
Herausgeber: Landkreis Donau-Ries

(Die Verantwortung für den Inhalt der Beiträge liegt jeweils bei den Autoren.)

1. Auflage. 1991

© by Landkreis Donau-Ries

Gesamtherstellung: Arbeitsgemeinschaft Auer/Steinmeier

Graphische Gestaltung: Ludwig Auer GmbH, Donauwörth

Lithos: e + r Repro, Donauwörth

Satzherstellung: Druckerei und Verlag F. Steinmeier, Nördlingen

Druck und buchbinderische Verarbeitung: Ludwig Auer GmbH, Donauwörth

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-403-02118-1

Das Klima

von Jucundus Jacobeit



1 Landschaft nahe Hoppingen bei Gewitterstimmung.

Das Großklima

Die großklimatischen Verhältnisse eines Raumes werden im wesentlichen von seiner geographischen Breitenlage und seiner klimazonalen Zugehörigkeit bestimmt, sowie durch seine Höhenlage und seine großlandschaftliche Eingebundenheit (Entfernung und Lage zu großen Meeres- und Gebirgsräumen) abgestuft modifiziert und differenziert. Der Landkreis Donau-Ries in seiner breitenmäßigen Erstreckung zwischen ca. $48^{\circ}37'$ und $49^{\circ}2'$ liegt im südlichen Teil der hohen Mittelbreiten, die sich von etwa 45°N bis an den Polarkreis erstrecken und thermisch wie vegetationsgeographisch durch vier klar voneinander abgeho-

bene Jahreszeiten charakterisiert sind. Grundlegende Ursache hierfür sind die periodisch sich ändernden Strahlungsverhältnisse, die z.B. in 49°N zur Zeit der Sommersonnwende maximale Einfallswinkel der Sonnenstrahlung von ca. 64.5° bei einer Tageslänge von etwa 16 Stunden, zur Zeit der Wintersonnwende hingegen nur maximale Einfallswinkel von ca. 17.5° bei einer Tageslänge von etwa 8 Stunden zur Folge haben. Die tatsächlichen atmosphärischen Momentanzustände (Wetter) und ihre variablen Abfolgen, die über einen längeren Zeitraum integriert das Klima ergeben, bilden sich aber erst als Folge der großräumigen atmosphärischen Austauschprozesse von Masse und Energie heraus, die

man allgemein als Zirkulation der Atmosphäre bezeichnet. Unsere hohen Mittelbreiten liegen dabei ganzjährig zwischen der subtropischen Hochdruckzone und der subpolaren Tiefdruckrinne im Bereich der sog. außertropischen Westwinddrift, die sich als hochreichendes Zirkulationsband um die gesamte Hemisphäre zieht. In dieser Klimazone sind die großräumigen Temperatur- und Luftdruckkontraste zwischen den äquatornahen warmen und den polnahen kalten Regionen zur sog. planetarischen Frontalzone zusammengedrängt, in der die atmosphärischen Austauschprozesse besonders intensiv und vielgestaltig ablaufen. So wechseln Phasen mit eher breitenkreisparalleler (zonaler) Strö-

mung und Phasen mit großräumigen Wellenbewegungen einander ab, in deren Folge polare Kaltluft weit südwärts und subtropische Warmluft weit nordwärts transportiert wird (meridionale Zirkulation). Gleichzeitig bauen sich aus einheitlichen oder miteinander verwirbelten kontrastierenden Luftmassen zusammengesetzte Hoch- und Tiefdruckgebiete mit ihren wolkenarmen Zonen bzw. ihren bewölkungsreichen Niederschlagsgebieten immer wieder neu auf, bilden sich um und lösen sich unterschiedlich rasch wieder auf. In wechselnden Phasen wandern derartige Druckgebilde (meist mit der west-östlichen Grundströmung) über unser folglich witterungsunbeständiges Gebiet hinweg oder werden zeitweise nahezu ortsfest, wodurch meist längere Witterungsabschnitte einheitlichen Grundcharakters eingeleitet werden. Insgesamt resultiert daraus der für unsere Klimazone so charakteristische permanente Wetter- und Witterungswechsel, der allerdings neben sehr kurzfristigen Zustandsänderungen auch längere Witterungsextrema, wie Hitze- oder Kältewellen, Feucht- oder Trockenperioden, nicht ausschließt. Jahreszeitlich gebundene Witterungsphasen (sog. Singularitäten) sind ebenfalls weithin bekannt (Eisheilige, Schafskälte, Altweibersommer, Weihnachtstauwetter), jedoch in ihrem genauen Auftrittstermin, ihrer Andauer und ihrer Intensität dem jeweiligen Entwicklungszustand der Zirkulation entsprechend äußerst variabel. Die ganzjährige Wirksamkeit der Austauschprozesse an der planetarischen Frontalzone hat für unser Gebiet die bedeutungsvolle Konsequenz, daß (von vereinzelt Witterungsextrema abgesehen) keine regelmäßig wiederkehrenden längeranhaltenden Trok-

kenzeiten auftreten, also jeder Monat im langjährigen Mittel mehr Niederschlag erhält, als durch die temperaturabhängige Verdunstung verlorengehen kann. Unser immerfeuchtes Klima zeigt allerdings einen deutlichen Niederschlagsjahresgang, der das Ergiebigkeitsmaximum in die warme Jahreszeit und damit in die Vegetationsperiode fallen läßt (vergleiche Tabelle 2). Wärmere Luft hat eine exponentiell höhere Aufnahmekapazität für Wasserdampf als kältere Luft, so daß bei den ganzjährig wirksamen zyklonalen Prozessen das Niederschlagsmaximum meist im wärmsten Monat (Juli) liegt; gerade bei zunehmender Alpennähe häufiger zu beobachtende vorverlegte Juni-Maxima zeugen von besonderer Wirksamkeit der Schafskälte-Singularität im Juni, mit deren nordwestlichen bis nördlichen Strömungen wolkenreiche und besonders im Stau vor den Alpen zunehmend niederschlagsergiebigere Kaltluftstadien herangeführt werden. Seine wichtigste Modifikation erfährt unser Großklima durch die geographische Lage Mitteleuropas im subozeanischen Übergangsbereich zwischen der atlantisch geprägten Westküste Europas und den östlich sich anschließenden Kontinentalräumen Eurasiens. Diese Übergangsstellung drückt sich z.B. in der Jahrestemperaturamplitude aus, also der Temperaturdifferenz zwischen wärmstem und kältestem Monat, die bei uns zwischen 18 und 20°C liegt (z.B. Nördlingen mit Monatsmitteltemperaturen von -1.5°C im Januar und 17.2°C im Juli); im ozeanischen Westseitenklima sinkt diese Differenz bei mehreren Grad höheren Winter- und etwas niedrigeren Sommertemperaturen bis auf 10°C, während sie mit zunehmendem Kontinentalitätsgrad nach Osten

bei gegenläufiger Jahreszeitenakzentuierung auf Werte über 25 oder gar 30°C ansteigt. Unser subozeanisches Übergangsklima bildet im Zuge seines dazwischenliegenden thermischen Jahresganges bei Höhenlagen zwischen ca. 400 und 600 m über NN, wie sie im Donau-Ries-Kreis vorkommen, eine mittlere Vegetationsperiode (mit Tagesmittelwerten über 10°C) von 140–160 Tagen, eine frostfreie Periode von sogar 160–180 Tagen aus, innerhalb derer jedoch im Mittel nur 24–32 meteorologische Sommertage (mit Tagesmaxima über 25°C) auftreten; das Winterhalbjahr wird durch eine mittlere Anzahl von 100–120 Frosttagen und 50–60 Tagen mit Schneefall gekennzeichnet.

Aber nicht nur die thermischen Kennwerte, sondern auch die Niederschlagsverhältnisse zeigen Merkmale des ozeanisch-kontinentalen Übergangs: So liegen die mittleren jährlichen Niederschlagssummen des Kreises von 600–800 mm zwischen denjenigen küstennaher und ausgesprochen meerferner Regionen, und auch das mittlere monatliche Niederschlagsminimum im März (vgl. Tabelle 2) ordnet sich zwischen die Minimumsmonate ausgeprägt ozeanischer (April bis Juni) bzw. kontinentaler Regionen (Januar bis März) ein. Das Jahresminimum zyklonaler Westwetterlagen, die für unser Niederschlagsgeschehen von hervorgehobener Bedeutung sind, koinzidiert mit diesem März-Minimum und muß ursächlich damit in Verbindung gebracht werden. Schließlich manifestiert sich die genannte klimatische Übergangsstellung unseres Raumes in der wetterwirksamen Beteiligung sowohl maritim als auch kontinental geprägter Luftmassen am variablen Witterungsablauf: So werden einmal, bevorzugt bei südwestli-



2 Wetterwechsel kündigt sich an!

chen bis nordwestlichen Strömungsrichtungen, Luftmassen vom Atlantik herangeführt, die sich durch hohe Feuchtigkeitswerte sowie relativ kühle Temperaturen im Sommer und relativ milde Temperaturen im Winter auszeichnen; zum anderen gelangen in bestimmten Druckkonstellationen (häufig durch ein nahezu ortsfestes Hochdruckgebiet über dem südlichen Nordeuropa gesteuert) mit östlichen Strömungskomponenten Luftmassen aus betont kontinentalen Regionen zu uns, die im Sommer meist zu trockenheißen, im Winter zu trocken-kalten Witterungsabschnitten führen. Häufigkeit und Intensität der unterschiedlichen Zirkulationsformen, der verschiedenartigen Druckgebiete und der diversen Luftmassen unterliegen aber nochmals übergeordneten Schwankungen, so daß in einzelnen Zeitabschnitten teils beträchtliche Abweichungen von den mittleren klimatischen Verhältnissen auftreten können; z.B. sind Temperaturabweichungen einzelner Monate um $\pm 2^\circ\text{C}$ vom langjährigen Mittel in unserem Großklima keine Seltenheit und selbst bis $\pm 5^\circ\text{C}$ gelegentlich noch zu beobachten; auch die mittleren jährlichen Niederschlagsmengen sind in Einzeljahren schon um mehr als 200 mm über- oder unterschritten worden.

Klimatische Besonderheiten der Einzellandschaften

Das durch die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre bedingte Großklima eines Raumes wird je nach Beschaffenheit und Anordnung der unteren Grenzflächenteile der Atmosphäre in differenzierter Weise abgewandelt und teils mit eigenständigen Charaktermerkmalen ausgestattet. Die verschiedenartige Morphologie und Höhenlage von Einzellandschaften, ihre spezifischen naturräumlichen Ausstattungskomponenten (z.B. waldfreie Flußniederung, bewaldete Hochfläche, quer zur Hauptströmungsrichtung verlaufender Bergzug usw.) und ihre relative Lage zueinander (z.B. Kessellage, Luv- oder Leelage usw.) spielen bei dieser klimatischen Differenzierung eine hervorgehobene Rolle.

Für den Landkreis Donau-Ries lassen sich aus den verfügbaren Klimadaten wenigstens drei landschaftliche Bereiche mit unterschiedlichen Abwandlungen des Großklimas ausgliedern: neben den teils moorigen oder anmoorigen Niederungen von Donau und Lech, einschließlich ihrer flankierenden Schotterterrassen, sowie den rela-

tiv hoch gelegenen Flächenteilen von Fränkischer und Schwäbischer Alb, auch der kesselförmige Meteoritenkrater des Nördlinger Rieses, der mit über 350 km² Grundfläche und 80–100 m topographischer Einsenkung landschaftsklimatologisch relevante Dimensionen erreicht.

Besonders unterschiedlich fallen die mittleren jährlichen Niederschlagsmengen aus (Tab. 1): Sie liegen im Inneren des Rieses mit 620–640 mm mit Abstand am niedrigsten und lassen im Lee der Schwäbischen Alb und ihres Vorlandes eine der relativ trockensten Regionen im immerfeuchten mitteleuropäischen Klima entstehen. Erst zu den östlichen Rändern des Rieses hin, wo sich der Anstieg zur Fränkischen Alb und ihrem Vorland gegenüber der westlichen Hauptwindrichtung niederschlagsfördernd bemerkbar macht, steigen die Werte auf 660 bis etwas über 700 mm an. Ähnliche Größenordnungen erreichen auch die Landstriche der Donau-Lech-Niederungen und das nördliche Ries-Vorland (Fremdingen). Erst die höhergelegenen und den regenbringenden Luftströmungen stärker exponierten Bereiche der Albhochfläche lassen die Niederschlagssummen kräftig ansteigen auf Werte über 760 mm, die damit

Tabelle 1: Jährliche Niederschlagssummen (mm) im Landkreis Donau-Ries (Mittelwert 1931–1960)

Alb und Vorland Frankenalb:		Nördlinger Ries Inneres Ries:		Donau-Lech-Gebiet Niederungen:	
Monheim	777	Nördlingen	625	Donauwörth	664
Mündling	761	Möttingen	624	Rain	677
Kaisheim	762	Wechingen	637	Druisheim	716
Schweinspoint	776				
Sonderstandorte:		Ries-Rand:		Hochlagen:	
Fremdingen	700	Oettingen	660	Wallerdorf	773
Harburg	674	Hainsfarth	683		
Bollstadt	715	Wemding	710		

Tabelle 2: Monatsmittel ausgewählter Klimaelemente im Landkreis Donau-Ries (Zeitraum 1951–1980)

		Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
A Frankenalb (Station Kaisheim)														
R Ries (Station Nördlingen)														
D Donau-Lech-Gebiet (rechnerisch ermittelt aus Teilzeitaufzeichnungen und Nachbarstationen des Kreises)														
Mittlere	A	49.9	50.6	46.7	56.2	74.1	103.5	85.6	88.7	55.9	55.0	54.6	53.4	774.1
Niederschlags-	R	37.0	40.2	35.3	46.4	58.8	82.3	74.2	73.9	49.6	41.0	44.0	40.1	622.8
summe (mm)	D	42.4	40.0	34.3	50.0	68.6	96.3	84.0	83.3	54.8	50.3	51.6	44.1	700.3
Mittlere	A	-2.1	-0.7	3.2	7.3	11.6	15.0	16.5	16.0	12.8	7.8	2.6	-0.9	7.4
Temperatur	R	-1.5	-0.2	3.4	7.6	12.1	15.6	17.2	16.4	13.1	8.1	3.3	-0.3	7.9
(°C)	D	-1.7	-0.2	3.6	7.9	12.4	15.8	17.4	16.6	13.2	8.0	3.2	-0.4	8.0
Mittlerestägliches	A	-4.7	-3.7	-0.8	2.7	6.6	10.0	11.5	11.2	8.3	4.1	0.1	-3.3	3.5
Temperatur-	R	-4.5	-3.7	-1.0	2.4	6.3	9.9	11.4	11.0	7.9	3.7	0.3	-3.1	3.4
minimum (°C)	D	-4.4	-3.4	-0.6	3.0	7.0	10.5	12.0	11.6	8.5	4.3	0.6	-2.8	3.9
Mittlerestägliches	A	0.4	2.7	7.7	12.3	17.0	20.3	22.0	21.5	18.4	12.3	5.4	1.4	11.8
Temperatur-	R	1.2	3.4	8.3	12.9	17.7	21.0	22.8	22.2	19.1	13.2	6.3	2.3	12.5
maximum (°C)	D	0.7	3.0	8.2	13.0	17.8	21.1	22.9	22.3	18.9	12.6	5.9	1.8	12.4
Mittlere Anzahl	A	7.4	6.0	3.0	1.7	1.2	1.1	0.9	2.1	5.8	10.9	9.5	8.3	57.8
der Tage	R	4.8	5.4	4.0	1.9	1.5	1.1	1.1	2.5	6.2	9.6	6.7	6.2	50.9
mit Nebel	D	9.7	7.1	4.6	2.4	3.3	2.8	3.0	5.1	10.9	12.8	9.3	7.6	78.6

um mehr als 20 % über denjenigen des inneren Rieses liegen. Ausnahmen davon sind topographisch abgeschirmte, tiefer gelegene Bereiche, wie z.B. der Wörnitzdurchbruch (Harburg mit nur 674 mm) oder Teile der südöstlichen Schwäbischen Alb (Bollstadt mit nur 715 mm), bei denen sich der orographische Effekt der generellen Niederschlagsabnahme von nordwestlicher zu südöstlicher Alb bemerkbar macht. Auffälligerweise steigen die Niederschläge auf den höhergelegenen Teilen der Aindlinger Terrassentreppe (Wallerdorf) auf ähnlich hohe Werte wie auf der Frankenalb, worin der kombinierte Effekt topographischer Verstärkung und generell einsetzender Niederschlagszunahme von der Donau Richtung Alpen zum Ausdruck gelangt.

Der monatlich aufgelöste Jahresgang des Niederschlages für ausgewählte Stationen (Tab. 2) läßt weitere Unterschiede zwischen den oben genannten

Landschaftsbereichen erkennen: Während Ries und Frankenalb bei ähnlicher Verlaufsform sich im wesentlichen nur im absoluten Niveau voneinander unterscheiden, zeigt die Region südlich der Donau auch Abwandlungen im Jahresgang selbst. So steigen bei Jahressummen des Niederschlags, die zwischen denjenigen von Ries und Frankenalb liegen, die sommerlichen Regenmengen (Juni bis September) auf nahezu vergleichbare Werte wie auf der Frankenalb, während die winterliche Niederschlagsabnahme bis Februar/März auf ähnliche Werte zurückführt wie im inneren Ries. Dies resultiert aus der konvektionsverstärkenden Wirkung feuchter Flußniederungen vor allem im Sommer, wenn konvektive Prozesse, die zu vertikaler Aufwärtsbewegung von Luftquanten führen, einen höheren Anteil an der Wolken- und Niederschlagsbildung erlangen; im Winterhalbjahr geht mit den niedrigeren Luft- und Wassertem-

peraturen dieser Anteil zurück und läßt die höhergelegenen Alpteile bei horizontal herangeführten Tiefdruckstörungen als relativ niederschlagsreichere Zonen hervortreten.

Weniger deutlich erscheinen die thermischen Unterschiede zwischen den einzelnen Landkreisteilen: Zwar liegt die Jahresmitteltemperatur auf der Alb etwa ein halbes Grad niedriger als in den tiefergelegenen Landkreisteilen (Tab. 2), doch entspricht dieser Unterschied der generellen mittleren Temperaturabnahme von 0,5–0,7°C pro 100 m zunehmender Höhenlage. Auch der Jahresgang der Monatsmitteltemperaturen zeigt keine einschneidenden Unterschiedlichkeiten: Zwar reduzieren sich die Differenzen zwischen Alb und Ries in den Übergangsmontaten März, April, September und Oktober auf rund die Hälfte der sonst üblichen, und die weiten Niederungen südlich der Donau lassen selbst gegenüber dem von Randhöhen umgebenen Rieskessel eine gewisse Tendenz zu kontinentalerem Charakter (d.h. höheren Sommer- und niedrigeren Wintertemperaturen) erkennen; doch erreichen diese Unterschiede jeweils nur geringe Absolutbeträge von wenigen Zehntel °C. Aufschlußreicher für eine regionalklimatische Differenzierung sind dagegen die mittleren täglichen Temperaturextrema in den einzelnen Monaten (Tab. 2): Hier zeigt sich, daß Ries und Frankenalb meist nur geringe Unterschiede in der mittleren nächtlichen Abkühlung aufweisen, von März bis Oktober liegen die mittleren Minima auf der Alb sogar etwas über denjenigen des Rieses (am deutlichsten im September/Oktober); die mittleren Maxima dagegen erreichen im Ries ganzjährig deutlich höhere Werte als auf der Alb (um ca. 0,7°C von Februar bis September, um ca.

0,9°C von Oktober bis Januar). Beide Phänomene gehen auf die besondere Strahlungsexposition topographischer Freilandsenken, wie des Riesessels, zurück, der sich sowohl bei Sonneneinstrahlung besonders zu erwärmen als auch bei nächtlichen Ausstrahlungsbedingungen besonders abzukühlen vermag. Am günstigsten dafür sind windschwache und wolkenarme Hochdruckwetterlagen, die häufig nachts zur Ausbildung einer sog. Inversionsschicht führen, in der die Temperatur entgegen dem Normalfall mit zunehmender Höhe nicht ab-, sondern zunimmt. Besonders häufig sind derartige Hochdruckwetterlagen während der Altweibersommermonate, die auch fast ein halbes Grad höhere mittlere Temperaturminima auf der Alb als im Ries zeigen. In diese Zeit fällt auch das Auftrittsmaximum bodennaher Nebelfelder (Tabelle 2), die sich ebenfalls bevorzugt bei Ausstrahlungsbedingungen unter Hochdruckeinfluß bilden, wenn die zurückgehende Lufttemperatur den feuchtigkeitsabhängigen Taupunkt erreicht. Wegen der Feuchtigkeitsanreicherung vom Untergrund liegt der Taupunkt in den feuchten Donau-Lech-Niederungen meist um einiges höher als im Ries und auf der Alb, so daß auch bei ganzjährig höchsten mittleren Temperaturminima die jährliche Anzahl der Nebeltage im Donau-Lech-Gebiet um 35 bis 55 Prozent höher liegt als im übrigen Kreisgebiet. Lediglich im November und Dezember erreicht die Frankenalb ähnlich hohe oder gar höhere Werte, da ein gesteigerter Anteil von Hochnebel sowie von Advektionswolken mit tiefliegender Untergrenze höhergelegene Bereiche im Unterschied zu den Niederungen noch unter den Wetterzustand »Nebel« geraten läßt. Die unterschiedlichen Nebelhäufig-

keiten sind auch an weiteren thermischen Differenzierungen beteiligt: So fällt die Zeit höchster Abweichungen zwischen den mittleren Temperaturmaxima Ries und Alb (Oktober bis Januar) etwa mit der Zeit zusammen, in der die Nebelhäufigkeit auf der Alb größer als im Ries ist; auch der (winterliche) Zeitraum, der im Tagesmittel im Donau-Lech-Gebiet kälter als im Ries ist (Oktober bis Februar), koinziiert sowohl mit der Periode großer Nebelhäufigkeitsunterschiede als auch mit derjenigen Phase, in der die mittleren Maxima im Donau-Lech-Gebiet rund ein halbes Grad niedriger liegen als im Ries. Abgesehen von möglichen Auswirkungen winterlicher Schneedecken, über die jedoch kein Vergleichsmaterial vorliegt, zeigt sich in diesen Beispielen die Kappung tageszeitlicher Erwärmungsraten durch bodennahe Nebelfelder gerade während des Winterhalbjahres mit seinen kurzen Einstrahlungszeiten und flachen Einfallswinkeln, die entweder überhaupt keine oder nur eine zu späte Nebelauflösung bewirken und so zu einem unaufholbaren thermischen Nachhinken gegenüber nebelfreien oder nebelärmeren Gebieten führen. Auf der anderen Seite bedeutet nächtlicher Nebel auch Ausstrahlungsreduktion und gebremste weitere Abkühlung, wie es sich z.B. in den auch im Winterhalbjahr höheren mittleren Minima des Donau-Lech-Gebietes ausdrückt. Jedoch nicht nur Nebel, sondern auch höhere Feuchtigkeitsgrade reduzieren die nächtliche Ausstrahlung und Abkühlung. So beruhen die etwas höheren Mitteltemperaturen des Donau-Lech-Gebietes gegenüber dem Ries in der Zeit zwischen März und September nicht so sehr auf größerer tageszeitlicher Erwärmung, als vielmehr

auf deutlich geringerer nächtlicher Abkühlung, die die besondere Feuchtigkeitsanreicherung der gerade im Sommerhalbjahr gesteigert wasserdampfaufnahmefähigen Luft dokumentiert.

Weitere klimatische Differenzierungen ergeben sich vor allem in Abhängigkeit von der Geländeform und Erdoberflächenbeschaffenheit. So bildet sich tagsüber bei Strahlungswetter an Geländestufen wie dem Riesrand oder dem Albabfall zur Donau eine warme Hangzone heraus, die oft auch mit einer lokalen Zirkulation thermisch angetriebener hangaufwärts gerichteter Winde verbunden ist, die ihrerseits an längs der Geländestufe aufgereihten flachen Quellwolken erkannt werden können. Waldgebiete zeigen gegenüber ihrer Freilandumgebung ein wesentlich ausgeglicheneres Klima, das die nachmittäglichen Temperaturmaxima bei Strahlungswetter um einige °C reduziert. Umgekehrt bilden Städte gegenüber ihrem Umland regelrechte Wärmeinseln, die sich als Folge der Strahlungsabsorption städtischer Baumaterialien, ihrer nachfolgenden Wärmeabgabe an die Stadtluft, des meist geringen Grünflächenanteils und des verdunstungsbeeinträchtigenden Oberflächenversiegelungsgrades entwickelt. Dieser Effekt macht sich z.B. bei Städten der Größenordnung Nördlingens bemerkbar: Hier sind tagsüber bei sommerlichem Strahlungswetter vereinzelt Temperaturdifferenzen bis zu 3°C gegenüber dem Umland gemessen worden, die nach Sonnenuntergang in Extremfällen sogar auf 8°C ansteigen können. Insgesamt ergibt sich also ein Mosaik kleinräumiger Klimamodifikationen, das sich unserem zirkulationsgebundenen Großklima überlagert.