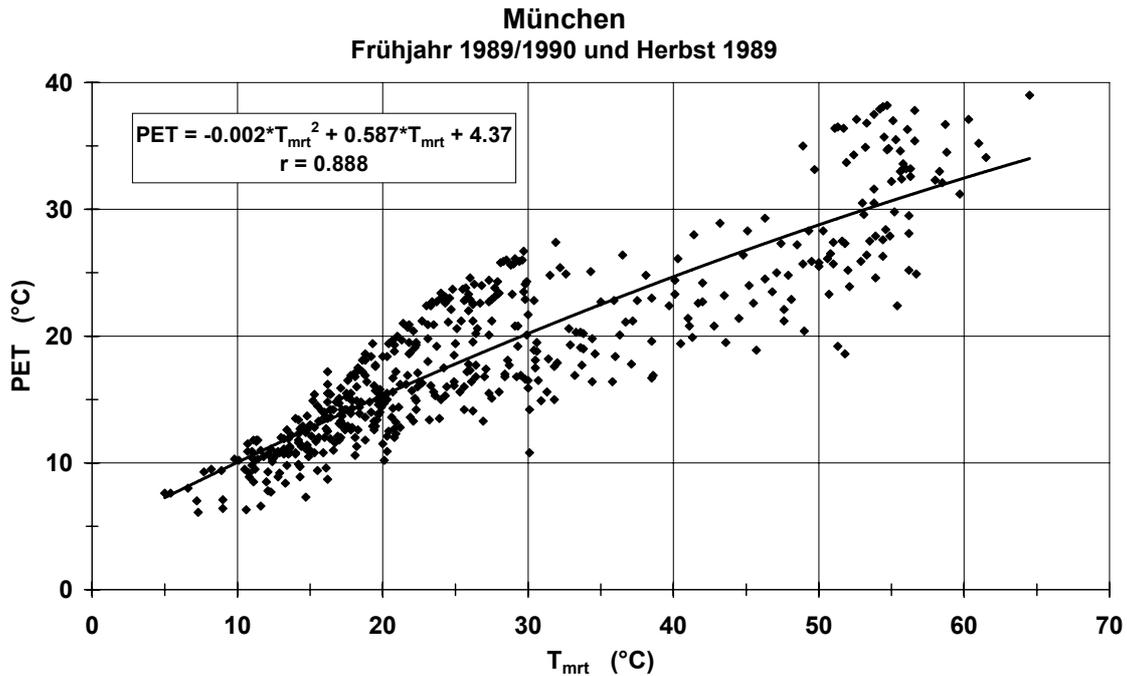


Abb. IV.56: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 9 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

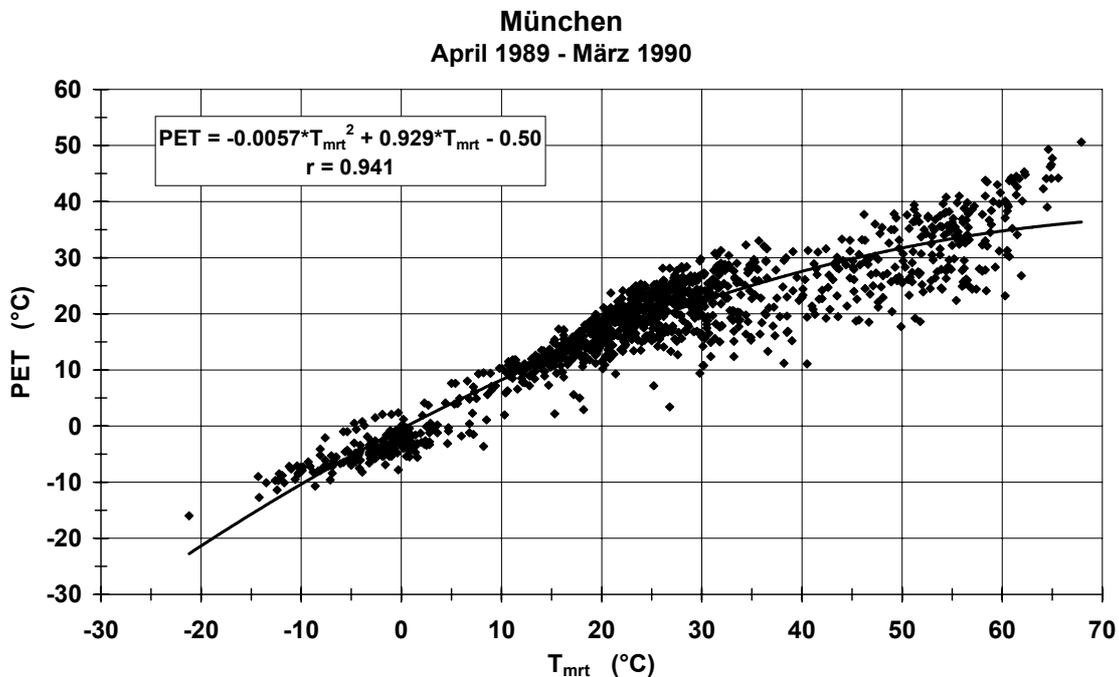


Abb. IV.57: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 26 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen von April 1989 bis März 1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

- Sowohl im Sommer 1989 (Abb. IV.54) als auch im Winter 1989/1990 (Abb. IV.55), Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1989 (Abb. IV.56) sowie im gesamten Zeitraum von April 1989 bis März 1990 (Abb. IV.57) war ein Polynom 2. Ordnung der „beste Fit“ zwischen PET und T_{mrt} . Lineare Regressionsbeziehungen wie in den vier Fallstudien erbrachten aber nur unwesentlich geringere Korrelationskoeffizienten.
- Der Korrelationskoeffizient für die Regressionsbeziehung zu den 11 Profilmessungen im Sommer 1989 (Abb. IV.54) war mit $r = 0.870$ deutlich niedriger als bei den vorher diskutierten vier Fallstudien, in denen r für lineare Regressionsbeziehungen immer über 0.930 lag.
- Bei den Fallstudien im Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1989 (Abb. IV.56) und Sommer 1989 streuten die PET-Werte bei höheren T_{mrt} -Werten deutlich stärker als bei niedrigeren T_{mrt} -Werten, was letztlich zu den vergleichsweise niedrigeren Korrelationskoeffizienten von $r = 0.888$ (Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1989) und $r = 0.870$ (Sommer 1989) führte. Ausschlaggebend dafür könnten Phänomene der thermischen Turbulenz gewesen sein, die bei höheren T_{mrt} -Werten ausgeprägt war. Diese Streuung der PET-Werte, die durch andere meteorologische Einflußgrößen auf die Energiebilanz des Menschen als T_{mrt} verursacht wurde, konnte bei den Wintermessungen 1989/1990 (Abb. IV.55) nicht so ausgeprägt beobachtet werden. Sie verlor auch bei der Analyse des gesamten KLIWUS-Zeitraums (Abb. IV.57) an Bedeutung, so daß im Winter 1989/1990 und im gesamten KLIWUS-Zeitraum die Korrelationskoeffizienten für die Regressionsbeziehungen zwischen PET und T_{mrt} über 0.930 lagen.

Der statistische Zusammenhang zwischen PET und T_a in verschiedenen Stadtstrukturen ließ sich in den vier vorangegangenen Fallstudien bei austauscharmen Hochdruckwetterlagen im Sommer am besten durch exponentielle Funktionen beschreiben, wobei sich aber ihre Signifikanz, abgeschätzt über die entsprechenden Korrelationskoeffizienten, stark unterschied (r zwischen 0.447 und 0.849). Die Ergebnisse der hierzu ebenfalls durchgeführten zusammenfassenden Regressionsanalysen auf der Grundlage des umfangreicheren Datenmaterials aus 26 KLIWUS-Profilstudien lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Die besten Beschreibungen der Zusammenhänge zwischen PET und T_a ergaben sich nicht mehr über exponentielle Funktionen, sondern für Sommer 1989 (Abb. IV.58) sowie Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1989 (Abb. IV.60) über Potenzfunktionen, Winter 1989/1990 über ein Polynom 2. Ordnung (Abb. IV.59) und über eine lineare Regres-

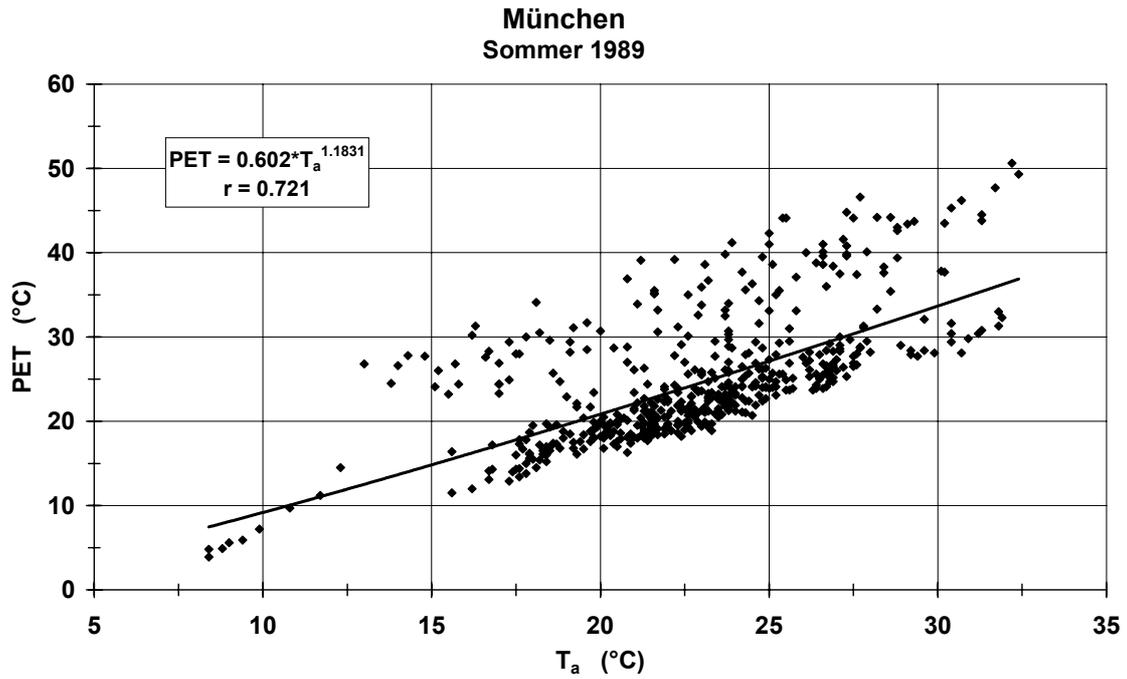


Abb. IV.58: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 11 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Sommer 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

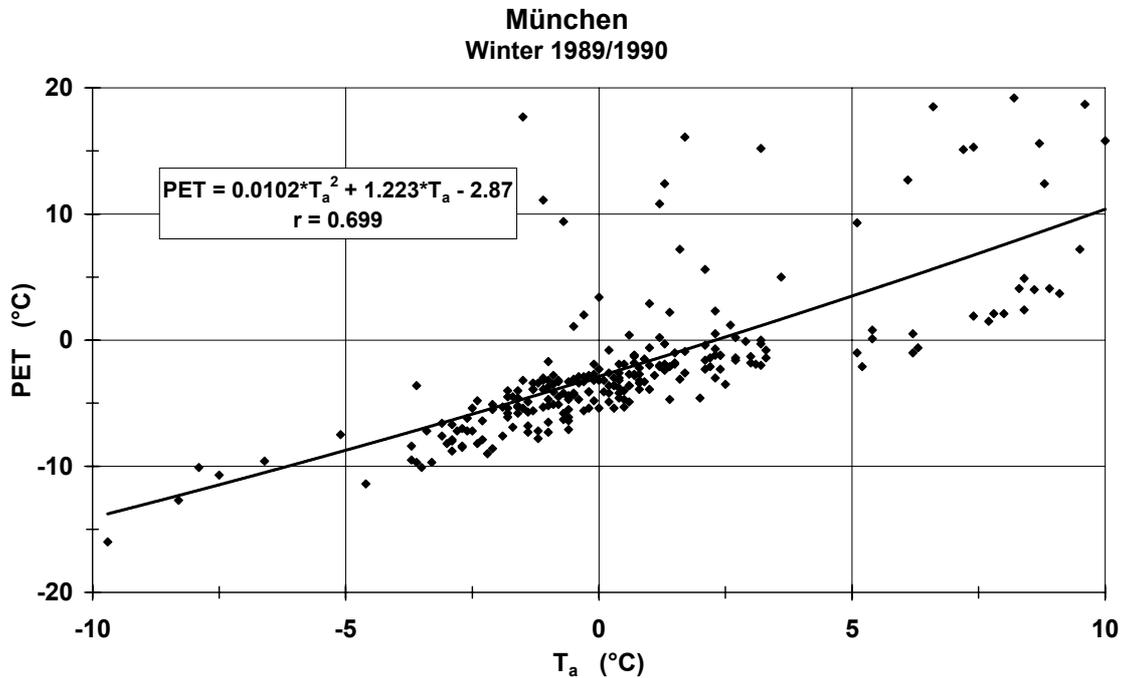


Abb. IV.59: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 6 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Winter 1989/1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

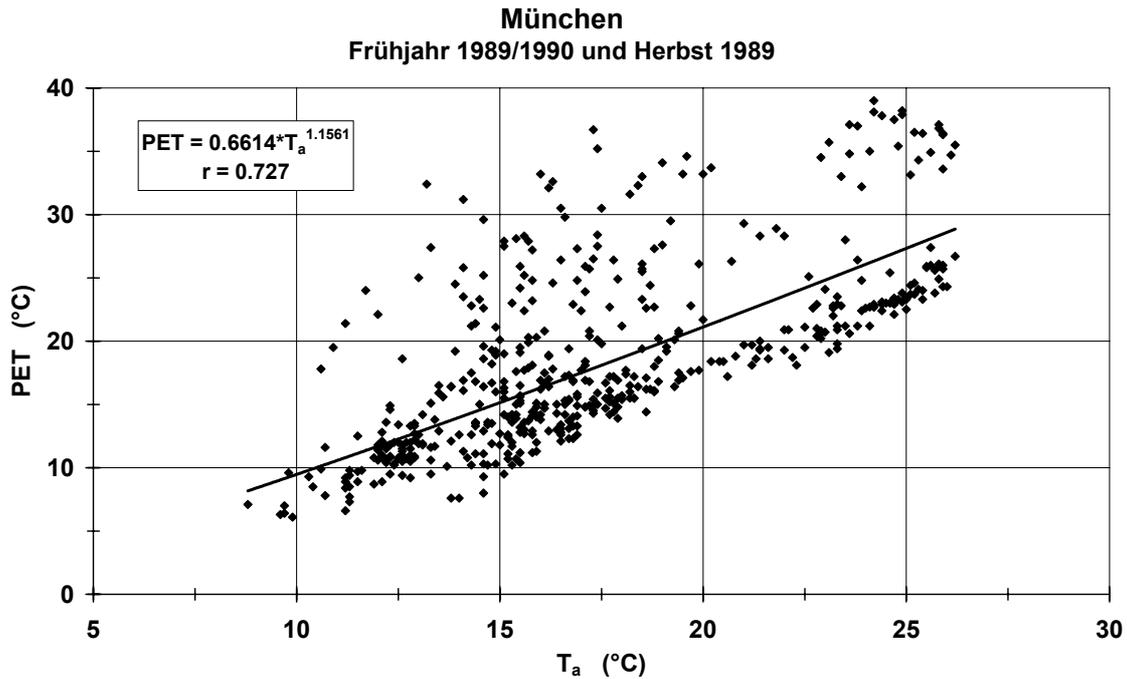


Abb. IV.60: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 9 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

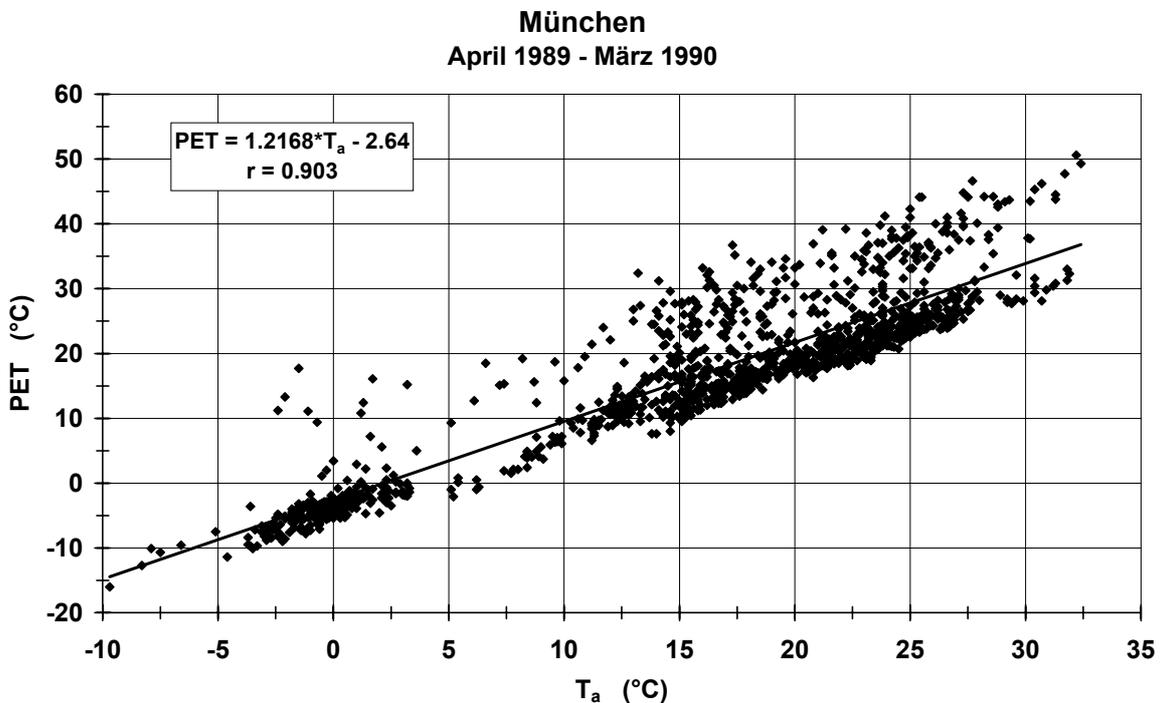


Abb. IV.61: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 26 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen von April 1989 bis März 1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

sionsbeziehung für den gesamten KLIWUS-Zeitraum (Abb. IV.61). Auf der Grundlage von Korrelationskoeffizienten waren aber die Unterschiede zwischen diesen optimalen Regressionsbeziehungen und exponentiellen Funktionen wie in den vier Fallstudien relativ gering.

- Die vergleichsweise niedrigen Korrelationskoeffizienten für die Regressionsbeziehungen in den untersuchten Jahreszeiten (Abb. IV.58 bis IV.60) weisen darauf hin, daß hier kein statistisch signifikanter Zusammenhang zwischen PET und T_a bestand. Auch über den gesamten KLIWUS-Untersuchungszeitraum war der korrelationsstatistische Zusammenhang zwischen PET und T_a in Stadtstrukturen statistisch nicht signifikant, was jedoch wegen des für PET zugrundeliegenden Modells erwartet werden mußte. Die Anhäufung von PET- T_a -Wertepaaren in einem vergleichsweise engen Bereich unter der Regressionslinie in Abb. IV.61 ist auf die KLIWUS-Messungen in Stadtstrukturen mit häufig eingeschränkten *sky view factors* (z.B. in Straßenschluchten) und damit partiell gleichmäßigeren Strahlungsbedingungen zurückzuführen.

In den vorangegangenen Fallstudien für sommerliche Strahlungswetterlagen zeigte sich zwischen PET und dem weiteren thermischen Index PMV ein korrelationsstatistischer Zusammenhang in Form eines Polynoms 2. Ordnung mit vergleichsweise hohen Varianzerklärungen. Die allgemeine Gültigkeit dieser Beziehung für Stadtstrukturen wurde erneut über Ergebnisse aus 26 Profildfahrten durch München im Rahmen des KLIWUS-Projektes untersucht. Aus den Resultaten in den Abb. IV. 62 bis IV.65 folgt zusammengefaßt:

- Als „bester Fit“ für den Zusammenhang zwischen PET und PMV erwies sich, wie schon in den vier Fallstudien, ein Polynom 2. Ordnung. Die Varianzerklärung war für die Profildfahrten im Sommer 1989 (Abb. IV.62) am größten (94 %) und für alle berücksichtigten Profildfahrten im Zeitraum April 1989 bis März 1990 (Abb. IV.65) am kleinsten (79 %). Bei den Profildfahrten im Winter 1989/1990 (Abb. IV.63) sowie im Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1989 (Abb. IV.64) betrug die Varianzerklärung jeweils 90 %.
- Die vergleichsweise geringe Varianzerklärung für den gesamten KLIWUS-Zeitraum, die sich in der Abb. IV.65 durch die Aufgabelung der PET-PMV-Wertepaare bei niedrigen PMV-Werten in zwei Äste andeutet, ist darauf zurückzuführen, daß in den Berechnungen von PMV die Bekleidung des Menschen, und damit in Bezug auf seine Energiebilanz ihr Wärmedurchgangswiderstand, klimagerecht („Mobilität des menschlichen Handelns“) angepaßt war (MAYER und SUPPAN, 1990). So wurde im Winter ein Wärmedurchgangswiderstand der Bekleidung (2 clo) verwendet, der für einen Straßenanzug und Man-

tel typisch ist, während im Sommer leichte Sommerbekleidung (0.6 clo) sowie im Herbst und Frühjahr eine Übergangsbekleidung (0.9 clo) berücksichtigt wurden. Aus diesem Grund hingen die PMV-Werte - im Gegensatz zu PET-Werten - nicht nur von den meteorologischen Bedingungen allein, sondern zusätzlich von Kenngrößen der Bekleidung ab. Das führte im Beispiel der Abb. IV.65 dazu, daß sich insbesondere bei niedrigen PMV-Werten zwei Wertebereiche für PET ergaben, weil sich der Wärmedurchgangswiderstand der gewählten Bekleidung zwischen Winter einerseits sowie Herbst und Frühjahr andererseits deutlich unterschied. Ein weiterer personenbezogener Einflußfaktor auf PMV, die menschliche Aktivität, wirkte sich in den KLIWUS-Untersuchungen nicht aus, weil sie nicht verändert wurde.

- Infolge des sich auf PMV auswirkenden variablen Wärmedurchgangswiderstandes der Bekleidung ergaben sich auch größere Unterschiede in den Regressionskoeffizienten zwischen Sommer 1989 (Abb. IV.62) sowie Herbst 1989/1990 und Frühjahr 1989 (Abb. IV.64) einerseits und Winter 1989/1990 (Abb. IV.63) andererseits. Somit erweist es sich als zweckmäßig, eine Regressionsbeziehung zwischen PET und PMV nur für Zeiträume aufzustellen, in denen die Berechnungen von PMV und PET mit unveränderten personenbezogenen Größen erfolgt.

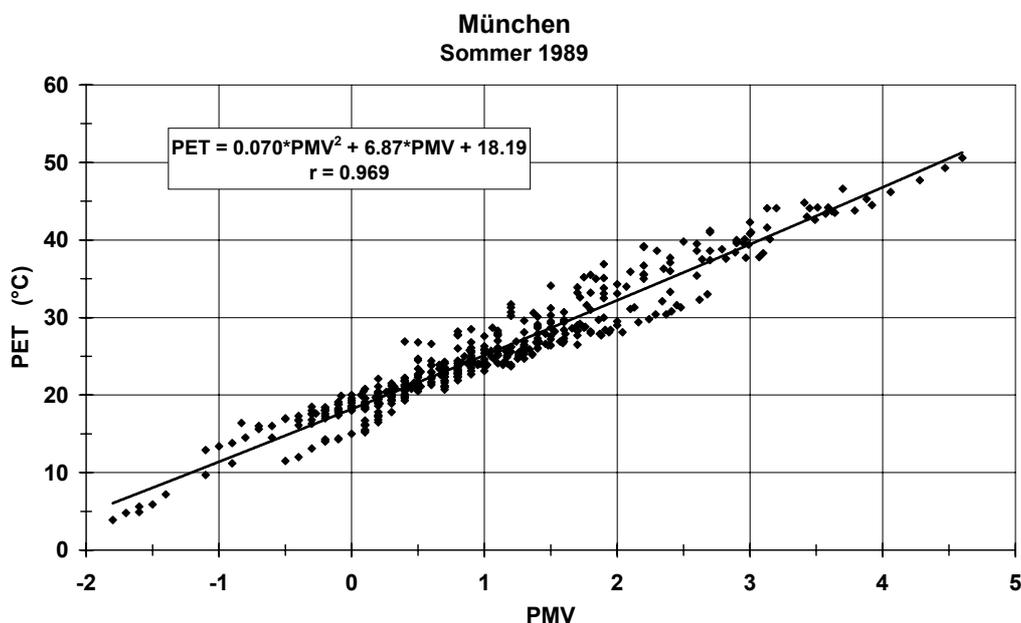


Abb. IV.62: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 11 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Sommer 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

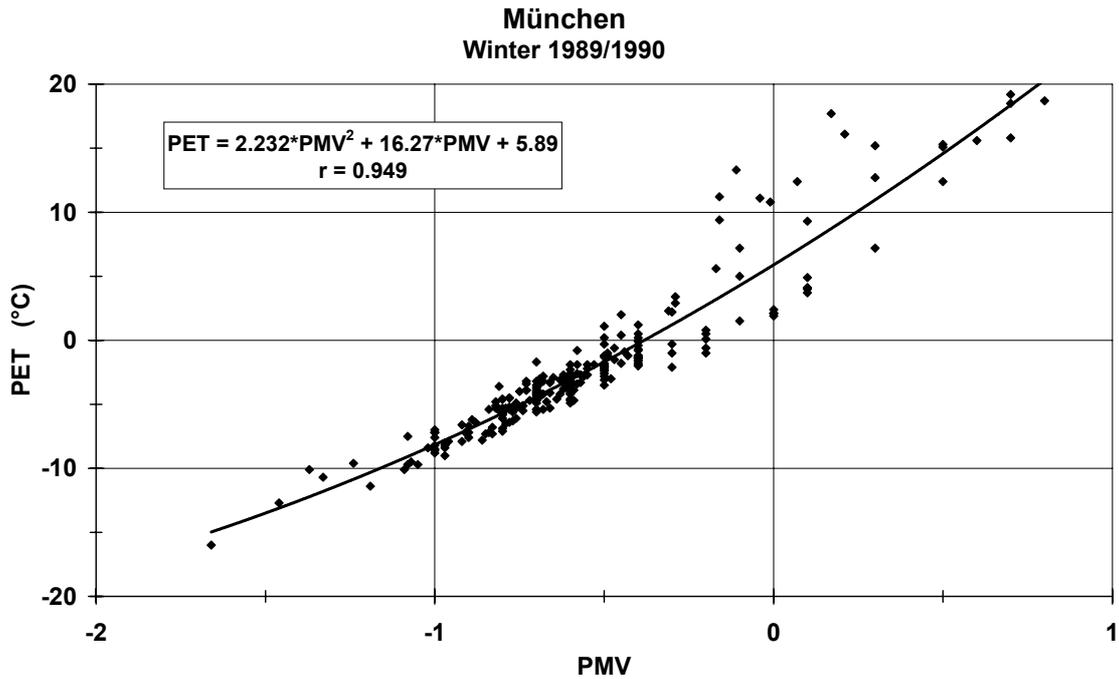


Abb. IV.63: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 6 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Winter 1989/1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

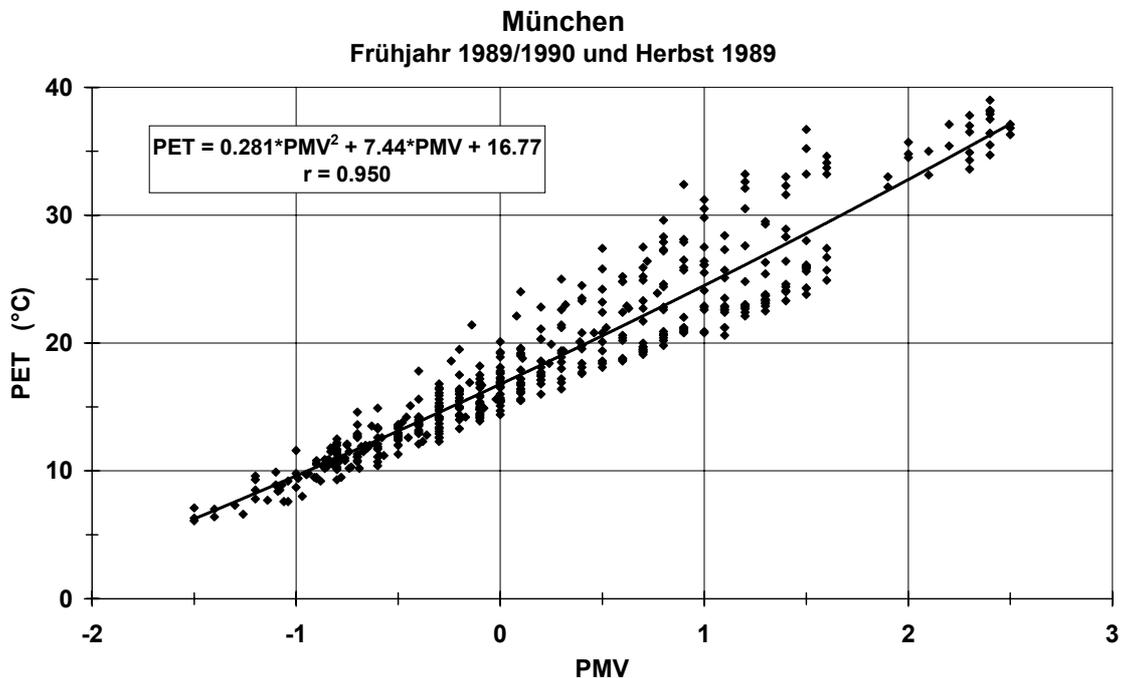


Abb. IV.64: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 9 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

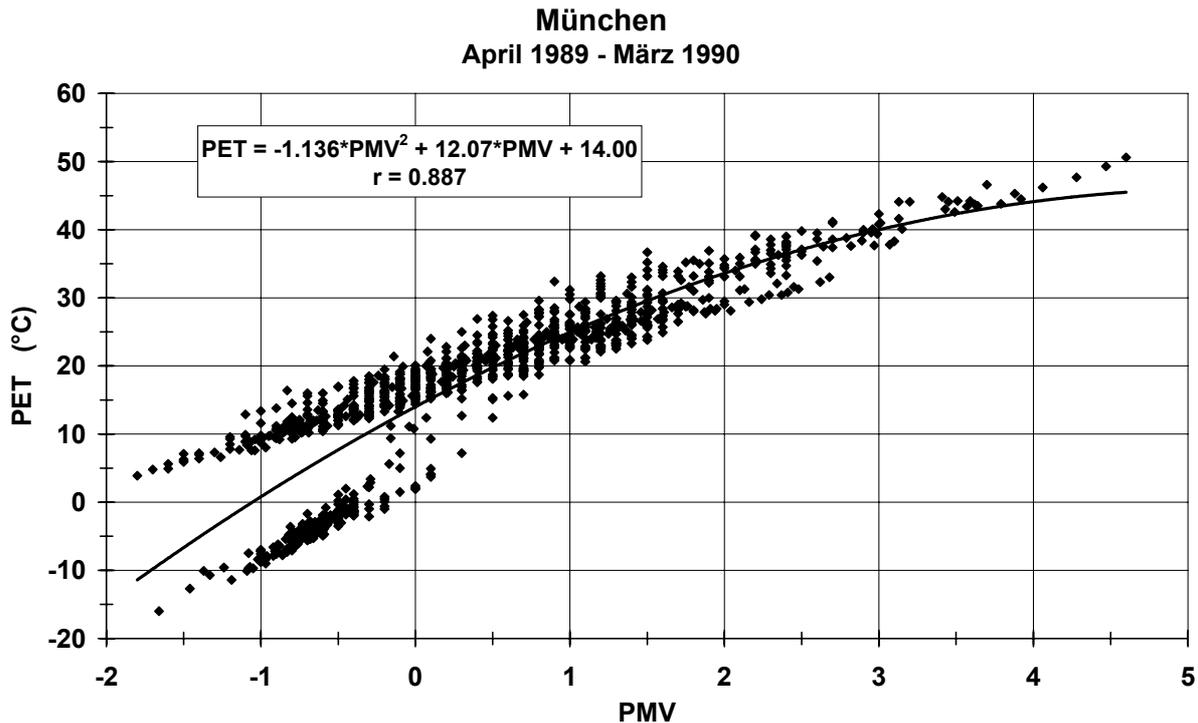


Abb. IV.65: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 26 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen von April 1989 bis März 1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München

Aufgrund der bisher diskutierten Ergebnisse über den Zusammenhang zwischen PET und PMV stellt sich die Frage nach der generellen Anwendbarkeit von PET. Aus der Grundlage für PET, dem menschlichen Energiebilanzmodell MEMI (HÖPPE, 1984, 1993), und aus der Berechnungsmethodik für PET (HÖPPE, 1999, 2000) lassen sich keine Limitierungen ableiten. Erste Analysen der thermischen Umgebungsluftbedingungen über PET beschränkten sich weitgehend nur auf austauscharme Hochdruckwetterlagen im Sommer (u.a. HÖPPE und MAYER, 1987; MAYER und HÖPPE, 1987; MATZARAKIS und MAYER, 1997a, 1997b; BAUER, 1999; MATZARAKIS et al., 1999; BAUER et al., 2000), in denen das Ausmaß von Wärmebelastung, meistens in Stadtstrukturen, untersucht wurde. Die Unterteilung von thermophysiological Belastungsstufen durch PET-Schwellenwerte war in der ursprünglichen Definition von PET (HÖPPE und MAYER, 1987; HÖPPE, 1993, 2000) nicht enthalten. Sie wurde nachträglich von MATZARAKIS und MAYER (1996) auf der Basis von

- PMV-Schwellenwerten für thermophysiological Belastungen (FANGER, 1972; JENDRITZKY et al., 1990),
- Regressionsanalysen mit einem sehr umfangreichen Kollektiv von PET- und PMV-Werten aus Simulationsberechnungen für Griechenland

für eine konkrete menschliche Aktivität und Bekleidung erstellt. Wie sich aber bereits in der Literatur (VDI, 1998; MATZARAKIS et al., 1998a; HÖPPE, 1999, 2000; MAYER, 2000) andeutet, muß bei anderen menschlichen Aktivitäten oder Bekleidungsverhältnissen als in der Legende zur Tab. II.9 die Abstufung der thermophysiologicalen Belastungen aufgrund von PET-Schwellenwerten modifiziert werden. So verschiebt sie sich z.B. bei dicker Bekleidung (höherer Wärmedurchgangswiderstand der Bekleidung) zu niedrigeren PET-Werten. Die Unterteilung der thermophysiologicalen Belastung von Menschen über PMV-Schwellenwerte ist dagegen definitionsgemäß von Aktivität und Bekleidung unabhängig. Somit stellt PET zwar einen universellen thermischen Index dar; eine allgemein gültige Abstufung der thermophysiologicalen Belastung für Menschen nach PET-Schwellenwerten wie in der Tab. II.9 wird es jedoch nicht geben.

IV.4 Modellierung der mittleren Strahlungstemperatur

In den Abschnitten IV.3.2 bis IV.3.6 wurde anhand von PET der große Einfluß der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} im Sommerhalbjahr auf thermische Indizes deutlich, die auf der menschlichen Energiebilanz beruhen. Das trifft ebenso auf vergleichbare thermische Indizes wie PMV, gefühlte Temperatur oder OUT-SET* zu.

In kurzzeitigen Fallstudien, wie sie hier diskutiert wurden, erfolgte die Bestimmung von T_{mrt} , wie im Abschnitt IV.3.2 erläutert wurde, über die dreidimensionale Messung der kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse. Dabei wird das Untersuchungskonzept mit einem Pyranometer und einem entgegengesetzt ausgerichteten Pyrgeometer verwendet, das in der Abb. IV.66 schematisch dargestellt ist. Die Kombination aus beiden Strahlungsmeßgeräten läßt sich um eine horizontale und eine vertikale Achse drehen, so daß die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse aus den vier Haupthimmelsrichtungen sowie von oben und unten erfaßt werden können. Die langwelligen Strahlungsflüsse aus dem unteren Halbraum werden dabei nachhaltig durch die Oberflächen- bzw. Strahlungsäquivalenttemperaturen beeinflusst, die aus dem Energieumsatz der umgebenden horizontalen und vertikalen Flächen resultieren (u.a. VOOGT und OKE, 1997, 1998a, 1998b; VOOGT, 2000; VOOGT und GRIMMOND, 2000).

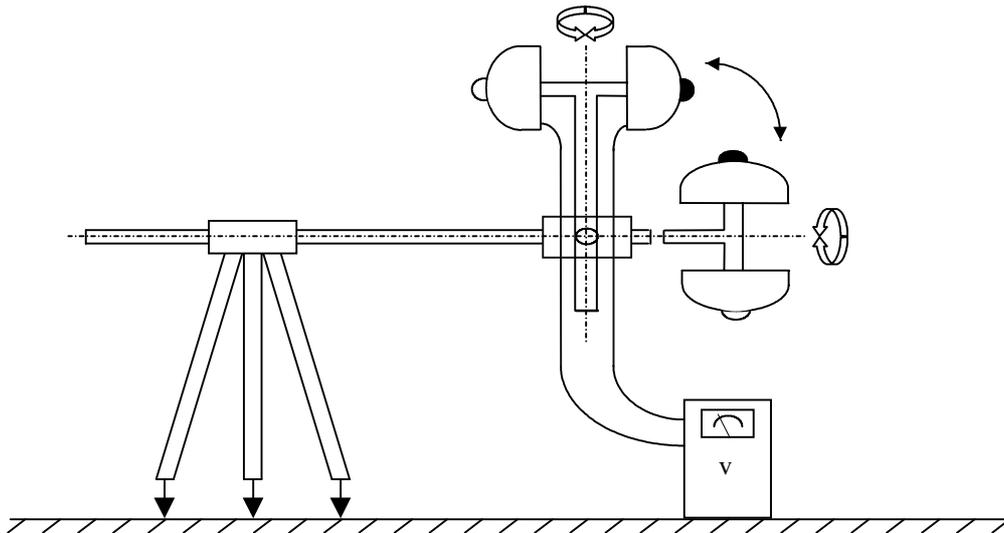


Abb. IV.66: Anordnung zur räumlichen Erfassung von kurzwelligen Strahlungsflüssen über den Einsatz eines drehbaren Pyranometer-Pyrgeometer-Meßsystems (vergrößert dargestellt)

Für die Erarbeitung von Bioklimakarten oder vergleichbaren Kartendarstellungen sowie für die human-biometeorologische Bewertung von planungsbedingten Änderungen der mikroklimatischen Bedingungen ist eine Bestimmung von T_{mrt} über die experimentell erfaßten Flüsse von kurz- und langwelliger Strahlung nicht mehr möglich. Vielmehr muß T_{mrt} über geeignete Verfahren modelliert werden. Eine Möglichkeit dafür liegt in der Anwendung des Modells RayMan (Abb. IV.67), das am Meteorologischen Institut der Universität Freiburg entwickelt wurde (MATZARAKIS et al., 2000; MATZARAKIS und MAYER, 2000) und dessen Software frei verfügbar ist (<http://www.mif.uni-freiburg.de/rayman>). Über die sich so bildende Benutzergruppe läßt sich eine ständige Optimierung von Software und graphischer Bildschirm-Darstellung erzielen.

Der Kern von RayMan ist die Simulation der kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse nach der VDI-Richtlinie 3789 Blatt 1 (VDI, 1994). Dafür werden neben Angaben zu Datum und Zeit sowie geographischer Lage des Untersuchungsortes Informationen über Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Bedeckungsgrad des Himmels und Lufttrübung benötigt. Zusätzlich müssen die Albedo der Umschließungsflächen und ihre Raumwinkelanteile bekannt sein. Die Berechnung von T_{mrt} aus den modellierten Strahlungsflüssen berücksichtigt die Aufteilung der kurzwelligen Strahlungsflüsse nach direkter Sonnenstrahlung und diffuser Himmelsstrahlung (VDI, 1998). Durch die Einbeziehung von Daten für die

- meteorologischen Größen Lufttemperatur, Dampfdruck und Windgeschwindigkeit,

- personenbezogenen Parameter Körpergröße, Gewicht, Alter, Geschlecht, Wärmedurchgangswiderstand der Bekleidung und Aktivität

The screenshot shows the RayMan 1.2 software interface with the following sections:

- Datum und Zeit:** Datum (Tag.Monat.Jahr) 0.12.2000, Tag des Jahres 341, Ortszeit (h:mm) 15:54, Jetzt und heute button.
- Geographische Daten:** Ort dropdown (1st location - erster Ort), Ort hinzufügen and Ort entfernen buttons, Geogr. Länge (7°51' E), Geogr. Breite (48°0' N), Höhe (323 m über NN), Zeitzone (1.0 UTC + h).
- Aktuelle Daten:** Lufttemperatur Ta (20.0 °C), Dampfdruck VP (12.5 hPa), Rel. Luftfeuchtigkeit RH (53.5 %), Windgeschwindigkeit v (1.0 m/s), Bedeckungsgrad C (0 Achtel), Globalstrahlung G (W/m²), Mittl. Strahl.-temp. Tmrt (°C).
- Persönliche Daten:** Größe (1.75 m), Gewicht (75.0 kg), Alter (35 a), Geschlecht (m).
- Kleidung und Aktivität:** Kleidung (0.9 clo), Aktivität (80.0 W).
- Thermische Indizes:** PMV, PET, SET* checkboxes.
- Berechnung:** Neu berechnen, Hinzufügen buttons.
- Buttons:** Schließen button.

Abb. IV.67: Graphische Oberfläche der WINDOWS-Version des Modells RayMan

The screenshot shows the Edit topography - Topographie bearbeiten software interface with the following sections:

- Grid:** A 41x41 grid with axes labeled N, S, E, W. A red dot is at the center (1000.0, 1000.0, 0). A yellow dot is at the top-left corner (0, 0, 0). Grid dimensions are 0 m to 2000 m.
- Parameters:** Rasterweite (50 m), x-Richtung (W-E, # Spalten 41), y-Richtung (N-S, # Zeilen 41), Karte aktualisieren button.
- Standort:** x (m) 1000.0, y (m) 1000.0, z (m) 0.
- Bearbeitungspunkt:** y (m) 0, z (m) 0.
- Buttons:** Schnelleingabe, Schließen buttons.

Abb. IV.68: Graphische Oberfläche des Modells RayMan zur Eingabe von topographischen Daten

lassen sich über RayMan in der Version 1.2 auch die thermischen Indizes PMV, PET und SET* berechnen. Die meteorologischen Größen müssen in der erforderlichen räumlichen Auflösung über Simulationen mit einem geeigneten meso- bzw. mikroskaligen Modell bereitgestellt werden.

Ein zentrales Problem bei der Berechnung von T_{mrt} innerhalb von urbanen Strukturen besteht in der Quantifizierung der Abschirmung von direkter Sonnenstrahlung und diffuser Himmelsstrahlung durch Relief, Bebauung und Vegetation, d.h. in der exakten Ermittlung des aktuellen *sky view factors*. Zur Eingabe der dafür notwendigen Daten verfügt RayMan über verschiedene Optionen:

- Fenster zur Eingabe von topographischen Daten (Abb. IV.68),
- Fenster zur Eingabe von Daten über Horizonteinengungsobjekte (Abb. IV.69) in Form von Gebäuden (Abb. IV.70), Laubbäumen (Abb. IV.71) oder Nadelbäumen (Abb. IV.72),
- Fenster zum Einlesen von *Fish-eye* Aufnahmen oder freiem Zeichnen von Umgebung und urbanen Strukturen (Abb. IV.73)
- Fenster zum Einlesen von meteorologischen Daten.

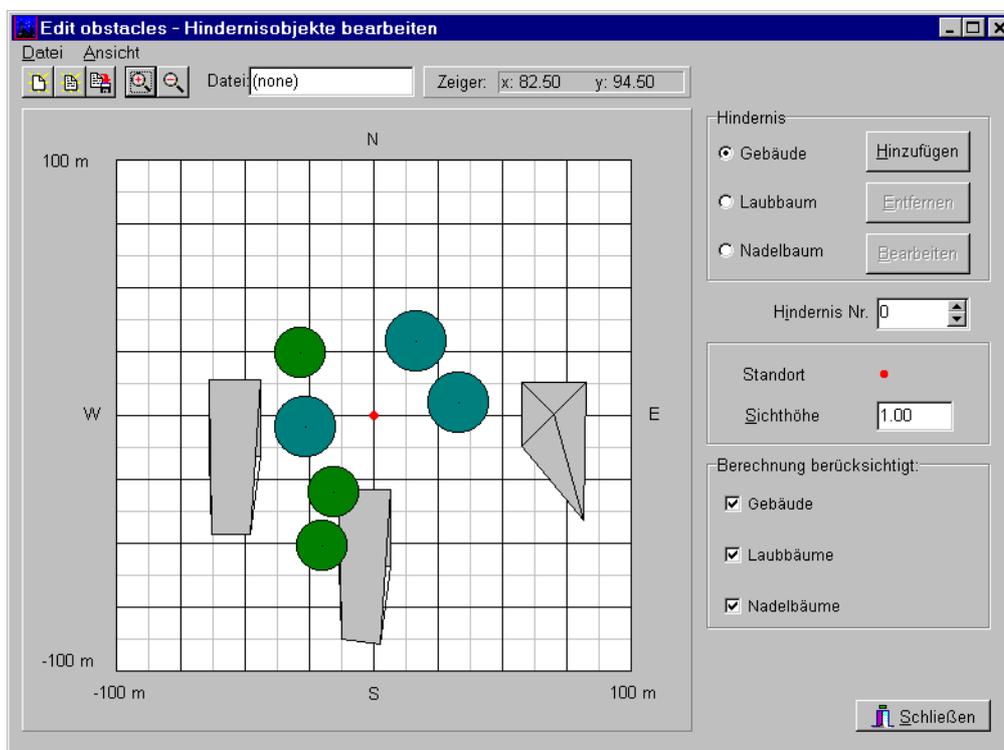


Abb. IV.69: Graphische Oberfläche des Modells RayMan zur Eingabe von Daten über Horizonteinengungsobjekte

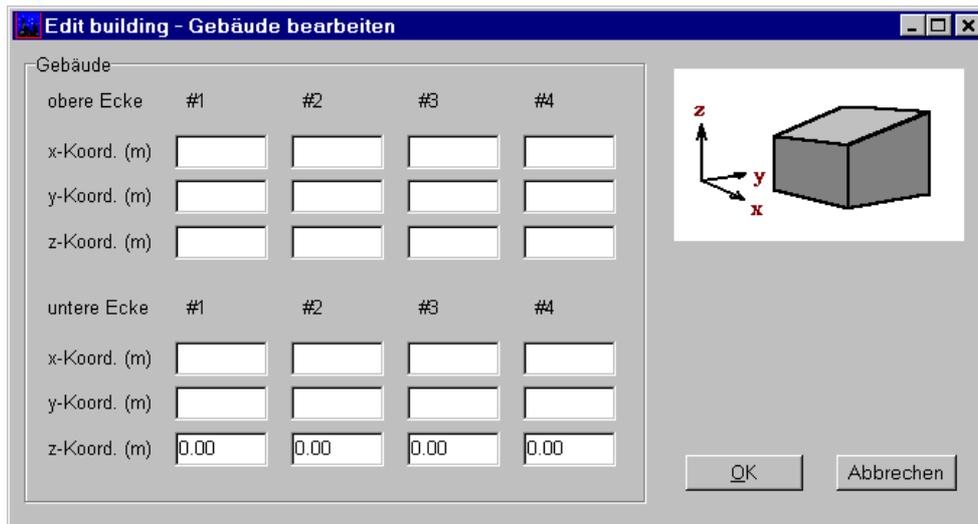


Abb. IV.70: Graphische Oberfläche des Modells RayMan zur Eingabe von Gebäudedaten (auch Approximation von Waldbeständen)

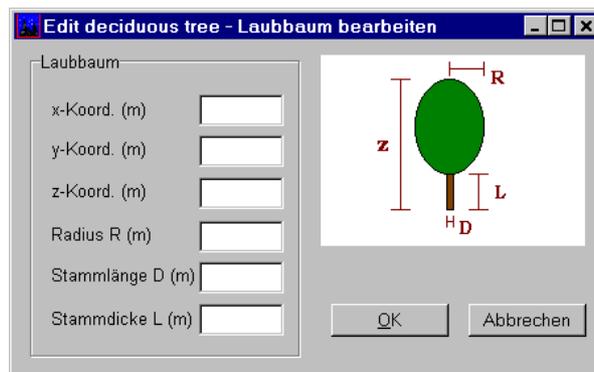


Abb. IV.71: Graphische Oberfläche des Modells RayMan zur Eingabe von Laubbaumdaten

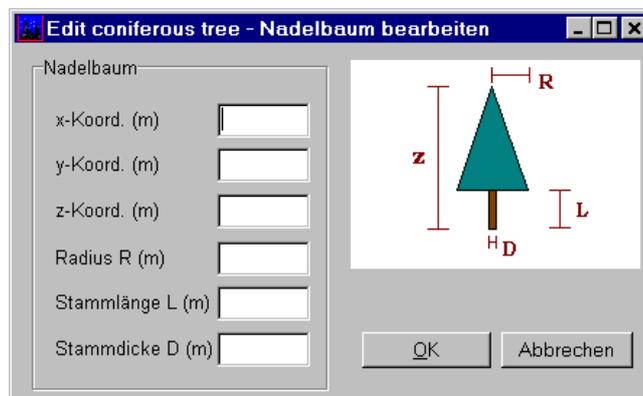


Abb. IV.72: Graphische Oberfläche des Modells RayMan zur Eingabe von Nadelbaumdaten

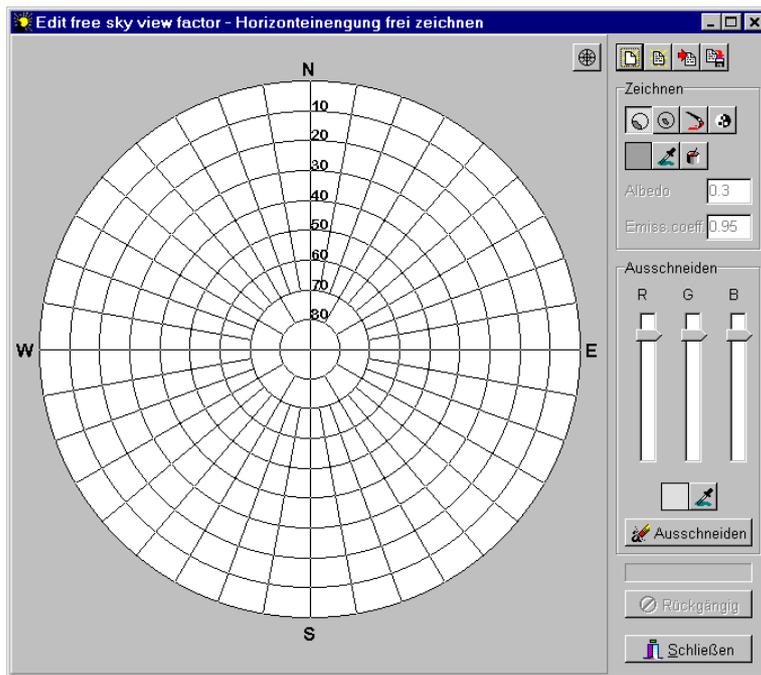


Abb. IV.73: Graphische Oberfläche des Modells RayMan zum Einlesen von *Fish-eye* Aufnahmen oder freiem Zeichnen von Umgebung und urbanen Strukturen

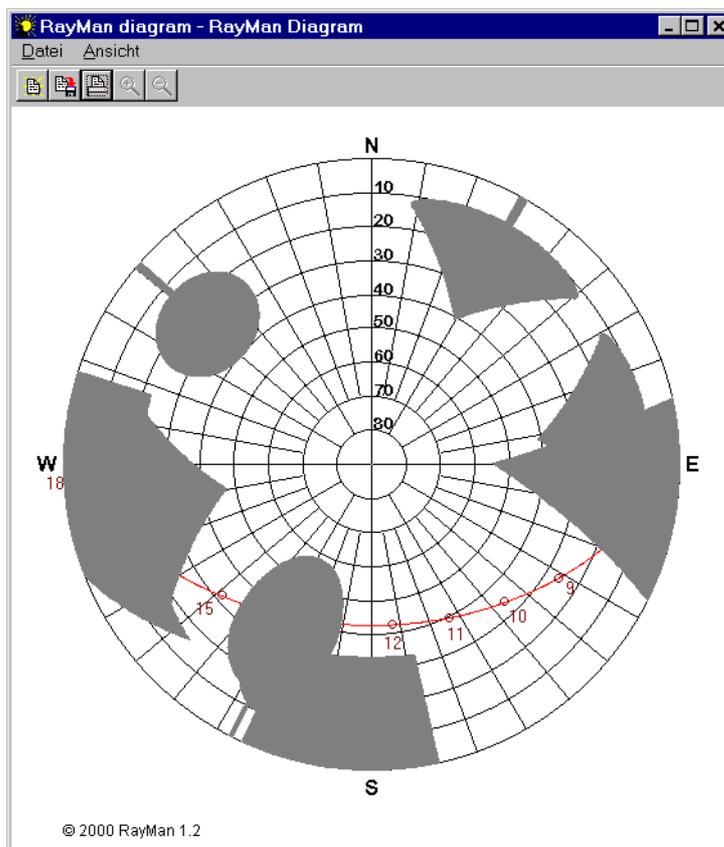


Abb. IV.74: Beispiel für Horizonteinengungen durch Gebäude und Bäume sowie Verlauf der Sonnenbahn für eine urbane Struktur in Freiburg am 19.7.1999

In der Abb. IV.74 ist als Teilergebnis der Anwendung von RayMan die Darstellung von Horizonteinstellungen durch Gebäude und Bäume sowie des Verlaufs der Sonnenbahn für eine urbane Struktur in Freiburg enthalten.

Die Ergebnisse der Simulation von T_{mrt} über RayMan konnten anhand von experimentell ermittelten T_{mrt} -Werten aus den Messungen am 19. Juli 1999 in Freiburg (Abschnitt IV.3.5) überprüft werden. Obwohl sie in einer vergleichsweise komplexen Stadtstruktur erfolgten, waren die Unterschiede zwischen den T_{mrt} -Werten aus RayMan und aus den Messungen in einem akzeptablen Bereich, der bei hohen T_{mrt} -Werten unterhalb von 5 °C lag (MATZARAKIS et al., 2000; MATZARAKIS und MAYER, 2000). Die hier aufgetretenen Abweichungen lassen sich reduzieren, wenn in den folgenden Versionen von RayMan die Strahlungsumsätze von vertikalen Flächen und damit zusammenhängende multiple Reflexionsprozesse exakter simuliert werden.

V LOKALE KALTLUFT

In Zusammenhang mit der thermischen Komponente des Stadtklimas ist auch auf das Phänomen „lokale Kaltluft“ einzugehen. Es hat in den verschiedenen Ebenen der Stadtplanung einen hohen Stellenwert, weil mit Kaltluft häufig eine Verbesserung der klimatischen Bedingungen in unterschiedlichen Räumen assoziiert wird (u.a. KRDL, 1993; KUTTLER, 1996, 1997; HELBIG et al., 1999), die sich in Klimafunktionskarten und darauf basierenden Karten mit Planungsempfehlungen niederschlagen (u.a. STOCK und BECKRÖGE, 1983; BECKRÖGE, 1990b; BECKRÖGE und JUNIUS, 1991; LHS DÜSSELDORF, 1995; VDI, 1997; LHS STUTTGART, 2000). Kaltluft wird aus Entstehungsgebieten über Flurwinde oder reliefbedingte lokale und regionale Zirkulationssysteme in Städte transportiert (u.a. KLÖPPEL, 1970; FIEDLER, 1983; GROSS, 1985, 1987a, 1987b; FREYTAG, 1987; HELDT und HÖSCHELE, 1989; BARLAG und KUTTLER, 1990/1991; BARLAG, 1993; KUTTLER et al., 1996, 1998; SCHÄDLER und LOHMEYER, 1996; DÜTEMEYER, 2000a, 2000b). Bei den reliefbedingten lokalen Zirkulationssystemen sind die Hangabwinde angesprochen; bei den reliefbedingten regionalen Zirkulationssystemen handelt es sich um die talauswärts gerichtete Bergwindkomponente. Ein Beispiel dafür stellt im Freiburger Raum der nächtliche „Höllentäler“ dar (u.a. GROSS, 1988; ERNST, 1995; BAUMBACH und VOGT, 1999).

Die Ursachen für die Produktion von Kaltluft und für Strömungssysteme, die Kaltluft transportieren, sind energetischer Art, wobei der Strahlungsbilanz eine fundamentale Bedeutung zukommt (u.a. HAUF und WITTE, 1985; NOPPEL, 1999). Für die Entstehung von Kaltluft sind Abkühlungsprozesse an der Erdoberfläche verantwortlich, so daß sich die Produktion von Kaltluft auf die Nachtstunden beschränkt. Sie hängt neben der Landnutzung vor allem von der Wetterlage ab, wobei windschwache Hochdruckwetterlagen mit geringem Wasserdampfgehalt der bodennahen Atmosphäre fast optimale Voraussetzungen darstellen. Innerhalb des Fachbereichs II „Umweltmeteorologie“ der Kommission Reinhaltung der Luft (KRdL) im VDI und DIN wird derzeit in einer Arbeitsgruppe unter der Leitung von Prof. Dr. W. Kuttler (Universität-Gesamthochschule Essen, Institut für Ökologie, Abt. Angewandte Klimatologie und Landschaftsökologie) eine VDI-Richtlinie (VDI 3787 Blatt 5) erarbeitet, in der alles Wichtige zu lokaler Kaltluft (u.a. Kaltluftentstehung, Kaltluftabfluß, Auswirkungen von Kaltluft, Sicherung von Kaltluftentstehung und -abfluß, Planungsrelevanz von Kaltluft, Forschungsbedarf) enthalten ist.

Damit der Zustrom von nächtlicher Kaltluft in Stadtgebiete gewährleistet ist, bedarf es stadtklimarelevanter Luftleitbahnen. Darunter versteht man Freiflächen, die aufgrund von niedri-

ger aerodynamischer Oberflächenrauigkeit den Transport von Luftmassen aus dem Umland in die Stadt nicht beeinträchtigen (MAYER et al., 1994). Prinzipiell lassen sich stadtklimarelevante Luftleitbahnen in Ventilationsbahnen und Durchlüftungsbahnen unterteilen. Als Ventilationsbahnen werden klimarelevante Luftleitbahnen mit unterschiedlichem thermischen und lufthygienischen Niveau bezeichnet, auf denen bei Schwachwindlagen lufthygienisch belastete oder unbelastete Luftmassen mit unterschiedlichen thermischen Eigenschaften in das Zielgebiet, hier die Stadt, transportiert werden. Im Unterschied dazu beziehen sich Durchlüftungsbahnen nicht auf austauscharme, sondern austauschreiche Wetterlagen, d.h. auf Situationen mit höheren Windgeschwindigkeiten.

Ventilationsbahnen können in Frischluftbahnen und Kaltluftbahnen untergliedert werden. Frischluftbahnen sind nach MATZARAKIS und MAYER (1992) klimarelevante Luftleitbahnen mit unterschiedlichem thermischen Niveau, aber ohne lufthygienische Belastung, auf denen bei Schwachwindlagen der Transport von lufthygienisch unbelasteten Luftmassen mit variablen thermischen Eigenschaften in das Zielgebiet erfolgt. Bei Kaltluftbahnen handelt es sich um klimarelevante Luftleitbahnen mit unterschiedlichem lufthygienischen Niveau, jedoch ohne thermische Belastung, auf denen bei Schwachwindlagen Luftmassen von differierendem lufthygienischen Niveau, die aber kühler als die Luft im Zielgebiet sind, in das Zielgebiet transportiert werden.

Beispiele für Ventilationsbahnen sind:

- Grünflächen mit niedriger Vegetation,
- Wasserflächen,
- sonstige Freiflächen,
- breite Straßen
- breite Gleisanlagen.

Davon zählen zu Frischluftbahnen:

- Grünflächen mit niedriger Vegetation,
- Wasserflächen,
- sonstige Freiflächen ohne Emissionen,
- breite Gleisanlagen mit eingesetzten Elektrolokomotiven.

Typische Kaltluftbahnen sind:

- Grünflächen mit niedriger Vegetation,
- Wasserflächen während des Tages,
- breite Gleisanlagen in der Nacht.

Zur Bestimmung von Lage und Kenngrößen klimarelevanter Luftleitbahnen lassen sich verschiedene Methoden anwenden (u.a. LETTAU, 1969; BÄCHLIN und PLATE, 1987; EICHHORN et al., 1988; EICHHORN, 1989; ARNFELD und MILLS, 1994; MAYER et al., 1994; BÄCHLIN und THEURER, 1995; RAFAILIDIS, 1997; CIONCO und ELLEFSEN, 1998; GRIMMOND et al., 1998; GRIMMOND und OKE, 1999; GROSS, 1999; VISSER, 2000):

- Modellrechnungen,
- Windkanaluntersuchungen (physikalische Modellierung),
- temporäre Messungen von Windgeschwindigkeit und Windrichtung im Freiland,
- Tracer-Experimente im Freiland,
- Kartierungen aufgrund von morphologischen Stadteigenschaften.

Über diese Methoden, von denen jede spezifische Eigenschaften aufweist (siehe MAYER et al., 1994), können meistens nur potentielle klimarelevante Luftleitbahnen in Stadtgebieten bestimmt werden. Inwieweit und wie häufig sie tatsächlich als Ventilationsbahnen oder Durchlüftungsbahnen wirken, hängt von der langfristigen Schwachwindrose bzw. Starkwindrose für das entsprechende Untersuchungsgebiet ab.

Das Phänomen von lokaler Kaltluft tritt aufgrund seiner Entstehung in den Nachtstunden in Städten mit gegebenen Strömungsbedingungen auf. Planungserheblich ist es, wenn eine planungsrelevante Häufigkeit erzielt wird, die von Jahreszeit und Wetterlage abhängt. Daneben sind Intensität, vertikale Mächtigkeit und Andauer der Kaltluft von Bedeutung. Bei positiver Beurteilung der mit Kaltluft verbundenen Eigenschaften wird eines von mehreren Planungszielen sein, den Kaltluftfluß nicht zu beeinträchtigen bzw. sogar zu fördern. Die Frage, wie groß die planungsrelevante Häufigkeit von Kaltluft konkret sein muß, damit sie als planungserheblich eingestuft werden kann, ist bisher noch nicht beantwortet. Eine einfache Lösung dieser Problematik wird es allerdings wegen ihrer Komplexität nicht geben.

Die Bewertung von lokaler Kaltluft hinsichtlich ihrer Auswirkungen auf Menschen in der Stadt muß sowohl die thermische als auch die lufthygienische Komponente berücksichtigen. Lokale Kaltluft tritt nicht auf, wenn in unserer Klimaregion die thermischen Belastungen für Menschen groß sind, d.h. im Sommerhalbjahr mittags und nachmittags. Durch Zufuhr von lokaler Kaltluft erniedrigt sich nachts die Lufttemperatur T_a in Stadtgebieten noch weiter als durch den unbeeinflussten T_a -Tagesgang angegeben wird; d.h. in Zeiten, in denen eine weitere Reduzierung von T_a nicht immer erforderlich ist. Der daraus entstehende Einfluß auf das thermische Bioklima von Menschen, die sich in dieser Zeit in der Stadt im Freien aufhalten, läßt sich über die Regressionsbeziehungen zwischen dem thermischen Index PET und T_a ab-

schätzen, die in den Unterkapiteln des Abschnitts IV.3 enthalten sind. Zu berücksichtigen ist hier jedoch, daß sich zur Nachtzeit in der Stadt deutlich weniger Menschen im Freien aufhalten als tagsüber. Damit wird dieser Abkühlungseffekt über die raumlüftungsbedingten Wechselwirkungen zwischen dem Außen- und Innenklima primär in geschlossenen Räumen wirksam, wo er jedoch nur bei Sommerhitze erwünscht ist.

Lokale Kaltluft zeichnet sich durch eine stabile Schichtung aus, deren Intensität im Umland von Städten sowie in innerstädtischen Grünflächen und Gebieten mit starker Durchgrünung (Flächen mit Einzel- und Reihenhausbauung) größer als in versiegelten Stadtbereichen bzw. im Stadtzentrum ist. Die thermische Schichtung innerhalb der *UCL* dieser Zonen läßt sich im Mittel als neutral bezeichnen, während sich darüber eine Inversion ausbildet (siehe Abschnitt III.2.7). Insgesamt stellen sich bei lokaler Kaltluft für luftverunreinigende Stoffe und Gerüche, die in der bodennahen Kaltluftschicht emittiert werden, ungünstige Ausbreitungsbedingungen ein, weil

- ihre vertikale Verdünnung stark eingeschränkt ist,
- die für die Ausbreitung maßgebliche Windgeschwindigkeit niedrig ist.

Dadurch muß bei Kaltluft mit erhöhten Konzentrationen von luftverunreinigenden Stoffen und Gerüchen gerechnet werden, die vor allem in urbanen Flächen mit Wohnbauung als belästigend empfunden werden. Problematisch ist dabei, daß von diesen Immissionen regelmäßig dieselben Orte betroffen sind.

Berücksichtigt man zusätzlich die größere Schallausbreitung bei stabiler Schichtung, weist lokale Kaltluft insgesamt keine positiv zu beurteilenden human-biometeorologischen Eigenschaften auf. Die Planungsbedeutsamkeit von lokaler Kaltluft kann daher nur darin gesehen werden, daß ihr Zufluß meistens mit dem Transport von Frischluft verbunden ist, für die in belasteten Stadtgebieten ein Bedarf besteht.

VI SCHUSSFOLGERUNGEN

In den vorangegangenen Abschnitten wurden Charakteristika der thermischen Komponente des Stadtklimas vor dem Hintergrund der Angewandten Stadtklimatologie diskutiert. Dabei standen weniger grundlegende physikalische Analysen als vielmehr Kennzeichen von Lufttemperatur und Strahlungsäquivalenttemperatur, hauptsächlich in der *UCL*, dem Lebensraum von Menschen in der Stadt im Freien, im Mittelpunkt. Dazu zählen die urbane Wärmeinsel und das urbane Wärmearchipel einschließlich ihrer räumlich-zeitlichen Variabilität und der sie beeinflussenden Faktoren. Über die human-biometeorologische Bewertung der thermischen Komponente des Stadtklimas wurde die wirkungsbezogene Verbindung zur Anwendung des Faktors „thermisches Klima“ in der Planung hergestellt. Grundlage dieser Untersuchungen waren Ergebnisse aus der umfangreichen Literatur zum Stadtklima sowie Daten aus geeigneten experimentellen Untersuchungen und Modellrechnungen. Für die planungsrelevante Verwendung von Ergebnissen zur thermischen Komponente des Stadtklimas haben sich synthetische Klimafunktionskarten und Bioklimakarten sowie darauf aufbauende Karten mit Planungshinweisen als sehr zweckmäßig erwiesen (u.a. SCHIRMER, 1983, 1988; STOCK und BECKRÖGE, 1983; BECKRÖGE, 1986, 1990a, 1990b; GRÄTZ et al., 1992, 1994; STOCK, 1992; BAUMÜLLER et al., 1993, 2000; JENDRITZKY et al., 2000, ELIASSON, 2000)

Aufgrund der vorhandenen Literatur zum Stadtklima sowie der Synthese in dieser Arbeit ist zu erörtern, ob und inwieweit in der Angewandten Stadtklimatologie noch offene Fragen zur thermischen Komponente des Stadtklimas bestehen. Dabei ist nicht zu berücksichtigen, daß es immer wieder routinemäßige Analysen geben wird, wie z.B. über die klimatischen Auswirkungen von Planungsvorhaben (kleinräumige Klimamanipulation in urbanen Strukturen) oder zur Wirksamkeit von Kaltluftabfluß. Fachtagungen und Statusberichte zum Stadtklima weisen jedoch darauf hin, daß trotz der Fülle von Untersuchungen zur thermischen Komponente des Stadtklimas weiterhin Forschungsdefizite bestehen. Dafür sind nicht nur die Entwicklung von globalem und regionalem Klima, weitere Landnutzungsänderungen im Zuge der Ausdehnung von Stadtflächen einschließlich der damit zusammenhängenden energetischen Konsequenzen und Verdichtungen des bestehenden städtischen Raums verantwortlich, sondern auch die zunehmende Globalisierung umweltmeteorologischer Probleme, zu denen das Stadtklima zählt. Davon sind insbesondere Siedlungsgebiete in Schwellen- und Entwicklungsländern betroffen. So ist z.B. langfristig damit zu rechnen, daß die Intensität der urbanen Wärmeinsel in den Super- und Megacities dieser Länder aufgrund der raschen Zunahme der Stadtbevölkerung

ansteigt. Infolge der über Klimamodelle prognostizierten Erwärmung wird das thermische Niveau in urbanen Ballungsgebieten noch weiter ansteigen (u.a. GROSS, 1996, 1997) was u.a. vor allem in Städten im tropischen und subtropischen Bereich zu einem erhöhten Energieaufwand für die Raumklimatisierung führt. Daraus resultiert u.a. eine höhere CO₂-Emission, die jedoch im Rahmen städtischer Klimaschutzkonzepte zu vermeiden sind. Damit ist auch angedeutet, daß die thermische Komponente des Stadtklimas Verbindungen zur luft-hygienischen Komponente hat. Sie betreffen vor allem die Emission von klimarelevanten Spurenstoffen und sonstigen Luftverunreinigungen, die bei Verbrennungsprozessen freigesetzt und in der Stadt über den turbulenten Luftmassenaustausch verbreitet und verdünnt werden. Er wird maßgeblich von der thermischen Schichtung in der urbanen Grenzschicht beeinflusst.

Neben diesen mehr grundsätzlichen Problemen des Stadtklimas gibt es aber auch eine Reihe von konkreten Fragestellungen von unterschiedlicher räumlich-zeitlicher Auflösung, die Bezüge zur thermischen Komponente des Stadtklimas aufweisen und für die Lösungen erforderlich sind. Nachfolgend sind einige zusammengestellt (u.a. OKE, 1986; GIVONI, 1989; MATZARAKIS et al., 1998a, 1998b; MAYER, 2000):

- Gibt es eine optimale Dichte bzw. optimale Gestaltung urbaner Räume, ohne daß negative Auswirkungen auf Menschen eintreten ? Wie läßt sich hier die Abhängigkeit von der Klimazone charakterisieren ?
- Wie kann der steigende Energieverbrauch in urbanen Räumen durch klimarelevante Planungsmaßnahmen reduziert werden ?
- In welcher Weise lassen sich negative Auswirkungen des zusätzlichen Treibhauseffekts in urbanen Räumen durch planerische Vorgaben minimieren ?
- Wie ist die anthropogene Wärmezufuhr in Städten unter konkurrierenden Zielvorstellungen global zu beurteilen ? Welches Ausmaß nimmt ihr jahreszeitlich variabler Beitrag zur urbanen Wärmeinsel bzw. zum urbanen Wärmearchipel an ?
- Wie groß ist global der Anteil von variablem Wasserdampfgehalt der Atmosphäre an der Intensität von urbaner Wärmeinsel und urbanem Wärmearchipel ? Erste Ergebnisse aus tropischen Städten weisen unter Berücksichtigung der Resultate von Städten in Nordamerika und Europa auf eine negative Korrelation hin.

- Welche ganzjährigen Wirkungen haben kleinräumige Klimamanipulationen in urbanen Räumen durch das Anpflanzen von Straßenbäumen ? Wie intensiv sind sie ? Wie weit reichen sie ?
- Welche horizontalen und vertikalen Reichweiten weisen verschiedene urbane Oberflächenbedeckungsarten in Bezug auf die thermische Komponente des Stadtklimas auf ?
- Über welche horizontale Distanz erstrecken sich thermische Übergangszonen zwischen verschiedenen urbanen Mikroklimaten in verschiedenen Höhen über Grund ? Welche Abhängigkeiten bestehen zur räumlichen Ausdehnung und Form der zugrundeliegenden Oberflächenbedeckungsarten ?
- Welche Flächengröße und Form muß eine urbane Oberflächenbedeckungsart einnehmen, damit sie ein eigenes Mikroklima aufweist ? Wodurch ist es charakterisiert ?
- Wie läßt sich insbesondere die thermische Wirkung von innerstädtischen Vegetationsformen (u.a. Straßenbegleitgrün, Parks, Waldbestände, Dachbegrünung, Fassadenbegrünung), Wasserflächen und bewässerten Flächen, denen Klimameliorationseffekte zugeschrieben werden, räumlich-zeitlich quantifizieren ?
- Wie können Klimatope in Klimafunktionskarten thermisch quantifiziert werden ? Reichen dazu die Ansätze von STOCK (1992) und GROSS et al. (1998) aus ?
- Wie werden der Luftmassenaustausch in der Stadt sowie die damit zusammenhängende thermische und dynamische Turbulenz durch Planungsmaßnahmen in verschiedenen Ebenen verändert ?
- Wie läßt sich die Turbulenz in Modellen für komplexe heterogene Stadtstrukturen in verschiedenen Skalenebenen parametrisieren ?
- Wie lassen sich verschiedene Stufen der thermischen Belastung von Menschen klimazonen- und adaptionsgerecht klassifizieren ?
- Kann die human-biometeorologische Bewertung von thermischer und lufthygienischer Komponente des Stadtklimas sinnvoll zusammengefaßt werden, damit für Planer eine integrale, abgestufte Beurteilungsmöglichkeit von urbanen Strukturen bzw. Nutzungen gegeben ist ?
- Wie sollte eine Stadt in Bezug auf die thermische Komponente des Stadtklimas aufgebaut sein, um dem *idealen Stadtklima* nach der Definition im Abschnitt II.2 nahezukommen ?

- Welche Anforderungen sind an Testdatensätze zur thermischen Komponente des Stadtklimas zu stellen, die zur Validierung von Modellen verwendet werden können ?
- Welche Qualitätskontrollen existieren für Untersuchungen zur thermischen Komponente des Stadtklimas ?

Es ist sicherlich nicht schwierig, auf diese Fragestellungen qualitative Antworten zu finden. Aber sie werden für Entscheidungsprozesse, z.B. in der Stadtplanung, nicht benötigt. Erforderlich sind fundierte quantitative Angaben, zu deren Ermittlung das bisherige stadtklimatische Untersuchungsinstrumentarium einzusetzen ist, das gegebenenfalls durch neue verfeinerte Untersuchungsmethoden ergänzt werden muß. Dabei zeigt sich schon jetzt, daß validierte Modelle (u.a. BÄCHLIN und PLATE, 1987; GROSS et al., 1987; BÄCHLIN et al., 1992; BÄCHLIN und THEURER, 1995; GROSS, 1999; BRECHLING, 1999; BRUSE und FLEER, 1998; BRUSE, 1999, 2000) sehr effektive Methoden zur Beantwortung vieler dieser Fragestellungen sind. Aufgrund von systemeigenen Beschränkungen und Anwendungsgrenzen wird es aber notwendig sein, auch andere Untersuchungsmethoden miteinzubeziehen. Erst durch die Verknüpfung der Ergebnisse von Freilanduntersuchungen, Windkanalexperimenten und numerischen Simulationen kann es gelingen, das breite Spektrum von Zuständen und Prozessen der thermischen Komponente des Stadtklimas in verschiedenen räumlich-zeitlichen Ebenen zu quantifizieren.

LITERATURVERZEICHNIS

- Ackerman, B., 1987: Climatology of Chicago Area urban-rural differences in humidity. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **26**, 427-430.
- Adebayo, Y.R., 1991a: Heat island development in a humid tropical city and its relationship with potential evaporation. *Theor. Appl. Climatol.* **43**, 137-147.
- Adebayo, Y.R., 1991b: Day-time effects of urbanization on relative humidity and vapour pressure in a tropical city. *Theor. Appl. Climatol.* **43**, 17-30.
- Ahrens, D., 1981: Untersuchungen über die Wärmeinsel und die Mischungsschicht einer Großstadt. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, **29**, 29-36.
- Ali, S.A., 1999: Some peculiar features of the urban climate of Addis Ababa. *Proc. 15th Int. Congr. Biometeorol. & Int. Conf. Urban Climate, Sydney, ICUC6.3*, 1-6.
- Aono, Y., 1997: Assessment of urban warming using plant phenology. *Proc. Int. Symp. Monitor. Managem. Urban Heat Island, Fujisawa*, 111-123.
- Arnfield, A.J.; Mills, G.M., 1994: An analysis of the circulation characteristics and energy budget of a dry, asymmetric, east-west urban canyon. I. Circulation characteristics. *Int. J. Climatol.* **14**, 119-134.
- Asaeda, T.; Ca, V.T.; Wake, A., 1996: Heat storage of pavement and its effect on the lower atmosphere. *Atmospheric Environment* **30**, 413-427.
- Asaeda, T.; Fujino, T.; Arnfield, S.W., 2000: Effects of a drainage flow from surrounding mountains on an urban heat island of a city located at the bottom of a basin. *Prepr. Third Symposium on the Urban Environment, Aug. 2000, Davis, AMS*, 82-83.
- Atwater, M.A., 1972: Thermal effects of urbanization and industrialization in the boundary layer: a numerical study. *Boundary-Layer Meteorology* **3**, 229-245.
- Avissar, R., 1996: Potential effects of vegetation on the urban thermal environment. *Atmospheric Environment* **30**, 437-448.
- Bächlin, W.; Plate, E.J., 1987: Windkanalsimulation von Ausbreitungsvorgängen in bebauten Gebieten. *Dechema-Monographien Band 107, VCH Verlagsgesellschaft*.
- Bächlin, W.; Theurer, W., 1995: Der Einsatz von Windkanälen bei Umweltfragen. *Staub - Reinhaltung der Luft* **55**, 383-388.
- Bächlin, W.; Theurer, W.; Plate, E.J., 1992: Dispersion of gases released near the ground in built up areas: Experimental results compared to simple numerical modelling. *J. Wind Engin. Industr. Aerodyn.* **41-44**, 2721-2732.
- Bai, Y.; Kubo, S., 2000: Measuring and monitoring urban heat islands in the developing countries: the case studies of Shanghai and Bangkok. *Prepr. Third Symposium on the Urban Environment, Aug. 2000, Davis, AMS*, 117-118.
- Balling, R.C.; Cerverny, R.S., 1987: Long-term associations between wind speeds and the urban heat island of Phoenix, Arizona. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **26**, 712-716.
- Barlag, A.-B., 1993: Planungsrelevante Klimaanalyse einer Industriestadt in Tallage – dargestellt am Beispiel der Stadt Stolberg (Rhld.). *Essener Ökologische Schriften Band 1*.
- Barlag, A.-B.; Kuttler, W., 1990/1991: The significance of country breezes for urban planning. *Energy and Buildings* **15-16**, 291-297.
- Barradas, V.L.; Tejada-Martinez, A.; Jauregui, E., 1999: Energy balances measurements in a suburban vegetated area in Mexico-City. *Atmospheric Environment* **33**, 4109-4113.

- Barring, L.; Mattsson, J.O.; Lindquist, S., 1985: Canyon geometry, street temperatures and urban heat island in Malmö, Sweden. *J. Climatol.* **5**, 333-444.
- Barton, M.; Oke T.R., 2000: Tests of the performance of an algorithmic scheme of the hourly urban heat island. Prepr. Third Symposium on the Urban Environment, Aug. 2000, Davis, AMS, 80-81.
- Bassuk, N.; Whitlow, T., 1987: Environmental stress in street trees. *Acta Hortic.* No. 195, 49-57.
- Bauer, B., 1999: Mikrometeorologische Analyse und Bewertung kleinräumiger Stadtstrukturen. UFZ-Bericht Nr. 3.
- Bauer, B.; Breuste, J.; Matzarakis, A.; Mayer, H., 2000: Micro-meteorological measurements in small urban structures. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 47-52.
- Baumbach, G.; Vogt, U., 1999: Experimental determination of the effect of mountain-valley breeze circulation on air pollution in the vicinity of Freiburg. *Atmospheric Environment* **33**, 4019-4027.
- Baumbach, G.; Baumann, K.; Grauer, A.; Semmler, R.; Steisslinger, B.; Wanner, H.; Künzle, Th.; Neu, U., 1993: A tethersonde measuring system for detection of O₃, NO₂, hydrocarbon concentrations, and meteorological parameters in the lower planetary boundary layer. *Meteorol. Zeitschrift, N.F.* **2**, 178-188.
- Baumgartner, A., 1952: Zur Phänologie von Laubhölzern und ihre Anwendung bei lokalklimatischen Untersuchungen. Ber. DWD US-Zone Nr. 42.
- Baumgartner, A.; Mayer, H.; Noack, E.-M., 1985: STADTKLIMA BAYERN - Abschlußbericht zum Teilprogramm „Thermalkartierungen“. Bayer. Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen, Reihe Materialien Nr. 39.
- Baumgartner, A.; Mayer, H.; Bründl, W.; Noack, E.-M., 1982: STADTKLIMA BAYERN – Daten aus dem Meßnetz „Bodenniveau“ in München vom 1.1.1982 bis zum 30.6.1982. Lehrst. Bioklimat. Angew. Meteorol. Univ. München.
- Baumgartner, A.; Mayer, H.; Bründl, W.; Kotz, A.; Modlinger, U.; Noack, E.-M., 1984: STADTKLIMA BAYERN – Kurzmitteilung Nr. 8. Lehrst. Bioklimat. Angew. Meteorol. Univ. München.
- Baumüller, J., 1999: Zur Methodik stadtklimatischer Messungen. *Wiss. Mitt. Inst. Meteor. Univ. Leipzig u. Inst. Troposphärenforsch. Leipzig*, Band 13, 77-92.
- Baumüller, J.; Hoffmann, U.; Reuter, U., 1993: Städtebauliche Klimafibel. Hinweise für die Bauleitplanung Folge 2. Stuttgart, Wirtschaftsministerium Baden-Württemberg.
- Baumüller, J.; Hoffmann, U.; Reuter, U., 2000: The project „Urban Climate 21 – Stuttgart“ – basic materials for urban planning „Stuttgart 21“. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 551-555.
- Becker, P.; Erhart, D.W.; Smith, A.P., 1989: Analysis of forest light environments. Part 1: Computerized estimation of solar radiation from hemispherical canopy photographs. *Agric. Forest Meteorol.* **44**, 217-232.

- Beckröge, W., 1986: Neue Ergebnisse zu stadtklimatologischen Untersuchungen im Ruhrgebiet und ihre Anwendung in der Planung. *Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München* Nr. 53, 66-93.
- Beckröge, W., 1990a: Dreidimensionaler Aufbau der städtischen Wärmeinsel am Beispiel der Stadt Dortmund. *Diss. Univ. Bochum*.
- Beckröge, W., 1990b: Klimakarten in der Stadtplanung. *Schriftenreihe der Kommission Reinhaltung der Luft im VDI und DIN*, Band 15, 105-117.
- Beckröge, W.; Junius, H., 1991: Klimatologische Begutachtung bestimmter stadtplanerischer Untersuchungsbereiche im Dortmunder Südwesten unter Einsatz eines Geo-Informationssystems. *Vermessungswesen und Raumordnung* **53**, 140-160.
- Benjamin, M.T.; Winer, A.M., 1998: Estimating the ozone-forming potential of urban trees and shrubs. *Atmospheric Environment* **32**, 53-68.
- Bernhofer, C., 1984: Jahreszeitliche und tägliche Variationen einer städtischen Wärmeinsel auf Grund von Topographie und Windverhältnissen. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, **34**, 121-139.
- Bernatzky, A., 1982: The contribution of trees and green spaces to a town climate. *Energy and Buildings* **4**, 301-310.
- Blazek, R.; Nagel, T.; Schädler, G.; Bächlin, W.; Lohmeyer, A., 1998: Kleinskalige klimatisch-lufthygienische Untersuchungen für das Gebiet A der Planung „STUTTGART 21“ – Bebauungsplan und neuer Bahnhof. In: *Untersuchungen zur Umwelt „Stuttgart 21“* (Hrsg.: Landeshauptstadt Stuttgart), Heft 13.
- Blüthgen, J.; Weischet, W., 1980: *Allgemeine Klimageographie*. Berlin, Walter de Gruyter.
- Böhm, R., 1979: Stadtentwicklung und Trend der Wärmeinselintensität. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, **27**, 31-46.
- Böhm, R., 1998: Urban bias in temperature time series - a case study for the City of Vienna, Austria. *Climatic Change* **38**, 113-128.
- Böhm, R.; Gabl, K., 1978: Die Wärmeinsel einer Großstadt in Abhängigkeit von verschiedenen meteorologischen Parametern. *Arch. Met. Geophys. Bioklim., Ser. B*, **26**, 219-237.
- Boo, K.-O.; Oh, S.-N., 2000: The characteristics of air temperature distribution in Seoul, Korea using automatic weather station data, 1999. *Prepr. Third Symposium on the Urban Environment*, Aug. 2000, Davis, AMS, 129-130.
- Bornstein, R.D., 1968: Observation of the urban heat island effect in New York City. *J. Appl. Meteorol.* **7**, 575-582.
- Bornstein, R.D., 1986: Urban climate models: nature, limitations and applications. *WMO – N. 652*, 237-276.
- Bornstein, R.; Lin, Q., 2000: Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three case studies. *Atmospheric Environment* **34**, 507-516.
- Brechling, J., 1999: Modellierung des Stadtklimas im Windkanal – Möglichkeiten und Grenzen. *Wiss. Mitt. Inst. Meteor. Univ. Leipzig u. Inst. Troposphärenforsch. Leipzig*, Band 13, 11-24.
- Bründl, W.; Höpfe, P., 1984: Advantages and disadvantages of the urban heat island – an evaluation according to the hygro-thermic effects. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, **35**, 55-66.

- Bründl, W.; Mayer, H.; Baumgartner, A., 1987: STADTKLIMA BAYERN - Abschlußbericht zum Teilprogramm „Klimamessungen München“. Bayer. Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen, Reihe Materialien Nr. 43.
- Bruse, M., 1999: Die Auswirkungen kleinskaliger Umweltgestaltung auf das Mikroklima. Entwicklung des prognostischen numerischen Modells ENVI-met zur Simulation der Wind-, Temperatur- und Feuchteverteilung in städtischen Strukturen. Diss. Univ. Bochum.
- Bruse, M., 2000: Simulating microscale interactions in complex terrain with a high resolution numerical model: a case study for the sydney CBD area. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 425-430.
- Bruse, M., Fler, H., 1998: Simulating surface-plant-air interactions inside urban environments with a three dimensional numerical model. *Environmental Software and Modelling* **13**, 373-384.
- Capelle, W., 1955: *Hippokrates - Fünf auserlesene Schriften*. Zürich, Artemis-Verlag.
- Cayan, D.R.; Douglas, A.V., 1984: Urban influences on surface temperatures in the Southwestern United States during recent decades. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **23**, 1520-1530.
- Chambers, F.B.; Brazel, A.J., 2000: Heating and cooling in Colorado mining towns. Prepr. Third Symposium on the Urban Environment, Aug. 2000, Davis, AMS, 119-120.
- Chandler, T.J., 1965: *The climate of London*. London, Hutchinson.
- Chandler, T.J., 1967: Absolute and relative humidities in towns. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **48**, 394-399.
- Chandler, T.J., 1970: Selected bibliography on urban climate. Tech. Note No. 155, WMO No. 276.
- Chandler, T.J., 1976: Urban climatology and its relevance to urban design. Tech. Note No. 149, WMO No. 438.
- Changnon, S.A. (Hrsg.), 1981: *Metromex: a review and summary*. AMS Meteorological Monographs No. 18.
- Cionco, R.M.; Ellefsen, R., 1998: High resolution urban morphology data for urban wind flow modeling. *Atmospheric Environment* **32**, 7-17.
- Clarke, J.F., 1969: Nocturnal urban boundary layer over Cincinnati, Ohio. *Monthly Weather Review* **97**, 582-589.
- Cleugh, H.A.; Oke, T.R., 1986: Suburban-rural energy balance comparisons in summer for Vancouver, B.C.. *Boundary-Layer Meteorology* **36**, 351-369.
- Colacino, M.; Lavagnini, A., 1982: Evidence of the urban heat island in Rome by climatological analyses. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, **31**, 87-97.
- Coulter, R.L.; Kallistratova, M.A., 1999: The role of acoustic sounding in a high-technology era. *Meteorol. Atmos. Phys.* **71**, 3-13.
- Dabberdt, W.F.; Davis, P.A., 1978: Determination of energetic characteristics of urban-rural surfaces in the greater St. Louis area. *Boundary-Layer Meteorology* **14**, 105-121.
- Danzeisen, H.H., 1983: Experimentelle Untersuchung bodennaher Lufttemperatur- und Feuchteverteilungen in Stadtgebieten mit Hilfe eines Meßwagens. *Beitr. Landespflege Rheinland-Pfalz* **9**, 7-34.

- de Dear, R.; Pickup, J., 2000: An outdoor thermal environment index (OUT_SET*) – applications. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 285-290.
- Delage, Y.; Taylor, P.A., 1970: Numerical studies of heat island circulations. *Boundary-Layer Meteorology* **1**, 201-226.
- Deosthali, V., 2000: Impact of rapid urban growth on heat and moisture islands in Pune City, India. *Atmospheric Environment* **34**, 2745-2754.
- Dohrn, R.; Raschke, E.; Bujnoch, A.; Warmbier, G., 1982: Inversion structure heights above the City of Cologne (Germany) and a rural station nearby as measured with two sodars. *Meteorol. Rdsch.* **35**, 133-144.
- Draxler, R.R., 1986: Simulated and observed influence of the nocturnal urban heat island on the local wind field. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **25**, 1125-1133.
- Duckworth, F.S.; Sandberg, J.S., 1954: The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients. *Bull. Amer. Met. Soc.* **35**, 198-207.
- Dütemeyer, D., 2000a: Urban-orographische Bodenwindssysteme in der städtischen Peripherie Kölns. *Essener Ökologische Schriften Band 12*.
- Dütemeyer, D., 2000b: An empirical method for estimating the spatial range and windspeed of country breezes using horizontal temperature gradients. *Prepr. Third Symposium on the Urban Environment, Aug. 2000, Davis, AMS*, 84-85.
- Eichhorn, J., 1989: Dreidimensionale Stadtklima-Modelle. *Mitt. DMG* 1/89, 32-39.
- Eichhorn, J.; Schrodin, R.; Zdunkowski, W., 1988: Three-dimensional simulations of the urban climate. *Beitr. Phys. Atmosph.* **61**, 187-203.
- Eliasson, I., 1990/1991: Urban geometry, surface temperature and air temperature. *Energy and Buildings* **15/16**, 141-145.
- Eliasson, I., 1992: Infrared thermography and urban temperature patterns. *Int. J. Remote Sensing* **13**, 869-879.
- Eliasson, I., 1996: Urban nocturnal temperatures, street geometry and land use. *Atmospheric Environment* **30**, 379-392.
- Eliasson, I., 2000: The use of climate knowledge in urban planning. *Landscape and Urban Planning* **48**, 31-44.
- Eliasson, I.; Holmer, B., 1990: Urban heat island circulation in Göteborg, Sweden. *Theor. Appl. Climatol.* **42**, 187-196.
- Eliasson, I.; Upmanis, H., 2000: Nocturnal airflow from urban parks-implications for city ventilation. *Theor. Appl. Climatol.* **66**, 95-107.
- Engelbart, D.; Steinhagen, H.; Görsdorf, U.; Neisser, J.; Kirtzel, H.J.; Peters, G., 1999: First results of measurements with a newly-designed phased-array sodar with RASS. *Meteorol. Atmos. Phys.* **71**, 61-68.
- Eriksen, W., 1976: Die städtische Wärmeinsel. *Geogr. Rdsch.* **28**, 368-373.
- Ernst, S., 1995: Tagesperiodische Windsysteme und Belüftungsverhältnisse in Freiburg i. Br. Planungsrelevante Aspekte eines Bergwindsystems. *Freiburger Geographische Hefte* 49.
- Fanger, P. O., 1972: *Thermal comfort*. New York, McGraw Hill.

- Federer, C.A., 1971: Effects of trees in modifying urban microclimate. In: *Trees and Forests in an Urbanizing Environment* (ed. by Cooperative Extension Service), Univ. Massachusetts, 11-15.
- Feigenwinter, C., 2000: The vertical structure of turbulence above an urban canopy. *stratus* Nr. 7.
- Feigenwinter, C.; Vogt, R.; Parlow, E., 1999: Vertical structure of selected turbulence characteristics above an urban canopy. *Theor. Appl. Climatol.* **62**, 51-63.
- Feng, J.Z.; Petzold, D.E., 1988: Temperature trends through urbanization in metropolitan Washington, D.C., 1945-1979. *Meteorol. Atmos. Phys.* **38**, 195-201.
- Fezer, F., 1975: Lokalklimatische Interpretation von Thermalluftbildern. *BuL* **4**, 152-158.
- Fezer, F., 1982: Bewertung regionaler Grünzüge durch Fernerkundung. *Beitr. Akad. Raumforsch. Landesplan.* Nr. 62, 39-47.
- Fezer, F., 1995: *Das Klima der Städte*. Gotha, Justus Perthes Verlag.
- Fiedler, F., 1979a: Die Stadt als meteorologisches Problem. *Promet* 4'79, 1-2.
- Fiedler, F., 1979b: Modifikation der Luftfeuchte in einem Stadtgebiet. *Promet* 4'79, 12-16.
- Fiedler, F., 1983: Einige Charakteristika der Strömung im Oberrheingraben. *Wiss. Bet. Meteor. Inst. Univ. Karlsruhe* Nr. 4, 113-123.
- Figuerola, P.I.; Mazzeo, N.A., 1998: Urban-rural temperature differences in Buenos Aires. *Int. J. Climatol.* **18**, 1709-1723.
- Foken, T., 1990: Turbulenter Energieaustausch zwischen Atmosphäre und Unterlage. *Ber. DWD* Nr. 180.
- Foken, T.; Wichura, B., 1995: Quality of surface-based flux measurements. *Agric. Forest Meteorol.* **78**, 83-105.
- Freytag, C., 1987: Results from the MERKUR-experiment: mass budget and vertical motions in a large valley during mountain and valley wind. *Meteorol. Atmos. Phys.* **37**, 129-140.
- Fukuoka, Y., 1983: Physical climatological discussion on causal factors of urban temperature. *Memoirs Faculty Integrated Arts and Sciences, Hiroshima University*, No. 8, 157-178.
- Gallo, K.P.; Owen, T.W., 2000: Seasonal trends in urban and rural temperatures of twenty-eight cities within the United States. *Prepr. Third Symposium on the Urban Environment*, Aug. 2000, Davis, AMS, 78-79.
- Gallo, K.P.; McNab, A.L.; Karl, T.R.; Brown, J.F.; Hood, J.J.; Tarpley, J.D., 1993: The use of NOAA AVHRR data for assessment of the urban heat island effect. *J. Appl. Meteorol.* **32**, 899-908.
- Garstang, M.; Tyson, P.D.; Emmit, G.D., 1975: The structure of heat islands. *Rev. Geophys. Space Phys.* **13**, 139-165.
- Gehrke, A.; Nübler, W.; Weischet, W., 1977: Oberflächen- und Lufttemperatur in Abhängigkeit von der Baukörperstruktur (Beispiel Freiburg i. Br.). *Annal. Meteorol.* Nr. 12, 193-196.
- Gertis, K.; Hauser, G.; Rath, J., 1983: Besonnungs- und Temperaturverhältnisse in Innenhöfen. *Bauphysik* **5**, 157-168.
- Givoni, B., 1989: *Urban design in different climates*. WMO/TD-No. 346.

- Godowitch, J.M.; Ching, J.K.S.; Clarke, J.F., 1985: Evolution of the nocturnal inversion layer at an urban and nonurban location. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **24**, 791-804.
- Godowitch, J.M.; Ching, J.K.S.; Clarke, J.F., 1987: Spatial variation of the evolution and structure of the urban boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology* **49**, 249-272.
- Gödde, M.; Wittig, R., 1983: A preliminary attempt at a thermal division of the town of Münster (north Rhine-Westphalia, West Germany) on a floral and vegetation basis. *Urban Ecology* **7**, 255-262.
- Goh, K.C.; Chang, C.H., 1999: The relationship between height to width ratios and the heat island intensity at 22:00 h for Singapore. *Int. J. Climatol.* **19**, 1011-1023.
- Goldreich, Y., 1974: Observation on the urban humidity island in Johannesburg. *Israel J. Earth Sciences* **23**, 39-46.
- Goldreich, Y., 1984: Urban topoclimatology. *Progr. Phys. Geogr.* **8**, 336-364.
- Goldreich, Y., 1985: The structure of the ground-level heat island in a central business district. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **24**, 1237-1244.
- Goldreich, Y., 1995: Urban climate studies in Israel: a review. *Atmospheric Environment* **29**, 467-478.
- Goldreich, Y.; Surridge, A.D., 1988: A case study of low level country breeze and inversion heights in the Johannesburg area. *J. Climatol.* **8**, 55-66.
- Goldreich, Y.; Tyson, P.D.; von Gogh, R.G.; Venter, G.P.N., 1981: Enhancement and suppression of urban heat plumes over Johannesburg. *Boundary-Layer Meteorology* **21**, 115-126.
- Goßmann, H., 1982: Grundlegende Probleme der Thermalbildauswertung über Landflächen. *Beitr. Akad. Raumforsch. Landesplan.* Nr. 62, 5-22.
- Goßmann, H., 1987: Thermalbilder und Oberflächentemperaturen. *Geomethodica* **12**, BGC 12, 117-149.
- Goßmann, H., 1991: Die Nutzung Geographischer Informationssysteme in der Angewandten Klimatologie. *GIS* **4**, 3-7.
- Grätz, A.; Jendritzky, G.; Sievers, U., 1992: The urban bioclimate model of the Deutscher Wetterdienst. *Wiss. Ber. Inst. Meteor. Klimaforsch. Univ. Karlsruhe* Nr. 16, 96-105.
- Grätz, A.; Jendritzky, G.; Schmidt, J.; Brass, S., 1994: Stadtökologie. *Die Bauverwaltung* **3/94**, 122-126.
- Green, G.D.; Skindlov, J.A.; Butzke, K., 2000: Urbanization and its effect on temperature in Phoenix Arizona. *Prepr. Third Symposium on the Urban Environment, Aug. 2000, Davis, AMS*, 121-122.
- Grimmond, C.S.B., 1992: The suburban energy balance: methodological considerations and results for a mid-latitude west coast city under winter and spring conditions. *Int. J. Climatol.* **12**, 481-497.
- Grimmond, C.S.B.; Oke, T.R., 1995: Comparison of heat fluxes from summertime observations in the suburbs of four North American cities. *J. Appl. Meteorol.* **34**, 873-889.
- Grimmond, C.S.B.; Oke, T.R., 1999: Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form. *J. App. Meteorol.* **38**, 1262-1292.
- Grimmond, C.S.B.; Oke, T.R., 2000a: Heat fluxes and stability in cities. *Prepr. Third Symposium on the Urban Environment, Aug. 2000, Davis, AMS*, 28-29.

- Grimmond, C.S.B.; Oke, T.R., 2000b: Variability of evapotranspiration rates in urban areas. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 475-480.
- Grimmond, C.S.B.; King, T.S.; Roth, M.; Oke, T.R., 1998: Aerodynamic roughness of urban areas derived from wind observations. *Boundary-Layer Meteorology* **89**, 1-24.
- Groß, G., 1985: Numerische Simulation nächtlicher Kaltluftabflüsse und Tiefsttemperaturen in einem Moselseitental. *Meteorol. Rdsch.* **38**, 161-171.
- Groß, G., 1987a: Some effects of deforestation on nocturnal drainage flow and local climate. *Boundary-Layer Meteorology* **38**, 315-337.
- Groß, G., 1987b: A numerical study of the air flow within and around a single tree. *Boundary-Layer Meteorology* **40**, 311-327.
- Groß, G., 1988: Numerical simulation of the nocturnal flow systems in the Freiburg area for different topographies. *Contr. Atmos. Phys.* **62**, 57-62.
- Groß, G., 1996: Stadtklima und globale Erwärmung. *Geowissenschaften* **14**, 245-248.
- Groß, G., 1997: Veränderung des städtischen Klimas durch globale Einflüsse. VDI-Bericht 1330, 147-156.
- Groß, G., 1999: Numerische Simulation stadtklimatischer Effekte. *Wiss. Mitt. Inst. Meteor. Univ. Leipzig u. Inst. Troposphärenforsch. Leipzig*, Band 13, 52-64.
- Groß, G.; Vogel, H.; Wippermann, F., 1987: Dispersion over and around a steep obstacle for varying thermal stratification - numerical simulation. *Atmospheric Environment* **21**, 483-490.
- Groß, G.; Neis, J.; Kunka, R., 1998: Klimatopkartierung einer städtischen Umgebung mittels numerischer Simulation. *Annal. Meteorol. Nr.* 37, 203-204.
- Haeger-Eugensson, M.; Holmer, B., 1999: Advection caused by the urban heat island circulation as a regulating factor on the nocturnal urban heat island. *Int. J. Climatol.* **19**, 975-988.
- Hafner, J.; Kidder, S.Q., 1999: Urban heat island modeling in conjunction with satellite-derived surface/soil parameters. *J. Appl. Meteorol.* **38**, 448-465.
- Hage, K.D., 1975: Urban-rural humidity differences. *J. Appl. Meteorol.* **14**, 1277-1283.
- Hager, H., 1975: Kohlendioxydkonzentrationen, -flüsse und -bilanzen in einem Fichtenhochwald. *Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München Nr.* 26.
- Hamada, T.; Mikami, T., 1994: Cool island phenomenon in urban green spaces: a case study of Meiji shrine and Yoyogi park. *Geog. Rev. Japan* **67**, 518-529.
- Hanna, S.R., 1969: Urban meteorology. ATDL Contrib. No. 35, Air Res. Lab., Oak Ridge, Tenn.
- Hauf, T.; Witte, N., 1985: Fallstudie eines nächtlichen Windsystems. *Meteorol. Rdsch.* **28**, 33-42.
- Heisler, G.M., 1977: Trees modify metropolitan climate and noise. *J. Arboric.* **3**, 201-207.
- Heisler, G.M., 1986a: Effects of individual trees on the solar radiation climate of small buildings. *Urban Ecology* **9**, 337-359.
- Heisler, G.M., 1986b: Energy savings with trees. *J. Arboric.* **12**, 113-125.

- Helbig, A., 1987: Beiträge zur Meteorologie der Stadtatmosphäre. Abh. Met. Dienst DDR Nr. 113.
- Helbig, A.; Baumüller, J.; Kerschgens, M.J., 1999: Stadtklima und Luftreinhaltung. 2., vollständig überarbeitete und ergänzte Auflage. Berlin, Springer-Verlag.
- Heldt, K.; Hörschele, K., 1989: Hang- und Bergwinde am Rheintalrand bei Karlsruhe. Meteorol. Rdsch. **41**, 104-110.
- Henry, J.A.; Dicks, S.E.; Marotz, G.A., 1985: Urban and rural humidity distributions: Relationships to surface and land use. J. Climatol. **5**, 53-62.
- Hildebrand, P.H.; Ackerman, B., 1984: Urban effects on the convective boundary layer. J. Atm. Scienc. **41**, 76-91.
- Höppe, P., 1984: Die Energiebilanz des Menschen. Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München Nr. 49.
- Höppe, P., 1990/1991: Improving indoor thermal comfort by changing outdoor conditions. Energy and Buildings **15/16**, 743-747.
- Höppe, P., 1992: Ein neues Verfahren zur Bestimmung der mittleren Strahlungstemperatur im Freien. Wetter und Leben **44**, 147-151.
- Höppe, P.R., 1993: Heat balance modelling. Experientia **49**, 741-746.
- Höppe, P., 1997: Die Physiologisch Äquivalente Temperatur PET – nicht immer, aber immer öfter. Annal. Meteorol. Nr. 33, 108-112.
- Höppe, P., 1999: The physiological equivalent temperature – a universal index for the biometeorological assessment of the thermal environment. Int. J. Biometeorol. **43**, 71-75.
- Höppe, P., 2000: A universal index for the assessment of the thermal environment – the physiological equivalent temperature PET. In: Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 261-265.
- Höppe, P.; Mayer, H., 1987: Planungsrelevante Bewertung der thermischen Komponente des Stadtklimas. Landschaft + Stadt **19**, 22-30.
- Hörschele, K., 1984: Lokale Luftaustauschprozesse. DMG-Mitt. 2/84. 25-34.
- Holmer, B., 1992: A simple operative method for determination of sky view factors in complex urban canyons from fisheye photographs. Meteorol. Zeitschrift, N.F. **1**, 236-239.
- Holmer, B.; Eliasson, I., 1999: Urban-rural vapour pressure differences and their role in the development of urban heat islands. Int. J. Climatol. **19**, 989-1009.
- Horbert, M., 1983: Die bioklimatische Bedeutung von Grün- und Freiflächen. VDI-Berichte Nr. 477, 111-119.
- Howard, L., 1833a: Climate of London deduced from meteorological observations. 3rd ed., Vol. 1, London, Harvey and Darton.
- Howard, L., 1833b: Climate of London deduced from meteorological observations. 3rd ed., Vol. 2, London, Harvey and Darton.
- Howard, L., 1833c: Climate of London deduced from meteorological observations. 3rd ed., Vol. 3, London, Harvey and Darton.

- Huang, Y.J.; Akbari, H.; Taha, H.; Rosenfeld, A.H., 1987: The potential of vegetation in reducing summer cooling loads in residential buildings. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **26**, 1103-1116.
- Hughes, W.S.; Balling, jr., R.C., 1996: Urban influences on South African temperature trends. *Int. J. Climatol.* **16**, 935-940.
- Hupfer, P.; Kuttler, W., 1998: *Witterung und Klima*. Stuttgart, Teubner Verlag.
- Jauregui, E., 1986: Tropical urban climates: review and assessment. WMO No. 652, 26-45.
- Jauregui, E., 1993a: Urban bioclimatology in developing countries. *Experientia* **49**, 964-968.
- Jauregui, E., 1993b: Mexico city's urban heat island revisited. *Erdkunde* **47**, 185-195.
- Jauregui, E., 1997: Heat island development in Mexico City. *Atmospheric Environment* **31**, 3821-3831.
- Jauregui, E.; Tejada, A., 1997: Urban-rural humidity contrasts in Mexico City. *Int. J. Climatol.* **17**, 187-196.
- Jauregui, E.; Godinez, L.; Cruz, F., 1992: Aspects of heat island development in Guadalajara, Mexico. *Atmospheric Environment* **26B**, 391-396.
- Jendritzky, G., 1992: Wirkungen von Wetter und Klima auf die Gesundheit des Menschen. In: *Handbuch Umweltmedizin* (Hrsg.: H.E. Wichmann; H.W. Schlipkötter; G. Fülgraff), Landsberg, ecomed-Verlag, Kap. VII-3, 1-14.
- Jendritzky, G.; Grätz, A., 1998a: Human bioclimatological questions and solutions in applied urban climatology. Proc. 2nd Japanese-German Meeting „Klimaanalyse für die Stadtplanung“, Research Center for Urban Safety and Security, Kobe University, Special Report No. 1, 135-148.
- Jendritzky, G.; Grätz, A., 1998b: Mapping human bioclimates in various scales with particular reference to urban environment. Prepr. Second Urban Environment Symposium, Nov. 1998, Albuquerque, AMS, 168-171.
- Jendritzky, G.; Nübler, W., 1981: A model analysing the urban thermal environment in physiologically significant terms. *Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B*, **29**, 313-326.
- Jendritzky, G.; Sievers, U., 1989: Human biometeorological approaches with respect to urban planning. Proc. 11th ISB Congress, West Lafayette, USA, 25-39.
- Jendritzky, G.; Tinz, B., 2000: Human bioclimate maps for climate impact research. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 79-83.
- Jendritzky, G.; Bucher, K.; Bendisch, F., 1997: Die Mortalitätsstudie des Deutschen Wetterdienstes. *Annal. Meteorol.* Nr. 33, 46-51.
- Jendritzky, G.; Grätz, A.; Friedrich, M., 2000: The assessment of human thermal climates in cities. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 65-69.
- Jendritzky, G.; Menz, G.; Schirmer, H.; Schmidt-Kessen, W., 1990: Methodik zur raumbezogenen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen (Fortgeschriebenes Klima-Michel-Modell). *Beitr. Akad. Raumforsch. Landesplan.* Nr. 114.

- Johnson, G.L.; Davis, J.M.; Karl, T.R.; McNab, A.L.; Gallo, K.P.; Tarpley, J.D.; Bloomfield, P., 1994: Estimating urban temperature bias using polar-orbiting satellite data. *J. Appl. Meteorol.* **33**, 358-369.
- Johnson, G.T.; Oke, T.R.; Lyons, T.J.; Steyn, D.G.; Watson, I.D.; Voogt, J.A., 1991: Simulation of surface urban heat islands under 'ideal' conditions at night. Part 1: Theory and tests against field data. *Boundary-Layer Meteorology* **56**, 275-294.
- Jonsson, P., 2000: The climate of a growing sub-tropical urban area – a field study of Gaborone, Botswana. Earth Sciences Centre, Göteborg University, B237.
- Kaimal, J.C.; Finnigan, J.J., 1994: The atmospheric boundary layer flows. New York, Oxford Univ. Press.
- Kalb, M., 1962: Einige Beiträge zum Stadtklima von Köln. *Meteorol. Rdsch.* **15**, 92-99.
- Karaca, M.; Tayanc, M.; Toros, H., 1995: Effects of urbanization on climate of Istanbul and Ankara. *Atmospheric Environment* **29**, 3411-3421.
- Karl, T.R.; Diaz, H.F.; Kukla, G., 1988: Urbanization: its detection and effect in the United States climate record. *J. Climate* **1**, 1099-1123.
- Kastner-Klein, P., 1999: Experimentelle Untersuchung der strömungsmechanischen Transportvorgänge in Straßenschluchten. Diss. Univ. Karlsruhe.
- Kastner-Klein, P.; Rotach, M.W.; Brown, M.J.; Fedorovich, E.; Lawson, R.E., 2000: Spatial variability of mean flow and turbulence fields in street canyons. Prepr. Third Symposium on the Urban Environment, Aug. 2000, Davis, AMS, 13-14.
- Katsoulis, B.D.; Theoharatos, G.A., 1985: Indications of the urban heat island in Athens, Greece. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **24**, 1296-1302.
- Kerschgens, M.J., 1987: Die Energetik der Stadt. *Bonner Meteor. Abh.*, Heft 35.
- Kerschgens, M.J.; Drauschke, R.L., 1986: On the energy budget of a wintry mid-latitude city atmosphere. *Beitr. Phys. Atmosph.* **59**, 115-125.
- Kerschgens, M.J.; Hacker, J.M., 1985: On the energy budget of the convective boundary layer over an urban and rural environment. *Beitr. Phys. Atmosph.* **58**, 171-185.
- Kerschgens, M.J.; Kraus, H., 1990: On the energetics of the urban canopy layer. *Atmospheric Environment* **24B**, 321-328.
- Kessler, A., 1971: Über den Tagesgang von Oberflächentemperaturen in der Bonner Innenstadt an einem sommerlichen Strahlungstag. *Erdkunde* **25**, 13-20.
- Kidder, S.Q.; Essenwanger, O.M., 1995: The effect of clouds and wind on the difference in nocturnal cooling rates between urban and rural areas. *J. Appl. Meteorol.* **34**, 2440-2448.
- King'uyu, S.M., 1999: Urbanisation and the climate of Nairobi. Proc. 15th Int. Congr. Biometeorol. & Int. Conf. Urban Climate, Sydney, ICUC6.2, 1-6.
- Kjelgren, R.K.; Clark, J.R., 1992: Microclimates and tree growth in three urban spaces. *J. Environ. Hort.* **10**, 139-145.
- Kjelgren, R.; Montague, T., 1998: Urban tree transpiration over turf and asphalt surfaces. *Atmospheric Environment* **32**, 35-41.
- Klöppel, P., 1970: Versuch einer Berechnung der Kaltluftbewegung am Modell des Schachtals bei Graach/Mosel. *Landschaft + Stadt* **2**, 122-132.
- Klysik, K.; Fortuniak, K., 1999: Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland. *Atmospheric Environment* **33**, 3885-3895.

- Knapp, D., 1998: Klimamessungen im Plangebiet „Stuttgart 21“. In: Untersuchungen zur Umwelt „Stuttgart 21“ (Hrsg.: Landeshauptstadt Stuttgart), Heft 12.
- Koch, E.; Hammer, N.; Rudel, E., 1992: Long-term variations in thermal comfort in Vienna. *Theor. Appl. Climatol.* **45**, 257-264.
- Kozuchowski, K.; Trepinska, J.; Wibig, J., 1994: The air temperature in Cracow from 1826 to 1990: persistence, fluctuations and the urban effect. *Int. J. Climatol.* **14**, 1035-1049.
- Kratzer, A., 1956: Das Stadtklima. Braunschweig, Friedr. Vieweg & Sohn.
- Kraus, H., 1979: Die Wärmeinsel. *Promet* 4'79, 7-11.
- KRdL (Hrsg.), 1993: Lufthygiene und Klima – Ein Handbuch zur Stadt- und Regionalplanung. Düsseldorf, VDI-Verlag.
- Kuttler, W., 1993: Planungsorientierte Stadtklimatologie. *Geogr. Rdsch.* **45**, 95-106.
- Kuttler, W., 1996: Aspekte der Angewandten Stadtklimatologie. *Geowissenschaften* **14**, 221-228.
- Kuttler, W., 1997: Städtische Klimamodifikation. VDI-Berichte 1330, 87-108.
- Kuttler, W., 1999: Human-biometeorologische Bewertung stadtklimatologischer Erkenntnisse für die Planungspraxis. *Wiss. Mitt. Inst. Meteor. Univ. Leipzig u. Inst. Troposphärenforsch. Leipzig*, Band 13, 100-115.
- Kuttler, W.; Barlag, A.-B.; Roßmann, F., 1996: Study of the thermal structure of a town in a narrow valley. *Atmospheric Environment* **30**, 365-378.
- Kuttler, W.; Düttemeyer, D.; Barlag, A.-B., 1998: Influence of regional and local winds on urban ventilation in Cologne, Germany. *Meteorol. Zeitschrift, N.F.* **7**, 77-87.
- Landsberg, H.E., 1970: Climates and urban planning. In: *Urban climates*. WMO-No. 254, 366-374.
- Landsberg, H.E., 1981: *The urban climate*. New York, Academic Press.
- Lauscher, A.; Lauscher, F., 1981: Vom Einfluß der Temperatur auf die Belaubung der Roßkastanie nach den Beobachtungen in Genf seit 1808. *Wetter und Leben* **33**, 103-112.
- Lee, D.O., 1991: Urban-rural humidity differences in London. *Int. J. Climatol.* **11**, 577-582.
- Leitl, B., 2000: Generation of reliable validation data for microscale dispersion modeling in urban areas. *Prepr. Third Symposium on the Urban Environment*, Aug. 2000, Davis, AMS, 15-16.
- Lettau, H., 1969: Note on the aerodynamic roughness parameter estimation on the basis of roughness element description. *J. Appl. Meteorol.* **8**, 828-832.
- Lhs Düsseldorf, 1995: *Klimaanalyse Landeshauptstadt Düsseldorf*. Hrsg.: Der Oberstadtdirektor der Landeshauptstadt Düsseldorf.
- Lhs Stuttgart, 2000: *Stadtklima 21 – Grundlagen zum Stadtklima und zur Planung „Stuttgart 21“*. CD, Version 3.
- Lieth, H., 1997: Aims and methods in phenological monitoring. In: *Progress in Biometeorology* (ed. by H. Lieth) **12**, 1-21.
- Lowry, W.P., 1977: Empirical estimation of urban effects on climate: A problem analysis. *J. Appl. Meteorol.* **16**, 129-135.
- Ludwig, F.L., 1970: Urban air temperatures and their relation to extraurban meteorological measurements. *Amer. Soc. Heat. Refrig. Air-Cond. Eng. Publ. SF 70-9-40-45*, 1-45.

- Ludwig, F.L.; Kealhoa, J.H.S., 1968: Urban climatological studies. Final Rep., Contract Cod. DAHC 20-67-CO.
- Magee, N.; Curtis, J.; Wendler, G., 1999: The urban heat island effect at Fairbanks, Alaska. *Theor. Appl. Climatol.* **64**, 39-47.
- Manier, G., 1998: Meteorologische Einflüsse auf Materialien. Schriftenreihe Kommission Reinhaltung der Luft im VDI und DIN, Band 28, 120- 129.
- Manley, G., 1958: On the frequency of snowfall in metropolitan England. *Quart. J. R. Met. Soc.* **84**, 70-72.
- Masson, V., 2000: A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorology* **94**, 357-397.
- Matzarakis, A.; Mayer, H., 1992: Mapping of urban air paths for planning in Munich. *Wiss. Ber. Inst. Meteor. Klimaforsch. Univ. Karlsruhe* Nr. 16, 13-22.
- Matzarakis, A.; Mayer, H., 1996: Another kind of environmental stress: Thermal stress. *WHO Newsletter* No. 18, 7-10.
- Matzarakis, A.; Mayer, H., 1997a: Human-biometeorologische Bedingungen im Sommer im Hochschwarzwald. *Annal. Meteorol.* Nr. 33, 40-45.
- Matzarakis, A.; Mayer, H., 1997b: Heat stress in Greece. *Int. J. Biometeorol.* **41**, 34-39.
- Matzarakis, A.; Mayer, H., 1998: Investigations of urban climate's thermal component in Freiburg, Germany. *Prepr. Second Urban Environment Symposium*. November 2.-6. 1998, Albuquerque, USA, American Meteorological Society, 140-143.
- Matzarakis, A.; Mayer, H., 2000: Atmospheric conditions and human thermal comfort in urban areas. *Proc. 11th Sem. Environmental Protection "Environment and Health"*, Thessaloniki, 155-165.
- Matzarakis, A.; Beckröge, W.; Mayer, H., 1998a: Future perspectives of applied urban climatology. *Research center for urban safety and security, Kobe University*. 109-122.
- Matzarakis, A.; Beckröge, W.; Mayer, H., 1998b: Zukunftsperspektiven in der Angewandten Stadtklimatologie. *Annal. Meteorol.* Nr. 37, 169-170.
- Matzarakis, A.; Mayer, H.; Iziomon, M., 1999: Applications of a universal thermal index: physiological equivalent temperature. *Int. J. Biometeorol.* **43**, 76-84.
- Matzarakis, A.; Rutz, F.; Mayer, H., 2000: Estimation and calculation of the mean radiant temperature within urban structures. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): *Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney*. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 273-278.
- Mayer, H., 1985: Baumschwingungen und Sturmgefährdung des Waldes. *Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München* Nr. 51.
- Mayer, H., 1986a: Stadtklima und seine human-biometeorologische Bewertung. *Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München* Nr. 53, 1-18.
- Mayer, H., 1986b: Zielsetzung und Konzeption des Forschungsvorhaben STADTKLIMA BAYERN. *Mitt. Geogr. Gesellschaft München* **71**, 21-39.
- Mayer, H., 1987: Ergebnisse aus dem Forschungsvorhaben STADTKLIMA BAYERN. *Mitt. Geogr. Gesellschaft München* **72**, 119-160.

- Mayer, H., 1988: Results from the research program „STADTKLIMA BAYERN“ for urban planning. *Energy and Buildings* **11**, 115-121.
- Mayer, H., 1989: Workshop „Ideales Stadtklima“ am 26. Oktober 1988 in München. DMG-Mitteil. 3/89, 52-54.
- Mayer, H., 1990a: Human-Biometeorologische Bewertung des Stadtklimas. Schriftenreihe der Kommission Reinhaltung der Luft im VDI und DIN, Band 15, 87-104.
- Mayer, H., 1990b: Stadtklima und Lufthygiene. Rundgespräche der Kommission für Ökologie, Bd. 4 „Stadtökologie“, München, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 21-32.
- Mayer, H., 1992: Planungsfaktor Stadtklima. Münchner Forum, Berichte und Protokolle Nr. 107, 167-205.
- Mayer, H., 1993: Urban bioclimatology. *Experientia* **49**, 957-963.
- Mayer, H., 1995a: Human biometeorological assessment of climate and air quality for use in urban and regional planning, a new VDI guideline. Prospects for climate-oriented planning in European Cities, 75-81.
- Mayer, H., 1995b: Thesen zu Stadtklima und Gesundheitsförderung. Deutsches Institut für Urbanistik, Materialien 5/95, 35-43.
- Mayer, H., 1996a: Human-biometeorologische Probleme des Stadtklimas. *Geowissenschaften* **14**, 233-239.
- Mayer, H., 1996b: Human-biometeorologische Bewertungsverfahren für die Stadt- und Regionalplanung. Schriftenreihe der Kommission Reinhaltung der Luft im VDI und DIN, Band 25, 69-83.
- Mayer, H., 1997: Biometeorologische Auswirkungen des Stadtklimas. VDI-Berichte Nr. 1330, 109-126.
- Mayer, H., 1998: Human-biometeorological assessment of urban microclimates according to the German VDI-guideline 3787 part II. Prepr. Second Urban Environment Symposium. November 2.-6. 1998, Albuquerque, USA, American Meteorological Society, 136-139.
- Mayer, H., 2000: Umweltmeteorologie am Beginn eines neuen Jahrhunderts. Gefahrstoffe – Reinhaltung der Luft **60**, 327-334.
- Mayer, H.; Höpfe, P., 1984: Die Bedeutung des Waldes für die Erholung aus der Sicht der Human-Biometeorologie. *Forstw. Cbl.* **103**, 125-131.
- Mayer, H.; Höpfe, P., 1987: Thermal comfort of man in different urban environments. *Theor. Appl. Climatol.* **38**, 43-49.
- Mayer, H.; Matzarakis, A., 1997: The urban heat island seen from the angle of human-biometeorology. *Proc. Int. Symp. Monitor. Managem. Urban Heat Island*, Fujisawa, 84-95.
- Mayer, H.; Matzarakis, A., 1998: Human-biometeorological assessment of urban microclimates' thermal component. *Proc. Second Japanese-German Meeting “Klimaanalyse für die Stadtplanung”*. Rep. Research Center for Urban safety and Security, Kobe University, Spec. Rep. No. 1, 155-168.
- Mayer, A.; Matzarakis, A., 1999: Die Richtlinie VDI 3787 Blatt 2 ‘Methoden zur human-biometeorologischen Bewertung von Klima und Lufthygiene für die Stadt- und Regionalplanung. Schriftenreihe der Kommission Reinhaltung der Luft im VDI und DIN, Band 31, 53-62.

- Mayer, H.; Suppan, P., 1990: Untersuchung der kleinklimatischen Wirkung urbaner Strukturen (Forschungsvorhaben KLIWUS). Abschlußbericht zum Forschungsvorhaben im Auftrag der Landeshauptstadt München, Lehrstuhl für Bioklimatologie und Angewandte Meteorologie der Universität München.
- Mayer, H.; Beckröge, W.; Matzarakis, A., 1994: Bestimmung von stadtklimarelevanten Luftleitbahnen, UVP-Report **5/94**, 265-267.
- McPherson, E.G., 1992: Shading urban heat islands in U.S. desert cities. *Wetter und Leben* **44**, 107-123.
- McPherson, E.G.; Nowak, D.; Heisler, G.; Grimmond, S.; Souch, C.; Grant, R.; Rowntree, R., 1997: Quantifying urban forest structure, function, and value: the Chicago urban forest climate project. *Urban Ecosystems* **1**, 49-61.
- Melhuish, E.; Pedder, M., 1998: Observing an urban heat island by bicycle. *Weather* **53**, 121-128.
- Menzel, A., 1999: Phenology as global change bioindicator. *Annal. Meteorol.* Nr. 39, 41-43.
- Mills, G., 2000: Urban climatology and urban design. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 541-544.
- Mills, G.M.; Arnfield, A.J., 1993: Simulation of the energy budget of an urban canyon - II. Comparison of model results with measurements. *Atmospheric Environment* **27B**, 171-181.
- Montávez, J.P.; Rodriguez, A.; Jiménez, J.I., 2000: A study of the urban heat island of Granada. *Int. J. Climatol.* **20**, 899-911.
- Moreno-Garcia, M.C., 1994: Intensity and form of the urban heat island in Barcelona. *Int. J. Climatol.* **14**, 705-710.
- Munn, R.E., 1973: Urban meteorology. Some selected topics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **54**, 90-93.
- Murakawa, S.; Sekine, T.; Narita, K.-I., 1990/1991: Study on the effects of a river on the thermal environment in an urban area. *Energy and Buildings* **15/16**, 993-1001.
- Myrup, L.O., 1969: A numerical model of the urban heat island. *J. Appl. Meteorol.* **8**, 908-918.
- Nakamura, Y., 1998: Characteristics of human mortality in Japan concerning global warming. *Global Environmental Research* **2**, 121-131.
- Nakamura, Y.; Oke, T.R., 1988: Wind, temperature and stability conditions in an east-west oriented urban canyon. *Atmospheric Environment* **22**, 2691-2700.
- Nasrallah, H.A.; Brazel, A.J.; Balling, jr., R.C., 1990: Analysis of the Kuwait City urban heat island. *Int. J. Climatol.* **10**, 401-405.
- Nichol, J., 1996: High-resolution surface temperature patterns related to urban morphology in a tropical city: a satellite-based study. *J. Appl. Meteorol.* **35**, 135-146.
- Nkemdirim, L.C., 1980: A test of a laps rate/wind speed model for estimating heat island magnitude in an urban airshed. *J. Appl. Meteorol.* **19**, 748-756.
- Noppel, H., 1999: Untersuchung des vertikalen Wärmetransports durch die Hangwindzirkulation auf regionaler Skala. *Wiss. Ber. Inst. Meteor. Klimaforsch. Univ. Karlsruhe* Nr. 25.

- Noto, K., 1996: Dependence of heat island phenomena on stable stratification and heat quantity in a calm environment. *Atmospheric Environment* **30**, 475-485.
- Nowak, D.J., 1993: Atmospheric carbon reduction by urban trees. *J. Environ. Manag.* **37**, 207-217.
- Nowak, D.J.; Civerolo, K.L.; Rao, S.T.; Sistla, G.; Luley, C.J.; Crane, D.E., 2000: A modeling study of the impact of urban trees on ozone. *Atmospheric Environment* **34**, 1601-1613.
- Nübler, W., 1979: Konfiguration und Genese der Wärmeinsel der Stadt Freiburg. *Freiburger Geogr. Hefte* Nr. 16.
- Nunez, M.; Oke, T.R., 1976: Long-wave radiative flux divergence and nocturnal cooling of the urban atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology* **10**, 121-135.
- Nunez, M.; Oke, T.R., 1977: The energy balance of an urban canyon. *J. Appl. Meteorol.* **16**, 11-19.
- Oke, T.R., 1973: City size and the urban heat island. *Atmospheric Environment* **7**, 769-779.
- Oke, T.R., 1974: Review of urban climatology 1968-1973. WMO Tech. Note No. 134.
- Oke, T.R., 1976: The distinction between canopy and boundary layer urban heat islands. *Atmosphere* **14**, 268-277.
- Oke, T.R., 1979: Review of urban climatology 1973-1976. Tech. Note No. 169.
- Oke, T.R., 1981: Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: comparison of scale model and field observations. *J. Climatol.* **11**, 237-254.
- Oke, T.R., 1982: The energetic basis of the urban heat island. *Quart. J. R. Met. Soc.* **108**, 1-24.
- Oke, T.R., 1983: Bibliography of urban climate 1977-1980. WMO WCP-45.
- Oke, T.R., 1984: Methods in urban climatology. *Applied Climatology*. 25th Int. Geogr. Congress. *Zürcher Geogr. Schriften* Nr. 14, 19-29.
- Oke, T.R., 1986: Urban climatology and the tropical city. WMO – No. 652, 1-25.
- Oke, T.R., 1987: *Boundary layer climates*. London, Methuen.
- Oke, T.R., 1988: The urban energy balance. *Prog. Phys. Geogr.* **12**, 471-508.
- Oke, T.R., 1989: The micrometeorology of the urban forest. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B* **324**, 335-349.
- Oke, T.R., 1990: Bibliography of urban climate 1981-1988. WCAP-15. WMO/TD-No. 397.
- Oke, T.R., 1998: An algorithmic scheme to estimate hourly heat island magnitude. Prepr. Second Urban Environment Symposium, Nov. 1998, Albuquerque, AMS, 80-83.
- Oke, T.R.; Cleugh, H.A., 1987: Urban heat storage derived as energy balance residuals. *Boundary-Layer Meteorology* **39**, 233-245.
- Oke, T.R.; East, C., 1971: The urban boundary layer in Montreal. *Boundary-Layer Meteorology* **1**, 411-437.
- Oke, T.R.; Fuggle, R.F., 1972: Comparison of urban/rural counter under 'ideal' conditions at night. *Boundary-Layer Meteorology* **2**, 290-308.
- Oke, T.R.; Hannell, F.G., 1970: The form of the urban heat island in Hamilton, Canada. Tech. Paper 141, WMO - No. 254, 113-126.

- Oke, T.R.; Maxwell, G.B., 1975: Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver. *Atmospheric Environment* **9**, 191-200.
- Oke, T.R.; McCaughey, J.H., 1983: Suburban-rural energy balance comparisons for Vancouver, B.C.: an extreme case ? *Boundary-Layer Meteorology* **26**, 337-354.
- Oke, T.R.; Zeuner, G.; Jauregui, E., 1992: The surface energy balance in Mexico City. *Atmospheric Environment* **26B**, 433-444.
- Oke, T.R.; Spronken-Smith, R.A.; Jauregui, E.; Grimmond, C.S.B., 1999: The energy balance of central Mexico City during the dry season. *Atmospheric Environment* **33**, 3919-3930.
- Oke, T.R.; Johnson, G.T.; Steyn, D.G.; Watson, I.D., 1991: Simulation of surface urban heat islands under 'ideal' conditions at night. Part 2: Diagnosis of causation. *Boundary-Layer Meteorology* **56**, 339-358.
- Okpara, J.N., 1999: A study of urban heat island over Akure in Nigeria during the end of 1997 wet season. *Proc. 15th Int. Congr. Biometeorol. & Int. Conf. Urban Climate*, Sydney, ICUC4.3, 1-6.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **56**, 527-530.
- Padmanabhamurty, B., 1999: Hot cities in hot world. *Proc. 15th Int. Congr. Biometeorol. & Int. Conf. Urban Climate*, Sydney, ICUC4.1, 1-6.
- Park, H.-S., 1986: Features of the heat island in Seoul and its surrounding cities. *Atmospheric Environment* **20**, 1859-1866.
- Park, H.-S., 1987: Variations in the urban heat island intensity affected by geographical environments. *Environ. Research Center Papers, Univ. Tsukuba, Ibaraki*, No. 11.
- Parlow, E. 1998: Analyse von Stadtklima mit Methoden der Fernerkundung. *Geogr. Rdsch.* **50**, 89-93.
- Parlow, E., 2000: Remotely sensed heat fluxes of urban areas. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 523-528.
- Philandras, C.M.; Metaxas, D.A.; Nastos, P.Th., 1999: Climate variability and urbanization in Athens. *Theor. Appl. Climatol.* **63**, 65-72.
- Pickup, J.; de Dear, R., 2000: An outdoor thermal comfort index (OUT_SET*) – Part I – The model and its assumptions. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 279-283.
- Pinho, O.S.; Manso Orgaz, M.D., 2000: The urban heat island in a small city in coastal Portugal. *Int. J. Biometeorol.* **44**, 198-203.
- Potter, J.; de Dear, R., 2000: Field study to calibrate an outdoor thermal comfort index. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 315-320.
- Potvin, G.; Rogers, R.R., 1999: Measuring vertical heat flux with RASS. *Meteorol. Atmos. Phys.* **71**, 91-103.

- Rafailidis, S., 1997: Influence of building areal density and roof shape on the wind characteristics above a town. *Boundary-Layer Meteorology* **85**, 255-271.
- Reiss-Schmidt, S., 1987: Klima und Lufthygiene in der Regional-, Stadtentwicklungs- und Rahmenplanung. In: *Klima und Lufthygiene als Planungsfaktoren* (Hrsg. Kommunalverband Ruhrgebiet), 41-71.
- Reuter, U., 1987: Problematik der Bewertung der lufthygienischen Komponente des Stadtklimas. *Wiss. Mitt. Meteor. Inst. Univ. München* Nr. 58, 85-96.
- Reuter, U.; Baumüller, J.; Hoffmann, U., 1991: *Klima und Luft als Planungsfaktor im Umweltschutz*. Ehningen, Expert Verlag.
- Richards, K.; Oke, T.R., 2000: Observation and modelling of urban dew and surface moisture for summer conditions in Vancouver, Canada. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 497-502.
- Robel, F.; Hoffmann, U.; Riekert, A., 1978: Daten und Aussagen zum Stadtklima von Stuttgart auf der Grundlage der Infrarot-Thermographie. *Beiträge zur Stadtentwicklung Stuttgart*, Nr. 15.
- Ross, S.L.; Oke, T.R., 1988: Tests of three urban energy balance models. *Boundary-Layer Meteorology* **44**, 73-96.
- Roth, M.; Oke, T.R.; Emery, W.J., 1989: Satellite-derived urban heat islands from three coastal cities and the utility of such data in urban climatology. *Int. J. Remote Sensing* **10**, 1699-1720.
- Rowntree, R.A., 1984: Ecology of the urban forest - introduction to part I. *Urban Ecology* **8**, 1-11.
- Runnalls, K.E.; Oke, T.R., 1998: The urban heat island of Vancouver, BC. Prepr. Second Urban Environment Symposium. November 2.-6. 1998, Albuquerque, USA, American Meteorological Society, 84-87.
- Saaroni, H.; Ben-Dor, E.; Bitan, A.; Potchter, O., 2000: Spatial distribution and microscale characteristics of the urban heat island in Tel-Aviv, Israel. *Landscape and Urban Planning* **48**, 1-18.
- Saito, I.; Ishihara, C.; Katayama, T., 1990/1991: Study of the effect of green areas on the thermal environment in an urban area. *Energy and Buildings* **15/16**, 493-498.
- Saitoh, T.S.; Shimada, T.; Hoshi, H., 1996: Modeling and simulation of the Tokyo urban heat island. *Atmospheric Environment* **30**, 3431-3442.
- Santamouris, M.; Papanikolaou, N.; Koronakis, I.; Livada, I.; Asimakopoulos, D., 1999: Thermal and air flow characteristics in a deep pedestrian canyon under hot weather conditions. *Atmospheric Environment* **33**, 4503-4521.
- Schatzmann, M.; König, G.; Lohmeyer, A., 1986: Physikalische Modellierung mikrometeorologischer Vorgänge im Windkanal. *Meteorol. Rdsch.* **39**, 44-59.
- Schädler, G.; Lohmeyer, A., 1996: Simulation of nocturnal drainage flows on personal computers. *Meteorol. Zeitschrift, N.F.* **3**, 161-171.
- Schäfer, P.J., 1982: *Das Klima ausgewählter Orte der Bundesrepublik Deutschland - München*. Berichte d. DWD 159.

- Scherer, D.; Fehrenbach, U.; Beha, H.-D.; Parlow, E., 1999a: Improved concepts and methods in analysis and evaluation of the urban climate for optimizing urban planning processes. *Atmospheric Environment* **33**, 4185-4193.
- Scherer, D.; Fehrenbach, U.; Feigenwinter, C.; Parlow, E.; Vogt, R., 1999a: The urban cold island of Basel, Switzerland – implications from a case study. *Proc. 15th Int. Congr. Biometeorol. & Int. Conf. Urban Climate, Sydney, ICUC9.2*, 1-6.
- Schirmer, H., 1983: Stadtklima und Luftreinhaltung. In: *Reinhaltung der Luft in großen Städten*, VDI-Berichte Nr. 477, 101-109.
- Schirmer, H., 1988: Meteorologische Begriffsbestimmungen zur Regionalplanung. *Arbeitsmaterial. Beitr. Akad. Raumforsch. Landesplan. Nr. 133*.
- Schmid, H.P.; Cleugh, H.A.; Grimmond, C.S.B.; Oke, T.R., 1991: Spatial variability of energy fluxes in suburban terrain. *Boundary-Layer Meteorology* **54**, 249-276.
- Shreffler, J.H., 1978: Detection of centripetal heat-island circulation from tower data in St. Louis. *Boundary-Layer Meteorol.* **18**, 229-242.
- Shahgedanova, M.; Burt, T.P.; Davies, T.D., 1997: Some aspects of the three-dimensional heat island in Moscow. *Int. J. Climatol.* **17**, 1451-1465.
- Sheaffer, J.D.; Reiter, E.R., 1988: Urban climate effects of energy demand for space heating. *Meteorol. Atmos. Phys.* **38**, 202-214.
- Shitara, H., 1959: The minute diurnal fluctuation of air temperature and its vertical profile in a built-up area. *Geogr. Rev. Jap.* **32**, 313-319.
- Simpson, J.R.; McPherson, E.G., 1998: Simulation of tree shade impacts on residential energy use for space conditioning in Sacramento. *Atmospheric Environment* **32**, 69-74.
- Souch, C.A.; Souch, C., 1993: The effect of trees on summertime below canopy urban climates: a case study Bloomington, Indiana. *J. Arboric.* **19**, 303-312.
- Spronken-Smith, R.A.; Oke, T.R., 1998: The thermal regime of urban parks in two cities with different summer climates. *Int. J. Remote Sensing* **19**, 2084-2104.
- Spronken-Smith, R.A.; Oke, T.R., 1999: Scale modelling of nocturnal cooling in urban parks. *Boundary-Layer Meteorology* **93**, 287-312.
- Spronken-Smith, R.A.; Oke, T.R.; Lowry, W.P., 2000: Advection and the surface energy balance across an irrigated urban park. *Int. J. Climatol.* **20**, 1033-1047.
- Staiger, H.; Bucher, K.; Jendritzky, G., 1997: Gefühlte Temperatur – Die physiologisch gerechte Bewertung von Wärmebelastung und Kältestreß beim Aufenthalt im Freien mit der Maßzahl Grad Celsius. *Annal. Meteorol. Nr. 33*, 100-107.
- Steyn, D.G., 1980: The calculation of view factors from fisheye lens photographs. *Atmosphere-Ocean* **18**, 254-266.
- Stock, P., 1975: Interpretation von Thermalbildern der Stadtregion Dortmund. *BuL* **4**, 144-155.
- Stock, P., 1976: Oberflächentemperaturen im Ruhrgebiet nach Wärmebildern. *BuL* **5**, 174-181.
- Stock, P., 1982: Beispiele des Einsatzes von Thermalbildern im Ruhrgebiet. *Beitr. Akad. Raumforsch. Landesplan. Nr. 62*, 49-67.
- Stock, P., 1992: Climatic classification of town areas. *Wiss. Ber. Inst. Meteor. Klimaforsch. Univ. Karlsruhe Nr. 16*, 168-177.

- Stock, P.; Beckröge, W., 1983: Synthetische Klimafunktionskarten für das Ruhrgebiet. *Annal. Meteorol. N.F.* **20**, 57-58.
- von Stülpnagel, A.; Horbert, M.; Sukopp, H., 1990: The importance of vegetation for the urban climate. *Urban Ecology* 175-193.
- Stull, R.B., 1988: An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.
- Summers, P.W., 1964: An urban ventilation model applied to Montréal. PhD. thesis McGill Univ. Montréal.
- Sundborg, A., 1950: Local climatological studies of the temperature conditions in an urban area. *Tellus* **2**, 222-232.
- Taesler, R., 1986: Urban climatological methods and data. WMO – N. 652, 199-236.
- Taha, H., 1999: Modifying a mesoscale meteorological model to better incorporate urban heat storage: a bulk-parameterization approach. *J. Appl. Meteorol.* **38**, 466-473.
- Takagi, M., Sasaki, S.; Gyokusen, K.; Saito, A., 1997: Stemflow chemistry of urban street trees. *Environmental Pollution* **96**, 107-109.
- Tapper, N.J., 1990: Urban influences on boundary layer temperature and humidity: results from Christchurch, New Zealand. *Atmospheric Environment* **24 B**, 19-27.
- Tapper, N.J.; Thyson, P.D.; Owens, I.F.; Hastie, W.J., 1981: Modeling the winter urban heat island over Christchurch, New Zealand. *J. Appl. Meteorol.* **20**, 365-376.
- Terjung, W.H.; O'Rourke, P.A., 1980: Simulating the causal elements of urban heat islands. *Boundary-Layer Meteorology* **19**, 93-118.
- Thayer, R.L.; Zanetto, J.; Maeda, B.T., 1983: Modeling the effects of street trees on the performance of solar and conventional houses in Sacramento, California. *Landscape J.* **2**, 155-164.
- Thayer, R.L.; Maeda, B.T., 1985: Measuring street tree impact on solar performance: a five-climate computer modeling study. *J. Arboric.* **11**, 1-12.
- Traup, S., 1993: Simulation der Strahlungs- und Energiebilanz von technischen Oberflächen in bebautem Gelände. VDI Berichte Nr. 1060, 421-430.
- Tso, C.P., 1996: A survey of urban heat island studies in two tropical cities. *Atmospheric Environment* **30**, 507-519.
- Unger, J., 1996: Heat island intensity with different meteorological conditions in a medium-sized town: Szeged, Hungary. *Theor. Appl. Climatol.* **54**, 147-151.
- Unger, J., 1999a: Comparisons of urban and rural bioclimatological conditions in the case of a Central-European city. *Int. J. Biometeorol.* **43**, 139-144.
- Unger, J., 1999b: Urban-rural air humidity differences in Szeged, Hungary. *Int. J. Climatol.* **19**, 1509-1515.
- Upmanis, H., 1999: Influence of parks on local climate. Earth Sciences Centre, Göteborg University, A43.
- Upmanis, H.; Eliasson, I.; Lindquist, S., 1998: The influence of green areas on nocturnal temperatures in a high latitude city (Göteborg, Sweden). *Int. J. Climatol.* **18**, 681-700.
- URLhM, 2000: Klima München – Oberflächentemperaturen. URL: <http://www.muenchen.de/referat/rgu/frames/datfakt/luftklim/Fluftklim.htm>.

- VDI (Hrsg.), 1988: Stadtklima und Luftreinhaltung. Berlin, Springer-Verlag.
- VDI, 1994: Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Oberflächen: Berechnung der kurz- und langwelligen Strahlung. VDI-Richtlinie 3789 Blatt 2.
- VDI, 1997: Klima- und Lufthygienekarten für Städte und Regionen. VDI-Richtlinie 3787 Blatt 1.
- VDI, 1998: Methoden zur human-biometeorologischen Bewertung von Klima und Lufthygiene für die Stadt- und Regionalplanung, Teil I: Klima. VDI-Richtlinie 3787 Blatt 2.
- Vinet, J.; Antoine, M.J.; Raymond, F.; Inard, C., 2000: Modelling the impact of urban vegetation to analyse urban microclimate and outdoor thermal comfort. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 3-8.
- Visser, G.T., 2000: Beeinflussung des städtischen Windklimas durch Hochhäuser. *Gefahrstoffe – Reinhaltung der Luft* **60**, 479-485.
- Voogt, J.A., 2000: Image representations of complete urban surface temperatures. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 517-521.
- Voogt, J.A.; Grimmond, C.S.B., 2000: Modeling surface sensible heat flux using surface radiative temperatures in a simple urban area. *J. Appl. Meteorol.* **39**, 1679-1699.
- Voogt, J.A.; Oke, T.R., 1997: Complete urban surface temperatures. *J. Appl. Meteorol.* **36**, 1117-1132.
- Voogt, J.A.; Oke, T.R., 1998a: Radiometric temperatures of urban canyon walls obtained from vehicle traverses. *Theor. Appl. Climatol.* **60**, 199-217.
- Voogt, J.A.; Oke, T.R., 1998b: Effects of urban surface geometry on remotely-sensed surface temperature. *Int. J. Remote Sensing* **19**, 895-920.
- Voogt, J.A.; Oke, T.R., 2000: Multi-temporal remote sensing of an urban heat island. In: *Biometeorology and Urban Climatology at the Turn of the Millenium* (ed. by R.J. de Dear, J.D. Kalma, T.R. Oke and A. Auliciems): Selected Papers from the Conference ICB-ICUC'99, Sydney. WCASP-50, WMO/TD No. 1026, 505-510.
- Vukovich, F.M.; Dunn, J.W., 1978: A theoretical study of the St. Louis heat island: Some parameter variations. *J. Appl. Meteorol.* **17**, 1585-1594.
- Wanner, H., 1985: Die Grundstrukturen der städtischen Klimamodifikation und ihre Bedeutung für die räumliche Planung. *Jahrbuch Geograph. Gesellsch. Bern* **55**, 67-84.
- Wanner, H., 1991: Immissionsökologische Untersuchungen in der Region Biel (Schweiz). *Freiburger Geogr. Hefte* 32, 19-54.
- Weber, K.; Klein, V.; Diehl, W., 1990: Optische Fernmeßverfahren zur Bestimmung gasförmiger Luftschadstoffe in der Troposphäre. *VDI Berichte Br.* 838, 201-246.
- Weischet, W., 1975: Stadtklimatologische Konsequenzen von Line-Scanner Aufnahmen der Oberflächentemperaturen im Tagesgang (Bsp. Freiburg i. Br.). *Proc. Symp. Erderkundung. DFVLR Köln-Porz*, 459-467.
- Weischet, W., 1979: Problematisches über die städtische Wärmeinsel und die Notwendigkeit einer Baukörperklimatologie. *Siedlungsgeogr. Studien*, 407-423.

- WMO, 1983: Commission for Climatology and applications of Meteorology. Abridged final report 8th session. WMO-No. 600.
- Yamashita, S., 1996: Detailed structure of heat island phenomena from moving observations from electric tram-cars in metropolitan Tokyo. *Atmospheric Environment* **30**, 429-435.
- Yamashita, S.; Sekine, K.; Shoda, M.; Yamashita, K.; Hara, Y., 1986: On the relationships between heat island and sky view factor in the cities of Tama river basin, Japan. *Atmospheric Environment* **20**, 681-686.
- Yu, T.-W.; Wagner, N.K., 1975: Numerical study of the nocturnal urban boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology* **9**, 143-162.
- Zimmermann, H., 1995: Urban boundary layer – a case study. In: *Climate analysis for urban planning* (Hrsg.: K. Hörschele, M. Moriyama und H. Zimmermann), *Wiss. Ber. Forschungszentrum Karlsruhe FZKA 5579*, 53-59.

Symbolverzeichnis

Symbol	Bezeichnung	Einheit
a_k	Absorptionskoeffizient des Menschen für kurzwellige Strahlung	
a_l	Absorptionskoeffizient des Menschen für langwellige Strahlung	
A	Atmosphärische Gegenstrahlung	(W/m ²)
A_s	Divergenz der dreidimensionalen Advektion von latenter Wärme in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)	(W/m ²)
A_{Θ}	Divergenz der dreidimensionalen Advektion von fühlbarer Wärme in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)	(W/m ²)
B	Bodenwärmestrom	(W/m ²)
c	spezifische Wärme	(J/kgK)
c_p	spezifische Wärme der Luft bei konstantem Druck	(J/kgK)
C	Wärmekapazität	(J/K)
D	charakteristischer Durchmesser der Stadt	(m)
dd	Windrichtung	(°)
E	langwellige Ausstrahlung	(W/m ²)
E_l	anthropogen erzeugte latente Wärme	(W/m ²)
E_s	anthropogen erzeugte fühlbare Wärme	(W/m ²)
ET	mittlere jährliche Anzahl der Eistage	(n/a)
F_g	Grünflächenanteil	(%)
F_l	zeitliche Änderung der latenten Wärme in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)	(W/m ²)
F_L	Divergenz des dreidimensionalen Vektors des turbulenten Stroms fühlbarer Wärme in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)	(W/m ²)
F_R	Divergenz des dreidimensionalen Vektors der Strahlungsbilanz in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)	(W/m ²)
F_s	zeitliche Änderung der fühlbaren Wärme in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)	(W/m ²)
F_V	Divergenz des dreidimensionalen Vektors des turbulenten Stroms latenter Wärme in einem Volumen (Flächenmittel eines Integrals über ein Grenzschichtvolumen)	(W/m ²)
F_v	versiegelter Flächenanteil	(%)
FT	mittlere jährliche Anzahl der Frosttage	(n/a)
G	Globalstrahlung	(W/m ²)
H	Höhe der Randbebauung von Straßenschluchten	(m)
HT	mittlere jährliche Anzahl der heißen Tage	(n/a)
K_i	kurzwellige Strahlungsflüsse	(W/m ²)
kT	mittlere jährliche Anzahl der kalten Tage	(n/a)
KS	mittlere jährliche Kältesumme	(°C)
L	konvektiver Wärmestrom (bei der Energiebilanz des Menschen)	(W)
L	turbulenter Strom fühlbarer Wärme	(W/m ²)
L_i	langwellige Strahlungsflüsse	(W/m ²)
M	Mischungsschichthöhe	(m)
M	Gesamtenergieumsatz (metabolische Rate)	(W)

MAX	absolutes halbstündiges Maximum von T_a	(°C)
MIN	absolutes halbstündiges Minimum von T_a	(°C)
MIT	mittlerer Jahresmittelwert von T_a	(°C)
N	Bedeckungsgrad des Himmels	(Achtel)
P	Luftdruck	(hPa)
P	Stadtbevölkerung	
R	normierte Tageszeit	
R_n	Strahlungsbilanz	(W/m ²)
R_n	Strahlungsbilanz (bei der Energiebilanz des Menschen)	(W)
$R_{n,l}$	Langwellige Strahlungsbilanz	(W/m ²)
Q	Wärmeemission urbaner Flächen	(W/m ²)
Q_a	Freisetzung von anthropogener Wärme in der Stadt	(W/m ²)
Q_L	Strom latenter Wärme infolge von Wasserdampfdiffusion durch die Haut	(W)
Q_{Re}	Energieumsatz infolge von Erwärmung und Wasserdampfsättigung der Atemluft	(W)
Q_{Sw}	Strom latenter Wärme infolge der Schweißverdunstung	(W)
S_{str}	vom Körper des Menschen absorbierte Strahlungsflußdichte	(W/m ²)
SA	Sonnenaufgang	
SU	Sonnenuntergang	
SVF	sky view factor	
ST	mittlere jährliche Anzahl der Sommertage	(n/a)
t	Zeit	(h)
T_a	Lufttemperatur	(°C)
$T_{a,mit}$	mittlere Lufttemperatur	(°C)
T_{eq}	Äquivalenttemperatur	(°C)
T_{mit}	mittlere Strahlungstemperatur	(°C)
T_s	Strahlungsäquivalenttemperatur	(°C)
T_o	Oberflächentemperatur	(K)
TT	mittlere jährliche Anzahl der Tropentage	(n/a)
UHI	Intensität der urbanen Wärmeinsel	(K)
UHI_{max}	maximale Intensität der urbanen Wärmeinsel	(K)
UHI_{mit}	mittlere Intensität der urbanen Wärmeinsel	(K)
UME	urban moisture excess	(hPa)
v	Windgeschwindigkeit	(m/s)
V	turbulenter Strom latenter Wärme	(W/m ²)
W	Breite von Straßenschluchten	(m)
W	Energieumsatz infolge mechanischer Leistung	(W)
W_i	Wichtungsfaktoren für gemessene Strahlungsflüsse	
WS	mittlere jährliche Wärmesumme	(°C)
wT	mittlere jährliche Anzahl warmer Tage	(n/a)
x	luvseitige Distanz zwischen der Stadtgrenze und dem Stadtzentrum	(m)
α	Differenz zwischen den Vertikalgradienten der potentiellen Temperatur Θ im Umland und in der Stadt	(K/m)
ε	Emissionsvermögen (Stoffkonstante)	
ε_p	Emissionsvermögen des Menschen	
λ	Wärmeleitfähigkeit	(W/(m K))
μ_r	thermal admittance	(J/(m ² s ^{1/2} K))

ρ	Dichte	(kg/m ³)
σ	Stefan-Boltzmann-Konstante ($5,67 * 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 * \text{K}^4)$)	
ΔB_E	Änderung der Energiespeicherung in einer „Box“ (enthält Luft, Baukörper, Vegetationsformen, Boden, ...) unter der Energieumsetzungsfläche; wird durch einen gleichwertigen Energiestrom an der Energieumsetzungsfläche ausgedrückt	(W/m ²)
ΔT_a	Differenzen der Lufttemperatur	(K)
$\Delta T_a/\Delta t$	mittlere Erwärmungs- und Abkühlungsraten	(°C/h)
$\Delta VP/\Delta t$	mittlere stündliche Veränderungen des Dampfdrucks	(hPa/h)
$\Delta T_{s,a}$	jährliche Amplitude der mittleren Strahlungsäquivalenttemperatur	(°C)
$\Delta T_{s,d}$	tägliche Amplitude der mittleren Strahlungsäquivalenttemperatur	(°C)
$\Delta T_{s,l}$	Differenzen von Strahlungsäquivalenttemperaturen von $T_s(\text{Baukörperstrukturtyp 7}) - T_s(\text{Baukörperstrukturen})$	(°C)
$\Delta T_{s,w}$	Differenzen von Strahlungsäquivalenttemperaturen von $T_s(\text{Oberflächentyp}) - T_s(\text{Nadelwald})$	(°C)
Δx	horizontale Distanz zwischen luvseitigen Stadtrand und Standzentrum	(m)
Φ_m	kombinierter Einfluß von Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität	
Φ_t	Einfluß aktueller Bedingungen auf UHI	
Φ_w	zeitliche Abhängigkeit der UHI	
$\left(\frac{\partial \Theta}{\partial z}\right)_r$	Vertikalgradient der potentiellen Temperatur Θ im ländlichen Umland	(K/m)
$\left(\frac{\Delta \Theta}{\Delta p}\right)_r$	vertikale Änderung der potentiellen Temperatur Θ mit vertikaler Änderung des Luftdrucks p im ländlichen Umland	(K/hPa)

Verzeichnis der Abbildungen

	Seite
Abb. II.1: Mittlere tägliche Mortalitätsrate N in Abhängigkeit vom Tagesmittelwert der thermischen Bewertungsgröße PMV (Predicted Mean Vote) in Baden-Württemberg von 1968 bis 1993 (nach VDI, 1998)	7
Abb. II.2: Idealierte Verteilung der verschiedenen Grenzschichten in einer Stadt (nach OKE, 1984)	8
Abb. II.3: Heuristisches Wirkungsgefüge zur Entstehung des Stadtklimas (nach WANNER, 1985b)	12
Abb. II.4: Windrosen für verschiedene Windgeschwindigkeitsbereiche; Grundlage: Winddaten aus 10 m Höhe über Grund an der Wetterstation München – Riem im Zeitraum 1951 bis 1970 (nach SCHÄFER, 1982)	18
Abb. II.5: Meßstelle im Zentrum von München innerhalb des temporären Meßnetzes im Bodenniveau im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN (aus BRÜNDL et al., 1987)	20
Abb. II.6: Charakterisierung der Horizontüberhöhung (Hofgarten, München) über eine „Fish-eye“-Aufnahme	20
Abb. II.7: Charakterisierung der Horizontüberhöhung (Amalienstraße, München) über eine „Fish-eye“-Aufnahme	21
Abb. II.8: Charakterisierung der Horizontüberhöhung in einer engen Gasse in München über eine „Fish-eye“-Aufnahme	21
Abb. II.9: Meßstelle im Osten von München innerhalb des temporären Meßnetzes im Dachniveau im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN (aus BRÜNDL et al., 1987)	22
Abb. II.10: Meßwagen für thermische Profilfahrten im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN	24
Abb. II.11: Anordnung von Meßwertgebern für thermische Profilfahrten vor der Front des Meßwagens aus dem Forschungsvorhaben STADTKLIMA BAYERN	24
Abb. II.12: Meßanordnung zur Bestimmung der Energiebilanz von urbanen Oberflächenarten nach dem BREB Verfahren während des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN	26
Abb. II.13: Fesselballon mit Meßsonde für Vertikalsondierungen von meteorologischen Parametern	27
Abb. II.14: Mobiles human-biometeorologisches Meßsystem des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg für den Einsatz in urbanen Mikroklimaten (rechts oben: elektrisch ventiliertes Psychrometer zur Messung von Lufttemperatur und Bestimmung des Dampfdrucks, Mitte oben: Hitzdrahtanemometer zur Messung der Windgeschwindigkeit, links: um eine horizontale und vertikale Achse drehbar angeordnetes Pyranometer zur Messung der kurzwelligen Strahlungsflüsse und Pyrgeometer zur Messung der langwelligen Strahlungsflüsse)	44
Abb. III.1: Zusammenhänge zwischen maximaler Wärmeinselintensität UHI_{max} und Stadtbevölkerung P für Städte in Nordamerika, Westeuropa, Japan und Korea (nach OKE, 1973, 1982; PARK, 1986)	55
Abb. III.2: Zusammenhänge zwischen der maximalen Wärmeinselintensität UHI_{max} (in 1.5 m Höhe über Grund) im Sommer und dem Anteil F_v der versiegelten Stadtfläche an der gesamten Stadtfläche für Städte in Japan und Korea (nach PARK, 1986)	57

Abb. III.3:	Maximale Wärmeinselintensität UHI_{\max} in Abhängigkeit vom Quotienten H/W für Straßenschluchten (H : Höhe der Randbebauung, W : Straßenschluchtbreite) in Städten in mittleren geographischen Breiten (nach (III.9)) und in der tropischen Stadt Singapore (nach (III.10))	58
Abb. III.4:	Intensität UHI der urbanen Wärmeinsel (in 2 m Höhe über Grund) in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit v und Bedeckungsgrad des Himmels (in Achtel); nach Meßfahrten von NÜBLER (1979) im Zeitraum Herbst 1971 bis Herbst 1973 und modifiziert durch FEZER (1995)	62
Abb. III.5:	Abhängigkeit der Wärmeinselintensität UHI in Vancouver von der regionalen Windgeschwindigkeit v im Zeitraum von ein bis drei Stunden nach Sonnenuntergang während wolkenloser Nächte (nach OKE, 1976)	63
Abb. III.6:	Zusammenhang zwischen regionaler Windgeschwindigkeit v und Stadtbevölkerung P bei $UHI = 0.0$ °C und Strahlungswetter; Grundlage: Beziehung III.12 von OKE (1973) für zehn Städte in der kanadischen Provinz Québec	64
Abb. III.7:	Vertikalprofile von potentieller Temperatur Θ (unten), horizontaler Windgeschwindigkeit v (Mitte) und Windrichtung dd (oben) am 30. Mai 1983, Startzeit 15 Uhr MEZ, im Stadtzentrum von München und im nordöstlichen Umland (z : Höhe über Grund)	74
Abb. III.8:	Vertikalprofile von potentieller Temperatur Θ (unten), horizontaler Windgeschwindigkeit v (Mitte) und Windrichtung dd (oben) am 30. Mai 1983, Startzeit 19 Uhr MEZ, im Stadtzentrum von München und im nordöstlichen Umland (z : Höhe über Grund)	75
Abb. III.9:	Vertikalprofile von potentieller Temperatur Θ (unten), horizontaler Windgeschwindigkeit v (Mitte) und Windrichtung dd (oben) am 30. Mai 1983, Startzeit 23 Uhr MEZ, im Stadtzentrum von München und im nordöstlichen Umland (z : Höhe über Grund)	76
Abb. III.10:	Vertikalprofile von potentieller Temperatur Θ (unten), horizontaler Windgeschwindigkeit v (Mitte) und Windrichtung dd (oben) am 31. Mai 1983, Startzeit 5 Uhr MEZ, im Stadtzentrum von München und im nordöstlichen Umland (z : Höhe über Grund)	77
Abb. III.11:	Lage der Meßstellen „Universität“, „Praterinsel“ und „Hinterbrühl“ des temporären Meßnetzes im Bodenniveau in München im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN	79
Abb. III.12:	Mittlere Tagesgänge der Lufttemperatur T_a (in 2 m Höhe über Grund) an drei Meßstellen in München in einem Sommermonat	80
Abb. III.13:	Mittlere Tagesgänge der Lufttemperatur T_a (in 2 m Höhe über Grund) an drei Meßstellen in München in einem Wintermonat	80
Abb. III.14:	Tagesgänge von mittleren Differenzen der Lufttemperatur T_a (in 2 m Höhe über Grund) zwischen drei Meßstellen in München in einem Sommermonat	81
Abb. III.15:	Tagesgänge von mittleren Differenzen der Lufttemperatur T_a (in 2 m Höhe über Grund) zwischen drei Meßstellen in München in einem Wintermonat	81
Abb. III.16:	Mittlere stündliche Erwärmungs- und Abkühlungsraten ($\Delta T_a/\Delta t$) der Luft in 2 m Höhe über Grund an drei Meßstellen in München in einem Sommermonat	82

Abb. III.17:	Mittlere stündliche Erwärmungs- und Abkühlungsraten ($\Delta T_a/\Delta t$) der Luft in 2 m Höhe über Grund an drei Meßstellen in München in einem Wintermonat	82
Abb. III.18:	Thermalbild (in Farbäquidensitendarstellung) von München am 8. Juli 1982, mittags (aus BAUMGARTNER et al., 1985), überarbeitet vom Umweltschutzreferat der Landeshauptstadt München für den Umweltatlas München (URLHM, 2000)	88
Abb. III.19:	Thermalbild (in Farbäquidensitendarstellung) von München am 14. Juli 1982, erste Nachthälfte (aus BAUMGARTNER et al., 1985), überarbeitet vom Umweltschutzreferat der Landeshauptstadt München für den Umweltatlas München (URLHM, 2000)	89
Abb. III.20:	Tages- und jahreszeitliche Variabilität von mittleren Strahlungsäquivalenttemperaturen T_S verschiedener urbaner Oberflächentypen, abgeleitet aus Thermalbildern von München (nach BAUMGARTNER et al., 1985)	92
Abb. III.21:	Tages- und jahreszeitliche Variabilität von mittleren Strahlungsäquivalenttemperaturen T_S verschiedener Baukörperstrukturen, abgeleitet aus Thermalbildern von München (nach BAUMGARTNER et al., 1985)	97
Abb. III.22:	Zusammenhang zwischen dem täglichen Maximum ($T_{a,max}$), täglichen Minimum ($T_{a,min}$) und Tagesmittelwert ($T_{a,mit}$) der Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund einerseits sowie dem versiegelten Flächenanteil F_v andererseits; Grundlage: Daten von Meßstellen des temporären Meßnetzes im Bodenniveau in München während einer sommerlichen Hochdruckwetterlage (nach BRÜNDL et al., 1987; MAYER, 1987)	102
Abb. III.23:	Zusammenhang zwischen dem täglichen Minimum ($T_{a,min}$) und Tagesmittelwert ($T_{a,mit}$) der Lufttemperatur in 2 m Höhe über Grund einerseits sowie dem versiegelten Flächenanteil F_v andererseits; Grundlage: Daten von Meßstellen des temporären Meßnetzes im Bodenniveau in München während einer winterlichen Hochdruckwetterlage (nach BRÜNDL et al., 1987; MAYER, 1987)	103
Abb. III.24:	Zusammenhang zwischen der mittleren jährlichen Lufttemperatur $T_{a,mit}$ in 2 m Höhe über Grund und dem versiegelten Flächenanteil F_v sowie dem <i>sky view factor</i> SVF; Grundlage: Daten von Meßstellen des temporären Meßnetzes im Bodenniveau in München von 1982 bis 1984 (nach BRÜNDL et al., 1987; MAYER, 1987)	104
Abb. III.25:	Zusammenhang zwischen der Lufttemperatur T_a in 1.5 m Höhe über Grund und dem versiegelten Flächenanteil F_v bzw. dem Anteil F_g von Grün- und Wasserflächen in der südjapanischen Stadt Kumamoto während Strahlungswetterlagen im Sommer 1980; Daten aus vier Meßkampagnen am frühen Nachmittag und drei Meßkampagnen in der Nacht (nach SAITO et al., 1990/1991; FEZER, 1995)	105
Abb. III.26:	Simulierte Abhängigkeit der langwelligen Strahlungsbilanz $R_{n,l}$ an der Bodenoberfläche in den Stunden nach Sonnenuntergang vom <i>sky view factor</i> SVF (nach OKE et al., 1991)	108
Abb. III.27:	Simulierte Abhängigkeit der Oberflächentemperatur T_o des Bodens in den Stunden nach Sonnenuntergang vom <i>sky view factor</i> SVF (nach OKE et al., 1991)	108

Abb. III.28:	Simulierte Abhängigkeit der urbanen Wärmeinselintensität UHI (hier als Differenz zwischen der Oberflächentemperatur des Bodens in Straßenschluchten und der Oberflächentemperatur des ländlichen Umlandes) in den Stunden nach Sonnenuntergang vom <i>sky view factor</i> SVF (nach OKE et al., 1991)	110
Abb. III.29:	Lage der Meßstellen in der <i>UCL</i> während der Fallstudie am 13. August 1985 im nördlichen Stadtzentrum von München	120
Abb. III.30:	Lufttemperatur T_a in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München und im Stammraum eines nahen Fichtenhochwaldes (modifiziert nach HÖPPE und MAYER, 1987; MAYER, 1993)	121
Abb. III.31:	Lage der Meßpunkte für die human-biometeorologischen Messungen im Rahmen des KLIWUS-Projektes am 22. August 1989 (sommerlicher Strahlungstag) im nördlichen Stadtzentrum von München (aus MAYER und SUPPAN, 1990)	123
Abb. III.32:	Lufttemperatur T_a in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an vier nahen Meßpunkten im nördlichen Stadtzentrum von München (modifiziert nach MAYER und SUPPAN, 1990)	124
Abb. III.33:	Lage der Meßpunkte für die human-biometeorologischen Messungen im Rahmen des KLIWUS-Projektes am 16. August 1989 (sommerlicher Strahlungstag) im Stadtzentrum von München (aus MAYER und SUPPAN, 1990)	125
Abb. III.34:	Lufttemperatur T_a in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von München (modifiziert nach MAYER und SUPPAN, 1990)	126
Abb. III.35:	Lage der Meßpunkte für die human-biometeorologischen Messungen am 19. Juli 1999 (schöner Sommertag) im Zentrum von Freiburg	128
Abb. III.36:	<i>Fish-eye</i> Aufnahmen (nach oben) von den Meßplätzen „unter einer Baumkrone“ (MP 1, oben) und „unter einer Baumkronengruppe“ (MP 3, unten) im Zentrum von Freiburg am 19. Juli 1999	130
Abb. III.37:	<i>Fish-eye</i> Aufnahmen (nach oben) von den Meßplätzen „Straßenschlucht, Südseite“ (MP 5, oben) und „Straßenschlucht, Nordseite“ (MP 6, unten) im Zentrum von Freiburg am 19. Juli 1999	131
Abb. III.38:	<i>Fish-eye</i> Aufnahme (nach oben) vom Meßplatz „östlich der Baumgruppe“ (MP 2) im Zentrum von Freiburg am 19. Juli 1999	132
Abb. III.39:	Lufttemperatur T_a in 1.1. m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Bereich einer innerstädtischen Grünfläche in Freiburg	132
Abb. III.40:	Lufttemperatur T_a in 2 m Höhe über Grund aus Profilfahrten in München auf der Route 1 (Länge: 11.2 km) am 1./2. Juni 1981 (Sonnenuntergang 1. Juni 1981: 20.05 Uhr MEZ; Sonnenaufgang 2. Juni 1981: 4.17 Uhr MEZ)	136
Abb. III.41:	Lufttemperatur T_a in 2 m Höhe über Grund aus Profilfahrten in München auf der Route 8 (Länge: 19.1 km) am 13./14. Mai 1982 (Sonnenuntergang 13. Mai 1982: 19.44 Uhr MEZ; Sonnenaufgang 14. Mai 1982: 4.34 Uhr MEZ)	137
Abb. III.42:	Lufttemperatur T_a in 2 m Höhe über Grund aus Profilfahrten in München auf der Route 9 (Länge: 16.8 km) am 1./2. Juni 1982 (Sonnenuntergang 1. Juni 1982: 20.05 Uhr MEZ; Sonnenaufgang 2. Juni 1982: 4.17 Uhr	

	MEZ)	137
Abb. III.43:	Mittlere Tagesgänge des Dampfdrucks VP (in 2 m Höhe über Grund) an drei Meßstellen in München in einem Sommermonat	143
Abb. III.44:	Mittlere Tagesgänge des Dampfdrucks VP (in 2 m Höhe über Grund) an drei Meßstellen in München in einem Wintermonat	144
Abb. III.45:	Tagesgänge von mittleren Differenzen des Dampfdrucks VP (in 2 m Höhe über Grund) zwischen drei Meßstellen in München in einem Sommermonat	144
Abb. III.46:	Tagesgänge von mittleren Differenzen des Dampfdrucks VP (in 2 m Höhe über Grund) zwischen drei Meßstellen in München in einem Wintermonat	145
Abb. III.47:	Mittlere stündliche Veränderungen des Dampfdrucks ($\Delta VP/\Delta t$) in 2 m Höhe über Grund an drei Meßstellen in München in einem Sommermonat	146
Abb. III.48:	Mittlere stündliche Veränderungen des Dampfdrucks ($\Delta VP/\Delta t$) in 2 m Höhe über Grund an drei Meßstellen in München in einem Wintermonat	147
Abb. III.49:	Tagesgänge der mittleren urbanen Wärmeinsel UHI und der mittleren urbanen Feuchteinsel UME in 2 m Höhe über Grund in einem Sommermonat, Basis: Daten von drei Meßstellen in München	149
Abb. III.50:	Tagesgänge der mittleren urbanen Wärmeinsel UHI und der mittleren urbanen Feuchteinsel UME in 2 m Höhe über Grund in einem Wintermonat, Basis: Daten von drei Meßstellen in München	149
Abb. III.51:	Lineare Zusammenhänge zwischen der urbanen Wärmeinsel UHI und der urbanen Feuchteinsel UME für verschiedene Fallstudien	151
Abb. IV.1:	Mittlere jährliche Anzahl der Tage mit Wärmebelastung in Stuttgart (30-jähriges Mittel, horizontales 25 m Raster); weiß umrandet: Planungsgebiet für „Stuttgart 21“ (LHS STUTTGART, 2000)	155
Abb. IV.2:	Farbkodierte Verteilung der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET (in 1.5 m Höhe über Grund) um 15 Uhr MEZ an einem typischen Strahlungstag im Sommer im Gebiet A mit dem Planzustand 1 (niedere Hochhausvariante) von „Stuttgart 21“; horizontales 7.5 m Raster (aus BLAZEK et al., 1998)	156
Abb. IV.3:	Mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München und im Stammraum eines nahen Fichtenhochwaldes (modifiziert nach HÖPPE und MAYER, 1987; MAYER, 1993)	160
Abb. IV.4:	Physiologisch Äquivalente Temperatur PET in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München und im Stammraum eines nahen Fichtenhochwaldes (modifiziert nach HÖPPE und MAYER, 1987; MAYER, 1993)	162
Abb. IV.5:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	163
Abb. IV.6:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	164
Abb. IV.7:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Dampfdruck VP, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	164

Abb. IV.8:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	165
Abb. IV.9:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Äquivalenttemperatur T_{eq} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	165
Abb. IV.10:	Kurzwellige Strahlung G aus dem oberen Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an vier nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München	166
Abb. IV.11:	Langwellige Strahlung A aus dem oberen Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an vier nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München	167
Abb. IV.12:	Mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an vier nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München	167
Abb. IV.13:	Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der kurzwelligen Strahlung G aus dem oberen Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	168
Abb. IV.14:	Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der langwelligen Strahlung A aus dem oberen Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	169
Abb. IV.15:	Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	169
Abb. IV.16:	Physiologisch Äquivalente Temperatur PET in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an vier nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im nördlichen Stadtzentrum von München	171
Abb. IV.17:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	172
Abb. IV.18:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	172
Abb. IV.19:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Dampfdruck VP, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	173
Abb. IV.20:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	173
Abb. IV.21:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Äquivalenttemperatur T_{eq} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	174
Abb. IV.22:	Kurzwellige Strahlung G aus dem oberen Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im Stadtzentrum von München	175
Abb. IV.23:	Langwellige Strahlung A aus dem oberen Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im Stadtzentrum von München	176
Abb. IV.24:	Mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten von unterschiedlicher Struktur im Stadtzentrum von München	178

Abb. IV.25: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungs-temperatur T_{mrt} und der kurzwelligen Strahlung G aus dem oberen Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	178
Abb. IV.26: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der langwelligen Strahlung A aus dem oberen Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	179
Abb. IV.27: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	180
Abb. IV.28: Physiologisch Äquivalente Temperatur PET in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an drei nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von München	182
Abb. IV.29: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	182
Abb. IV.30: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	183
Abb. IV.31: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Dampfdruck VP , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund.....	183
Abb. IV.32: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	184
Abb. IV.33: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Äquivalenttemperatur T_{eq} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	184
Abb. IV.34: Kurzwellige Strahlung G aus dem oberen Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von Freiburg	186
Abb. IV.35: Langwellige Strahlung A aus dem oberen Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von Freiburg	187
Abb. IV.36: Langwellige Strahlung E aus dem unteren Halbraum in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von Freiburg	187
Abb. IV.37: Effektive Ausstrahlung $E-A$ in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von Freiburg	189
Abb. IV.38: Mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt} in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von Freiburg	190
Abb. IV.39: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der kurzwelligen Strahlung G aus dem oberen Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	191
Abb. IV.40: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der langwelligen Strahlung A aus dem oberen Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	191
Abb. IV.41: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der langwelligen Strahlung E aus dem unteren Halbraum, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	192
Abb. IV.42: Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und effektiven Ausstrahlung $E-A$, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	192

Abb. IV.43:	Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_{a} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	193
Abb. IV.44:	Physiologisch Äquivalente Temperatur PET in 1.1 m Höhe über Grund an einem schönen Sommertag an fünf nahen Meßpunkten im Stadtzentrum von Freiburg	195
Abb. IV.45:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	196
Abb. IV.46:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_{a} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	196
Abb. IV.47:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Dampfdruck VP, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	197
Abb. IV.48:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Windgeschwindigkeit v , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund .	197
Abb. IV.49:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund	198
Abb. IV.50:	Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_{a} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 11 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Sommer 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	200
Abb. IV.51:	Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_{a} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 6 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Winter 1989/1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	200
Abb. IV.52:	Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_{a} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 9 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	201
Abb. IV.53:	Zusammenhang zwischen der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} und der Lufttemperatur T_{a} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 26 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen von April 1989 bis März 1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	201
Abb. IV.54:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 11 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Sommer 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	202
Abb. IV.55:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 6 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Winter 1989/1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	202
Abb. IV.56:	Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 9 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	203

Abb. IV.57: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der mittleren Strahlungstemperatur T_{mrt} , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 26 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen von April 1989 bis März 1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	203
Abb. IV.58: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 11 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Sommer 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	205
Abb. IV.59: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 6 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Winter 1989/1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	205
Abb. IV.60: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 9 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	206
Abb. IV.61: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und der Lufttemperatur T_a , jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 26 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen von April 1989 bis März 1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	206
Abb. IV.62: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 11 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Sommer 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	208
Abb. IV.63: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 6 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Winter 1989/1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	209
Abb. IV.64: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 9 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen im Frühjahr 1989/1990 und Herbst 1989 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	209
Abb. IV.65: Zusammenhang zwischen der Physiologisch Äquivalenten Temperatur PET und dem Predicted Mean Vote PMV, jeweils in 1.1 m Höhe über Grund, aus 26 Fallstudien bei windschwachen Hochdruckwetterlagen von April 1989 bis März 1990 im Rahmen des KLIWUS-Projektes in München	210
Abb. IV.66: Anordnung zur räumlichen Erfassung von kurzwelligen Strahlungsflüssen über den Einsatz eines drehbaren Pyranometer-Pyrgeometer-Meßsystems (vergrößert dargestellt)	212
Abb. IV.67: Graphische Oberfläche der WINDOWS-Version des Modells RayMan	213
Abb. IV.68: Graphische Oberfläche des Modells RayMan zur Eingabe von topographischen Daten	213
Abb. IV.69: Graphische Oberfläche des Modells RayMan zur Eingabe von Daten über Horizonteingangsobjekte	214
Abb. IV.70: Graphische Oberfläche des Modells RayMan zur Eingabe von Gebäudedaten (auch Approximation von Waldbeständen)	215

Abb. IV.71: Graphische Oberfläche des Modells RayMan zur Eingabe von Laubbaumdaten	215
Abb. IV.72: Graphische Oberfläche des Modells RayMan zur Eingabe von Nadelbaumdaten	215
Abb. IV.73: Graphische Oberfläche des Modells RayMan zum Einlesen von <i>Fish-eye</i> Aufnahmen oder freiem Zeichnen von Umgebung und urbanen Strukturen	216
Abb. IV.74: Beispiel für Horizonteinengungen durch Gebäude und Bäume sowie Verlauf der Sonnenbahn für eine urbane Struktur in Freiburg am 19.7.1999	216

Verzeichnis der Tabellen

	Seite
Tab. II.1:	Skaleneinteilung von atmosphärischen Phänomenen in der Meso- und Mikro-Skala sowie zugeordnete Skalen der räumlichen Planung (nach HÖSCHELE, 1984) 5
Tab. II.2:	Kurz- und langwellige Albedo von verschiedenen Oberflächenarten (aus Zusammenstellungen bei BAUMGARTNER et al., 1985; HUPFER und KUTTLER, 1998) 14
Tab. II.3:	Thermische Eigenschaften (Dichte ρ , spezifische Wärme c und Wärmeleitfähigkeit λ) von künstlichen und natürlichen Materialien (aus Zusammenstellungen bei BRÜNDL et al., 1987; HUPFER und KUTTLER, 1998) 15
Tab. II.4:	Stadtmerkmale und dadurch bedingte Modifikationen am unteren Rand der Stadtatmosphäre gegenüber dem ländlichen Umland (nach MAYER, 1986b) 16
Tab. II.5:	Mittel- und Extremwerte der Lufttemperatur T_a (in °C) in 2 m Höhe über Grund an der Wetterstation München - Riem im Zeitraum 1951 bis 1970 (aus SCHÄFER, 1982) 18
Tab. II.6:	Statistische Kenngrößen zur Lufttemperatur T_a in 2 m Höhe über Grund an der Wetterstation München - Riem im Zeitraum 1951 bis 1970 (aus SCHÄFER, 1982) 19
Tab. II.7:	Klassifizierungsmerkmale und Anwendungsbezüge von Modellen ohne explizite Auflösung urbaner Strukturen (nach HELBIG et al., 1999) 37
Tab. II.8:	Klassifizierungsmerkmale und Anwendungsbezüge von Modellen mit expliziter Auflösung urbaner Strukturen (nach HELBIG et al., 1999) 38
Tab. II.9:	Zuordnung von PET-Bereichen zu PMV-Bereichen bei gleichem thermischen Empfinden und gleicher thermophysilogischer Belastungsstufe von Menschen, bezogen auf eine metabolische Rate von 80 W und einen Wärmedurchgangswiderstand der Bekleidung (leichter Anzug) von 0.9 clo (nach MATZARAKIS und MAYER, 1996) 42
Tab. III.1	Energetische Ursachen der urbanen Wärmeinsel bzw. des urbanen Wärmearchipels in der <i>Urban Canopy Layer</i> (nach OKE, 1982) 50
Tab. III.2	Mittlere Intensität der urbanen Wärmeinsel (UHI_{mit}) in der <i>UCL</i> in verschiedenen Städten 52
Tab. III.3	Maximale Intensität der urbanen Wärmeinsel (UHI_{max}) in der <i>UCL</i> in verschiedenen Städten 53
Tab. III.4:	Trends der Intensität der urbanen Wärmeinsel in der <i>UCL</i> in verschiedenen Städten (Jr: Jahr; Fr: Frühjahr; So: Sommer; He: Herbst; Wi: Winter, Ja: Januar; Ju: Juli) 60
Tab. III.5:	Betrag (in °C/h) und Zeitpunkt (Uhrzeit in MEZ) der maximalen mittleren stündlichen Erwärmungs- und Abkühlungsraten $(\Delta T_a/\Delta t)_{max}$ der Luft in 2 m Höhe über Grund an drei ausgewählten Meßstellen im Bodenniveau in München im August 1981 und Januar 1982 85
Tab. III.6:	Tägliche Amplitude der mittleren Strahlungsäquivalenttemperatur $(\Delta T_{s,d})$ von verschiedenen Oberflächentypen, abgeleitet aus Thermalbildern von München im Herbst (7./8.9.1981), Winter (2./3.2.1982) und Sommer (8./14./15.7.1982) 93

Tab. III.7:	Jährliche Amplitude der mittleren Strahlungsäquivalenttemperatur ($\Delta T_{S,a}$) von verschiedenen Oberflächentypen zu den Terminen <i>mittags</i> , <i>abends nach Sonnenuntergang</i> und <i>morgens vor Sonnenaufgang</i> , abgeleitet aus Thermalbildern von München im Herbst (7.8.9.1981), Winter (2./3.2.1982) und Sommer (8./14./15.7.1982)	93
Tab. III.8a:	Mittlere Strahlungsäquivalenttemperaturen T_S von verschiedenen Oberflächentypen, abgeleitet aus Thermalbildern von München am 7./8.9.1981; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang; $\Delta T_{S,w}$: $T_S(\text{Oberflächentyp}) - T_S(\text{Nadelwald})$	94
Tab. III.8b:	Mittlere Strahlungsäquivalenttemperaturen T_S von verschiedenen Oberflächentypen, abgeleitet aus Thermalbildern von München am 2./3.2.1982; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang; $\Delta T_{S,w}$: $T_S(\text{Oberflächentyp}) - T_S(\text{Nadelwald})$	94
Tab. III.8c:	Mittlere Strahlungsäquivalenttemperaturen T_S von verschiedenen Oberflächentypen, abgeleitet aus Thermalbildern von München am 8./14./15.7.1982; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang; $\Delta T_{S,w}$: $T_S(\text{Oberflächentyp}) - T_S(\text{Nadelwald})$	95
Tab. III.9:	Tägliche Amplitude der mittleren Strahlungsäquivalenttemperatur ($\Delta T_{S,d}$) von verschiedenen Baukörperstrukturen, abgeleitet aus Thermalbildern von München im Herbst (7./8.9.1981), Winter (2./3.2.1982) und Sommer (8./14./15.7.1982)	98
Tab. III.10:	Jährliche Amplitude der mittleren Strahlungsäquivalenttemperatur ($\Delta T_{S,a}$) von verschiedenen Baukörperstrukturen zu den Terminen <i>mittags</i> , <i>abends nach Sonnenuntergang</i> und <i>morgens vor Sonnenaufgang</i> , abgeleitet aus Thermalbildern von München im Herbst (7./8.9.1981), Winter (2./3.2.1982) und Sommer (8./14./15.7.1982).....	99
Tab. III.11a:	Mittlere Strahlungsäquivalenttemperaturen T_S von verschiedenen Baukörperstrukturen, abgeleitet aus Thermalbildern von München am 7./8.9.1981; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang; $\Delta T_{S,I}$: $T_S(\text{Baukörperstrukturtyp 7}) - T_S(\text{Baukörperstrukturen})$	99
Tab. III.11b:	Mittlere Strahlungsäquivalenttemperaturen T_S von verschiedenen Baukörperstrukturen, abgeleitet aus Thermalbildern von München am 2./3.2.1982; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang; $\Delta T_{S,I}$: $T_S(\text{Baukörperstrukturtyp 7}) - T_S(\text{Baukörperstrukturen})$	100
Tab. III.11c:	Mittlere Strahlungsäquivalenttemperaturen T_S von verschiedenen Baukörperstrukturen, abgeleitet aus Thermalbildern von München am 8./14./15.7.1982; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang; $\Delta T_{S,I}$: $T_S(\text{Baukörperstrukturtyp 7}) - T_S(\text{Baukörperstrukturen})$	100
Tab. III.12:	Dreijährige Mittelwerte (Zeitraum: 1982 bis 1984) von Lufttemperatur T_a ($T_{a,mit}$), Wärmesumme (WS) und Kältesumme (KS), absolutes Maximum (MAX) von T_a und absolutes Minimum (MIN) von T_a im Zeitraum 1982 bis 1984 sowie mittlere jährliche Anzahl (n/a) der Tropentage (TT), Sommertage (ST), warmen Tage (wT), Heiztage (HT), Frosttage (FT), Eistage (ET) und kalten Tage (kT) im Zeitraum 1982 bis 1984 an den einzelnen Meßstellen im temporären Meßnetz Bodenniveau in München im Rahmen des Forschungsvorhabens STADTKLIMA BAYERN (modifiziert nach BRÜNDL et al., 1987)	113

Tab. III.13:	Regressionskoeffizienten a_0 , a_1 , b_0 und b_1 aus den Beziehungen (III.40) und (III.41) sowie entsprechende Korrelationskoeffizienten r ; Grundlage: statistische thermische Kenngrößen für 18 Meßstellen aus dem Meßnetz Bodenniveau in München im Zeitraum 1982 bis 1984; F_v : Anteil der versiegelten Fläche, SVF: <i>sky view factor</i> , T_a : Lufttemperatur	115
Tab. III.14:	Regressionskoeffizienten c_0 , c_1 und c_2 aus der multiplen Regressionsbeziehung (III.42) sowie entsprechende multiple Korrelationskoeffizienten r ; Grundlage: statistische thermische Kenngrößen für 18 Meßstellen aus dem Meßnetz Bodenniveau in München im Zeitraum 1982 bis 1984; F_v : Anteil der versiegelten Fläche, SVF: <i>sky view factor</i> , T_a : Lufttemperatur	116
Tab. III.15:	Mittelwerte ΔT_a und dazugehörige Standardabweichungen σ der Lufttemperaturdifferenzen $T_{a,MP(i)} - T_{a,MP(1)}$ in 2 m Höhe über Grund für ausgewählte Meßpunkte MP(i) bei verschiedenen Oberflächenbedeckungsarten der engeren Umgebung um MP(i); MP(1): Bezugsmeßpunkt (nördliches Stadtzentrum, Innenhof (Universität); Oberflächenbedeckungsart: Blockbebauung der Jahrhundertwende mit hoher Wohndichte und wenig wohnungsnahem Grün); Grundlage: Ergebnisse von thermischen Profilfahrten im Februar/März/April 1982 durch München bei austauscharmen Hochdruckwetterlagen; SU: Sonnenuntergang, SA: Sonnenaufgang (modifiziert nach BRÜNDL et al., 1987)	140
Tab. III.16:	Werte (in hPa/h) und Zeitpunkte (Uhrzeit in MEZ) der maximalen $((\Delta VP/\Delta t)_{max})$ und minimalen $((\Delta VP/\Delta t)_{min})$ mittleren stündlichen Veränderungen des Dampfdrucks in 2 m Höhe über Grund an drei ausgewählten Meßstellen im Bodenniveau in München im August 1981 und Januar 1982	148

Berichte des Meteorologischen Institutes der Universität Freiburg

- Nr. 1: Fritsch, J.: Energiebilanz und Verdunstung eines bewaldeten Hanges. Juni 1998.
- Nr.2: Gwehenberger, J.: Schadenpotential über den Ausbreitungspfad Atmosphäre bei Unfällen mit Tankfahrzeugen zum Transport von Benzin, Diesel, Heizöl oder Flüssiggas. August 1998.
- Nr. 3: Thiel, S.: Einfluß von Bewölkung auf die UV-Strahlung an der Erdoberfläche und ihre ökologische Bedeutung. August 1999.
- Nr. 4: Iziomon, M.G.: Characteristic variability, vertical profile and modelling of surface radiation budget in the southern Upper Rhine valley region. Juli 2000.
- Nr. 5: Mayer, H. (Hrsg.): Festschrift „Prof. Dr. Albrecht Kessler zum 70. Geburtstag“. Oktober 2000.
- Nr. 6: Matzarakis, A.: Die thermische Komponente des Stadtklimas. Juli 2001.