

Modellbasierte Analyse des Stadtklimas als Grundlage für die Klimaanpassung am Beispiel von Wiesbaden und Mainz

**Abschlussbericht zum Arbeitspaket 3 des Projekts
KLIMPRAX Wiesbaden/Mainz -
Stadtklima in der kommunalen Praxis**

von Heike Noppel



Berichte des Deutschen Wetterdienstes

249

Modellbasierte Analyse des Stadtklimas als Grundlage für die Klimaanpassung am Beispiel von Wiesbaden und Mainz

**Abschlussbericht zum Arbeitspaket 3 des Projekts
KLIMPRAX Wiesbaden/Mainz -
Stadtklima in der kommunalen Praxis**

von Heike Noppel

Zitationsvorschlag:

Noppel, Heike (Hrsg.: Deutscher Wetterdienst): Modellbasierte Analyse des Stadtklimas als Grundlage für die Klimaanpassung am Beispiel von Wiesbaden und Mainz. Abschlussbericht zum Arbeitspaket 3 des Projekts KLIMPRAX Wiesbaden/Mainz - Stadtklima in der kommunalen Praxis. - Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 2017. (Berichte des Deutschen Wetterdienstes ; 249)

ISSN: 2194-5969 (Online)

ISBN: 978-3-88148-500-5

Nutzungsbedingungen:

Dieses Dokument steht unter folgender Creative Commons-Lizenz:



Sie dürfen das Werk bzw. den Inhalt unter folgenden Bedingungen vervielfältigen, verbreiten und öffentlich zugänglich machen: Sie müssen den Namen des Autors/Rechteinhabers in der von ihm festgelegten Weise nennen. Dieses Werk bzw. dieser Inhalt darf nicht für kommerzielle Zwecke verwendet werden und es darf nicht bearbeitet, abgewandelt oder in anderer Weise verändert werden. Mit der Verwendung dieses Dokumentes erkennen Sie die Nutzungsbedingungen an.

Die in den DWD-Berichten veröffentlichten Texte werden allein von ihren jeweiligen Autoren verantwortet; die darin zum Ausdruck gebrachte Meinung entspricht nicht notwendig der Meinung des Herausgebers (Deutscher Wetterdienst).

Fachliche Durchsicht: Dipl.-Met. Marita Roos

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst
Fachinformationsdienst und
Deutsche Meteorologische Bibliothek
Frankfurter Straße 135
63067 Offenbach
bibliothek@dwd.de
www.dwd.de

Korrespondenzadresse:

Deutscher Wetterdienst
Dr. Heike Noppel
Abteilung Klima- und Umweltberatung
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach
Heike.Noppel@dwd.de

Vorwort

Der vorliegende Bericht präsentiert die wesentlichen Arbeiten und Ergebnisse des Arbeitspaketes 3 (AP 3) im Projekt „KLIMPRAX Wiesbaden/Mainz – Stadtklima in der kommunalen Praxis. Handlungsleitfaden Anpassung“, im Folgenden kurz „KLIMPRAX-Stadtklima“. Das Gesamtprojekt wird vom Hessischen Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) geleitet und koordiniert. Die Federführung für das AP 3 „Klimaanalyse und -projektion für das erweiterte Stadtgebiet Wiesbaden und Mainz“ lag beim Deutschen Wetterdienst (DWD). Es wurden drei Schwerpunktthemen behandelt:

- Das Klima der Gegenwart,
- das Klima der Zukunft und
- Kaltluftanalysen.

Unter „Klima“ wird hier in der Regel das durch die Stadt (das heißt in erster Linie durch die Bebauung) modifizierte Klima, das sogenannte Stadtklima, verstanden. Die Untersuchung dient dazu, flächendeckende Daten als Grundlage für die Stadtentwicklung und die Anpassung an den zu erwartenden Klimawandel zur Verfügung zu stellen. Die Ergebnisse sollen in einem weiteren Arbeitspaket (AP 4) in planungsrelevante Parameter und Kategorien übersetzt werden.

KLIMPRAX-Stadtklima konzentriert sich auf die Folgen des zu erwartenden Temperaturanstieges und damit auf die Problematik der zunehmenden Hitzebelastung im Sommer vor allem in den Städten. Mit möglichen Anpassungsmaßnahmen an veränderte Niederschläge befasst sich das Projekt „KLIMPRAX-Starkregen“, ebenfalls unter Federführung des HLNUG.

Zusammenfassung

Ziel des Arbeitspaketes „Klimaanalyse und -projektion für das erweiterte Stadtgebiet Wiesbaden und Mainz“ im Rahmen des Projektes KLIMPRAX-Stadtklima war die Bereitstellung quantitativer Ergebnisse zum Stadtklima und zu Klimawandelfolgen auf Basis von Simulationen mit dem Stadtklimamodell MUKLIMO_3 für städtische Planungen und Abwägungsentscheidungen. Außerdem sollten die Daten als Grundlage für weitere vertiefende Betrachtungen dienen.

Unter Berücksichtigung der Bebauungsstruktur bzw. Landnutzung durch 29 speziell für das Untersuchungsgebiet definierten Landnutzungsklassen und deren typischer physikalischer Eigenschaften (z.B. Gebäudehöhe oder Gebäudegrundflächenanteil) sowie der Geländehöhe wurden 16 Simulationen mit dem numerischen Stadtklimamodell MUKLIMO_3 für unterschiedliche sommerliche und niederschlagsfreie meteorologische Bedingungen für die Region Wiesbaden/Mainz durchgeführt. Mit Hilfe von Messungen an der Klimastation Frankfurt/Flughafen und der sogenannten Quadermethode wurden daraus räumlich hoch aufgelöste Klimatologien für die Anzahl der Sommertage, der heißen Tage und der Tropennächte (sogenannte Klimaindizes) für den 30-jährigen Zeitraum 1971–2000 bestimmt. Die Ergebnisse zeigen deutliche räumliche Unterschiede. So werden in den Innenstädten bis über 65 Sommertage, ca. 20 heiße Tage und 15 Tropennächte erreicht, während z. B. die Werte im weniger dicht bebauten und etwas höher gelegenen Wiesbaden-Auringen mit ca. 32 Sommertagen, 6 heißen Tagen und 2 Tropennächten deutlich niedriger liegen.

Um den Einfluss der Bebauung auf die räumliche Verteilung besser von der des Geländes unterscheiden zu können, wurden die Untersuchungen mit einem virtuellen Landnutzungsszenario wiederholt, bei dem die Bebauung im Modellgebiet überall entfernt und durch „Streuobstwiesen“ ersetzt wurde. Alleine die Bebauung führt in den Innenstädten zu einer Erhöhung um ca. 20 Sommertage, 10 heiße Tage und bis zu 15 Tropennächte im Jahr.

Von großem Interesse für die Städte ist die zukünftige Entwicklung der Hitzebelastung. Dazu wurden die Ergebnisse von 17 regionalen Klimaprojektionen herangezogen und die räumliche Verteilung der Zunahme der Klimaindizes bis zum Zeitraum 2031–2060 in den beiden Städten bestimmt. Durch die Verwendung mehrerer Klimaprojektionen erhält man eine ganze Spannweite von Ergebnissen, die die Unsicherheiten in den verwendeten Klimamodellen widerspiegelt. Dargestellt sind in diesem Bericht in der Regel das 25. und 75. Perzentil der Zunahme der Klimaindizes, das entspricht dem Bereich, in dem 50 % der Ergebnisse aus den verwendeten Klimaprojektionen liegen. Im gesamten Untersuchungsgebiet ist eindeutig mit einer Zunahme aller drei Klimaindizes zu rechnen. Diese ist im Rheintal stärker als im Taunus. Geht man vom 75. Perzentil aus, dann wäre am Standort der Klimastation Wiesbaden-Süd in Zukunft mit einer Erhöhung um ca. 23 Tage auf im Mittel 71 Sommertage pro Jahr und an der Station in Mainz auf 73 Sommertage zu rechnen. Was in der Periode 1971–2000 noch eine absolute Ausnahme war, würde in der Zeitspanne 2031–2060 zur Regel. Das 25. Perzentil liegt bei einer Zunahme von 12 bis 13 Sommertagen. Prozentual gesehen ist die Zunahme bei den Tropennächten besonders hoch. Hier ist ein Anstieg um 4 bis 16 Tropennächte zu erwarten.

Der Einfluss der Landnutzung bzw. Bebauungsstruktur auf die Temperaturverteilung sowie auf die zu erwartende Zunahme der Kenntage wird statistisch anhand von Box-Whisker-Plots dargestellt. Im Mittel sind Gebiete mit Blockbebauung und Citybebauung am wärmsten. Hier ergeben sich z. B. 10 bis 15 Sommertage mehr als in unbebauten Gebieten. Tagsüber ist es im Wald am kühlfsten, nachts auf Freiflächen wie Wiesen, Äckern oder in Gärten. Aber auch Siedlungsgebiete mit Ein- und Mehrfamilienhäusern oder Reihenhäusern kühlen nachts im Vergleich zur Blockbebauung noch gut ab. Allerdings weisen die Ergebnisse für die einzelnen Bebauungs- bzw. Landnutzungsklassen eine recht große Spannweite auf. Die statistische Analyse der bis 2031–2060 zu erwartenden Erwärmung liefert Hinweise, dass vor allem die Anzahl der heißen Tage in den dicht bebauten, ohnehin schon überwärmten Bereichen, stärker zunehmen wird als in nur locker bebauten oder unbebauten Gebieten.

Für das Wohlbefinden des Menschen spielen nicht nur die Temperatur sondern auch weitere Faktoren wie die Windgeschwindigkeit, die Luftfeuchte und die Strahlung eine Rolle. Um diese Einflüsse zu berücksichtigen wurde vom Deutschen Wetterdienst ein bioklimatischer Index, die Gefühlte Temperatur, entwickelt. Auf Grundlage der Gefühlten Temperatur kann beurteilt werden, ob der menschliche Organismus es problemlos

schaft, sich an die gegebene meteorologische Situation anzupassen oder ob Wärmebelastung vorliegt. Die Gefühlte Temperatur und die zugeordnete Stufe der Wärmebelastung wurde aus den MUKLIMO_3 Ergebnissen bestimmt und in diesem Bericht für eine der 16 Simulationen dargestellt, bei der eine besonders hohe Wärmebelastung sowie ein starker Einfluss der Bebauung zu erwarten ist. Hinsichtlich der Wärmebelastungsstufen ergeben sich tagsüber vergleichsweise geringe Unterschiede. Nachts treten die beiden Innenstädte sowie Wiesbaden-Biebrich jedoch durch eine erhöhte Wärmebelastung hervor. Auch in den Wäldern herrscht nachts eine vergleichsweise hohe Gefühlte Temperatur.

Diese Informationen können genutzt werden, um aufzuzeigen, wo im Stadtgebiet besonders hohe Wärmebelastung auftritt, und dies kann dann z. B. bei der Planung von Krankenhäusern oder Altenheimen berücksichtigt werden. Wichtig ist aber auch zu wissen, wie mit Hilfe stadtplanerischer Mittel eine weitere Verschlechterung der Wärmebelastungssituation möglichst vermieden oder reduziert wird. Da die städtische Wärmeinsel in der Nacht am stärksten ausgeprägt ist und eine fehlende nächtliche Entlastung (Abkühlung) sich besonders negativ auf das Wohlbefinden und die Gesundheit auswirkt, spielen hier die nächtliche Bildung von Kaltluft und die damit verbundenen Kaltluftabflüsse eine entscheidende Rolle. Es wurde deshalb anhand der MUKLIMO_3-Ergebnisse flächendeckend das Potential der bisher unbebauten Flächen zur Bildung von Kaltluft analysiert. Aus den Simulationsergebnissen wurden Trajektorien der Kaltluft bestimmt. Damit wird sichtbar gemacht, wohin die Luft aus einem vorgegebenen Gebiet (z. B. ein Kaltluftentstehungsgebiet) fließt oder woher die Luft nachts in die besonders belasteten Gebiete strömt. Zusätzlich wurden Volumenstromdichten sowie die mittlere Temperatur von Kaltluftabflüssen berechnet und dargestellt. Diese Größen sind wichtig, um beurteilen zu können, wie relevant ein Kaltluftabfluss ist.

Die Analysen zeigen, dass Kaltluft vor allem auf am Hang gelegenen Freiflächen gebildet wird, aber auch auf innerstädtische Grünflächen. Für die Zufuhr kühlerer Luft in die Wiesbadener Innenstadt spielen vor allem das Nerotal und das Rambachtal eine wichtige Rolle. Für die am Rhein gelegenen Ortsteile Wiesbadens haben die aus Norden kommenden Täler eine wichtige Funktion. Die auf den Freiflächen zwischen Erbenheim, Igstadt und Bierstadt gebildete Kaltluft strömt nach Mainz-Kastel und teilweise sogar über den Rhein hinweg bis zur Mainzer Innenstadt und nach Weisenau. Da die Hänge des Rhein Hessischen Hügellandes flacher sind als die des Taunus, dauert es auf der Mainzer Seite des Rheines etwas länger bis sich Kaltluftabflüsse ausbilden. In der zweiten Nachthälfte erfolgt dann die Belüftung der Mainzer Innenstadt vorwiegend aus Süden. Für Mainz Mombach spielen das Gonsbachtal sowie die Kaltluftentstehungsgebiete um Lerchenberg und Drais eine wichtige Rolle.

Die hier erzielten Ergebnisse sollen in einem nächsten Schritt in Größen oder Parameter „übersetzt“ werden, die eine Berücksichtigung der klimatischen Belange in der stadtplanerischen Praxis erleichtern sollen. Hierzu ist ein intensiver Dialog zwischen Stadtklimatologen und den Nutzern der Daten - den Städten - erforderlich. Dazu wurden die Rasterdatensätze, auf denen die in diesem Bericht dargestellten Karten basieren, allen Projektpartnern in Form von Dateien im Shape-Format zur Verfügung gestellt.

Model based analysis of the urban climate as basis for climate adaptation using the example of Wiesbaden and Mainz

Abstract

The objective of the work package “Climate analysis and projection for the extended municipal area of Wiesbaden and Mainz” in the framework of the project “KLIMPRAX - urban climate” was to provide quantitative data on urban climate and climate change for urban planning.

For this purpose, simulations with the urban climate model MUKLIMO_3 for 16 different meteorological situations were performed taking into account the effects of the terrain as well as of building structure and land use. 29 land use classes typical for the two cities were distinguished. By means of measurements at the climate station Frankfurt and the so called cuboid method the spatially high resolved distributions of mean annual numbers of summer days, hot days and tropical nights (so called climate indices) for the period 1971–2000 were derived. The results show clear spatial differences. E.g. the city centers show up to 65 summer days, about 20 hot days and 15 tropical nights per year while the values in the less densely built up and slightly more elevated area of Wiesbaden-Auringen are significantly lower, showing only 32 summer days, 6 hot days and 2 tropical nights. Comparisons with simulations without buildings show that the existing building development leads to an increase of up to about 20 summer days, 10 hot days and 15 tropical nights per year.

The prospective effect of climate change was estimated using the MUKLIMO_3 simulations and the cuboid method driven by 17 different regional climate projections. The climate indices for the period 2031–2060 the difference to 1971–2000 were calculated for each regional climate projection and at each MUKLIMO_3 grid point. The results for the 25th and 75th percentiles are presented. The results show clearly that in the whole model area all the three climate indices will increase, with the increase being stronger in the lower areas and weaker at higher elevations. The range between the 25th and 75th percentile can be considered as significant. The increase of the average number of summer days per year, for example, varies between about 10 and 70 in the lower parts of Wiesbaden and Mainz.

Additionally to the climate indices, the spatial distribution of perceived temperature - a measure for the human heat load - was calculated for one relevant MUKLIMO_3 model run for different times of the day. The results show, that during night time the densely built up areas are significantly more affected by thermal stress. During day time the differences are much weaker because the shadow of the buildings reduces insolation which counteracts the effects of higher air temperature and reduced wind speed.

MUKLIMO_3 runs were also analyzed with respect to cold air production and drainage during night time. Forward trajectories from areas with a high potential to produce cold air as well as backward trajectories from areas affected by high heat loads were computed. Additionally the volume flux and mean air temperature for different layer thicknesses were calculated. The analyses show that cold air is formed mainly on open space along slopes, but also on urban green areas. Valleys play an important role in the supply and transport of cool air into the cities.

Inhalt	Seite
Vorwort	3
Zusammenfassung	5
1 Einleitung	10
2 Das Klima in der Region	13
3 Die verwendeten Methoden	14
4 Modellkonfiguration für MUKLIMO_3	16
4.1 Das Modellgebiet und die Geländehöhe	16
4.2 Die Landnutzung	16
5 Modellsimulation für einen windschwachen, heißen Sommertag	21
5.1 Wind- und Temperaturfeld	21
5.2 Wärmebelastung	26
5.3 Die wichtigsten Ergebnisse in Kurzform	27
6 Das Stadtklima in der Gegenwart (1971–2000)	31
6.1 Evaluierung der simulierten Klimaindizes	31
6.2 Räumliche Verteilung der Klimaindizes (1971–2000)	32
6.3 Statistischer Zusammenhang mit den Bebauungsstrukturen	36
6.4 Der Stadteffekt	39
6.5 Die wichtigsten Ergebnisse in Kurzform	43
7 Das Stadtklima in der Zukunft (2031–2060)	44
7.1 Flächendeckende Darstellung der Änderung der Klimaindizes	45
7.2 Einfluss der Bebauung auf die zu erwartende Erwärmung anhand von Box-Whisker-Plots	49
7.3 Die wichtigsten Ergebnisse in Kurzform	51
8 Kaltluftanalysen für Wiesbaden und Mainz	52
8.1 Kaltluftentstehungsgebiete	52

	Seite
8.2 Kaltlufttrajektorien	52
8.3 Kaltluftvolumenströme	64
8.4 Die wichtigsten Ergebnisse in Kurzform	68
Anhang A: Meteorologische Grundlagen	69
A.1 Klima	69
A.2 Die städtische Wärmeinsel	70
A.3 Einfluss der Geländehöhe	72
A.4 Bioklima und Wärmebelastung	73
A.5 Kaltluft und Kaltluftabflüsse	73
A.5.1 Häufigkeit von windschwachen Strahlungs Nächten	73
A.5.2 Kaltluftentstehung	74
A.5.3 Kaltluftflüsse und Lokalwindzirkulation	74
A.6 Globale und regionale Klimaprojektionen	75
Anhang B: Beschreibung der Methoden	78
B.1 Das Stadtklimamodell MUKLIMO_3	78
B.2 Vom globalen zum städtischen Klima	79
B.3 Quadermethode	80
B.4 Die verwendeten regionalen Klimaprojektionen	83
Anhang C: Quadereckpunkte und verwendete Zeitreihen	84
C.1 Der Quader	84
C.2 Verwendete Zeitreihen	85
Literaturverzeichnis	87
Abbildungsverzeichnis	89
Tabellenverzeichnis	92
Glossar	93

1 Einleitung

Das Klima einer Stadt unterscheidet sich wesentlich vom Klima in ländlichen Regionen (KUTTLER, 2009). Ein Beispiel ist das Phänomen der städtischen Wärmeinsel. Die Temperatur in der Stadt weist durch die dichte Bebauung und den Energieumsatz von Verkehr, Wirtschaft und Haushalten deutlich höhere Werte auf als im Umland. In deutschen Städten ist die Lufttemperatur im Jahresmittel um etwa 0,5 bis 2 °C¹ höher als in ländlichen Regionen. Während sonnenscheinreicher, windschwacher Wärmeperioden können in den dicht bebauten Innenstädten in den Nachtstunden im Extremfall bis zu 10 °C höhere Lufttemperaturen als im Umland herrschen.

Analysen von Klimabeobachtungen zeigen, dass sich das Klima in den vergangenen Jahrzehnten sowohl global als auch in Deutschland erwärmt hat. Klimamodellrechnungen für die Zukunft lassen eine in diesem Jahrhundert fortschreitende Erwärmung erwarten. Insbesondere im Sommerhalbjahr ist hierbei mit stärkeren und länger andauernden Hitzeperioden zu rechnen (DEUTSCHLÄNDER und MÄCHEL, 2017). Da die Temperaturen in Städten durch den städtischen Wärmeineleffekt höher sind als im ländlichen Umland, ist vor allem in dicht besiedelten Ballungsräumen mit einer starken Zunahme der Wärmebelastung für die Bevölkerung und mit einem erhöhten Energiebedarf zur Gebäudekühlung zu rechnen. Die Auswirkungen sind vor allem dann von großer Bedeutung, wenn die Städte in einer ohnehin durch geringe Windgeschwindigkeiten und hohe sommerliche Temperaturen gekennzeichneten Klimaregion liegen, wie dies für Wiesbaden und Mainz der Fall ist.

Auch wenn es gelingen sollte, den Anstieg der globalen Durchschnittstemperatur gegenüber der vorindustriellen Zeit auf 2 °C zu begrenzen, muss mit spürbaren Folgen gerechnet werden, die geeignete und rechtzeitige Anpassungsmaßnahmen erforderlich machen. Die Bundesregierung hat deshalb bereits 2008 die „Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel“, kurz DAS, beschlossen (DEUTSCHE BUNDESREGIERUNG, 2008). Aufgrund der in der Verfassung geregelten Zuständigkeit kommt bei der Konkretisierung einer Anpassungsstrategie den Bundesländern eine wichtige Rolle zu. Die „Strategie zur Anpassung an den Klimawandel in Hessen (Hessische Anpassungsstrategie) 2012“ beschreibt die Anpassung an die Folgen des Klimawandels als zentrale Herausforderung für die nächsten Jahrzehnte. Der „Klimawandelbericht – Grundlagen und Empfehlungen“ für Rheinland-Pfalz (Klimawandelbericht Rheinland-Pfalz) liefert für ausgewählte Handlungsfelder erste strategische Grundlagen und Hinweise zur Anpassung an den Klimawandel in Rheinland-Pfalz. Die Umsetzung konkreter Maßnahmen zum Klimaschutz und insbesondere zur Klimaanpassung kann aber nur lokal erfolgen. So empfiehlt der Deutsche Städtetag in seinem Positionspapier „Anpassung an den Klimawandel – Empfehlungen und Maßnahmen der Städte“, städtische Überwärmungstendenzen bei der Stadtplanung zu berücksichtigen und die Belüftung der Innenstädte zu erhalten, zu entwickeln und zu verbessern (DEUTSCHER STÄDTETAG, 2012).

In diesem Sinn wurde das interdisziplinär angelegte Projekt „Klimawandel in der Praxis – Wiesbaden/Mainz – Stadtklima in der kommunalen Praxis. Handlungsleitfaden Anpassung“ (kurz KLIMPRAX-Stadtklima) vom Hessischen Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) initiiert. Projektpartner sind das Landesamt für Umwelt Rheinland-Pfalz, das Rheinland-Pfalz-Kompetenzzentrum für Klimawandelfolgen, die Landeshauptstadt Wiesbaden, die Landeshauptstadt Mainz und der Deutsche Wetterdienst. Insgesamt wurden vier Arbeitspakete definiert. Im Arbeitspaket 3 (AP 3), auf das sich dieser Bericht bezieht, geht es darum, die (meteorologischen) Grundlagendaten hinsichtlich der Erarbeitung von Anpassungsmaßnahmen zu verbessern. In einem weiteren Arbeitspaket (AP 4) sollen diese Grundlagendaten in praxistaugliche Planungskategorien übersetzt werden. Dieser Übersetzungsschritt wird eine wichtige Rolle spielen, um aus „nützlichen Klimadaten“ für die Kommunen auch „nutzbare Daten“ zu machen.

Das federführend vom DWD bearbeitete AP 3 beinhaltet drei Themenschwerpunkte:

¹ Physikalisch korrekt müssten Temperaturdifferenzen in Kelvin (K) ausgedrückt werden. Im Text wird zur leichteren Lesbarkeit – wie umgangssprachlich üblich – teilweise auch für Temperaturdifferenzen die Einheit °C (Grad Celsius) benutzt.

1. Das Klima der Gegenwart

Hier wird zunächst der „Ist-Zustand“ analysiert: Welche klimatischen Verhältnisse herrschen in Wiesbaden und Mainz? Wie wirken sich das Gelände und die Bebauung auf die Temperaturverteilung aus? Wo liegen die besonders warmen Gebiete? Wo ist es dagegen relativ kühl? Gibt es bioklimatisch² besonders ungünstige oder günstige Gebiete? Bezugszeitraum für die hier untersuchten klimatischen Kenngrößen (Klimaindizes) ist die Periode 1971–2000.

Die in diesem Bericht betrachteten Klimaindizes sind die mittlere jährliche Anzahl folgender Kenntage:

- Sommertage mit einer Tageshöchsttemperatur ≥ 25 °C
- Heiße Tage mit einer Tageshöchsttemperatur ≥ 30 °C
- Tropennächte mit einer Tagestiefsttemperatur ≥ 20 °C

2. Das Klima der Zukunft

Hier wird das Klima der Zukunft (Periode 2031–2060) betrachtet. Mit welchen Änderungen ist hinsichtlich der Belastung durch hohe Temperaturen in der Zukunft (etwa bis Mitte des Jahrhunderts) aufgrund des Klimawandels zu rechnen? Ist eher mit einer einheitlichen Zunahme der Klimaindizes zu rechnen oder ist diese in manchen Stadtgebieten größer als in anderen?

3. Analyse von Kaltluftbildung und Kaltluftabflüssen

Eine Entlastung von städtischen überhitzten Gebieten kann durch die Zufuhr kühlerer Luft aus dem Umland oder benachbarte kühlere Stadtgebieten erfolgen. Eine wichtige Rolle spielen dabei sogenannte lokale Windsysteme wie Hangabwinde oder Talwinde, die sich vor allem bei windschwachen, wolkenarmen Wetterlagen ausbilden und besonders nachts eine wichtige Rolle spielen können. Um eine Zunahme der Wärmebelastung soweit wie möglich zu vermeiden, ist deshalb wichtig zu wissen: Wo befinden sich die relevanten Kaltluftentstehungsgebiete? Auf welchem Weg fließt die Kaltluft in die belasteten Gebiete? Wie viel Kaltluft strömt auf den verschiedenen Wegen?

Die Klimaanalysen für das Untersuchungsgebiet Wiesbaden/Mainz basieren auf Computersimulationen, die vom DWD mit dem Klimamodell MUKLIMO_3 (3-dimensionales mikroskaliges urbanes Klimamodell, SIEVERS, 2012; SIEVERS, 2016) durchgeführt wurden. Das speziell für stadtklimatologische Fragestellungen entwickelte Modell wird bereits seit vielen Jahren zur Untersuchung von lokalklimatisch bedeutsamen Wetterlagen erfolgreich eingesetzt. Bei den Modellrechnungen wird besonderer Wert auf die detaillierte Modellierung der unterschiedlichen Bebauungsstrukturen innerhalb der Stadtgebiete gelegt.

Die Methode zur Berechnung der sommerlichen Temperaturverhältnisse für vergangene und zukünftige Zeiträume benötigt zusätzlich regionale Klimabeobachtungsdaten und ein Ensemble von Simulationen des regionalen Klimas, die sich bis in die zweite Hälfte dieses Jahrhunderts erstrecken. Die Verwendung eines Ensembles solcher regionaler Klimaprojektionen erlaubt eine Abschätzung, wie sicher die für die Zukunft erzielten Aussagen sind.

Der Bericht gliedert sich wie folgt:

- **Kapitel 2** beschreibt das Klima im Untersuchungsgebiet.
- **Kapitel 3** gibt eine Übersicht über die verwendeten Untersuchungsmethoden. Das sind vor allem das dreidimensionale mikroskalige urbane Klimamodell MUKLIMO_3 sowie die Quadermethode zur Ermittlung der klimatologischen Kenntage und das Klima-Michel-Modell, zur Berechnung der Wärmebelastung des Menschen.
- In **Kapitel 4** wird auf die für das Untersuchungsgebiet von KLIMPRAX-Stadtklima gewählte Modellkonfiguration eingegangen.

² Zu den human-bioklimatischen Belastungsfaktoren zählt insbesondere die Wärmebelastung, die hier anhand der gefühlten Temperatur bewertet wird (siehe Anhang A.4).

Die folgenden vier Kapitel beschreiben die Ergebnisse:

- **Kapitel 5** beschreibt die mit MUKLIMO_3 simulierten Wind- und Temperaturfelder sowie die daraus resultierende gefühlte Temperatur bzw. Wärmebelastung für einen heißen, wolkenlosen und windschwachen Tag.
- **In Kapitel 6** werden Klimatologien für den Zeitraum 1971–2000 vorgestellt. Es umfasst zum einen die Evaluierung des Verfahrens sowie die räumliche Verteilung der gewählten Klimaindizes (mittlere jährliche Anzahl Sommertage, heiße Tage und Tropennächte) und zum anderen die Analyse der Auswirkung verschiedener Bebauungsstrukturen.
- **Kapitel 7** können Informationen zum Klimaänderungssignal der Zukunft entnommen werden. Dort wird die Änderung der Klimaindizes auf Grund der Klimaänderung bis zur Mitte dieses Jahrhunderts (2031–2060) diskutiert.
- **Kapitel 8** widmet sich der Analyse nächtlicher Kaltluftentstehung und Kaltluftabflüsse anhand des bereits in Kapitel 5 dargestellten Falles.
- Im **Anhang** werden zum besseren Verständnis einige meteorologische Grundlagen zu den Themen städtische Wärmeinsel, Bioklima, Kaltluft und regionale Klimaprojektionen kurz erläutert sowie die verwendeten Methoden detaillierter beschrieben.
- Am **Ende der Kapitel 5 bis 8** ist jeweils eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse eingefügt.

2 Das Klima in der Region

Großklimatisch gehören Wiesbaden und Mainz zur warmgemäßigten, feuchten Westwindzone Mitteleuropas. Der Charakter dieser Klimazone wird vorwiegend durch ozeanische, d.h. milde, feuchte und damit wolkenreiche Luftmassen bestimmt, die mit den am häufigsten vorkommenden Südwest- bis Westwinden herangeführt werden. Dadurch gestaltet sich der Wetterablauf insgesamt wechselhaft. Zeitweise setzt sich mit östlicher Luftströmung auch kontinentaler Einfluss durch. Länger andauernde sonnige und trockene Witterung im Sommer oder klares, ruhiges Frostwetter im Winter, das durch beständige Hochdrucklagen zustande kommt, tritt wesentlich seltener auf. Innerhalb Deutschlands sind Wiesbaden und Mainz dem Klimaraum „Südwestdeutschland“ zuzuordnen, der sich im Allgemeinen durch milde Winter, warme Sommer und räumlich stark variierende jährliche Niederschlagsmengen auszeichnet.

Wie der nachfolgende Vergleich zeigt, liegen Wiesbaden und Mainz in einer Region Deutschlands, in der auch ohne Klimawandel und Stadteinfluss bereits heute eine vergleichsweise hohe sommerliche Wärmebelastung vorkommt: In Abbildung 2-1 sind die mittlere Anzahl der Sommertage und der heißen Tage der Periode 1971–2000 in den deutschen Landeshauptstädten, in Frankfurt/Main sowie zusätzlich in Freiburg und Karlsruhe, die als wärmste Städte Deutschlands gelten, dargestellt. Von allen Landeshauptstädten weisen Mainz und Wiesbaden die meisten Sommertage und heißen Tage auf. Es handelt sich hierbei um die Stationen Mainz (1971–2008 in Mainz-Bretzenheim gelegen) und Wiesbaden-Süd (ehemalige DWD-Station, jetzt Station der Stadt Wiesbaden). An beiden Stationen kann ein gewisser Stadteffekt nicht ausgeschlossen werden (zur genauen Lage der beiden Stationen siehe Kapitel 6.1). Allerdings liegen die Werte an der am Flughafen gelegenen Station Frankfurt/Main auf sehr ähnlichem Niveau.

Eine ausführlichere Beschreibung des Klimas in der Region Wiesbaden und Mainz kann z. B. den Umweltberichten der beiden Städte entnommen werden (UMWELTAMT WIESBADEN, 2011; STADT MAINZ, 1994).

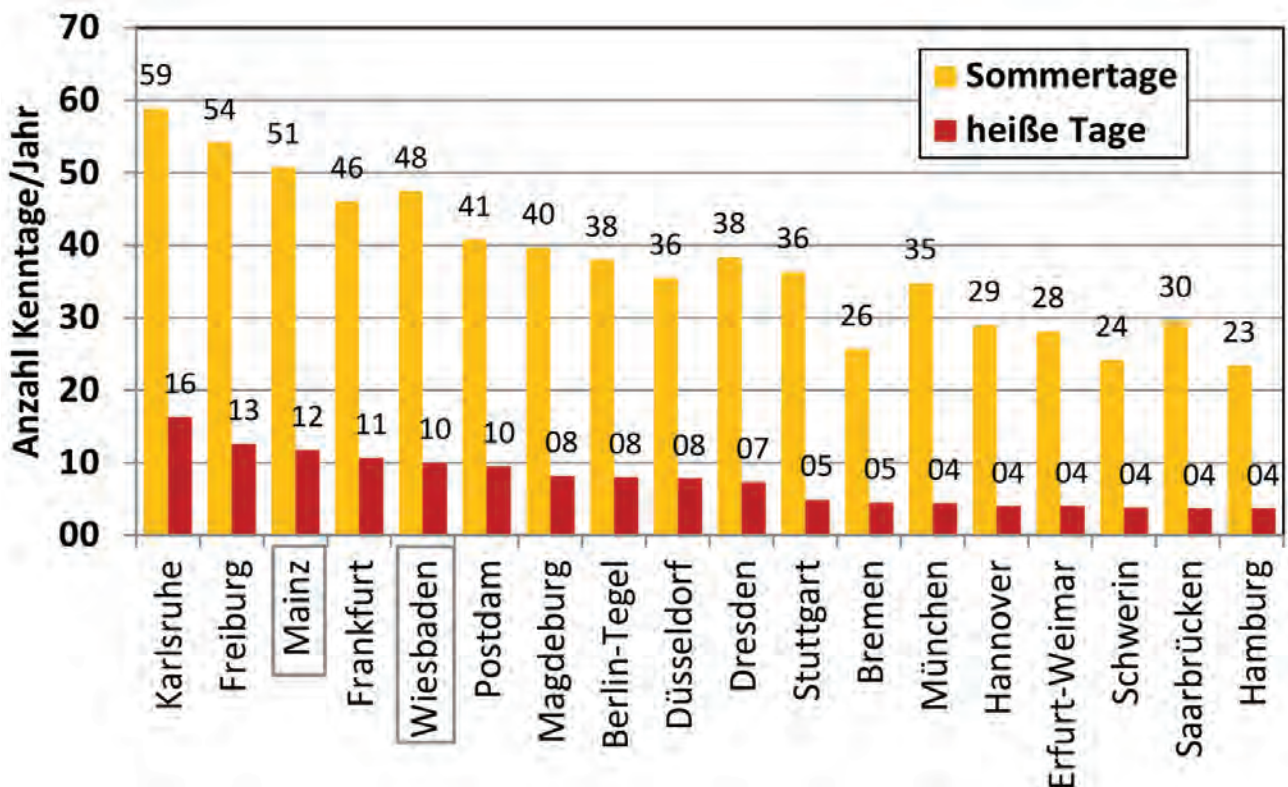


Abbildung 2-1: Mittlere Anzahl von Sommertagen und heißen Tagen pro Jahr in Landeshauptstädten sowie den Städten Karlsruhe, Freiburg und Frankfurt/Main für den Zeitraum 1971–2000, sortiert nach der Anzahl der heißen Tage.

3 Die verwendeten Methoden

Um die Themenschwerpunkte Stadtklima der Gegenwart und der Zukunft sowie Kaltluftanalysen durchführen zu können, kommen verschiedenste Methoden (z. B. Modelle und statistische Verfahren) zum Einsatz. In Tabelle 3-1 sind die hier verwendeten Methoden mit den benötigten Eingangsdaten sowie ihren Ergebnisdaten aufgeführt.

Im Zentrum steht das hochauflösende Stadtklimamodell MUKLIMO_3 des DWD (siehe Anhang B.1). Damit können z.B. stündliche zwei-dimensionale und drei-dimensionale Felder der Lufttemperatur, der Feuchte und des Windes für einzelne Tage (Fallstudien) berechnet werden. Die Gefühlte Temperatur, wird mit Hilfe des ebenfalls beim DWD entwickelten Klima-Michel-Modells aus den simulierten MUKLIMO_3-Feldern bestimmt (siehe Kapitel 5.2 und Anhang A.4). Daraus lässt sich abschließend der Grad der Wärmebelastung des Menschen bestimmen (siehe Tabelle 5-1).

Da man sich aber nicht auf Einzelfallstudien beschränken will, sondern Aussagen zum Klima - in diesem Fall zur mittleren jährlichen Anzahl von Sommertagen, heißen Tagen oder Tropennächten über einen 30-jährigen Zeitraum - machen möchte, kommt zusätzlich die ebenfalls beim DWD entwickelte „Quadermethode“ (Englisch: cuboid method) zum Einsatz (Anhang B.3). Dafür werden für die Region repräsentative vieljährige Klimazeitreihen benötigt. Neu ist, dass für die Betrachtung der Zukunft ein Ensemble von 17 regionalen Klimaprojektionen zum Einsatz kommt (Anhang A.6 und B.4), und somit für die Änderung der Klimaindizes sogenannte Perzentile angeben werden können (Kapitel 7).

Mit MUKLIMO_3 können nur niederschlagsfreie Tage simuliert werden, es kann aber ein Wolkenbedeckungsgrad vorgegeben werden. Da bei der Methode nicht der genaue Tagesgang der Temperatur, sondern die Tagesminima und -maxima die entscheidende Rolle spielen, stellt diese Einschränkung jedoch kein Problem dar, wie Vergleiche zwischen der Anzahl der Kenntage aus Messungen und der Modellierung zeigen (siehe z. B. Kapitel 6.1).

Für die Kaltluftanalysen kommen erstmals zwei von der Universität Hannover (Institut für Meteorologie und Klimatologie) in Kooperation mit dem DWD entwickelte Werkzeuge zum Einsatz:

Tabelle 3-1: Übersicht der verwendeten Methoden sowie die jeweiligen Ein- und Ausgaben.

Methoden	Input	Output
MUKLIMO_3 Stadtklimamodell	Aufbereitete Geodaten Höhendaten und 29 Klassen der Landnutzung / Bebauungsstruktur als Rasterdaten mit einer horizontalen Gitterweite von 100 m	2D- bzw. 3D-Felder der Temperatur, Feuchte und des Windes während sommerlicher, niederschlagsfreier Wetterlagen als Rasterdaten mit einer horizontalen Gitterweite von 100 m
Quadermethode und statistische Auswertungen	MUKLIMO_3-Ergebnisse Zeitreihen aus Stationsmessungen und 17 regionalen Klimaprojektionen	2D-Felder der mittleren jährlichen Anzahl von Sommertagen, heißen Tagen und Tropennächten über einen 30-jährigen Zeitraum mit einer horizontalen Gitterweite von 100 m.
Klima-Michel-Modell	MUKLIMO_3-Ergebnisse	2D-Felder der gefühlten Temperatur (Wärmebelastung)
TRACA + CAFCA	MUKLIMO_3-Ergebnisse	Wege der Kaltluftströme (Vorwärts- und Rückwärtstrajektorien) und Volumenströme der Kaltluft

- Der „Trajectory Calculator“ (TRACA, siehe Kapitel 8.2) und
- der „Cold Air Flux Calculator“ (CAFCA, siehe Kapitel 8.3).

Grundlage sind ebenfalls die MUKLIMO_3-Simulationen, wobei im vorliegenden Bericht nur einer der simulierten Fälle, nämlich der, bei dem sich die Kaltluftflüsse am deutlichsten ausbilden, betrachtet wird.

4 Modellkonfiguration für MUKLIMO_3

Für die vorliegende Studie wurden die Stadtklimasimulationen mit der MUKLIMO_3 Version 160219 vom 19.02.2016 durchgeführt. Alle MUKLIMO_3-Simulationen erfolgten für einen Tag mit dem Sonnenstand vom 27. Juli. Dieses Datum wurde gewählt, weil die astronomisch mögliche Tageslänge (Zeit zwischen Sonnenauf- und Sonnenuntergang) dieses Tages von 15 h 20 min dem Mittelwert über alle Tage des Sommers (Juni - August) entspricht und deshalb als repräsentativ angesehen wird.

Als Eingangsdaten benötigt MUKLIMO_3 Rasterdaten der Geländehöhe sowie Rasterdaten der Landnutzung bzw. Bebauungsstruktur in Form von Klassen, die im Rahmen des Projektes speziell für die Verhältnisse in Wiesbaden und Mainz neu definiert wurden.

4.1 Das Modellgebiet und die Geländehöhe

Das 32 km × 41 km große Simulationsgebiet umfasst die Koordinaten (UTM EGS89): Rechtswert (3)43000 bis (3)78000, Hochwert 5521000 bis 5562000. In einem inneren, 23,5 km × 32,5 km großen Gebiet wird mit einer konstanten Gitterweite von 100 m gerechnet. Im darum liegenden, 4,25 km breiten Rand wird die Gitterweite nach außen bis auf 300 m gestreckt. Der Unterrand des Modellgebietes liegt in 80 m ü. NN. Die vertikale Auflösung des eindimensionalen Modells, das als sogenanntes „Vorschaltmodell“ und zum Antrieb des 3D-Modells dient (siehe Anhang B.1), variiert von 10 m in den untersten 210 m (d.h. bis 290 m ü. NN), über 50 m zwischen 430 m und 680 m und bis auf 200 m oberhalb von 1,8 km. Der Oberrand des 3D-Modells selbst liegt bei 1500 m. Man erhält 275 × 365 × 43, also insgesamt 4 316 125 Gitterzellen. In den Abbildungen dieses Berichtes werden immer nur der äquidistante, innere Bereich oder Ausschnitte davon dargestellt.

Die für die Modellsimulationen benötigten Geländehöhendaten wurden dem DWD vom Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (BKG) zur Verfügung gestellt; sie basieren auf dem DGM50-Datensatz. Das Simulationsgebiet umfasst die kompletten Flächen der beiden Landeshauptstädte Wiesbaden und Mainz sowie den angrenzenden Teil des Taunus im Norden und des Rheinhessischen Hügellandes im Süden (Abbildung 4-1). Die Innenstadt von Wiesbaden liegt in einem Talkessel am oberen Ende des Salzachtals, im sogenannten Wiesbadener Kessel auf etwa 120 m ü. NN. Nördlich davon erhebt sich der Taunus. Das bebaute Gebiet von Naurod, dem höchstgelegenen Ortsteil im Nordosten von Wiesbaden, liegt auf immerhin ca. 260 bis 310 m ü. NN und am höchsten Punkt Wiesbadens, an der Hohen Wurzel, etwa 7 km nordwestlich der Innenstadt werden knapp über 600 m ü. NN erreicht. Abgesehen von der Innenstadt findet man große zusammenhängende, dicht bebaute Gebiete auch am Rhein (Biebrich, Amöneburg, Mainz-Kastel, siehe auch Abbildung 4-2 und Abbildung 8-3), der auf etwa 80 m ü. NN liegt. Unmittelbar südwestlich des Rheins, der auch die Grenze zwischen den beiden Landeshauptstädten bildet, liegt die Mainzer Innenstadt. Daran schließt sich dann das Rheinhessische Hügelland an. Das Gelände ist in Mainz jedoch wesentlich weniger stark strukturiert als auf der Wiesbadener Seite und erreicht maximal knapp 250 m ü. NN. Die Einwohnerzahl von Mainz liegt bei ca. 210 000, die von Wiesbaden bei ca. 276 .000.

4.2 Die Landnutzung

Grundlage für die Modellierung der Landnutzung bzw. Bebauung waren die Realnutzungsdaten der Stadt Wiesbaden, die Biotopkartierung der Stadt Mainz und – für die außerhalb der Stadtgebiete gelegenen Bereiche – der CORINE-Datensatz (Corine Land Cover 2006). Mit Unterstützung der Städte und des HLNUG wurden die ca. 500 Mainzer Klassen, die ca. 150 Wiesbadener Klassen und die 44 CORINE Klassen in 29 MUKLIMO_3 Landnutzungsklassen überführt und für jede Klasse die von MUKLIMO_3 benötigten physikalischen Parameter festgelegt. Dazu wurden z. B. vorhandene Informationen über die Gebäudehöhen oder die bebauten Flächen genutzt. Die Zusammenführung und Rasterung der ursprünglichen Vektordaten erfolgte durch das HLNUG, die Übertragung auf das nicht-äquidistante MUKLIMO_3-Gitter vom DWD. Die Anzahl der CORINE-Klassen ist deutlich geringer als die der Biotop- oder Realnutzungskartierung – es werden z. B. nur vier bebaute Klassen unterschieden – und auch die räumliche Auflösung bzw. Genauigkeit des CORINE-Datensatzes ist begrenzt. Er basiert auf Satellitendaten mit einer räumlichen Genauigkeit von 100 m und die

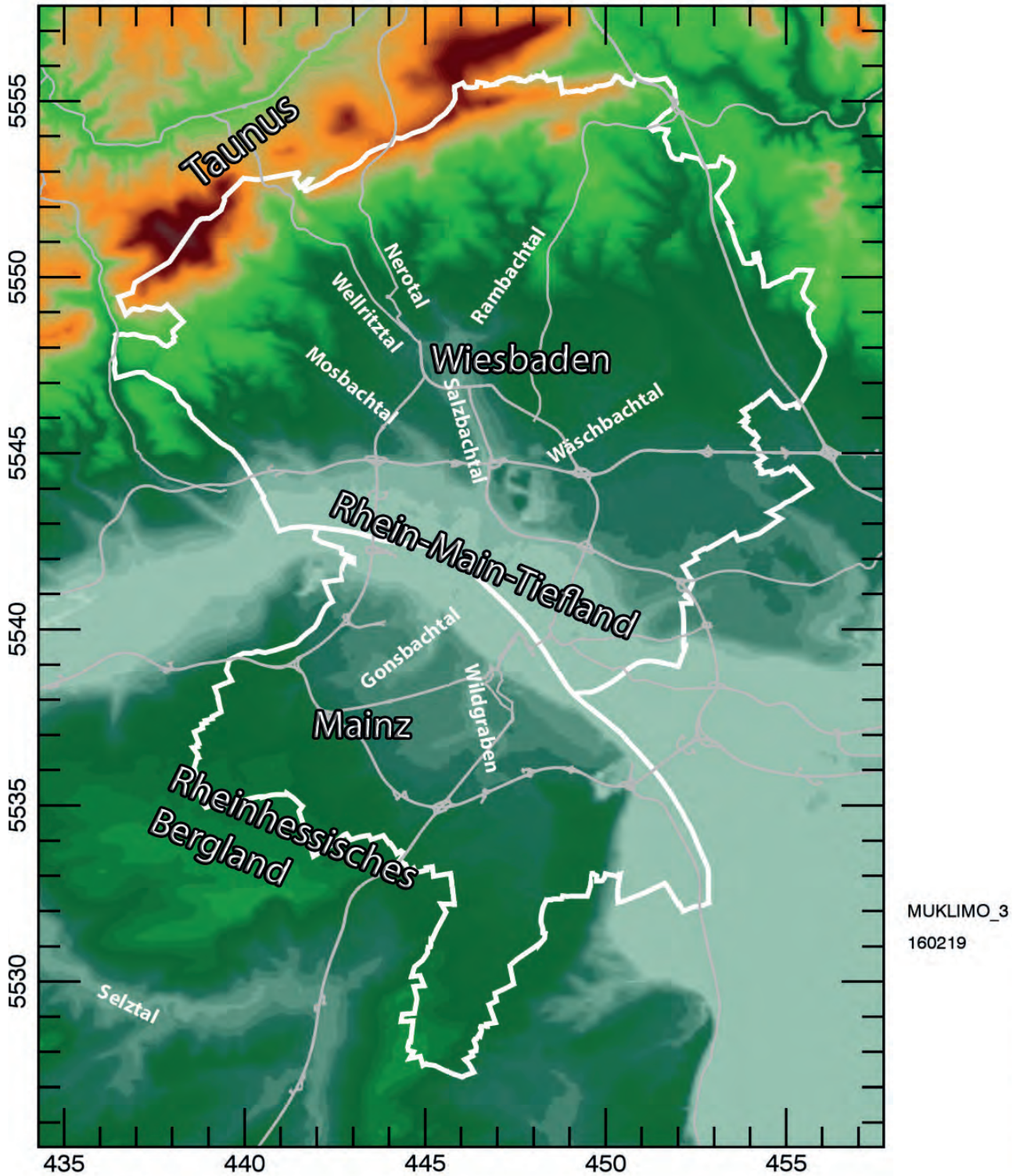
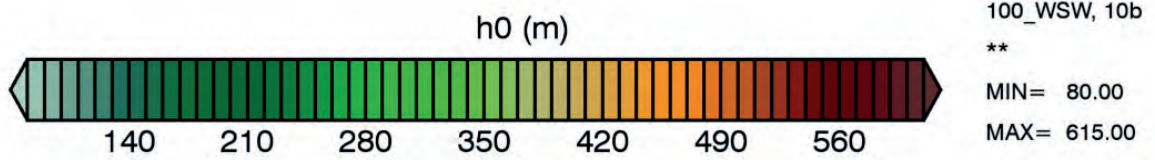


Abbildung 4-1: Geländehöhe im äquidistanten Teil des MUKLIMO_3 Modellgebiets in m über NN mit den Grenzen des politischen Stadtgebiets von Mainz im Süden und von Wiesbaden im Norden. Die hellgrauen Linien geben die Hauptverkehrsstraßen wieder.

„minimum mapping unit“ (minimale Kartiereinheit) liegt bei 25 ha. Die Genauigkeit der CORINE-Daten ist aber ausreichend um den Einfluss der Umgebung auf das Klima im Stadtgebiet von Mainz und Wiesbaden zu simulieren. Bei der Interpretation der Ergebnisse außerhalb der Stadtgebiete, muss die geringe Auflösung der Eingangsdaten jedoch berücksichtigt werden.

Abbildung 4-2 zeigt die sich im Modellgebiet aus den drei Eingangsdatensätzen ergebende Landnutzungsverteilung nach Zuordnung in die 29 MUKLIMO_3 Landnutzungsklassen nach der Rasterung und Übertragung auf das MUKLIMO_3-Gitter. In Tabelle 4-1 und Tabelle 4-2 sind die abgeleiteten Bebauungs- bzw. Landnutzungsklassen und die zugeordneten Werte einer Auswahl von physikalischen Parametern aufgelistet.

Der in Tabelle 4-1 aufgeführte mittlere Wandflächenindex wird aus dem Verhältnis der Gebäudeaußenwandfläche (ohne Dachfläche) zur Gebäudegrundfläche berechnet. Die aerodynamische Rauigkeitslänge z_0 für die städtischen Landnutzungsklassen (Tabelle 4-1) bezieht sich auf die nicht bebauten Flächenanteile einer Rechengitterzelle und beträgt einheitlich 0,20 m. Die Reibungseffekte der Gebäude (Wände, Dächer) werden modellintern berechnet. Die nicht bebauten und nicht versiegelten Flächenanteile der städtischen Landnutzungsklassen sind mit einer (bodennahen) baumlosen Vegetationsschicht bedeckt (FRÜH et al., 2011a).

Neben den in Tabelle 4-1 aufgeführten 15 bebauten Klassen werden 14 unbebaute Klassen unterschieden (Tabelle 4-2). Feuchtwiesen und Auenwälder zeichnen sich dadurch aus, dass sie stets mit einem feuchte-gesättigten Boden initialisiert werden. Diese Möglichkeit wurde speziell für die Verhältnisse in Wiesbaden und Mainz implementiert. Die „Umgebungs-kategorie“ (Typ 99) wurde ausschließlich für den aus numerischen Gründen notwendigen internen Modellrand (Anhang B.1) definiert. Sie entspricht aufgrund ihres Versiegelungsanteils und ihrer Rauigkeit einer Mischung aus landwirtschaftlichen Flächen, Wald und bebauten Flächen.

Die häufigsten bebauten Klassen im dargestellten inneren (äquidistanten) Modellgebiet sind „Ein- und Mehrfamilienhäuser“ (Typ 56) sowie „Öffentliche Gebäude, Industrie- und Lagergebäude“ (Typ 68). Dies liegt jedoch auch daran, dass außerhalb des Stadtgebietes auf CORINE-Daten zurückgegriffen werden musste, die nur drei bebaute Klassen unterscheiden und diese den MUKLIMO_3 Klassen „Ein- und Mehrfamilienhäuser“, „Ortskern“ (Typ 57) und „Öffentliche Gebäude, Industrie- und Lagergebäude“ zugeordnet wurden. Eine Unterscheidung zwischen z. B. „Ein- und Mehrfamilienhäuser“ und „Reihenhaussiedlung“ (Typ 58) ist anhand der CORINE-Daten leider nicht möglich. Die Innenstadt von Mainz wird von „Blockbebauung, dicht“ (Typ 63) dominiert, die von Wiesbaden von „Blockbebauung, hoch“ (Typ 64) und „Citybebauung“ (Typ 66). Das sind die drei Bebauungsklassen mit den höchsten Gebäudegrundflächenanteilen ($\gamma_b = 0,51$ bis $0,68$). Die Zentren der Ortsteile sind meist der Klasse „Ortskern“ (Typ 57) zugeordnet. Eine Besonderheit von Wiesbaden und Mainz ist ein relativ hoher Anteil an Villenbebauung, weshalb dafür sogar zwei Klassen unterschieden wurden („Villenbebauung“ (Typ 59) und „Villenbebauung, locker“ (Typ 60)).

Die mit Abstand häufigsten nichtbebauten Klassen sind Wald (Typ 81) und Ackerflächen (Typ 74), wobei die bewaldeten Flächen sich vor allem auf den Taunus konzentrieren, so dass Wiesbaden wesentlich mehr Waldflächen aufzuweisen hat als Mainz. Relativ häufig sind auch Gärten und Weinbau (Typ 77) sowie Streuobstwiesen und andere Sonderkulturen (Typ 78), was bereits ein Hinweis auf ein relativ warmes und eher trockenes Klima ist. Ein Problem war, dass für diese Klassen für die benötigten physikalischen Parameter kaum Literaturwerte vorhanden sind. Weinreben sind z. B. keine Bäume, aber „niedrige Vegetation“ ist auch nicht zutreffend. Es wurde dafür vereinfachend „niedrige Vegetation“, aber mit einer hohen aerodynamischen Rauigkeit angenommen. Für Streuobstwiesen konnte der von Bäumen bedeckte Anteil sowie deren Höhe ebenfalls nur grob abgeschätzt werden. Dieses vereinfachende Vorgehen ist letztlich aber zutreffender, als z. B. alle landwirtschaftlich genutzten Flächen einer einheitlichen Klasse zuzuordnen.

Tabelle 4-1: Einige statistische Parameter zur Beschreibung der städtischen Bebauung für die MUKLIMO_3-Bebauungsklassen: mittlerer Gebäudegrundflächenanteil γ_b , mittlere Gebäudehöhe h_g in m, mittlerer Wandflächenindex w_b und mittlerer Versiegelungsanteil der nicht bebauten Fläche zwischen den Gebäuden v . Zusätzlich ist die Anzahl der Gitterzellen mit der jeweiligen Klasse innerhalb des äquidistanten Modellbereichs angegeben.

Typ	Beschreibung	Anzahl Gitterzellen	γ_b	h_g	w_b	v
55	Lockere Bebauung	488	0,07	7	2,5	0,25
56	Ein- und Mehrfamilienhäuser	6993	0,22	8	2,6	0,30
57	Ortskern	413	0,43	9	2,2	0,70
58	Reihenhaussiedlung	431	0,14	8	1,5	0,13
59	Villenbebauung	169	0,23	14	3,9	0,29
60	Villenbebauung, locker	67	0,18	8	2,9	0,26
61	Zeilenbebauung	714	0,21	13	3,0	0,31
62	Blockbebauung, niedrig	50	0,45	10	1,6	0,73
63	Blockbebauung, dicht	108	0,62	15	2,4	0,60
64	Blockbebauung, hoch	200	0,51	17	3,7	0,70
65	Blockrandbebauung	117	0,37	16	2,6	0,44
66	Citybebauung	32	0,68	19	2,1	0,53
67	Großformenbebauung	957	0,26	14	1,8	0,53
68	Öffentliche Gebäude, Industrie- und Lagergebäude	2682	0,31	10	0,8	0,71
69	Landwirtschafts-/ Gartenbaubetrieb	218	0,24	7	1,0	0,28

Tabelle 4-2: Einige statistische Parameter zur Beschreibung der unbebauten MUKLIMO_3 Landnutzungsklassen: aerodynamische Rauigkeit z_0 in m, mittlerer Versiegelungsanteil der nicht bebauten Fläche v , Flächenanteil des nicht versiegelten Bereiches, der mit niedriger Vegetation bedeckt ist σ_c , Blattflächenindex der niedrigen Vegetation (d.h. ohne Bäume) LAI , Flächenanteil der gesamten Gitterzelle, der mit Bäumen bedeckt ist, σ_b , und mittlere Baumhöhe h_b in m. Zusätzlich ist die Anzahl der Gitterzellen mit der jeweiligen Klasse innerhalb des äquidistanten Modellbereichs angegeben.

Typ	Beschreibung	Anzahl Gitterzellen	z_0	v	σ_c	LAI	σ_b	h_b
9	Wasser	1881	0,001	-	-	-	-	-
52	Gleisanlagen	173	0,03	0,40	0,3	0,5	0,0	-
70	Verkehrsflächen	990	0,01	0,80	0,4	1,0	0,0	-
71	Teilversiegelte Flächen	239	0,02	0,40	0,7	1,0	0,0	-
72	Abbaufäche, Brache	287	0,02	0,20	0,1	1,0	0,0	-
73	Grünland	5125	0,03	0,01	0,8	3,0	0,0	-
74	Ackerflächen	22634	0,03	0,01	0,7	2,0	0,0	-
75	Sumpf, Feuchtwiese	99	0,03	0,00	0,8	3,0	0,0	-
77	Weinbau, Gärten	6963	0,20	0,05	0,7	3,0	0,0	-
78	Streuobstwiese, Sonderkulturen	6974	0,20	0,03	0,8	2,0	0,2	4
79	Park, Friedhof	548	0,20	0,03	0,9	2,0	0,2	15
80	Vorwaldstadium	645	0,20	0,00	0,5	1,0	1,0	5
81	Wald	16038	0,20	0,00	0,5	0,5	1,0	20
82	Auenwald	140	0,20	0,00	0,7	1,0	1,0	20
99	Umgebungs-kategorie	0	0,30	0,15	0,7	1,0	0,0	-

Landnutzung

KP_19Feb16_WSW

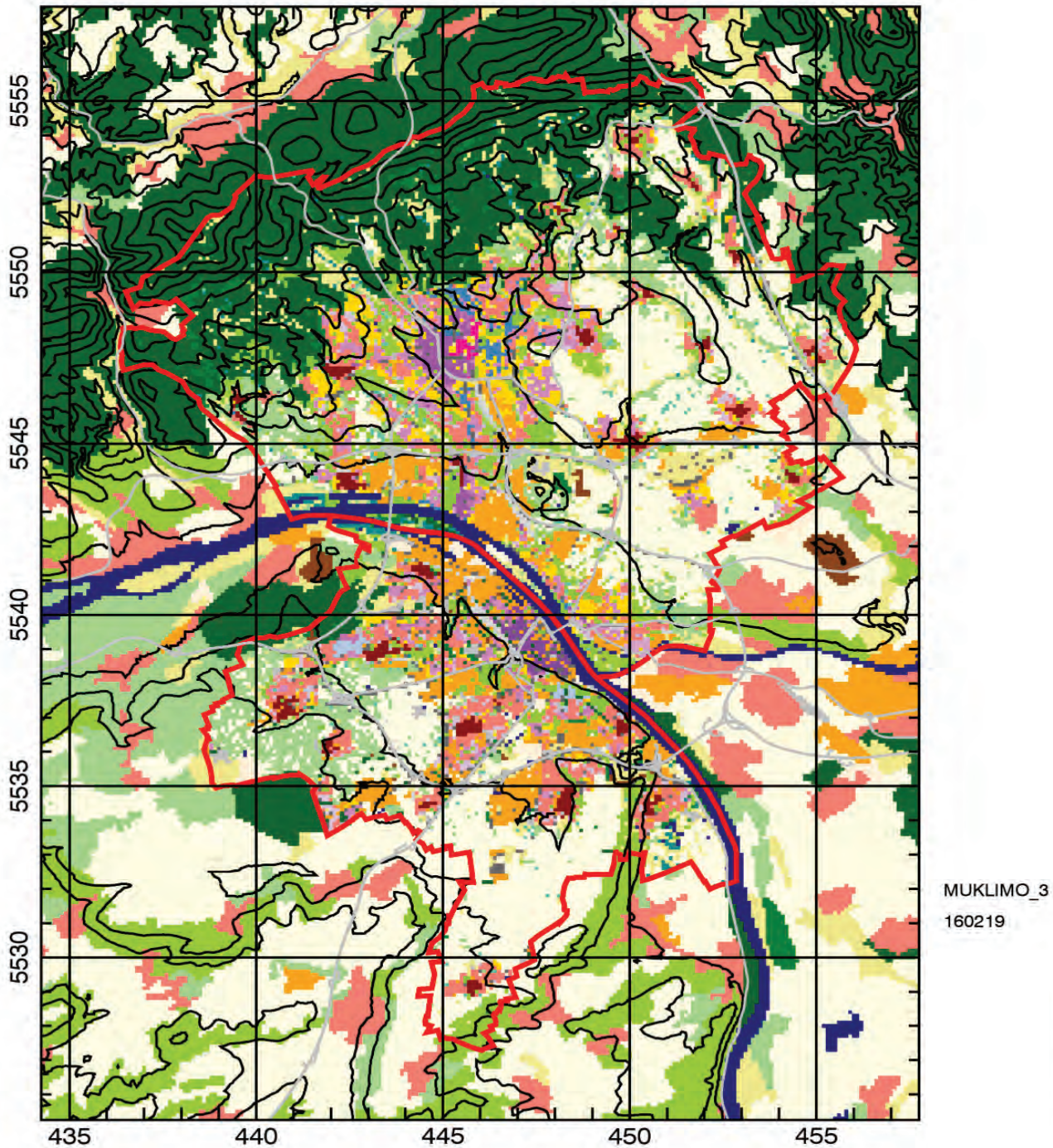


Abbildung 4-2: Landnutzung im äquidistanten Teil des MUKLIMO_3 Modellgebiets mit den Grenzen des politischen Stadtgebiets von Mainz und Wiesbaden (rote Linie) sowie der Geländehöhe (schwarze Linien, Höhendistanz 50 m) und den Hauptverkehrsstraßen (graue Linien). Die Zuordnung der Landnutzungsklassen ist Tabelle 4-1 und Tabelle 4-2 zu entnehmen.

5 Modellsimulation für einen windschwachen, heißen Sommertag

Die in diesem Kapitel beschriebenen, beispielhaften Ergebnisse basieren auf der MUKLIMO_3-Simulation eines idealisierten, heißen und wolkenlosen Sommertages mit einer leichten großräumigen Anströmung aus Westsüdwest (WSW). Bei dem simulierten Fall handelt es sich um einen der in Anhang B.3 beschriebenen sogenannten „Quadereckpunkte“, der sich durch hohe Temperaturen, einen nur sehr schwachen großräumigen Wind aus WSW und einen wolkenlosen Himmel auszeichnet (Kennung 100 in Tabelle C-1). Unter diesen Umständen können sich lokale Modifikationen des Wind- und Temperaturfeldes besonders gut ausbilden. Der Sonnenstand entspricht dem vom 27. Juli und die 25-stündige dreidimensionale Simulation startet um 9 MESZ.

5.1 Wind- und Temperaturfeld

Abbildung 5-1 zeigt die Lufttemperatur und horizontale Windvektoren in 5 m über Grund um 16 MESZ. Etwa zu dieser Zeit erreicht die Lufttemperatur in weiten Bereichen ihr Tagesmaximum. Am kühlgsten ist es in zusammenhängenden Waldgebieten und in unmittelbarer Nähe größerer Wasserflächen, z. B. des Rheins. Dabei spielt die vorgegebene Wassertemperatur von 24 °C eine wichtige Rolle. Im Wald bleibt es vor allem aufgrund der Schattenwirkung des Kronendaches relativ kühl. Zusätzlich nimmt die Temperatur tendenziell mit der Geländehöhe ab, so dass die niedrigsten Temperaturen in den bewaldeten Bereichen des Taunus zu finden sind. Allerdings werden selbst hier noch um die 30 °C erreicht. In Gebieten mit hoher Bebauungsdichte ist die Temperatur aufgrund der durch die Gebäude beeinflussten Energieumsetzungen (verminderte Verdunstung, etc.) deutlich höher als in Gebieten ohne oder mit geringer Bebauung. Der Maximalwert von knapp über 39 °C wird im nördlichen Bereich der Wiesbadener Innenstadt erreicht.

Wegen der sehr geringen Anströmgeschwindigkeit von unter 1 m/s dominieren in Bodennähe die lokalen über die regionalen Einflüsse und die Windgeschwindigkeit ist insgesamt sehr gering. Von einer Anströmung aus WSW ist in 5 m über Grund nichts mehr zu erkennen. Im Wald und in dichter Bebauung kommt der Wind fast ganz zum Erliegen. An den Hängen bilden sich verbreitete Hangaufwinde. An einigen Stellen entlang des Rheins werden lokale, von der kühlen Wasserfläche auf die wärmeren Landflächen gerichtete Winde (Flusswinde) simuliert.

Am Abend kühlt sich die stark erwärmte Luft wieder ab. Um 23 MESZ, das sind knapp zwei Stunden nach Sonnenuntergang, variiert die bodennahe Lufttemperatur noch zwischen 21,9 und 33,4 °C (Abbildung 5-2). Die Abkühlung erfolgt hauptsächlich aufgrund des Wärmeverlustes der Oberflächen durch langwellige Ausstrahlung. Dieser Energieverlust wird teilweise dadurch ausgeglichen, dass der darüber liegenden Luft Wärme entzogen wird. War am Tag der sogenannte fühlbare Wärmestrom (Kapitel 8.1) noch von der Oberfläche nach oben gerichtet, so kehrt er in der Nacht sein Vorzeichen um. Die Luft wird von der Oberfläche her abgekühlt. Die Abschirmung durch Baumkronen vermindert im Stammraum der Wälder die langwellige Ausstrahlung (siehe auch Anhang A.5). In konkav (z. B. Kuppen) bzw. konvex (z. B. Täler) geformtem Gelände spielen weitere Effekte eine Rolle, die dazu führen, dass sich die Täler schneller abkühlen als die Kuppen (siehe Anhang A.3). Je höher die Windgeschwindigkeit, umso stärker ist der turbulente Transport von Wärme aus höheren Luftschichten, was dazu führt, dass sich die Luft in Bodennähe weniger stark abkühlt als bei geringerer Windgeschwindigkeit.

Gebäude speichern die bei Tag aufgenommene Wärme und können sie bei Nacht wieder abgeben. Stehen die Häuser dicht beieinander wird außerdem im Straßenraum ähnlich wie im Wald, die Nettoabstrahlung langwelliger Strahlung vermindert. Zusätzlich zu den durch diese Prozesse stark variierenden Abkühlungsraten bestimmt um 23 MESZ auch die bei Einsetzen der Abkühlung sehr unterschiedliche Ausgangstemperatur die Temperaturverteilung noch relativ stark. Die Kombination der verschiedenen Prozesse führt dazu, dass die Luft in den höheren Gebieten des Taunus vergleichsweise warm ist. Dies entspricht nicht unbedingt dem, was man intuitiv erwarten würde, wird aber durch Messungen bestätigt (Anhang A.3, Abbildung A-2). Sehr hohe Temperaturen herrschen auch immer noch in den dicht bebauten Gebieten, zum Beispiel in den Innenstädten von Wiesbaden und Mainz. In unbewaldeten und unbebauten Tälern ist es dagegen relativ kühl. Die niedrigsten Temperaturen erhält man dort, wo sich über Freiflächen (Wiesen, Ackerflächen) Kaltluft aus der

Umgebung sammelt und nicht abfließen kann, so z. B. südlich von Mainz-Laubenheim (Lage von Laubenheim siehe Abbildung 8-3) oder stellenweise im Rambachtal (siehe Karte in Abbildung 4-1).

Die Umkehr des Temperaturgradienten (Zunahme der Temperatur mit zunehmender Höhe über dem Untergrund) führt dazu, dass die Luft in Hangnähe kälter und damit schwerer ist als die Luft weiter entfernt vom Hang, so dass sich Hangabwinde ausbilden (Anhang A.5). Je größer die Hangneigung, umso schneller können Hangabwinde entstehen, weshalb diese sich zunächst vor allem auf den steileren Hängen der Wiesbadener Seite ausbilden. In den Tälern bilden sich vereinzelt auch bereits Talabwinde (Anhang A.5), diese sind in der Abbildung aber nur schwer zu erkennen, da die Windpfeile nur an jedem achten Gitterpunkt dargestellt sind.

Bis 4 MESZ (Abbildung 5-3), knapp zwei Stunden vor Sonnenaufgang, hat sich die Abkühlung weiter fortgesetzt. Nun hat sich auch in der Umgebung von Mainz eine deutlich hangabwärts gerichtete Strömung ausgebildet. Die Hangabwinde führen zur sogenannten warmen Hangzone (Anhang A.3), die sich aufgrund des stärkeren turbulenten Austausches bildet, und die z. B. am Übergang vom Rheinhessischen Hügelland zum Rhein-Main-Tiefland gut zu erkennen ist. Am wärmsten ist es auf den bewaldeten Kuppen und Rücken des Taunus. Aber auch die Innenstädte treten gegenüber ihrer Umgebung aufgrund der oben beschriebenen Prozesse deutlich durch erhöhte Temperaturen hervor.

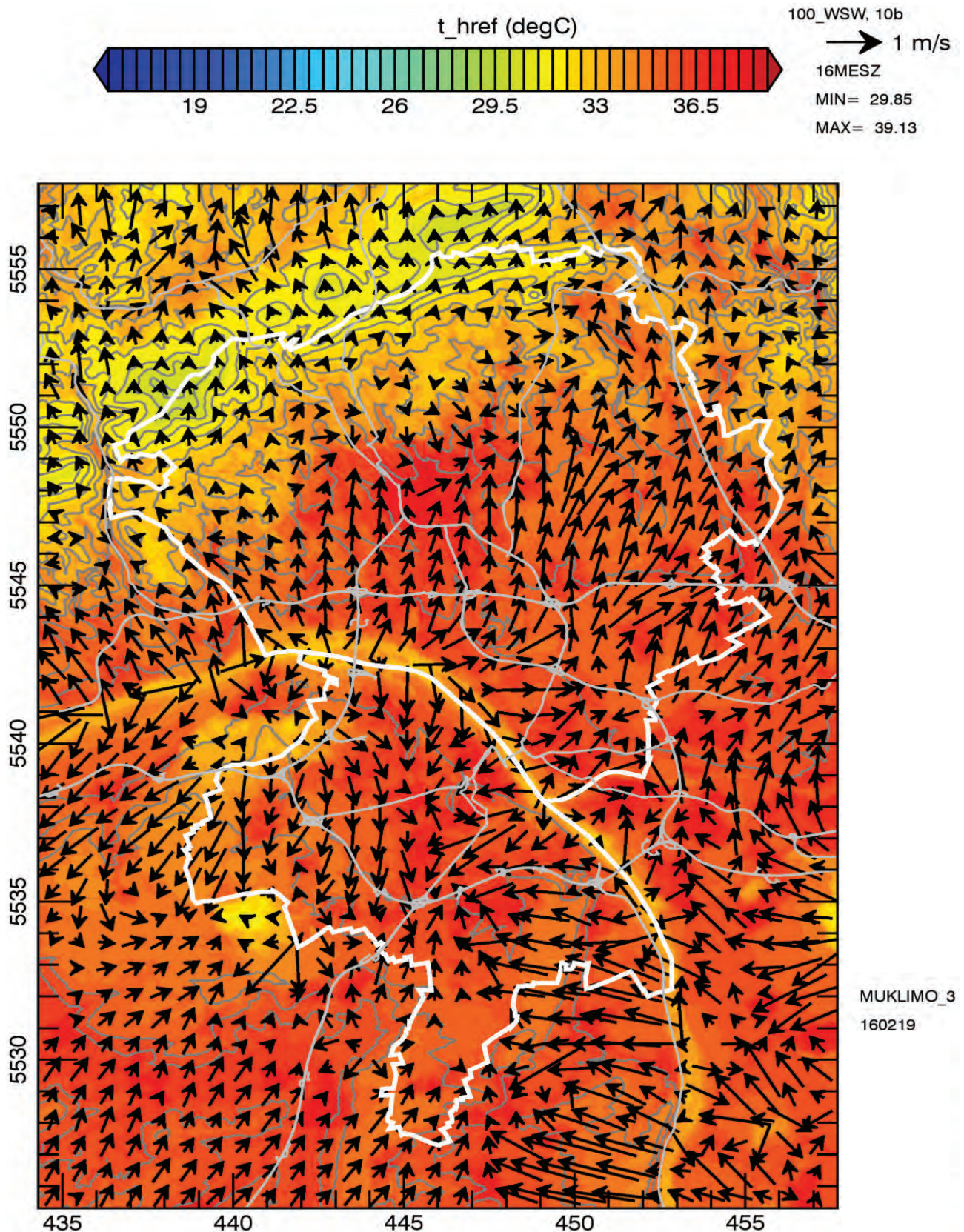


Abbildung 5-1: Windfeld und Lufttemperatur in 5 m über Grund (t_{href}) um 16 MESZ für einen heißen, trockenen, windschwachen Tag mit Anströmung aus WSW. Es ist nur jeder achte. Windpfeil entsprechend einem Abstand von 800 m dargestellt. Die hellgrauen Linien geben die Hauptverkehrsstraßen wieder.

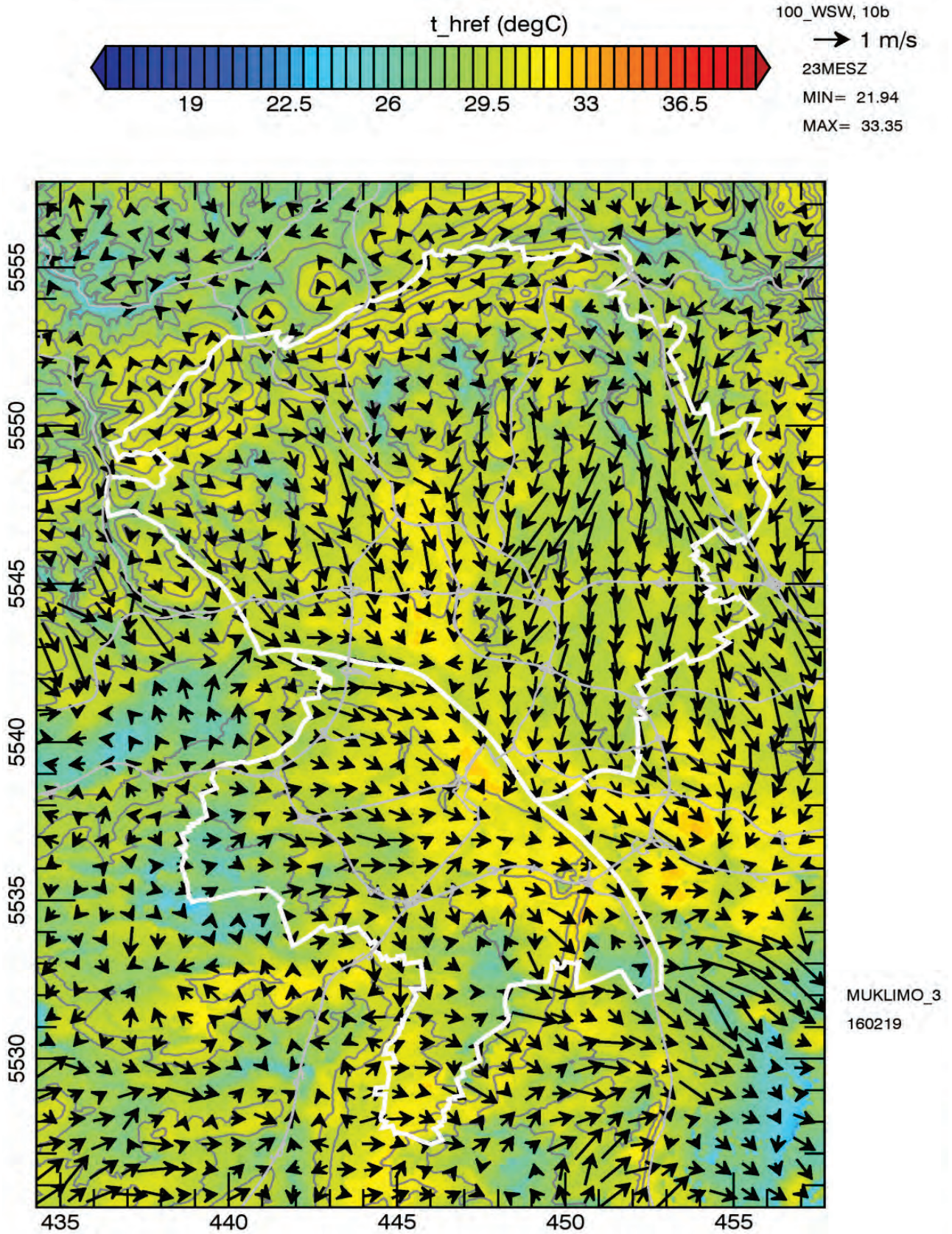


Abbildung 5-2: Wie Abbildung 5-1, aber für 23 MESZ.

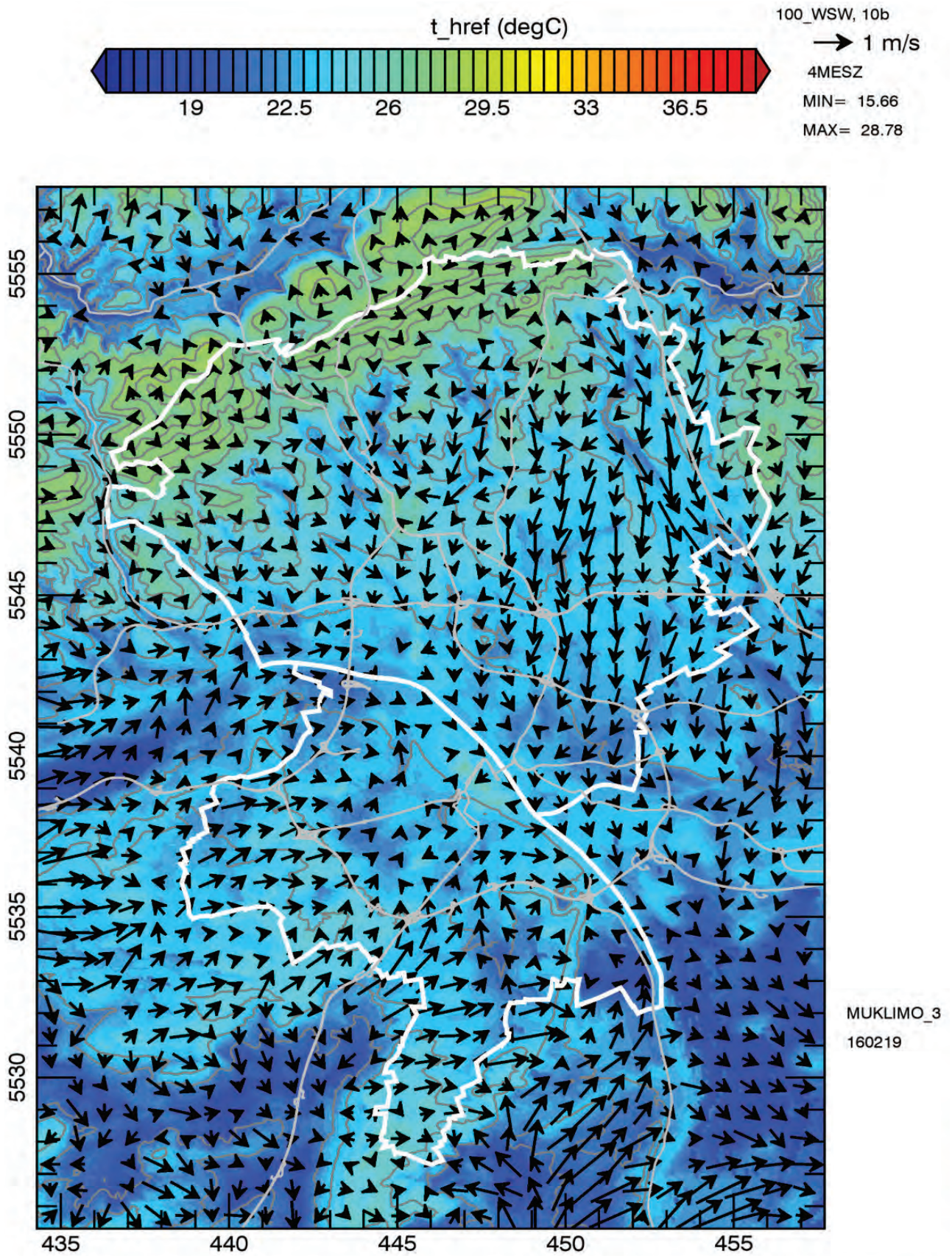


Abbildung 5-3: Wie Abbildung 5-1, aber für 4 MESZ.

5.2 Wärmebelastung

Im Rahmen von KLIMPRAX-Stadtklima soll auch das Bioklima des Menschen betrachtet werden, wobei sich dieser Bericht auf die Wärmebelastung beschränkt. Ein Maß zur Bewertung der Wärmebelastung des Menschen stellt die Gefühlte Temperatur dar, die mit Hilfe des Klima-Michel-Modells berechnet wird (siehe Anhang A.4). In die Gefühlte Temperatur gehen die simulierte Lufttemperatur, die Luftfeuchte und die Windgeschwindigkeit ein. So wird z. B. die gleiche Lufttemperatur bei sehr feuchter Luft als belastender empfunden als bei trockener Luft. Bei Tag spielt außerdem die mittlere Strahlungstemperatur der Umgebung eine wichtige Rolle. Diese wird näherungsweise aus den von MUKLIMO_3 berechneten Werten für die direkte und diffuse Sonnenstrahlung sowie der Oberflächentemperatur und der Wärmestrahlung aus dem oberen Halbraum bestimmt. Bei der Interpretation der Ergebnisse muss beachtet werden, dass im vorliegenden Fall nur über eine 100 m × 100 m große Gittermasche gemittelte Werte der Temperatur, Feuchte usw. verfügbar sind und diese auch nur in 5 m über Grund. Da die Zusammenhänge nichtlinear sind, ist es ein Unterschied, ob man die mittlere gefühlte Temperatur aus hochaufgelösten Daten ausrechnet, bei denen z. B. zwischen der sonnenbeschienenen und der beschatteten Seite einer Straße unterschieden werden kann und dann über 100 m x 100 m mittelt, oder ob man wie im vorliegenden Fall die mittleren Werte für Temperatur, Wind usw. nimmt und daraus die gefühlte Temperatur bestimmt. Trotz dieser Einschränkungen geben die Ergebnisse einen guten Anhaltspunkt darüber, wo die stärker und weniger stark wärmebelasteten Gebiete liegen.

Für den gleichen simulierten Sommertag wie oben (Eckpunkt 100, WSW) wird in Abbildung 5-4 bis Abbildung 5-6 die gefühlte Temperatur dargestellt. Die Farbeinteilung wurde so gewählt, dass für gefühlte Temperaturen oberhalb von 20 °C zwei Farbklassen genau einer Wärmebelastungsstufe gemäß Tabelle 5-1 entsprechen. Dargestellt sind wieder die drei Zeiten 16 MESZ, 23 MESZ und 4 MESZ.

Um 16 MESZ herrscht verbreitet eine gefühlte Temperatur von 32 °C bis 38 °C was einer starken Wärmebelastung entspricht. Am geringsten ist dabei die Belastung über größeren Wasserflächen sowie auf dem bewaldeten Kamm des Taunus. In vielen bebauten Bereichen wird dagegen sogar extreme Wärmebelastung erreicht. Auf einem Streifen zwischen Rheintal und Taunuskamm ist das Niveau der gefühlten Temperatur etwas geringer, was auf der Abbildung jedoch nur dadurch sichtbar wird, dass die Erhöhung durch die Bebauung nicht ausreicht um die gefühlte Temperatur auf über 38 °C anzuheben. Ursache für diese etwas niedrigeren Werte ist ein geringerer Wasserdampfgehalt der Luft. Dies führt dazu, dass z. B. in der Innenstadt von Wiesbaden „nur“ starke und nicht extreme Wärmebelastung auftritt. Für die an einzelnen Stellen in der Umgebung von Mainz auftretenden extrem hohen gefühlten Temperaturen im Wald ist ebenfalls die Feuchte verantwortlich, die hier im Modell teilweise unrealistisch hohe Werte erreicht. Es ist davon auszugehen, dass in den Simulationen in den auf ebenem oder nur schwach geneigtem Gelände auftretenden Wäldern insgesamt die Feuchte und damit auch die Wärmebelastung vom Modell überschätzt wird. Bei der Betrachtung des Bioklimas sollten diese Gebiete deshalb ausgeschlossen werden. Die betroffenen Bereiche liegen allerdings auch außerhalb der beiden Stadtgebiete.

Um 23 MESZ (Abbildung 5-5) liegt in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes nur noch schwache Wärmebelastung vor. In den dichter bebauten Bereichen und im Wald herrscht aber nach wie vor mäßige Wärmebelastung. Die Innenstädte von Wiesbaden und Mainz sowie z. B. Biebrich treten deutlich durch hohe gefühlte Temperaturen hervor. In zwei Gittermaschen der Mainzer Innenstadt klettert sie sogar immer noch auf über 32 °C, was einer starken Wärmebelastung entspricht.

Um 4 MESZ ist endlich auch in den Innenstadtbereichen eine Entlastung eingetreten. Praktisch überall herrscht nur noch schwache Wärmebelastung, wobei nach wie vor die Innenstädte – aber auch die bewaldeten Bereiche des Taunus – etwa eine Wärmebelastungsstufe höher liegen als die Umgebung.

Tabelle 5-1: Gefühlte Temperatur und thermische Beanspruchung (VDI 3787, 2008). Erläuterung siehe auch Anhang A.4

Gefühlte Temperatur GT in °C	Thermisches Empfinden	Thermophysiologische Beanspruchung
$GT \geq 38$	sehr heiß	extreme Wärmebelastung
$32 \leq GT < 38$	heiß	starke Wärmebelastung
$26 \leq GT < 32$	warm	mäßige Wärmebelastung
$20 \leq GT < 26$	leicht warm	schwache Wärmebelastung
$0 < GT < 20$	behaglich	Komfort möglich
$-13 < GT \leq 0$	leicht kühl	schwacher Kältestress
$-26 < GT \leq -13$	kühl	mäßiger Kältestress
$-39 < GT \leq -26$	kalt	starker Kältestress
$GT \leq -39$	sehr kalt	extremer Kältestress

5.3 Die wichtigsten Ergebnisse in Kurzform

Ergebnisse für einen windschwachen, heißen Sommertag

Am **Nachmittag** ist es im Wald am kühlfsten. Die niedrigsten Temperaturen erhält man in den bewaldeten Bereichen des Taunus, die höchsten Temperaturen in den dicht bebauten Gebieten, vor allem in den beiden Innenstädten.

Nachts bleibt es im bewaldeten Kammbereich des Taunus vergleichsweise warm. Auch in den Innenstädten bleibt es sehr warm. Am kühlfsten ist es in unbewaldeten und unbebauten Tälern und dort, wo sich Kaltluft aus der Umgebung sammelt und nicht abfließen kann, z. B. an einigen Stellen im Rheintal.

Für die räumliche Verteilung der **Gefühlten Temperatur bzw. der Wärmebelastung** gilt Ähnliches. Da der Schattenwurf durch Gebäude und eine niedrigere Luftfeuchte aber eine Reduktion der gefühlten Temperatur bewirken, ist der Unterschied am Tag zwischen unbebauten und bebauten Gebieten sowie zwischen dichter und weniger dichter Bebauung relativ gering. Bei Nacht treten die Innenstädte sowie Wiesbaden-Biebrich aber deutlich durch eine erhöhte Wärmebelastung hervor.

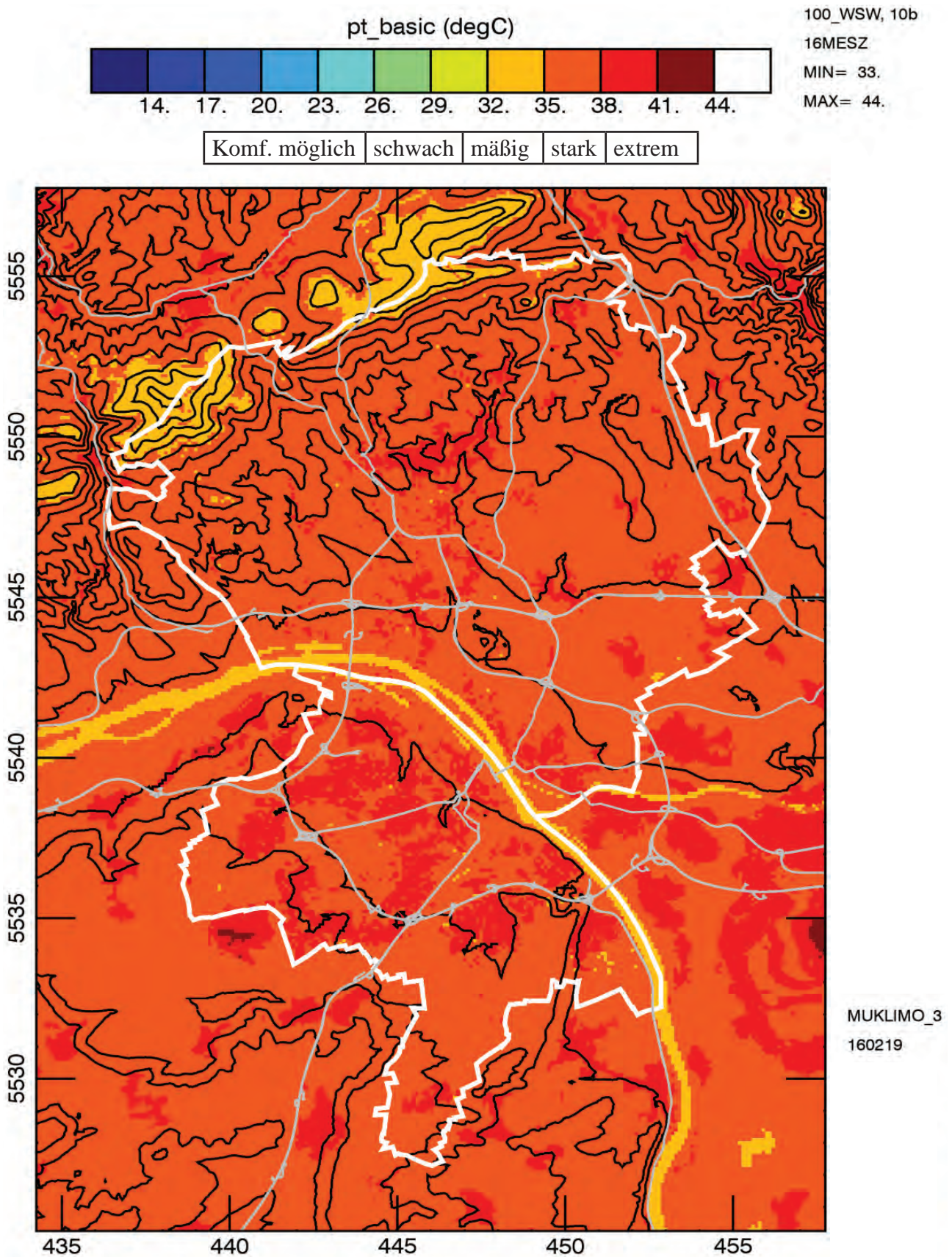


Abbildung 5-4: Gefühlte Temperatur (pt_basic) in °C für einen heißen, trockenen, windschwachen Tag mit Anströmung aus WSW um 16 MESZ. Die Kästen unter der Legende stellen den zugehörigen Wärmebelastungsbereich dar (Tabelle 5-1). Die grauen Linien stellen die Hauptverkehrsstraßen dar.

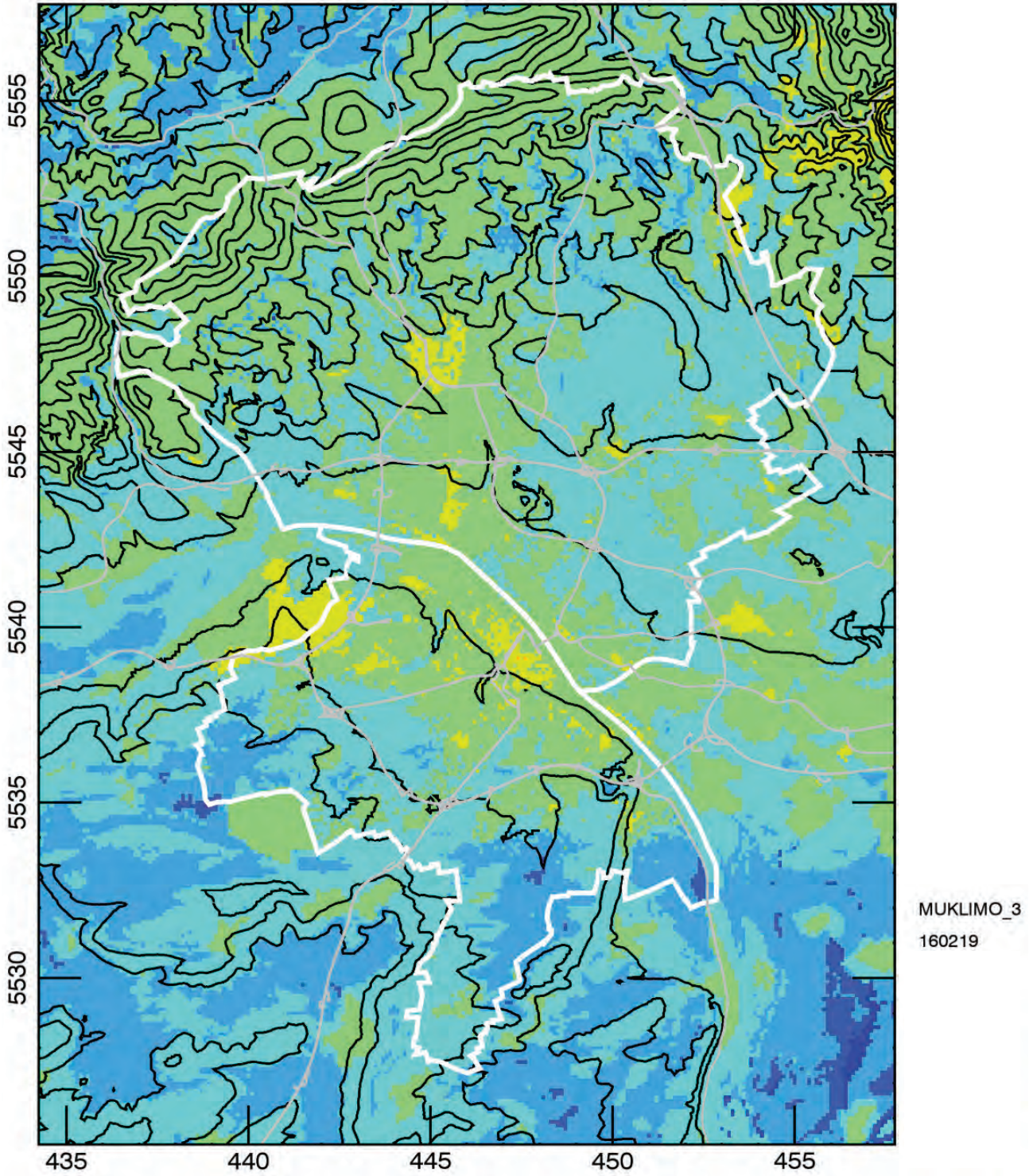
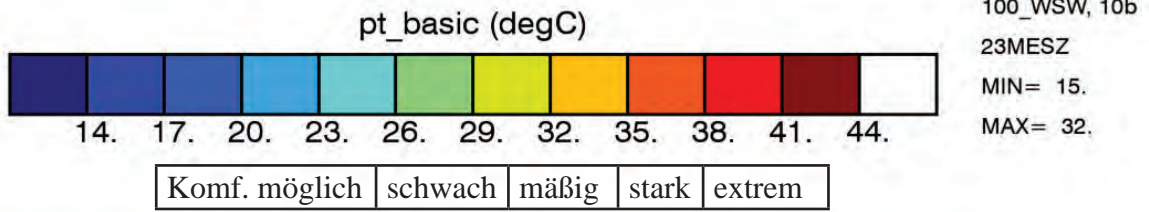


Abbildung 5-5: Wie Abbildung 5-4, aber für 23 MESZ.

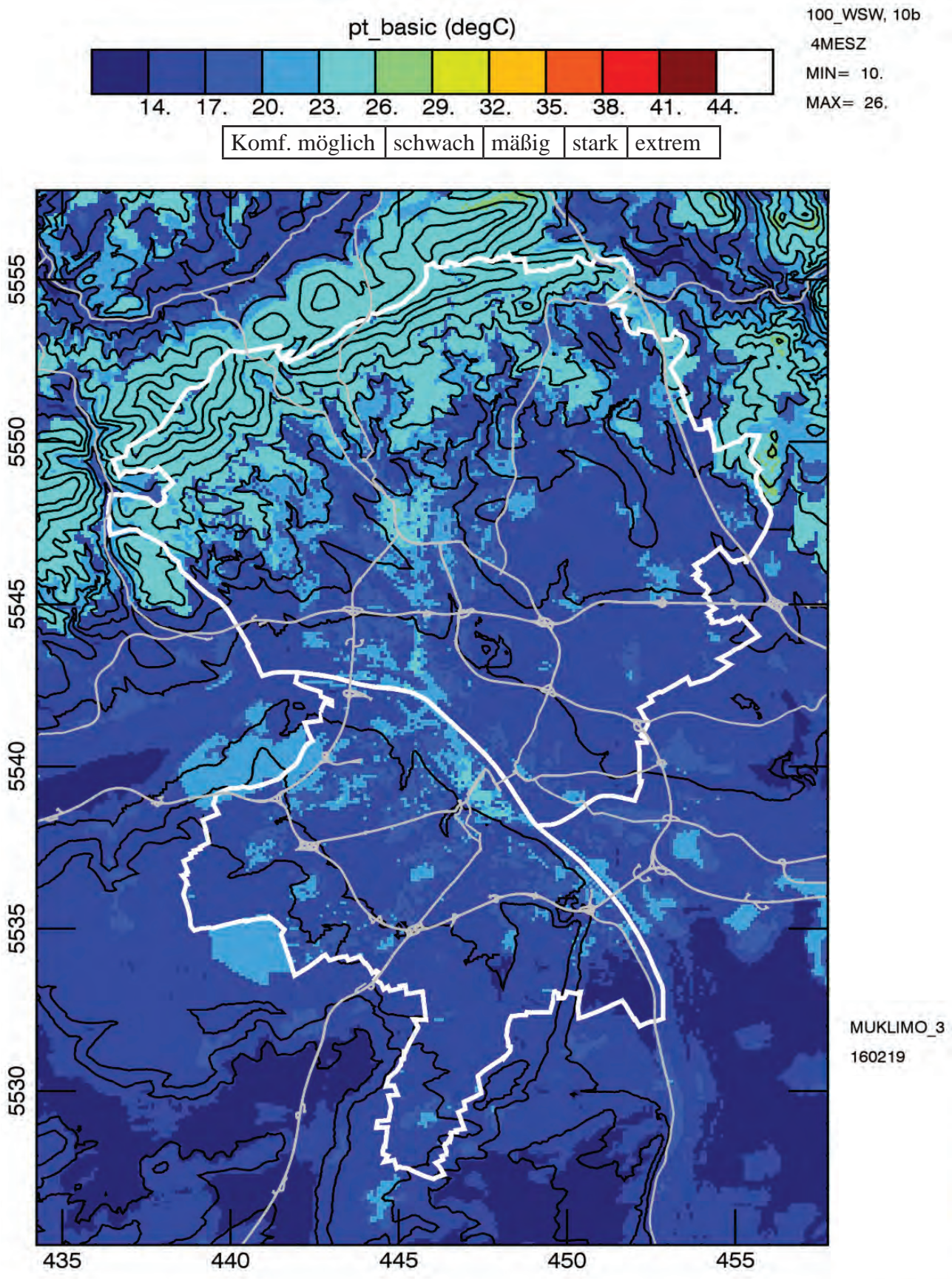


Abbildung 5-6: Wie Abbildung 5-4, aber für 4 MESZ.

6 Das Stadtklima in der Gegenwart (1971–2000)

Wie in Kapitel 5 gezeigt, können mit MUKLIMO_3 räumlich hochaufgelöste Tagesgänge der Felder der Temperatur, des Windes und der Luftfeuchte berechnet werden. Dies erlaubt z. B. die Aussage darüber, wo an einem bestimmten Tag die höchsten Temperaturen auftreten oder mit einer besonders hohen Wärmebelastung zu rechnen ist. Dies sagt aber noch nichts darüber aus, wie häufig solche Tage vorkommen oder ob bei etwas anderen Wetterbedingungen die besonders heißen Bereiche möglicherweise woanders liegen. Man möchte deshalb nicht nur einzelne Tage analysieren, sondern auch Aussagen über statistische Mittel machen und damit von Fallstudien zum Klima der Stadt übergehen (siehe Anhang A). Für eine Betrachtung des Klimas muss ein ausreichend langer Zeitraum betrachtet werden. In der Regel sind das 30 Jahre, die sogenannte Normalperiode. Da die Simulationen mit MUKLIMO_3 recht komplex sind, ist es auch mit den besten Computern nicht annähernd möglich damit alle Tage eines 30-jährigen Zeitraumes zu simulieren.

Um dennoch Aussagen über das Klima einer Stadt treffen zu können, wurde deshalb vom Deutschen Wetterdienst die in Anhang B.2 und B.3 beschriebene Quadermethode entwickelt. Man benötigt dafür 16 MUKLIMO_3-Simulationen sowie eine mindestens 30-jährige Zeitreihe mit Tagesmitteln der Temperatur, der Luftfeuchte und des Windes (siehe Abbildung B-3), die repräsentativ für das Umland von Wiesbaden und Mainz ist. Als Ergebnis erhält man hochaufgelöste Felder der mittleren jährlichen Anzahl Sommertage, heiße Tage und Tropennächte (siehe Kapitel 1). Zusammenfassend wird dafür auch der Begriff „Klimaindizes“ verwendet.

6.1 Evaluierung der simulierten Klimaindizes

Für die Analyse des Klimas der Gegenwart wurden als Klimazeitreihe die Messungen der am Flughafen gelegenen DWD Flugwetterwarte Frankfurt/Main für den Zeitraum 1971-2000 als Eingabe für die Quadermethode gewählt (siehe auch Anhang C.2). Diese Simulation wird zur Überprüfung der Belastbarkeit der Ergebnisse und zur Evaluierung des gesamten Verfahrens genutzt. Sie wird im Folgenden EVAL (Evaluierungslauf) genannt. Für den Vergleich der klimatologischen Kenntage aus Messungen mit den Simulationsergebnissen werden die Zeitreihen der DWD-Messstationen in Mainz und Wiesbaden-Auringen sowie der ehemaligen DWD-Station Wiesbaden-Süd herangezogen. Die Klimastation in Mainz wird bereits seit 1863 betrieben, jedoch wurde der Standort mehrfach verlegt. Von Oktober 1971 bis 2008 lag die Station bei RW 446987, HW 5537444 (UTM) auf 125 m ü. NN und damit in Mainz-Bretzenheim. 2008 wurde sie dann nach Lerchenberg auf eine Höhe von 195 m ü. NN verlegt und heißt inzwischen offiziell „Mainz-Lerchenberg“. Regelmäßige Klimabeobachtungen finden auch in Wiesbaden bereits seit Mitte des 19. Jahrhunderts statt (ROOS, 1987). Für die ehemalige DWD-Station Wiesbaden-Süd liegen in der Datenbank des DWD Daten seit 1946 vor. Von 1959 bis Februar 2007 lag die Station auf 142 m ü. NN bei RW 447087, HW 5546461 (UTM). Inzwischen wird sie nicht mehr vom DWD betrieben sondern von der Stadt Wiesbaden. Der DWD hat stattdessen 1987 eine Station in Wiesbaden-Auringen eingerichtet, die 1993 und 2004 nochmals verlegt wurde, aber jeweils nur um einige Dekameter, so dass die Höhe von ca. 260 m über NN sich praktisch nicht geändert hat. Von 1993 lag sie bei RW 451065, HW 5553458 (UTM). Für den Vergleich mit der Quadermethode wurden die Mittel für den Zeitraum 1971-2000 an der Station Auringen mit Hilfe der mittleren monatlichen Differenzen zur Station Wiesbaden-Süd in der Periode 1988-2010 „hochgerechnet“. Die Lage der Stationen im für den Vergleich ausgewerteten Zeitraum ist in Abbildung 6-1 bis Abbildung 6-3 mit Sternen gekennzeichnet.

Tabelle 6-1 stellt die klimatologischen Kenntage aus den Beobachtungen (OBS) an den drei Stationen den Ergebnissen der aus der Modellierung (EVAL) für den Zeitraum 1971–2000 gegenüber. Es wurden jeweils die Tagesmaximum– (Sommertage, heiße Tage) und Minimumtemperaturen (Tropennächte) ausgewertet. Die Übereinstimmung ist bei den Sommertagen und den heißen Tagen für Wiesbaden-Süd und Mainz sehr gut. Für Auringen ergibt die Quadermethode etwas zu wenige Sommertage und heiße Tage. Die Unterschiede zwischen den Stationen werden aber ausreichend gut wieder gegeben. Für die Tropennächte ergeben sich größere Abweichungen. Dies kann verschiedene Ursachen haben. So hat MUKLIMO_3 die Tendenz vor allem bei hoher Luftfeuchtigkeit die nächtliche Abkühlung zu unterschätzen. Nachts ist vermutlich außerdem die in der Quadermethode angenommene lineare Abhängigkeit weniger gut erfüllt. Zusätzlich hat sich gezeigt,

dass auch die Bestimmung der Minimumtemperatur aus Messungen mit leichten Unsicherheiten behaftet ist (AUGTER, 2013).

Vor allem für die Situation bei Tag kann die Quadermethode daher gut für die Berechnung der Klimaindizes im Untersuchungsgebiet verwendet werden. Die Ergebnisse für die Anzahl der Tropennächte müssen mit etwas mehr Vorsicht betrachtet werden, man kann aber davon ausgehen, dass daraus trotzdem nützliche Aussagen abgeleitet werden, auch wenn diese eher qualitativ verstanden werden müssen.

Tabelle 6-1: Vergleich der beobachteten und simulierten Klimaindizes für 1971 - 2000 (mittlere jährliche Anzahl der Kenntage). Die Werte OBS stammen von 3 Messstationen im MUKLIMO_3 Modellgebiet, wobei für Auringen die sogenannte „Datenreduktion“ mit Hilfe der Station Wiesbaden Süd erfolgte (siehe Text). Die Werte unter EVAL resultieren aus der Quadermethode (siehe Text). Abweichung ist die Differenz EVAL-OBS.

		OBS	EVAL	Abweichung
Sommertage ($N_{T_{max} \geq 25}$)				
Wiesbaden Süd	1971-2000	47,5	48,2	+0,7
Wiesbaden-Auringen	1971-2000	32,0	32,5	+0,5
Mainz	1971-2000	50,8	52,4	-1,6
Heiße Tage ($N_{T_{max} \geq 30}$)				
Wiesbaden Süd	1971-2000	10,8	12,6	+1,8
Wiesbaden-Auringen	1971-2000	3,3	6,0	+2,7
Mainz	1971-2000	11,7	14,6	+2,9
Tropennächte ($N_{T_{min} \geq 20}$)				
Wiesbaden Süd	1971-2000	0,9	7,8	+6,9
Wiesbaden-Auringen	1971-2000	0,0	2,3	+2,3
Mainz	1971-2000	1,3	7,7	+6,4

6.2 Räumliche Verteilung der Klimaindizes (1971-2000)

Die Ergebnisse für den Zeitraum 1971–2000 zeigen, dass die räumliche Variabilität der mittleren Anzahl Sommertage (Abbildung 6-1) und heiße Tage (Abbildung 6-2) im Taunus und im Rheinhessischen Hügelland stark durch die Geländehöhe geprägt ist. Beschränkt man sich auf den Höhenbereich bis etwa 200 m ü. NN wird hingegen die Variabilität der Klimaindizes durch die Landnutzung (Bebauungsstruktur, Freiflächen, Waldflächen etc.) dominiert. So zeigt die Karte der berechneten Anzahl an Sommertagen, dass diese in dicht bebauten Stadtteilen mit bis zu mehr als 60 Tagen, stellenweise sogar über 65 Tagen, markant erhöht ist (Abbildung 6-1). Auf Freiflächen und Ackerflächen in vergleichbarer Höhenlage liegen die Werte mit typischerweise 35 bis 45 Sommertagen deutlich niedriger. Ähnliches gilt für die berechnete Anzahl an heißen Tagen (Abbildung 6-2). In den Innenstädten treten verbreitet mehr als 22 heiße Tage pro Jahr auf – das sind immerhin ca. 3 Wochen – im Gegensatz zu den Freiflächen mit ca. 8 bis 12 heißen Tagen. Im Wald treten heiße Tage nur relativ selten auf. Im Kammbereich des Taunus weniger als zweimal im Jahr.

Besonders deutlich treten die innerstädtischen Bereiche bei Betrachtung der Tropennächte (Abbildung 6-3) hervor. Auch entlang des Rheins und Mains sind Tropennächte aufgrund der hohen Wassertemperatur relativ häufig. Hier hängt das genaue Ergebnis allerdings von der Vorgabe der Wassertemperatur ab und sollte nicht überinterpretiert werden. Am wenigsten Tropennächte (0,1 bis 3) sind in den Taunustälern zu verzeichnen, die sich teilweise bis an den Rand der Wiesbadener Innenstadt erstrecken, sowie dort, wo sich die Kaltluft sammelt oder staut, wie im stillgelegten Steinbruch „Kalkofen“ im Süden Wiesbadens, östlich des Salzachtals. Auch auf den höher gelegenen Äckern und Wiesen des Rheinhessischen Hügellandes treten Tropennächte nur selten auf. Die absolute Zahl der Tropennächte wird vermutlich etwas überschätzt (siehe Abschnitt 6.1), die räumliche Verteilung ist aber plausibel.

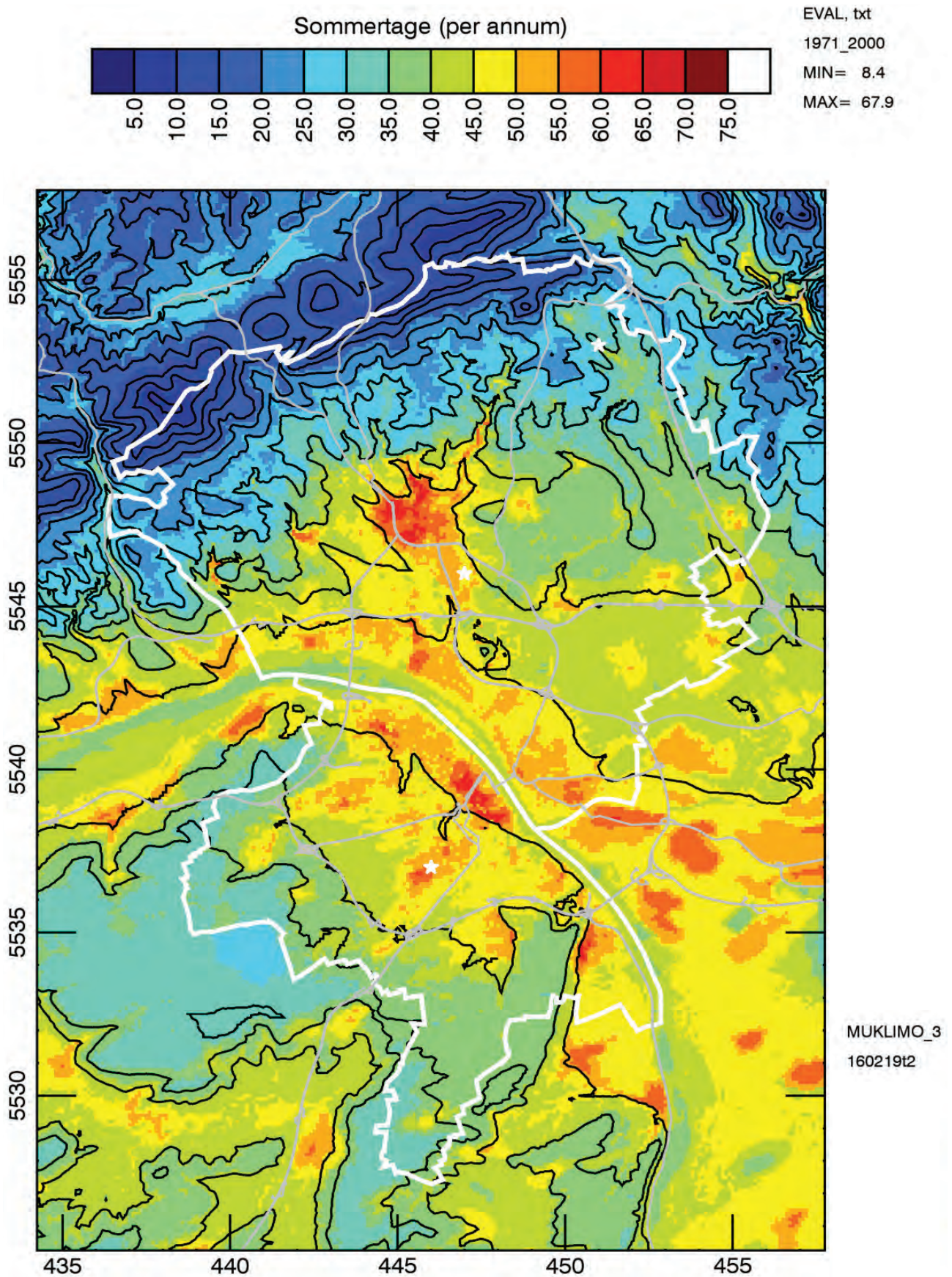


Abbildung 6-1: Mittlere jährliche Anzahl der Sommertage für die Modellierung der Gegenwart (EVAL, 1971-2000). Die weißen Sterne kennzeichnen die Lage der drei Vergleichsstationen im Auswertzeitraum (Wiesbaden-Auringen im Nordosten, Wiesbaden-Süd in der Mitte und Mainz im Süden).

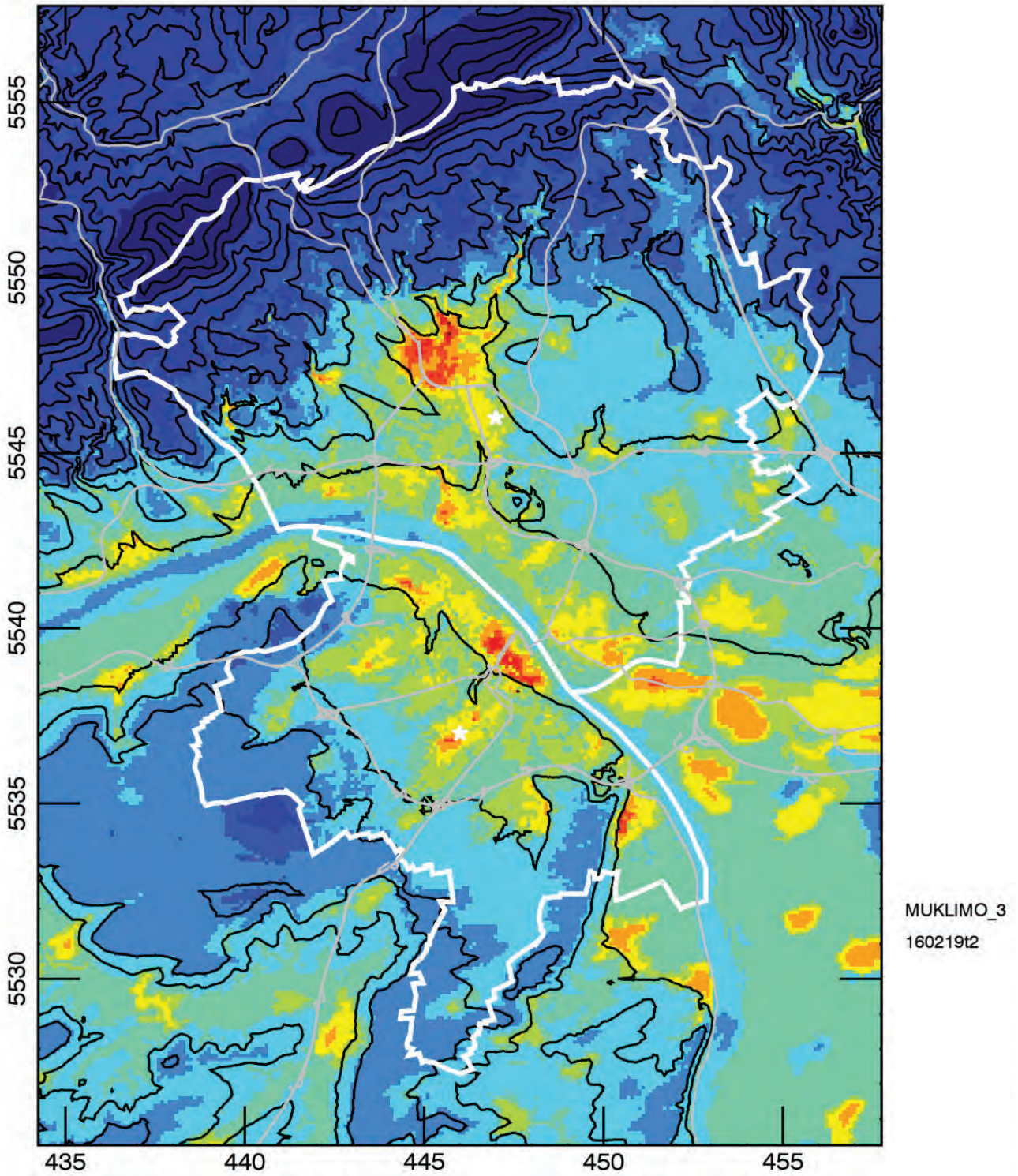
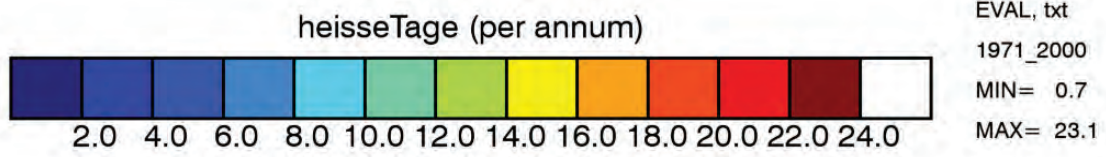


Abbildung 6-2: wie Abbildung 6-1, aber für heiße Tage.

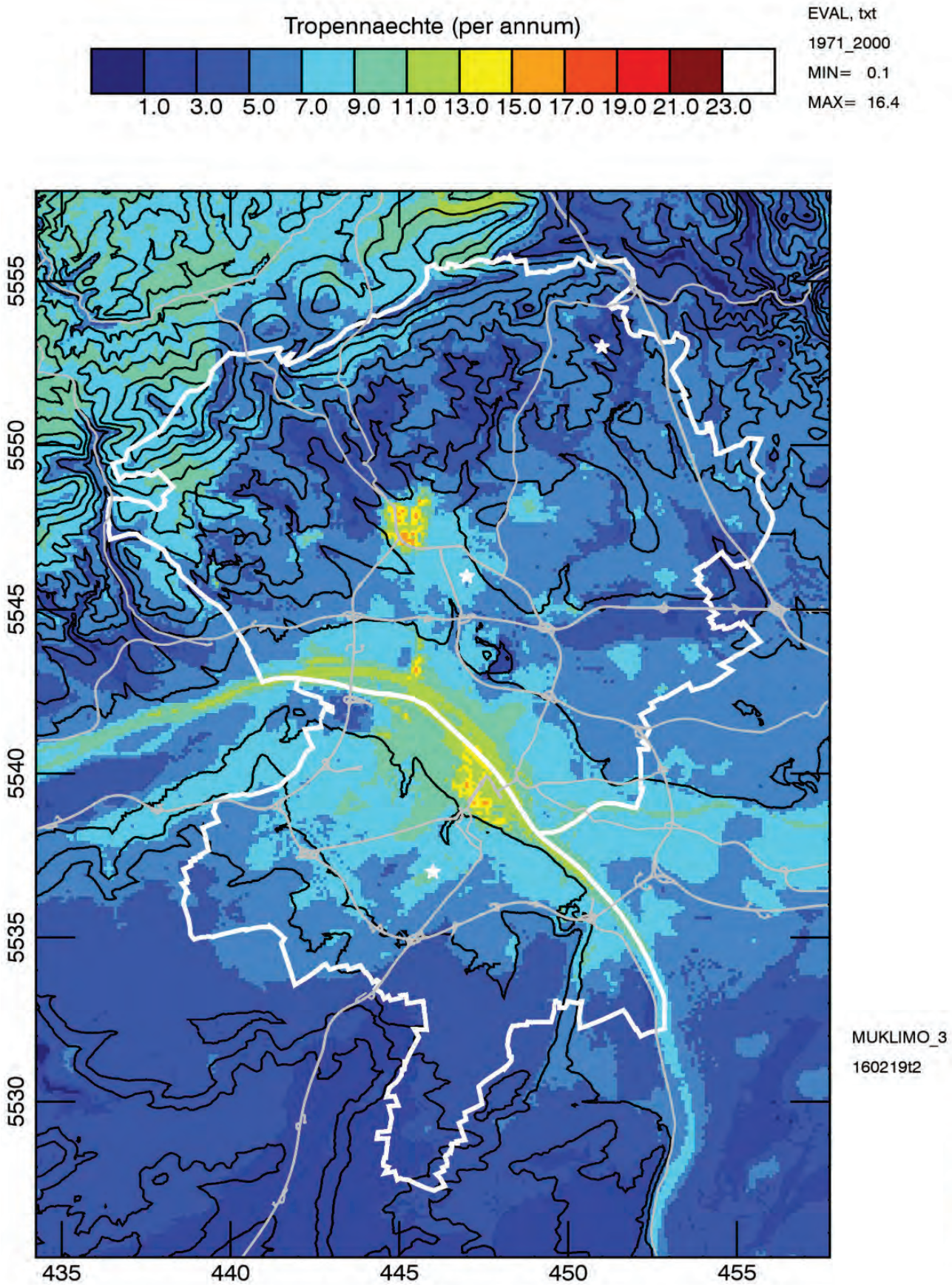


Abbildung 6-3: Wie Abbildung 6-1, aber für Tropennächte.

6.3 Statistischer Zusammenhang mit den Bebauungsstrukturen

Um die klimatischen Auswirkungen der Landnutzung und der Bebauungsstruktur systematisch zu untersuchen, wurden statistische Auswertungen durchgeführt, die mit Box-Whisker-Plots³ visualisiert werden. Analysiert wurden dabei nur die Gitterzellen, die innerhalb des Stadtgebietes von Mainz oder Wiesbaden und auf maximal 250 m ü. NN liegen. So sind die besiedelten Bereiche fast aller Ortsteile der beiden Städte in der Analyse enthalten, aber größere Höhenlagen ausgeschlossen, da sich sonst der Effekt der Geländehöhe zu stark überlagern würde.

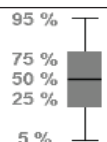
Abbildung 6-4 zeigt für die Anzahl Sommertage die Box-Whisker-Plots für die einzelnen Landnutzungs-klassen. Die geringste Anzahl Sommertage findet sich im Wald und über Wasserflächen. Sie ist signifikant geringer als die Anzahl Sommertage der anderen Landnutzungs-klassen. Die geringe Anzahl im Wald ist durch den Schattenwurf der Bäume verursacht. Die Absorption und Reflexion der Sonnenstrahlung erfolgt überwiegend im Kronenbereich der Bäume. Da Wald vor allem in höheren Lagen vorkommt und andere Landnutzungs-klassen, z. B. Auenwald, vor allem im Rheintal, ist die niedrige Zahl für „Wald“ zum Teil auch auf die Geländehöhe zurückzuführen. Beschränkt man sich auf die Betrachtung der Höhen bis 200 m ü. NN, so verschiebt sich der Median von Wald auf die gleiche Höhe wie der von Auenwald (nicht dargestellt). Über Wasserflächen wird die niedrige Anzahl Sommertage im Wesentlichen durch die hohe Verdunstung und das tagsüber vergleichsweise kühle Wasser verursacht. Da im „Vorwaldstadium“ die Bäume mit 5 m Höhe nur maximal halb so hoch sind wie die Modellgitterzelle, ergeben sich hier in Bodennähe relativ hohe Temperaturen und damit eine relativ hohe Anzahl an Sommertagen.

Die höchste Anzahl Sommertage ergibt sich bei hoher Bebauungsdichte und Versiegelung, insbesondere bei Blockbebauung, Citybebauung und für die Klasse „Ortskern“. Dies bedeutet, dass bei Bebauung der tagsüber durch die Gebäude entstehende Schattenwurf im Mittel die Aufheizung durch die stark reduzierte Verdunstung und den reduzierten horizontalen Luftaustausch nicht ausgleichen kann. Der Median der Anzahl der Sommertage über den unbebauten und nicht oder nur schwach versiegelten Landnutzungsarten liegt über dem von Wald und Wasserflächen, aber unterhalb aller bebauten Klassen.

Ganz ähnliche Unterschiede zwischen den verschiedenen Landnutzungen finden sich auch bei der Auswertung der mittleren jährlichen Anzahl heißer Tage (Abbildung 6-5), wenngleich natürlich bei entsprechend niedrigeren Absolutwerten als bei den Sommertagen. In den Waldgebieten (einschließlich Auenwald) und über den Wasserflächen des ausgewerteten Gebietes sind heiße Tage besonders selten. Bei der landnutzungsspezifischen Auswertung von Sommertagen und heißen Tagen ist grundsätzlich zu beachten, dass auch die Größe der Areale mit nahezu einheitlicher Landnutzung – sowie bei kleineren Arealen, deren Umgebung – von Bedeutung ist. Bei größeren zusammenhängenden Gebieten einer Landnutzung kann sich das charakteristische Mikroklima gut ausprägen, wohingegen bei räumlich stark variierender Landnutzung die Temperaturwerte durch Luftaustauschprozesse auch stark durch benachbarte Landnutzungen beeinflusst sein können. In der Regel umfassen Parks und Friedhöfe kleinere Flächen als z. B. Ackerflächen oder Streuobstwiesen. Zusätzlich sind sie eher in der Nähe oder inmitten von dicht bebauten Gebieten zu finden. Entsprechend liegt die Anzahl der Sommertage oder heißen Tage der Klasse „Park, Friedhof“ in der Regel höher als über den landwirtschaftlich genutzten Flächen (Grünland, Ackerflächen, Streuobstwiesen), aber unter der der bebauten Klassen. Untersuchungen von BONGARDT (2006) haben gezeigt, dass auch schon kleinere Parkanlagen mit Flächen unter 10 ha eine deutlich die Temperatur reduzierende Wirkung aufweisen.

Da Wasserflächen tagsüber relativ kühl sind, könnte man geneigt sein, Wasserflächen zur Minderung der städtischen Wärmebelastung einzusetzen. Der geringe Tagesgang der Wassertemperatur kann allerdings dazu führen, dass Wasserflächen bei Nacht deutlich wärmer sind als die Luft und somit Wärme abgeben. Dies führt dazu, dass über den Wasserflächen die Anzahl der Tropennächte z. B. im Vergleich zu Freiflächen oder Parks

³ Der **Box-Whisker-Plot** ist ein Kasten-Diagramm, bei dem das obere Ende des Kastens das 75 % Quantil und das untere Ende des Kastens (Box) das 25 % -Quantil zeigt. Dabei beschreibt das 25 % Quantil den Wert, der von 25 % der Werte einer Stichprobe unterschritten wird. Der Median entspricht dem 50 % Quantil und ist mit einem dicken Querstrich gekennzeichnet. Die aus dem Kasten herausragenden Linien (Whisker) umfassen bei der gewählten Darstellung den Bereich zwischen dem 5 % - und 95 % -Quantil. Dieser Bereich entspricht dem 90 % -Konfidenzintervall.



aber auch zu den eher locker bebauten Gebieten relativ hoch ist (Abbildung 6-6) und man den Verlauf von Rhein und Main in der Karte der Anzahl Tropennächte (Abbildung 6-3) sehr gut erkennt.

Signifikant am häufigsten sind Tropennächte in Citybebauung sowie dichter und hoher Blockbebauung. Hier nehmen die Gebäude einen relativ hohen Volumenanteil ein. Die tagsüber in den Wänden und Dächern gespeicherte Wärme wird nachts wieder an die sie umgebende Luft abgeben. Dazu kommt, dass die im Vergleich zur Straßenbreite hohen Gebäude den sogenannten „Himmelssichtfaktor“ oder „Sky View Factor“ deutlich reduzieren. Dies bewirkt bei Tag durch die Schattenwirkung der Gebäude eine Reduktion der Temperatur, führt aber bei Nacht dazu, dass im Gegenzug auch weniger Energie in den Weltraum abgestrahlt werden kann und behindert dadurch eine effektive nächtliche Abkühlung. Im Wald gilt hinsichtlich der Strahlung Ähnliches. Im Stammraum kann die Luft durch die abschirmende Wirkung des Kronendachs nicht so stark abkühlen, so dass trotz eines geringeren Tagesmaximums der Temperatur das Tagesminimum ein relativ hohes Niveau aufweist. Im Gegensatz dazu kann die Wärme über Freiflächen (Feuchtwiesen, Grünland, Ackerflächen, u.ä.) ungehindert abgestrahlt werden, so dass hier Tropennächte vergleichsweise selten zu verzeichnen sind. Lockere Bebauung mit einem Gebäudegrundflächenanteil von nur 7 % verhält sich nachts sehr ähnlich wie Freiflächen. Ein großer Teil der im Stadtgebiet gelegenen, locker bebauten Gitterzellen entfällt außerdem auf den fern von anderer Bebauung gelegenen Mainzer Flugplatz, was dazu führt, dass der Median der Anzahl der Tropennächte für lockere Bebauung nur knapp über dem von Ackerflächen liegt.

Da die tagsüber im Wasser gespeicherte Wärme (ähnlich wie bei Gebäuden) nachts wieder abgeben wird, können Wasserflächen nachts zur Wärmebelastung beitragen und sind daher zur Milderung von städtischer Wärmebelastung nur eingeschränkt geeignet. Unbebaute Flächen mit hohem Versiegelungsanteil (Gleisanlagen, Verkehrsflächen, teilversiegelte Flächen) erwärmen sich tagsüber stärker als Freilandflächen und die im Belag gespeicherte Wärme kann nachts wieder an die Luft abgegeben werden, so dass die Anzahl der Tropennächte nach dem Modell auf diesen Flächen meist höher liegt als über Freiflächen und auch etwas höher als über sehr locker bebauten Flächen.

Wie bei den Sommertagen und heißen Tagen spielt bei der Verteilung der Tropennächte außer der Landnutzung aber auch die Geländehöhe eine Rolle. Da die verschiedenen Landnutzungsarten nicht gleichmäßig über die Geländehöhe verteilt sind, sind die dargestellten Unterschiede teilweise (z. B. „Weinbau, Gärten“ versus „Feuchtwiesen“) auch auf die Geländehöhe zurück zu führen.

Die Box-Whisker-Plots veranschaulichen einerseits den Zusammenhang zwischen der Landnutzung und der Klimaindizes, andererseits machen sie aber deutlich, dass es innerhalb einer Landnutzungsart eine große Streuung geben kann. Die Verwendung von sogenannten „Klimatopen“ (z. B. „Waldklima“ oder „Vorstadtklima“) zur Bewertung des Stadtklimas stellt also eine deutliche Vereinfachung dar, da sie aufgrund ihrer Definition die thermodynamischen Wechselwirkungen mit der Umgebung nicht oder nur in geringem Umfang berücksichtigen (VDI 3787, 2015).

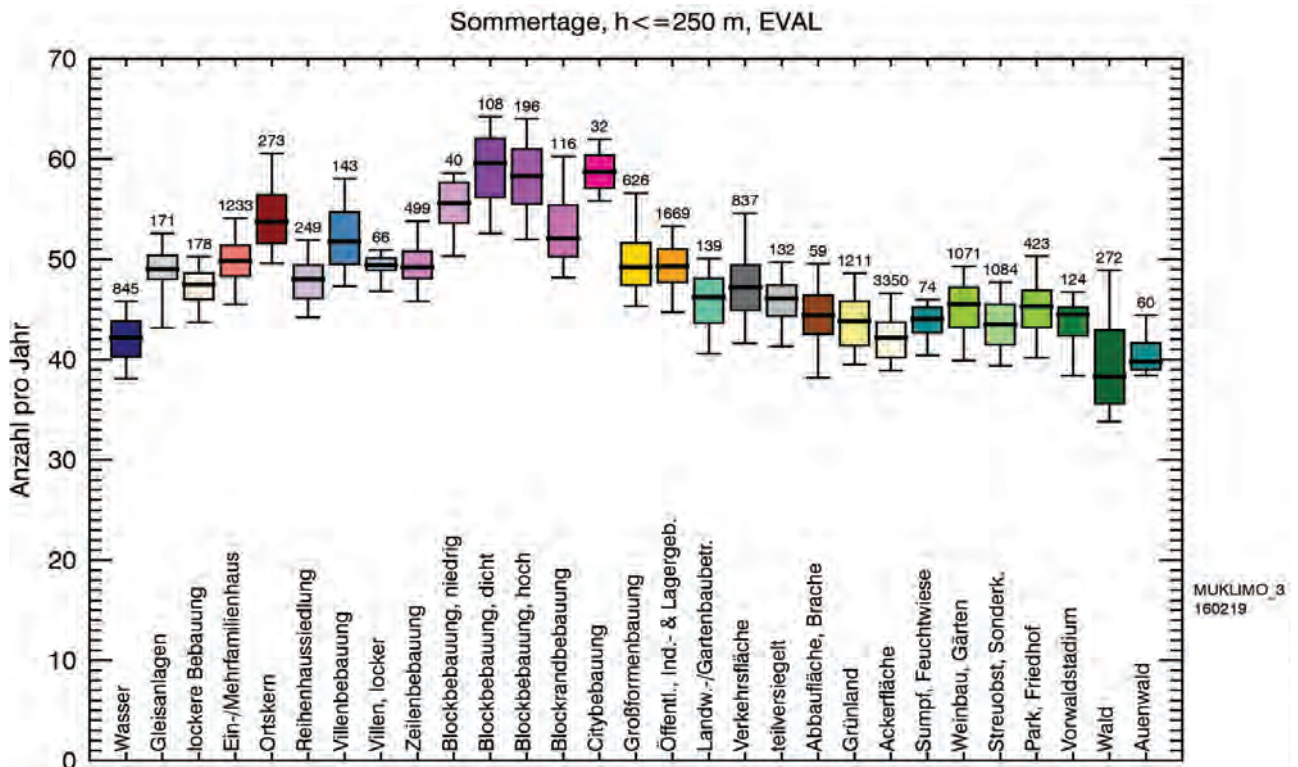


Abbildung 6-4: Box-Whisker-Plots für jede Landnutzungsclassen 1971-2000 (EVAL) für die mittlere jährliche Anzahl an Sommertagen. Berücksichtigt wurden nur die innerhalb der beiden Stadtgebiete und unter 250 m ü. NN gelegenen Gitterzellen. Die Zahlen über den Box-Whiskers geben die Anzahl der ausgewerteten Gitterzellen der jeweiligen Classen an.

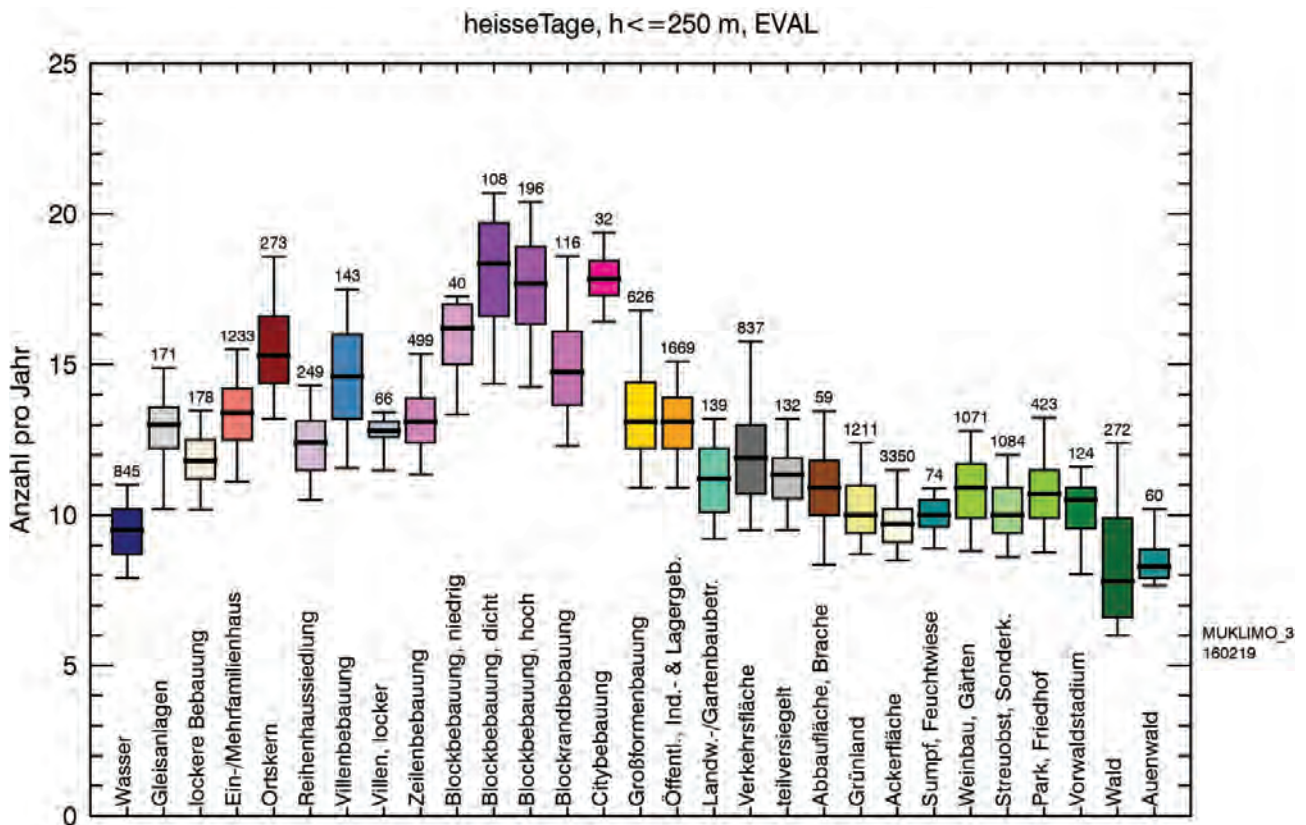


Abbildung 6-5: Wie Abbildung 6-4, aber für heiße Tage

Tropennaechte, h <= 250 m, EVAL

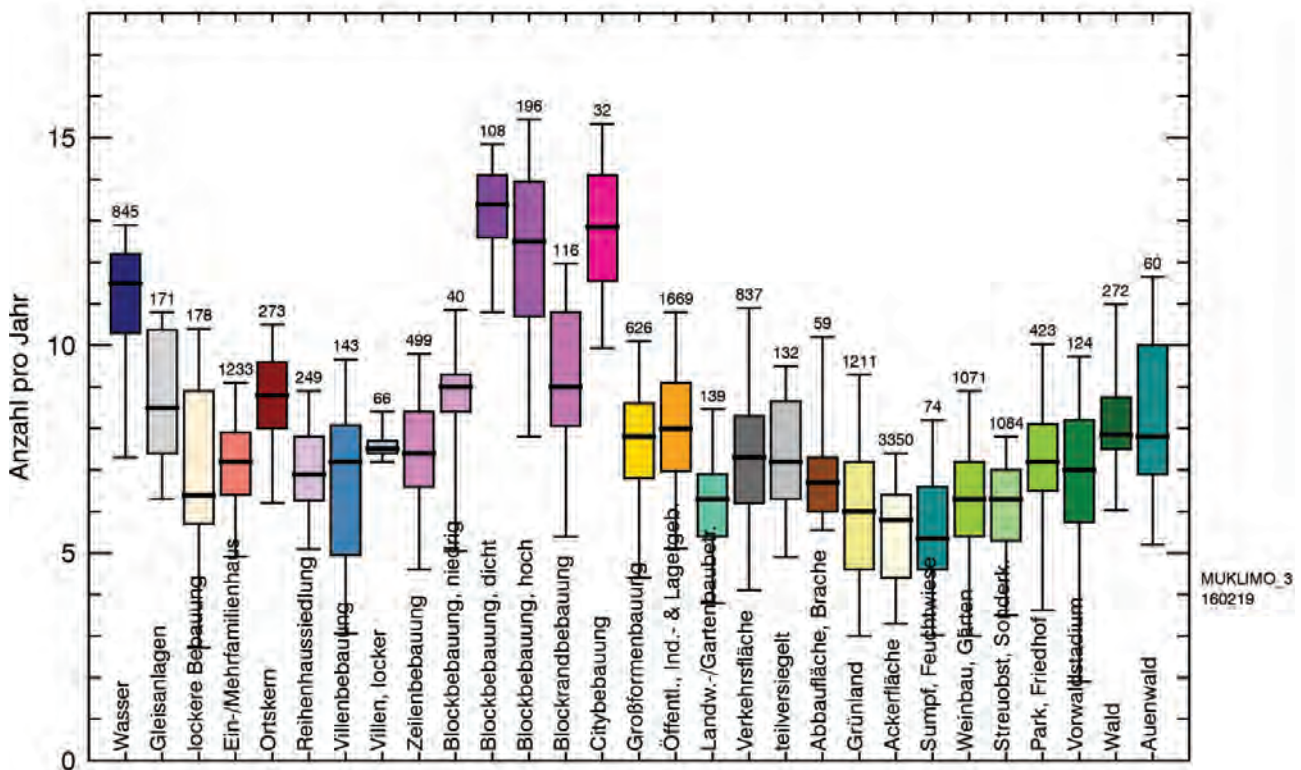


Abbildung 6-6: Wie Abbildung 6-4, aber für Tropennächte

6.4 Der Stadteffekt

Aufgrund der Wechselwirkung mit dem Gelände sowie der Bebauung in den umliegenden Gitterzellen ist es sehr schwierig die von der Stadt verursachte Wärmeinsel, also den Einfluss der Verstädterung bei gleichbleibenden klimatischen Bedingungen, zu quantifizieren. Für diesen Zweck kann man sich die Vorteile der numerischen Modellierung zu Nutze machen und die Analyse mit einem beliebigen Landnutzungsszenario aber sonst gleich bleibenden Bedingungen wiederholen. Denkbar wäre hier z.B. ein Vergleich mit Simulationen mit historischer Landnutzung (ZUVELA-ALOISE et al., 2014; LENZ, 1996). Der Nachteil dabei ist, dass sich – vor allem, wenn man weit in die Vergangenheit zurückgeht – nicht nur die Bebauung, sondern auch die andere Landnutzung, vor allem der Waldbestand verändert. Wie bereits gezeigt wurde, hat der Wald aber starken Einfluss auf das lokale Klima.

Diese Überlegungen führten zu der Idee, kurzerhand alle Gebäude im Untersuchungsgebiet zu entfernen, indem sämtliche bebauten Landnutzungsklassen durch die Klasse „Streuobstwiesen, Sonderkulturen“ ersetzt werden, aber alle unbebauten Klassen unverändert zu lassen. Ein Vergleich der Ergebnisse mit der tatsächlichen Landnutzung und dem virtuellen, unbebauten Fall erlaubt – so die Erwartung – auch Antworten auf die Fragen

- Welche Einflussnahme auf die Temperatur wäre durch stadtplanerische Mittel überhaupt maximal möglich?
- Wie ist die aufgrund des globalen Klimawandels zu erwartende Temperaturzunahme im Vergleich zu der jetzt schon stattfindenden Modifikation des lokalen Klimas durch die Bebauung zu bewerten?

Sämtliche Modellläufe und deren Auswertung wurden dafür mit dem virtuellen Landnutzungsszenario wiederholt. In Abbildung 6-7 bis Abbildung 6-9 sind jeweils auf der linken Seite die sich für diese Landnutzung ergebende mittlere Anzahl von Sommertagen, heißen Tagen und Tropennächte dargestellt und rechts die Differenz zwischen den Simulationen mit Bebauung (EVAL, vergleiche Abbildung 6-1 bis Abbildung 6-3) und ohne Bebauung (VIRT).

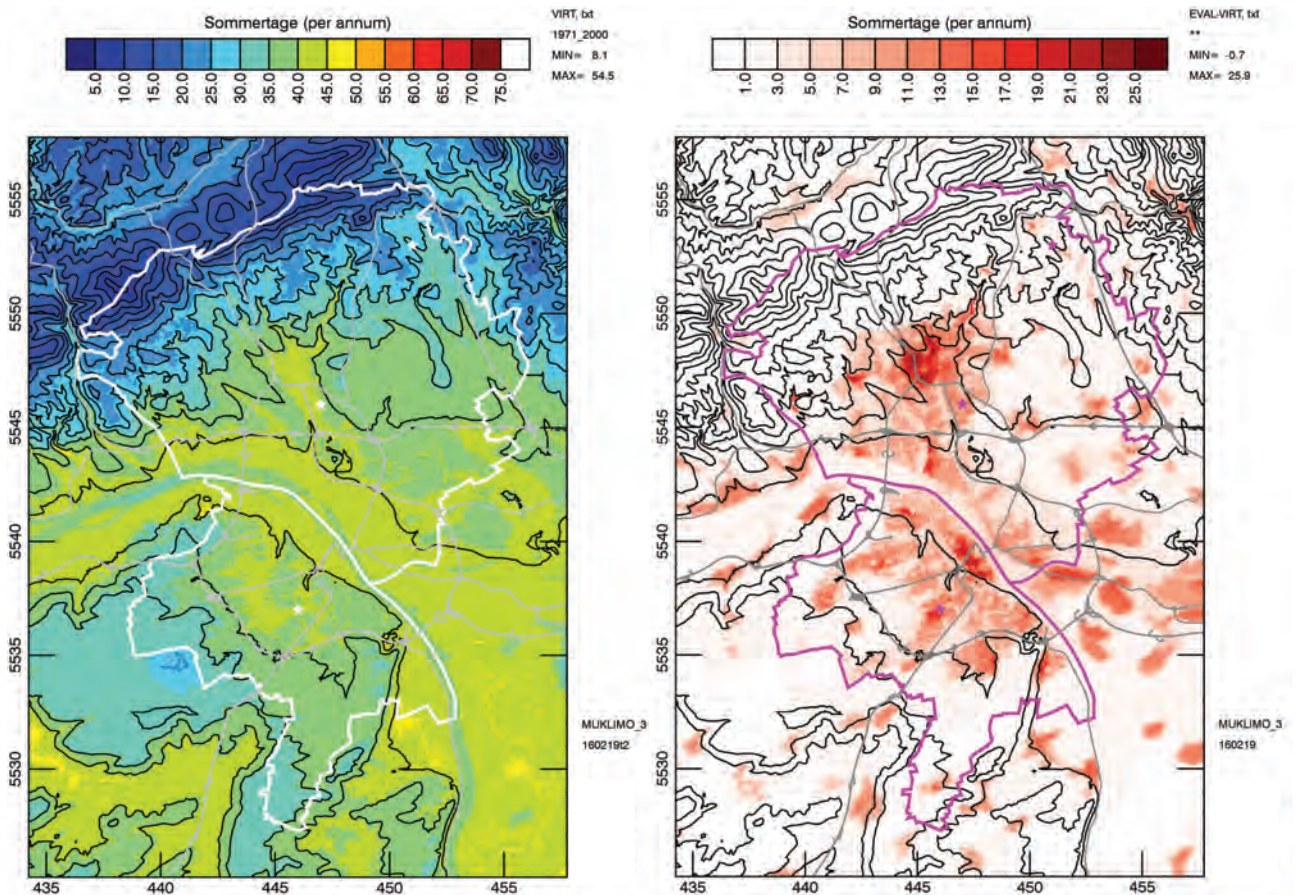


Abbildung 6-7: Anzahl der Sommertage für den Lauf ohne Bebauung (VIRT) für den Zeitraum 1971-2000 (links) und Differenz zum Lauf mit Bebauung EVAL-VIRT (rechts).

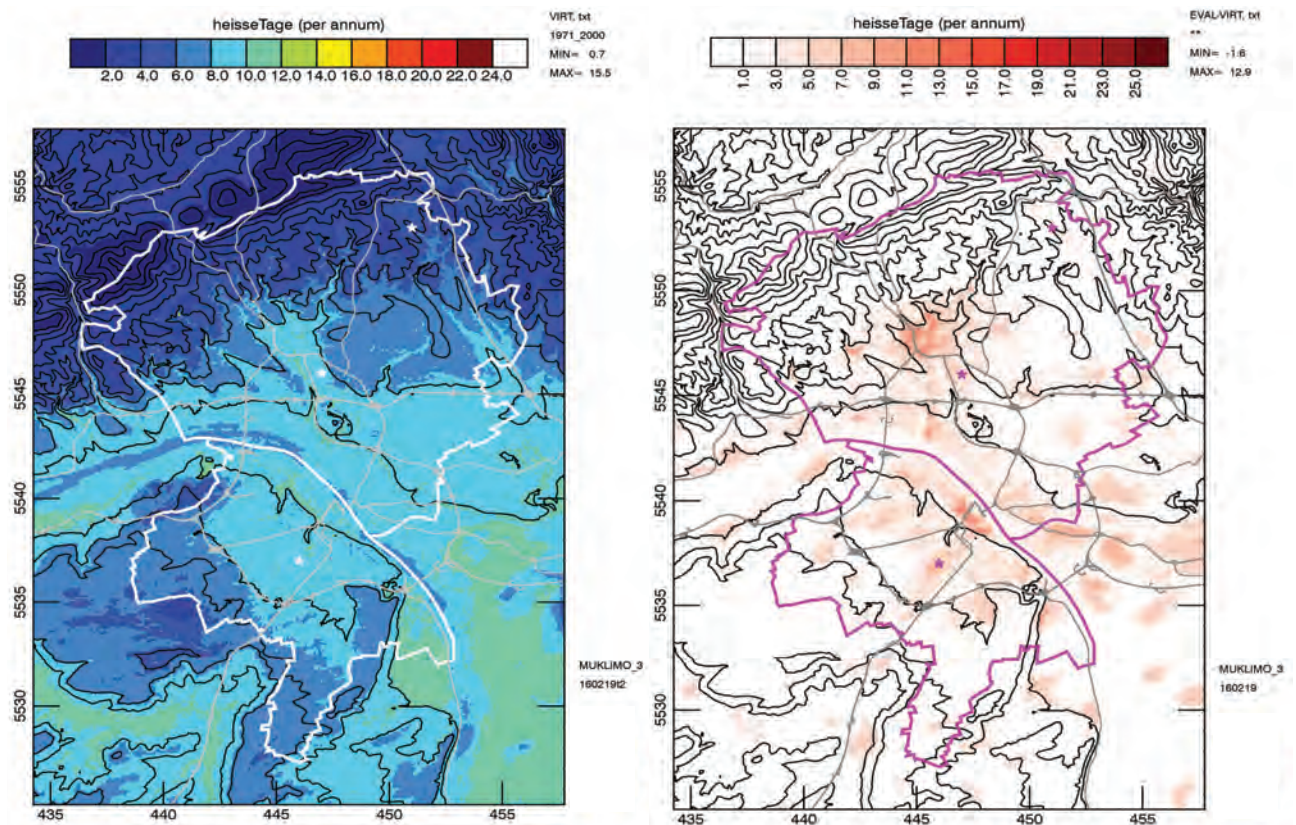


Abbildung 6-8: Wie Abbildung 6-7, aber für heiße Tage.

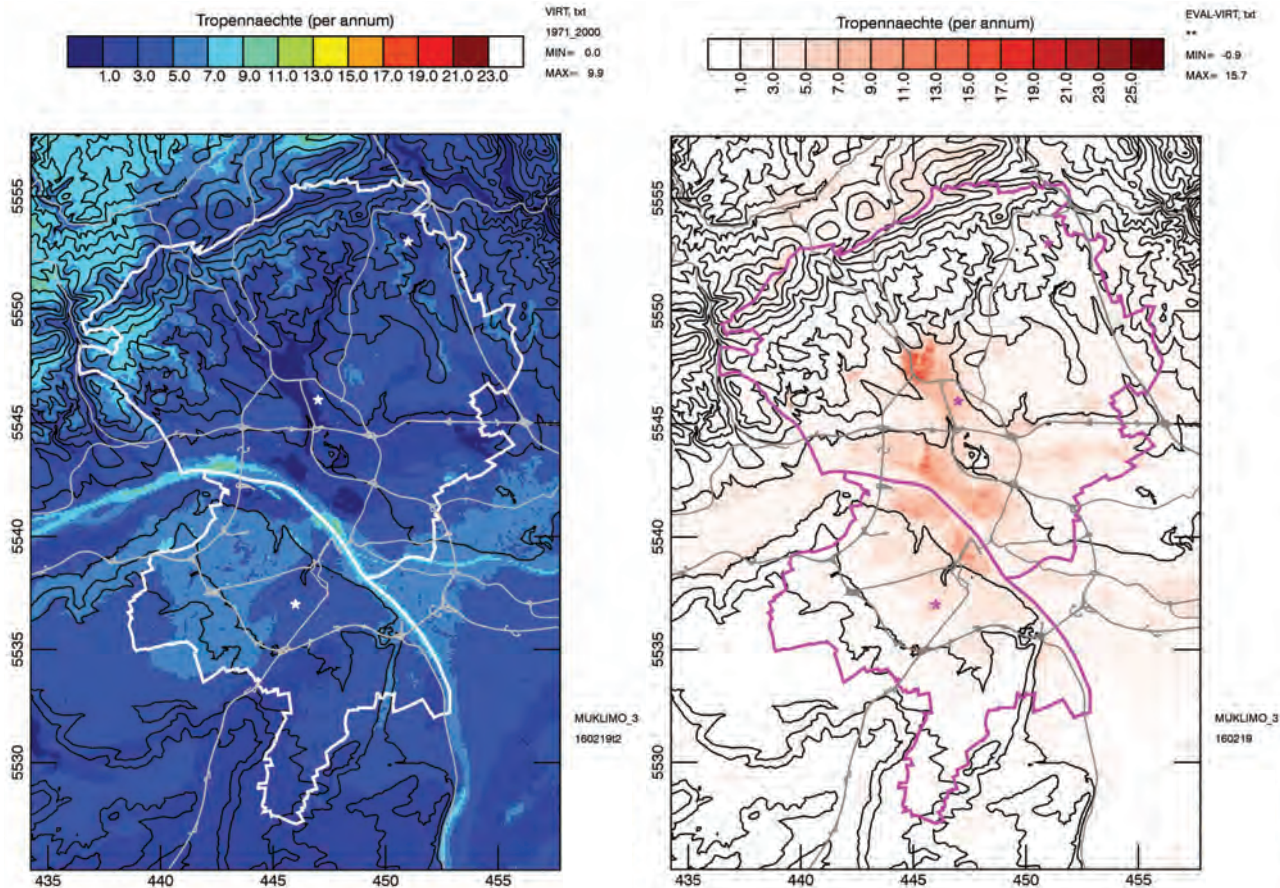


Abbildung 6-9: Wie Abbildung 6-7, aber für Tropennächte

Ohne Bebauung zeigt sich noch viel klarer, dass die Anzahl der Sommertage und der heißen Tage sehr stark von der Geländehöhe abhängt, sowie die kühlende Wirkung des Waldes und des Wassers (Abbildung 6-7 und Abbildung 6-8, links). Auf den Kuppen des Rheinhessischen Hügellands und vor allem im Taunus ist es eher kühl, in der Rhein-Main-Ebene und den davon abgehenden Tälern eher warm. Der Talkessel, in dem die Wiesbadener Innenstadt liegt, zeichnet sich auch ohne Bebauung durch gegenüber der Umgebung etwas höhere Maximumtemperaturen (d.h. mehr Sommertage und mehr heiße Tage) aus. Auch die Geländeform scheint eine Rolle zu spielen. In windgeschützten Tälern, z. B. im Salzachtal oder im Gonsachtal, werden z. B. etwas mehr heiße Tage erreicht als in der Ebene. In direkter Nähe zum Rhein oder Main ist es dagegen etwas kühler.

In der Nacht sammelt sich im Wiesbadener Kessel die aus dem Taunus abfließende Kaltluft, so dass hier besonders wenige Tropennächte auftreten (Abbildung 6-9). Noch deutlicher als im bebauten Fall ist jetzt die warme Hangzone zu erkennen sowie der Einfluss von Rhein und Main, deren Rand-/Uferbereiche durch die hohe Wärmekapazität des Wassers nachts sehr warm bleiben.

Bildet man die Differenz zwischen den Simulationen mit und ohne Bebauung, ist der Effekt der städtischen Wärmeinsel sehr gut zu erkennen (rechte Seite der Abbildungen). Die größten Differenzen erkennt man wie schon bei den Box-Whisker-Plots für Areale mit hoher oder dichter Block- sowie Citybebauung (Klassen 63, 64, 66). Diese findet man vor allem in den Innenstädten und in Wiesbaden-Biebrich. Für die Sommertage und die heißen Tagen ergibt sich bei diesen Klassen eine Zunahme um bis über 25 bzw. 15 und damit fast eine Verdoppelung der Werte, die man ohne Bebauung erhalten würde. Einen relativen starken Effekt hat auch die Klasse „Ortskern“ (Klasse 57) und selbst lockere Bebauung (Klasse 56) führt zu einer sichtbaren Erhöhung der Werte. Bei den Tropennächten treten Blockbebauung und Citybebauung – wie schon im vorhergehenden Abschnitt beschrieben – auch im Vergleich zu anderen Bebauungsklassen ganz besonders stark hervor. Ein zusätzlicher Effekt wird nun aber in Wiesbaden sichtbar. Der Wiesbadener Kessel wäre – wie oben beschreiben – aufgrund der aus dem Taunus zuströmenden und sich sammelnden Kaltluft ohne Bebauung nachts eigentlich besonders kühl. Diese Zufuhr wird durch die dichte Bebauung aber behindert,

so dass sich hier durch die Überlagerung der Effekte besonders hohe Differenzen ergeben. Ähnliches gilt für Wiesbaden-Biebrich.

Außer den Klimaindizes wurde für den in Kapitel 5 dargestellten heißen, windschwachen Tag auch die gefühlte Temperatur und die Differenz zum bebauten Fall bestimmt (Abbildung 6-10). Hier überlagern sich die Effekte der in der Bauung erhöhten Temperatur und der verringerten Windgeschwindigkeit. Gleichzeitig können die Gebäude tagsüber aber für eine Beschattung und damit einen reduzierten Strahlungseffekt sorgen. Jeder weiß aus Erfahrung, dass es für das Wärmeempfinden einen großen Unterschied macht, ob man sich in der direkten Sonne oder nur einen Meter entfernt im Schatten befindet. Wie man in Abbildung 5-4 sehen kann, treten in dem besonderen Fall (hohe Temperatur, keine Bewölkung, geringe Feuchte, wenig Wind) tagsüber die Unterschiede in der gefühlten Temperatur bzw. der Wärmebelastung in den Stadtgebieten kaum hervor. Berechnet man die Differenz zwischen dem Modelllauf mit und ohne Bebauung, so liegt diese bei weniger als einer Belastungsstufe (eine Belastungsstufe entspricht einer Differenz von 6 °C in der gefühlten Temperatur, siehe Tabelle 5-1), weshalb auf eine Darstellung der Differenzen verzichtet wird.

Am Abend und in der Nacht sind die Unterschiede größer. Abbildung 6-10 zeigt die Differenzen der gefühlten Temperatur im Fall mit Bebauung (EVAL) und ohne Bebauung (VIRT) für diesen Fall um 23 MESZ und 04 MESZ. Um 23 MESZ liegt die Erhöhung der gefühlten Temperatur in den dicht bebauten Innenstädten und Ortskernen an vielen Stellen bei über 6 °C, was mehr als einer Belastungsstufe entspricht. Bis 4 MESZ steigt diese Differenz sogar auf teilweise über 9 °C an.

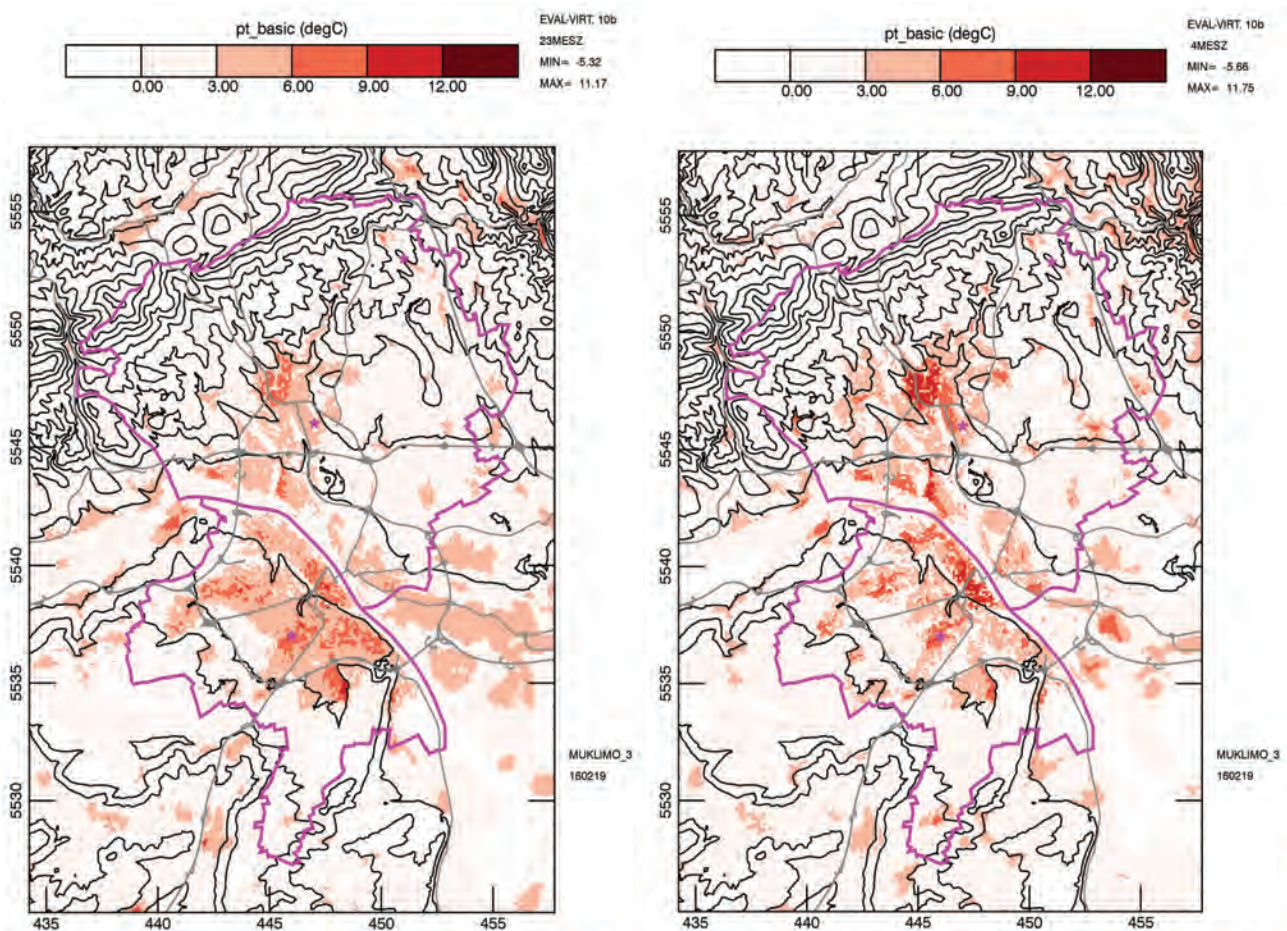


Abbildung 6-10: Differenz der Gefühlten Temperatur zwischen dem Lauf mit realer Bebauung und der virtuellen Landnutzung ohne Bebauung (EVAL-VIRT) für den Fall (Quadereckpunkt) 100 (WSW) um 23 MESZ (links) und 4 MESZ (rechts).

6.5 Die wichtigsten Ergebnisse in Kurzform

Ergebnisse zur räumlichen Verteilung der Klimaindizes

Vergleiche der modellierten Klimaindizes mit Messungen zeigen eine gute Übereinstimmung für die Sommertage und die heißen Tage. Die Anzahl der Tropennächte wird im Modell tendenziell überschätzt. An der Station Wiesbaden-Süd ergeben sich für die Periode 1971–2000 ca. 48 Sommertage, 11 heiße Tage und eine Tropennacht pro Jahr. An der Station Mainz liegen die Werte etwas höher. Die Modellierung für die Sommertage und die heißen Tag zeigt eine deutliche Abnahme mit der Geländehöhe. Dies ist bei den Tropennächten nicht der Fall.

Die **höchste Anzahl an Sommertagen und heißen Tagen** findet man in den Innenstädten sowie in Biebrich, Mombach, Bretzenheim und Laubenheim. Bei den Tropennächten treten in erster Linie die Innenstädte sowie Biebrich hervor. Die statistische Auswertung zeigt, dass vor allem Citybebauung sowie dichte und hohe Blockbebauung zu hohen Werten der Klimaindizes führt. Die Tagesmaximumtemperaturen sind vor allem im Wald und über Wasserflächen, aber auch auf Freiflächen im Mittel deutlich niedriger als in den meisten bebauten Gebieten. Die Werte für Parks bzw. Friedhöfe liegen in der Regel zwischen Freiflächen und Bebauung. Nachts wird es über den Freiflächen am kühleren. Über den Wasserflächen bleibt es relativ warm. Die Auswertung zeigt jedoch auch, dass die Werte innerhalb der einzelnen Klassen stark streuen können.

Differenzen in der **gefühlten Temperatur bzw. der Wärmebelastung** treten überwiegend nachts auf. Hier führt vor allem die dichte Bebauung zu einer deutlichen Erhöhung. Gerade eine fehlende Entlastung bei Nacht kann aber zu gesundheitlichen Beeinträchtigungen führen.

Ein **Vergleich der Simulationen mit und ohne Bebauung (Stadteffekt)** zeigt, dass die Bebauung die Anzahl der Sommertage typischerweise um etwa 15 bis 20 Tage, im Extremfall um fast 26 Tage auf bis 67 Tage pro Jahr erhöht. Bei den heißen Tagen liegt die Erhöhung bei etwa 2 bis 10 Tagen (im Extremfall fast 13), was etwa einer Verdoppelung entspricht. Bei den Tropennächten kann man im Fall ohne Bebauung die warme Hangzone (Anhang A.3) deutlicher erkennen. Abgesehen davon und abseits des Waldes und der Wasserflächen ist das Auftreten von Tropennächten im Zeitraum 1971–2000 in erster Linie auf die Bebauung zurück zu führen.

7 Das Stadtklima in der Zukunft (2031-2060)

Um Aussagen über die Zukunft machen zu können, müssen als Eingangsgröße für die Quadermethode statt gemessener Klimazeitreihen, Zeitreihen aus Klimaprojektionen verwendet werden. Da diese repräsentativ für das Umland von Wiesbaden und Mainz sein sollen, wurden aus den in Anhang B.4 beschriebenen 17 regionalen Klimaprojektionen die Gitterpunkte eines Gebietsausschnittes um die beiden Städte extrahiert (siehe Anhang C.2) und über diese gemittelt.

Abbildung 7-1 zeigt die Änderung der 30-jährigen Mitteltemperatur in der ausgewählten Region um Wiesbaden und Mainz im Vergleich zur Referenzperiode 1971-2000. Obwohl das Emissions-Szenario (siehe Anhang A.6) immer das gleiche ist (SRES A1B), ergibt sich eine deutliche Streuung der Ergebnisse. In einem sind sich die Modelle aber einig: Es wird im Raum Wiesbaden/Mainz zu einer spürbaren Erwärmung kommen. Die geringste Temperaturzunahme ergibt sich mit den Modellen ECHAM5r3_HIRHAM5 und BCM2_RCA3, die höchste mit HadCM3Q16_HadRMQ316 (siehe Anhang B.4). Will man belastbare Aussagen über die Zukunft machen, sollte man diese deshalb nicht nur auf eine dieser Klimaprojektionen stützen sondern immer ein Ensemble verwenden.

Benutzt man ein ganzes Ensemble von Klimaprojektionen - im vorliegenden Fall sind dies 17 Projektionen des Szenarios A1B -, stellt sich allerdings die Frage, wie man einerseits die Bandbreite der Ensembleergebnisse wiedergeben und andererseits dennoch zu handhabbaren Darstellungen kommen kann. Hier hat sich die Verwendung von Perzentilen etabliert. In diesem Bericht werden das 25. und das 75. Perzentil verwendet. Abbildung 7-2 zeigt, wie die Perzentile ermittelt werden. Die Ergebnisse aller Ensemblemitglieder (in diesem Fall die Werte der Temperaturänderungen) werden zunächst der Größe nach geordnet. Das 50. Perzentil (Median genannt) gibt den Wert an mittlerer Stelle an. Bei 17 Projektionen ist das der 9. Wert. 8 Projektionen liegen niedriger, 8 liegen höher. Beim **25. Perzentil** liegen **25 %** (4 Projektionen) niedriger und **75 %** (12) höher, das entspricht also Rang 5. Rang 13 kennzeichnet das **75. Perzentil**, denn **75 %** (12 Projektionen) liegen niedriger und nur **25 %** (4) liegen höher. Die Hälfte der Projektionen (50 %) liegen genau zwischen dem 25. und 75. Perzentil, die andere Hälfte darüber oder darunter. Tabelle B-1 (Seite 83) können die exakten Zahlenwerte entnommen werden. Für den Zeitraum 2031 - 2060 gegenüber 1971-2000 erhält man für die ausgewählte Region Temperaturzunahmen zwischen 0,92 K und 2,70 K. 75 % der Simulationen kommen auf eine Zunahme von 1,21 K oder mehr (25. Perzentil) aber weniger als 25 % (75. Perzentil) auf über 1,88 K.

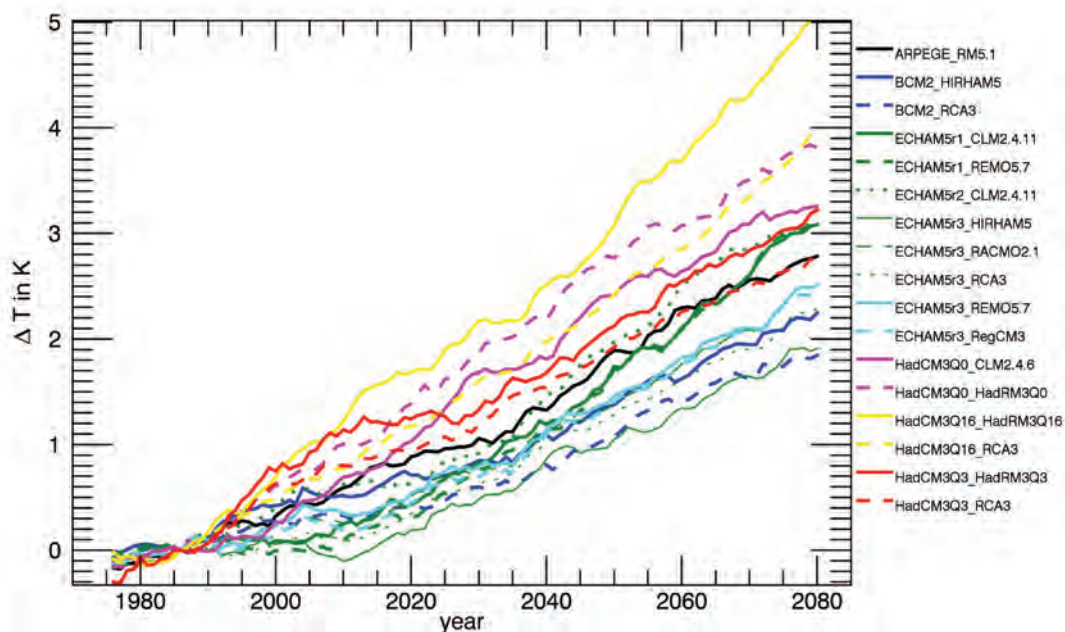


Abbildung 7-1: Änderung der 30-jährigen Mitteltemperatur in der Region Mainz/Wiesbaden aus den 17 Klimaprojektionsrechnungen (SRES A1B) für Vergangenheit und Zukunft (gleitendes Mittel) im Vergleich zur Referenzperiode 1971–2000.

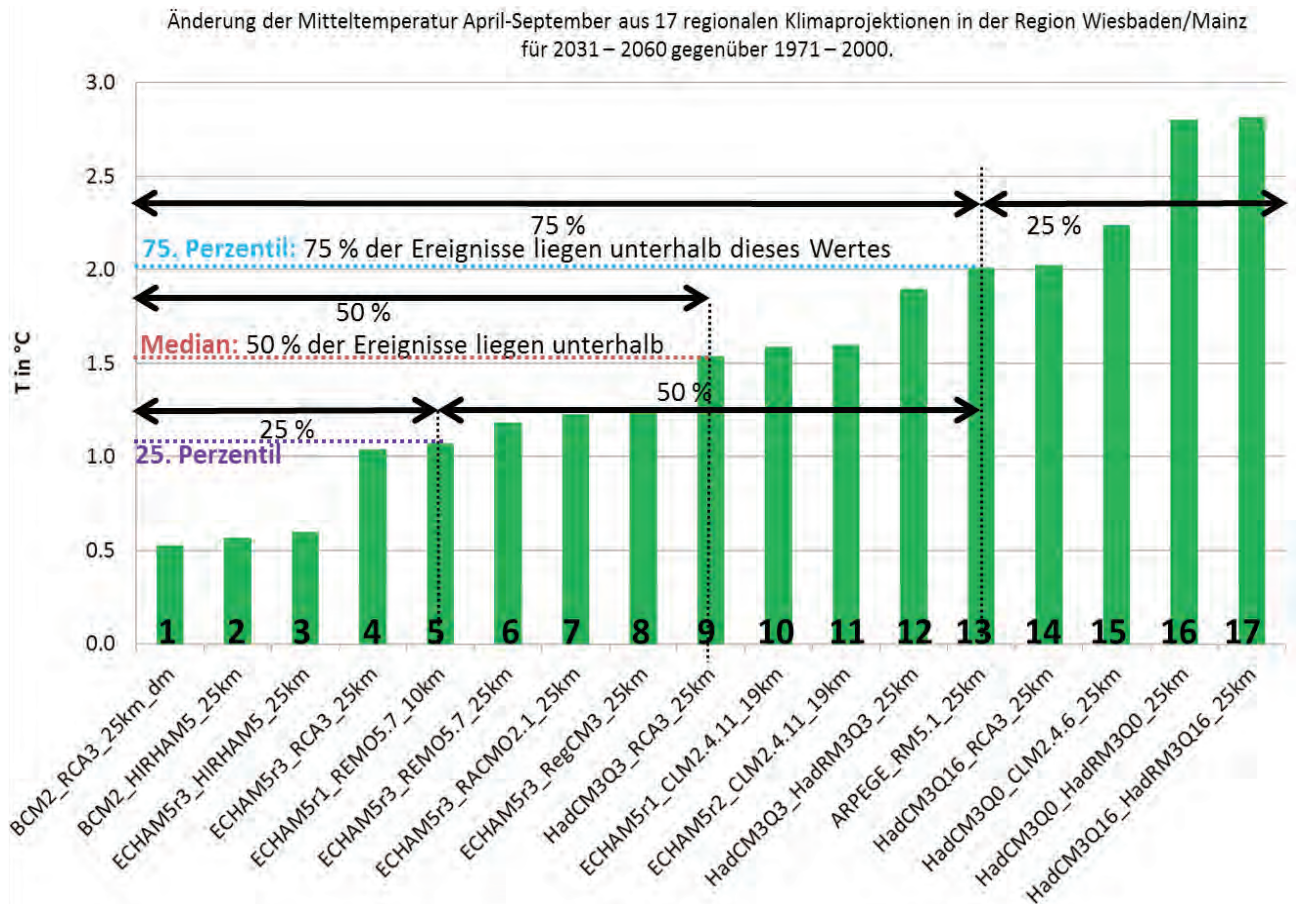


Abbildung 7-2: Veranschaulichung des 25., 50. (Medians) und 75. Perzentils anhand der Änderung der mittleren Temperatur des Sommerhalbjahres aus den 17 Klimaprojektionen für die Region Wiesbaden/Mainz. 25 % aller Ereignisse liegen unterhalb des 25. Perzentils und 75 % unterhalb des 75. Perzentils. Die Hälfte der Ereignisse liegt also zwischen dem 25. und 50. Perzentil.

7.1 Flächendeckende Darstellung der Änderung der Klimaindizes

Bei Betrachtung der Kenntage handelt es sich um Schwellwertüberschreitungen. Dazu ist zu sagen, dass die Lage des Schwellwertes in Bezug auf die gesamte Häufigkeitsverteilung einen Einfluss darauf hat, wie stark die Schwellwertüberschreitungen bei einem bestimmten Temperaturanstieg zunehmen. Liegt der Schwellwert im oberen Bereich der Verteilung, wie das bei Sommertagen, heißen Tagen und Tropennächten der Fall ist, so wird eine Verschiebung der gesamten Häufigkeitsverteilung um z. B. 1 °C nach oben in einem wärmeren Klima zu einer stärkeren Zunahme der Kenntage führen als in einem kühleren Klima. Zur Veranschaulichung ist in Abbildung 7-3 die Häufigkeitsverteilung der Tagesmaximumtemperaturen in Mainz und am Kleinen Feldberg dargestellt. Die zweigipfelige Verteilung ist typisch für Tageswerte der Temperatur. Die Schwellwerte liegen zwar jeweils im oberen Bereich der Verteilung, beim Kleinen Feldberg mit einem kühleren Klima jedoch deutlich weiter am oberen Ende, so dass hier weniger häufig die Schwellwerte für Sommertage (25 °C) und heiße Tage (30 °C) überschritten werden. Nimmt man vereinfachend eine Klimaerwärmung an, bei der sich die Verteilung gleichmäßig nach oben verschiebt, dann würde eine Erhöhung um 1 °C (eine Klassenbreite) in Mainz zu einer Zunahme von mehr als 10 Sommertagen/Jahr (316 in 30 Jahren) und auf dem Kleinen Feldberg von nur 4 Sommertagen/Jahr (120 in 30 Jahren) führen. Bei den heißen Tagen läge die Zunahme in Mainz bei ca. 5,6 Tagen/Jahr (169 in 30 Jahren) und auf dem Kleinen Feldberg lediglich bei unter 0,3 Tagen /Jahr (8 in 30 Jahren). Diese Eigenschaft ist eine Ursache für die weiter unten beschriebene Abhängigkeit der Zunahme der Kenntage von der Geländehöhe.

Mit Hilfe der Quadermethode wurde aus den Zeitreihen der 17 Klimaprojektionen jeweils für die Periode 1971–2000 und 2031–2060 die Anzahl der Sommertage, heißen Tage und Tropennächte bestimmt. Man könnte also für jede dieser 17 Projektionen und die beiden Perioden Karten ähnlich Abbildung 6-1 bis Abbildung 6-3 darstel-

len. Für jede Projektion wurde dann die Differenz zwischen den beiden Perioden gebildet. Man bekommt also an jedem Gitterpunkt 17 Werte für die Änderung der Anzahl der Kenntage. Aus diesen 17 Werten werden dann – wieder an jedem Gitterpunkt – die Perzentile der Änderung bestimmt. Die so ermittelten Felder des 25. und 75. Perzentils für die Änderung der Klimaindizes sind in Abbildung 7-4 bis Abbildung 7-6 dargestellt.

Demnach ist im gesamten Gebiet mit einer Zunahme der Anzahl der Sommertage zu rechnen (Abbildung 7-4). Das 25. Perzentil variiert zwischen 1,2 und 16,7 Tagen und das 75. Perzentil zwischen 11,7 und 25,0 Tagen. Es ist eine deutliche Abhängigkeit von der Geländehöhe zu erkennen. Im Taunus nimmt absolut gesehen die Anzahl der Sommertage weniger stark zu als auf Höhe des Rheins oder Mains. Der jetzt schon bestehende Unterschied wird sich also noch verstärken. Beim 25. Perzentil ist eine gewisse Abhängigkeit von der Bebauung zu erkennen (siehe auch Abbildung 7-7). In den dicht bebauten Bereichen, z. B. den Innenstädten ist der Anstieg etwas höher als in unbebauten Gebieten, im Wald etwas geringer als im Freiland. Für das 75. Perzentil ist eine Abhängigkeit von der Landnutzung aber nicht zu erkennen. Hier ist also keine eindeutige Aussage möglich.

Geht man vom 75. Perzentil aus, so erhöht sich die Anzahl der Sommertage in Wiesbaden-Süd um 23,3 Tage (siehe Tabelle 7-1). Damit käme man im Zeitraum 2031-2060 auf ca. 71 Sommertage im Jahr. Für die Station Mainz kommt man sogar auf ca. 73 Tage. Zum Vergleich: Dies entspricht dem Sommer 1976, dem wärmsten der Periode 1971–2000. In der gesamten 45-jährigen Periode 1971–2015 gab es nur im Sommer 2003 noch mehr Sommertage. Was früher die Ausnahme war, würde bis zur Mitte des Jahrhunderts also zum „Normalfall“.

Ganz Ähnliches gilt für die Anzahl der heißen Tage (Abbildung 7-5). Hier liegt die Zunahme bei 0,0 bis 4,6 Tagen (25. Perzentil) bzw. 7,6 bis 18,8 Tagen (75. Perzentil). Die Änderung der Anzahl der Tropennächte ist in Abbildung 7-6 dargestellt. Hier variiert das 25. Perzentil zwischen 1,1 und 5,4 Tagen und das 75. Perzentil zwischen 5,4 und 19,8. Letztes liegt in den Innenstädten und entlang des Rheines besonders hoch. Am geringsten ist es in den waldfreien Bereichen der Taunustäler. Demnach wird ihre Funktion für die Zufuhr kühlerer Luft in die überhitzten Bereiche in Zukunft noch wichtiger werden.

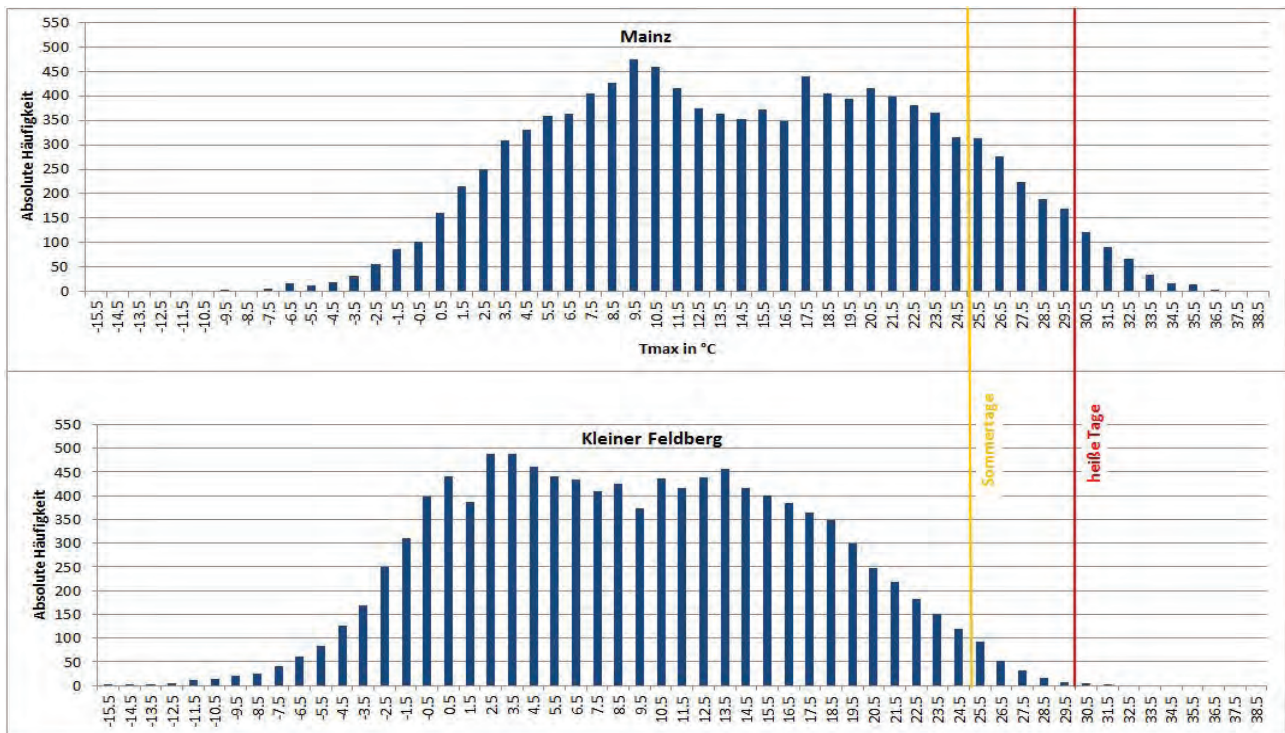


Abbildung 7-3: Häufigkeitsverteilung der Tagesmaximumtemperaturen aus Messungen in Mainz und am Kleinen Feldberg (Taunus) mit Lage der Schwellwerte für Sommertage und heiße Tage in der Periode 1971–2000.

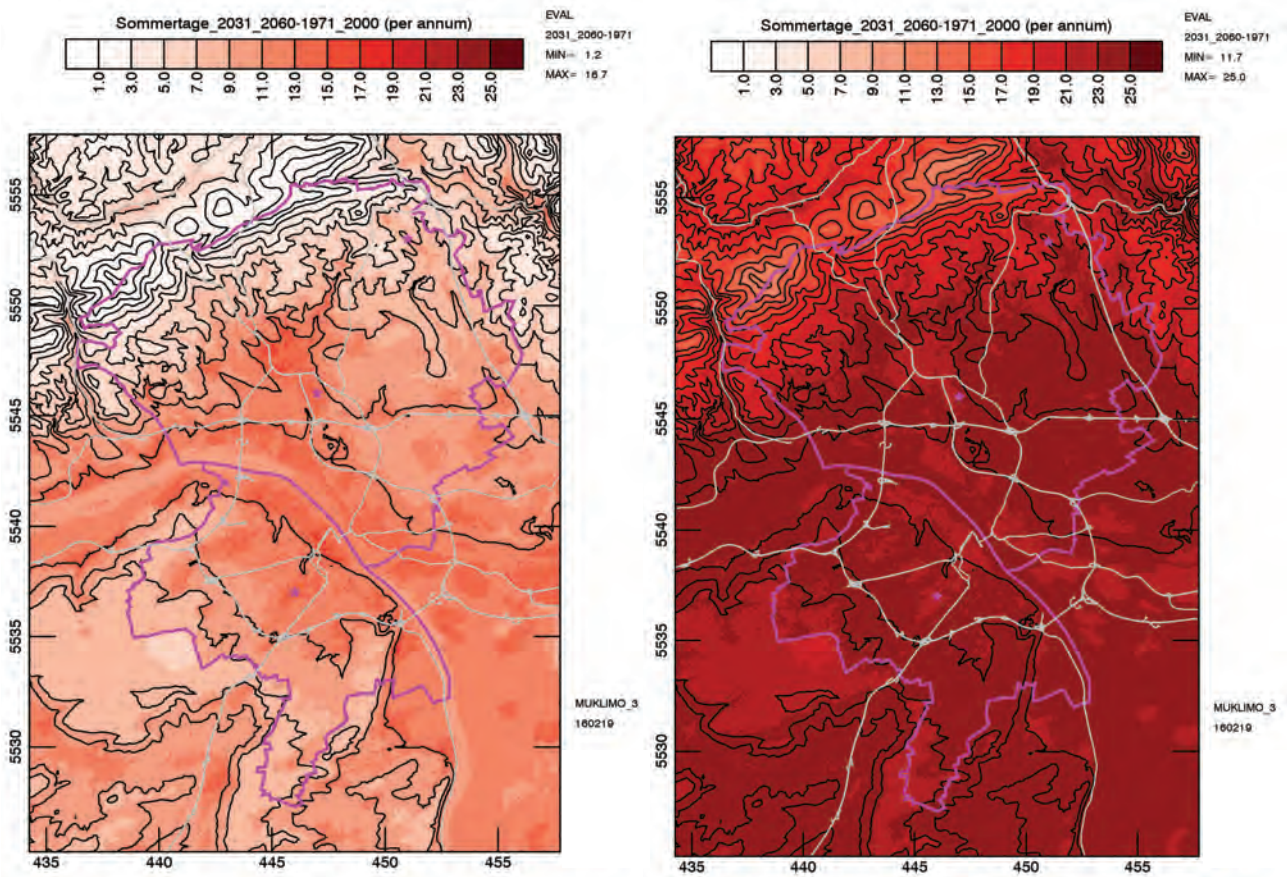


Abbildung 7-4: Änderung der Anzahl der Sommertage pro Jahr aus den Klimaprojektionen. Links: 25. Perzentil, rechts: 75. Perzentil.

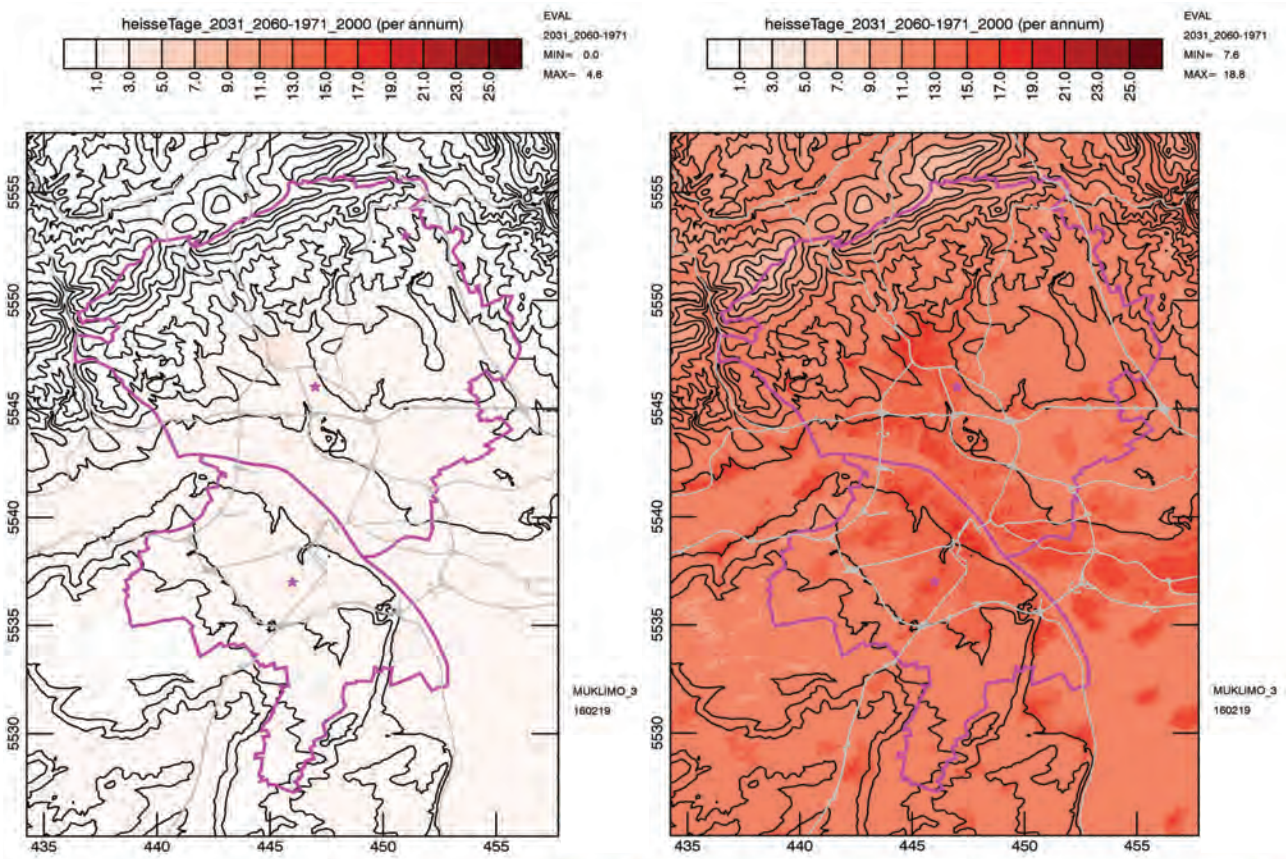


Abbildung 7-5: wie Abbildung 7-4, aber für heiße Tage.

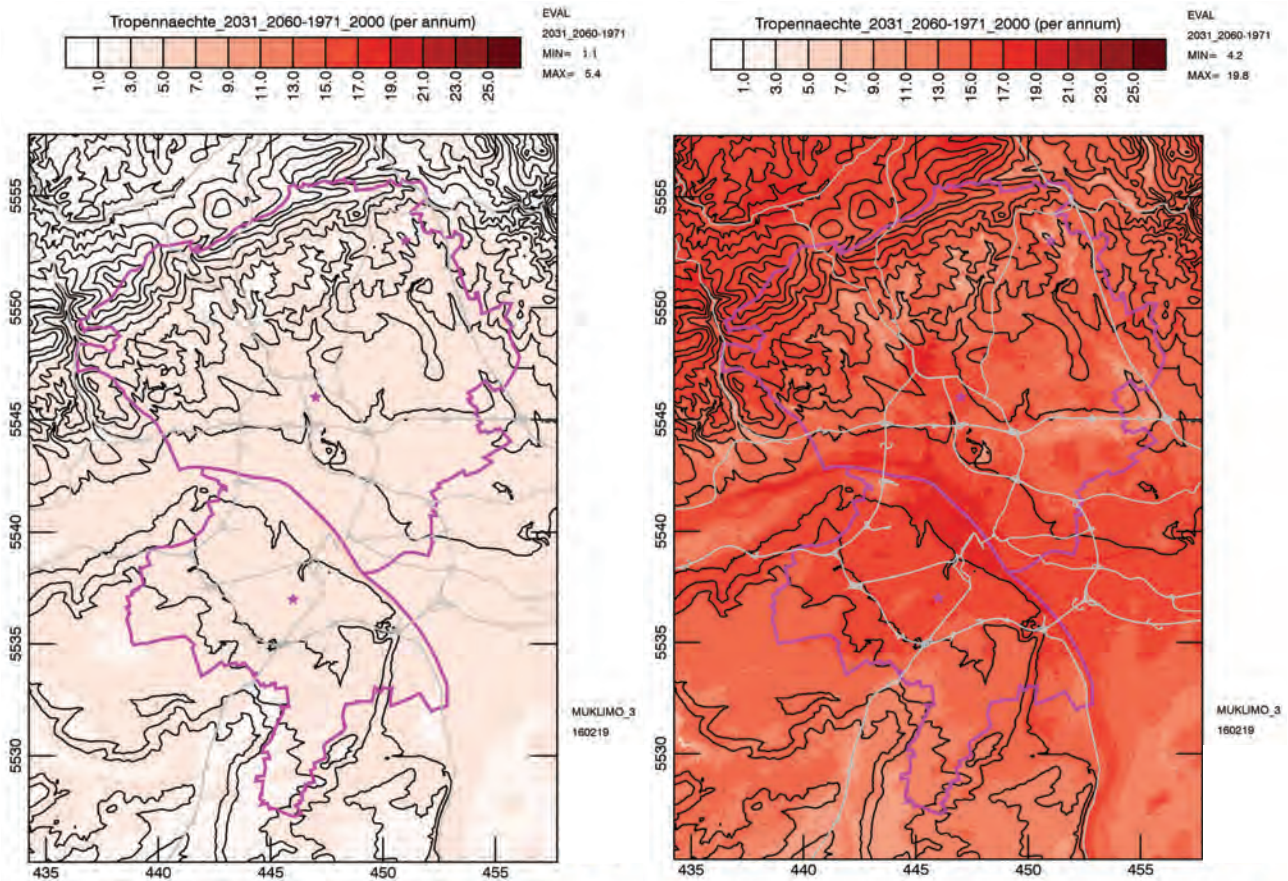


Abbildung 7-6: wie Abbildung 7-4, aber für die Tropennaechte.

Tabelle 7-1: Klimaindizes aus Messungen und deren Änderung aus den Simulationen. Siehe Text.

	Messung 1971-2000	Simulierte Zunahme von 1971 - 2000 auf 2031 - 2060	
		25. Perz.	75. Perz.
Sommertage			
Wiesbaden Süd	47,5	12,2	23,3
Mainz	50,8	13,4	22,9
Taunuskamm	6,9	1,4	11,7
Heiße Tage			
Wiesbaden Süd	10,8	1,6	14,1
Mainz	11,7	1,8	14,8
Taunuskamm	0,2	0,1	7,6
Tropennaechte			
Wiesbaden Süd	0,9	4,2	15,3
Mainz	1,3	3,7	15,8
Taunuskamm	0,3	2,3	14,8

7.2 Einfluss der Bebauung auf die zu erwartende Erwärmung anhand von Box-Whisker-Plots

Wie zu den absoluten Zahlen der Kenntage (Kapitel 6.3) kann man auch für die bis zur Periode 2031–2060 projizierten Änderungen Box-Whisker-Plots für die einzelnen Landnutzungsklassen erstellen. Die Ergebnisse sind in Abbildung 7-7 bis Abbildung 7-9 dargestellt, wobei die untere Reihe jeweils dem 25. Perzentil entspricht, die mittlere dem 50. Perzentil (oder Median) und die obere Reihe dem 75. Perzentil.

Wie bereits oben festgestellt, erhält man für die Anzahl Sommertage kein eindeutiges Ergebnis. Beim 25. und 50. Perzentil erhält man für die dicht bebauten Klassen ein etwas stärkeres Änderungssignal als für unbebaute Flächen. Das schwächste Signal erhält man im Wald. Beim 75. Perzentil sind die Verhältnisse fast umgekehrt, wobei die Unterschiede mit maximal 2 Tagen nur sehr gering sind. Eine mögliche Ursache ist, dass hier eine Art „Sättigungseffekt“ eintritt. Die Anzahl der Tage pro Jahr, an denen überhaupt das Potential besteht, 25 °C zu erreichen ist irgendwann ausgeschöpft, bzw. es wird bei zunehmender Temperatur immer wahrscheinlicher, dass dieser Grenzwert auch an windigen Tagen erreicht wird, an denen der Stadt-Umland-Unterschied nur noch gering ist, wodurch die Differenz zwischen bebauten und unbebauten Bereichen wieder geringer wird. Einheitlicher sieht das Bild bei den heißen Tagen (Abbildung 7-8) und den Tropennächten (Abbildung 7-9) aus. Die stärksten Zunahmen erhält man im Mittel für die Klassen Blockbebauung dicht, Blockbebauung hoch und Citybebauung. Besteht die Bebauung aus Ein- und Mehrfamilienhäusern, so ist die Zunahme geringer und noch kleiner oder vergleichbar ist sie für unbebaute Flächen. Gerade bei der Bebauung kann aber neben den physikalischen Eigenschaften auch die Lage innerhalb der Stadt eine Rolle spielen. Ein- und Mehrfamilienhäuser findet man eher am Stadtrand, wohingegen Blockbebauung meist von anderer Bebauung umgeben ist.

Zusammengefasst ergibt die statistische Auswertung Hinweise darauf, dass in Bebauungsklassen mit ohnehin hoher Wärmebelastung auch mit einer etwas stärkeren Erwärmung zu rechnen ist als im Stadtumland, das heißt dass die städtische Wärmeinsel sich in Zukunft noch intensiviert. Die Unsicherheiten sind hier aber groß.

Auffallend ist auch, dass bei den Sommertagen und den heißen Tagen das 50. Perzentil deutlich näher am 25. liegt als am 75. Eine wichtige Ursache dafür ist, dass hier Schwellwertüberschreitungen betrachtet werden, und die gleiche Temperaturzunahme bei einem wärmeren Klima zu einer stärkeren Zunahme der Schwellwertüberschreitungen führt als bei einem kälteren Klima (siehe Kapitel 7.1). Geht man vom 25. auf das 50. Perzentil über, bekommt man im Fall der Sommertage und heißen Tage deshalb einen geringeren Effekt, als beim Übergang vom 50. zum 75. Perzentil.

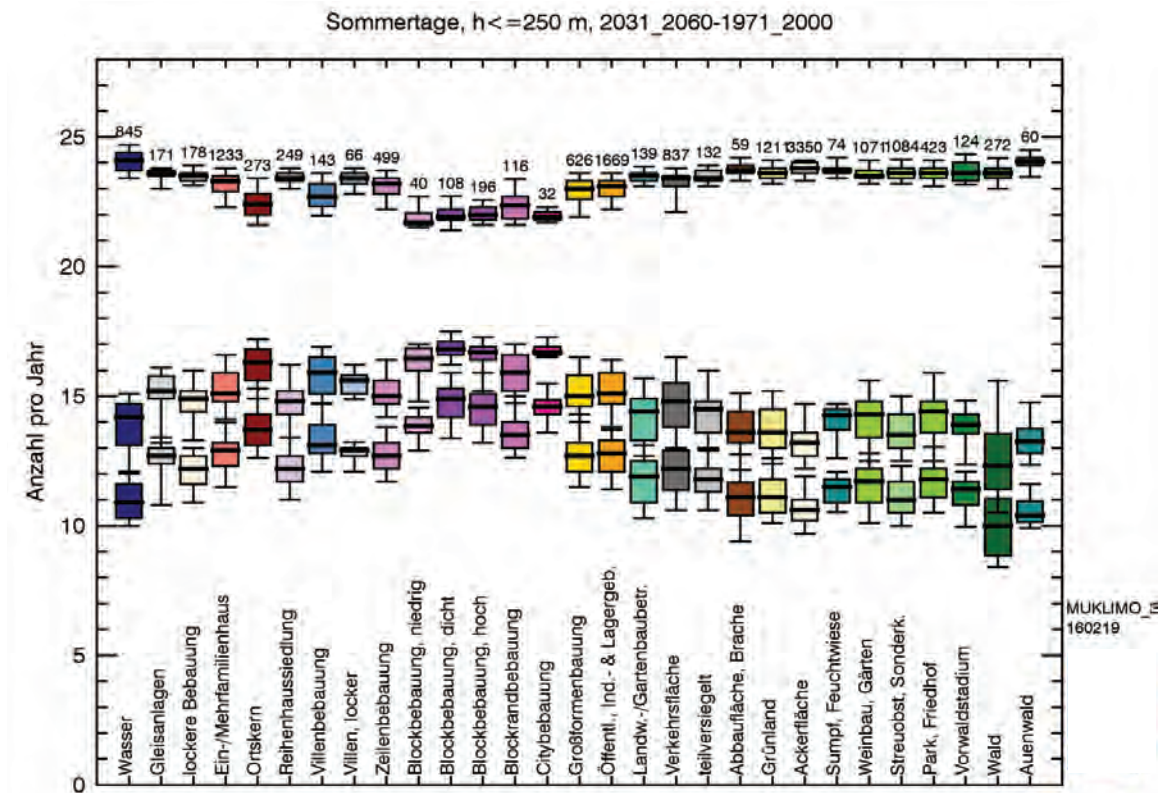


Abbildung 7-7: Box-Whisker-Plots für die projizierte Änderung der Anzahl der Sommertage in Abhängigkeit von der Landnutzungsklasse. Untere Reihe: 25. Perzentil der Änderung, Mitte: Median, obere Reihe: 75. Perzentil. Berücksichtigt wurden nur die innerhalb der beiden Stadtgebiete und unter 250 m ü. NN gelegenen Gitterzellen.

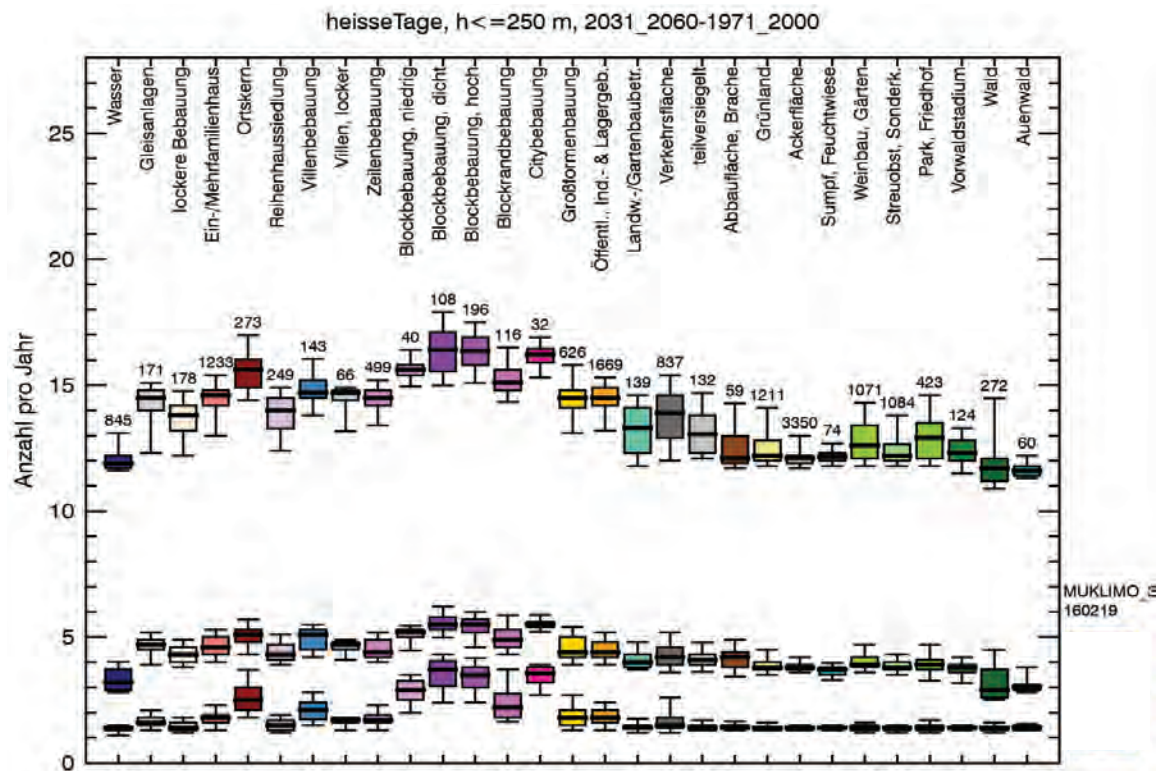


Abbildung 7-8: wie Abbildung 7-7, aber für die heißen Tage.

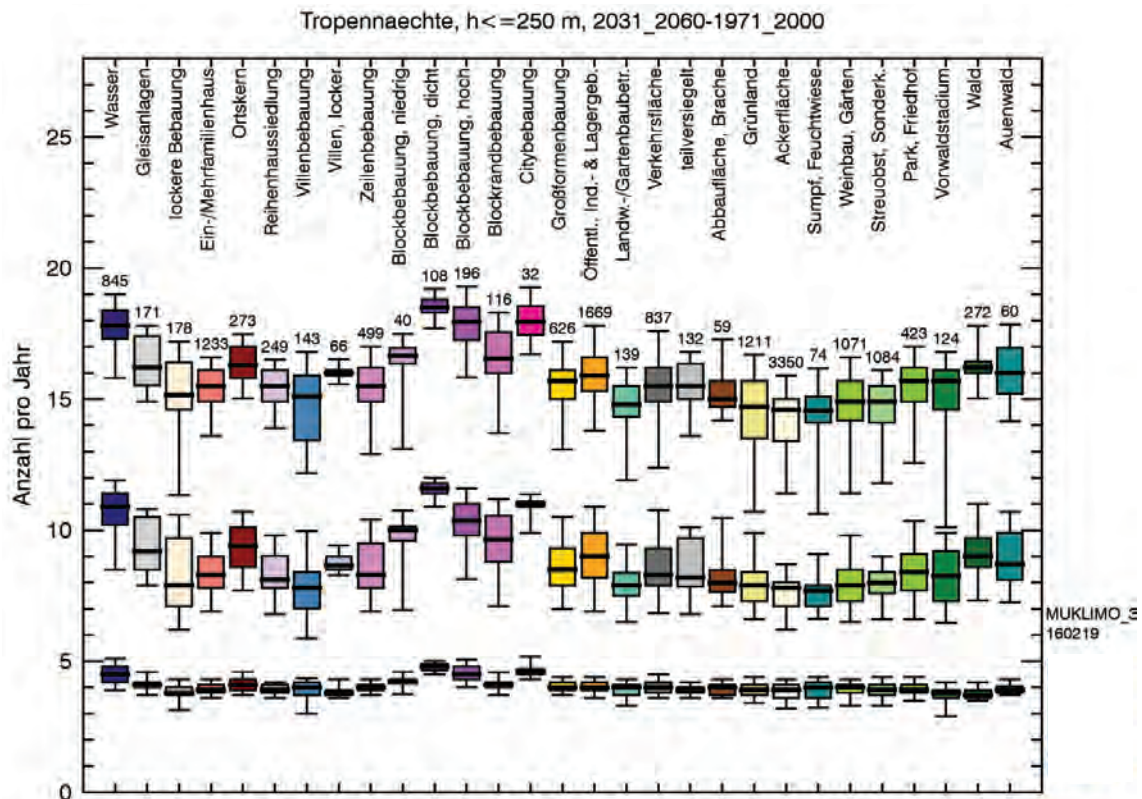


Abbildung 7-9: Wie Abbildung 7-7, aber für Tropennächte

7.3 Die wichtigsten Ergebnisse in Kurzform

Ergebnisse zum Stadtklima der Zukunft

Im gesamten Untersuchungsgebiet ist eindeutig mit einer Zunahme der Klimaindizes zu rechnen. Diese ist im Rheintal stärker als im Taunus. Geht man vom 75. Perzentil der Zunahme der Sommertage aus, dann wäre am Standort der Klimastation Wiesbaden-Süd mit einer Erhöhung von ca. 23 Tagen auf im Mittel 71 Sommertage pro Jahr und in Mainz auf 73 Sommertage zu rechnen. Was in der Periode 1971–2000 noch eine absolute Ausnahme war, würde damit in der Periode 2030–2061 zur Regel. Das 25. Perzentil zeigt eine Zunahme um 12 bis 13 Sommertage. Für die heißen Tage ergeben sich an den Standorten der beiden Stationen Zunahmen um ca. 2 (25. Perzentil) bis 15 Tage (75. Perzentil) und die Tropennächte nehmen von nur etwa 1 Tropennacht pro Jahr um ca. 4 (25. Perzentil) bis 16 (75. Perzentil) zu.

Eine Analyse des Zusammenhangs zwischen der Landnutzung und der Änderung der Klimaindizes gibt Hinweise, dass die Zunahme der drei Klimaindizes in den ohnehin belasteten städtischen Gebieten stärker ausfallen wird als im Umland der Stadt. Am deutlichsten ist dieser Zusammenhang bei den heißen Tagen.

8 Kaltluftanalysen für Wiesbaden und Mainz

Bioklimatisch betrachtet spielt gerade bei sommerlichen, windschwachen Wetterlagen die Zufuhr kühlerer, frischer Luft aus der Umgebung in die durch Wärme oder auch eine hohe Schadstoffkonzentration belasteten, städtischen Gebiete eine wichtige Rolle. Einige Grundlagen zum Thema Kaltluft werden im Anhang A.5 ausführlicher erläutert.

Bei der Berücksichtigung des Kaltluftgeschehens in der Stadtplanung stellen sich drei Fragen:

- Wo entsteht Kaltluft und welche dieser Fläche sind für die belasteten Gebiete besonders relevant?
- Auf welchen Wegen fließt die Kaltluft?
- Wie stark und ggf. wie mächtig sind die Kaltluftströme?

Die folgenden Analysen wurden für die Quadereckpunktsimulation mit der Kennung 100 (WSW) (siehe Anhang C.1) durchgeführt, bei der sich sowohl in Wiesbaden als auch in Mainz die Kaltluftabflüsse am deutlichsten ausbilden. Es handelt sich dabei um den heißen, trockenen und windschwachen Fall mit Anströmung aus WSW. Das ist der gleiche Fall, der beispielhaft in Kapitel 5 dargestellt wurde.

8.1 Kaltluftentstehungsgebiete

Standardmäßig kann von MUKLIMO_3 stündlich der momentane, sogenannte fühlbare Wärmefluss zwischen Untergrund und der Atmosphäre ausgegeben werden. Wobei hier „Untergrund“ den unbebauten Teil des Bodens, der versiegelt, unversiegelt, bewachsen oder unbewachsen sein kann, umfasst. „Fühlbare Wärme“ steht hier im Gegensatz zur Energie (Wärme) in Form von Strahlung und in Form von Wasserdampf. Ein negativer fühlbarer Wärmestrom bedeutet, dass der Atmosphäre Wärme entzogen wird, er tritt immer dann auf, wenn der Untergrund an seiner Oberfläche kälter ist als die direkt darüber liegende Luft, also in der Regel bei Nacht (siehe auch Anhang A.5.2). Seine Größe hängt unter anderem von den physikalischen Eigenschaften der Oberfläche bzw. des Untergrundes ab, aber auch von den meteorologischen Bedingungen, z. B. der Windgeschwindigkeit. Ein positiver fühlbarer Wärmestrom tritt dann auf, wenn der Untergrund wärmer ist als die darüber liegende Luft. Dies ist meist tagsüber der Fall. Über Wasser oder einer anderen im Vergleich zur Umgebung sehr warmen Oberfläche kann das aber auch nachts auftreten.

Der Luft wird aber nicht nur vom Boden, sondern auch von den Bäumen sowie von Dächern und Wänden Wärme zugeführt oder entzogen. Diese Wärmeflüsse werden in MUKLIMO_3 berechnet und im Wärmehaushalt berücksichtigt, sie werden standardmäßig aber nicht ausgegeben. Für die Kaltluftentstehung können aber gerade auch Wälder eine wichtige Rolle spielen. Für den Wärmeaustausch zwischen den Bäumen und der umliegenden Luft wurde in MUKLIMO_3 deshalb eine zusätzliche Ausgabe implementiert. Bäume können mehrere Gitterzellen in die Atmosphäre hineinragen. Es wird also nicht nur der Luft im untersten Niveau Wärme zugeführt oder entzogen sondern über die gesamte Höhe der Bäume und bevorzugt im Kronenbereich. Um den Gesamteffekt zu bestimmen, wurde der fühlbare Wärmestrom zwischen den Bäumen und der Atmosphäre über die gesamte Baumhöhe aufsummiert. Eine zusätzliche Ausgabe des fühlbaren Wärmestroms von den Gebäuden wäre deutlich aufwendiger zu programmieren und wurde noch nicht implementiert, obwohl dieser wie erwähnt im Wärmehaushalt bereits berücksichtigt wird. Aufgrund der physikalischen Eigenschaften von Wänden und Dächern tragen diese in der Regel aber wenig zur Kaltluftentstehung bei oder geben zu Beginn der Nacht sogar fühlbare Wärme an die Atmosphäre ab - „vernichten“ also sozusagen Kaltluft, weshalb dieser für den Zweck der Analyse von Kaltluftentstehungsgebieten auch eine untergeordnete Rolle spielt. Angegeben wird der fühlbare Wärmefluss in W/m^2 .

Der fühlbare Wärmestrom ändert sich im Laufe der Nacht. Zur Beurteilung des Potentials einer Fläche, Kaltluft zu bilden, wurden deshalb der Wärmestrom vom Boden und der von den Bäumen zeitlich vom Beginn der Nacht an (22 MESZ) aufintegriert und addiert und das Ergebnis (im Folgenden mit H_{int} abgekürzt) in kWh/m^2 ausgedrückt. H_{int} für 04 MESZ ist in Abbildung 8-1 dargestellt. Je dunkler die blaue Farbe umso größer ist das Potential einer (unbebauten) Fläche Kaltluft zu bilden.

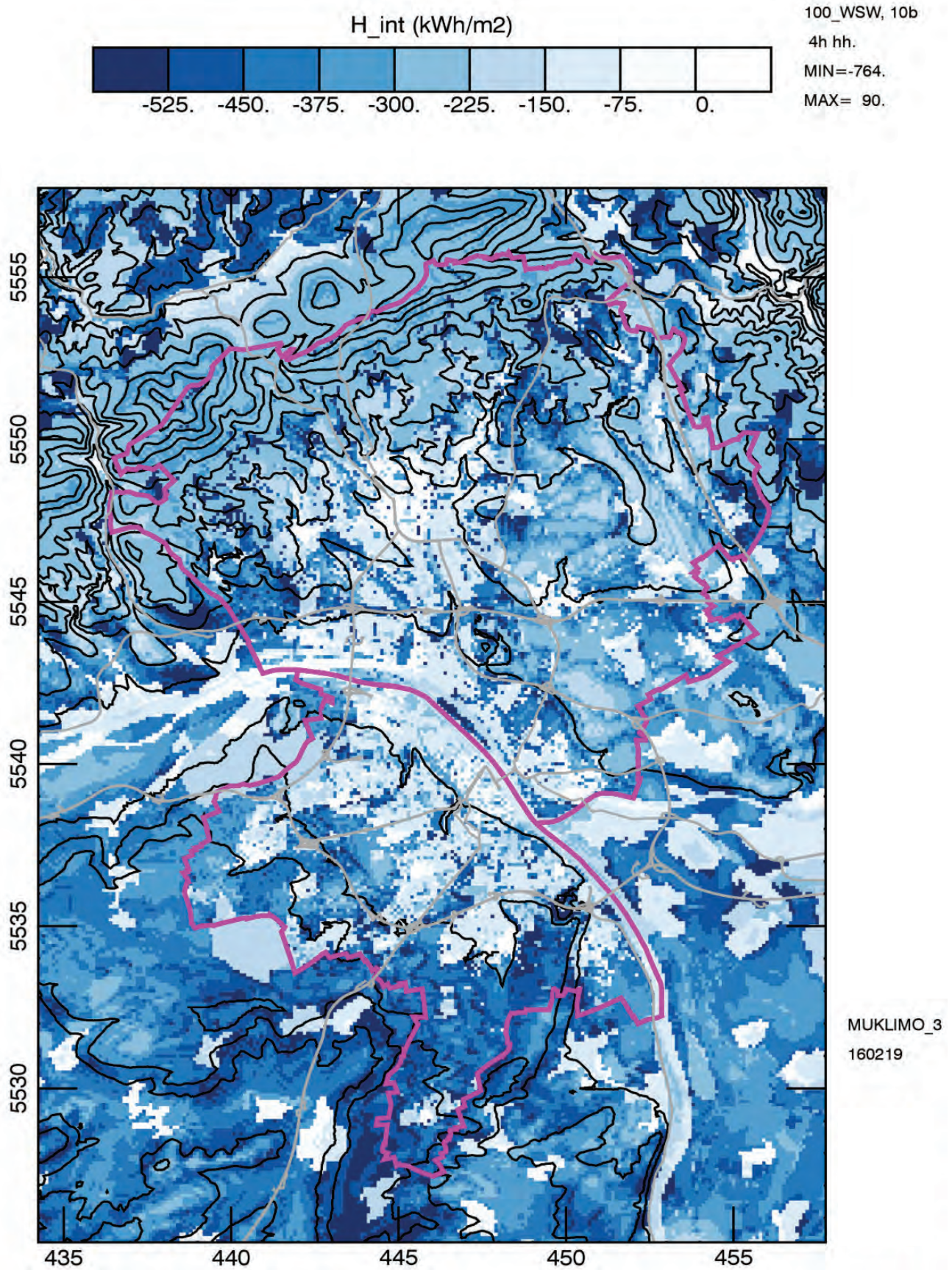


Abbildung 8-1: Zeitlich aufintegrierter, fühlbarer Wärmestrom zwischen dem Boden sowie den Bäumen und der umgebenden Atmosphäre (H_{int}) in kWh/m² zur Beurteilung des Potentials einer Fläche, Kaltluft zu bilden. Es wurde zwischen 22 MESZ und 4 MESZ aufintegriert.

Bei den dunkelblauen Flächen, also Flächen mit besonders hohem Potential zur Kaltluftbildung, handelt es sich meist um am Hang gelegenes Acker- oder Grünland (vergleiche Abbildung 4-2). Aber auch die Rheininsel Petersaue zeigt hohe negative Werte des fühlbaren Wärmestroms. Auch innerstädtische Grünflächen treten durch eine dunkle Blaufärbung hervor. Allerdings sind diese Flächen klein. Gut zu erkennen sind auch die kühlende Wirkung des Schlossparks in Biebrich (Wiesbaden) oder der Freiflächen im Gonsbachtal (Mainz). In den Wäldern wird – bezogen auf einen Quadratmeter – vergleichsweise wenig Kaltluft gebildet, vor allem auf der Ebene oder auf nur schwach geneigtem Gelände. Ein etwas höheres Kaltluftbildungs-Potential besitzen zwar die Wälder am Taunushang, es ist aber immer noch kleiner als das von Freiflächen.

Erstellt man die Karte für die anderen drei Quadereckpunkte, die als windschwache Strahlungsächte eingeordnet werden können (000, WSW und 100 bzw. 000 ONO) so ändert sich nur wenig. Bei den beiden kühlen Läufen (000) ist H_{int} im Rheinhessischen Hügelland noch etwas niedriger (stärker negativ) als bei den warmen Läufen (100). Bei einer Anströmung aus ONO ist H_{int} in den Wäldern des Taunus etwas niedriger. Betrachtet man einen früheren Zeitpunkt (z. B. 1 MESZ) so sind die Unterschiede zwischen Wald und Freiland geringer.

Abbildung 8-2 zeigt Box-Whisker-Plots (Erklärung siehe Kapitel 6.3) des aufintegrierten fühlbaren Wärmestrom H_{int} für die verschiedenen Landnutzungsklassen. Da der Wärmestrom von den Gebäuden von MUKLI-MO_3 nicht ausgegeben wird, sind die bebauten Klassen nicht dargestellt. Da die bei Tag in den Gebäuden gespeicherte Energie bei Nacht wieder abgegeben wird und die langwellige Ausstrahlung durch die Abschattung durch die Gebäude (reduzierter Himmelssichtfaktor) reduziert ist, kann aber davon ausgegangen werden, dass innerhalb der Bebauung zu Beginn der Nacht eher Kaltluft „vernichtet“ als gebildet wird und auch später die Kaltluftbildung deutlich geringer ist als in unbebauten Gebieten.

Für nahezu die ganze Nacht (22 - 04 MESZ) erhält man, wenn man den Median betrachtet, die niedrigsten Werte (d.h. das stärkste Kaltluftbildungspotential) über landwirtschaftlich genutzten Flächen (Grünland, Ackerland, Weinbau/Gärten, Streuobst/Sonderkulturen) sowie Parks. Als nächstes folgen die Wälder. Über Wasser und Feuchtwiesen ist das Kaltluftbildungspotential aufgrund der hohen Wärmekapazität des Wassers dagegen eher gering.

In den ersten Nachtstunden (22 - 00 MESZ, linke Abbildung) ist kaum ein Unterschied zwischen den Wäldern und den landwirtschaftlichen Nutzflächen. Da Wälder vor allem im Taunus vergleichsweise große Flächen einnehmen, kann ihr gesamter Beitrag zur Kaltluftbildung – gerade zu Beginn der Nacht – erheblich sein, außerdem erfolgt die Kaltluftbildung über eine größere Höhe, was zu einer größeren Mächtigkeit der Kaltluftabflüsse führen kann. Bei der Luft aus den Wäldern handelt es sich zusätzlich meist um Frischluft, da Staub und andere Luftschadstoffe gefiltert werden. Die Box-Whisker-Plots zeigen eine erhebliche Streuung von H_{int} , d.h. dass für die Kaltluftbildungsrate außer der Landnutzung auch andere Faktoren eine Rolle spielen

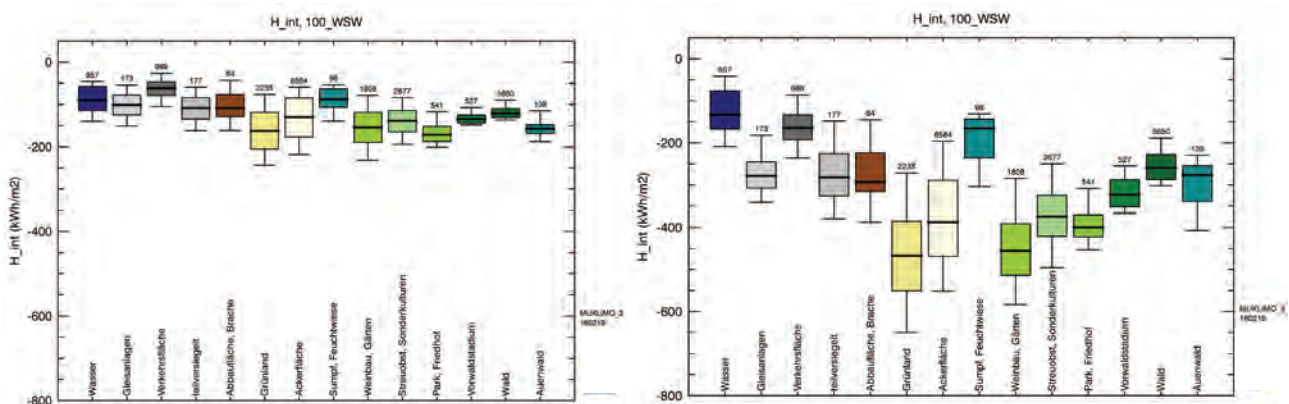


Abbildung 8-2: Box-Whisker-Plots des zeitlich aufintegrierten fühlbaren Wärmestroms vom Untergrund und den Gebäuden in Abhängigkeit von der Landnutzungsklasse. Links: 22 bis 00 MESZ, rechts: 22 bis 04 MESZ,

Insgesamt ergibt sich vor allem in den Stadtgebieten von Mainz und Wiesbaden eine ziemlich heterogene Verteilung (Abbildung 8-1). Um für die Kaltluftbildung und vor allem die Bildung von Kaltluftabflüssen relevante Flächen ausweisen zu können, müssten vermutlich größere, zusammenhängende Gebiete betrachtet werden und nicht nur die einzelnen $100\text{ m} \times 100\text{ m}$ großen Gitterzellen. Dazu kommt die Tatsache, dass einige dieser Flächen für die Entlastung belasteter Gebiete eine große Rolle spielen können, während auf anderen Flächen zwar viel Kaltluft gebildet wird, diese jedoch weit ab von belasteten Gebieten liegen oder so, dass die Kaltluft, z. B. aufgrund der Geländeform, nicht in die belasteten Gebiete gelangen kann.

Die Analyse zeigt, dass auch bei der Bewertung von Flächen hinsichtlich der Kaltluftbildung das Relief berücksichtigt werden muss. Eine Zuordnung in sogenannte Klimatope allein anhand der Landnutzung wäre eine zu starke Vereinfachung (VDI 3787, 2003).

Für eine Bewertung der Kaltluftentstehungsgebiete im Hinblick auf ihre planerische Relevanz sind weitere Analysen erforderlich, z. B. mit GIS oder dem im nächsten Abschnitt beschriebenen Trajektorien-Werkzeug. Diese Analysen sollen im Arbeitspaket 4 „Übersetzung der meteorologischen Ergebnisse in praxistaugliche Planungskategorien“ des Projektes KLIMPRAX-Stadtklima erfolgen.

8.2 Kaltlufttrajektorien

Um die Frage nach den relevanten Kaltluftentstehungsgebieten beantworten zu können, muss man wissen, wohin die Kaltluft von dort, wo sie entsteht, fließt bzw. woher die Luft, die ein belastetes Gebiet erreicht, überhaupt kommt. Zu diesem Zweck wurde vom DWD in Zusammenarbeit mit dem Institut für Meteorologie und Klimatologie (IMUK) der Universität Hannover das Werkzeug TRACA (trajectory calculator) zur Auswertung der MUKLIMO_3-Ergebnisse entwickelt, mit dem Vorwärts- und Rückwärtstrajektorien berechnet werden können. Mit TRACA werden anhand von Polygonen (Vielecke, die eine Fläche umschließen) sogenannte Quell- oder Zielgebiete vorgegeben. Ein Quellgebiet wäre z. B. ein bekanntes Kaltluftentstehungsgebiet, ein Zielgebiet z. B. ein durch hohe nächtliche Wärmebelastung gekennzeichnete Bereich der Stadt.

Innerhalb eines Polygons wird nun eine Anzahl von virtuellen, masselosen Partikeln „freigesetzt“, um ihren mit der Strömung zurückgelegten Weg zu verfolgen. Die mittlere Partikelzahldichte (Anzahl Partikel pro Quadratmeter Fläche) muss vorgegeben werden und die Partikel werden dann bei „Freisetzung“ zufällig innerhalb des Polygons verteilt. Diese Freisetzung kann einmalig zu einem bestimmten Zeitpunkt geschehen oder wiederholt über eine längere Zeitspanne. Vorgegeben werden muss außerdem die Höhe über Grund oder ein Höhenbereich über den die Partikel ebenfalls zufällig verteilt werden. Aufgrund des von MUKLIMO_3 stündlich ausgegebenen dreidimensionalen Windfeldes werden dann die Bahnen dieser Partikel modelliert. In festen zeitlichen Abständen können die Koordinaten der Partikel sowie weitere Größen, wie die Höhe über Grund oder die Lufttemperatur ausgegeben werden. Alternativ kann auch eine dreidimensionale „Partikelkonzentration“ oder die vertikal projizierte, integrierte Partikelkonzentration abgespeichert werden. Diese Berechnung kann wahlweise in der Zeit vorwärts (dann entsprechen die Polygone Quellgebieten) als auch rückwärts (Zielgebiete) erfolgen.

Allerdings müssen zunächst die Quell- und Zielgebiete definiert werden. Deshalb haben die beiden Städte in einem ersten Schritt, aus ihrer Sicht und Erfahrung, interessante Quell- und Zielgebiete vorgegeben. Abbildung 8-3 zeigt eine Karte mit diesen Gebieten. Für die bessere grafische Darstellbarkeit wurden die Quell- (Q) und die Zielgebiete (Z) in zwei Gruppen aufgeteilt. Die Quellgebiete wurden grob nach der Größe der Gebiete eingeteilt, da es hier sehr große Unterschiede gab. Gruppe Q_{kl} umfasst die kleineren Gebiete, Gruppe Q_{gr} die größeren Gebiete. Die Zielgebiete wurden den Gruppen Z_1 und Z_2 so zugeteilt, dass sich die Trajektorien möglichst wenig überschneiden. Eine Übersicht über die Gruppen gibt Tabelle 8-1.

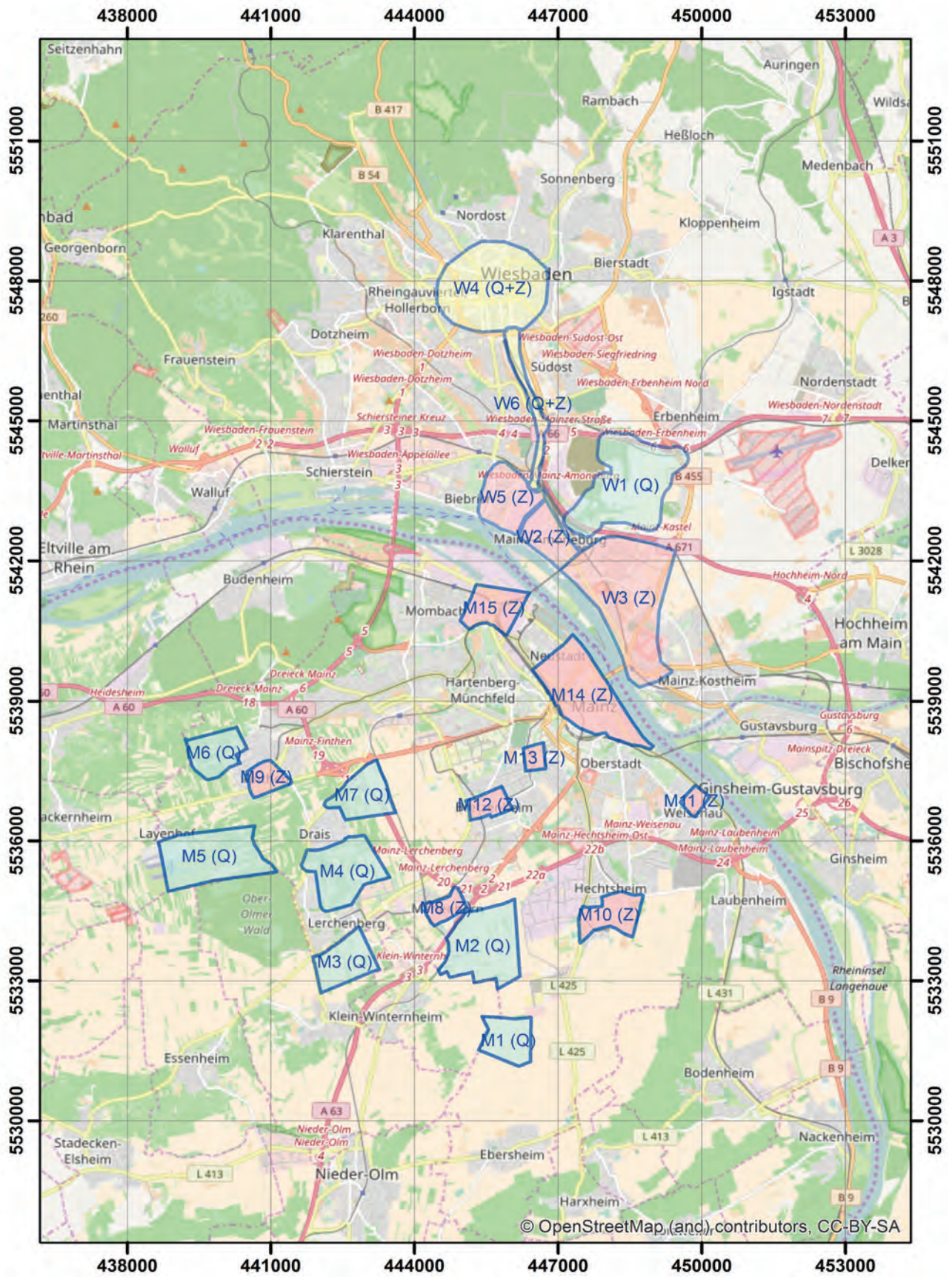


Abbildung 8-3: Karte von Mainz und Wiesbaden mit den von Städten vorgeschlagenen Quell- (Q) und Zielgebieten (Z). Blau: Quellgebiet, rot: Zielgebiet, gelb: Quell- und Zielgebiet.

Tabelle 8-1: Einteilung der Quell- und Zielgebiete in Gruppen (W1, W2, W3,... gehören zu Wiesbaden; M1, M2, M3,... zu Mainz).

Gruppe	Zugehörige Gebiete Kürzel	Beschreibung
Quellgebiete Q_{gr}	W1 W4 M2 M4 M5	Ostfelder, Kastel Wiesbaden-Innenstadt Freiflächen zwischen Marienborn und Gewerbegebiet Hechtsheim Draiser Senke Freiflächen am Layenhof
Quellgebiete Q_{kl}	W6 M1 M3 M6 M7	Salzbachtal Freiflächen südwestlich des Wirtschaftspark Mainz Rhein-Main Freiflächen südlich Lerchenberg Freiflächen westlich Finthen Freiflächen nordöstlich Draies
Zielgebiete Z_1	W3 W5 W4 M11 M13 M15	Mainz-Kastel Biebrich Wiesbaden-Innenstadt Weisenau, Ortskern Zahlbach-Römersteine Mombach, Ortskern und Gonsbachtal
Zielgebiete Z_2	W2 W6 M8 M9 M10 M12 M14	Amöneburg Salzbachtal Marienborn, Ortskern Finthen, Ortskern Hechtsheim, Ortskern Bretzenheim, Ortskern Mainz-Altstadt und südliche Neustadt

Vorwärtstrajektorien

Für die Vorwärtstrajektorien wurde TRACA für die beiden Quellgebietsgruppen jeweils einmal um Mitternacht (0 MESZ) und einmal um 2 MESZ gestartet, die virtuellen Partikel in einer Höhe von 5 m ü. Grund zum Startzeitpunkt „emittiert“ und dann anhand der von MUKLIMO_3 berechneten, stündlich ausgegebenen dreidimensionalen Windfelder „verfolgt“. Die Trajektorienrechnung läuft jeweils über zwei Stunden, d.h. von 0 MESZ bis 2 MESZ und von 2 MESZ bis 4 MESZ. Die Ergebnisse sind in Abbildung 8-4 dargestellt. Kommen die Partikel mit der Oberfläche in Kontakt, werden sie reflektiert. Im Abstand von 10 min werden dann für jedes Partikel die Koordinaten, die Höhe über Grund sowie die Temperatur ausgegeben. Man kann sich die Partikel als „Kaltluft“ vorstellen, die über dem Quellgebiet gebildet wird und dann abfließt. Allerdings wird von TRACA eine fest vorzugebende Anzahl von Partikeln pro Quadratmeter freigesetzt, unabhängig von der tatsächlichen Kaltluftproduktion. Rechnet man länger, dann heben die Partikel zunehmend vom Untergrund ab und die Trajektorien folgen nicht mehr dem Gelände. Allgemein gilt bei Kaltluftbetrachtungen zu beachten, dass die Kaltluft nicht wie Wasser dem Gelände folgen muss und es sich bei Kaltluftabflüssen um ein dreidimensionales und zusätzlich dynamisches, d.h. zeitlich veränderliches Phänomen handelt.

Die schwache großräumige Anströmung erfolgt, wie erwähnt, aus WSW. Aufgrund der starken Neigung des Reliefs entwickelt sich in Wiesbaden bereits während der ersten Nachthälfte ein deutlich nach Süden zum Rhein hin gerichteter Abfluss. Die Luft aus den Ostfeldern von Kastel (W1) teilt sich zunächst noch in einen westlichen und einen östlichen Zweig (Abbildung 8-4, links oben). Später in der Nacht (2 MESZ - 4 MESZ, auf der Abbildung links unten) scheint die Luft sich etwas bevorzugt zwischen Amöneburg und Kastel, in etwa der Bahnlinie Richtung Petersaue folgend zu kanalisieren bevor sie dann nach Osten abbiegt und rheintalaufwärts fließt.

Von der Wiesbadener Innenstadt ausgehend bilden die Trajektorien ein relativ breites nach Süden gerichtetes Bündel, wobei sich die Trajektorien teilweise überschneiden. Es scheint, dass die aus den Taunustälern in den Wiesbadener Kessel fließende Luft die Tendenz hat, ihre Richtung aus der sie in die Innenstadt strömt, zunächst beizubehalten, dabei aber auch – aufgrund der Bebauung und der Kesselform des Geländes – die Tendenz hat aufzusteigen und über die Bebauung hinweg zu strömen. Zumindest heben die aus der Wiesbadener Innenstadt kommenden Trajektorien im Vergleich zu den anderen Quellgebieten relativ schnell vom Untergrund ab. Diese Tendenz scheint sich im Laufe der Nacht etwas zu verstärken. Dies könnte auch der Grund dafür sein, dass die Luft aus dem Wiesbadener Kessel nicht stärker kanalisiert über das Salzachtal abfließt. Denn ist die (Kalt-)Luft erst einmal im Salzachtal, dann folgt sie diesem auf ihrem weiteren Weg, wie die Trajektorien aus diesem Quellgebiet zeigen.

Die Geländeneigung auf der Mainzer Seite ist deutlich geringer und die von Rheinhessen Richtung Rhein verlaufenden Täler sind nur relativ flach eingeschnitten. In der ersten Nachthälfte (0 MESZ - 2 MESZ) ist der Einfluss der großräumigen Strömung aus WSW noch deutlich erkennbar. Die Trajektorien besitzen eine ausgeprägte westliche Komponente. Gegen Ende des betrachteten Zeitraums biegen sie dann allerdings schon in Richtung des Gefälles zum Rhein hin ab. In der zweiten Nachthälfte (2 MESZ - 4 MESZ, Abbildung unten) fließt die Luft von der Draiser Senke (M4) Richtung Gonsbachtal. Die Trajektorien von den Freiflächen südlich von Lerchenberg (M3) führen zunächst über Lerchenberg bzw. an Lerchenberg vorbei Richtung Drais, biegen dann dort zum großen Teil aber etwas nach Osten Richtung Bretzenheim ab.

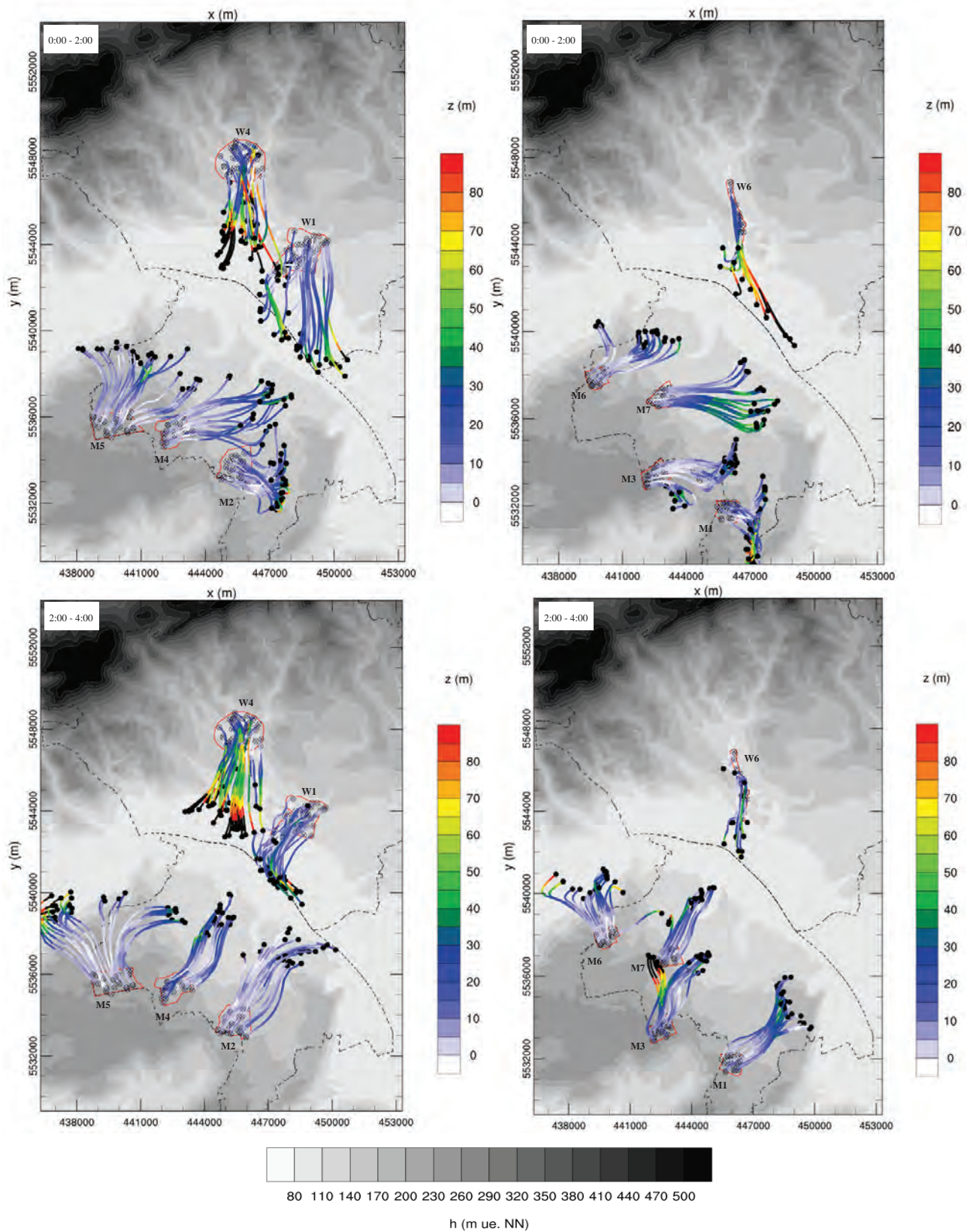


Abbildung 8-4: Vorwärtstrajektorien mit Startpunkt \otimes und Endpunkt \bullet . Die Farbe gibt die Höhe über Grund an, die dünnen roten Linien die Umrisse der Quellgebiete. Schwarz strichliert: Stadtgrenze. Links: Quellgebietsgruppe Q_{gr} , rechts: Q_{kl} . Oben: Start um 0 MESZ, Ende um 2 MESZ, unten: Start um 2 MESZ, Ende um 4 MESZ.

Rückwärtstrajektorien

Von großem Interesse ist es auch zu wissen, woher in potentiell belasteten Gebieten, die Luft kommt. Als Zielgebiete wurden deshalb dicht bebaute Bereiche der Städte ausgewählt und von dort aus Rückwärtstrajektorien berechnet. Die Partikel „starten“ im Zielgebiet nicht wie bei den Vorwärtstrajektorien in einer einheitlichen Höhe über Grund sondern zufällig über den Bereich 5 bis 15 m über Grund verteilt. Dann wird rückwärts gerechnet und alle 10 min die Position, die Höhe ü. Grund und die Lufttemperatur ausgegeben. In Abbildung 8-5 sind die resultierenden Trajektorien für die beiden Zielgebietsgruppen und die Startzeiten 1 MESZ und 4 MESZ dargestellt. Von der Startzeit wurde jeweils 2 Stunden rückwärts gerechnet, also bis 23 MESZ bzw. 2 MESZ.

Auch hier fällt wie bei den Vorwärtstrajektorien auf, dass sich auf der Wiesbadener Seite die Kaltluftabflüsse schneller entwickeln. Die Luft, die man um 1 MESZ und 4 MESZ in der Wiesbadener Innenstadt findet, kommt mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit entweder aus dem Nerotal oder dem Rambachtal. Vereinzelt führen auch ins Wellritztal und von dort genauer Richtung Adamstal. Biebrich wird in der ersten Nachthälfte vorwiegend direkt aus Westen, entlang des Rheintales belüftet oder aus dem Mosbachtal, in geringem Umfang auch aus dem Salzbach- und dem Wäschbachtal. Später spielen für Biebrich dann vor allem die letzten drei genannten Täler eine Rolle.

Amöneburg wird zu Beginn der Nacht zu einem großen Teil aus Westen belüftet, später dreht die Strömung auf Nord und es spielen dann vor allem das Salzbach- und das Wäschbachtal eine Rolle.

Vom nördlichen Bereich des Salzbachtales führen die Rückwärtstrajektorien in den Wiesbadener Kessel und von dort teilweise ins Rambachtal. Im südlichen Teil kommt zusätzlich Luft aus dem Wäschbachtal dazu.

Die Luft in Kastel fließt mehr oder weniger direkt aus Norden dorthin, also aus dem Bereich zwischen Erbenheim, Igstad und Bierstadt. In der ersten Nachthälfte überquert sie sogar den Rhein und erreicht so die Mainzer Innenstadt und sogar Weisenau (Abbildung 8-5, oben).

Für die Innenstadt von Wiesbaden spielen also das Nerotal und das Rambachtal eine wichtige Rolle für die Kalt- oder Frischluftzufuhr. Für die Belüftung der dicht bebauten Bereiche im Süden der Stadt – und zu Beginn der Nacht auch für Mainz – sind das Wäschbachtal und die Freiflächen nördlich von Erbenheim von herausragender Bedeutung. In diesen Bereichen ist es also ganz besonders wichtig, Kaltluftentstehungsgebiete zu schützen, den Weg der Kaltluft nicht durch bauliche Maßnahmen zu behindern und die Emission von Luftschadstoffen gering zu halten.

In die Mainzer Innenstadt gelangt die Luft in der ersten Nachthälfte zum großen Teil aus Norden, von der anderen Seite des Rheins und zu einem kleineren Teil aus Westen. In der zweiten Nachthälfte führen die meisten Rückwärtstrajektorien nach Süden Richtung Bretzenheim und Marienborn. In die am Rhein gelegenen Bereiche sickert Luft auch von Norden ein. Mainz-Mombach wird zu Beginn der Nacht eher entlang des Rheintales belüftet, in der zweiten Nachthälfte kommen fast alle Partikel aus dem Gonsbachtal. Nach Hechtsheim fließt die Luft bevorzugt aus Süden durch das Kesseltal.

Darstellung von Partikelkonzentrationen

Statt einzelne „Partikel“ zu verfolgen und Trajektorien zu bestimmen, können auch Partikelkonzentrationen in den MUKLIMO_3-Gitterzellen berechnet und im regelmäßigen Abstand ausgegeben werden. Die Ausgabe kann sowohl zweidimensional als auch dreidimensional erfolgen, im ersten Fall wird dafür die Partikelanzahl vertikal aufintegriert. Wählt man den zeitlichen Abstand klein genug, kann daraus ein Film erstellt werden und somit die Dynamik der abfließenden Luft anschaulich dargestellt werden. Um einen Eindruck zu vermitteln, sind in Abbildung 8-6 einige „Momentaufnahmen“ für die Quellgebietsgruppe Q_{gr} dargestellt. Die Partikel werden nun nicht zu einem bestimmten Zeitpunkt sondern kontinuierlich „emittiert“. TRACA wurde um 0 MESZ gestartet und bis 4 MESZ gerechnet. Dargestellt sind hier im 30 minütigen Abstand von links nach rechts und von oben nach unten aufsteigend die Zeiten vom Start- bis zum Endzeitpunkt.

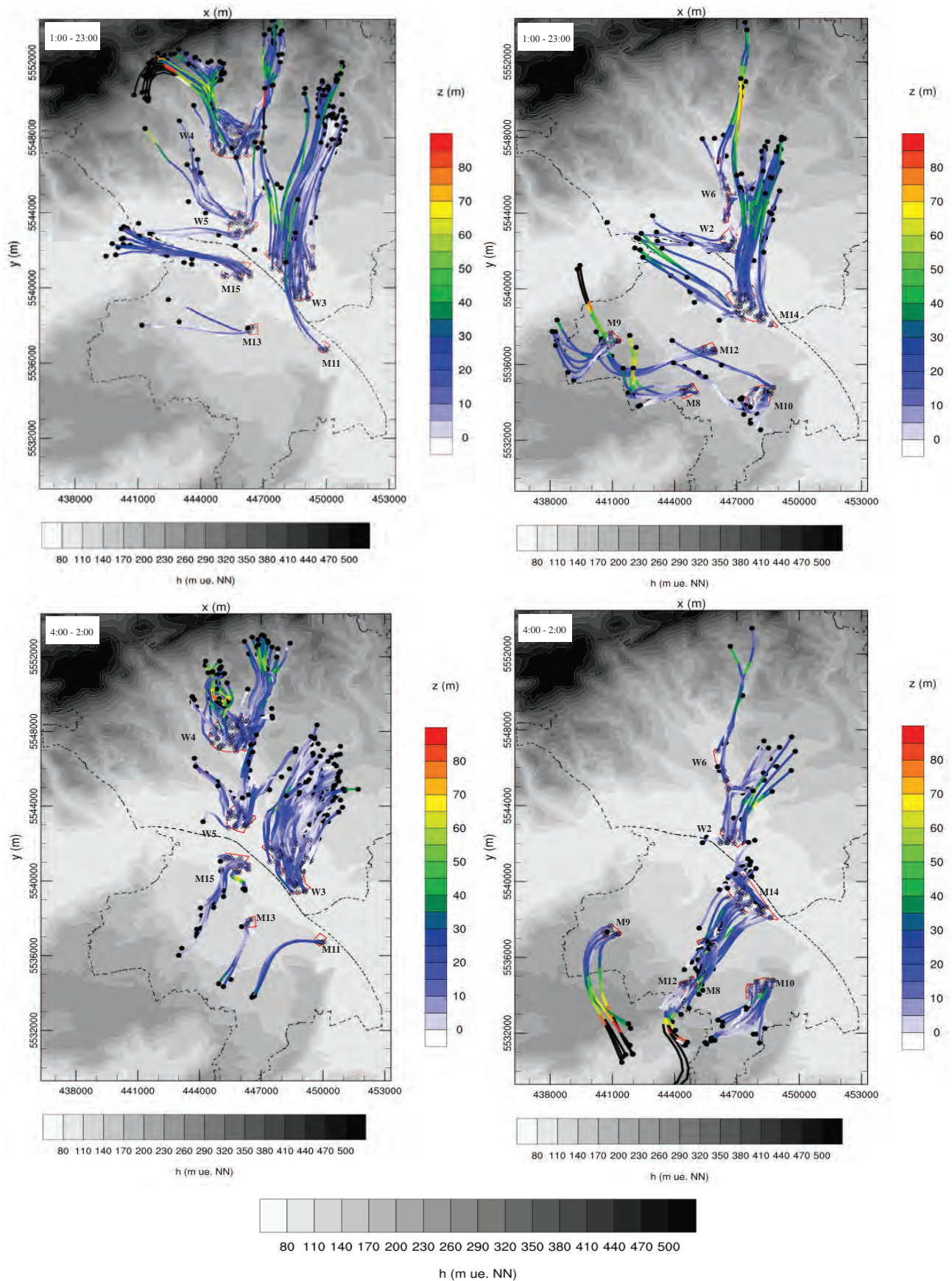


Abbildung 8-5: Rückwärtstrajektorien mit Startpunkt ⊗ und Endpunkt ●. Die Farbe gibt die Höhe über Grund an, die dünne rote Linie den Umriss der Zielgebiete. Schwarz strichliert: Stadtgrenze. Links: Zielgebietsgruppe Z_1 , rechts: Z_2 . Oben: Start um 1 MESZ, Ende um 23 MESZ, unten: Start um 4 MESZ, Ende um 2 MESZ.

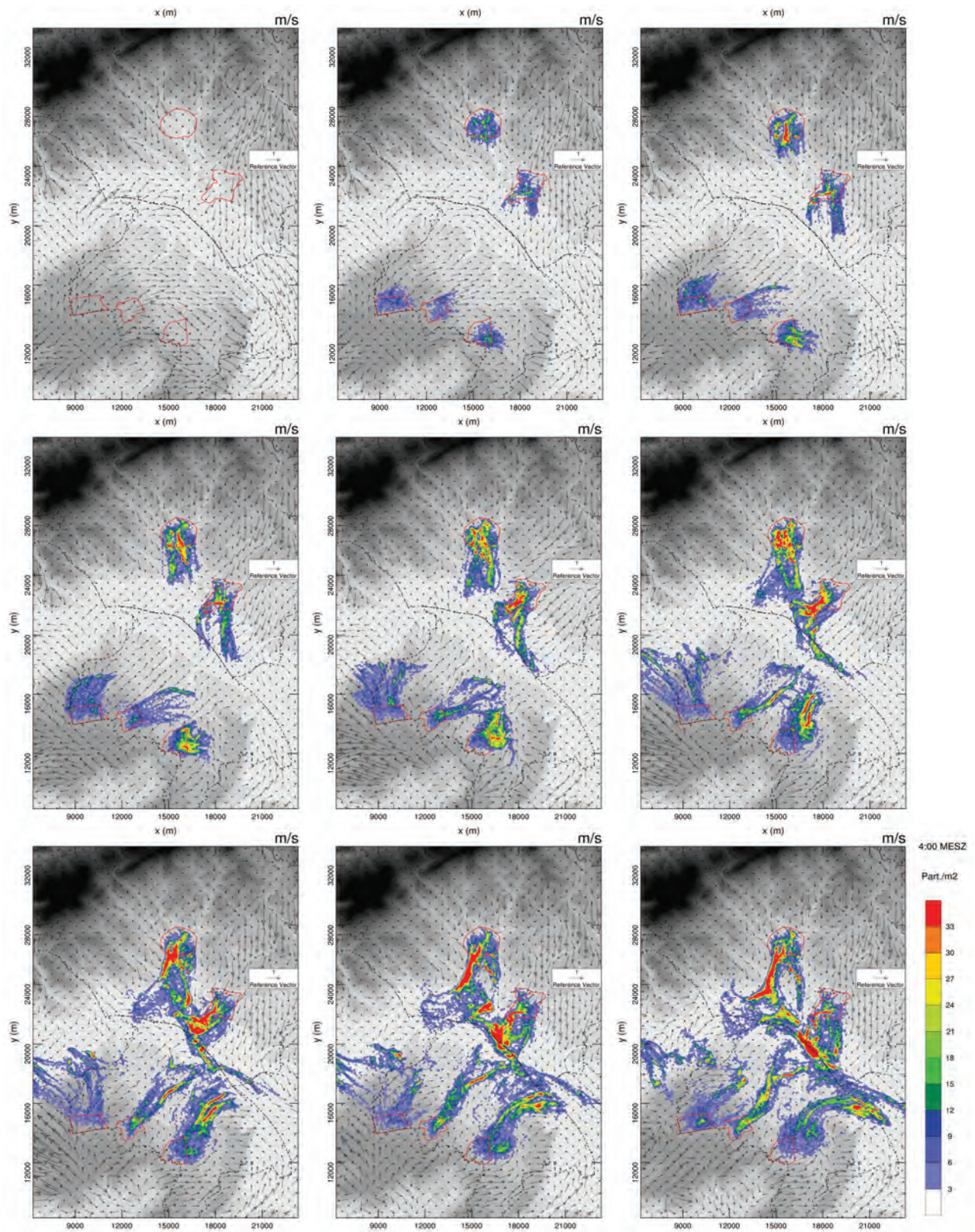


Abbildung 8-6: Windfeld und vertikal aufintegrierte Partikelkonzentrationen bei kontinuierlicher Freisetzung, für Quellgebietsgruppe Q_{gr} (große Quellgebiete) von 0 MESZ (oben links) bis 4 MESZ (unten rechts) im 30-minütigen Abstand. Die Windfeile sind an jedem vierten Gitterpunkt dargestellt.

8.3 Kaltluftvolumenströme

Um eine Kaltluftbahn qualitativ beurteilen zu können wird häufig der Kaltluftvolumenstrom berechnet. Er gibt an, welches Luftvolumen pro Sekunde durch einen bestimmten Querschnitt fließt. Seine Bestimmung ist allerdings nicht ganz trivial. Bei Beobachtungen müsste man relativ engmaschig Profile der Windgeschwindigkeit messen. Selbst dann ist es praktisch unmöglich, den reinen lokalen Kaltluftabfluss vom großräumigeren Wind eindeutig zu unterscheiden. Bei numerischen Modellen kann man zumindest theoretisch das Modell aus der Ruhe heraus starten und dann annehmen, dass es sich bei jeglicher Strömung um lokale Kaltluftabflüsse handelt, aber wenn man einen kompletten Tagesgang rechnet, wird man z. B. keine bei Sonnenuntergang ruhende Atmosphäre bekommen. Ein zweites Problem ist die Festlegung der vertikalen und horizontalen Ausdehnung des Querschnitts, den man betrachten will. Dafür müsste man die exakte Breite der Kaltluftbahn und die Höhe des Kaltluftabflusses kennen. Die Höhe des Kaltluftstromes ließe sich, wenn man „typische“ Verhältnisse hat, aus dem Wind- und dem Temperaturprofil abschätzen. In vielen Fällen sind diese Profile aber „gestört“, z. B. durch die Bebauung, Inhomogenitäten im Gelände usw. Um die Höhe eher flacher Kaltluftabflüsse zu bestimmen, müssen die Messungen oder numerischen Modelle eine sehr hohe vertikale Auflösung besitzen. In Tälern kann die nächtliche Talabwindschicht sehr hoch werden. Bis in welche Höhe der damit verbundene Kaltluftabfluss als relevant eingestuft werden muss, hängt von der Fragestellung ab. Für die lokale Belüftung wird nur der Teil bis etwa 10 m über Dachniveau eine Rolle spielen. Für weiter talabwärts gelegene Ortsteile oder z. B. den Transport von Schadstoffen ist auch die Stärke der Strömung in größeren Höhen relevant.

Für den vorliegenden Bericht wurde mit dem vom DWD in Zusammenarbeit mit der Universität Hannover (IMUK) entwickelten Analysewerkzeug CAFCA (Cold Air Flux Calculator) der Volumenstrom aus den MUKLIMO_3-Ergebnissen bestimmt. Der Nutzer kann eine Schichtdicke festlegen, über die der Volumenstrom dann berechnet wird. Es gibt in CAFCA die Möglichkeit, die Schichtdicke des Kaltluftabflusses aus den simulierten Profilen abzuleiten. Für den vorliegenden Fall mit einem recht großen Modellgebiet und der Mischung aus sehr flachen Hängen und Mulden in Rheinhessen und eher vergleichsweise steilen Hängen und tief eingeschnittenen Tälern im Taunus, war dies aber nicht möglich. Es wurden deshalb zwei feste Schichtdicken (20 m und 50 m über Grund) vorgegeben. Zusätzlich zum Volumenstrom wurde auch die vertikal über die Schichtdicke gemittelte Temperatur bestimmt. Anhand derer kann dann entschieden werden, in welchen Bereichen man tatsächlich von einem Kaltluftvolumenstrom sprechen kann. Auch für die kühlende Wirkung bei nächtlicher Wärmebelastung spielt nicht nur die Stärke des Volumenstroms sondern auch seine Temperatur eine Rolle.

Abbildung 8-7 und Abbildung 8-8 zeigen den mit CAFCA berechneten Volumenstrom um 4 MESZ. Der Kartenausschnitt entspricht dem der Abbildung 8-3. Man erkennt bei beiden Schichtdicken gut wie die Kaltluft von den Hängen Richtung Rheintal fließt. Die höchsten Volumenströme findet man über unbebauten und unbewaldeten, ausgedehnten Hängen. Besonders kühl ist die Luft häufig in den Tälern. Zum Teil wird auch der Zusammenhang zwischen den verschiedenen Quell- und Zielgebieten gut deutlich. So fließen relativ große Luftvolumen aus den Quellgebieten in Mainz bei Marienborn (M2) und dem Wirtschaftspark Rhein Main (M1) in Richtung des Zielgebietes von Hechtsheim (M10). Die Luft strömt dann aber letztendlich von Süden durch das Kesseltal in dieses Zielgebiet hinein. Da in den genannten Quellgebieten als auch in dem ganzen Bereich um Hechtsheim viel Kaltluft gebildet wird (siehe Abbildung 8-1) ist die einströmende Luft sehr kühl.

Im Bereich der Mainzer Quellgebiete südlich von Lerchenberg (M4), am Layenhof (M5) und bei Finthen (M9) werden etwas schwächere aber doch signifikante zum Rheintal gerichtete Volumenströme analysiert. Diese schwächen sich weiter unten im flacher werdenden und bebauten Bereich des Hanges deutlich ab. Den Trajektorien nach zu urteilen (Abbildung 8-4) kommt nur ein kleiner Teil dieser Luft bis Gonsenheim und darüber hinaus. Die von Mombach ausgehenden Rückwärtstrajektorien deuten darauf hin, dass dies eher für die Luft aus dem Bereich um das Quellgebiet nordöstlich von Draies (M7) der Fall ist. Allerdings sind hier die Volumenströme gering.

Deutlich erkennbar ist, dass das Gonsbachtal für die Belüftung von Mombach eine wichtige Rolle spielt und dass über den Wildgraben kühle Luft in die überwärmte Innenstadt von Mainz fließt, dann aber in der Bebau-

ung nahezu zum Stillstand kommt. In den nördlichen Teil der Mainzer Innenstadt gelangt kühlere Luft eher vom Rhein her. Noch besser erkennbar ist dies im detaillierten Ausschnitt in Abbildung 8-9.

Im Stadtgebiet von Wiesbaden treten zum einen die Volumenströme aus den Taunustälern, dem Mosbachtal, dem Wellritztal, dem Nerotal (Tal des Schwarzbachs) und dem Rambachtal hervor. Die stärksten Volumenströme findet man dabei im Rambachtal aber die kälteste Luft fließt durch das Nerotal. Die letzten drei genannten Täler führen Richtung Innenstadt. Betrachtet man nur die unteren 20 m (Abbildung 8-7 und Abbildung 8-9) so dringt die Luft aus dem Wellritztal aber nicht sehr weit in den Wiesbadener Kessel vor. Etwas weiter kommt die Luft aus dem Nerotal und die Luft aus dem Rambachtal schafft es offensichtlich über den östlichen und südlichen Rand des Kessels bis ins Salzbachtal vorzudringen. Selbst wenn man eine Schichtdicke von 50 m betrachtet (Abbildung 8-8) zeichnet sich die Innenstadt als Bereich mit deutlich reduziertem Volumenstrom aus.

An den von Freiflächen eingenommenen Hängen im Osten von Wiesbaden können sich auch großflächig stärkere Volumenströme ausbilden. Auffallend sind die vergleichsweise kühle Luft im Zentrum des Wäschbachtals sowie im Tal des Wickerbaches (Abbildung 8-8) und die Tatsache, dass durch das Tal des Käsbaches relativ viel und kalte Luft Richtung Kostheim transportiert wird.

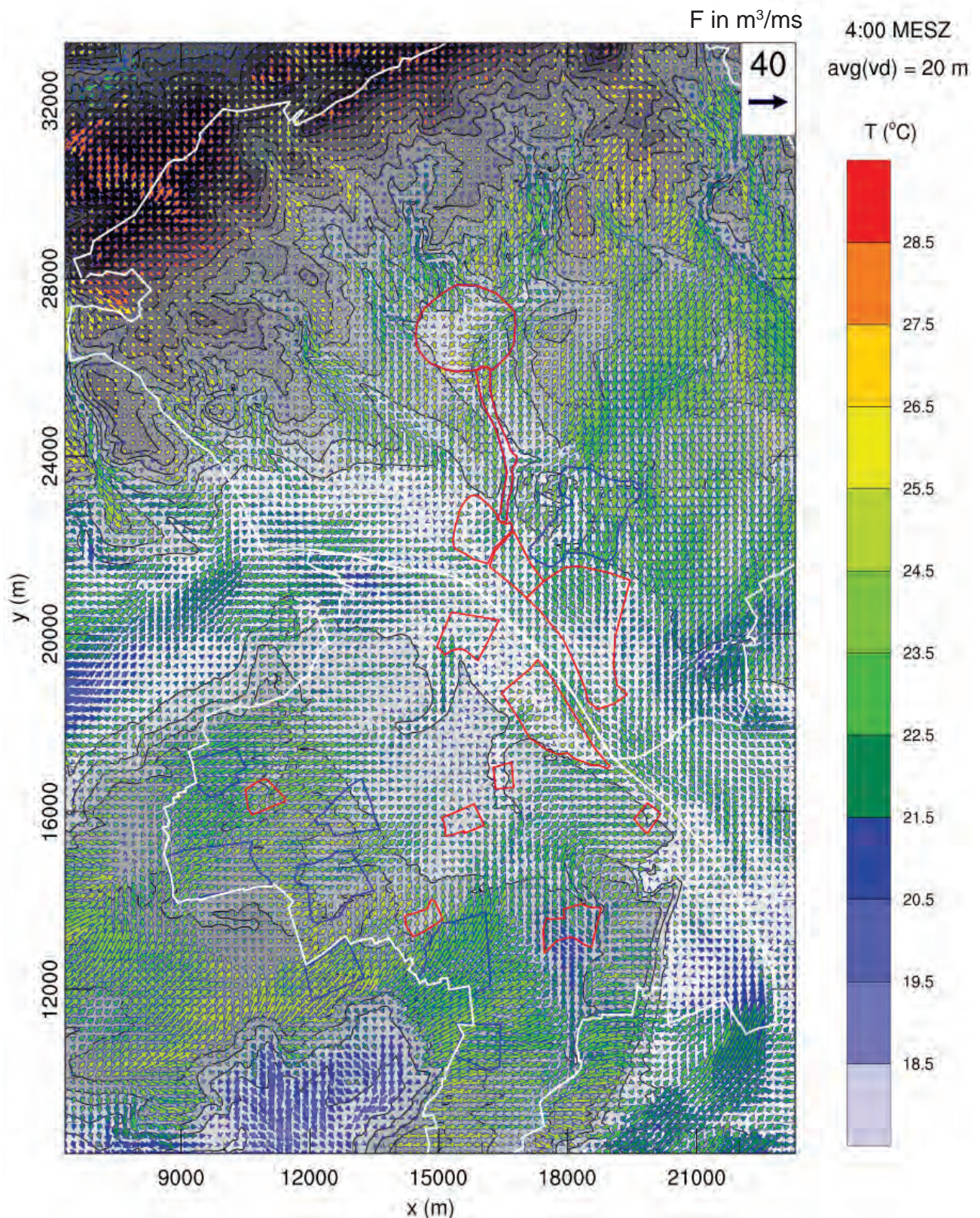


Abbildung 8-7: Volumenstrom für eine Schichtdicke von 20 m um 4 MESZ. Die Länge der Pfeile gibt die Stärke des Volumenstromes an, die Farbe die mittlere Temperatur. Es ist jeder zweite Pfeil dargestellt. Zur Orientierung sind die Gemeindegrenzen (weiß) sowie die Quell- und Zielgebiete (blau bzw. rot) eingezeichnet.

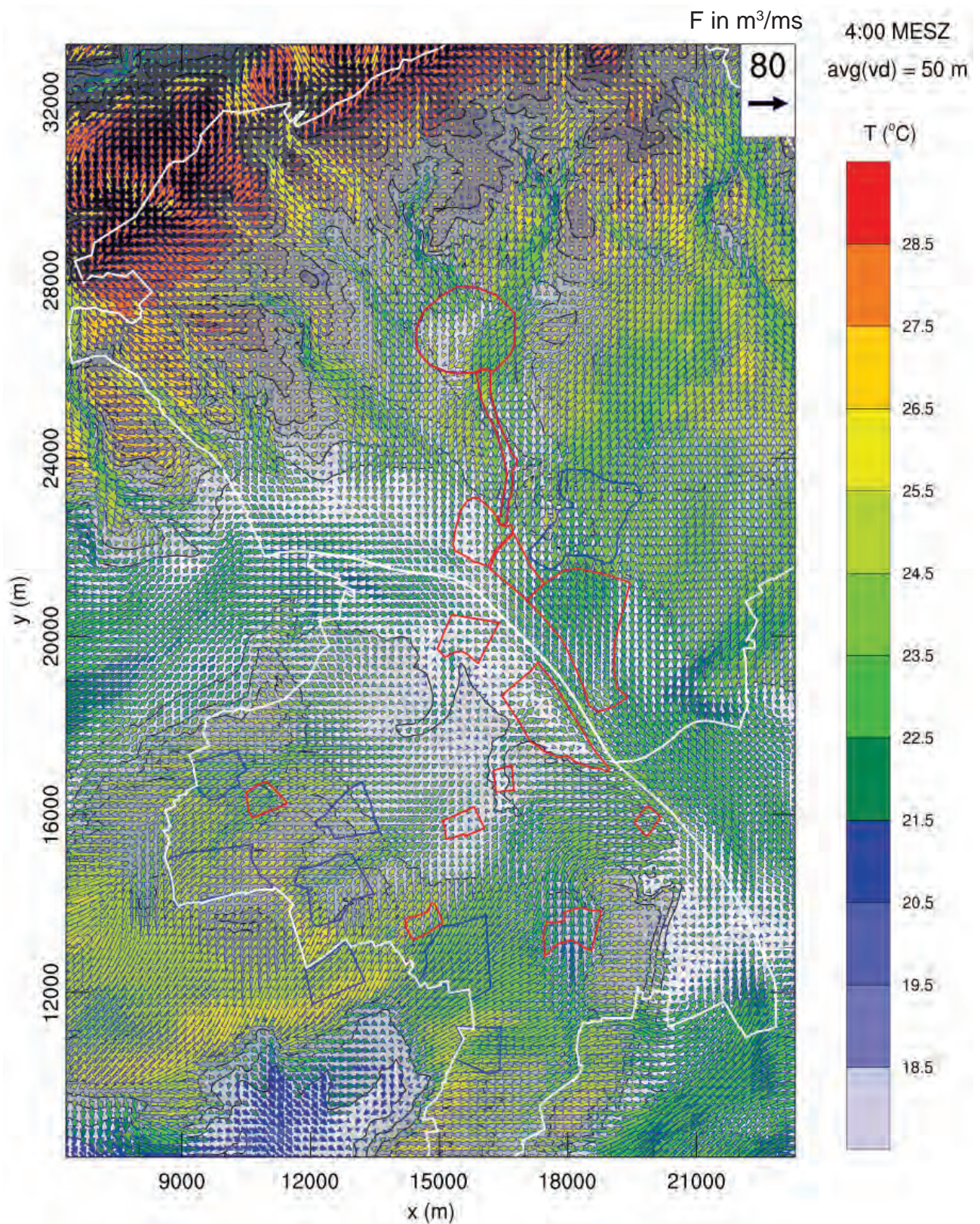


Abbildung 8-8: Wie Abbildung 8-7, aber für eine Schichtdicke von 50 m.

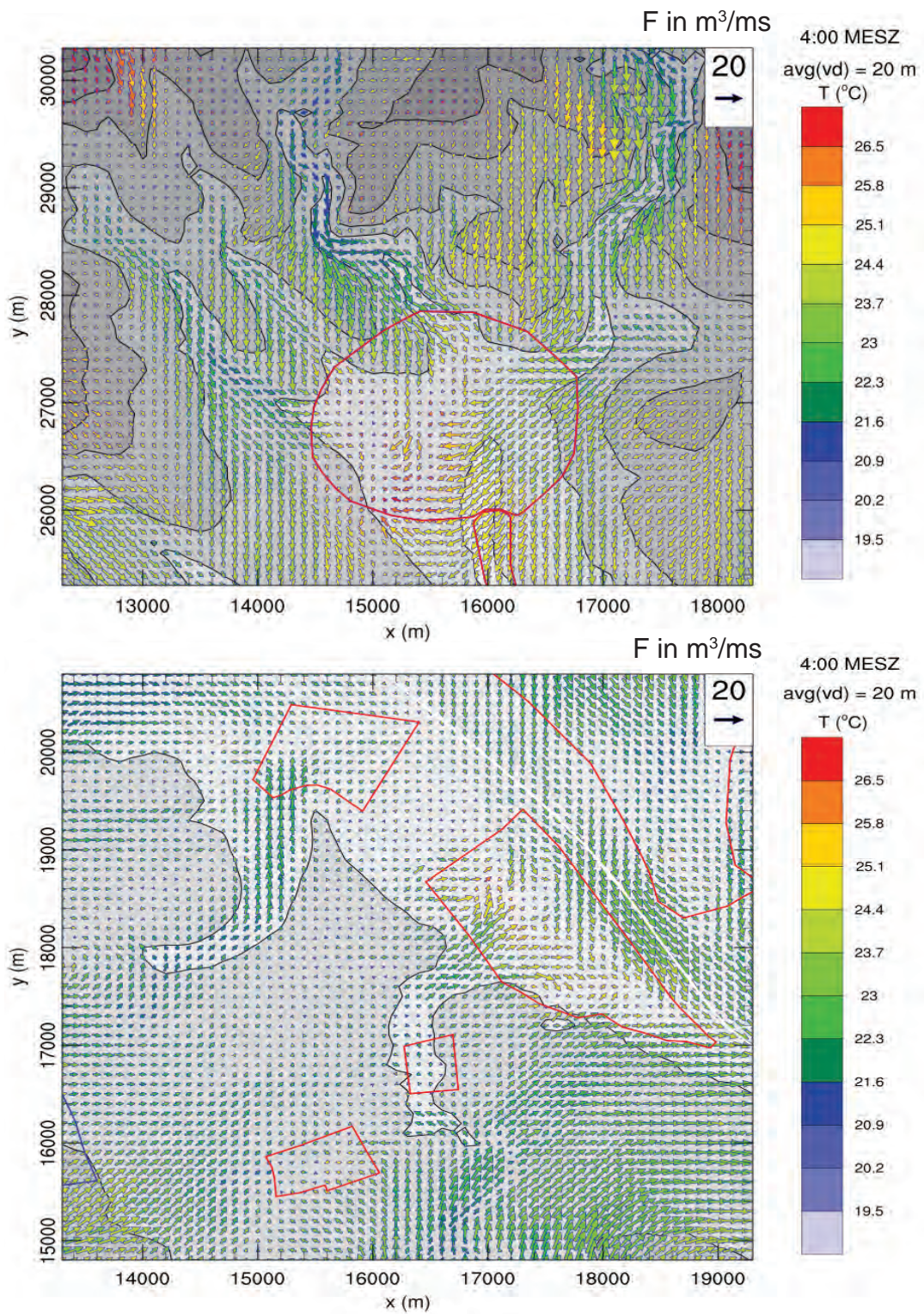


Abbildung 8-9: Wie Abbildung 8-7 aber für Ausschnitte um die Innenstädte von Wiesbaden (oben) und Mainz (unten). Es ist jeder Pfeil dargestellt.

8.4 Die wichtigsten Ergebnisse in Kurzform

Ergebnisse der Kaltluftanalysen

Das größte Potential zu Kaltluftbildung besitzen am Hang gelegene Freiflächen. Auch innerstädtische Grünflächen, der Schlosspark in Biebrich und die Petersaue haben eine deutlich kühlende Wirkung.

Wiesbaden: Die Analyse von Kaltlufttrajektorien sowie Volumenströmen zeigt die große Bedeutung, die das Nerotal sowie das Rambachtal für nächtliche Zufuhr kühlerer Luft für die Wiesbadener Innenstadt hat. Der Volumenstrom im Rambachtal ist stärker, aber der aus dem Nerotal kühler. Die zuströmende Kaltluft fließt zum Teil östlich der Innenstadt vorbei oder über sie hinweg.

Für die am Rhein gelegenen Wiesbadener Ortsteile spielt zu Beginn der Nacht der das Rheintal entlang strömende Wind eine Rolle. Später erfolgt die Belüftung vor allem aus Norden. Hier haben das Mosbachtal, das Salzbachtal, das Wäschbachtal und für Kostheim, das Käsbachtal eine wichtige Funktion. Von den Freiflächen im Bereich zwischen Erbenheim, Igstadt und Bierstadt fließt die Luft auch fast direkt nach Kastel und teilweise weiter bis in die Mainzer Innenstadt und sogar nach Weisenau.

Mainz: Auf den flacheren Hängen auf Mainzer Seite dauert es etwas länger bis sich die Kaltluftabflüsse ausbilden. In der zweiten Nachthälfte erfolgt dann die Belüftung der Mainzer Innenstadt vorwiegend aus Süden, wobei der Wildgraben und die Kaltluftentstehungsgebiete bei Marienborn eine wichtige Rolle spielen. In der ersten Nachthälfte strömt die Luft zum Teil auch von den Freiflächen um Drais und Lerchenberg Richtung Innenstadt. Für Bretzenheim scheinen die ähnlichen Kaltluftentstehungsgebiete relevant zu sein.

Für Mainz Mombach spielen das Gonsbachtal und Kaltluftentstehungsgebiete um Lerchenberg und Drais eine entscheidende Rolle.

Anhang A: Meteorologische Grundlagen

A.1 Klima

Unter dem Klima eines Ortes, einer Landschaft oder eines Landes wird die Gesamtheit aller meteorologischen Zustände und Vorgänge während eines längeren Zeitraumes verstanden. Das heißt, unter Klima wird der „mittlere Zustand und gewöhnliche Verlauf der Witterung an einem gegebenen Ort“ verstanden (KÖPPEN, 1931). Die Elemente, die beim Klima betrachtet werden, sind dieselben wie beim Wetter. Der Zeitraum, der zur Darstellung des Klimas verwendet wird, sollte ausreichend lang sein, um statistisch gesicherte Maßzahlen wie Mittelwerte, Häufigkeiten, Extrema usw. zu erhalten. In der Regel wird bei solchen Betrachtungen von 30-jährigen Mittelungsperioden ausgegangen.

Das Klima wird durch die einzelnen Klimaelemente Lufttemperatur, Luftfeuchte, Windrichtung und -geschwindigkeit, Niederschlag, Sonnenscheindauer, Bewölkung, Nebel u.a.m. geprägt. Zwischen diesen Klimaelementen, die nicht nur voneinander, sondern auch von den natürlichen Klimafaktoren (geographische Breite, Entfernung zum Ozean, Bodenart und Bewuchs, Oberflächengestalt u.a.) sowie von den anthropogenen Faktoren (Dichte der Bebauung, Abholzungen und Aufforstungen, künstlichen Wasserflächen, Versiegelungen usw.) abhängen, bestehen komplexe Zusammenhänge. Der Klimabegriff umfasst auch die Auswirkungen des Wettergeschehens auf die Biosphäre (Bioklima).

Bei der Beschreibung des Klimas muss man zwischen verschiedenen atmosphärischen Größenordnungen, so genannten Skalen, unterscheiden:

Im Bereich der Makroskala, deren charakteristische Größenordnung bei 100 bis 10.000 km liegt, spielt sich das „Wetter“ ab. Sie umfasst Hoch- und Tiefdruckgebiete sowie Fronten und ggf. auch tropische Wirbelstürme. Die langfristige Abfolge der Wetterlagen einer Region ist der Faktor, der das Klima eines Ortes hauptsächlich prägt. Im mesoskaligen Bereich mit einer Ausdehnung von 10 bis 200 km beeinflussen die Topographie, die Rauigkeit und die Albedo der Erdoberfläche sowie die Wärmekapazität und -leitfähigkeit des Bodens das Klima. In diesem Bereich lassen sich z. B. die Unterschiede zwischen dem Klima einer Stadt und ihrem Umland darstellen.

Das Lokalklima (kleinräumige Skala) ist in das großräumige Klima eingebettet. Die Eigenschaften des Makroklimas geben dabei Auskunft über die Frage, in welchem Umfang unter besonderer Berücksichtigung der landschaftlichen Gegebenheiten wie Relief, Bebauung und Vegetation mit der Ausbildung eines eigenständigen (autochthonen) Lokalklimas zu rechnen ist. Die lokalen Modifizierungen des Klimas treten vor allem bei schwachwindigen und wolkenarmen Wetterlagen auf, d.h. bei Hochdruckwetterlagen. Dann spielt das Geländederelief in Verbindung mit der Struktur der verschiedenen Landnutzungen (Wald, Wiese, Bebauung etc.) eine wesentliche Rolle. Solche regionalen und lokalen Faktoren wirken sich hauptsächlich auf die Klimaparameter Temperatur, Niederschlag, Bewölkung und Wind aus.

Das Lokalklima eines Ortes wird ferner dadurch geprägt, ob der Ort auf einem Gipfel, an einem Hang oder in einem Tal liegt. Auf einer Kuppe ist die Windgeschwindigkeit im Mittel stets höher als in einem Tal. Auch die Windrichtung wird beeinflusst; der Wind weht häufig parallel zum Talverlauf. Außerdem beeinflussen die landschaftlichen Gegebenheiten wie Besiedlung, Wälder, Wiesen oder Mooregebiete die lokalen Klimaparameter.

Aufgrund der geographisch-topographischen Lage können die einzelnen Elemente des Klimas an zwei nicht allzu weit voneinander entfernten Orten recht unterschiedlich sein. So hängt das Klima eines Ortes wesentlich von seiner Höhenlage ab. Generell nehmen mit zunehmender Höhe die mittleren Lufttemperaturen ab, die mittleren Windgeschwindigkeiten und Niederschlagsmengen dagegen zu, da großräumig anströmende Luftmassen an Höhenzügen gestaut und zum Aufsteigen gezwungen werden. Dabei bilden sich verstärkt Wolken und Niederschlag. Nach Überschreiten des Gebirgskammes sinken die Luftmassen wieder ab, was mit einer Erwärmung der Luft sowie einem Rückgang der Bewölkung und des Niederschlags verbunden ist.

Aufgrund der für dieses Projekt relevanten Fragestellung und angewandten Methode („Quadermethode“) werden zur Beschreibung des gegenwärtigen (1971–2000) und zukünftigen (2031–2060) Klimas nicht z. B. die mittleren Temperaturen, sondern die mittlere Anzahl klimatologischer Kenntage pro Jahr betrachtet. Bei den Kenntagen geht es darum, ob an einem bestimmten Tag ein gewisser Schwellwert, z. B. der Temperatur, über- oder unterschritten wird. Es gibt eine Vielzahl solcher Kenntage. Für das Thema der Hitzebelastung im Sommer sind die mittlere Anzahl der Sommertage (Tagesmaximumtemperatur $T_{\max} \geq 25 \text{ °C}$), der heißen Tage (Tagesmaximumtemperatur $\geq 30 \text{ °C}$) und der Tropennächte (Tagesminimumtemperatur $T_{\min} \geq 20 \text{ °C}$) relevant. Als Maß dafür, wie oft mit der Ausbildung eines differenzierten Lokalklimas gerechnet werden kann, dient die Anzahl der windschwachen Strahlungsnächte (Anhang A.5).

A.2 Die städtische Wärmeinsel

Schon lange bevor der Mensch das *globale* (makroskalige) Klima durch den Ausstoß von Treibhausgasen beeinflusst hat, hat er durch seine Aktivitäten – zum Beispiel das Pflanzen von Windschutzhecken, das Roden von Wäldern oder das Errichten von Siedlungen – das *lokale* (mikro- bis mesoskalige) Klima mehr oder weniger stark verändert und tut es auch heute noch. Dies geschieht zum Teil absichtlich und gezielt (Bsp. Windschutzhecken), oft aber unabsichtlich. Die Summe vieler kleiner Maßnahmen (z. B. das Fällen oder Pflanzen eines Baumes, der Bau eines Hauses) die für sich kaum eine Änderung bewirken, können sich dabei addieren und am Ende zu einem signifikanten Effekt führen.

In größeren Städten bildet sich aufgrund der Bebauung und der Versiegelung von Straßen und Plätzen ein Klima aus, das sich deutlich von dem des unbebauten Umlandes unterscheidet. Zum Beispiel wird durch den Schattenwurf von Gebäuden in Straßenschluchten die am Boden auftreffende Sonnenstrahlung deutlich reduziert und auch die Wärmeabstrahlung bei Nacht wird behindert. Die Strahlungs- und thermischen Eigenschaften künstlicher Oberflächen (z. B. Reflektivität bzw. Albedo, Wärmeleitfähigkeit und Wärmekapazität) sind oft ganz andere als die von natürlichen Oberflächen. Die während des Tages von der Sonne eingestrahelte Energie wird in den Gebäuden gespeichert und bei Nacht wieder abgegeben. Durch die höhere Rauigkeit wird die Windgeschwindigkeit und damit die Durchlüftung in der Stadt reduziert; die Verdunstung über versiegelten Flächen ist deutlich geringer als z. B. über einer Wiese, wodurch mehr Energie zur Erwärmung der Luft zur Verfügung steht und der Wasserdampfgehalt der Luft sinkt. Dazu kommen noch der Eintrag anthropogener Wärme durch den Verkehr, die Industrie oder das Heizen im Winter.

Ein häufig beobachteter Effekt ist eine gegenüber dem Umland erhöhte Temperatur, die sogenannte „städtische Wärmeinsel“. Wie stark sich diese ausprägt, hängt von der Größe der Stadt, der Bebauungsstruktur sowie der jeweiligen Wetterlage ab. Die höchsten Temperaturdifferenzen ergeben sich bei geringem Wind und hoher Ein- bzw. Ausstrahlung (d. h. geringer Bewölkung). Man spricht auch von „autochthonen Wetterlagen“. In Städten, die in einer windschwachen Region liegen, wird der mittlere Wärmeinseleffekt also z. B. höher sein als in Städten, in deren Umgebung in der Regel eine relativ hohe Windgeschwindigkeit herrscht.

Abbildung A-1 zeigt beispielhaft Messungen der Lufttemperatur in Offenbach/Main. Am Nachmittag, wenn die höchsten Temperaturen erreicht werden, ist es im Umland ca. 1 °C kälter als in der Stadt. In der Innenstadt (Blockbebauung) und im Wohngebiet (Zeilenbebauung) ist es praktisch gleich warm. Die höchsten Unterschiede von 7 °C und mehr ergeben sich nachts, zwischen 22 MESZ und 0 MESZ zwischen der Innenstadt und dem Umland. Im Wohngebiet (Zeilenbebauung) ist die Überwärmung gegenüber dem Umland mit ca. $3,5 \text{ °C}$ dagegen deutlich geringer. Kurz nach Sonnenaufgang ist es dann aufgrund des Schattenwurfes, der höheren Wärmekapazität der Gebäude und der dadurch verzögerten Erwärmung vor allem im Wohngebiet aber auch in der Innenstadt kurzfristig etwas kühler als im Umland.

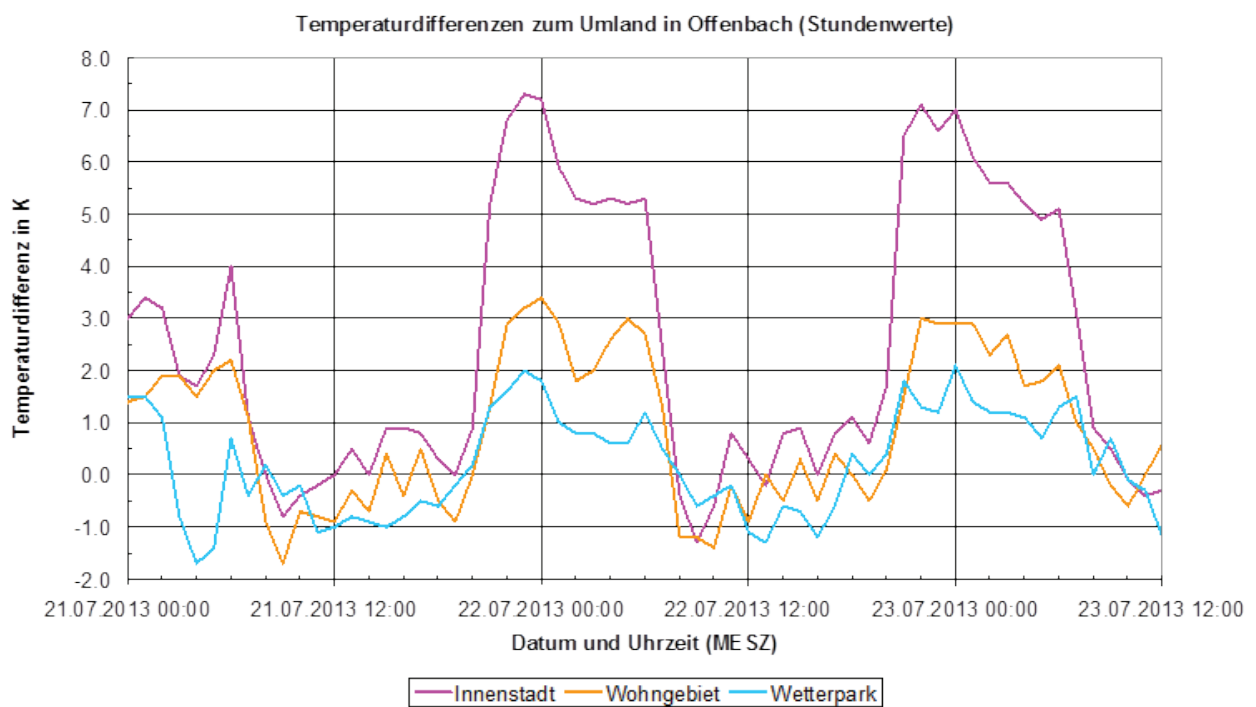
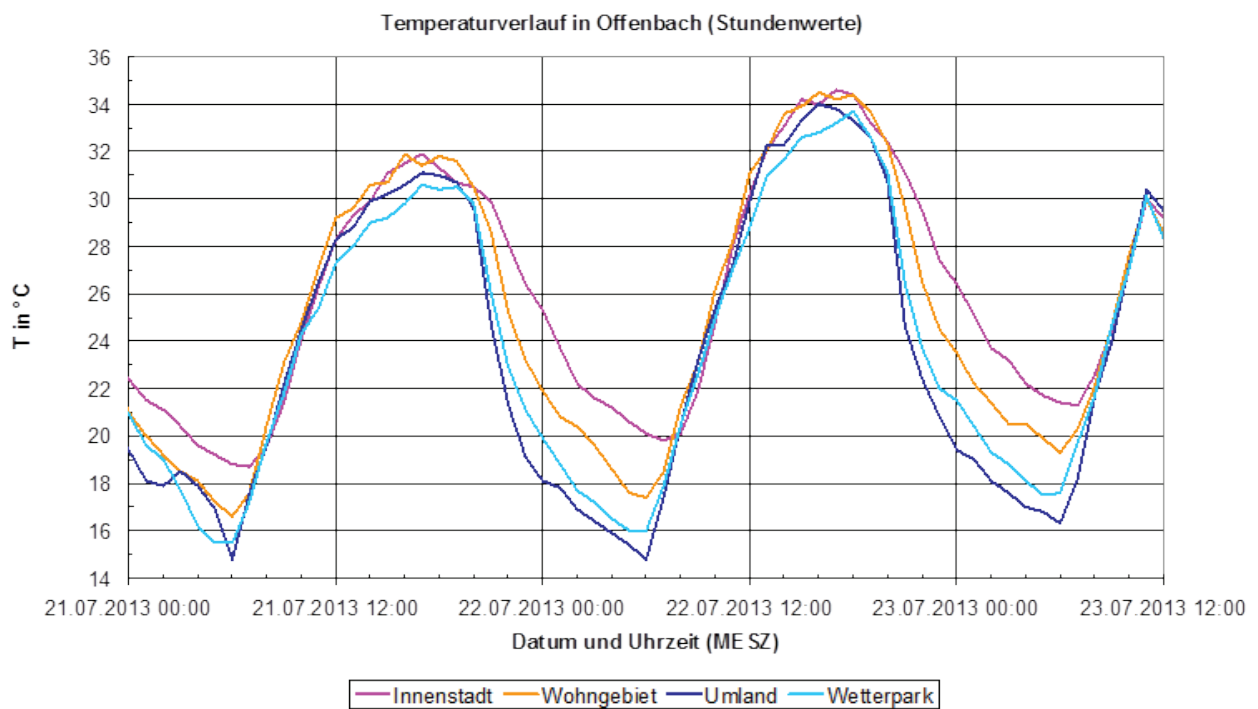


Abbildung A-1: Tagesgang der Lufttemperatur (oben) und der Temperaturdifferenz zum Umland (unten) in Offenbach für eine Schönwetterperiode (21.07.2013 bis 23.07.2013) aus Stundenwerten (Quelle: DWD).

A.3 Einfluss der Geländehöhe

Ist das Gelände nicht flach, sondern strukturiert wie im vorliegenden Fall, so spielt nicht nur die Art der Landnutzung eine Rolle, sondern auch die Geländehöhe und die Geländeform. Auf einer Kuppe ist es z. B. windiger als in einem Tal. Im Tal wird zusätzlich die Strömung entlang des Tales umgelenkt. Auf einer Kuppe ist auch der Austausch mit benachbarten oder höher gelegenen Luftschichten, die weniger von der Unterlage beeinflusst sind, leichter gegeben als in einem Tal. Lokal gebildete Kaltluft kann von einer Kuppe rasch abfließen und durch wärmere Luft ersetzt werden. Dies hat z. B. Einfluss auf die Temperatur oder die Feuchte. Auch der mit der Höhe abnehmende Luftdruck spielt eine Rolle. Im Mittel nimmt die Lufttemperatur um ca. $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ je 100 m mit der Höhe über Grund ab. Da die Luft bei Nacht vom Boden her abkühlt, dreht sich in Bodennähe das Vorzeichen des Temperaturgradienten meist um, d.h. die Temperatur nimmt mit der Höhe zu. Dieser Effekt ist bei schwachem Wind und geringer Bewölkung am stärksten. An einem Hang können sich nachts Hangabwinde bilden. Die höhere Windgeschwindigkeit bewirkt eine bessere Durchmischung der Luft und verhindert so bodennah eine zu starke Abkühlung. Dies ist ein Grund dafür, warum für frostempfindliche Kulturen wie Wein oder Obst, Lagen am Hang bevorzugt werden. Man spricht auch von der „warmen Hangzone“. Wird die abfließende Kaltluft gestaut oder sammelt sie sich z. B. in einer Mulde oder einem Tal, so kann die Luft dort besonders stark abkühlen.

Dem Effekt der städtischen Wärmeinsel wird also der Effekt des Geländes bzw. der Geländehöhe überlagert. Dies ist auch im Untersuchungsgebiet von KLIMPRAX-Stadtklima der Fall, wie Abbildung A-2 zeigt. Tagsüber ist eine deutliche Temperaturabnahme mit der Höhe zu erkennen: Am Kleinen Feldberg (823 m ü. NN) ist es kälter als in Wiesbaden-Auringen (263 m) und dort wiederum kälter als in Wiesbaden-Süd (130 m ü. NN). Natürlich spielt auch die Landnutzung eine gewisse Rolle, die Temperaturunterschiede sind aber deutlich größer als im vergleichsweise flachen Offenbach (siehe Abbildung A-2).

Nachts werden die Verhältnisse noch komplexer. An der nur temporär aufgebauten Klimastation Wiesbaden-Aukammtherme, kühlt die Luft besonders gut ab. Sie befand sich auf einer Wiese in einem kleinen Park im Aukammtal, wo sich nachts Kaltluftabflüsse aus der Umgebung bilden können. In Wiesbaden-Auringen zum Beispiel kühlt dagegen die Luft nachts deutlich langsamer ab als z. B. in Wiesbaden-Süd, so dass es dort trotz ca. $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ niedriger Temperaturen am Tag nachts etwa gleich warm ist wie in Wiesbaden-Süd. Die geringste Tagesamplitude zeigt die Station auf dem Kleinen Feldberg im Taunus. Obwohl es dort tagsüber bis ca. $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ kühler ist als in Wiesbaden-Süd, liegt die nächtliche Minimumtemperatur an beiden Stationen auf ähnlichem Niveau oder ist auf dem Kleinen Feldberg sogar höher. Die Abbildung zeigt aber auch, dass die Stationsunterschiede von Nacht zu Nacht stark variieren können.

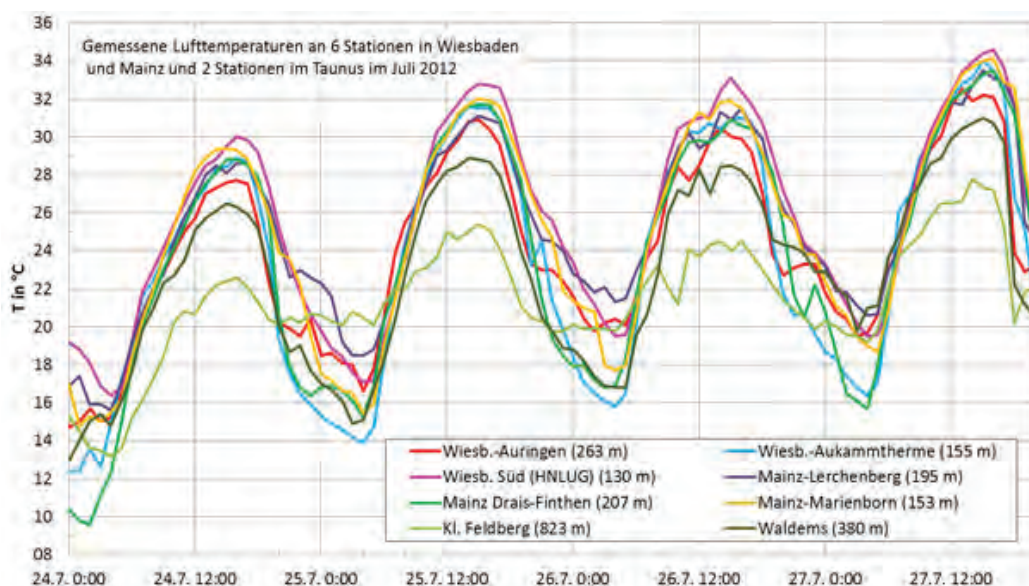


Abbildung A-2: Gemessene Lufttemperaturen an verschiedenen Stationen im Stadtgebiet von Mainz und Wiesbaden sowie an zwei Stationen im Taunus während einer Schönwetterperiode im Juli 2012. In der Legende ist in Klammer jeweils die Stationshöhe über NN angegeben.

A.4 Bioklima und Wärmebelastung

Zu den human-bioklimatischen Belastungsfaktoren zählt insbesondere die Wärmebelastung. Diese tritt auf, wenn der menschliche Organismus es nicht mehr oder nur unter „Anstrengung“ schafft, mit Hilfe physiologischer Mechanismen (z. B. Schwitzen) ausreichend Wärme abzugeben und die Körpertemperatur konstant zu halten. Dabei ist gerade im Hinblick auf die gesundheitlichen Folgen einer Hitzeperiode die Erholung des Organismus bei Nacht, das heißt eine Entlastung durch niedrigere Temperaturen, besonders wichtig. Aufgrund des Wärmeinseleffektes ist diese unter Umständen vor allem in den Innenstädten dann nicht mehr ausreichend.

Für das thermische Empfinden des Menschen bzw. das Auftreten von Wärmebelastung ist dabei nicht allein die Lufttemperatur entscheidend. Die Windgeschwindigkeit, die Strahlung und die Luftfeuchte spielen ebenfalls eine Rolle. So können an heißen Tagen z. B. ein Ventilator im Zimmer oder ein Sonnenschirm auf der Terrasse schon dafür sorgen, dass man sich trotz gleicher Lufttemperatur deutlich besser fühlt. Es wurden deshalb mehrere Indizes entwickelt, die die verschiedenen meteorologischen Parameter kombinieren und mit denen sich das thermische Empfinden des Menschen quantifizieren lässt (VDI 3787, 2008). Der DWD bewertet das Wärmeempfinden im Freien mit der „gefühlten Temperatur“. Diese wird mit Hilfe des „Klima-Michel-Modells“ des DWD berechnet (STAIGER, 2012). Das Klima-Michel-Modell beschreibt den Wärmehaushalt des Menschen und verknüpft dabei unter Berücksichtigung der Wärmeisolation der Kleidung die meteorologischen Elemente Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit sowie die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse mit der inneren Wärmeproduktion des Menschen. In dem Modell wird davon ausgegangen, dass der Modellmensch (Klima-Michel) sich im Freien aufhält, körperlich leicht aktiv ist (entsprechend einer Gehgeschwindigkeit von 4 km/h) und sich durch „vernünftiges“ Verhalten und durch die Wahl der Bekleidung seinen thermischen Umgebungsbedingungen anpasst. Jeder gefühlten Temperatur kann ein Wärmeempfinden bzw. eine thermophysiologische Beanspruchung zugeordnet werden (VDI 3787, 2008, siehe Tabelle 5-1).

A.5 Kaltluft und Kaltluftabflüsse

Ein eigenständiges (autochthones) Lokalklima, bei dem sich örtliche Besonderheiten ausprägen, entwickelt sich nur im Zusammenhang mit windschwachen und wolkenarmen Wetterlagen. Bei solchen Strahlungswetterlagen spielen die Bildung von bodennaher Kaltluft und die Entwicklung lokaler Windsysteme für die Durchlüftung aber z. B. auch für die Frostgefährdung eine entscheidende Rolle. Eine genauere Betrachtung dieser Vorgänge soll zum Verständnis lokaler Klimabesonderheiten beitragen.

A.5.1 Häufigkeit von windschwachen Strahlungsnächten

Lokale Kaltluftflüsse können sich am besten während Nächten mit schwachem Wind und hoher Ausstrahlung ausbilden. Die jährliche und monatliche Häufigkeit solcher windschwachen Strahlungsnächte im nahegelegenen Frankfurt/Main ist in Tabelle A-1 aufgelistet. Dazu wurden aus den stündlichen Beobachtungen dieser Station die beiden Parameter Windgeschwindigkeit und Bedeckung des Himmels mit Wolken ausgewertet. Der Grenzwert für den Bedeckungsgrad einer Strahlungsnacht wurde dabei auf 4 Achtel festgesetzt, der Grenzwert für die Windgeschwindigkeit auf 5 Knoten (2,6 m/s). Betrachtet wurde der Zeitraum des Tages, für den Sonnenhöhe $< 5^\circ$ gilt.

Im Durchschnitt der ausgewerteten Jahre 1981-2010 traten an der Flugwetterwarte Frankfurt 79,4 windschwache Strahlungsnächte pro Jahr auf. Das heißt, im Mittel war mehr als jede fünfte Nacht (21,8 %) eine durch geringe Bewölkung und schwachen Wind definierte Strahlungsnacht. Dabei ist die mittlere Anzahl der Strahlungsnächte aber nicht gleichförmig auf das Jahr verteilt; in den Monaten April bis September ist mehr als jede vierte Nacht eine windschwache Strahlungsnacht, von Mai bis September sogar etwa jede dritte Nacht. Gerade in den Sommermonaten ist also relativ häufig mit der Ausbildung lokaler, nächtlicher Windsysteme zu rechnen. Diese tragen vor allem in Perioden mit hoher Wärmebelastung durch hohe Temperaturen, geringen Wind und einer hohen solaren Einstrahlung, zu einer verstärkten nächtlichen Abkühlung und damit zu einer Entlastung bei. In den Wintermonaten sind die windschwachen Strahlungsnächte und die sich dann ausbildenden lokalen Windsysteme seltener, treten dann aber bevorzugt bei sehr austauscharmen Hochdruckwetterlagen auf. In diesen Situationen können Kaltluftabflüsse eine signifikante Verbesserung der Durchlüftung und damit der Luftqualität bewirken.

Tabelle A-1: Mittlere monatliche und jährliche Anzahl windschwacher Strahlungsnächte in Frankfurt (Main), Flughafen. (Auswertezeitraum: 1981-2010).

Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
3,1	4,8	5,8	6,9	9,2	7,9	10,1	11,1	9,4	5,8	2,8	2,5	79,4

A.5.2 Kaltluftentstehung

In klaren, windschwachen Nächten kühlen sich die Erdoberfläche und die bodennahe Luftschicht besonders gut ab. Hauptursache für die Abkühlung ist die effektive Ausstrahlung, d.h. die Differenz zwischen der Wärmeausstrahlung der Oberfläche und der (bei klarem Himmel verminderten) langwelligen Gegenstrahlung der Atmosphäre. Letztere ist zu gering, um die Ausstrahlung zu kompensieren, so dass ein Wärmeverlust entsteht. Der Wärmeaustausch zwischen der sich abkühlenden aktiven Oberfläche und der Atmosphäre führt dann dazu, dass die abgestrahlte Wärme, wenigstens zum Teil, der bodennahen Luftschicht entzogen wird, d.h. es kommt zur Produktion von Kaltluft.

Die Menge der entstehenden Kaltluft hängt von der Jahreszeit (Andauer der Nacht), der Art der Landnutzung (Bewuchs und Bebauung) und den meteorologischen Bedingungen ab. Bei vegetationsbedecktem Boden erfolgt die Ausstrahlung hauptsächlich von den Blättern des Bewuchses, wobei der Wärmetausch mit der Atmosphäre bei einer insgesamt großen Blattfläche in Verbindung mit ihrer geringen Wärmekapazität besonders effektiv ist. Weide- und Ackerland erweisen sich deshalb als gute Kaltluftproduzenten.

Bei Waldgebieten sind die Verhältnisse etwas komplizierter, weil die Ausstrahlung – und damit die primäre Abkühlung – nicht aus der unmittelbaren Bodennähe, sondern hauptsächlich aus dem oberen Kronenbereich der Bäume erfolgt. Die dort produzierte Kaltluft sinkt ab und vermischt sich mit der wärmeren Luft des Stammraumes. An steilen Hängen kann die Luft auch oberhalb der Kronen Richtung hangabwärts fließen. Die am Boden messbare Abkühlung der Atmosphäre ist deshalb im Wald bei geschlossenem Bestand meist geringer als über vegetationsbedeckten Freiflächen. In Lichtungen, die besonders windgeschützt sind und bei denen die Ausstrahlung aus niedriger Vegetation erfolgt, kann es aber auch empfindlich kalt werden.

A.5.3 Kaltluftflüsse und Lokalwindzirkulation

Auf unbebauten Hängen entwickelt sich bei nächtlicher Abkühlung aufgrund des höheren spezifischen Gewichtes der kälteren Luft nach Überwindung der Bodenrauigkeit ein mehr oder weniger starker, hangabwärts gerichteter Kaltluftfluss, dessen Fließgeschwindigkeit von der Hangneigung, der Bodenrauigkeit und der Größe des Kaltlufteinzugsgebietes (Gebiet, in dem die Kaltluft produziert wird) abhängt. Die Hangneigung muss erfahrungsgemäß wenigstens 1 bis 2 Grad (entsprechend etwa 1 bis 3 m Gefälle auf 100 m Strecke) betragen. Die Fließgeschwindigkeit erreicht in Gegenden mit geringer Reliefenergie meist Werte von 0,5 bis 1 m/s. Die vertikale Mächtigkeit dieser Kaltluftflüsse ist im Allgemeinen auf wenige Dekameter beschränkt. Untersuchungen haben gezeigt, dass der Kaltluftfluss bereits kurz vor Sonnenuntergang beginnt. Bei guten Abflussmöglichkeiten kann ein Kaltluftfluss die ganze Nacht andauern und erst nach dem Sonnenaufgang versiegen. Ebene Flächen produzieren gleichermaßen Kaltluft, diese kann dann aber nicht abfließen, so dass die Höhe der Kaltluftschicht rasch ansteigt. Über Kuppen bildet sich auch Kaltluft und zwar durch die geringe Einschränkung des Horizonts (hoher „Sky-View-Faktor“) und die damit verbundene hohe Nettoausstrahlung, tendenziell sogar mehr als im Tal. Die Kaltluft fließt dann aber die Hänge hinab, so dass sich über den Kuppen häufig keine ausgeprägte Kaltluftschicht bilden kann.

Kaltluftstaus bilden sich im Luv von Hindernissen (Wald- und Siedlungsrand, Straßendamm u. a.). Die kalte Luft staut sich bis zur Hindernishöhe oder etwas darunter auf, bis bei weiterem Nachfließen von Kaltluft das Hindernis schließlich überströmt wird (KING, 1973). Kleinere Hindernisse werden von der abfließenden Kaltluft ohne nennenswerte Staubildung um- oder überströmt. Kaltluftseen entstehen durch

Ansammlung kalter Luft in Mulden und Senken. Bedingt durch die fortdauernde Ausstrahlung und den geringen Austausch mit den höheren Luftschichten kühlen sich die (im Kaltluftstau oder Kaltluftsee) stagnierenden Luftmassen weiter ab, es ist dort (insbesondere im Frühjahr und Herbst) mit erhöhter Frost- und Nebelhäufigkeit zu rechnen.

Horizontale Temperaturunterschiede und Geländere relief sind die treibenden Kräfte für lokale, thermisch bedingte Windsysteme, auch Lokalwindzirkulationen genannt. Bei Nacht ergeben sich diese durch eine unterschiedliche Abkühlung von Luftschichten mit gleicher absoluter Höhe. Da kältere Luft (bei gleichem Umgebungsdruck) schwerer ist als warme, beginnt sie abzusinken. Die Folge ist ein Druckanstieg am Boden unter dem Absinkbereich und eine Druckabnahme in der Höhe, was wiederum zu Ausgleichsströmungen mit zirkulierendem Charakter führt. Solche thermischen Windsysteme sind beispielsweise Hangwinde oder Berg- und Talwinde.

Unter Hangwinden versteht man das nächtliche Abfließen der über Bodenerhebungen abgekühlten Luft (Hangabwinde) bzw. das Aufsteigen der an einem Hang erwärmten Luft bei Tage (Hangaufwinde). Hangabwinde erreichen typischerweise Geschwindigkeiten von etwa 0,5 bis 5 m/s (NOPPEL, 1999). Dabei bewegt sich die Luft in Richtung der Hangneigung. Begrenzen die Hänge ein Tal, so sammelt sich dort die Kaltluft und fließt dann als Talabwind (Bergwind) Richtung Talausgang ab.

Die Fließgeschwindigkeit der Kaltluft nimmt typischerweise in Bodennähe mit dem Abstand vom Untergrund schnell zu, erreicht im unteren Bereich der Kaltluftschicht ein Maximum und nimmt darüber langsam wieder ab (VDI 3789, 2003; NOPPEL, 1999).

A.6 Globale und regionale Klimaprojektionen

Aussagen zum Klima, das in weiter Zukunft zu erwarten ist, sind nur aufgrund von Klimaprojektionen möglich. Dabei werden die Wirkungen auf das zukünftige Klima über Zeiträume von mehr als 100 Jahren anhand angenommener Vorgaben („Szenarien“) berechnet. Als Vorgaben werden dabei z. B. Schätzungen der zu erwartenden Änderung der Strahlung durch den weltweiten zeitlichen Verlauf der Konzentrationen klimarelevanter atmosphärischer Spurengase (z. B. Kohlendioxid (CO₂) oder Methan (CH₄)), die Konzentration von Aerosol mit seinem Einfluss auf den Strahlungshaushalt aber auch externe Antriebe wie z. B. langperiodische Schwankungen der Solarkonstante (Milankovich-Zyklen) genutzt.

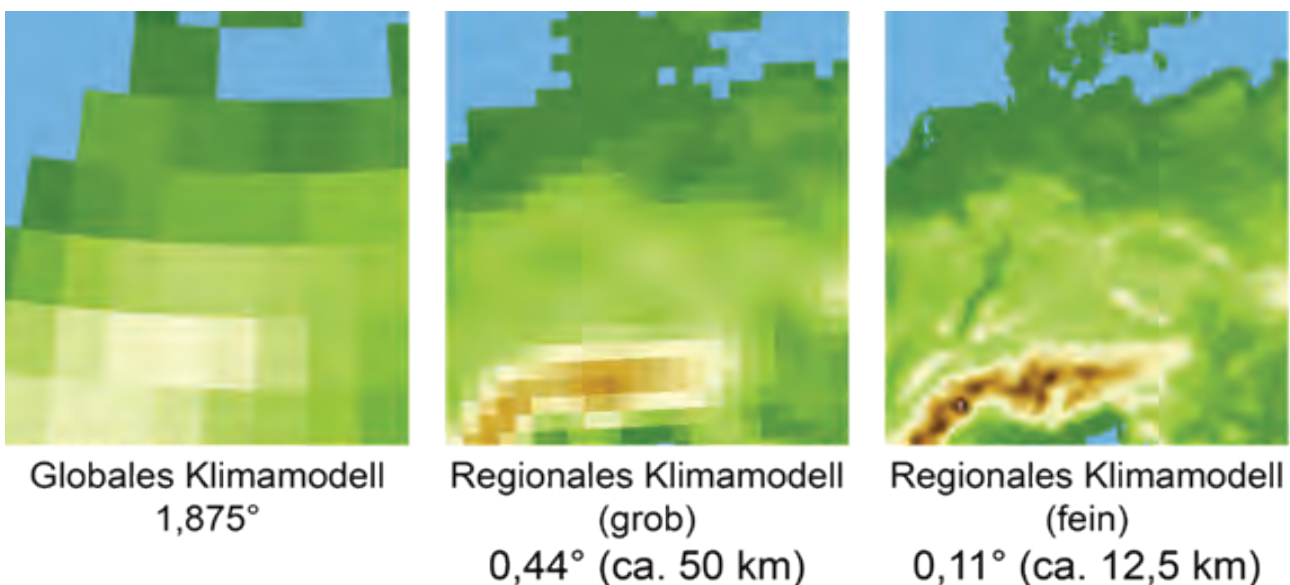


Abbildung A-3: Darstellung von Mitteleuropa und seiner Geländehöhe für typische Gitterweiten globaler und regionaler Klimamodelle. Quelle: http://www.dwd.de/DE/klimaumwelt/klimaforschung/klimaprojektionen/klimaprojektionen_node.html

Jedes Klimamodell besteht aus einem dreidimensionalen Gitter. Bei einem globalen Klimamodell umspannt dieses den gesamten Globus. Für jeden der zahlreichen Gitterpunkte muss eine Vielzahl von Parametern berechnet werden. Klimamodelle gehören zu den komplexesten und rechenaufwändigsten Modellen, die es heute gibt. Der Rechenaufwand dafür ist so groß, dass die Rechenleistung der größten Computer die Anzahl und damit den Abstand der Gitterpunkte der einzelnen Klimamodelle bestimmt.

Die Auflösung globaler Klimamodelle ist aufgrund von limitierten Computerressourcen sehr grob. Sie reicht nicht aus, um die Unterschiede in den Ausprägungen des Klimawandels einer Region der Erde (z. B. Deutschland) detailliert zu beschreiben. Hierfür werden regionale Klimamodelle eingesetzt, die nur eine bestimmte Region (z. B. Europa) umfassen und deren Gitterpunkte deshalb ein erheblich engmaschigeres Netz bilden können als diejenigen der globalen Klimamodelle. Die Auswirkungen eines wesentlich dichteren Gitternetzes werden in Abbildung A-3 deutlich.

Ebenso wie im globalen Maßstab gibt es auch für die regionale Skala eine Reihe von Klimamodellen. Sie gehen alle von den Ergebnissen der globalen Klimamodelle aus, man spricht auch von einem „Antrieb“ der regionalen Modelle durch die globalen (siehe auch Anhang B.2). Verwendet werden zwei unterschiedliche Ansätze, um die Auswirkungen eines veränderten Weltklimas auf die klimatischen Verhältnisse beispielsweise in Deutschland möglichst genau zu beschreiben. Zur ersten Gruppe gehören die numerisch-dynamischen Klimamodelle (RCM, regional climate models), die für einen kleinen Ausschnitt der Erde (z. B. Europa) räumlich und zeitlich höher aufgelöste Simulationen rechnen. Die zweite Gruppe umfasst die empirisch-statistischen Downscaling-Methoden (ESD). Hier wird eine Vielzahl an verschiedenen statistischen Ansätzen genutzt, um den Übergang von der großräumigen Information der Ergebnisse der globalen Klimamodelle hin zu der lokalen Information zu ermöglichen. Entwickelt werden regionale Klimamodelle durch nationale Wetterdienste, Forschungseinrichtungen und Universitäten.

Zu Beginn der Klimamodellsimulation befindet sich das Klimasystem im Gleichgewicht. Im Lauf der Simulation wird das Gleichgewicht durch die Änderungen der Treibhausgas- und Aerosolkonzentration und des Strahlungsantriebs gestört. Diese Änderungen können natürlich aber auch vom Menschen verursacht sein.

Unter den Einflussgrößen, die unser Klima bestimmen, ist die Konzentration der Treibhausgase von besonderer Bedeutung: sie steigt, hauptsächlich als Folge menschlicher Aktivitäten, immer weiter an. Wie sich unser Klima in der Zukunft tatsächlich ändern wird, hängt somit in hohem Maße davon ab, wie sich die menschlichen Aktivitäten in der Zukunft auswirken werden. Den Einfluss des Menschen auf das Klima der Erde für die nächsten Jahre und Jahrzehnte genau zu beschreiben ist nicht möglich. Möglich sind nur Annahmen über den wahrscheinlichen Verlauf. Diese Annahmen werden in der Wissenschaft Szenarien genannt. Vom Weltklimarat – dem „Intergovernmental Panel on Climate Change“ (IPCC) – wurde in den letzten Jahren bzw. Jahrzehnten eine Vielzahl denkbarer Szenarien entwickelt, die den Einfluss der Menschen auf das Klima beschreiben. Wegweisend waren bis vor einiger Zeit die sechs sogenannten SRES-Szenarien (Special Report on Emission Scenarios, IPCC 2000). Seitdem haben sich die Anforderungen verändert, es wurden neue Erkenntnisse gewonnen und die Simulationmöglichkeiten verbessert. Deshalb wurden neue Szenarien für die Entwicklung der Konzentration von klimarelevanten Treibhausgasen in der Atmosphäre entwickelt, die sogenannten RCP (Representative Concentration Pathways; IPCC, 2013). Hierbei handelt es sich um Szenarien, die den Verlauf von Treibhausgaskonzentrationen und den Einfluss von Aerosol (kleine Partikel in der Atmosphäre, wie z. B. Rußflocken) gemeinsam als Strahlungsantrieb beschreiben. Der Begriff Strahlungsantrieb ist vereinfacht als „zusätzliche/erhöhte“ Energiezufuhr für die Erde zu erklären. Abbildung A-4 zeigt den historischen und projizierten anthropogenen Strahlungsantrieb (Wm^{-2}) relativ zu präindustriellen Bedingungen (etwa 1750) von 1950 bis 2100. Dargestellt ist ein Vergleich zwischen früheren IPCC Bewertungen (SAR IS92a, SRES A1B, A2 und B1) und den Repräsentativen Konzentrationspfaden (RCP). Der gesamte Strahlungsantrieb der drei Szenarienfamilien IS92 (ein noch älteres Szenario), SRES und RCP unterscheidet sich beispielsweise für das im Jahr 2000. Dies liegt im Wissen über die angenommenen Emissionen begründet, welches sich zwischen dem dritten und vierten Bewertungsbericht des IPCC geändert hat.

Zu Beginn des KLIMPRAX-Stadtklima-Projektes lagen die benötigten Regionalen Klimaprojektionen für die neueren RCP-Szenarien noch nicht vor. Deshalb wurde auf Projektionen zurückgegriffen, die auf das moderate SRES-Szenario A1B basieren.

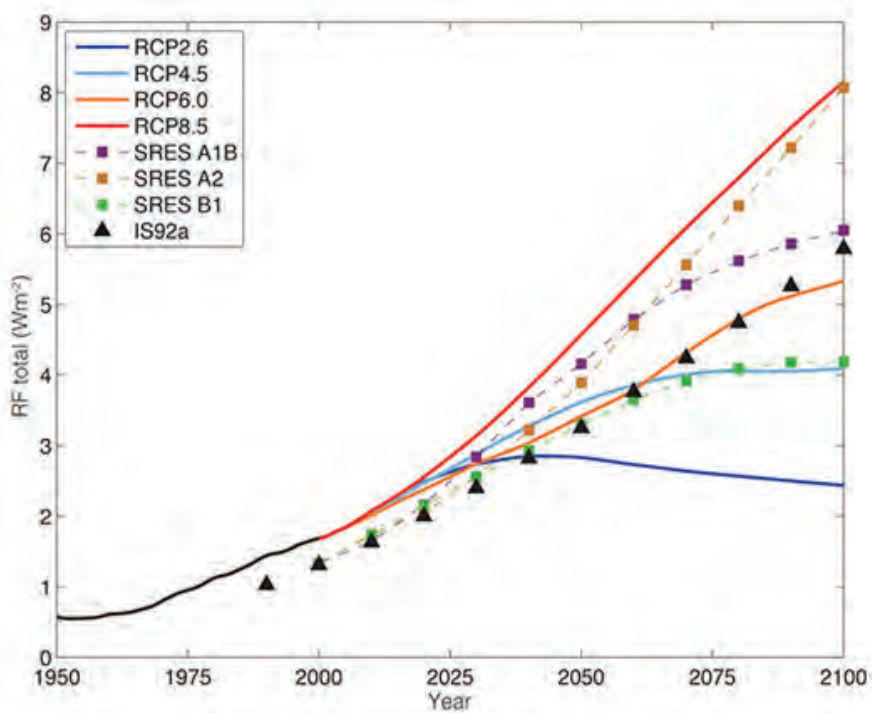


Abbildung A-4: Historischer und projizierter anthropogener Strahlungsantrieb (Wm^{-2}) relativ zu präindustriellen Bedingungen (etwa 1750) von 1950 bis 2100. Quelle: http://www.dwd.de/DE/klimaumwelt/klimawandel/klimaszenarien/klimaszenarien_homenode.html

Anhang B: Beschreibung der Methoden

B.1 Das Stadtklimamodell MUKLIMO_3

Das Stadtklimamodell MUKLIMO_3 (3-dimensionales mikroskaliges urbanes Klimamodell) des Deutschen Wetterdienstes wurde speziell zur Untersuchung stadtklimatologischer und geländeklimatologischer Fragestellungen entwickelt (SIEVERS und ZDUNKOWSKI, 1986; SIEVERS, 1990; SIEVERS, 1995). Für die vorliegende Untersuchung wurde die MUKLIMO_3-Version mit umfassender Thermodynamik eingesetzt (SIEVERS, 2016). MUKLIMO_3 berechnet basierend auf den Prinzipien der Massenerhaltung, Energieerhaltung und Impulserhaltung auf einem dreidimensionalen Rechengitter den Tagesgang des Windes, der Temperatur und der Feuchtigkeit in der Atmosphäre und im Erdboden sowie den Tagesgang der solaren und thermischen Strahlung und vieler weiterer relevanter Parameter. Es gibt auch eine reine Strömungsversion von MUKLIMO_3 (SIEVERS, 2012), die häufig als numerischer Windkanal genutzt wird, im vorliegenden Bericht ist aber immer die Thermodynamik-Version gemeint.

Die räumliche Auflösung des Modells liegt in der Regel zwischen wenigen Metern und wenigen hundert Metern. Die Rechengitterweiten können im Modellgebiet horizontal und vertikal variiert werden, wobei typischerweise in Bodennähe und in dem im Mittelpunkt der Untersuchung stehenden Teil des Modellgebiets die höchste Auflösung gewählt wird. Die für Modellsimulationen benötigten Anfangs- und Randwerte für das Modellgebiet (d.h. auch die für die Region typischen, von der Stadt unbeeinflussten Werte) werden durch eine automatisch zusätzlich ablaufende eindimensionale MUKLIMO_3 Simulation mit einer für das Umland repräsentativen Landnutzung bestimmt. Der mit diesem 1-dimensionalen Modell berechnete Tagesgang repräsentiert gleichzeitig die für die Region typischen und von der Stadt unbeeinflussten Verhältnisse. Die Simulationen mit MUKLIMO_3 werden meist für Zeiträume zwischen mehreren Stunden und einigen Tagen durchgeführt. Da die Modellphysik von MUKLIMO_3 keine Wolken- und Niederschlagsbildung enthält, kann das Modell zwar einen vorgegebenen, konstanten Wolkendeckungsgrad berücksichtigen, aber nur für niederschlagsfreie Situationen eingesetzt werden.

Neben den meteorologischen Eingangsgrößen benötigt das Modell für jede Gitterzelle die Geländehöhe und Informationen zur Art der Landnutzung. Die Konfigurationsmöglichkeiten der Landnutzung sind vor allem hinsichtlich der vielfältigen städtischen Bebauungsstrukturen in einer Großstadt eine wesentliche Stärke des Stadtklimamodells MUKLIMO_3.

Da bei horizontalen Gitterweiten von einigen Dekametern und mehr Einzelgebäude nicht mehr explizit simuliert werden können, wird eine Parametrisierung der Gebäudeeffekte genutzt. Die Parametrisierung unaufgelöster Bebauung beruht dabei im Einklang mit GROSS (1989) auf der Ähnlichkeit der Luftströmung zwischen Gebäuden mit der Strömung eines Gases oder einer Flüssigkeit in einem porösen Medium. Außer der Strömungsverdrängung durch das Bauvolumen werden im Modell durch geeignete Ansätze auch die bremsende Wirkung der Gebäudeoberflächen sowie die Turbulenzerzeugung durch Strömungsabriss an den Gebäudekanten berücksichtigt. Auch die mit Höhe und Dichte der Bebauung zunehmende Verlagerung des Strahlungsumsatzes vom Boden zu den Wänden und Dächern der Gebäude bzw. zu den Baumkronen wird beachtet. Straßen können über eine Erhöhung des Versiegelungsgrades der betroffenen Modellgitterzellen berücksichtigt werden. Das Modell MUKLIMO_3 ermöglicht somit die detaillierte Simulation von Wechselwirkungen zwischen städtischer Bebauung, Boden, Vegetation und Atmosphäre.

Zur Beschreibung der Struktur der städtischen Bebauung werden folgende statistische Parameter verwendet:

- mittlerer Gebäudegrundflächenanteil, mittlere Gebäudehöhe,
- mittlerer Wandflächenindex und
- mittlerer Versiegelungsanteil der nicht bebauten Fläche zwischen den Gebäuden (siehe Tabelle 4-1).

Die Definition der MUKLIMO_3-Standard-Landnutzungsclassen für Bebauung orientiert sich an der technischen Beschreibung von neun verschiedenen Bebauungsstrukturen des Bundesministeriums für Raumordnung, Bauwesen und Städtebau (BMBau, 1980). Für das Untersuchungsgebiet Wiesbaden/Mainz wurden je-

doch nicht die Standardklassen verwendet, sondern, wo möglich, eigene Klassen definiert (siehe Abschnitt 4.1) und individuelle Parameterwerte zugeordnet.

Die Beschreibung des Wärme- und Feuchtehaushalts des Bodens erfolgt nach der Methode von SIEVERS et al. (1983). Das Vegetationsmodell basiert auf der Arbeit von SIEBERT et al. (1992), wurde jedoch auf drei vertikale Schichten erweitert. Die oberste der drei Schichten beschreibt den Kronenraum der Bäume mit Hilfe der mittleren Baumhöhe, der Blattflächendichte⁶ im Kronenbereich und des Grundflächenanteils des Baumbewuchses. Für die den Stammraum beschreibende mittlere Vegetationsschicht wird die Blattflächendichte deutlich herabgesetzt. Die unterste, d.h. bodennahe Vegetationsschicht ist charakterisiert durch deren Höhe, den Bodenbedeckungsgrad durch die Vegetation und den entsprechenden Blattflächenindex⁷ in dieser Schicht. Bäume und Pflanzenblätter haben im Vegetationsmodell drei wichtige Funktionen: Sie wirken als Hindernisse für die Luftströmung und sind Quellen und Senken für die Strahlung und den Wasserdampf. Für die in MUKLIMO_3 verwendeten Standard-Landnutzungsklassen sind die Werte der Vegetationsparameter in FRÜH et al. (2011a) dokumentiert. Für KLIMPRAX-Stadtklima wurden jedoch auch für die nicht bebauten Gebiete individuelle Landnutzungsklassen festgelegt, wie zum Beispiel „Streuobstwiese, Sonderkulturen“ (siehe Kapitel 4.2).

Die langwellige (thermische) und kurzwellige (solare) Strahlung werden oberhalb der Bebauung separat berechnet. Die Berechnung der direkten und der diffusen kurzwelligen Strahlung erfolgt nach einem empirischen Ansatz (VDI, 1994). Für die langwellige Strahlungsbilanz werden Parametrisierungen von MÖLLER (1954) und ZDUNKOWSKI et al. (1975) mit einem zusätzlichen Ansatz zur Berücksichtigung des Wolkenbedeckungsgrads verwendet. Für alle Gitterzellen mit Bebauung wird in Abhängigkeit von der Gebäudedichte, die kurzwellige Strahlung von Wänden und Dächern reflektiert und absorbiert (SIEVERS und FRÜH, 2012). Zusätzlich wird die Emission und Absorption der langwelligen Strahlung durch die Gebäude berechnet.

Das Modellgebiet für MUKLIMO_3 sollte horizontal möglichst die doppelte Ausdehnung der Stadt haben, um die Simulation von städtischen Wärmeinselzirkulationen (sog. Flurwinde) adäquat zu ermöglichen. Die horizontale Rechengitterauflösung kann konstant oder variabel gewählt werden. Vertikal sollte die Auflösung in Bodennähe möglichst hoch gewählt werden, kann aber zur Reduktion der Anzahl der Rechengitterzellen mit zunehmender Höhe schrittweise reduziert werden. Aus numerischen Gründen kann das Modellgebiet noch von einem aus mehreren Gitterzellen bestehenden Streifen umsäumt werden. Die in diesem Übergangsbereich berechneten Werte werden generell nicht dargestellt oder ausgewertet. Neben den Daten der Bebauungsstrukturen bzw. Landnutzungsklassen müssen zusätzlich die Daten der Geländehöhe für das gesamte Modellgitter zur Verfügung stehen. Die Details des für diese Studie gewählten Modellgitters und der verwendeten Daten sind in Kap. 4.1 beschrieben

B.2 Vom globalen zum städtischen Klima

Ziel des KLIMPRAX-Projektes ist es, den Städten Grundlagen an die Hand zu geben, aufgrund derer sie Strategien zur Anpassung an den Klimawandel erarbeiten können. Neben der Frage, nach den aktuellen Klimaverhältnissen in der Stadt stellt sich deshalb die Frage, mit welchen klimatischen Änderungen in Zukunft zu rechnen ist.

Die zu erwartenden *globalen* Klimaänderungen werden in regelmäßigen Sachstandsberichten durch den Weltklimarat (IPCC) zusammengefasst (z. B. der Fifth Assessment Report, 2014, der Fourth Assessment Report, 2007, IPCC, 2007). Die Klimaänderungssignale für Zeiträume bis Ende dieses Jahrhunderts werden hierbei durch ein großes Ensemble von Projektionsrechnungen mit verschiedenen gekoppelten globalen Klimamodellen und verschiedenen Emissionsszenarien für klimarelevante Spurenstoffe abgeschätzt. Da diese Simulationsrechnungen eine horizontale Auflösung (Rechengitterweite) in der Größenordnung von 200 km und mehr aufweisen, müssen für städtische Fragestellungen die Ergebnisse auf eine deutlich feinere Auflösung herunterskaliert werden. Dies erfolgt aufgrund des großen Skalenunterschieds in zwei Arbeitsschritten, wobei die Ergebnisse der Simulationen auf der gröberen Skala jeweils als Eingabedaten für die Simulationen der feineren

⁶ **Blattflächendichte:** Blattfläche pro Gittervolumen in m^2m^{-3}

⁷ **Blattflächenindex:** dimensionslose Maßzahl zur Charakterisierung vegetationsbedeckter Flächen. Der Blattflächenindex ist die einseitig gerechnete, über die Höhe des betrachteten Bewuchses aufsummierte Blattfläche pro Einheitsgrundfläche.

Skala dienen (Abbildung B-1). Im ersten Skalierungsschritt werden die globalen Klimaprojektionsrechnungen mittels dynamischer oder statistischer regionaler Klimamodelle (Anhang A.6) auf eine regionale Skala mit einer typischen Auflösung von 10 bis 20 km herunter gerechnet. Auf diese Weise erhaltene regionale Klimaprojektionen stehen für Deutschland in verschiedenen Datenbanken allen Interessierten zur Nutzung bereit. Sie erlauben die in Deutschland regional unterschiedlich ausfallende Klimaänderung abzuschätzen. Die für KLIMRAX-Stadtklima genutzten regionalen Klimaprojektionen sind in Anhang B.4 beschrieben.

Für den zweiten Skalierungsschritt von der regionalen auf die (lokale) städtische Skala wird in dieser Untersuchung das Stadtklimamodell MUKLIMO_3 des Deutschen Wetterdiensts verwendet. Für die Kopplung zwischen regionaler und städtischer Skala wurde eine als „Quadermethode“ bezeichnete statistisch-dynamische Methode entwickelt und eingesetzt (FRÜH et al., 2011a). Die wichtigsten Aspekte der Quadermethode werden in Anhang B.3 beschrieben.

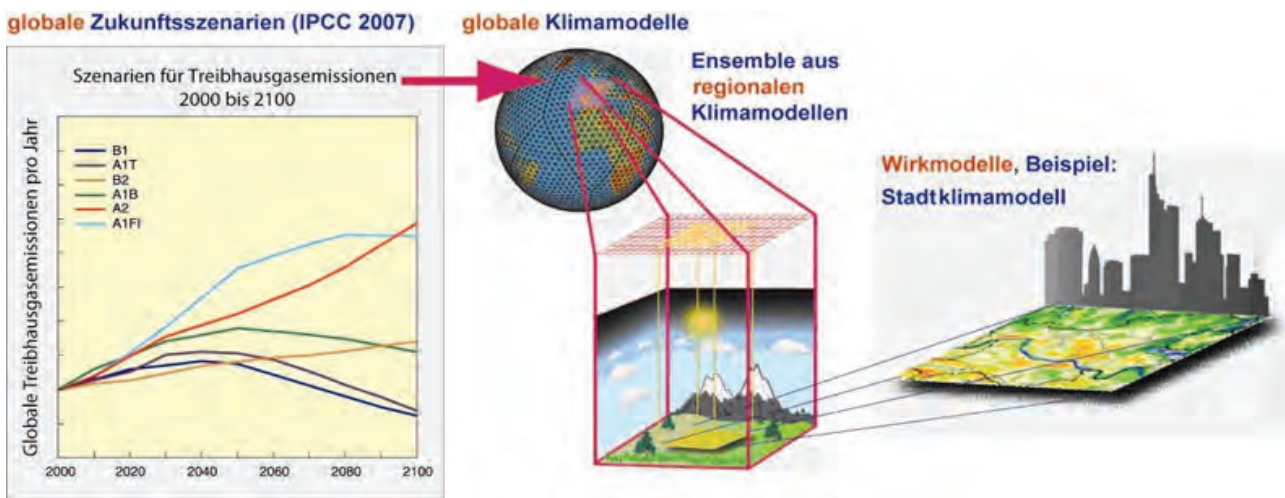


Abbildung B-1: Schematische Darstellung der räumlichen Verfeinerung (Downscaling) der Klimasimulationsrechnungen von der globalen Skala zur städtischen Skala. Die auf IPCC Emissionsszenarien basierenden globalen Klimasimulationen dienen als Antrieb für ein Ensemble höher auflösender regionaler Klimamodelle. Die Ergebnisse der regionalen Klimamodelle dienen wiederum als Eingabedaten des Stadtklimamodells MUKLIMO_3 zur Berechnung der Änderung des urbanen Klimas.

B.3 Quadermethode

Alle im Rahmen von KLIMPRAX-Stadtklima verwendeten regionalen Klimaprojektionen basieren auf rein numerisch-dynamischem Downscaling. Das heißt eine z. B. hundertjährige Zeitreihe aus dem globalen Modell wird „direkt“ in das regionale Klimamodell (RCM) gesteckt und dieses ebenfalls 100 Jahre gerechnet. Das weitere Downscaling von der regionalen auf die städtische Skala ist so nicht möglich, denn aufgrund der hohen räumlichen Auflösung von MUKLIMO_3 werden hier sehr kleine Zeitschritte notwendig. Die Komplexität des Modells erfordert außerdem für jeden Zeitschritt sehr viele Rechenoperationen. Um mit MUKLIMO_3 das KLIMPRAX-Stadtklima-Gebiet in der notwendigen Genauigkeit zu simulieren werden für einen einzigen Tag mehrere Tage Rechenzeit benötigt. Es ist also völlig unmöglich auch „nur“ 30 Jahre komplett durchzurechnen. Um dennoch Aussagen zum Klima aus den MUKLIMO_3-Simulationen ableiten zu können, wurde deshalb beim DWD die sogenannte Quadermethode entwickelt (FRÜH et al., 2011).

Das Verfahren erlaubt für Fragestellungen, die nur bei bestimmten Wetterlagen auftreten (z. B. bei Wärmebelastung), den Umfang der hoch auflösenden Klimasimulationen sehr stark zu verringern. Dazu werden mehrere Annahmen gemacht. Die erste Annahme ist, dass der Tagesgang der meteorologischen Größen in einer Stadt sehr stark von den mittleren meteorologischen Verhältnissen in der Umgebung abhängt. Die zweite Annahme ist, dass diese Verhältnisse sich im Wesentlichen durch die drei Parameter Lufttemperatur, relative Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit beschreiben lassen. Aus den regionalen Klimamodellen liegen vor al-

lem für die Feuchte und den Wind in der Regel nur Tagesmittelwerte vor, deshalb greift man auf diese zurück. Da man sich nur für Tage interessiert, bei denen zumindest lokal eine Tagesmaximumtemperatur von 25 °C oder mehr auftritt (Sommertag), geht man davon aus, dass nicht alle möglichen Parameterkombinationen relevant sind, sondern dass man für jeden der drei Größen einen Wertebereich definieren kann, auf den man sich bei seinen Betrachtungen beschränken kann. Zum Beispiel werden Tagesmittel der Relativen Feuchte von weniger als 40 % in Deutschland so gut wie nie beobachtet und für typische sommerliche Lagen nur sehr selten über 82 %. Für ein Tagesmittel von z. B. 0 °C wird man in unseren Breiten auch nie eine Tagesmaximum von 25 °C oder mehr erwarten können usw. Man gibt also für die Lufttemperatur T , die relative Luftfeuchte rh und die Windgeschwindigkeit v eine Unter- ($T_{c,min}$, $rh_{c,min}$, $v_{c,min}$) und Obergrenze- ($T_{c,max}$, $rh_{c,max}$, $v_{c,max}$) für den Bereich vor, der von Interesse ist. Wohl gemerkt, diese Werte beziehen sich auf die Tagemittel in der Region bzw. im Umland der Stadt. Diese Minimum- und Maximumwerte beschreiben dann einen dreidimensionalen Ereignisraum, der als Quader visualisiert werden kann (Abbildung B-2).

Für jede der Parameterkombinationen an den Ecken des Quaders ergibt sich eine bestimmte kleinräumige Verteilung der Temperatur, des Windes und der Feuchte, die sich im Lauf eines Tages ändert. Diese Verteilung lässt sich mit MUKLIMO_3 simulieren. Nun kommt die Annahme dazu, dass man, wenn die Parameterkombination irgendwo innerhalb des Quaders liegt, keine neue MUKLIMO_3-Simulation durchführen muss, sondern zumindest die Felder der bodennahen Tagesmaximum- und Minimumtemperatur in ausreichend guter Näherung erhält, wenn man trilinear zwischen den Eckpunkten des Quaders interpoliert. FRÜH et al. 2011 haben gezeigt, dass dies tatsächlich möglich ist. Je kleiner der Quader umso wahrscheinlicher ist die Annahme der Linearität erfüllt. Gleichzeitig muss er so groß sein, dass möglichst wenige der relevanten Fälle außerhalb des Quaders liegen. Diese Interpolation wird für jede MUKLIMO_3-Gitterzelle einzeln durchgeführt, so dass der Einfluss der Landnutzung oder des Geländes erhalten bleibt.

Da die kleinräumige Temperaturverteilung durch Luv- und Lee-Effekte auch von der Anströmrichtung abhängig ist, werden die bei den relevanten Wetterlagen dominierenden Hauptwindrichtungen ermittelt (siehe Anhang C.1) und dann für jede dieser Hauptwindrichtungen die acht als Eckpunktsimulationen bezeichnete Berechnungen von räumlich hoch aufgelösten Tagesgängen mit dem Modell MUKLIMO_3 durchgeführt.

Bei zwei Hauptwindrichtungen werden also 2×8 MUKLIMO_3-Simulationen für die Quadereckpunkte durchgeführt. Alle anderen Tage werden anhand der Tagesmittel von T , rh und v charakterisiert und die hoch aufgelösten Temperaturfelder nicht explizit simuliert sondern einfach interpoliert. Der für klimatische Auswertungen notwendige Rechenaufwand verringert sich durch die Quadermethode enorm. Für einen 30-jährigen Zeitraum reduziert sich beispielsweise bei zwei Hauptwindrichtungen die Anzahl der mit MUKLIMO_3 zu simulierenden Tage von fast 11 000 (30×365 Tage) auf 16 (2×8 Tage). Die „Charakterisierung“ der einzelnen Tage kann aufgrund von Messungen in der Umgebung der Stadt oder anhand der Ergebnisse regionaler Klimasimulationen vorgenommen werden.

Abbildung B-3 gibt einen Überblick über das gesamte Verfahren, beginnend mit den MUKLIMO_3-Simulationen des idealisierten Tagesganges und den Zeitreihen des regionalen Hintergrundklimas über die Quadermethode bis zur statistischen Auswertung der Ergebnisse. Das für das Verfahren genutzte Ensemble von Klimaprojektionen wird im nächsten Abschnitt vorgestellt. Die genauere Spezifikationen der Quadereckpunktsimulationen erfolgt in Kapitel 4.1 und Anhang C.1 und die der eingehenden gemessenen und simulierten Klimazeitreihen erfolgt in Anhang C.2.

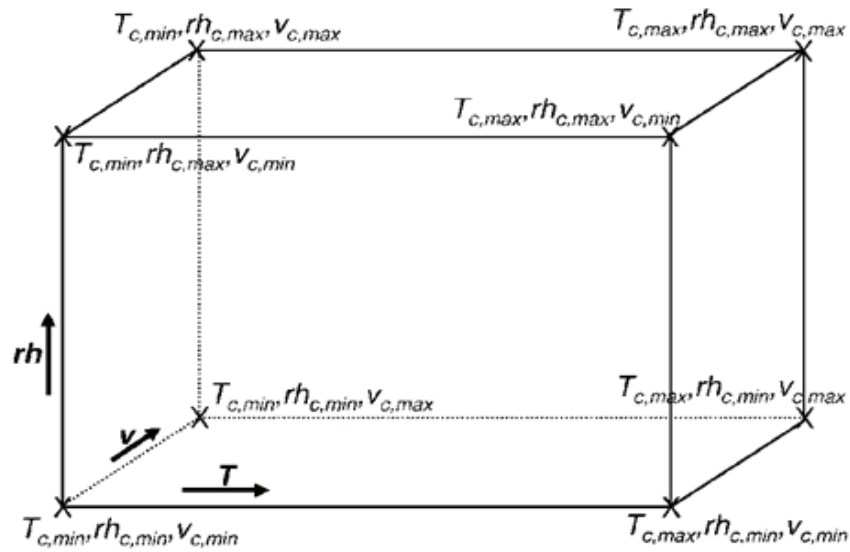


Abbildung B-2: Skizze des Quaders zur Illustration der Eckpunktsimulationen und der multiplen linearen Interpolation. Die Quadereckpunkte werden durch Tagesmittelwerte der Lufttemperatur T_c , der relativen Luftfeuchtigkeit rh_c und der Windgeschwindigkeit v_c bestimmt. Die für KLIMPRAX-Stadtklima verwendeten Werte sind in Tabelle C 1 aufgelistet.

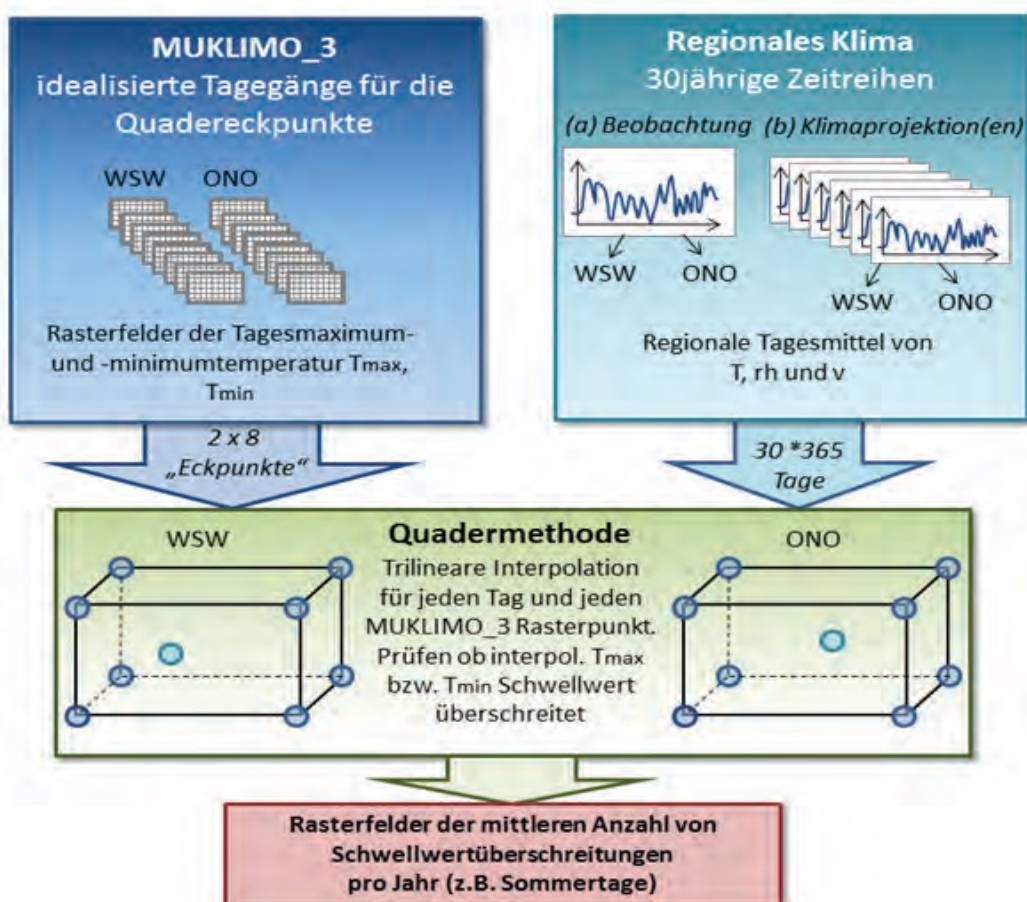


Abbildung B-3: Skizze der Arbeitsschritte zur Berechnung der räumlich hoch aufgelösten mittleren jährlichen Anzahl an Kenntagen (z.B. Sommertagen) in einer Stadt, beispielhaft für die zwei Hauptwindrichtungen WSW und ONO.

B.4 Die verwendeten regionalen Klimaprojektionen

Zur Ermittlung des zukünftigen regionalen Klimas wird im vorliegenden Fall ein Ensemble von siebzehn verschiedenen regionalen Klimaprojektionen mit numerisch-dynamischem Downscaling verwendet (Anhang B.2). Dadurch, dass mehrere unterschiedliche Modelle und Modellkombinationen globaler und regionaler Klimamodelle benutzt werden, können die Unsicherheiten, die in diesen Modellsimulationen stecken, berücksichtigt werden. Das Ensemble entspricht dem, das für den Deutschen Klimaatlas des DWD (www.deutscher-klimaatlas.de, Stand 2017) verwendet wurde, wobei zwei der dort 19 verwendeten Klimaprojektionen aufgrund fehlender Winddaten nicht nutzbar waren. Als Emissionsszenario wurde jeweils das SRES A1B (NAKICENOVIC und SWART, 2000) angenommen (siehe Anhang A.6). Die verwendeten Klimaprojektionen sind in Tabelle B-1 aufgelistet. Eine genauere Beschreibung der Klimaszenarien ist den Erläuterungen zum Deutschen Klimaatlas⁸ zu entnehmen.

Simulationen für Zeiträume im 20. Jahrhundert werden auch mit C20 (historischer Lauf) bezeichnet. Nach dem Jahr 2000 basieren die Simulationen nicht mehr auf gemessene Spurengaskonzentrationen sondern auf Emissionsszenarien. Dies ist ein Grund, warum für das Klima der „Gegenwart“ die Periode 1971–2000 und nicht eine spätere Periode gewählt wurde. Für die Betrachtung des Klimas der Zukunft wurde in KLIMPRAX-Stadtklima der Zeitraum 2031–2060 festgesetzt.

Ein Problem ist, dass die Modelle systematische Fehler aufweisen, also z. B. systematisch zu kalt oder zu warm, zu trocken oder zu feucht sind; man benutzt hierfür häufig den englischen Begriff „Bias“. Betrachtet man nur die Temperatur so kann dieser „Bias“ mit Hilfe des Vergleichs zwischen Simulationen für die Vergangenheit (z. B. 1971–2000) und Messungen korrigiert werden. Im vorliegenden Fall ist eine solche Biaskorrektur nicht so einfach möglich, da ja auch die relative Feuchte und der Wind als Eingabegrößen für die Quadermethode gebraucht werden. Eine physikalisch konsistente Korrektur der Temperatur und der Feuchte ist aber schwierig. Deshalb wurden als Eingaben nichtkorrigierte Zeitreihen für die Periode 1971–2000 und 2031–2060 verwendet. Dieses Vorgehen ist dann zielführend, wenn man am Ende statt der absoluten Anzahl der resultierenden Kenntage nur die Differenzen zwischen den beiden Perioden betrachtet.

Wenn Überschreitungshäufigkeiten von Schwellwerten betrachtet werden, könnte ein Bias aber selbst wenn man sich nur auf die Analyse der Differenzen beschränkt, zu Problemen führen. Ist die Temperatur zum Beispiel deutlich zu niedrig, wird möglicherweise weder in der einen noch in der anderen Periode je ein heißer Tag erreicht. Die Zunahme der Anzahl der heißen Tage läge in diesem Fall bei null, obwohl möglicherweise eine deutliche Erwärmung vorhanden ist. Testweise wurde deshalb doch eine Art Biaskorrektur der Eingangsdaten angewendet, wobei die Zeitreihen der Temperatur so manipuliert wurden, dass man für die Periode 1971–2000 möglichst die gleiche Anzahl an Sommertagen erhält wie aus den Messungen. Analysiert man dann die Änderung der Kenntage zur Periode 1971–2000, ergeben sich damit für einzelne Projektionsläufe sichtbare Unterschiede zu den nichtkorrigierten Eingangsdaten. In den Perzentilen sind diese Unterschiede dann aber nur noch gering, so dass beschlossen wurde, bei den nichtkorrigierten Eingangsdaten zu bleiben.

⁸ www.dwd.de/DE/leistungen/deutscherklimaatlas/erlaeuterungen/klimaszenarien/klimaszenarien_node.html

Tabelle B-1: Übersicht über die verwendeten Klimaprojektionen mit der ungefähren Gitterweite des regionalen Klimamodells. Zusätzlich sind die für den Raum Mainz/Wiesbaden projizierte Temperaturzunahme von der Referenzperiode 1971–2000 zur Periode 2031–2060 sowie deren Rang aufgelistet. Rang 9 entspricht dem Median (50. Perzentil), Rang 5, dem 25. und Rang 13 dem 75. Perzentil. Zu den Perzentilen siehe Abbildung 7-2

Globales Klimamodell	Regionales Klimamodell	Auflösung	ΔT in K	Rang
ARPEGE	ALADIN RM5.1	25 km	1,58	10
BCM 2	HIRHAM5	25 km	1,21	5
BCM 2	RCA 3.0	25 km	0,94	2
ECHAM5-r1	CLM 2.4.11	19 km	1,38	9
ECHAM5-r1	REMO 2005	10 km	1,32	8
ECHAM5-r2	CLM2.4.11	19 km	1,75	12
ECHAM5-r3	HIRHAM5	25 km	0,92	1
ECHAM5-r3	RACMO2.1	25 km	1,23	6
ECHAM5-r3	RCA3.0	25 km	1,12	3
ECHAM5-r3	REMO5.7	25 km	1,29	7
ECHAM5-r3	RegCM3	25 km	1,21	4
HadCM3Q0	CLM 2.4.6	25 km	2,20	15
HadCM3Q0	HadRM3Q0	25 km	2,60	16
HadCM3Q16	HadRM3Q16	25 km	2,70	17
HadCM3Q16	RCA3.0	25 km	2,16	14
HadCM3Q3	HadCM3Q3	25 km	1,88	13
HadCM3Q3	RCA3.0	25 km	1,72	11

Anhang C: Quadereckpunkte und verwendete Zeitreihen

C.1 Der Quader

Die zuvor beschriebene Quadermethode (Anhang B.3) wird hier auf das Stadtgebiet von Wiesbaden und Mainz zur Analyse sommerlicher Hitzeperioden angewendet. Die aus der Quadermethode resultierenden, interpolierten Temperaturfelder werden anschließend hinsichtlich der Überschreitung ausgewählter Schwellenwerte für 30-jährige Zeiträume ausgezählt (sogenannte klimatologische Kenntage). Die untersuchten Schwellenwerte sind wie folgt definiert:

- **Sommertage** mit einer Tageshöchsttemperatur ≥ 25 °C ($N_{T_{\max} \geq 25}$),
- **Heiße Tage** mit einer Tageshöchsttemperatur ≥ 30 °C ($N_{T_{\max} \geq 30}$),
- **Tropennächte** mit einer Tagesminimumtemperatur ≥ 20 °C ($N_{T_{\min} \geq 20}$).

Die Sommertage und heißen Tage geben Auskunft über die Wärmebelastung am Nachmittag, der Zeit, in der in der Regel das Tagesmaximum der Lufttemperatur erreicht wird. Tropennächte geben dagegen einen Hinweis auf die Wärmebelastung bzw. fehlende Entlastung bei Nacht.

Der für das Regionalklima um Wiesbaden und Mainz festgelegte Quader für die MUKLIMO_3-Simulationen erstreckt sich zwischen den Eckpunkten (Index c) über den Bereich der Tagesmitteltemperatur zwischen $T_{c,\min} = 15$ °C und $T_{c,\max} = 26$ °C. Für das städtische Umland von Wiesbaden und Mainz deckt dieser Bereich der mittleren Tagestemperatur (T_i) alle Tage mit potenzieller sommerlicher Hitze ab. Für Tagesmitteltemperaturen kleiner $T_{c,\min}$, z. B. in den Wintermonaten, ist die Wahrscheinlichkeit einer Schwellenwertüberschreitung im urbanen Temperaturfeld sehr gering, so dass der extrapolationsbedingte Fehler⁹ nur für eine sehr geringe Anzahl an Tagen auftritt und daher vernachlässigbar ist. An Tagen an denen die Tagesmitteltemperatur T_i größer ist als $T_{c,\max}$, ist die Wahrscheinlichkeit einer Schwellenwertüberschreitung innerhalb des Modellgebietes nahezu überall Eins (100%), so dass auch in diesem Fall die Unsicherheit auf Grund der Extrapolation vernachlässigbar ist.

Für das Tagesmittel der relativen Feuchte erstreckt sich der Quader zwischen $rh_{c,\min} = 42$ % und $rh_{c,\max} = 80$ % und deckt damit nahezu den gesamten Bereich mittlerer Tageswerte im Sommer ab. Die Quaderdimension für das Tagesmittel der Windgeschwindigkeit erstreckt sich über den Bereich zwischen $v_{c,\min} = 0,7$ m/s and $v_{c,\max} = 3,0$ m/s. Für alle Tage mit Windgeschwindigkeiten unterhalb 0,7 m/s bzw. oberhalb 3,0 m/s werden $v_{c,\min}$ bzw. $v_{c,\max}$ als Tagesmittel angenommen. Die untere Grenze der Windgeschwindigkeit wurde gewählt, da eine weitere Verminderung keine signifikanten Unterschiede im Temperaturfeld zur Folge hat. Eine Windgeschwindigkeit von 3 m/s oder mehr dagegen unterdrückt die Entwicklung eines lokalen Strömungssystems und damit die Ausbildung eines charakteristischen urbanen Temperaturfeldes. Für den Fall großräumiger vorherrschender moderater bis starker Winde ist daher ein nahezu homogenes Temperaturfeld zu erwarten. Tabelle C-1 fasst die verwendeten Tagesmittelwerte an den acht Quadereckpunkten zusammen. Da vor allem für die feuchten Eckpunkte auch ein fester Bewölkungsgrad vorgegeben wurde, wird auch der Einfluss von Wolken indirekt berücksichtigt.

⁹ Liegt der Zielwert der Interpolation außerhalb der Stützstellen der Interpolation, spricht man von Extrapolation. Diese ist generell mit einem größeren Fehler behaftet als eine Interpolation.

Tabelle C-1: Vorgegebene Tagesmittelwerte bodennaher Klimaparameter für die in Abbildung B-2 illustrierten acht MUKLIMO_3-Eckpunktsimulationen der Quadermethode.

Simulation	Lufttemperatur [°C]	Rel. Luftfeuchtigkeit [%]	Windgeschwindigkeit (m/s)
000	15,0 ($T_{c,min}$)	42 ($rh_{c,min}$)	0,7 ($v_{c,min}$)
100	26,0 ($T_{c,max}$)	42 ($rh_{c,min}$)	0,7 ($v_{c,min}$)
010	15,0 ($T_{c,min}$)	80 ($rh_{c,max}$)	0,7 ($v_{c,min}$)
001	15,0 ($T_{c,min}$)	42 ($rh_{c,min}$)	3,0 ($v_{c,max}$)
110	26,0 ($T_{c,max}$)	80 ($rh_{c,max}$)	0,7 ($v_{c,min}$)
101	26,0 ($T_{c,max}$)	42 ($rh_{c,min}$)	3,0 ($v_{c,max}$)
011	15,0 ($T_{c,max}$)	80 ($rh_{c,max}$)	3,0 ($v_{c,max}$)
111	26,0 ($T_{c,max}$)	80 ($rh_{c,max}$)	3,0 ($v_{c,max}$)

C.2 Verwendete Zeitreihen

Die 30-jährigen Zeitreihen, welche die für Mainz und Wiesbaden regional repräsentativen Umgebungsbedingungen widerspiegeln und als Eingabedaten der Quadermethode dienen, stammen sowohl aus Beobachtungen als auch aus Klimaprojektionen. Die Zeitreihe 1971–2000 der DWD-Messtation in Frankfurt/Main (Flughafen) wird zur Evaluierung der klimatologischen Kenntage verwendet.

Zur Abschätzung der Klimaänderung werden aus den Projektionen der numerischen, regionalen Klimamodelle (Anhang B.4) Zeitreihen aller Gitterpunkte innerhalb eines ca. 43 km × 55 km großen Gebietes südlich von Wiesbaden (8,1°–8,7° O, 49,5°–50° N) extrahiert. Das Gebiet wurde so gewählt, dass die Gitterpunkte überwiegend ländlich geprägt sind, die Geländehöhen nicht mehr als ca. 120 m von der Höhe des Rhein-Main-Tieflandes abweichen und das Gebiet so groß ist, dass in der Regel mindesten vier Gittermaschen des Regionalmodell enthalten sind. Für eine der verwendeten Projektionen sind in dem Gebiet nur 2 Gittermaschen enthalten (ARPEGE_RM5.1) für alle anderen variiert je nach Lage und Auflösung der Gitter die Anzahl der extrahierten Gitterpunkte zwischen 4 und 30. Dann wurde aus dem Tagesmittelwert der 2 m Lufttemperatur (T_1) und dem 2 m Taupunkt¹⁰ die relative Feuchte (rh_1) berechnet. Die Zeitreihen der Lufttemperatur, der relativen Feuchte und des Horizontalwindes (in 10 m) wurden räumlich über alle extrahierten Gitterpunkte gemittelt, um als Eingabe für den Quader zu dienen.

Zur Berücksichtigung der Windrichtungsabhängigkeit des Temperaturfeldes wurde pro statistisch relevanter Windrichtung jeweils ein Quader aufgespannt. Die relevanten Windrichtungen in der Region Mainz/Wiesbaden sind Westsüdwest (WSW) und Ostnordost (ONO). Die acht MUKLIMO_3-Rechnungen für jeden Eckpunkt eines Quaders wurden für beide Hauptwindrichtungen WSW und ONO durchgeführt. Dadurch erhält man einen WSW- und einen ONO-Quader. Für alle Tage mit einer mittleren Windrichtung zwischen 150° und 330° wird der WSW-Quader, für alle anderen Tage der ONO-Quader zur Interpolation verwendet.

¹⁰ Der Taupunkt oder besser die Taupunkttemperatur bezeichnet die Temperatur, auf die ein ungesättigtes Luftpaket bei gleichbleibendem Luftdruck über einer ebenen, chemisch reinen Wasserfläche abgekühlt werden muss, um zur Sättigung zu gelangen. Im Sättigungszustand beträgt die relative Luftfeuchtigkeit 100 Prozent.

Literaturverzeichnis

- AUGTER, G., 2013: Vergleich der Referenzmessungen des Deutschen Wetterdienstes mit automatisch gewonnen Messwerten - 2., korr. Aufl. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 238, Offenbach am Main. 61 S.
- BMBau (Bundesministerium für Raumordnung, Bauwesen und Städtebau) 1980: Wechselwirkungen zwischen der Siedlungsstruktur und Wärmeversorgungssystemen. *Schriftenreihe Raumordnung* 06.044, Forschungsprojekt BMBau RS II 4-70 41 02-77. 10.
- BONGARDT, B., 2006: Stadtklimatische Bedeutung kleiner Parkanlagen – dargestellt am Beispiel des Dortmunder Westparks - *Essener Ökologische Schriften* 26, Westarp-Wissenschaften, 227 S.
- DEUTSCHE BUNDESREGIERUNG, 2008: Deutsche Anpassungsstrategie an den Klimawandel, 17.12.08
- DEUTSCHER STÄDTETAG, 2012: Positionspapier Anpassung an den Klimawandel – Empfehlungen und Maßnahmen der Städte, Köln 2012, S. 5
- DEUTSCHLÄNDER, T., H. MÄCHEL 2017: Klimawandel in Deutschland: regionale Besonderheiten und Extreme - Temperatur inklusive Hitzewellen. In: G. Brasseur, D. Jacob, S. Schuck-Zöller (Hrsg.), *Klimawandel in Deutschland*, Springer Spektrum, Berlin, S. 47 - 55. DOI 10.1007/978-3-662-50397-3_6.
- FRÜH, B., BECKER, P., DEUTSCHLÄNDER T., HESSEL, J.-D., KOßMANN, M., MIESKES, I., NAMYSLO, J., ROOS, M., SIEVERS, U., STEIGERWALD, T., TURAU, H., WIENERT, U., 2011a: Estimation of climate change impacts on the urban heat load using an urban climate model and regional climate projections. *J. Appl. Meteor. Clim.* 50, No. 1, 167-184.
- FRÜH, B., KOßMANN, M., ROOS M., 2011b: Frankfurt am Main im Klimawandel – Eine Untersuchung zur städtischen Wärmebelastung. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 237, 68 S.
- GROSS, G., 1989: Numerical simulation of the nocturnal flow systems in the Freiburg area for different topographies. *Beitr. Phys. Atmosph.* 62, S. 57-72.
- IPCC, 2000: Emission Scenarios. – A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Nakićenović, N., Swart, R. (Hrsg.). *Cambridge University Press*, 595 S.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007 – The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (Hrsg.). *Cambridge University Press*, 996 S.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013 – The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (Hrsg.). *Cambridge University Press*, 1535 S, doi:10.1017/CBO9781107415324.
- KING, E., 1973: Untersuchungen über kleinräumige Änderungen des Kaltluftflusses und der Frostgefahr durch Straßenbauten. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 130, Offenbach am Main.
- KUTTLER, W., 2009: Zum Klima im urbanen Raum. Klimastatusbericht 2008. *Deutscher Wetterdienst* (Hrsg.), Offenbach, S. 6 -12.
- KÖPPEN, W., 1931: Grundrisse der Klimakunde, *Walter de Gruyter & Co.*, Berlin, 388 S.
- LENZ, C.-J., 1996: Energieumsetzung an der Erdoberfläche in gegliedertem Gelände. Dissertation an der Fakultät für Physik an der Universität Karlsruhe. 246 S.
- MÖLLER, F., 1954: Ein Kurzverfahren zur Bestimmung der langwelligen Ausstrahlung dicker Atmosphärenschichten. *Arch. Met. Geophys. Biokl.* A7, 158-169.
- NAKICENOVIC, N., SWART, R., (EDS.), 2000: Emissions scenarios - Summary for policymakers. *Cambridge Univ. Press*, Cambridge, UK, 20 S.
- NOPPEL, H., 1999: Untersuchung des vertikalen Wärmetransports durch die Hangwindzirkulation auf regionaler Skala. *Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe* 25, 162 S.
- ROOS, M.; 1987: Langjährige Klimabeobachtungen in Wiesbaden. *Jb. Nass. Ver. Naturk.* 109, S. 34-52.
- SIEBERT, J.; SIEVERS, U.; ZDUNKOWSKI, W., 1992: A one-dimensional simulation of the interaction between land surface processes and the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.* 59, S. 1-34.
- SIEVERS, U., 1990: Dreidimensionale Simulationen in Stadtgebieten. *Umweltmeteorologie, Schriftenreihe Band 15: Sitzung des Hauptausschusses II am 7. und 8. Juni in Lahnstein. Kommission Reinhaltung der Luft im VDI und DIN*, Düsseldorf, 92-105.

- SIEVERS, U., 1995: Verallgemeinerung der Stromfunktionsmethode auf drei Dimensionen. *Meteorol. Zeitschrift*, N. F. 4, S. 3-15.
- SIEVERS, U., 2012: Das kleinräumige Strömungsmodell MUKLIMO_3. Teil 1: Theoretische Grundlagen, PC-Basisversion und Validierung. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **240**, Offenbach am Main, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes. 136 S.
- SIEVERS, U., 2016: Das kleinräumige Strömungsmodell MUKLIMO_3. Teil 2: Thermodynamische Erweiterungen. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* **248**, Offenbach am Main. 151 S.
- SIEVERS, U., FORKEL R., ZDUNKOWSKI, W., 1983: Transport equations for heat and moisture in the soil and their application to boundary layer problems. *Beitr. Phys. Atmosph.* **56**, S. 58-83.
- SIEVERS, U., FRÜH, B., 2012: A practical approach to compute short-wave irradiance at the surface of sub-grid scale buildings. *Meteorol. Zeitschrift* 21, 349-364. DOI: 10.1127/0941-2948/2012/0331
- SIEVERS, U., ZDUNKOWSKI, W., 1986: A microscale urban climate model. *Beitr. Phys. Atmosph.* 59, S. 13-40.
- STADT MAINZ, 1994: Umweltbericht 1994, Teil „Stadtklima“, Textband und Kartenband. Mainz
- STAIGER, H., LASCHEWSKI, G., GRÄTZ, A. 2012: The perceived temperature – a versatile index for the assessment of the human thermal environment. Part A: scientific basics. *Int. J. Biometeorol.* **56**, S. 165-176. DOI: 10.1007/s00484-001-0409-6
- UMWELTAMT WIESBADEN, 2011: Umweltbericht Nr. 22. Stadtklima Wiesbaden – Teiluntersuchungen zum Landschaftsplan auf Flächennutzungsebene.
- VDI 3789, 1994: Umweltmeteorologie – Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Oberfläche – Berechnung der kurz- und langwelligen Strahlung. Verein Deutscher Ingenieure, VDI-Richtlinie 3789 Blatt 2, *Beuth-Verlag*, Berlin.
- VDI 3789, 2003: Umweltmeteorologie – Lokale Kaltluft. Verein Deutscher Ingenieure, VDI-Richtlinie 3789 Blatt 5. *Beuth-Verlag*, Berlin
- VDI 3787, 2008: Umweltmeteorologie - Methoden zur human-biometeorologischen Bewertung von Klima und Lufthygiene für die Stadt- und Regionalplanung - Teil I: Klima. VDI-Richtlinie 3787 Blatt 2. *Beuth-Verlag*, Berlin.
- VDI 3787, 2015: Umweltmeteorologie - Klima- und Lufthygienekarten für Städte und Regionen. VDI-Richtlinie 3787 Blatt 1. *Beuth-Verlag*, Berlin.
- ZDUNKOWSKI, W.G., PAEGLE, J, REILLY J, 1975: The effects of soil moisture upon the atmospheric and soil temperature near the air-soil interface. *Arch. Met. Geophys. Biokl.* **A24**, 245-268.
- ŽUVELA-ALOISE, M., KOCH, R., NEUREITER, A., BÖHM, M., BUCHHOLZ, S., 2014: Reconstructing urban climate of Vienna based on historical maps dating to the early instrumental period. *Urban Climate* **10**, 490-508. DOI: 10.1016/j.uclim.2014.04.002

Abbildungsverzeichnis	Seite
Abbildung 2-1: Mittlere Anzahl von Sommertagen und heißen Tagen pro Jahr in Landeshauptstädten sowie den Städten Karlsruhe, Freiburg und Frankfurt/Main für den Zeitraum 1971-2000, sortiert nach der Anzahl der heißen Tage.	13
Abbildung 4-1: Geländehöhe im äquidistanten Teil des MUKLIMO_3 Modellgebiets in m über NN mit den Grenzen des politischen Stadtgebiets von Mainz im Süden und von Wiesbaden im Norden. Die hellgrauen Linien geben die Hauptverkehrsstraßen wieder.	17
Abbildung 4-2: Landnutzung im äquidistanten Teil des MUKLIMO_3 Modellgebiets mit den Grenzen des politischen Stadtgebiets von Mainz und Wiesbaden (rote Linie) sowie der Geländehöhe (schwarze Linien, Höhendistanz 50 m) und den Hauptverkehrsstraßen (graue Linien). Die Zuordnung der Landnutzungsklassen ist Tabelle 4-1 und Tabelle 4-2 zu entnehmen. Die hellgrauen Linien geben die Hauptverkehrsstraßen wieder.	20
Abbildung 5-1: Windfeld und Lufttemperatur in 5 m über Grund (t_{href}) um 16 MESZ für einen heißen, trockenen, windschwachen Tag mit Anströmung aus WSW. Es ist nur jeder achte. Windpfeil entsprechend einem Abstand von 800 m dargestellt. Die grauen Linien geben die Hauptverkehrsstraßen wieder.	23
Abbildung 5-2: Wie Abbildung 5-1, aber für 23 MESZ.	24
Abbildung 5-3: Wie Abbildung 5-1 aber für 4 MESZ.	25
Abbildung 5-4: Gefühlte Temperatur in (pt_{basic}) °C für einen heißen, trockenen, windschwachen Tag mit Anströmung aus WSW um 16 MESZ. Die Kästen unter der Legende stellen den zugehörigen Wärmebelastungsbereich dar (Tabelle 5-1). Die grauen Linien stellen die Hauptverkehrsstraßen dar.	28
Abbildung 5-5: Wie Abbildung 5-4, aber für 23 MESZ.	29
Abbildung 5-6: Wie Abbildung 5-4, aber für 4 MESZ.	30
Abbildung 6-1: Mittlere jährliche Anzahl Sommertage für die Modellierung der Gegenwart (EVAL, 1971 - 2000). Die weißen Sterne kennzeichnen die Lage der drei Vergleichsstationen im Auswertzeitraum (Wiesbaden-Auringen im Nordosten, Wiesbaden-Süd in der Mitte und Mainz im Süden).	33
Abbildung 6-2: wie Abbildung 6-1, aber für heiße Tage.	34
Abbildung 6-3: Wie Abbildung 6-1, aber für Tropennächte.	35
Abbildung 6-4: Box-Whisker-Plots für jede Landnutzungsklasse 1971–2000 (EVAL) für die mittlere jährliche Anzahl an Sommertagen. Berücksichtigt wurden nur die innerhalb der beiden Stadtgebiete und unter 250 m ü. NN gelegenen Gitterzellen. Die Zahlen über den Box-Whiskers geben die Anzahl der ausgewerteten Gitterzellen der jeweiligen Klasse an.	38
Abbildung 6-5: Wie Abbildung 6 4, aber für heiße Tage	39
Abbildung 6-6: Wie Abbildung 6 4, aber für Tropennächte	40
Abbildung 6-7: Anzahl der Sommertage für den Lauf ohne Bebauung (VIRT) für den Zeitraum 1971-2000 (links) und Differenz zum Lauf mit Bebauung EVAL-VIRT (rechts).	40
	89

Abbildung 6-8: Wie Abbildung 6-7, aber für heiße Tage.	40
Abbildung 6-9: Wie Abbildung 6-7, aber für Tropennächte.	41
Abbildung 6-10: Differenz der Gefühlten Temperatur zwischen dem Lauf mit realer Bebauung und der virtuellen Landnutzung ohne Bebauung (EVAL-VIRT) für den Fall (Quadereckpunkt) 100 (WSW) um 23 MESZ (links) und 4 MESZ (rechts).	42
Abbildung 7-1: Änderung: der 30-jährigen Mitteltemperatur in der Region Mainz/Wiesbaden aus den 17 Klimaprojektionsrechnungen (SRES A1B) für Vergangenheit und Zukunft (gleitendes Mittel) im Vergleich zur Referenzperiode 1971–2000.	44
Abbildung 7-2: Veranschaulichung des 25., 50. (Medians) und 75. Perzentils anhand der Änderung der mittleren Temperatur des Sommerhalbjahres aus den 17 Klimaprojektionen für die Region Wiesbaden/Mainz. 25 % aller Ereignisse liegen unterhalb des 25. Perzentiles und 75 % unterhalb des 75. Perzentils. Die Hälfte der Ereignisse liegt also zwischen dem 25. und 50. Perzentil.	45
Abbildung 7-3: Häufigkeitsverteilung der Tagesmaximumtemperaturen aus Messungen in Mainz und am Kleinen Feldberg (Taunus) mit Lage der Schwellwerte für Sommertage und heiße Tage in der Periode 1971–2000.	46
Abbildung 7-4: Änderung der Anzahl der Sommertage pro Jahr aus den Klimaprojektionen. Links: 25. Perzentil, rechts: 75. Perzentil.	47
Abbildung 7-5: wie Abbildung 7-4, aber für heiße Tage.	47
Abbildung 7-6: wie Abbildung 7-4, aber für die Tropennächte.	48
Abbildung 7-7: Box-Whisker-Plots für die projizierte Änderung der Anzahl der Sommertage in Abhängigkeit von der Landnutzungs-kategorie. Untere Reihe: 25. Perzentil der Änderung, Mitte: Median, obere Reihe: 75. Perzentil. Berücksichtigt wurden nur die innerhalb der beiden Stadtgebiete und unter 250 m über NN gelegenen Gitterzellen.	50
Abbildung 7-8: Wie Abbildung 7-7, aber für die heißen Tage.	50
Abbildung 7-9: Wie Abbildung 7-7, aber für Tropennächte.	51
Abbildung 8-1: Zeitlich aufintegrierter, fühlbarer Wärmestrom zwischen dem Boden sowie den Bäumen und der umgebenden Atmosphäre (Hint) in kWh/m ² zur Beurteilung des Potentials einer Fläche, Kaltluft zu bilden. Es wurde zwischen 22 MESZ und 4 MESZ aufintegriert.	53
Abbildung 8-2: Box-Whisker-Plots des zeitlich aufintegrierten fühlbaren Wärmestroms vom Untergrund und den Bäumen in Abhängigkeit von der Landnutzungs-kategorie. Links: 22 - 00 MESZ, rechts: 22 - 04 MESZ.	54
Abbildung 8-3: Karte von Mainz und Wiesbaden mit den von Städten vorgeschlagenen Quell-(Q) und Zielgebieten (Z). Blau: Quellgebiet, rot: Zielgebiet, gelb: Quell- und Zielgebiet.	56
Abbildung 8-4: Vorwärtstrajektorien mit Startpunkt ⊗ und Endpunkt ●. Die Farbe gibt die Höhe über Grund an, die dünnen roten Linien die Umrisse der Quellgebiete. Schwarz strichliert: Stadtgrenze. Links: Quellgebietsgruppe Q_{gr} , rechts: Q_{kl} . Oben: Start um 0 MESZ, Ende um 2 MESZ, unten: Start um 2 MESZ, Ende um 4 MESZ.	59

Abbildung 8-5: Rückwärtstrajektorien mit Startpunkt \otimes und Endpunkt \bullet . Die Farbe gibt die Höhe über Grund an, die dünne rote Linie den Umriss der Zielgebiete. Schwarz strichliert: Stadtgrenze. Links: Zielgebietsgruppe Z_1 , rechts: Z_2 . Oben: Start um 1 MESZ, Ende um 23 MESZ, unten: Start um 4 MESZ, Ende um 2 MESZ.	61
Abbildung 8-6: Windfeld und vertikal aufintegrierte Partikelkonzentrationen bei kontinuierlicher Freisetzung, für Quellgebietsgruppe Q_{gr} (große Quellgebiete) von 0 MESZ (oben links) bis 4 MESZ (unten rechts) im 30-minütigen Abstand. Die Windpfeile sind an jedem vierten Gitterpunkt dargestellt.	62
Abbildung 8-7: Volumenstrom für eine Schichtdicke von 20 m um 4 MESZ. Die Länge der Pfeile gibt die Stärke des Volumenstromes an, die Farbe die mittlere Temperatur. Es ist jeder zweite Pfeil dargestellt. Zur Orientierung sind die Gemeindegrenzen (weiß) sowie die Quell- und Zielgebiete (blau bzw. rot) eingezeichnet.	65
Abbildung 8-8: Wie Abbildung 8-7, aber für eine Schichtdicke von 50 m.	67
Abbildung 8-9: Wie Abbildung 8-7, aber für Ausschnitte um die Innenstädte von Wiesbaden (oben) und Mainz (unten). Es ist jeder Pfeil dargestellt.	67
Abbildung A-1: Tagesgang der Lufttemperatur (oben) und der Temperaturdifferenz zum Umland (unten) in Offenbach für eine Schönwetterperiode (21.07.2013 bis 23.07.2013) aus Stundenwerten (Quelle: DWD).	71
Abbildung A-2: Gemessene Lufttemperaturen an verschiedenen Stationen im Stadtgebiet von Mainz und Wiesbaden sowie an zwei Stationen im Taunus während einer Schönwetterperiode im Juli 2012. In der Legende ist in Klammer jeweils die Stationshöhe über NN angegeben.	72
Abbildung A-3: Darstellung von Mitteleuropa und seiner Geländehöhe für typische Gitterweiten globaler und regionaler Klimamodelle.	75
Abbildung A-4: Historischer und projizierter anthropogener Strahlungsantrieb (Wm^{-2}) relativ zu präindustriellen Bedingungen (etwa 1750) von 1950 bis 2100.	77
Abbildung B-1: Schematische Darstellung der räumlichen Verfeinerung (Downscaling) der Klimasimulationsrechnungen von der globalen Skala zur städtischen Skala. Die auf IPCC Emissionsszenarien basierenden globalen Klimasimulationen dienen als Antrieb für ein Ensemble höher auflösender regionaler Klimamodelle. Die Ergebnisse der regionalen Klimamodelle dienen wiederum als Eingabedaten des Stadtklimamodells MUKLIMO_3 zur Berechnung der Änderung des urbanen Klimas.	80
Abbildung B-2: Skizze des Quaders zur Illustration der Eckpunktsimulationen und der multiplen linearen Interpolation. Die Quadereckpunkte werden durch Tagesmittelwerte der Lufttemperatur T_c , der relativen Luftfeuchtigkeit rh_c und der Windgeschwindigkeit v_c bestimmt. Die für KLIMPRAX-Stadtklima verwendeten Werte sind in Tabelle C-1 aufgelistet.	82
Abbildung B-3: Skizze der Arbeitsschritte zur Berechnung der räumlich hoch aufgelösten mittleren jährlichen Anzahl an Kenntagen (z. B. Sommertagen) in einer Stadt, beispielhaft für die zwei Hauptwindrichtungen WSW und ONO.	83

Tabellenverzeichnis	Seite
Tabelle 3-1: Übersicht der verwendeten Methoden sowie die jeweiligen Ein- und Ausgaben.	14
Tabelle 4-1: Einige statistische Parameter zur Beschreibung der städtischen Bebauung für die MUKLIMO_3-Bebauungsklassen: mittlerer Gebäudegrundflächenanteil γ_b , mittlere Gebäudehöhe h_g in m, mittlerer Wandflächenindex w_b und mittlerer Versiegelungsanteil der nicht bebauten Fläche zwischen den Gebäuden ν . Zusätzlich ist die Anzahl der Gitterzellen mit der jeweiligen Klasse innerhalb des äquidistanten Modellbereichs angegeben.	19
Tabelle 4-2: Einige statistische Parameter zur Beschreibung der unbebauten MUKLIMO_3 Landnutzungsklassen: aerodynamische Rauigkeit z_o in m, mittlerer Versiegelungsanteil der nicht bebauten Fläche ν , Flächenanteil des nicht versiegelten Bereiches, der mit niedriger Vegetation bedeckt ist σ_v , Blattflächenindex der niedrigen Vegetation (d.h. ohne Bäume) LAI , Flächenanteil der gesamten Gitterzelle, der mit Bäumen bedeckt ist, σ_b , und mittlere Baumhöhe h_b in m. Zusätzlich ist die Anzahl der Gitterzellen mit der jeweiligen Klasse innerhalb des äquidistanten Modellbereichs angegeben.	19
Tabelle 5-1: Gefühlte Temperatur und thermische Beanspruchung (VDI 3787, 2008). Erläuterung siehe auch Anhang A.4	27
Tabelle 6-1: Vergleich der beobachteten und simulierten Klimaindizes für 1971–2000 (mittlere jährliche Anzahl der Kenntage). Die Werte OBS stammen von 3 Messstationen im MUKLIMO_3 Modellgebiet, wobei für Auringen die sogenannte „Datenreduktion“ mit Hilfe der Station Wiesbaden Süd erfolgte (siehe Text). Die Werte unter EVAL resultieren aus der Quadermethode (siehe Text). Abweichung ist die Differenz EVAL-OBS.	32
Tabelle 7-1: Klimaindizes aus Messungen und deren Änderung aus den Simulationen. Siehe Text.	48
Tabelle 8-1: Einteilung der Quell- und Zielgebiete in Gruppen (W1, W2, W3,... gehören zu Wiesbaden; M1, M2, M3,... zu Mainz).	57
Tabelle A-1: Mittlere monatliche und jährliche Anzahl windschwacher Strahlungsnächte in Frankfurt (Main), Flughafen. (Auswertezeitraum: 1981-2010).	74
Tabelle B-1: Übersicht über die verwendeten Klimaprojektionen mit der ungefähren Gitterweite des regionalen Klimamodells. Zusätzlich sind die für den Raum Main/Wiesbaden projizierte Temperaturzunahme von der Referenzperiode 1971-2000 zur Periode 2031–2060 sowie deren Rang aufgelistet. Rang 9 entspricht dem Median (50. Perzentil), Rang 5, dem 15. und Rang 13 dem 85. Perzentil. Zu den Perzentilen siehe Abbildung 7-2.	84
Tabelle C-1: Vorgegebene Tagesmittelwerte bodennaher Klimaparameter für die in Abbildung B-2 illustrierten acht MUKLIMO_3-Eckpunktsimulationen der Quadermethode.	85

Glossar

Aerodynamische Rauigkeit: → Rauigkeitslänge

Albedo: Rückstrahlvermögen diffus reflektierender Oberflächen, angegeben als Verhältnis von reflektierter zu einfallender kurzwelliger → Strahlung. Eine Oberfläche mit einer Albedo von 0,3 z. B. reflektiert 30 % der einfallenden Strahlung und absorbiert 70 %.

anthropogen: vom Menschen verursacht. Im Gegensatz zu „anthropogen“ wird häufig der Begriff „natürlich“ verwendet.

Ausstrahlung: die vorwiegend langwellige Wärmestrahlung der Erde und der Atmosphäre in Richtung Weltraum. Der Energieverlust der Erdoberfläche durch nächtliche Ausstrahlung wird durch die → Gegenstrahlung der Atmosphäre vermindert, welche vor allem bei bedecktem Himmel die nächtliche Abkühlung deutlich reduziert. Die Differenz beider Strahlungsflüsse heißt effektive Ausstrahlung (siehe auch → Strahlung).

Bedeckungsgrad: → Bewölkung

Bergwind: → Talwind

Bewölkung: Bedeckung des Himmels mit Wolken. Der Bedeckungs- oder Bewölkungsgrad wird unabhängig von der Art der Wolken geschätzt und in Achteln angegeben.

Bioklima: Das Bioklima beschreibt die Gesamtheit aller atmosphärischen Einflussgrößen auf den menschlichen Organismus. Entsprechend ihrer Ausprägung und Wirkung werden sie als belastend, schonend oder als Reiz empfunden. Zu den bioklimatischen Belastungsfaktoren zählen insbesondere → Wärmebelastung, Strahlungsarmut und schadstoffhaltige Luft. Als Schonfaktoren gelten ausgeglichene thermische Bedingungen, ein leicht erhöhtes Strahlungsangebot sowie weitgehende Luftreinheit inklusive Allergenarmut. Die bedeutsamen Reizfaktoren sind Kältereiz, starke Tagesschwankungen der Lufttemperatur böiger → Wind, erhöhte Intensität der Sonnenstrahlung und geringer Sauerstoffgehalt (in der Höhe)

Blattflächenindex: häufig mit LAI (leaf area index) abgekürzt. Er beschreibt das Verhältnis der gesamten Blattoberfläche eines Pflanzenbestandes zur Grundfläche des Bestands.

Bodenrauigkeit: Bezeichnung für die durchschnittlichen Unebenheiten des Erdbodens, die die Reibung der Luftströmung am Boden beeinflussen. Sie ist nicht nur vom Relief der Erdoberfläche, sondern in besonderem Maße auch vom Bewuchs und von der Bebauung abhängig. In theoretischen Berechnungen wird die Bodenrauigkeit durch die → Rauigkeitslänge quantitativ berücksichtigt.

Box-Whisker-Plot: auch Boxplot oder Kastendiagramm. Ein gebräuchlicher Diagrammtyp, der fünf Kennwerte einer statistischen Verteilung in einer Abbildung darstellt. Die Box umfasst die mittleren 50 % der Verteilung (reicht also vom 25. bis zum 75. → Perzentil). Der → Median wird durch eine Linie innerhalb der Box markiert. Die Spannbreite vom Minimum bis zum Maximum der Verteilung oder z. B. vom 5 bis 95 → Perzentil werden in Form von aus der Box herausragende „Antennen“ oder „whisker“ (engl. für „Schnurrhaare“) wiedergegeben (siehe Fußnote Seite 34).

CORINE: Zum Programm CORINE (Coordination of Information on the Environment) der Europäischen Union gehört auch das Projekt CORINE Land Cover (CLC). Ziel dieses Projektes ist die Bereitstellung von einheitlichen und damit vergleichbaren Daten der Bodenbedeckung für Europa. Die Kartierung der Bodenbedeckung und Landnutzung wurde europaweit auf der Basis von Satellitendaten im Maßstab 1:100.000 und ab einer Mindestkartiereinheit (MKE) von 25 ha durchgeführt. Die Ersterfassung (CLC1990) erfolgte einheitlich nach 44 Landnutzungsklassen, von denen 37 Klassen in Deutschland relevant sind. Zu den

Bezugsjahren 2000 und 2006 erfolgte eine Aktualisierung des Datenbestandes sowie die Kartierung der Veränderungen. Für das Bezugsjahr 2012 (CLC2012) stehen auch Datensätze mit einer MKE von 10 ha zur Verfügung.

Datenreduktion: Komprimierung des Datenmaterials einer Erhebung mittels statistischer Methoden auf Graphiken, wenige aussagekräftige Kennwerte oder Reduktion der Anzahl der betrachteten Merkmale, z. B. mit Hilfe von Maßzahlen (z. B. Mittelwerte). Eine typische Art der Datenreduktion in der Klimatologie ist die Berechnung von 30-jährigen Mitteln aus Tages- oder Stundenwerten. Ist keine 30-jährige Messreihe an einem Ort vorhanden, kann dafür der statische Zusammenhang mit einer benachbarten Messstation verwendet werden, wenn an beiden Station ausreichend lange parallel gemessen wurde.

eindimensionales Modell: vereinfachtes → numerisches Modell, bei dem die atmosphärischen Variablen (z.B. Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit) nur in vertikaler Richtung veränderlich sind, in horizontaler Richtung aber als konstant angenommen werden.

Einstrahlung: Die der Erde und ihrer Atmosphäre von der Sonne zugeführte → Strahlung.

diffuse / direkte kurzwellige Strahlung: → Strahlung

Feld: flächenhafte (zweidimensionales Feld), manchmal auch räumliche (dreidimensionales Feld) Verteilung eines ortsabhängigen meteorologischen Elements. Das Feuchtfeld z.B. beschreibt die horizontale Verteilung der Luftfeuchte, das Windfeld die Verteilung von Windrichtung und -geschwindigkeit.

Feuchtfeld: → Feld

Flussdichte: Die Flussdichte einer physikalischen Größe (→ fühlbare Wärme, Wasserdampfgehalt) beschreibt deren räumlichen Transport. Sie ist definiert als das Maß dieser Größe, das pro Zeiteinheit durch eine gedachte, senkrecht zur Transportrichtung orientierte Einheitsfläche hindurchtritt.

Flurwind: ein lokales → Windsystem, das vorwiegend nachts durch die Temperaturunterschiede zwischen einer Stadt und der sie umgebenden Landschaft entsteht. Zwischen der warmen Stadt und dem kälteren Umland bildet sich dabei ein Druckgefälle aus, das dazu führt, dass Luft aus dem Umland in die Stadt strömt.

Fühlbare Wärme: → Wärme, → Wärmestrom

Gegenstrahlung der Atmosphäre: die langwellige Rückstrahlung der Atmosphäre in Richtung Erdoberfläche. Sie beruht hauptsächlich auf der Wärmestrahlung der Wolken sowie der Spurengase Wasserdampf und Kohlendioxid.

Gefühlte Temperatur: Um die thermische Umwelt gesundheitsrelevant bewerten zu können, wird beim Deutschen Wetterdienst die Gefühlte Temperatur verwendet (siehe auch → Wärmebelastung). Diese basiert auf einem Wärmehaushaltsmodell des menschlichen Körpers und umfasst alle relevanten Mechanismen des Wärmeaustauschs. Dabei werden die meteorologischen Elemente Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit sowie die lang- und kurzwelligen Strahlungsflüsse berücksichtigt. Der Wärmeaustausch wird für einen Standard-Menschen modelliert (→ Klima-Michel-Modell). Dieser passt seine Kleidung soweit an, dass er nach Möglichkeit im thermischen Komfortbereich bleibt. Jeder Gefühlten Temperatur kann eine thermophysiologische Beanspruchung bzw. ein bestimmter Grad der → Wärmebelastung zugeordnet werden (siehe Tabelle 5-1).

Globalstrahlung: gesamte, von einer horizontalen Empfangsfläche registrierte kurzwellige → Strahlung. Sie setzt sich zusammen aus der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen Strahlung, die durch Streuung oder Reflexion des Sonnenlichts zum Empfänger gelangt.

Hangabwind: → Hangwind

Hangaufwind: → Hangwind

Hangwind: Lokaler Wind, der bei einer ruhigen → Strahlungswetterlage besonders gut ausgebildet ist. Nach Sonnenaufgang wird die dem Berghang aufliegende Luft stärker erwärmt als die hangferne Luft und steigt dem Hang entlang auf. Umgekehrt wird nachts die dem Hang aufliegende Luft infolge der nächtlichen Ausstrahlung stärker abgekühlt als die in gleicher Höhe in der freien Atmosphäre befindliche Luft; sie fließt wegen ihrer größeren Dichte deshalb hangabwärts.

Himmelssichtfaktor: Anteil des Himmels, der von einem Punkt aus sichtbar, also nicht durch Hindernisse wie Gebäude, Berge oder ähnliches verdeckt ist.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change): „Zwischenstaatlicher Ausschuss für Klimaänderungen“ der Vereinten Nationen, auch Weltklimarat genannt.

K: Einheitenzeichen für **Kelvin**, eine vom britischen Physiker Lord Kelvin vorgeschlagene Temperaturskala, die beim absoluten Nullpunkt beginnt, d.h. $0\text{ K} = -273,15\text{ °C}$. Die Einheit K wird auch benutzt, um Temperaturdifferenzen von Lufttemperaturen zu unterscheiden.

Kaltluftfluss: Ein Kaltluftfluss ist die in windschwachen, klaren Nächten hangabwärts strömende kalte Luft. Sie sammelt sich am Erdboden und ist dann schwerer als die wärmere Luft der Umgebung. Die Fließgeschwindigkeit der Kaltluft hängt von der Hangneigung, der Bodenrauigkeit und der Größe des Kaltlufteinzugsgebietes (Gebiet in dem Kaltluft produziert wird) ab. Die strömende Kaltluft erreicht i. a. Geschwindigkeiten von 0.5 bis 2 m/s, dabei ist ihre vertikale Mächtigkeit auf einige Meter beschränkt. In hohen und langen Gebirgstälern können Kaltluftflüsse Windgeschwindigkeiten über 5 m/s und eine vertikale Mächtigkeit von mehr als 100 m erreichen.

Klima: Der Begriff Klima geht zurück auf das griechische Wort klimatos = Neigung, nämlich die Neigung der Erdachse gegen die Ebene ihrer Umlaufbahn um die Sonne. Das Klima ist definiert als die Zusammenfassung der Wettererscheinungen, die den mittleren Zustand der Atmosphäre an einem bestimmten Ort oder in einem mehr oder weniger großen Gebiet charakterisieren. Es wird repräsentiert durch die statistischen Gesamteigenschaften (Mittelwerte, Extremwerte, Häufigkeiten, Andauerwerte u. a.) über einen genügend langen Zeitraum. Im Allgemeinen wird ein Zeitraum von 30 Jahren zugrunde gelegt, die sogenannte Normalperiode.

Klimaindex: Ein Klimaindex ist eine berechnete Größe, die dazu verwendet wird, den Zustand und die Veränderung des Klimasystems zu beschreiben. Da zur vollständigen Beschreibung des Klimas viele Aspekte zu berücksichtigen sind (Mittelwerte, Extreme, typische Variationsbreite, usw. von Temperatur, Wind, Feuchte Druckverteilung, Niederschlag, Schnee, → Bioklima u. a.), gibt es auch eine Vielzahl von Klimaindizes. Zu den Klimaindizes gehören auch die → klimatologischen Kenntage, wie z. B. Sommertage oder Frosttage.

klimatologischer Kenntag: ein Tag, an dem ein definierter Schwellenwert eines klimatischen Parameters erreicht beziehungsweise über- oder unterschritten wird (z.B. Sommertag als Tag mit Temperaturmaximum $\geq 25\text{ °C}$) oder ein Tag, an dem ein definiertes meteorologisches Phänomen auftrat (z. B. Gewittertag als Tag, an dem irgendwann am Tag ein Gewitter (hörbarer Donner) auftrat).

Klima-Michel-Modell: Das Klima-Michel-Modell ist ein vollständiges Wärmehaushaltsmodell für den Menschen zur Bewertung der thermischen Umgebungsbedingungen. Um weder zu stark auszukühlen noch aufzuheizen, müssen sich Wärmegewinn und Wärmeabgabe des Menschen bei unterschiedlichen Aktivitäten und unter wechselnden Umgebungsbedingungen die Waage halten. Dazu besitzt der Organismus eine Reihe unwillkürlich ablaufender Regulationsmechanismen. Die gesundheitliche Bedeutung hängt insbesondere mit der engen Vernetzung von Thermo- und Kreislaufregulation zusammen. Bei minimaler Aktivität der Regulationssysteme herrscht Behaglichkeit, je stärker diese gefordert werden, umso eher werden die Bedingungen als belastend empfunden. Mit Hilfe von Wärmehaushaltsmodellen des Menschen lässt sich die zu erbringende Anpassungsleistung an die thermischen Umgebungsbedingungen berechnen. Der Deutsche Wetterdienst hat das Klima-Michel-Modell entwickelt. Es verknüpft das atmosphärische Milieu mit dem Energieumsatz einer

Standardperson – dem Klima-Michel – beim Gehen mit konstanter Geschwindigkeit von 4 km/h. Er ist männlich, 35 Jahre alt, 1.75 Meter groß, 75 Kilogramm schwer. Seine Bekleidung passt er zwischen leichter Sommer- und dicker Winterbekleidung so an, dass er nach Möglichkeit Behaglichkeit empfindet. Die Standardisierung liefert eine Einschätzung der thermischen Bedingungen im Mittel und erlaubt eine Vergleichbarkeit verschiedener Wetterereignisse und Klimate in Raum und Zeit. Zur Beschreibung der Anpassungsleistung dient die → Gefühlte Temperatur.

Klimaprojektionen: Für die Analyse der Auswirkungen der menschlichen Aktivitäten auf das Klima der Erde werden Klimamodelle (→ numerische Modelle) genutzt. Diese sind in der Lage alle wesentlichen Prozesse der Atmosphäre, Biosphäre, Hydrosphäre und Kryosphäre unseres Planeten, zu beschreiben. Mit ihnen können die beobachteten Änderungen des Klimas in der Erdgeschichte analysiert und nachvollzogen werden. Möchte man Aussagen über die Zukunft, z.B. die nächsten 100 Jahre, machen, so benötigen die Klimamodelle angenommene Vorgaben („Szenarien“). Als Vorgaben werden dabei z.B. Schätzungen der zu erwartenden Änderung des → Strahlungsantriebes, z.B. durch den weltweiten zeitlichen Verlaufs der Konzentrationen von → Treibhausgasen verwendet. Diese beruhen auf Annahmen über zukünftige gesellschaftliche und technologische Entwicklungen, die mit erheblichen Unsicherheiten verbunden sind. Man spricht deshalb nicht von Klimaprognosen sondern von Klimaprojektionen.

langwellige Ausstrahlung: → Ausstrahlung

Lokalklima: Das Klima an einem konkreten Ort wird als Lokalklima bezeichnet. Es ist eingebettet in das → Regionalklima und wird zusätzlich durch Relief und Flächennutzung in der näheren Umgebung des Ortes bestimmt.

Lokalwind: → Lokalwindzirkulation

Lokalwindzirkulation: räumlich und zeitlich begrenztes → Windsystem, das durch die lokalen atmosphärischen Bedingungen hervorgerufen wird und sich unabhängig von der großräumigen Wetterlage entwickelt. Lokalwinde bzw. Lokalwindzirkulationen bilden sich vorwiegend in der Mikroskala und der Mesoskala (→ Skala) aus und haben typische räumliche Ausdehnungen von wenigen 100 m bis 100 km bei einer charakteristischen Zeit von einigen Stunden. Beispiele für Lokalwinde sind Land- und Seewind, Berg- und → Talwind oder der Flurwind. Zu Lokalwindzirkulationen kommt es vor allem bei tagesperiodischen, thermisch induzierten Lokalwinden. Lokale Temperaturdifferenzen erzeugen einen horizontalen Druckgradienten, der eine lokale Ausgleichsströmung in Gang setzt. Beim → Hangwind z.B. tagsüber am Hang einen Aufwind und ein Absinken der Luft über dem Tal und nachts umgekehrt.

makroskalig: → Skala

Median: Der Median (oder Zentralwert) bezeichnet in der Statistik den Wert, der eine Stichprobe oder Verteilung in zwei gleich große Hälften teilt, wenn man diese der Größe nach sortiert. Die Hälfte der Werte ist dann kleiner oder gleich dem Median und die andere Hälfte größer oder gleich dem Median. Der Median entspricht also genau dem 50. → Perzentil. Gegenüber dem arithmetischen Mittel, auch Durchschnitt genannt, hat der Median u.a. den Vorteil, robuster gegenüber Ausreißern (extrem abweichenden Werten) zu sein.

Mesoklima: Unter Mesoklima versteht man den Bereich, der zwischen dem Mikroklima und dem Makroklima liegt. Während das Makroklima hauptsächlich von großskaligen und das Mikroklima vor allem von kleinskaligen, lokalen Prozessen beeinflusst ist, ist es im Mesoklima eine Mischung von beiden. Beispielsweise können auch viele Phänomene des Stadtklimas (wie z.B. die Hitzeinsel) dem Mesoklima zugeordnet werden. Durch die Überlagerung von großskaligen und lokalen Einflüssen sind die Phänomene des Mesoklimas nicht immer einfach zu untersuchen oder vorherzusagen.

mesoskalig: Die → Skala der mesoskaligen Phänomene umfasst etwa eine horizontale Ausdehnung von ca. 1 bis 2000 km und eine typische Lebensdauer von einer Stunde bis hin zu einer Woche. Geländeform, Hang-

neigung und Beschaffung der Erdoberfläche sind dabei wichtige Parameter. Typische Prozesse des Mesoklimas sind Fronten, Gewitter, tropische Stürme und großräumigere Wolkencluster.

Mikroklima: Das Mikroklima beschreibt mittlere atmosphärische Zustände und wiederkehrende Phänomene im mikrometeorologischen Maßstabbereich (→ mikroskalig). Mit Mikroklima ist damit das spezielle Klima eines Areals gemeint, das sich in den bodennahen Luftschichten ausbildet und stark von den vorhandenen Oberflächen (Untergrund, Bewuchs, Bebauung), z. B. deren Rauigkeit und thermischen Eigenschaften, beeinflusst ist. Verschiedenheiten in der Geländeform oder im Pflanzenbewuchs können dabei auf engem Raum große Unterschiede in der Temperatur oder der Windgeschwindigkeit verursachen. So kann es z. B. an einem Sommertag über einer Asphaltdecke mehrere Grad wärmer sein als über einer benachbarten, feuchten Wiese. Auch in klaren Nächten können sich, z. B. durch unterschiedliche Ausstrahlungsbedingungen, auf kleinem Raum signifikante Temperaturunterschiede ergeben. Bedeutsam ist das Mikroklima vor allem für die jeweilige Flora und Fauna eines Areals, aber auch der Mensch ist dem Mikroklima direkt ausgesetzt. Am ausgeprägtesten zeigt es sich bei sogenannter autochthoner Witterung, also bei schwachwindigen Hochdrucklagen. Spezielle Mikroklimata sind beispielsweise das Bestandsklima und das Standortklima.

mikroskalig: Nach ORLANSKI (1975) werden atmosphärische Prozesse mit einer horizontalen Ausdehnung von wenigen Millimetern bis einigen hundert Metern der Mikroskala zugeordnet. Siehe auch → Skala, → Mikroklima.

Modell: → numerische Modelle.

Modellgitter: Zur mathematischen Beschreibung des atmosphärischen Geschehens mit Hilfe eines → numerischen Modells wird das vom Modell erfasste Gebiet in Zellen unterteilt, innerhalb derer den atmosphärischen Variablen jeweils ein repräsentativer Punkt zugeordnet wird. Die Gesamtheit der Zellen und Gitterpunkte bildet das Modellgitter.

numerische Modelle: Als numerische Modelle bezeichnet man im Allgemeinen Computermodelle welche auf Grundlage mathematisch-physikalischer Gleichungen und mittels numerischer Methoden physikalische Vorgänge simulieren können. Beispiele aus der Meteorologie sind Wettervorhersagemodelle oder Klimamodelle. Die darin eingehenden Gleichungen beschreiben die atmosphärischen Zustände und die Kausalität der Abläufe. Sie sind so weit vereinfacht, dass sie mit Hilfe von Rechenanlagen bei erträglichem Zeitaufwand gelöst werden können. Je nach dem Anwendungszweck können Art und Grad der vorgenommenen Vereinfachungen recht unterschiedlich sein, wodurch sich die große Vielfalt existierender numerischer Modelle erklärt.

Perzentil: ist ein Lagemaß aus der Statistik. Durch die Perzentile wird ein der Größe nach geordneter Datensatz in 100 umfangsgleiche Teile zerlegt. Diese teilen somit den Datensatz in 1 %-Schritte auf. Das x. Perzentil ist sozusagen ein Schwellenwert innerhalb eines geordneten Datensatzes bei dem x % aller Werte kleiner oder gleich dieses Schwellenwertes sind. Der Rest ist größer. Für das 25. Perzentil bedeutet das zum Beispiel, dass 25 % der Werte unterhalb oder gleich dieses Perzentils liegen (siehe auch Abbildung 7-2). Anhand von Perzentilen lässt sich somit ein einzelner Wert einer Datenreihe qualitativ einordnen. Das 50. Perzentil entspricht genau dem → Median.

Parametrisierung: in → numerischen Modellen die vereinfachte Behandlung kleinräumiger atmosphärischer Vorgänge, die im gegebenen → Modellgitter nicht detailliert aufgelöst werden können. Man versucht damit, die Auswirkung eines Prozesses zu erfassen, ohne seine Einzelheiten zu behandeln.

Quadermethode: Sehr hoch auflösende Simulationen mit dynamischen Klimamodellen wie MUKLIMO_3 sind für klimatologische Zeiträume von 30 Jahren extrem aufwendig und mit heutigen Computern noch nicht leistbar. Zur Reduzierung des Rechenaufwands wurde daher die Quadermethode als dynamisch-statistisches Downscaling-Verfahren entwickelt (FRÜH et al., 2011a und 2011b). Die Quadermethode basiert auf der Annahme, dass das lokale Auftreten wärmebelastender Wetterlagen im Wesentlichen von den regional repräsen-

tativen Werten der drei Klimaparameter Lufttemperatur, relative Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit abhängt (Anhang B.3). Die Minima und Maxima dieser drei Klimaparameter beschreiben einen dreidimensionalen Ereignisraum, der als Quader visualisiert werden kann (Abbildung B-2).

Rauigkeitslänge: in Formeln zur Beschreibung des Reibungseinflusses der Erdoberfläche auf die Atmosphäre benutzter Parameter von der Dimension einer Länge. Er stellt ein Maß für die Unebenheit oder Rauigkeit der Erdoberfläche dar.

RCP (Representative Concentration Pathways): deutsch: „Repräsentative Konzentrationspfade“ geben Szenarien für zukünftige Konzentrationen u.a. von → Treibhausgasen bzw. deren → Strahlungsantrieb wieder. Sie wurden für den 5. Sachstandsbericht des → IPCC entwickelt und ersetzen damit die früheren → SRES-Szenarien.

regionales Klima: Der Begriff Regionalklima ist eng verwandt mit dem des → Mesoklimas. Es sind dabei Phänomene mit sehr ähnlichen Raum- und Zeitskalen gemeint, die durch sowohl groß- als auch kleinskalige Prozesse beeinflusst werden, aber auch von regionalen Gegebenheiten wie der Geländeform und der Landnutzung abhängen. Beim Regionalklima, im Gegensatz zum Mesoklima, wird deutlicher der Bezug zu natur- oder kulturräumlichen Klimabesonderheiten hergestellt. Beispielsweise ist die Phänologie der Pflanzen ein guter Indikator für das Regionalklima einer Region.

relative Feuchtigkeit: Verhältnis zwischen dem aktuellen Wasserdampfdruck e und dem zur aktuellen Lufttemperatur gehörigen Sättigungsdampfdruck E . Die relative Feuchte wird in Prozent angegeben. Ihr Wert ergibt sich dementsprechend durch Multiplikation des Quotienten e/E mit 100.

Reliefenergie: Als Reliefenergie bezeichnet man in der Geomorphologie den Höhenunterschied, der in einem bestimmten Gebiet pro Flächeneinheit auftritt, im Allgemeinen in Meter (Höhenunterschied) pro Quadratkilometer (oder einer anderen Flächeneinheit) angegeben, oder entfernungsbezogen je Kilometer Luftlinie als Höhendifferenz. Dementsprechend besitzt eine gebirgige Landschaft eine hohe Reliefenergie, während eine Ebene nur eine geringe aufweist.

Rückwärtstrajektorie: → Trajektorie

Skala (auch engl. Scale): Bezeichnung für die Größenordnung atmosphärischer Phänomene. Zur Klassifizierung der in ihrer räumlichen Erstreckung recht unterschiedlichen Bewegungsvorgänge und Erscheinungen in der Atmosphäre haben sich die Begriffe makroskalig, mesoskalig und mikroskalig eingebürgert. Phänomene, die das großräumige Wettergeschehen bestimmen wie z. B. Hoch- und Tiefdruckgebiete, gehören der Makroskala an, die auch synoptische Skala genannt wird. Typisch mesoskalig sind z. B. der Land-See-Wind, Berg- und → Talwinde sowie der städtische → Wärmeinseleffekt. Die Mikroskala umfasst Erscheinungen unterhalb etwa 1 km, z. B. die besonderen Strömungsverhältnisse im Bereich einzelner Gebäudekomplexe.

Sky-View-Faktor: → Himmelssichtfaktor

solare Strahlung: von der Sonne herrührende kurzwellige → Strahlung.

Solarkonstante: Die Solarkonstante ist die Strahlungsleistung pro Quadratmeter (m^2) bezogen auf eine Empfängerfläche senkrecht zur einfallenden Strahlung am „oberen Rand“ der Atmosphäre. Die mittlere Solarkonstante beträgt $1,368 \text{ kW/m}^2$. Die Erde empfängt diese Strahlungsleistung mit ihrem Querschnitt. Da sich die Erde dreht, verteilt sich die Strahlungsleistung auf die Kugeloberfläche. Das Verhältnis von der Oberfläche zur Querschnittsfläche einer Kugel beträgt 4 zu 1. Somit steht pro Quadratmeter Erdoberfläche im Mittel nur ein Viertel der Solarkonstanten zur Verfügung, das heißt ca. 342 W/m^2 . Vor allem durch die Exzentrizität der Erdbahn um die Sonne, aber auch durch Störungen der Erdbahn (Milankovich-Zyklen) und Schwankungen in der Strahlungsleistung der Sonne (Sonnenfleckenzyklus) kommt es zu Schwankungen der Solarkonstanten.

Strahlung: In der Meteorologie die Energieübertragung zwischen Sonne, Erde und Atmosphäre durch elektromagnetische Wellen. Von fundamentaler Bedeutung ist der Wellenlängenbereich von ca. 0,3 bis etwa 100 μm . Er wird unterteilt in die von der Sonne herrührende kurzwellige Strahlung (Wellenlängen von 0,3 bis 4 μm mit einem Maximum im sichtbaren Bereich bei 0,5 μm) und die langwellige Strahlung der Erde und der Atmosphäre (3,5 bis 100 μm mit einem temperaturabhängigen Maximum bei etwa 10 μm). Die langwellige Strahlung wird auch als Wärmestrahlung oder thermische Strahlung bezeichnet. Bei der auf die Erde auftreffenden kurzwelligen S. ist zu unterscheiden zwischen direkter und indirekter Sonnenstrahlung, die durch Streuung oder Reflexion entsteht und die die Erde aus allen Himmelsbereichen als diffuse S. erreicht. Die Strahlungsbilanz ist die Summe der auf ein Flächenelement auftreffenden kurz- und langwelligen Strahlung abzüglich der von dem Flächenelement ausgehenden Strahlung.

Strahlungsantrieb: Ein Maß für die Veränderung der Strahlungsbilanz (siehe → Strahlung) der Erde durch externe Faktoren, z. B. eine veränderte Konzentration von → Treibhausgasen oder eine Veränderung der → Albedo. Man kann sich darunter eine Art „Kraft“ vorstellen, die das Klimasystem in eine bestimmte Richtung drängt; ein positiver Strahlungsantrieb führt demnach zu einer Erwärmung, ein negativer zu einer Abkühlung.

Strahlungsnacht: → windschwache Strahlungsnächte

Strahlungswetterlage: Wetterlage, die aufgrund geringer Bewölkung im Wesentlichen durch Strahlungsvorgänge geprägt ist; typisch hierfür sind Hochdruckgebiete. Am Tag erwärmt sich die Luft bei ungehinderter Sonneneinstrahlung sehr stark (Temperaturmaximum etwa 2 Stunden nach Sonnenhöchststand). Nachts kühlt die Luft durch Wärmeausstrahlung des Bodens gegen den wolkenlosen Himmel kräftig ab. (Temperaturminimum bei Sonnenaufgang). Die Luftbewegung ist im Allgemeinen schwach, lebt tagsüber durch Konvektion vorübergehend auf.

SRES-Szenarien; SRES steht für “Special Report on Emission Scenarios” des → IPCC, der im Jahr 2000 veröffentlicht wurde. Es handelt sich dabei um Szenarien der zukünftigen Entwicklung u.a. von Treibhausgas-Emissionen, die dazu dienen sollten, mit Hilfe von Klimamodellen den möglichen zukünftigen Klimawandel aufgrund der Erhöhung von Treibhausgaskonzentrationen zu berechnen. Es werden eine ganze Anzahl von Szenarien unterschieden (A1B, A1T, A1FI, A2, B1, B2). Das Szenario A1B gilt z. B. als moderates Szenario.

Talwind: Bei Sonneneinstrahlung erwärmt sich die Luft im Gebirge bzw. im Tal stärker als über der Ebene. Dadurch sinkt der Luftdruck über dem Gebirge bzw. dem Tal. Zum Ausgleich beginnt die Luft durch die Täler ins Gebirge einzuströmen. Diese im Tagesgang immer stärker werdende Luftströmung wird als Talwind bezeichnet. Er setzt meist 2 bis 3 Stunden nach Sonnenaufgang ein und erlischt erst kurz nach Sonnenuntergang. Nachts kehrt sich dieser Prozess um, und der der Wind weht talabwärts vom Gebirge in die Ebene (Bergwind oder Talabwind).

thermophysiologische Beanspruchung: die „Leistung“, die das körpereigenen Thermoregulationssystem aufbringen muss, damit der Organismus weder aufheizt noch auskühlt.

Trajektorie: Bahn oder Bewegungspfad, den ein Objekt, z. B. ein Luftpartikel, in einem gewissen Zeitraum durchläuft. Das bedeutet, dass die Trajektorie alle Orte verbindet, die ein Teilchen während seiner Bewegung einmal berührt hat. Durch die Berechnung von Trajektorien lässt sich z. B. die Herkunft und die weitere Verfrachtung von Luftverunreinigungen bestimmen. Geht man vom Endpunkt der Bahn aus und „verfolgt“ das Objekt zeitlich rückwärts bis zu seinem „Startpunkt“, spricht man von Rückwärtstrajektorien. Geht man vom Startpunkt aus und rechnet zeitlich vorwärts von einer Vorwärtstrajektorie.

Treibhausgase: Gase in der Atmosphäre, die die Strahlungsbilanz der Erde (→ Strahlung) verändern, indem sie die kurzwellige, solare Strahlung kaum beeinflussen, aber die langwellige → Ausstrahlung in den Weltraum behindern, und damit zu einer Erwärmung führen, grob vergleichbar mit einem Glasdach eines Treibhauses. Es gibt einen erheblichen natürlichen Treibhauseffekt, ohne den es auf der Erde viel zu kalt wäre. Den wichtigsten Beitrag liefert hier der Wasserdampf. Durch menschliche Akti-

vitäten (Energieerzeugung, Verkehr, Industrie, Landwirtschaft, ...) erhöht sich jedoch die Konzentration von Treibhausgasen wie Kohlendioxid (CO₂), Methan (CH₄), Distickstoffoxid (N₂O) oder Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW), wodurch es zu einer zusätzlichen „menschgemachten“ (→ anthropogenen) Erwärmung kommt.

Volumenstrom: das Volumen eines Mediums, das sich innerhalb einer Zeiteinheit durch einen Querschnitt bewegt. Wird in der Regel in m³/s angegeben. Häufig wird der Begriff auch vereinfachend für die Volumendichte verwendet, bei der der Volumenstrom auf die durchströmte Fläche bezogen wird.

Vorwärtstrajektorie: → Trajektorie

warme Hangzone: Vor allem in → windschwachen Strahlungsnächten ist die Temperatur der sogenannten warmen Hangzone häufig höher als in den darüber- und darunterliegenden Geländeteilen. Die Ursache dafür ist, dass die in den Nachtstunden am Hang gebildete Kaltluft abfließt (siehe auch → Hangwind, und Anhang A.5) und sich am Talboden sammelt, während die Luft auf oberhalb des Hanges gelegenen Plateaus liegen bleibt und sich weiter abkühlt. Dadurch entsteht etwa im oberen Hangdrittel ein Gebiet mit höheren Temperaturen. Die warme Hangzone ist nebelarm, kaum frostgefährdet und bioklimatisch begünstigt. und macht sich in der Vegetation dadurch bemerkbar, dass der Austrieb einige Tage früher erfolgt als im Tal.

Wärme: Energieform, die durch den Bewegungszustand der Moleküle eines Körpers (oder seiner Umgebung gekennzeichnet ist). In der Meteorologie unterscheidet man zwischen fühlbarer und latenter Wärmeenergie. Die fühlbare Wärme der Luft wird durch ihre Temperatur bestimmt, sie lässt sich direkt spüren. Die latente Wärmeenergie ist dagegen eine an den atmosphärischen Wasserdampf gebundene Energieform, die erst dann als spürbare Wärme freigesetzt wird, wenn der Wasserdampf kondensiert.

Wärmeinseleffekt: Als (städtischen) Wärmeinseleffekt bezeichnet man das Phänomen, dass die abendliche und nächtliche Lufttemperatur in Siedlungsgebieten, in → windschwachen Strahlungsnächten merklich höher liegt als in der unbebauten Umgebung (Anhang A.2). Eine Erklärung hierfür ist, dass städtische Baumaterialien tagsüber sehr viel Wärme speichern, die sie nach Sonnenuntergang allmählich wieder an die Atmosphäre abgeben wird, sowie eine reduzierte → Ausstrahlung durch den von Gebäuden eingeschränkten → Himmelsichtfaktor, was einer raschen abendlichen Auskühlung entgegenwirkt. Als weitere Ursachen kommen der höhere städtische Versiegelungsgrad sowie menschliche Wärmeproduktion hinzu.

Wärmebelastung: Wärmebelastung tritt ein, wenn die Thermoregulation des menschlichen Körpers trotz angepassten Verhaltens nicht mehr ausreicht, um Behaglichkeit herzustellen. Ein mögliches Maß für die Wärmebelastung ist die → Gefühlte Temperatur. Die Wärmebelastung wird in vier Stufen unterteilt: schwache, mäßige, starke und extreme Wärmebelastung (siehe Tabelle 5-1).

Wärmestrom: die Menge an → Wärme, die durch turbulenten Austausch oder durch Wärmeleitung pro Sekunde durch eine Kontrollfläche von 1 m² hindurchfließt. Seine Stärke ist sowohl vom Temperaturgefälle als auch von der Art und Stärke des turbulenten Austauschs, im Fall der Wärmeleitung von der Wärmeleitfähigkeit der betreffenden Materie abhängig.

Wind: horizontal (als Aufwind auch vertikal) bewegte atmosphärische Luft. Der Wind wird charakterisiert durch die Angabe von Windgeschwindigkeit und Windrichtung. Die Windgeschwindigkeit wird mit so genannten → Anemometern in Meter pro Sekunde (m/s), Kilometern pro Stunde (km/h) oder in Knoten (kn) gemessen. Die Windrichtung ist die Richtung, aus der der Wind weht. Sie wird im Uhrzeigersinn in Grad gegen Nord gemessen (Ost=90 Grad). Daneben sind noch Einteilungen in 32, 16 oder 8 Abschnitte (Sektoren) in Gebrauch.

windschwache Strahlungsnächte: von einer windschwachen Strahlungsnacht wird dann ausgegangen, wenn die Windgeschwindigkeit im Stundenmittel höchstens 2,6 m/s (oder 5 kn) und der → Bedeckungsgrad des Himmels mit Wolken höchstens 4 Achtel beträgt (siehe auch → Strahlungswetterlage und Anhang A.5).

Windfeld: → Feld

Windsysteme: → Wind entsteht durch Druck- oder Dichteunterschiede in der Atmosphäre, die wiederum häufig durch Temperaturunterschiede verursacht werden. In warmer Luft bildet sich bodennah zum Beispiel ein Hitzetief, in kalter ein Kältehoch. Aufgrund der Druckunterschiede beginnt die Luft am Boden aus dem Kältehoch Richtung Hitzetief zu strömen. In der Höhe bildet sich eine genau umgekehrte Druckverteilung, so dass die Luft in der Höhe in umgekehrte Richtung strömt. Es bildet sich ein Zirkulationsmuster oder Windsystem. Solche Systeme können fast den ganzen Globus umfassen (planetare Windsystem), auf eine Region (→ Berg- und Talwind-System, Land-See-Wind-System) oder sehr lokal begrenzt sein (→ Hangwind).

Windvektor: Die Darstellung des → Windes durch einen Vektor. Da zur vollständigen Beschreibung eines Windes sowohl ein Betrag (die Windgeschwindigkeit) als auch eine Richtung (die Windrichtung) notwendig sind, ist der Wind eine typische Vektorgröße. Ein Windvektor wird durch eine gerichtete Strecke (einen Pfeil) dargestellt, wobei die Länge der Strecke die Windgeschwindigkeit angibt, d.h. die Richtung, in die der Wind weht (während ein Wind nach der Richtung bezeichnet wird, aus der er kommt). Für statische Bearbeitungen und zur Ableitung von Formeln ist es oft zweckmäßig, den Windvektor in Windkomponenten zu zerlegen.

Berichte des Deutschen Wetterdienstes

Nr. 248 U. Sievers:

Das kleinskalige Strömungsmodell MUKLIMO_3. - Teil 2: Thermodynamische Erweiterungen

Nr. 247 K. Trusilova; W. Riecke:

Klimauntersuchung für die Metropolregion Hamburg zur Entwicklung verschiedener meteorologischer Parameter bis zum Jahr 2050

Nr. 246 Hänsel, Stephanie; Schucknecht, Anne; Böttcher, Falk; Bernhofer, Christian; Matschullat, Jörg:

Niederschlagsveränderungen in Sachsen von 1901 bis 2100 - Starkniederschlags- und Trockenheitstrends

Nr. 245 P. Winkler:

Untersuchung zu historischen und neuzeitlichen Dampfdruckmessungen am Observatorium Hohenpeißenberg

Nr. 244 Ch. Brendel; E. Brisson; F. Heyner; E. Weigl; B. Ahrens:

Bestimmung des atmosphärischen Konvektionspotentials über Thüringen

Nr. 243 K. Hoffmann; W. Bivour; B. Früh; M. Koßmann; P.-H. Voß:

Klimauntersuchungen in Jena für die Anpassung an den Klimawandel und seine erwarteten Folgen - ein Ergebnisbericht

Nr. 242 C. Stein; G. Maliltz:

Das Hochwasser an Elbe und Donau im Juni 2013: Wetterentwicklung und Warnmanagement des DWD: Hydrometeorologische Rahmenbedingungen

Nr. 241 A. Hoff; C. Drüe; H.-R. Sonnabend:

Messphysik und Datenverarbeitung der Verkehrsflugzeuge als meteorologische Sensorträger

Nr. 240 U. Sievers:

Das kleinskalige Strömungsmodell MUKLIMO_3. - Teil 1: Theoretische Grundlagen, PC-Basisversion und Validierung

Nr. 239 F. Herbert:

Die Erschließung der Rossby-Welle durch Lärmfilterung

Nr. 238 G. Augter:

Vergleich der Referenzmessungen des Deutschen Wetterdienstes mit automatisch gewonnenen Messwerten

Nr. 237 B. Früh, M. Koßmann, M. Roos:

Frankfurt am Main im Klimawandel: Eine Untersuchung zur städtischen Wärmebelastung

Nr. 236 G. Augter, M. Roos:

Berechnung von Sturmintensitäten für Deutschland

Nr. 235 U. Maier, G. Müller-Westermeier:

Verifikation klimatologischer Rasterfelder

Nr. 234 W. Riecke, G. Rosenhagen:

Das Klima in Hamburg: Entwicklung in Hamburg und der Metropolregion

Gesamtliste der „Berichte des Deutschen Wetterdienstes“ unter www.dwd.de/bibliothek.



Deutscher Wetterdienst

Fachinformationsdienst und Deutsche Meteorologische Bibliothek
Frankfurter Straße 135
63067 Offenbach