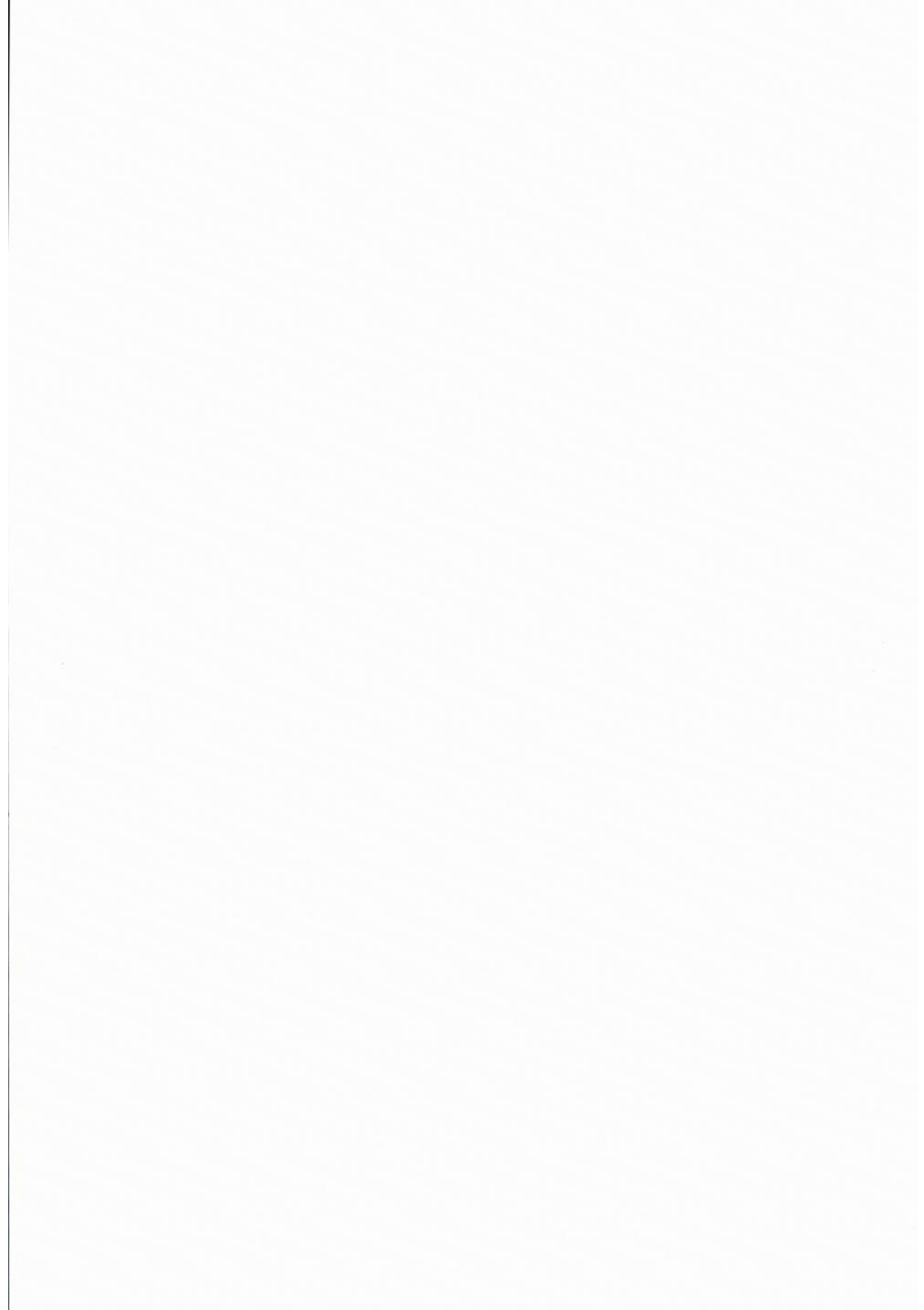


Goethes weiteres Erbe
200 Jahre Klimastation Jena

Lange Zeitreihen und schnelle Prozesse:
Die wiederentdeckte Rolle der Langzeitbeobachtung
in Geowissenschaften, Klimatologie und Hydrologie

Beiträge des Jubiläumskolloquiums „200 Jahre Klimamessstation Jena“





Annalen der Meteorologie

Goethes weiteres Erbe 200 Jahre Klimastation Jena

Lange Zeitreihen und schnelle Prozesse:
Die wiederentdeckte Rolle der Langzeitbeobachtung
in Geowissenschaften, Klimatologie und Hydrologie

Beiträge des Jubiläumskolloquiums
am 26. und 27. September 2013
in Jena

Veranstalter:

Friedrich-Schiller-Universität Jena

Deutsche Meteorologische Gesellschaft e.V. (DMG)

Deutscher Wetterdienst (DWD)

Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (TLUG)

ISSN der Online-Ausgabe: 2194-5934

ISSN der Druckausgabe: 0072-4122

ISBN 978-3-88148-469-5

Alle Rechte vorbehalten. Nachdruck, auch auszugsweise, verboten. Kein Teil dieses Werkes darf ohne schriftliche Einwilligung des Deutschen Wetterdienstes in irgendeiner Form (Fotokopie, Mikrofilm oder ein anderes Verfahren), auch nicht zum Zwecke der Unterrichtsgestaltung, reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet oder verbreitet werden. Für den Inhalt sind die Autoren verantwortlich.

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

Herausgeber und Verlag:

Deutscher Wetterdienst
Fachinformationsstelle und
Deutsche Meteorologische Bibliothek
Frankfurter Straße 135
63067 Offenbach am Main
Internet: www.dwd.de/bibliothek
Mail: bibliothek@dwd.de

Druck und Bindung:

Druckerei des BMBVS, Ref. Z 25
Robert-Schuman-Platz 1
53175 Bonn

Redaktion:

Falk Böttcher
Deutscher Wetterdienst
Geschäftsbereich Klima und Umwelt
Abteilung Agrarmeteorologie
Kärnerstr. 68
04288 Leipzig
Mail: Falk.Boettcher@dwd.de

Frank Reinhardt und Dr. Kai Pfannschmidt
Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie
Thüringer Klimaagentur
Göschwitzer Str. 41
07745 Jena
Mail: Poststelle@tlug.thueringen.de

Vorwort

Wenn Sie in diesem Band der „Annalen der Meteorologie“ lesen, entdecken Sie wichtige Meilensteine der 200-jährigen Geschichte der Klimabeobachtung in Jena, aber auch der aktuellen Auseinandersetzung mit dem Thema Klima. Er enthält in komprimierter Form die thematisch vielfältigen Vorträge und Poster vom Jubiläumskolloquium am 26. und 27. September 2013 in der Aula der Friedrich-Schiller-Universität Jena. Die Beiträge spannen den Bogen von der Beobachtung und Auswertung meteorologischer Größen in der Atmosphäre bis hin zu Daten der Hydrosphäre, der Biosphäre, der Kryosphäre und der Lithosphäre.

Der Beginn der systematischen Wetterbeobachtungen im Schillergässchen in Jena geht auf Geheiß sowohl Johann Wolfgang von Goethes als auch des Großherzogs Carl August in Weimar auf einen Erlass aus dem Jahr 1813 zurück. In einer vom langjährigen Leiter der Messstelle, Herrn Prof. Dr. Gerhard Kluge (1934 bis 2011) im Jahr 2002 veröffentlichten Historie heißt es:

„Bedingt durch das starke Interesse sowohl Goethes als auch des Großherzogs Carl August wurde 1812/13 als Anbau an das Schillerhaus eine Sternwarte errichtet. Die Großherzogliche Sternwarte wurde der Universität zugeordnet, unterstand aber nur dem Großherzogtum Sachsen-Weimar-Eisenach und nicht den anderen drei, die Universität mittragenden Thüringer Herzogtümern.

Als erster Direktor der Sternwarte wurde der a.o. Professor Carl Dietrich von Münchow berufen. Zu seinen Aufgaben gehörten auch regelmäßige meteorologische Beobachtungen. Die Aufzeichnungen beginnen am 11.10.1813, enthalten aber große Lücken. Stattdessen findet man Bemerkungen wie „Kanonade bei Kösen“ oder „die Kriegsbegebenheiten, und was ihnen anhängt, stören die Ordnung der Beobachtungen“.

Seit dem Beginn der Messungen hat die Station eine bewegte Geschichte erlebt und trotz weiterer zahlreicher Wirrungen in zwei Jahrhunderten ein denkwürdiges Jubiläum geschafft.

Heute wird die Messstation in Kooperation mit dem Deutschen Wetterdienst durch die Friedrich-Schiller-Universität Jena, Institut für Geowissenschaften, Lehrstuhl für Hydrogeologie, betrieben und ist wichtiger Bestandteil des meteorologischen Messnetzes des DWD und auch Datenlieferant für universitäre Forschungsprojekte. Diese beiden Einrichtungen haben zusammen mit der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft e.V. und der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie die Veranstaltung und diesen Tagungsband vorbereitet und gestaltet.

Ein Schwerpunkt der Fachtagung und des Tagungsbandes ist die Bedeutung der Langzeitbeobachtung des Erdsystems. Deren Kenntnis und wissenschaftliche Aufarbeitung ist entscheidend für das Verständnis der komplexen Zusammenhänge und deren Modellierung. Dabei haben die Veranstalter bewusst versucht, neben Meteorologie und Klimatologie auch weitere geowissenschaftliche Disziplinen einzubeziehen.

Die Gestalter der Tagung und dieses Bandes sind von dem Wunsche beseelt, dass der Betrieb der Station und die wertvolle Reihe noch lange fortgeführt werden kann. Nur wenige mitteleuropäische Stationen können dem Anspruch an qualitätsgesicherte lange Reihen von 200 Jahren gerecht werden. Möge die Station auch künftig noch viele Jahre Bestand haben.

Das Organisationsteam

Friedrich-Schiller-Universität Jena, Deutsche Meteorologische Gesellschaft e.V.,
Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie, Deutscher Wetterdienst

Zusammenfassung

Den zeitlichen Verlauf von Klimasystemkomponenten zu erfassen und auszuwerten ist eine wichtige Aufgabe der wissenschaftlichen Arbeit zur Gewinnung von Erkenntnissen über Klimaveränderungen. Das 200-jährige Bestehen der meteorologischen Messstation Jena-Schillergässchen gab Anlass zu einem Festkolloquium und diesem Tagungsband. Das Kolloquium behandelte schwerpunktmäßig drei Komplexe:

- Beiträge zur Geschichte der Klimabeobachtungen von Goethe bis zur Radarklimatologie
- Methoden und Ergebnisse von Beobachtungen der Elemente des Klimasystems in der Atmosphäre, im Wasser, im Eis und auf der Erdoberfläche
- und die Vorstellung von Forschungsprojekten und deren Ergebnissen zur Auswertung von komplexen Zusammenhängen in verschiedenen Betrachtungsebenen und deren Reflexion in der Öffentlichkeit

Mehr als 20 Vorträge und 10 Poster zeigten die vielfältigen Gesichtspunkte der drei thematischen Komplexe in allen räumlichen und zeitlichen Maßstäben. Die Auswirkungen von Klimaelementen auf die Landnutzung, wie die Phänologie, die Stadtplanung, die Land- und Forstwirtschaft, aber auch die Auswirkungen von Niederschlägen und Dürren wurden beleuchtet. Verschiedene Beiträge zeigten auch die Möglichkeiten der Analyse von Klimaänderungen und deren Folgen sowie der Umsetzung von Anpassungsmaßnahmen in landesweiten, aber auch städtischen Programmen.

Allen, die durch Ihren Beitrag zum Gelingen des Festkolloquiums beigetragen haben, sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

Summary

To detect and evaluate the time course of the climate system components is an important task of the scientific work to gain knowledge of climate change. The 200-year anniversary of the meteorological station Jena-Schillergässchen gave rise to a colloquium and this conference paper. The colloquium focused is treating three complexes:

- Contributions to the history of climate observations from Goethe to the radar climatology
- Methods and Results of observations of the elements of the climate system in the atmosphere in water, and ice on the Earth's surface
- and the presentation of research projects and their results for the analysis of complex relationships in different levels of analysis and their reflection in the public

About 20 lectures and 10 posters showed the diverse aspects of the three thematic complexes in all spatial and temporal scales. The effects of climatic elements on land use, such as phenology, urban planning, agriculture and forestry, but also the impact of rainfall and droughts were illuminated. Various articles also showed the possibilities of the analysis of climate change and the implementation of adaptation measures in national but also urban programs.

All who have contributed to the success of the colloquium express our gratitude at this point.

Inhalt

1. Vorträge

Seite

1.1 Geschichte der Klimabeobachtungen

Karl-Heinz Bernhardt Johann Wolfgang v. Goethe – Poet, Naturforscher und Witterungschronist am Ausgang der kleinen Eiszeit	8
Mathias Deutsch, Michael Börngen Ausgewählte meteorologische und hydrologische Messungen und Beobachtungen im 18. und 19. Jahrhundert in Mitteldeutschland	12
Christian-Dietrich Schönwiese Statistische Zeitreihenanalyse der Eintrittswahrscheinlichkeit extremer Temperaturen und Niederschläge in Deutschland (20. Jahrhundert)	18
Paul Becker Von der Wetteraufzeichnung zur Radarklimatologie – Klimamonitoring im DWD	23
Thomas Foken, Johannes Lüers Regionale atmosphärische Prozesse und ihre raumzeitliche Ausprägung	25

1.2 Messungen und Beobachtungen im Klimasystem mit seinen Komponenten (Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Biosphäre, Lithosphäre) in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft

Martin Heimann Der Kohlenstoffkreislauf im globalen Klimasystem: Trends und Dynamik im 20. und 21. Jahrhundert	30
Bodo Ahrens, Jörg Trentmann Satellitenklimatologien: Schon konkurrenzfähig?	40
Ingolf Profft, Nico Frischbier 1713 – 1813 – 2013 Alte Wissenschaften und neue Fragestellungen	45
Sylvin Müller-Navarra, Jürgen Jensen, Gudrun Rosenhagen, Sönke Dangendorf Rekonstruktion von Gezeiten und Windstau am Pegel Cuxhaven 1843 bis 2013	50
Eberhard Freydank 150 Jahre staatliches meteorologisches Messnetz in Sachsen	57
Frank-Michael Chmielewski Phänologische Beobachtungen: Vom Monitoring zur Modellierung von Entwicklungsstadien	63
Thomas Jahr, Nina Kukowski Moderne Langzeitbeobachtungen am Geodynamischen Observatorium Moxa: Thüringer Dynamik zwischen Atmosphäre und Lithosphäre	68

1.3 Aktuelle Forschungsaktivitäten in den Klimasystemelementen und ihre Resonanz im öffentlichen und wissenschaftlichen Diskurs	Seite
Friedrich-Wilhelm Gerstengarbe, Peter C. Werner Eine objektive Klimaklassifikation zum Nachweis globaler Klimaänderungen	73
David Volken Klimaänderung und Hydrologie in der Schweiz (CCHydro)	78
Kai Pfannschmidt, Christian Fischer, Peter Krause Entwicklung klimatologischer und hydrologischer Kenngrößen im Einzugsgebiet der Hasel auf Basis aktueller Klimaensemblesimulationen	83
Mathias Lerm Anwendung meteorologischer Forschungsergebnisse bei der Jenaer Klimaanpassungsstrategie (JenKAS)	89
Juliane Pfannschmidt, Julia Fleischmann Auswertung historischer Klimadaten der Messstation Jena-Schillergässchen Und Untersuchungen mit aktuellen Klimaensemblesimulationen	94
Steffen Zacharias et al. TERENO – Ein Netzwerk zur langfristigen Erforschung der Effekte des Globalen Wandels in Deutschland	99
Stephanie Hänsel Dürre und Starkniederschlag – Langzeitvariabilität und Trends in Sachsen	103
Ulrike Haferkorn Bodenwasserhaushaltsgrößen unter Einfluss langjähriger praxisorientierter landwirtschaftlicher Bewirtschaftung - Ergebnisse der Lysimeterstation Brandis von 1981 bis 2012	109
Wigbert Albrecht, Christian Ehrlich Ergebnisse der Klimafolgenstudie 2012 des Landes Sachsen-Anhalt	113
 2. Poster	
Stephanie Schüttauf, Jörg Matschullat, Frank Zimmermann Langzeitbeobachtungen von Nebelereignissen im Erzgebirge: Entwicklung der chemischen Zusammensetzung und der Auftretshäufigkeit	120
Andreas Hoy, Jörg Matschullat Großwetterlagen und Europas Klima – Eine folgenreiche Langzeitbeziehung	125
Natalja Barth, Kati Kardel, Holger Forberg Auswertungen der Bodenfeuchte auf Boden-Dauerbeobachtungsflächen (BDF II) in Sachsen	130
Herbert Michel, Uwe Prüfer Das Agrarmeteorologische Messnetz der Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft	135
Hermann Mächel, Alice Kapala Bedeutung langer historischer Klimareihen	139

	Seite
Petra Fuchs, Nathalie Selbach, Diana Stein, Britta Thies Satellitendaten zur Überwachung des Klimas - die Produkte des CM SAF im Überblick	144
Eberhard Freydank Thermometerabschirmungen und Wetterhütten im Wandel der Zeiten	148
Wolfgang Fricke Langzeitbeobachtung meteorologischer Größen am Observatorium Hohenpeißenberg	154
Kristin Hoffmann, Peter Schierbaum, Barbara Früh, Meinolf Koßmann, Peter-Hinrich Voss Klimauntersuchungen des DWD in Jena für die Anpassung an den Klimawandel	158
Jakob Maercker Nutzung der Messdaten der meteorologischen Messstation Jena-Schillergässchen für die Entwicklung der Jenaer Klima-Anpassungs-Strategie (JenKAS)	163
3. Autorenverzeichnis	167

1. Vorträge

1.1 Geschichte der Klimabeobachtungen

Johann Wolfgang von Goethe – Poet, Naturforscher und Witterungsschronist am Ausgang der Kleinen Eiszeit

Karl-Heinz Bernhardt

Einleitung

„Goethes weiteres Erbe“ im Wissenschaftsgebiet Meteorologie beschränkt sich nicht auf seine Aktivitäten bei der Gründung und Einrichtung der seiner Oberaufsicht unterstellten Sternwarte Jena, an der am 11. 10. 1813 meteorologische Beobachtungen begannen (KLUGE, MÜLLER-WESTERMEIER 2000), und auch nicht auf die Organisation und den Betrieb der „Anstalten für Witterungskunde im Großherzogthum Sachsen-Weimar-Eisenach“, einem nach heutigen Begriffen mesometeorologischen Beobachtungsnetz, das in Jahren 1818-1832 bis zu 9 Stationen umfasste (vgl. GOETHE LA I/8, 421f; LA I/11, 241f.; LA II/2, 626-637, 704-705). Dabei wurden Goethes Vorstellungen und Arbeiten auf dem Gebiet der Meteorologie von Fachvertretern unterschiedlich, teilweise kontrovers beurteilt, wobei vor allem Goethes abstruse Hypothese von Schwankungen der Erdanziehung als Ursache der Luftdruckschwankungen seine gesamte „Witterungslehre“ (GOETHE LA I/11, 244-268; LA II/2, 711-749) nachhaltig diskreditiert hat (vgl. BERNHARDT 2000).

Poet und Naturwissenschaftler

In der Meteorologie, in deren „Region“ er nach eigenem Bekunden erst gegen Ende des Jahres 1815 – nach heutigem Verständnis im Pensionsalter – durch seinen großherzoglichen Landesherrn „beordert“ wurde (LA II/2, 520-522), offenbarte sich Goethe zuerst als Poet, in dessen Dichtungen atmosphärische Phänomene, wie Himmelsanblick und Wolkengestalt, Gewitter, Sturm und Regen von Anfang an einen bedeutenden Platz einnahmen, und erst später auch als Naturwissenschaftler. In dem Briefroman Die Leiden des jungen Werthers (1774), der den Autor mit einem Schlag weltberühmt machte, wird die schicksalhafte erste Begegnung der Protagonisten von Blitz und Donner eines Sommergewitters, der „anmaßlichen Wetterkunde“ des Ich-Erzählers und der panischen Gewitterfurcht einer Ballgesellschaft begleitet – Goethe selbst gefiel sich lebenslang in der Rolle eines Wetterpropheten. Bildhafte, eindringliche Wolkenschilderungen sind in der Beschreibung seiner winterlichen Brockenbesteigung (10.12.1777) und danach in den Briefen von seiner zweiten Schweizerreise (1779) und in den Berichten über die Reise nach Italien (1776–1778) enthalten.

Meteorologische Erscheinungen, wie Morgen- und Abendröte, Dunst und Nebelstreifen helfen in Goethes Lyrik, Naturstimmung und Seelenzustand zu charakterisieren. Die Beispiele reichen von den Sesenheimer Liedern (Willkommen und Abschied), den Gedichten um Lili (Auf dem See) und aus den frühen Weimarer Jahren (An den Mond, Erbkönig) über Chinesisch-Deutsche Jahres- und Tageszeiten und den West-Östlichen Divan bis zu den Dornburger Gedichten und zur Marienbader Elegie, wie an der bereits zitierten Stelle (BERNHARDT 2000) im Einzelnen ausgeführt.

Goethes dauerhafte Beschäftigung mit der Wissenschaft Meteorologie begann mit seinem auf Hinweis des Großherzogs erfolgten Studium der Howardschen Wolkenklassifikation (HOWARD 1803), dem briefliche Kontakte mit Luke Howard (1772–1864) folgten (BERNHARDT 2004), die gut dokumentiert sind (LA I/8, 287-295; LA II/2, 401-403, 685-686). Die von Goethe vorgenommenen Erweiterungen, Ergänzungen und Modifikationen der Howardschen Klassifikation sind in unseren beiden vorstehend zitierten Arbeiten im einzelnen ausgewiesen und schließen teilweise an frühere dichterische Produktionen an. So gemahnt die Beschreibung des aus den Wiesen aufsteigenden und den Wanderer schließlich umhüllenden Wiesennebels in der Zueignung (WAI/1, 3) an die Verse Stratus, eines der vier späteren Lehrgedichte auf die drei Grundformen Stratus – Cumulus – Cirrus sowie die „zusammengesetzte Form“ Nimbus im Sinne Howards (LA I/8, 92 f.), mit denen Goethe eine Art Metamorphose der Wolken beschrieb. Dabei fasste er beispielsweise in seiner Schrift Wolkengestalt nach Howard (LA I/8, 73–92; LA II/2, 660–668) den Stratus weiter als Howard

selbst, dessen Beschreibung sich in erster Linie auf sehr niedrig gelegene bzw. der Erde aufliegende Nebel- bzw. Wolkenschichten bezog, während Goethe ausdrücklich „Streifen und Schichten welche teils die Seiten der Berge, teils ihre Gipfel bedecken“, in die Definition dieser Wolkengattung einbezog (bildliche Darstellungen sind in LA II/2, Tafeln II bis VIII wiedergegeben). Diese und weitere Veränderungen an der Howardschen Wolkeneinteilung – darunter die Einführung der Gattung Stratocumulus im heutigen Sinne – sind auch in die unter Goethes Anleitung und Beteiligung erarbeitete Instruction für die Beobachter bey den Großherzogl. meteorologischen Anstalten (LA II/2, 72-97) eingegangen, dank deren das Stationsnetz in Sachsen-Weimar-Eisenach eines der ersten in der Welt gewesen sein dürfte, in dem Wolkenbeobachtungen nach einem in den Grundzügen bis heute gültigen Klassifikationsschema angestellt und aufgezeichnet worden sind. Für Goethe bildete die Morphologie der Wolken den hauptsächlichsten Ausgangspunkt für seine Vorstellung von den „drei Luft-Regionen“, die annähernd dem Niveau der tiefen, mittleren und hohen Wolken in heutiger Terminologie entsprechen, bei ihm allerdings in spekulativer Weise mit „Wasserbejahung“ und „Wasserverneinung“ verknüpft sind. Die Bergschluchtenszene am Ende des fünften Aktes von Faust II mit „tiefer Region“, „mittlerer Region“ und „höherer Atmosphäre“ wiederum wird als allegorische Widerspiegelung der Vorstellungen Goethes vom Schichtenbau der Atmosphäre interpretiert. Im Gegensatz zu seinem dichterischen Werk hat das von Goethe eingerichtete und beaufsichtigte meteorologische Beobachtungsnetz des Großherzogtums ihn nicht überlebt: Er selbst hat die Einstellung der Beobachtungen zum 31. März 1832 (!) angewiesen (LA II/2, 611, 619), nicht zuletzt wohl unter dem deprimierenden Eindruck des Scheiterns seiner Witterungslehre (LA II/2, 494, 587, 588). An der Universitätssternwarte Jena wurden die meteorologischen Beobachtungen glücklicherweise weitergeführt.

Wetterbeobachter und Witterungschronist

Im dichterischen Werk wiederum stößt der aufmerksame Leser auch auf Zeugnisse zur Witterungs- und Klimageschichte der Goethezeit. Die treffende Schilderung des typischen Aprilwetters im Osterspaziergang ist bekannt, doch „an Blumen fehlt's im Revier“ verweist auf einen deutlichen Unterschied zum Ablauf der phänologischen Zyklen in der Gegenwart, von Ausnahmen wie dem Märzwinter des Jahres 2013 abgesehen. Briefe, Tagebücher, Reiseberichte und andere Dokumente primär nichtmeteorologischen Inhalts enthalten andererseits nicht wenige Informationen und daran anschließende Betrachtungen über Wettererscheinungen und Witterungsereignisse. Wie andere historische Datenquellen zur Klimageschichte auch, sind diese im Gegensatz zu instrumentellen Daten subjektiv gefärbt sowie von kollektiver und persönlicher Erfahrung wie von der momentanen Lebenssituation beeinflusst, vermitteln aber zugleich Einblicke in psychologische und soziale Auswirkungen des Wettergeschehens. So hatte „ein sehr harter Winter“ – offenbar im Zeitraum 1771- 1774 – „den Main völlig mit Eis bedeckt“, auf dem sich „der lebhafteste...und lustig-gesellige Verkehr regte“, in welchem Goethe und seine Mutter im Mittelpunkt einer lustigen Episode stehen. Deren Schilderung in Dichtung und Wahrheit (WA IV/29, 21-22) folgte später ein Eis-Lebens-Lied (WA I/1, 67) als Reflexion von Freiheitssehnsucht und bürgerlichem Selbstbewusstsein in der Epoche des Sturm und Drang.

Goethes Lebenszeit fiel in das letzte Stadium der „Kleinen Eiszeit“, einer insgesamt recht inhomogenen holozänen Kälteperiode, die im 16. Jahrhundert einsetzte und in Europa mit einem letzten Gletscherhochstand im 18. Jahrhundert endete, dessen Auswirkungen Goethe im Jahre 1820 (LA I/2, 132f.) unter Bezug auf die „Sommerreise eines unserer Freunde“ in die Schweiz eindringlich geschildert hat. Aussagen historischer Quellen für die genannte Kälteperiode sind z. B. bei LAMB (1994), BERNHARDT, MÄDER (1987), BÖRNGEN, TETZLAFF (2000) und GLASER (2001) zusammengestellt bzw. ausgewertet. Messreihen der meteorologischen Station an der Sternwarte Jena wurden von GREBE (1936), WUSTELT (1962) und KLUGE, WESTERMEIER (2000), teilweise unter Einbeziehung älterer Beobachtungen ab 1771, aufbereitet und diskutiert. Einen instruktiven Einblick in den Temperaturverlauf seit dem Jahre 1761 in Mitteleuropa ermöglicht die laufend fortgeführte synthetische Beobachtungsreihe (Monatsmittelwerte der Stationen De Bilt, Berlin/Potsdam, Basel und Wien) nach BAUR (1975).

Abweichungen der zehnjährigen Mitteltemperaturen an 4 Stationen Mitteleuropas vom 200-jährigen Mittelwert der Jahre 1761-1960

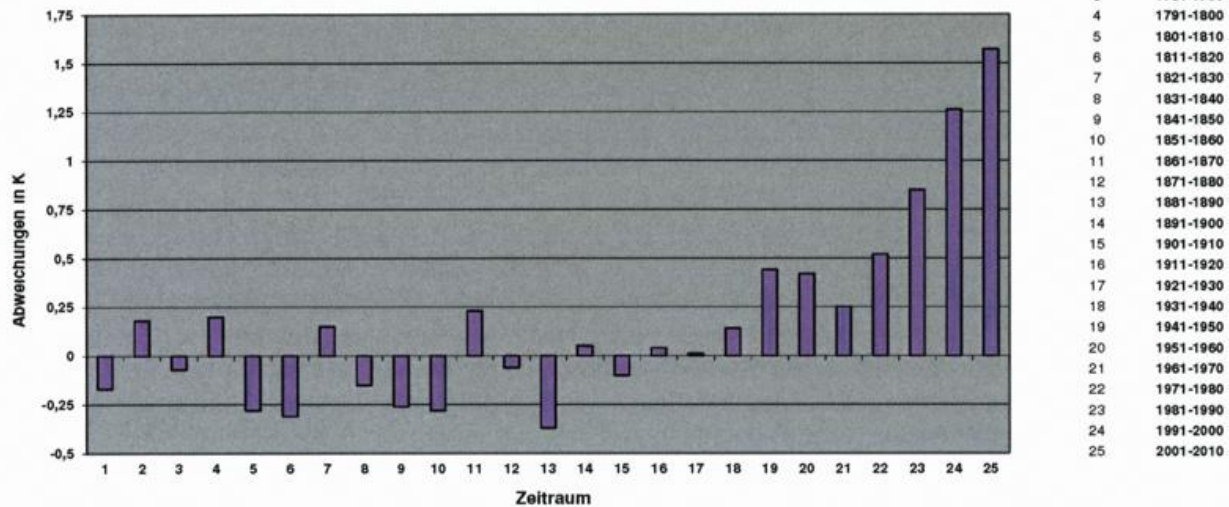


Abb. 1: Verlauf der Jahresmitteltemperaturen in Mitteleuropa nach Daten von BAUR (1975)

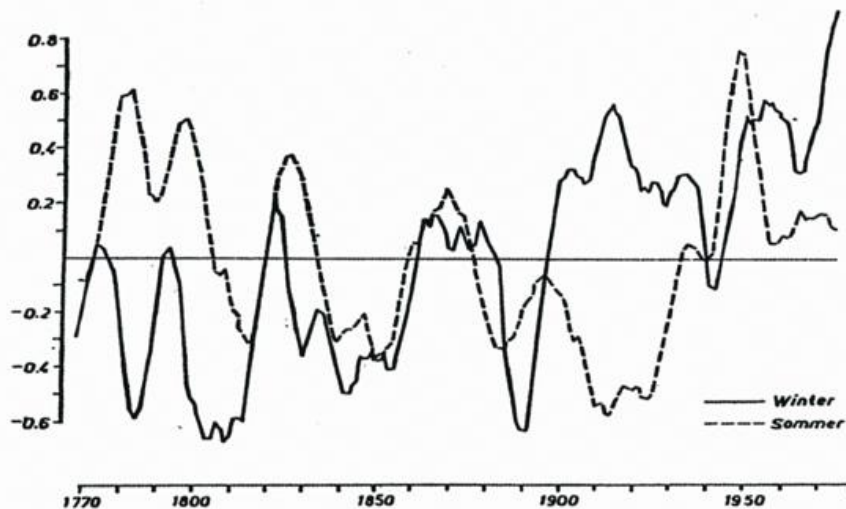


Abb. 2: Fünfzehnjährig übergreifend geglätteter Verlauf der Temperaturabweichungen des Sommer- und des Winterhalbjahres vom Mittelwert der Jahre 1761-1970 in Mitteleuropa nach Daten von BAUR (1975)

Insgesamt lagen die Jahresmitteltemperaturen der Goethezeit nach dieser Reihe im Schnitt um etwa 1,5 K unter denen des bisher wärmsten Dezenniums 2001-2010 (Abb.1), wobei besonders zwei Abschnitte mit sehr kalten Wintern bei gleichzeitig warmen Sommern – also ein „kontinentales“ Klimagepräge – auffallen (Abb. 2). Im ausnehmend milden Herbst des Jahres 1779 reisten Goethe und Herzog Carl August, von Saussure ermutigt, zu fortgeschrittener Jahreszeit von Genf ins Wallis und konnten selbst nach Allerheiligen noch mit Führer das Mer de Glace besuchen (LA II/2, S. 226 ff.; GOETHE WA IV/4, 114-137).

Die warmen Sommer am Ausgang des 19. Jahrhunderts – auch im Jahre 1811 hatten warme Sommer- und Herbstmonate noch einen „Kometenwein“ (Jahrgang 1811) reifen lassen, der als „Eilfer“ in den West-Östlichen Divan eingegangen ist – wurden im Gefolge der Tambora-Eruption vom „Jahr ohne Sommer“ 1816 abgelöst, in dem man am Bartholomäustag (24. August) in Frankfurt/Main „bei glühendem Ofen zu Mittag“ speiste (WEITZ 1965, 366). Innerhalb des sehr wechselhaften Temperaturregimes der Goethezeit mit gegenüber der Gegenwart vor allem deutlich niedrigeren Wintertemperaturen zeitigten die Laki- und anschließende Vulkaneruptionen des Jahres 1783 zumindest europaweite Auswirkungen. Auch Goethe hat

eine „Art von Höherauch“ in einem seiner zahlreichen Briefe an Charlotte v. Stein erwähnt (LA II/2, 233, vgl. auch S. 341), in denen im Übrigen mehrfach von Barometer und „Wetterglas“, von einem „Wetterbeobachtungsmuseum“ sowie vom „Klima“ im übertragenen Sinne die Rede ist und die nicht zuletzt von Goethes Wetterfähigkeit zeugen (LA II/2, 230 ff.). Im extrem kalten Dezember des Jahres 1788, dem Monat mit der bis heute größten negativen Abweichung (-9,6 K) einer Monatsmitteltemperatur vom 210jährigen Mittelwert der Bauschen Reihe, war Goethe, „aus Italien dem formenreichen...ins gestaltlose Deutschland zurückgewiesen“ (WA I/36), seinen alten Freunden entfremdet und mit der Neuordnung seiner privaten Verhältnisse beschäftigt. Die Briefstellen, in denen er über den bereits Ende Oktober einsetzenden Winter berichtet, sind spärlich und von heiterer Gelassenheit (WA IV/4, 47f., 69).

Dagegen häufen sich im Januar des ebenfalls sehr strengen Winters 1822/23, in den Goethes lebensgefährliche Erkrankung vom Februar 1823 fiel, seine Klagen, seit Monaten nicht aus dem Haus zu kommen, und Ende Januar bittet er seinen Landesherrn „verehrungsvoll unterthänigst“ um Erlaubnis, die Bibliothek vorübergehend schließen zu dürfen (WA IV, 36; zum Winter 1823 im weiteren auch WEITZ 1965, 139). Im Jahr 1829, dem mit Abstand kältesten der gesamten Bauschen Mitteleuropareihe (mit einer Abweichung der Jahresmitteltemperatur von -2,1 K), häufen sich in den zwischen Goethe und den Willemer gewechselten Briefen die Klagen über die nasse und kalte Witterung in Sommer und Herbst sowie Bemerkungen zur Kälte des nachfolgenden wiederum strengen Winters 1829/30 (WEITZ 1965, 209-231).

Als „weiteres Erbe“ auf dem Gebiet von Meteorologie und Klimatologie hat uns der Staatsbedienstete Goethe schließlich auch Zeugnisse über die Witterungsbedingungen um ein bedeutsames historisches Ereignis hinterlassen: In seinen Briefen und im Prosabericht über die Campagne in Frankreich (WA IV/10, I/33) klagt er mehrfach über das „entsetzliche Wetter“, über Regen und Schlamm in den Herbstmonaten des Jahres 1792. Als der Herzog von Braunschweig, Oberbefehlshaber der österreichisch-preußischen Interventionstruppen, am 7. Oktober gegenüber Goethe erklärte, „nicht vom Feinde, sondern von den Elementen überwunden worden“ zu sein, hatte dieser allerdings schon von der Kanonade bei Valmy „eine neue Epoche der Weltgeschichte“ ausgehen sehen.

Literatur

- BAUR, F., 1975: Abweichungen der Monatsmittel der Temperatur Mitteleuropas vom 210jährigen Mittelwert (1761-1970) in °C. In: Beilage zur Berliner Wetterkarte 76/75, SO 19/75, 6 S., laufend fortgesetzt.
- BERNHARDT, K., 2000: Goethe, die Meteorologie – und kein Ende? Sitz.Ber. d.Leibniz-Soz. 43, 8, 63-104.
- BERNHARDT, K., 2004: Johann Wolfgang v. Goethes Beziehungen zu Luke Howard und sein Wirken auf dem Gebiet der Meteorologie. <http://www.meteohistory.org/2004proceedings1.1/>, 28-39.
- BERNHARDT, K., MÄDER, C., 1987: Statistische Auswertung von Berichten über bemerkenswerte Witterungsereignisse seit dem Jahre 1000. Z. Meteorol. 37, 120-130.
- BÖRNGEN, M., TETZLAFF, G. (Hrsg.), 2000: Curt Weikinn, Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahr 1850, I, 5 (1751-1880).
- GLASER, R., 2001: Klimageschichte Mitteleuropas. Wiss. Buchgesellschaft, Darmstadt, 227 pp.
- GOETHES WERKE: Weimarer Ausgabe. WA Abth. I-IV, 133 Bde., 1887-1919. Hermann Böhlau, Weimar.
- GOETHE, J. W. v.: Die Schriften zur Naturwissenschaft. Leopoldina-Ausgabe LA, I. Abt., Texte, Bd. 2, 1949, 438 pp.; Bd. 8, 1962, 427 pp.; Bd. 11, 1970, 416pp. Hermann Böhlau Nachf., Weimar.
- GOETHE, J. W. v. : Die Schriften zur Naturwissenschaft. Leopoldina-Ausgabe LA, II. Abt., Ergänzungen und Erläuterungen, Bd. 2, 2005. Hermann Böhlau Nachf., Weimar.
- GREBE, H., 1936: Die Temperaturverhältnisse in Jena von 1770 – 1935. Wiss. Abh. Reichsamt. f. Wetterdienst 1, 7, 71pp.
- HOWARD, L., 1803: On the modifications of clouds. London, 32 pp. In: Hellmann, G., 1894: Neudrucke von Schriften und Karten über Meteorologie und Erdmagnetismus, No.3, 3-32.
- KLUGE, G., MÜLER-WESTERMEIER, G., 2000: Das Klima ausgewählter Orte der Bundesrepublik Deutschland. Jena. Selbstverlag d. DWD, Offenbach a. Main, 290 pp.
- LAMB, H. H., 1994: Klima und Kulturgeschichte. Rowohlt, Reinbek bei Hamburg, 448 pp.
- WEITZ, H.-J., 1965: Marianne und Jakob Willemer. Briefwechsel mit Goethe. Insel, Frankfurt/M., 968 pp.
- WUSTELT, J., 1962: Die Temperaturschwankungen in der in der Klimareihe von Jena und ihre Beziehungen zur Klimageschichte Europas. Abh. Meteorol. Hydrolog. Dienst. d. DDR 9, 66, 71pp.

Ausgewählte meteorologische und hydrologische Messungen und Beobachtungen

im 18. und 19. Jahrhundert in Mitteldeutschland

Mathias Deutsch, Michael Börngen

Einleitung

Im Oktober 2013 jährt sich zum zweihundertsten Mal der Beginn kontinuierlicher und bis heute fortgeführter meteorologischer Messungen in Jena. Eng damit verbunden sind die Leistungen zahlreicher Beobachter, darunter von Carl Dietrich von Münchow (1778-1836), Johann Friedrich Posselt (1794-1823) sowie Heinrich Ludwig Friedrich Schrön (1799-1875). Obschon nach heutigen Maßstäben die ab 1813 durchgeführten meteorologischen Observationen zunächst mangelhaft waren und beispielsweise zwischen Dezember 1816 und Oktober 1817 nicht immer zum gleichen Zeitpunkt erfolgten (GREBE 1936, KLUGE 2000), müssen die Verdienste der o. g. Wissenschaftler ausdrücklich gewürdigt werden.

Das Jubiläum 2013 bietet zudem Anlass, den Blick auf weitere meteorologische Arbeiten in Mitteldeutschland mit Konzentration auf den Zeitraum 1764/1863 zu richten. Ergänzend sollen auch hydrologische Messungen bzw. Beobachtungen Berücksichtigung finden, die vor allem ab ca. 1820 ausgeführt worden sind. Dies bietet sich umso mehr an, als die Pegelbeobachter nicht nur die täglichen Wasserstände in ihren Listen notierten, sondern zeitweise auch Informationen über das Wetter vermerken mussten. Die bislang kaum beachteten Wetterinformationen scheinen geeignet, u. a. in die Plausibilitätsprüfung meteorologischer Messreihen des 19. Jh. integriert zu werden.

Im Aufsatz können nur ausgewählte Stationen und/oder Beobachter kurz erwähnt werden. Wichtige Arbeitsgrundlage bilden neben Archivalien die Publikationen von Gustav Hellmann (1854-1939) (bes. HELLMANN 1883) sowie meteorologiegeschichtliche und wasserhistorische Veröffentlichungen. Vertiefende Angaben sind u. a. in den Arbeiten von HÄNSEL und BÖRNGEN (1996) sowie DEUTSCH und PÖRTGE (2009) zu finden.

Meteorologische Messungen und Beobachtungen

(a) in Sachsen – Die meteorologischen Beobachtungen in Leipzig, in der Regel dreimal täglich, begannen im Jahr 1759 und dauerten, ab 1774 allerdings unregelmäßig, bis 1794 an (Abb. 1). Der Observator ist bislang unbekannt. Über längere Zeit beobachtete auch der Medizinprofessor Johann Christian August Clarus (1774-1854). Besonders wertvoll sind die Aufzeichnungen des Arztes Dr. med. Karl Gottlieb Wagener von 1825 bis 1860; ab 1830 mit guten Instrumenten und fast lückenlos. In Dresden wurden beginnend um 1770 von verschiedenen Personen Beobachtungen angestellt, u. a. an der chirurgisch-medizinischen Akademie, wo aus ärztlichem Interesse von 1812 bis 1826 dreimal täglich Barometer- und Thermometerablesungen erfolgten. Unter den älteren Messungen außerhalb Dresdens seien vor allem die von Adolph Traugott von Gersdorf (1744-1807) in Niederrengersdorf (heute zu Kodersdorf, südöstlich Görlitz, gehörend) von 1775 bis 1789 hervorgehoben.

Die frühesten Anstrengungen zur Schaffung eines meteorologischen Beobachtungsnetzes in Sachsen sind Wilhelm Gotthelf Lohrmann (1796-1840), Direktor des Kgl. Mathematisch-Physikalischen Salons in Dresden, zu verdanken. Er veranlasste die Durchführung vergleichbarer Wetterbeobachtungen ab 1828 an zehn Orten (Altenberg, Chemnitz, Dresden, Freiberg, Leipzig, Lichtentanne westl. Zwickau, Meißen, Oberwiesenthal, Weesenstein und Zittau). Nach einem Jahrzehnt wurden alle bis dahin gesammelten Beobachtungen von ihm aufbereitet und publiziert (LOHRMANN 1839). Nach Lohrmanns Tod im Jahre 1840 zerfiel das Netz. An einigen Stationen wurden die Beobachtungen jedoch fortgesetzt: in Dresden bis 1875 durch den Verwalter der Dominkellerei E. J. Scharf, in Freiberg bis 1861 durch Ferdinand Reich (1799-1882) und in Zittau bis 1855 durch Hauptmann J. C. A. Dreverhoff.

Dies	hora	Ventus	Thermom. Reaum.	Barometr. feal. xlii.	Tempestas	1765 Ianuar.
1	8 12	WS	9 infr.	28 - 3/2	Aer. spissa nebula repletas, vent. s. 2 maiori caligine aer. spissular,	
	4		1	2	Evanesit nebula, brevitate nubila, vent. s. 1, nocte luna pal. lida, sub nubibus videntibus, circa dimulua para pluit.	
2	8 12	N	1 1/2	28 - 3	Caelum nubila c. reuertente concolatine, vent. s. 1	
	4	N. O	2 0.	1 1/2	Pluvia vari. forma cadit et congelatur in terra;	
3.	8 12	S. W	2 0	27 - 11	Caelum nubila, mix in terra liquecit, vent. s. 1; nocte luna occulta; circa dimulua pluuia splendet.	
	4		2 1/2 supr.	10 1/2	Caelum vari. nubibus volentibus, vent. s. 1	
4	8 12	N.	2 1/2 infr.	28 - 0	Sol. per horizon. splendet, serenas occidit; nocte luna et stellae lucet.	
	4		1	1	Splissa nebula totum aera implet, vent. s. 2	
5	8 12	N. O	1 infr.	28 - 1/2	Caelum conditio aeris parat; nocte Evanesit nebula, dardit pluvia vari. formis, vent. s. 1; nocte neque luna, neque stellae conspicuntur.	
	4		2 0		Caelum nubila, aer nebula repletas, vent. s. 1	
6	8 12	S. W	1 supr.	28 - 0	Discissa nebula remanet caelum nubila, aerem facie caeli dno finit; nocte et stellae et luna a nubibus occultantur.	
	4		3	0	Aurora pallida praecipit serenas, vent. s. 1	
7	8 12	WS.	3	27 - 10 1/2	Sol in caelo positus serenas splendet, mix copiose liquecit, vent. s. 1	
Menih. hor. 7. min. o. mare	4		4	27 - 11	nubibus totum fere caelum obductum, vent. s. 1. nocte pluit et resolutio augetur.	
8	8 12		4 1/2	27 - 11	Caelum densa nubibus minatur pluviam, vent. s. 2	
	4		0	28 - 0	Discipatae nubibus plues, solitaneae hinc inde latet, vent. s. 1	
9	8 12	S. W	4	28 - 1	spissa nubibus et pluviam vicantibus orales obductum, vent. 2 nocte luna pallida c. aera rubra inter nubis vident; splendet.	
	4		6		aurora caerulea nubibus praecedit, luna pallida, sub nubibus delitescit, vent. s. 1	
10	8 12		3	28 - 1/2	Nubila temperata sine sole vident, splendet, vent. s. 1	
	4		5 1/2	2	Sol pallidus apparet reliquit caelum nubilium, nocte luna, manifeste nubibus, mare alba pluit.	
11	8 12	SSW	1	28 - 3	Caelum fere totum serenas c. aera r. spissa, vent. s. 1	
	4		3	2 1/2	Intercipit serenas lux solis a nubibus Evanesit aures et sol clarus occidit; nocte tota luna alba et stellae splendet; terra congelatur.	
			3		In caelo serenas aurora lucida praecedit, splendet aera sermidata, vent. s. 1	
			4		terrena serenas, terrae rubi radiatis adest, vent. s. 1	
					Aurorae sunt rubri, nubila densa, conflantes; nocte luna pallida videt, circa dimulua clara splendet.	

Abb. 1: Beispielblatt (Beginn des Jahres 1765) aus den handschriftlichen Aufzeichnungen eines unbekanntes Leipziger Beobachters (Quelle: Universität Leipzig)

In Dresden beobachtete von 1847 bis 1863 gleichzeitig der Gymnasiallehrer Karl Traugott Sachse (1815-1863). In Großröhrsdorf bei Radeberg zeichnete Friedrich Ehregott Prasser (1819-1888), ebenfalls ein Lehrer, während der Jahre 1837 bis 1865 das Wetter auf. Entlang der Elbe wurden Witterungsaufzeichnungen ab Mitte des 19. Jh. in Meissen (ab 1855) und in Strehla (1847 bis ca. 1860) sowie im seinerzeit preußischen Torgau (ab 1847) durch Johann Albert Arndt (1811-1882) angestellt. Weitere lange Reihen verdanken wir Beobachtern im Raum Görlitz. In Görlitz waren das (ab Oktober 1836) Joseph Theodor Hertel (1808-1861) und Reinhard Peck (geb. 1823). Auf der Landskrone (430 m hoher Berg mit Gastwirtschaft) kümmerten sich von 1856 bis 1879 die dortigen Gastwirte um die Witterungsaufzeichnungen.

Gegen Ende der 50er Jahre des 19. Jh. gab es häufig massive Schäden in den sächsischen Staatsforsten Zur Ermittlung der Ursachen sollten auch kontinuierliche Beobachtungen der Witterungs- und Temperaturzustände dienen, was zur Einrichtung eines sächsischen meteorologischen Messnetzes führte. Unter der Leitung von Carl Christian Bruhns (1830-1881) begann die Beobachtungstätigkeit im Dezember 1863 mit 22 Stationen. Der in der Leipziger Universitätssternwarte untergebrachten meteorologischen Warte, von Bruhns „Meteorologisches Institut“ genannt, kam die Leitung des Netzes zu (BÖRNGEN 2006).

(b) in Sachsen-Anhalt – Vom Gebiet des heutigen Sachsen-Anhalt liegen für den Zeitraum 1764/1863 die ältesten Witterungsaufzeichnungen aus der Universitätsstadt Wittenberg vor. Die Beobachtungen von 1768 bis 1792 wurden wohl von dem dortigen Mathematikprofessor Johann Daniel Titius (Tietz, Tietze; 1729-1796) angestellt.

Früh wurde der Brocken als Beobachtungsort auserkoren. So führte dort bereits 1775 Eberhard August Wilhelm (von) Zimmermann (1743-1815) Barometermessungen durch, die allerdings vor allem der Höhenbestimmung dienten. Regelmäßige, wenn auch zeitweise unterbrochene Beobachtungen fanden von 1836 bis 1869 durch die sog. Brockenhaus-Administratoren (Gastwirte) Nehse und Köhler statt.

Im Jahr 1784 scheint der Staatsökonom und (1779) Gründer der Naturforschenden Gesellschaft zu Halle, Johann Karl Christian Löwe (gest. 1807), zunächst in Quedlinburg und dann in Halle beobachtet zu haben. Später tätigten Friedrich Wilhelm Leysser (1731-1815), der Observator der Sternwarte Karl Ludwig Gottlob Winckler und der Inspektor der Realschule im Francke'schen Waisenhaus Johann Karl Bullmann (1761-1841) Wetteraufzeichnungen. Von 1825 bis 1838 wird Ludwig Friedrich Kämtz (1801-1867), Professor für Physik an der Universität Halle und Verfasser eines bedeutenden Lehrbuches, als Beobachter genannt.

Erwähnenswert ist, dass in Halle der Physiker Johann Salomo Christoph Schweigger (1779-1857) unter dem Dach der eben erwähnten Naturforschenden Gesellschaft 1820 eine „Gesellschaft zur Beobachtung der Gewitter“ gegründet hat. Das anfangs große Interesse nahm jedoch bald ab, so dass die Gewitterbeobachtungsgesellschaft wohl nur bis ca. 1825 bestand. Nach HELLMANN (1883) hätte sie jedoch positiv auf die „feste Gestaltung meteorologischer Beobachtungssysteme in Thüringen und in Württemberg“ eingewirkt.

Nach 1820 entstanden stabile Stationen in Magdeburg (1824 bis ca. 1872; Beobachter Kote), in Stolberg (von 1827 bis 1849; Dr. med. Gielen), in Aschersleben (von 1836 bis 1845; Pädagoge Friedrich Wilhelm Loeff [geb. 1808]), in Dessau (von 1840 bis ca. 1870; Apotheker Samuel Heinrich Schwabe [1789-1875]) und in Wernigerode (von 1852 bis 1874; Heinrich Wilhelm Hertzler [geb. 1822]). Es soll nicht unerwähnt bleiben, dass der beim Brocken erwähnte Gastwirt Nehse weiter in Ballenstedt und an anderen Orten beobachtend tätig war und es damit auf insgesamt 22 Beobachtungsjahre gebracht hat.

(c) in Thüringen – Zunächst ist der Blick auf Jena zu richten. Hier beobachteten der Pfarrer Johann Georg Christian Zeissing (gest. 1803) ab 1770 bis 1790, bevor er seine Observationen in Isserstedt, einem Dorf nahe Jena, bis zum Tode fortführte, sowie der Universitätsprofessor Lorenz Johann Daniel Suckow (1722-1801) von 1780 bis 1801 (GREBE 1936). Eine weitere frühe thüringische Beobachtungsreihe entstand von 1776 bis 1792 in Rudolstadt durch Friedrich Karl Fürst von Schwarzburg-Rudolstadt (1736-1793).

In Erfurt steht am Anfang regelmäßiger meteorologischer Beobachtungen der Arzt und Universitätsprofessor Johann Jakob Planer (1743-1789). Seine Messungen von 1778 bis 1779 sind nicht erhalten. Dagegen fanden die von Planer zwischen 1781 und 1788 im Auftrag der Pfälzer Meteorologischen Gesellschaft durchgeführten Beobachtungen Eingang in die Veröffentlichungen dieser Gesellschaft, die sog. „Ephemeriden“. Anzumerken ist, dass Planer enge Kontakte zu dem Bäcker Gottfried Erich Rosenthal (1745-1813) pflegte. Rosenthal führte in seiner Heimatstadt Nordhausen meteorologische Beobachtungen durch (DEUTSCH und BÖRNGEN 2010, TAUCHMANN 2006). In Erfurt wurden die Beobachtungen nach Planers Tod offenbar erst 1815 durch Dr. med. Christian Friedrich Ernst Lucas (1754-1825) wieder aufgenommen. Diese sind u. E. von besonderem Interesse, da sie sich räumlich und zeitlich mit den Beobachtungen des Messnetzes im Großherzogtum Sachsen-Weimar-Eisenach verzahnen. Im Februar 1825 musste Lucas aus gesundheitlichen Gründen die Messungen abbrechen. Sein Bruder, der Arnstädter Apotheker Heinrich Lucas veröffentlichte 1835 eine Zusammenfassung der Beobachtungsdaten in den „Annalen der Erd-, Völker- und Staatenkunde“. Mit der Gründung des Kgl. Preußischen Meteorologischen Instituts im Jahre 1847 erfolgte gegen Ende 1847 auch in Erfurt am Karthäuserufer 2 die Einrichtung einer meteorologischen Station. Beobachter war der Lehrer Dr. Karl Ferdinand Koch (1812-1891).

Die oben erwähnten, von Johann Wolfgang von Goethe geförderten „Anstalten für Witterungskunde“ in Sachsen-Weimar-Eisenach werden an anderer Stelle ausführlich besprochen. Es sei nur festgehalten, dass das Beobachtungsnetz, zu dem neben Jena u. a. die Orte Allstedt, Eisenach und Frankenheim gehörten, von 1821 bis 1832 existierte. Aus Geldmangel erfolgte bereits 1831 die Einstellung des meteorologischen Jahrbuchs und schon 10 Tage nach Goethes Tod wurden die Beobachtungen abgebrochen. Lediglich in Jena führte Ludwig Heinrich Friedrich Schrön die Arbeiten bis zu seinem Tode im Jahre 1875 fort.

Bislang kaum bekannt sind meteorologische Beobachtungen, die ab dem 1. August 1821 bis zum 24. September 1857 im bzw. am Schloss Belvedere angestellt wurden. Beobachter waren vermutlich Mitglieder der Gärtnerfamilie Sckell. Beginnend mit Johann Conrad Sckell (1768-1834) ist der Name über mehrere Generationen als Hofgärtner bzw. Garteninspektoren in Belvedere belegt.

Im Zeitraum zwischen 1820 und 1860 wurden in den Thüringischen Kleinstaaten mehrere Beobachtungsstationen gegründet, so z. B. in Altenburg, wo W. Bechstein und W. L. Bechstein mehr als 30 Jahre lang wirkten. In Gotha beobachtete u. a. Friedrich Wilhelm Loeff (vorher in Aschersleben) von 1846 bis 1864. Der bereits genannte Apotheker Heinrich Lucas hat nicht nur Beobachtungen seines Bruders veröffentlicht, sondern auch selbst 48 Jahre, von 1823 bis 1870, in Arnstadt beobachtet. Langjährige Beobachter im thüringischen Raum waren ferner der Apotheker und Fabrikbesitzer Nikolaus Graeger (1806-1873) in Mühlhausen ab 1833, der Seminaroberlehrer Honcamp in Heiligenstadt ab 1844 und der Rechtsanwalt Karl Chop in Sondershausen ab 1860.

Resümee – Auf dem Gebiet der heutigen Bundesländer Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen wurden in dem hier betrachteten Zeitraum – relativ gleichmäßig verteilt – an rund 90 Orten über einen kürzeren oder längeren Zeitraum hinweg verschiedene Wetterelemente, vor allem die Lufttemperatur, gemessen und/oder beobachtet. Dabei nimmt die Zahl der jeweils vorhandenen Stationen im Laufe der Zeit allmählich zu; ein merklicher Einschnitt tritt jedoch von 1793 bis 1818 auf; teilweise vermutlich als Folge der napoleonischen Fremdherrschaft.

Hydrologische Messungen und Beobachtungen

Nach bisheriger Kenntnis setzten in Mitteleuropa die ersten regelmäßigen hydrologischen Messungen und Beobachtungen im 18. Jh. an der Elbe ein. An einfachen Lattenpegeln wurde ab 1727 in Magdeburg der Wasserstand der Elbe registriert. In Sachsen begann Christian Gottlieb Pötzsch (1732-1805) zunächst im Jahr 1775 in Meißen, dann ab 1776 in Dresden mit täglichen Messungen (FÜGNER 2003). Ein deutlicher Aufschwung im Bereich der Hydrologie trat aber erst nach 1815 ein. Im Ergebnis des Wiener Kongresses waren Teile Mitteleuropas preußisch geworden. In der Folge richtete man an zahlreichen Flüssen – darunter an der Saale und Unstrut – sog. „hydrographische Beobachtungspunkte“ ein. Dort wurden ab ca. 1820 täglich die Wasserstände abgelesen. Laut Preußischer Pegelordnung (1810) sollten die Pegelwärter die Wasserstände und darüber hinaus Angaben zum Wetter in den Pegelbögen vermerken.

Daher finden sich heute in diesen Dokumenten für die Jahre ab etwa 1820 bis um 1850/60 z. T. sehr genau Angaben zum Wetter. Häufig erwähnt werden dabei u. a. die Windrichtung, die Menge des Niederschlags sowie Nah- bzw. Ferngewitter (Abb. 2).

Schlussbemerkungen

Bislang sind nur relativ wenige originale Resultate früher meteorologischer sowie hydrologischer Beobachtungen aus dem mitteleuropäischen Raum systematisch erfasst und bearbeitet worden. Daher ist z. Zt. keine Aussage möglich, ob alle in HELLMANN (1883) erwähnten Beobachtungsreihen noch vorhanden sind. Es ist leider damit zu rechnen, dass wichtige Quellen durch Kriegseinwirkungen oder aber auch aus Unkenntnis verloren gingen. Gleichwohl zeigt sich bei Recherchen immer wieder, dass in vielen Archiven umfangreiche, zumeist unbekannt originäre Datensätze von hohem wissenschaftlichen Wert lagern. Angesichts dieses Befundes sollte es zukünftig eine wichtige Aufgabe sein, die Ergebnisse früher meteorologischer und hydrologischer Beobachtungen systematisch zu erfassen, kritisch zu prüfen und schließlich zu publizieren.

Abschließend soll mit Blick auf den Tagungstitel, der ausdrücklich auf die „wiederentdeckte Rolle der Langzeitbeobachtung“ hinweist, ein Zitat aus einem Konversationslexikon von 1827 angeführt werden: „[...] Uebrigens ist die Witterungskunde ein Feld, wo es noch viel zu tun gibt. Allein nicht durch Hypothesen, sondern nur durch lange, an mehreren Orten zugleich fortgesetzte, sorgfältige Beobachtungen kann man in die Geheimnisse der atmosphärischen Erscheinungen eindringen [...]“ (LEXICON 1827).

T a b e l l e
 von den Wasserständen an dem Pegel bei *Sachsenburg*
 Im Monat *März* 1830.

Tag.	Wasserstand.		Richtung des Windes.	Regen oder Schnee.	Eisgang oder Eisstand.	Anmerkungen.
	Fuß.	Zoll.				
den 1.	8.	10	Nord.	—	—	
2.	8.	8	"	—	—	
3.	8.	.	"	—	—	
4.	6.	4	"	—	—	
5.	5.	.	"	—	—	
6.	4.	8.	"	—	—	
7.	3.	.	"	—	—	
8.	3.	.	"	—	—	
9.	3.	.	Südost.	—	—	
10.	3.	4.	Südost.	Regen	—	<i>Der eine Pfeiler an der fünften Leuchte, hat sich von seiner Stütze gelöst, so daß die Leuchte zu bestanden ist, und die Leuchte seit dem 10^{ten} d. M. gesunken ist.</i>
11.	3.	10.	"	Regen	—	
12.	4.	.	"	Regen	—	
13.	5.	4.	"	Regen	—	
14.	4.	10.	Nord.	—	—	
15.	4.	8.	"	Regen	—	
16.	4.	6.	"	—	—	

Abb. 2: Pegelblatt aus dem Jahr 1830 (Pegel Sachsenburg/Unstrut) mit Eintragungen zum Wasserstand und zum Wetter (DEUTSCH und PÖRTGE 2009)

Literatur

BÖRNGEN, M., 2006: Carl Christian Bruhns' Förderung der Meteorologie. In: Hänsel, Christian (Hrsg.): Carl Christian Bruhns – Ein bedeutender Naturwissenschaftler in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Abh. Sächs. Akad. Wiss. zu Leipzig, math.-nat. Kl., Bd. 64, H. 2, Stuttgart, Leipzig, 61–91.

DEUTSCH, M., PÖRTGE, K.-H., 2009: Early water-level measurements and weather observations on Prussian gauging stations - examples from the Prussian Province Saxony (1817–1875). In: Jankovic, V., Barboza, C. (ed.): Weather, local knowledge and every day life. Issues in Integrated Climate Studies, Museu de Astronomia (MAST), Rio de Janeiro, 228–232.

DEUTSCH, M., BÖRNGEN, M., 2010: Anmerkungen zum Leben des Erfurter Arztes und Naturwissenschaftlers Johann Jacob Planer (1743–1789). In: Mitteilungen des Vereins für die Geschichte und Altertumskunde von Erfurt, Neue Folge, H. 18., Glaux Verlag Christine Jäger KG, Jena, 51–69.

FÜGNER, D., 2003: Hochwasserkatastrophen in Sachsen, Tauchaer Verlag, 3. Aufl., 88 pp.

GREBE, H., 1936: Die Temperaturverhältnisse in Jena von 1770 bis 1935, ein Beitrag zur Witterungskunde von Mitteldeutschland, Reichsamt für Wetterdienst, Wissenschaftliche Abhandlungen, Bd. 1, Berlin, 71 pp.

HÄNSEL, C., BÖRNGEN, M., 1996: Von Heinrich Wilhelm Brandes bis Vilhelm Bjerknes – entwicklungsbestimmende Leipziger Beiträge zur Wetter- und Klimakunde. In: Wege und Fortschritte der Wissenschaft, Berlin: Akademie-Verlag, 395–417.

- HELLMANN, G., 1883: Repertorium der deutschen Meteorologie. Leistungen der Deutschen in Schriften, Erfindungen und Beobachtungen auf dem Gebiete der Meteorologie und des Erdmagnetismus von den ältesten Zeiten bis zum Schlusse des Jahres 1881, Leipzig, XXII pp., 995 Spalten.
- KLUGE, G., 2000: Wetterbeobachtungen im Großherzogtum Sachsen-Weimar-Eisenach in den Jahren 1770 bis 1832. In: *Mittlungen der DMG*, H. 1, 6–7
- LEXICON, 1827: *Rheinisches Conversations=Lexicon oder encyclopädisches Handwörterbuch für gebildete Stände*, hrsg. von einer Gesellschaft rheinländischer Gelehrten, Siebenter Band, Köln u. Bonn, 636.
- LOHRMANN, W. G., 1839: *Beiträge zur Meteorologie des Königreiches Sachsen*. Dresden. 74 pp. (= *Mitt. d. Statist. Vereins f. d. Königreich Sachsen*; 11).
- TAUCHMANN, J., 2006: *50 Jahre Wetter, Witterung und Naturkatastrophen. Kleine Klimatologie von Nordhausen am Südharz*, Nordhausen, 130 pp. u. 11 Tafeln.

Statistische Zeitreihenanalyse der Eintrittswahrscheinlichkeit extremer Temperaturen und Niederschläge in Deutschland (20. Jahrhundert)

Christian-Dietrich Schönwiese

Motivation

Der Klimawandel zeigt sich in sehr unterschiedlichen räumlich-zeitlichen Strukturen. Mit Blick auf die Beobachtungsdaten können zur Erfassung der zeitlichen Strukturen Zeitreihenanalysen durchgeführt werden. Man erkennt dann im Allgemeinen relativ langfristige lineare oder nicht-lineare Trends und überlagert verschiedenartige Fluktuationen sowie einzelne Datenwerte, die sich davon deutlich abheben. Dem kann durch eine detaillierte struktur- oder auch ursachenorientierte Zeitreihenzerlegung nachgegangen werden (SCHÖNWIESE 2013a, 2013b).

Neben dem langfristigen systematischen Klimawandel finden dabei Extremwerte besondere Aufmerksamkeit, weil sich dahinter Ereignisse verbergen können, die erhebliche wirtschaftliche Schäden und oft auch Todesfälle verursachen. In Deutschland sind in jüngerer Zeit neben besonderen Sturmereignissen die Starkniederschläge der Sommer 2002 und 2013, die zu Überschwemmungen u.a. im Elbebereich geführt haben, und der Hitzesommer 2003 besonders hervorgetreten (siehe hierzu u.a. Anhang A.8 in SCHÖNWIESE 2013b sowie die betreffenden Klimastatusberichte des DWD). Daher ist es von großem Interesse, festzustellen, ob solche Extremereignisse in ihrer Häufigkeit oder Intensität oder beidem zunehmen.

Analysemethodik

Zunächst stellt sich die Frage, was als extrem aufgefasst werden soll. Zur Veranschaulichung ist in Abb. 1 relativ zu 1961-1990 die Zeitreihe der Sommertemperatur-Anomalien 1900-2012 für das Flächenmittel Deutschland (sog. Rasterdaten, Quelle: RAPP 2000, DWD) dargestellt. Es ist üblich, dann solche Datenwerte als extrem zu bezeichnen, die relativ stark vom Mittelwert bzw. Trend abweichen. Dazu benötigt man ein objektives Kriterium, beispielsweise die einfache, doppelte oder dreifache Standardabweichung (1σ , 2σ , 3σ). Daher sind in Abb. 1 parallel zum signifikant erkennbaren linearen Trend die 2σ -Grenzen eingezeichnet. Überschritten werden diese Grenzen nur von den Sommern 1947 und 2003, die demnach extrem warm gewesen sind. In die Nähe dieses Kriteriums kommen noch die Sommer 1911, 1983, 1992 und 1994 (jeweils Hitzesommer) sowie 1956, 1978 und 1987 (jeweils besonders kühle Sommer). Die gewünschten Trendausagen zum Auftreten von Extremwerten sind aus so wenigen Daten allerdings nicht ableitbar, schon gar nicht deren Eintrittswahrscheinlichkeit.

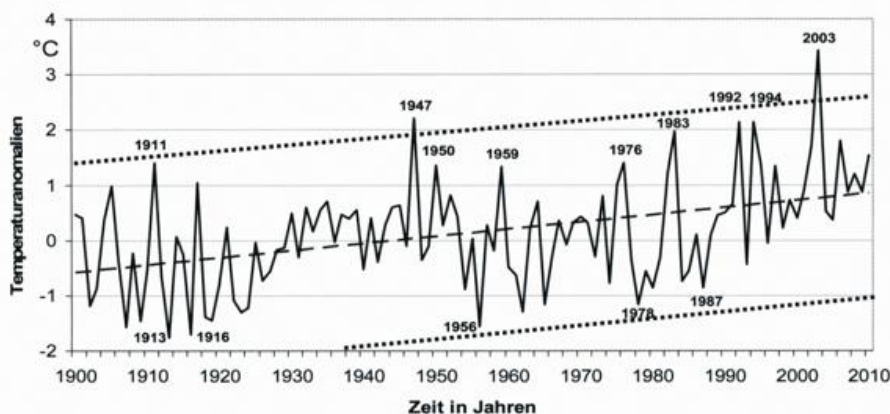


Abb. 1: Deutschland-Temperaturanomalien Sommer 1901-2010 mit linearem Trend (gestrichelt) und 2σ -Grenzen (gepunktet). Daten: RAPP 2000, DWD; Analyse: SCHÖNWIESE 2013a.

Daher hat TRÖMEL (2005) eine Methode entwickelt, die hier nur kurz skizziert werden kann. Danach werden die jeweiligen Zeitreihendaten in eine Häufigkeitsverteilung umgesetzt und es erfolgt die Anpassung einer geeigneten theoretischen Verteilung. In dieser Form spricht man von der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion, engl. Probability Density Function PDF. Wie der Name sagt, lassen sich daraus Eintrittswahr-

scheinlichkeiten bestimmen, und zwar aus den bestimmten Integralen der interessierenden Wertebereiche, anschaulich aus den entsprechenden PDF-Flächenanteilen. Mit Blick auf die Extremwerte interessieren dabei speziell die PDF-Ränder. Als Extremwertkriterien treten nun an die Stelle der σ -Grenzen die Perzentile. Beispielsweise kann man bei der Temperatur den unteren 5 % der Werte (5%-Perzentil) die Eigenschaft „extrem kalt“ und den oberen 5 % (95%-Perzentil) die Eigenschaft „extrem warm“ zuordnen.

Der Clou dieser Betrachtung ist aber nun, die zeitliche Änderung der jeweiligen PDF zu erfassen. Dazu werden nach der TRÖMEL-Methode die Zeitreihen der Verteilungsparameter berechnet (hier auf Lage- und Streuparameter beschränkt), so dass im Fall von Trends (Änderung des Lageparameters) die PDFs sozusagen wandern, beispielsweise in Richtung höherer Werte und gleichzeitig im Fall der Veränderung des Streuparameters „breiter“ bzw. „schmäler“ werden. Damit verändern sich auch die Perzentil-orientierten Flächenanteile an den PDF-Rändern und daraus lässt sich ggf. Jahr für Jahr die Änderung der Eintrittswahrscheinlichkeit berechnen.

Ergebnisse der Temperaturanalysen

Dies soll zunächst anhand eines Beispiels demonstriert werden, siehe Abb. 2 (links). Dort ist die PDF der August-Mitteltemperatur Frankfurt/Main dargestellt und willkürlich soll $\leq 17^\circ\text{C}$ als extrem kalt (Schwellen-Unterschreitung) und $\geq 22^\circ\text{C}$ als extrem warm (Schwellen-Überschreitung) gelten. Man sieht, dass in der Zeit 1901-2006 die Unterschreitungswahrscheinlichkeit p-Unt. von 21,6 % auf 0,3 % abgesunken und die Überschreitungswahrscheinlichkeit p-Üb. von 0,1 % auf 16,2 % angestiegen ist. Dabei wird der Kehrwert von p als Jährlichkeit J bezeichnet. J gibt an, wie oft mit derartigen Ereignissen im statistischen Mittel (!) zu rechnen ist (z.B. entspricht $p = 0,1\%$ $\rightarrow J = 1000$ Jahre und $p = 16,2\%$ $\rightarrow J \approx 6,2$ Jahre). Bei sehr hohen Werten von J, die über die Zeitreihenlänge wesentlich hinausgehen, ist diese Angabe aber lediglich theoretisch.

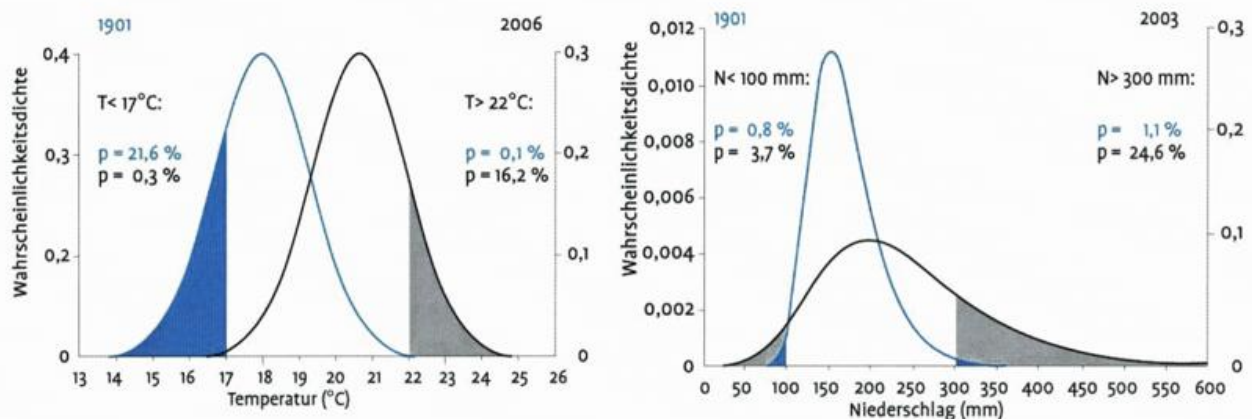


Abb. 2: Zeitliche Änderung der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) von 1901 bis 2006 bzw. 2003 und Markierung der Flächenanteile (blau für 1901, grau für 2006 bzw. 2003), die ein Maß für die Eintrittswahrscheinlichkeit von Extremwerten sind. Links: August-Temperatur in Frankfurt/M., rechts Winter-Niederschlag Eppenrod (bei Limburg), Schwellenwerte hier willkürlich, vgl. Angaben in der Grafik und Text (SCHÖNWIESE et al. 2006, ergänzt, hier nach SCHÖNWIESE 2013b).

Im Rahmen eines DEKLIM-Projektes (Deut. Klimaforschungsprogramm), über das bei BECK et al. (2007) ausführlich berichtet wird, sind unter anderem die Temperatur-Monatsdaten 1901-2000 von 12 Stationen in Deutschland nach der oben skizzierten Methode analysiert worden, wobei als PDF-Typ jeweils die Normalverteilung zugrunde gelegt werden konnte (wie in Abb. 2, links). Dabei ergab sich, analog zu Abb. 2, jedoch Perzentil-orientiert (5 % bzw. 95%) systematisch eine Abnahme der Unterschreitungswahrscheinlichkeit p-Unt. und eine Zunahme der Überschreitungswahrscheinlichkeit p-Üb., allerdings von Station zu Station und von Monat zu Monat quantitativ etwas unterschiedlich (Abbildung hier nicht gezeigt). Beispielsweise hat an der Station Frankfurt/M. p-Üb. im August von (jeweils rund) 1 % auf 13 % und im Januar von 2 % auf 8 % zugenommen, wobei die Schwellenwertkriterien (95%-Perzentil) in diesem Fall $21,1^\circ\text{C}$ bzw. $5,1^\circ\text{C}$ sind (alle weiteren Details siehe BECK et al. 2007, zum Hitzesommer 2003 auch SCHÖNWIESE et al. 2004).

Ergebnisse der Niederschlagsanalysen

Wesentlich uneinheitlicher sind die Ergebnisse der entsprechenden Niederschlagsanalysen, wobei die Monatsdaten 1901-2000 von 132 Stationen zugrunde lagen. Als Verteilungstyp erschien hier die Gumbel-Verteilung als geeignet. Das Beispiel Winterniederschlag 1900-2003 in Eppenrod (Lahn-Einzugsgebiet bei Limburg, vgl. Abb. 2, rechts) offenbart, dass sich außer dem Lageparameter (somit Trend) auch der Streuparameter verändert hat, die Verteilung somit „breiter“ geworden ist. Definiert man zunächst wieder willkürlich ≤ 100 mm als extrem wenig und ≥ 300 mm als extrem viel, so ist hier sowohl p-Unt. als auch p-Üb. angestiegen, und zwar von 0,8 % auf 3,7 % bzw. von 1,1% auf 24,6 %. Somit hat im betrachteten Zeitintervall sowohl die Neigung zu extrem wenig als auch zu extrem viel Niederschlag zugenommen, letzteres allerdings deutlich stärker als ersteres, und alles jeweils auf Kosten mittlerer Gegebenheiten.

In Abb. 3 sind nun die Perzentil-orientierten p-Unt. und p-Üb.-Zeitreihen 1901-2000 für die ausgewählten Monate Januar, Mai, August und November und wiederum die Station Eppenrod dargestellt (5%- bzw. 95%-Perzentil). Dabei entspricht der Januar dem in Abb. 2 (rechts) wiedergegebenen Verhalten: Sowohl p-Unt. als auch p-Üb. haben zugenommen. Dagegen ist im August p-Üb. ungefähr gleich geblieben, während p-Unt. abgenommen hat. Das bedeutet, dass die PDF „schmäler“ geworden ist. Entsprechende Ergebnisse für andere Stationen sind BECK et al. (2007) und insbesondere TRÖMEL (2005) zu entnehmen; siehe auch TRÖMEL und SCHÖNWIESE (2007). Erwähnt sei hier nur, dass das in Abb. 3 erfasste Verhalten typisch für relativ viele Stationen im Westen von Deutschland ist. Hinsichtlich p-Üb. zeigt sich dagegen im Osten von Deutschland (z.B. Görlitz) ein annähernd konstant niedriges Niveau in den Wintermonaten und ein hohes Niveau mit unterschiedlichen Trends in den Sommermonaten. Ähnlich ist das im Süden (z.B. Marktobendorf, Allgäu), allerdings mit deutlichen Zunahmen im Juli und August. Hinsichtlich p-Unt. findet sich im Osten (z.B. wiederum Görlitz) im Januar, ähnlich wie in Abb. 3 (links), eine deutliche Zunahme.

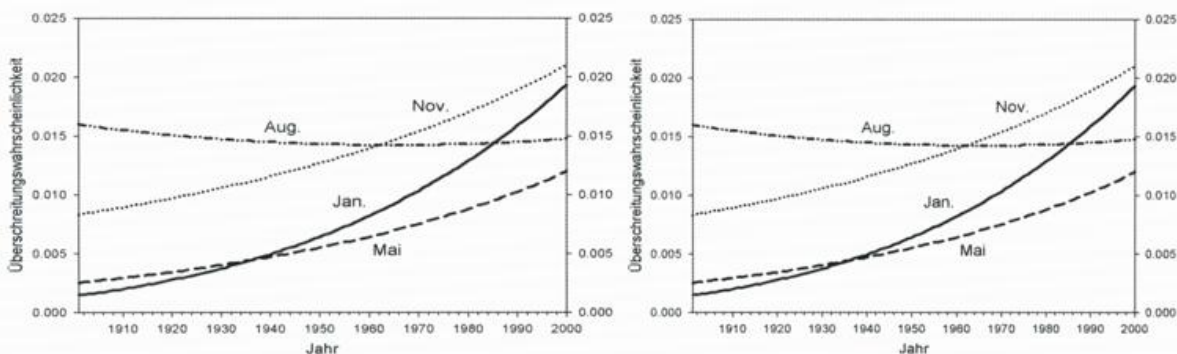


Abb. 3: Zeitreihen der Unterschreitungswahrscheinlichkeit p-Unt. (links) und der Überschreitungswahrscheinlichkeit p-Üb. (rechts), jeweils perzentilorientiert (5 %, hier entsprechend 10 mm-Schwelle, bzw. 95 %, hier entsprechend 180 mm-Schwelle) an der Station Eppenrod in ausgewählten Monaten (SCHÖNWIESE und TRÖMEL 2005, siehe auch TRÖMEL und SCHÖNWIESE 2007)

Um schließlich einen Überblick über das p-Üb.-Verhalten des Niederschlags Deutschland-weit zu gewinnen, was als Indiz für die Tendenz der Hochwassergefährdung gelten kann, so sieht man anhand von Abb. 4 im Januar fast flächendeckend eine Zunahme, auch wenn sich dieser Befund in Richtung Nordosten (Schleswig-Holstein ausgenommen) allmählich verliert. Das bedeutet im Winter (ungefähr Norden, Westen und Süden; Osten nur teilweise und wenn, dann in deutlich geringerem Ausmaß) eine zunehmende Hochwassergefährdung. Dagegen treten im August markante Unterschiede auf: An den meisten süddeutschen Stationen wie auch entlang des Rheins und in Teilen Schleswig-Holsteins hat pÜ zugenommen ansonsten – und dies fast im gesamten Gebiet östlich der Weser – abgenommen. Das bedeutet im Sommer für die Flusseinzugsbereiche von Elbe und Weser eine geringer werdende Hochwassergefahr, für Donau, Main und Rhein dagegen eine zunehmende, wobei Starkniederschlag natürlich nur eine Randbedingung für das Eintreten von Hochwasser ist, aber sicherlich eine wichtige.

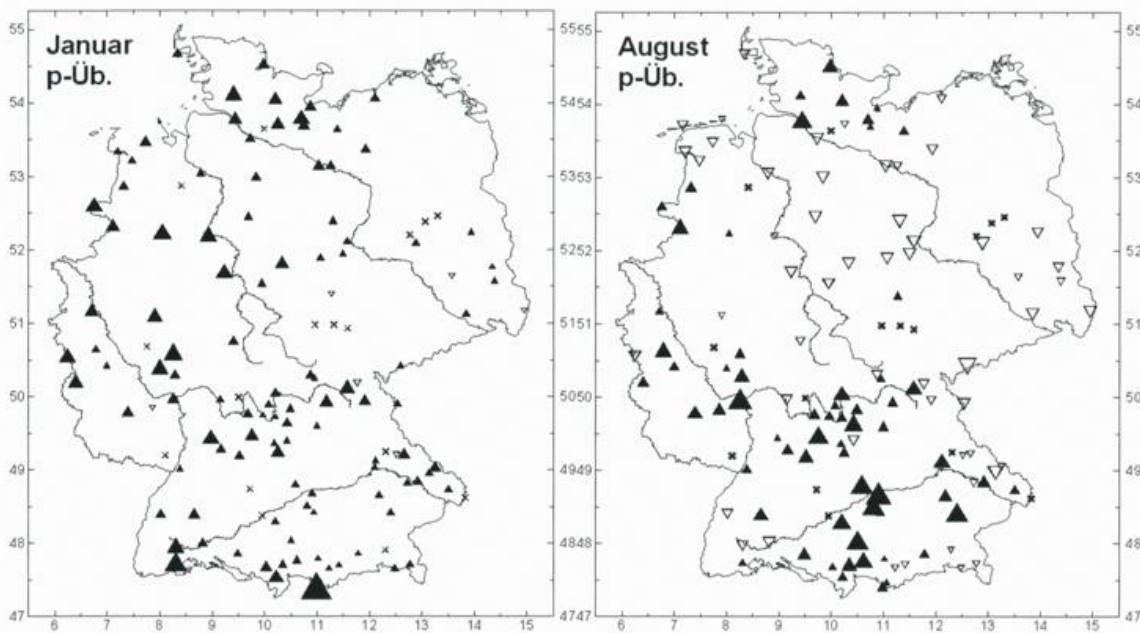


Abb. 4: Trends 1901-2000 der Überschreitungswahrscheinlichkeit p-Üb. extremer monatlicher Niederschläge (95%-Perzentil) in Deutschland (132 Stationen), links Januar, rechts August, wobei ausgefüllte nach oben weisende Dreiecke Zunahme, leere nach unten weisende Dreiecke Abnahme und x keine signifikante Änderung bedeuten. Zudem weist die Größe der Symbole auf Trendstärke hin (hier zwischen ca. 5 % und 15 %); nach TRÖMEL 2005, vereinfacht (siehe auch BECK et al. 2007 sowie TRÖMEL und SCHÖNWIESE 2007)

Schlussfolgerungen

Eine Zeitreihenmodellierung, die alle zur Verfügung stehenden Daten nutzt und dabei die zeitlichen Veränderungen der jeweiligen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion (PDF) erfasst, ist geeignet, Zeitreihen der Unter- bzw. Überschreitungswahrscheinlichkeit von Schwellenwerten zu erzeugen, die extrem niedrige bzw. extrem hohe Werte definieren. Dabei erscheint eine Orientierung an den Perzentilen (z.B. 5 % bzw. 95 %) sinnvoll. Für Deutschland ergeben sich bei der Temperatur 1901-2000 generell Abnahmen der Unter- und Zunahmen der Überschreitungswahrscheinlichkeit, während beim Niederschlag das Bild uneinheitlich ist. Die auf Hochwassergefährdung hinweisende Überschreitungswahrscheinlichkeit hat 1901-2000 im Winter fast flächendeckend zugenommen, im Sommer dagegen nur teilweise, vor allem in Süddeutschland und entlang des Rheins. Ob diese für die Vergangenheit durchgeführte Analyse auch Relevanz für die Zukunft hat, müssen (regionale) Klimamodellrechnungen zeigen, die jedoch gerade bei Extremwerten und dabei insbesondere beim Niederschlag nicht besonders zuverlässig sind.

Literatur

- BECK, C., RUDOLF, B., SCHÖNWIESE, C.-D., STAEGER, T., TRÖMEL, S., 2007: Entwicklung einer Beobachtungsdatengrundlage für DEKLIM und statistische Analyse der Klimavariabilität (Projekt VasClimO). Bericht Nr. 6, Inst. f. Atmosphäre u. Umwelt, Univ. Frankfurt/M., 107 S.
- DWD (DEUT. WETTERDIENST): Anomalierasterdaten Deutschland, abrufbar für gewünschte Jahre und Monate. Internet, <http://www.dwd.de> → Klima und Umwelt, Klimamonitoring, Deutschland, Resultate monatlich, Klimakarten Deutschland.
- RAPP, J., 2000: Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Bericht Nr. 212, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 145 S.
- SCHÖNWIESE, C.-D., 2013a: Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 5. Aufl., Borntraeger, Stuttgart, 319 S.
- SCHÖNWIESE, C.-D., 2013b: Klimatologie. Ulmer (UTB), 4. Aufl., 489 S.

- SCHÖNWIESE, C.-D., STAEGER, T., STEINER, H., BRINCKMANN, S., 2006: Analyse der Klimaveränderungen in Hessen für den Zeitraum 1901 bis 2003. Bericht Nr. 3, Inst. f. Atmosphäre u. Umwelt, Univ. Frankfurt/M., 74 S.
- SCHÖNWIESE, C.-D., STAEGER, T., TRÖMEL, S., 2004: The hot summer 2003 in Germany. Some preliminary results of a statistical time series analysis. Meteorol. Z. 13, 323-327.
- SCHÖNWIESE, C.-D., TRÖMEL, S., 2005: Langzeitveränderungen des Niederschlages in Deutschland. In: LOZAN, J.L. (Hrsg.): Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle? Wiss. Auswertungen (in Kooperation mit GEO), Hamburg, S. 182-187.
- TRÖMEL, S., 2005: Statistische Modellierung von Klimazeitreihen (Dissertation). Bericht Nr. 2, Inst. f. Atmosphäre u. Umwelt, Univ. Frankfurt/M., 238 S.
- TRÖMEL, S., SCHÖNWIESE, C.-D., 2007: Probability change of extreme precipitation observed from 1901 to 2000 in Germany. Theor. Appl. Climatol. 87, 29-39.

Von der Wetteraufzeichnung zur Radarklimatologie – Klimamonitoring im DWD

Paul Becker

Einleitung

Die Diagnose klimatologischer Trends stützt sich im Wesentlichen immer noch auf die traditionellen Stationsmessnetze am Boden und in der freien Atmosphäre. Nur diese liefern lange meteorologische Messreihen, die belastbare Aussagen zur Klimaentwicklung der jüngsten Vergangenheit ermöglichen. Während die Kalibrierung der Instrumente und die Qualitätskontrolle der Daten hohen Anforderungen entspricht, ist die Repräsentanz dieser Messnetze, speziell über den Meeren und in dünn besiedelten Regionen, wie in Afrika, aber auch bei der Erfassung von räumlich stark variablen Niederschlagshöhen, oft zu gering. Zudem treten bei Stationsverlegungen oder Stationsschließungen immer wieder Homogenitätsprobleme auf, die die Vergleichbarkeit der Daten erschweren.

Um diese Nachteile bei der Klimaüberwachung zu beseitigen, werden zunehmend auch moderne, flächendeckende Fernerkundungsdaten in der Klimaüberwachung eingesetzt. Während beispielsweise Satelliten vornehmlich Klimadaten zur Bewölkung, zur Strahlung am Erdboden und am Oberrand der Atmosphäre, Niederschlag über Ozeanen, sowie zur Feuchte- und Temperaturverteilung liefern, werden in Europa durch Radarmessnetze hoch aufgelöste und flächendeckende Informationen zum Niederschlagsgeschehen bereitgestellt. Inzwischen liegen für diese Fernerkundungssysteme in Deutschland schon für viele Jahre oder gar Jahrzehnte Daten vor, so dass nach und nach Klimatologien aufgebaut werden können, die nicht nur die mittleren Größen umfassen, sondern selbstverständlich auch die Variabilität, Extrema und den Zeitreihenverlauf beinhalten.

Herkömmliche Wetter- und Klimabeobachtungssysteme

Ausgangs des 18. Jahrhunderts begann mit dem Beobachtungsmessnetz der Societas Meteorologica Palatina die flächendeckend koordinierte bodengebundene Aufzeichnung des Wetters, so dass nun mehr als 200 Jahre Wetteraufzeichnungen einzelner Stationen dieses Netzes zur Verfügung stehen (siehe auch Beitrag von FRI-CKE in diesem Band). Das Netz der Bodenwettermessungen und -beobachtungen unterlag und unterliegt aus vielerlei Gründen Veränderungen, die an die klimatologische Aufarbeitung der Messreihen hohe Ansprüche stellen. So muss sichergestellt sein, dass aufgezeigte Veränderungen in den Reihen rein meteorologischer Natur sind und nicht Ergebnis von Veränderungen durch standörtliche Variationen und methodische Änderungen. Eine Grundvoraussetzung für homogene Reihen ist die Standorttreue, wie sie beispielsweise an der Klimastation Jena über 200 Jahre gegeben ist. Der Großteil der aktuell messenden Wetter- und Klimastationen hat seinen Ursprung in der Zeit nach dem Zweiten Weltkrieg. Damit stehen vielerorts nunmehr mindestens 50jährige Messreihen zur Verfügung, die durch längere Reihen wie die in Jena gemessene gestützt und ergänzt werden. Da die Datenaufzeichnung gerade bei den langen Reihen in den frühen Jahren oftmals nur in Papierform erfolgte, hat sich der DWD im Rahmen des Projektes KLIDADIGI (siehe Beitrag von MÄ-CHEL in diesem Band) der Aufgabe gestellt, lange Messreihen digitalisiert aufzuarbeiten und zu prüfen, um mittels dieser Daten belastbare Zeitreihenanalysen vornehmen zu können.

Satelliten

Seit etwas mehr als dreißig Jahren liegen statistisch auswertbare Daten von Wettersatelliten vor. Gemeinsam mit sechs weiteren europäischen Wetterdiensten betreibt und leitet der Deutsche Wetterdienst in enger Zusammenarbeit mit EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) die Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM SAF, www.cmsaf.eu). CM SAF zielt auf die Bereitstellung von satellitenbezogenen geophysikalischen Parameterdatensätzen für die Klimaüberwachung. CM SAF bietet Klimatologien für sogenannte Essential Climate Variables (ECV), wie sie durch das Global Climate Observing System (GCOS) auf der Basis des Rahmenübereinkommens der Vereinten Nationen über Klimaänderungen (UNFCCC) definiert sind. Die CM SAF-Produkte werden als Monitoring-Daten beinahe in Echtzeit sorgfältig kalibriert bereit gestellt. Diese qualitativ hochwertigen Daten helfen, nahezu flächendeckend, Klimaschwankungen und langfristige Veränderungen des Klimas zu untersuchen. Die Klimadatensät-

ze sind Kombinationen aus Messwerten mehrerer Instrumente an Bord sowohl der geostationären als auch der polumlaufenden Wettersatelliten. Die CM SAF-Produkte sind für Anwendungen mit Schwerpunkt auf den wichtigsten Aspekten der Erdatmosphäre wie dem Wasser- und Energiehaushalt zugeschnitten und umfassen Wolkenparameter, Strahlungsbilanzparameter sowie Temperatur und Feuchtigkeit (Wasserdampf) in die Atmosphäre. Die Anwendungsgebiete der bereitgestellten Datensätze reichen beispielsweise über internationale Wetterdienste, globale und regionale Modellierungsgruppen von Forschungszentren oder Universitäten bis hin zu Photovoltaikgruppen. Konkrete Ansätze sind den Beiträgen von AHRENS & TRENTMANN sowie FUCHS et al. in diesem Band zu entnehmen.

Wetterradar

Wetterradarsysteme wurden eingeführt, um flächendeckende und zeitnahe Niederschlagsinformationen insbesondere für den Wettervorhersagedienst zu erzeugen, denn selbst eine zehnmal dichtere Auslegung des derzeit verfügbaren stationsgebundenen Niederschlagsmessnetzes wäre nicht in der Lage, die räumliche Variabilität des Niederschlags adäquat abzubilden. Zusätzlich war die zeitliche Auflösung von Niederschlagsmessungen im überwiegend ehrenamtlich betriebenen und mit konventionellen Messgeräten ausgestatteten Niederschlagsmessnetz an den meisten Standorten auf Tagessummen begrenzt. Wetterradarsysteme wurden seit Mitte der 80er Jahre des 20. Jahrhunderts zunehmend im Verbund betrieben und damit sind die mit den Wetterradargeräten aufgenommenen Daten klimatologisch auswertbar. Die verwendbare Zeitreihe beträgt in Deutschland derzeit etwas mehr als 10 Jahre, so dass mit diesen Daten in jüngster Zeit erste klimatologische Auswertungen möglich werden. Besonders bedeutsam sind die klimatologischen Aussagen der Radardatenauswertung, wenn die Auswertung von Radardaten mit stationsbezogenen Online-Niederschlagsmessungen kombiniert erfolgt. Dieses unter dem Namen RADOLAN für den Hochwasserwarndienst gemeinsam mit Partnern anderer Einrichtungen des Bundes und der Länder entwickelte Werkzeug liefert flächendeckende quantitative Niederschlagsauswertungen. Derzeit erstellt der DWD mit der aktuellsten Version seines RADOLAN-Verfahrens eine dekadische Reanalyse aller im Verbund seit Januar 2011 erhobenen Radardaten um zu einer auch zeitlich homogenen quantitativen Niederschlagsanalyse in optimaler raum-zeitlicher Auflösung zu gelangen.

Ausblick

Meteorologische Bodenbeobachtungsnetze haben in den letzten Jahren weltweit Veränderungen erfahren, die in einer weitgehenden Automatisierung münden. In Europa und auch in Deutschland kann davon ausgegangen werden, dass unter den derzeitigen technologischen Möglichkeiten ein gewisses Optimum dieser Messnetze erreicht ist. Erkenntnisgewinn wird mit stationsbezogenen Messungen allenfalls auf der lokalen, mikroklimatischen Ebene erzielbar sein. Aus der Kombination zwischen stationsbezogenen Messungen und Daten von Fernerkundungsmethoden können flächenhafte klimatologische Daten einer neuen Qualität erwartet werden, die dazu dienen, das Verständnis der klimatologischen Bedingungen noch besser in die Erkenntnisse der Erdsystembeobachtungen einbetten zu können.

Regionale atmosphärische Prozesse und ihre raumzeitliche Ausprägung

T. Foken, J. Lüers

Einleitung

Das Gebiet zwischen Thüringen, Sachsen, Franken und Böhmen ist durch Gebirge und Flüsse auffallend stark gegliedert, jedoch sind die Geländeformen im Vergleich zum Hochgebirge eher sanft, weisen jedoch vielerorts interessante Felsformationen auf. Während nördlich von Thüringer Wald und Erzgebirge mit typischem Nordstau die Flüsse von Süden nach Norden fließen (Ilm, Saale, Weiße Elster) so herrscht südlich beider Gebirge verbreitet ein Südweststau vor und ein in Ost-West-Richtung orientiertes Flusssystem (Werra, Main, bzw. in entgegengesetzter Richtung die Eger). Das Gebiet hat schon immer Naturforscher interessiert. An Johann Wolfgang von Goethe erinnert auf fast jedem Berg eine Gedenktafel, und Alexander von Humboldt war 1792 bis 1795 der Oberbergmeister in Goldkronach bei Bayreuth. Daher ist es nicht ungewöhnlich, dass in diesem Gebiet bereits sehr lange meteorologische Messreihen vorliegen, wie die 200-jährige Reihe von Jena aber auch die inzwischen 162-jährige Reihe von Bayreuth oder die 150-jährige Reihe von Bad Elster.

Die unterschiedliche Ausrichtung der Gebirge im Untersuchungsgebiet führt zu einer typischen Verteilung von Niederschlägen und Temperaturen, die seit langem untersucht und von FOKEN (2003) zusammenfassend bewertet wurden. Danach ergeben sich deutliche Unterschiede zwischen der Nord- und Südseite der Gebirge: Die Niederschlagsverteilung weist in den Höhenlagen eine zweigipflige Verteilung mit Sommer- (Juli) und Winter- (Dezember) Niederschlagsmaxima auf, wobei das Wintermaximum im Fichtelgebirge besonders dominant und im Erzgebirge nur noch schwach ausgeprägt ist (BÖER und VESECKÝ 1973, DIETZE 1949). Im Vorland der Gebirgskette fehlt das Wintermaximum mit Ausnahme des direkten Vorlandes des Fichtelgebirges (FOKEN 2003). Eine Höhenabhängigkeit des Niederschlages lässt sich aus Jahressummen nur schwer ableiten, hierzu müssen ereignisbezogen für verschiedene Anströmrichtungen die Niederschläge analysieren werden (KOCH 1953). Es lässt sich jedoch für die Höhenlage zwischen 700-800 m üB. NN an den Südabhängen ein Jahresniederschlag von etwa 900-1000 mm und in den Gipfelgebieten und an den Nordseiten ein Jahresniederschlag zwischen 1000-1100 mm beobachten (BÖER und VESECKÝ 1973, FLEMMING 2001, FOKEN 2003, HÖLCKE 1930).

Bei der Temperaturverteilung ist auffällig, dass das Bayerische Vogtland um Hof, auch „Bayerisch Sibirien“ genannt (HOLZAPFEL 1949, VOLLRATH 1977), merklich kühler ausfällt als in gleichen Höhenlagen der umgrenzenden Gebiete. Die Jahresmitteltemperaturen im Bayerischen Vogtland und Egertal liegen z.B. gegenüber dem Nordabhang des Erzgebirges 0,5 K bis 1,0 K niedriger (BÖER und VESECKÝ 1973). Das lässt sich bestätigen durch die durch zunehmende geographische Höhenlage bedingte Temperaturabnahme, die im Fichtelgebirge 0,61 K / 100 m beträgt (FOKEN 2003), und damit deutlich über dem üblichen Gradienten von 0,55 K / 100 m (FLEMMING 2001) liegt. Die niedrigen Temperaturen treten besonders im Winter auf, was auf die stärkere Kontinentalität im Egerbecken und seiner westlichen Randgebiete mit bis zu 20 K Jahresamplitude der Monatsmittelwerte (BÖER und VESECKÝ 1973) zurückzuführen ist. Ausdruck dessen ist der kalte Ostwind aus dem Böhmischem Becken („Böhmischer Wind“).

Dieser kurze klimatologische Überblick aus der Mittelgebirgsregion zwischen Thüringer Wald, Erzgebirge, Fichtelgebirge und Frankenwald hat gezeigt, dass viele klimatische Besonderheiten auf die Landschaftsform und regionale atmosphärische Prozesse zurückzuführen sind denen sich der vorliegende Beitrag widmet.

Atmosphärische Prozesse

Nach der klimatologischen Einleitung, in der bereits typische Relief bedingte Einflüsse insbesondere auf die Niederschlagsverteilung diskutiert wurden, stehen nun zeitlich deutlich kürzere und kleinräumiger ausgeprägte Erscheinungen im Vordergrund. In der Maßstabsskalierung nach ORLANSKI (1975) wird in den folgenden Abschnitten der Bereich von meso- β über meso- γ und mikro- α bis mikro- β abgedeckt, also von ca. 200 km und mehreren Stunden bis ca. 0,2 km und Minuten und Sekunden.

Konvektive Erscheinungen

Konvektiven Prozessen am Thüringer Wald hat sich bereits KOCH (1953) in beeindruckender Weise gewidmet. Besonders hervorzuheben sind seine Untersuchungen von Gewitterzugsstraßen, die im Lee der

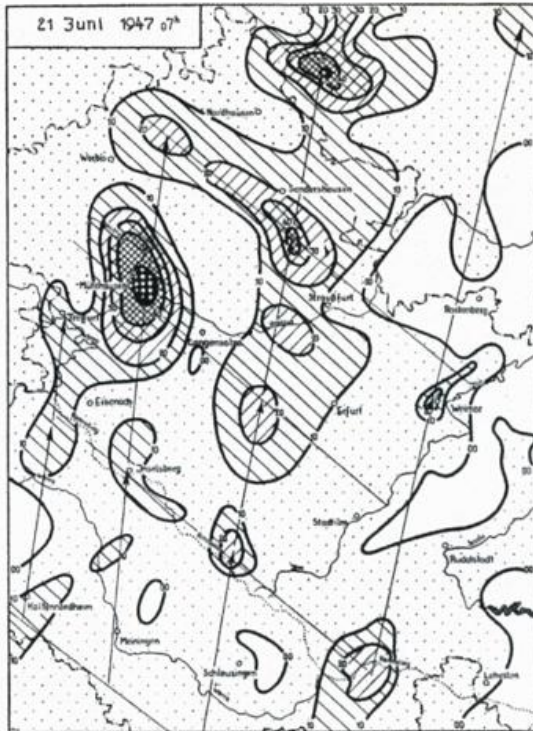


Abb. 1: Gewitterbahnen im Lee der Erhebungen des Thüringer Waldes mit wellenförmigen Verstärkungen (KOCH 1953)

höchsten Erhebungen des Thüringer Waldes auftreten und wellenähnlich zu mehreren Maxima konvektiver Niederschläge im Thüringer Becken führen (Abb. 1). Eine Erscheinung, die wie viele andere in den Folgejahren offensichtlich wenig weiter untersucht wurde, obwohl beispielsweise die aktuellen Überflutungen an der Ilm am Freitag vor Pfingsten 2013 eine ähnliche Ursache hatten. Südlich des Thüringer Waldes trifft man Konvektionen eher an den steilen Westabhängen der Gebirge an. Bei einfließender Kaltluft und westlicher Anströmung ist auch an den Westseiten von Spessart/Rhön, Steigerwald, Fränkischem Jura und Fichtelgebirge konvektive Bewölkung beobachtbar, während die Ostseiten weitgehend wolkenfrei bleiben. Ein damit verbundenes spezielles Niederschlagsmuster wurde bislang noch nicht untersucht.

Berg-Talwind-Zirkulationen

Die thermischen Unterschiede zwischen den Höhenlagen und den Tälern führen zu einer tageszeitlich abhängigen Zirkulationsform mit Berg-Tal-Wind in der Nacht (Abfluss kälterer Luft aus den Höhenlagen) und Tal-Berg-Wind am Tag durch thermischen Auftrieb aus den deutlich wärmeren Tälern. Dieses Phänomen wurde durch DEFANT (1949) umfassend beschrieben und ist heute in allen Klima- und Meteorologielehrbüchern zu finden. Bei der Umstellung zwischen beiden Zirkulationsformen tritt eine kurze Periode (ca. eine Stunde) mit nahezu verschwindender horizontaler Windgeschwindigkeit auf. Bei vorhandener Sonneneinstrahlung und hohen fühlbaren Wärmeströmen wird ein weiteres deutlich kleinräumigeres Zirkulationsmuster überlagert, das sich durch kleinere Gebiete mit starkem vertikalen Auftrieb (freie Konvektion) und großräumigeren Gebieten mit Absinkbewegungen auszeichnet (EIGENMANN et al. 2009). Die Untersuchungen sind zwar im Schwarzwaldes (Kinzig-Tal) durchgeführt worden, sollten aber in den Tälern an den Oberläufen von Saale, Weißer Elster, Main und Eger gleichermaßen anzutreffen sein. Bemerkenswert ist, dass diese Auftriebsgebiete beachtliche vertikale Erstreckungen von mehreren 100 m erreichen und die am Vormittag im Tal noch stabil geschichtete Luft durchstoßen können. Dies konnte mittels Sodar-RASS-Messungen (Abb. 2) und Large-Eddy-Simulationen übereinstimmend gezeigt werden (BRÖTZ et al. 2013).

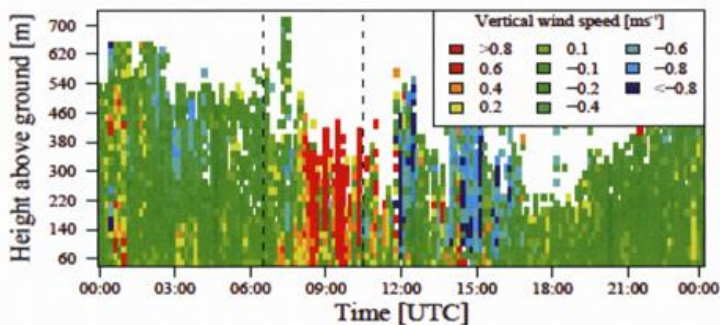


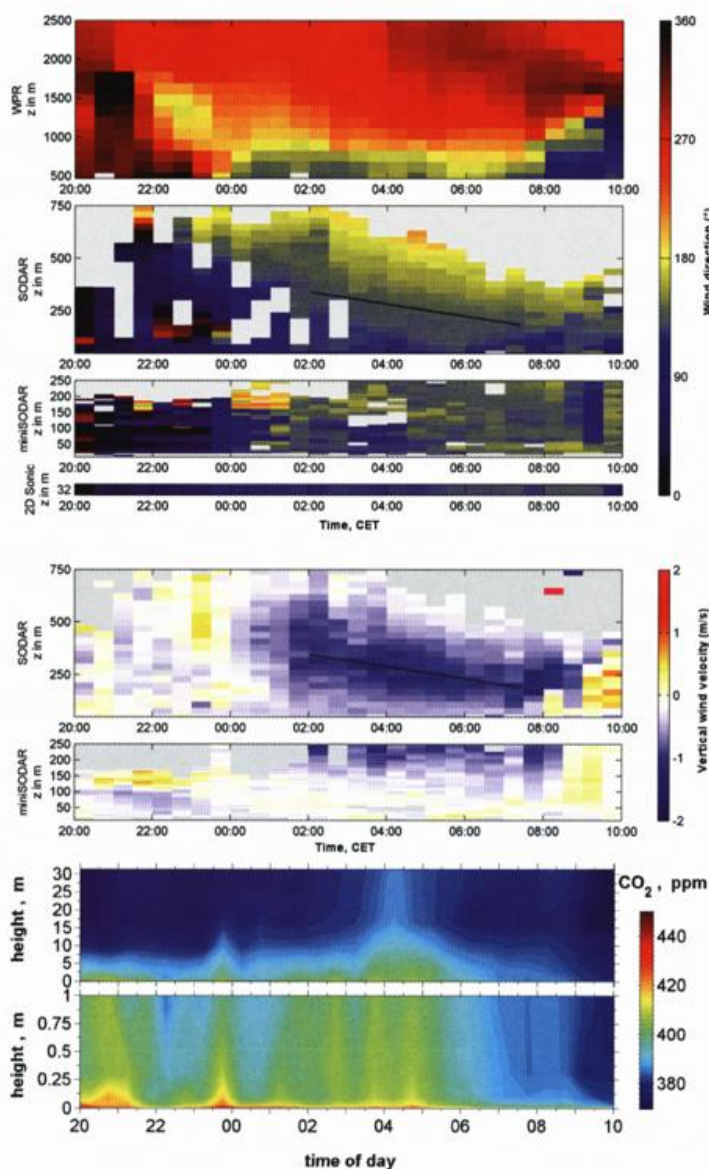
Abb. 2: Vertikalprofil der vertikalen Windgeschwindigkeit gemessen mit einem Doppler-Sodar am 13.08.2007 im Kinzig-Tal bei Fußbach (Schwarzwald). Der Bereich mit kräftigen Aufwärtsbewegungen bei gleichzeitiger Windstille ist durch gestrichelte Linien gekennzeichnet (EIGENMANN et al. 2009)

Überströmung von Bergen

Die Physik der Überströmung von Bergen ist seit längerem bekannt. Allerdings gelang am Wetzstein im Thüringer Schiefergebirge der Nachweis eines aus Modellrechnungen (FINNIGAN und BELCHER 2004) vorhergesagten Phänomens durch ZERI (2007), welches an bewaldeten Berggipfeln in der Nacht zu extrem hohen Flüssen von veratmeten Kohlendioxid führt. Durch die Beschleunigung des Windfeldes am Berggipfel wird aus dem Stammraum mit Kohlendioxid angereicherte Luft abgesaugt. Somit tritt veratmetes Kohlendioxid nicht wie zuvor vermutet am Hang aus dem Wald aus sondern erst am Gipfel. Dies ist ein außerordentlich wichtiges Ergebnis hinsichtlich der Bewertung von Messungen des Kohlendioxidaustausches an FLUXNET-Stationen (BALDOCCHI et al. 2001) im Gebirge.

Low-Level-Jets und Schwerewellen

Low-Level-Jets sind Starkwindbänder in ca. 100 m bis 400 m Höhe, die sich insbesondere in der zweiten Nachthälfte bei stabiler Schichtung und geringen bodennahen Windgeschwindigkeiten ausbilden. Beispielsweise konnte gezeigt werden (FOKEN et al. 2012), dass im Lehstenbachtal (Fichtelgebirge, Ostabhang des Waldsteingebietes Richtung Egertal) im Sommer in einem Drittel aller Nächte Low-Level-Jets auftreten. Abb. 3 zeigt ein Beispiel mit deutlich sichtbarem Jet beginnend gegen 01 Uhr in 400 m Höhe, der auch durch eine starke Absinkbewegung gekennzeichnet ist und zum Ausgang der Nacht nur noch Höhen von 200 m aufweist (07 Uhr). Low-Level-Jets haben deutliche Auswirkungen insbesondere auf Stoffkonzentrationen und Flüsse an der Unterlage, wie z.B. durch Messungen der Kohlendioxidkonzentration an der FLUXNET-Station DE-Bay „Waldstein-Weidenbrunnen“ nachgewiesen werden konnte (Abb.3).



Gleichzeitig lässt sich ein weiteres Phänomen beobachten. Bevor der Low-Level Jet einsetzt, dreht die Windrichtung im Bereich der unteren Grenzschicht von West über Nord nach Ost. Dabei wird gegen 23 Uhr der nördlich von der Messstelle gelegene Bergkopf überströmt. An diesem lösen sich Schwerewellen ab, die sich im Messgebiet brechen und ebenfalls in den bodennahen Konzentrationen von Kohlendioxid nachzuweisen sind.

Abb. 3: Low-Level-Jet in der Nacht vom 30. Juni zum 1. Juli 2008 an der FLUXNET-Station „Waldstein-Weidenbrunnen“ im Fichtelgebirge (FOKEN et al. 2012). Oben: Windrichtung festgestellt mit verschiedenen Messgeräten in verschiedenen Höhenbereichen. Bei westlicher Anströmung dreht der Wind unter 500 m über Nord (23 Uhr) nach Südost. Mitte: Absinkbewegung mit negativen Vertikalwind im Bereich des Low-Level-Jets. Unten: Kohlendioxidkonzentration in einem 25 m hohen Fichtenwald. Zum Zeitpunkt der brechenden Schwerewellen (23 Uhr) und zu Beginn des Jets wird kohlendioxidangereicherte Luft eingemischt

Kohärente Strukturen

Die große Reibung an den Baumkronen eines Waldes führt zu einer starken Scherung des Windfeldes. Diese Scherung hat zur Folge, dass die Strömung instabil wird (Kelvin-Helmholtz-Wellen) und periodische Rampenstrukturen im Turbulenzfeld über dem Wald entstehen (FINNIGAN 2000). Diese sogenannten kohärenten Strukturen haben eine Dauer von 10 bis 30 s und tragen nachts nahezu vollständig zum Energie- und Stoffaustausch bei. Am Tage beträgt der kohärente Anteil immerhin rund 20 %, vom ansonsten durch zufällig verteilte turbulente Wirbel erfolgen Austausch. Die aus Böen (sweeps) und Auftriebskörpern (ejection) gebildeten kohärenten Strukturen haben ein typisches Verhalten in und über dem Wald. THOMAS und FOKEN (2007) sowie EDER et al. (2013) konnten feststellen, dass sweeps im Niveau der Baumkrone dominieren während ejections im Stammraum und über dem Wald.

Diese Strukturen setzen sich bis in mehrere 100 m Höhe fort, wobei dort nur noch die stärksten Strukturen nachweisbar sind (THOMAS et al. 2006). Derartige Strukturen sind über allen sehr rauen Oberflächen feststellbar. Somit schließt sich hier die Beschreibung atmosphärischer Prozesse in verschiedenen Maßstabsbereichen, wobei das letzte Beispiel nicht speziell an den Untersuchungsraum dieses Beitrages gebunden ist.

Zusammenfassung

In den voranstehenden Ausführungen konnte gezeigt werden, dass regionale und lokale atmosphärische Prozesse einen deutlichen Einfluss auf die meteorologischen Parameter haben. Dabei sind Prozesse im Mikro- α - und Mikro- β -Bereich besonders stark in den turbulenten Austauschströmen von fühlbarer und latenter Wärme sowie in den Spurengasflüssen bis zu einer räumlichen Ausdehnung von 2 km im Sekunden- bis Minutenbereich nachweisbar.

Die im Maßstab größeren Strukturen sieht man auch in den mittleren Skalen wie Stunden- und Tagesmitteln (-summen) und – bei besonderer lokaler Ausprägung – auch in Monats- und Jahresmitteln. Die Kenntnis langer meteorologischer Messreihen – wie der 200-jährigen Jenaer Reihe – ist unerlässlich, um derartige Erscheinung richtig in ihrer räumlichen und zeitlichen Verteilung und Häufigkeiten einzuordnen. Etwas bedauerlich ist allerdings, dass sich nach Prof. H. G. Koch kaum jemand diesen regionalen Prozessen gewidmet hat. Internationale Zeitschriften geben derartigen Untersuchungen kaum einen Raum, umso wichtiger ist es, ein Forum zu schaffen, wo lokale Untersuchungen einen angemessenen Platz finden, deren Bedeutung gerade durch die anstehenden klimatischen Veränderungen an Wichtigkeit zunehmen kann.

Literatur

- BALDOCCHI, D., E. FALGE, L. GU, R. OLSON, D. HOLLINGER, S. RUNNING, P. ANTHONI, C. BERNHOFER, K. DAVIS, R. EVANS, J. FUENTES, A. GOLDSTEIN, G. KATUL, B. LAW, X.H. LEE, Y. MALHI, T. MEYERS, W. MUNGER, W. OECHEL, K.T. PAWU, K. PILEGAARD, H.P. SCHMID, R. VALENTINI, S. VERMA and T. VESALA, 2001: FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 82, 2415-2434.
- BÖER, W. and A. VESECKÝ, 1973: Klima und Witterung im Erzgebirge. *Abh. Meteorol. Dienstes DDR* 104, 166.
- BRÖTZ, B., R. EIGENMANN, A. DÖRNBRACK, V. WIRTH and T. FOKEN, 2013: Valley wind-controlled convective transport in the early-morning boundary layer above low-mountain terrain. *Boundary-Layer Meteorol.* eingereicht.
- DEFANT, F., 1949: Zur Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde. *Archiv Meteorol. Geophys. Bioklim., Ser. A* 1, 421-450.
- DIETZE, G., 1949: Über den Jahresgang der Niederschlagshöhe in Thüringen. *Mitteilung der Thüringischen Landeswetterwarte* 8,
- EDER, F., A. SERAFIMOVICH and T. FOKEN, 2013: Coherent structures at a forest edge: Properties, coupling and impact of secondary circulations. *Boundary-Layer Meteorol.* im Druck.
- EIGENMANN, R., S. METZGER and T. FOKEN, 2009: Generation of free convection due to changes of the local circulation system. *Atmos. Chem. Phys.* 9, 8587-8600.
- FINNIGAN, J., 2000: Turbulence in plant canopies. *Ann. Rev. Fluid Mech.* 32, 519-571.

- FINNIGAN, J.J. and S.E. BELCHER, 2004: Flow over a hill covered with a plant canopy. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 130, 1-29.
- FLEMMING, G., 2001: *Angewandte Klimatologie von Sachsen. Tharandter Klimaprotokolle* 4, 1-154.
- FOKEN, T., F.X. MEIXNER, E. FALGE, C. ZETZSCH, A. SERAFIMOVICH, A. BARGSTEN, T. BEHRENDT, T. BIERMANN, C. BREUNINGER, S. DIX, T. GERKEN, M. HUNNER, L. LEHMANN-PAPE, K. HENS, G. JOCHER, J. KESSELMEIER, J. LÜERS, J.C. MAYER, A. MORAVEK, D. PLAKE, M. RIEDERER, F. RÜTZ, M. SCHEIBE, L. SIEBICKE, M. SÖRGEL, K. STAUDT, I. TREBS, A. TSOKANKUNKU, M. WELLING, V. WOLFF and Z. ZHU, 2012: Coupling processes and exchange of energy and reactive and non-reactive trace gases at a forest site – results of the EGER experiment. *Atmos. Chem. Phys.* 12, 1923-1950.
- HÖLCKE, T., 1930: Der Einfluß der Höhenlage auf die Niederschläge in Thüringen. *Mitteilung der Thüringischen Landeswetterwarte* 2,
- HOLZAPFEL, R., 1949: Über die Temperatur im deutschen Mittelgebirge. *Meteorol. Rundschau* 2, 33-24.
- KOCH, H.G., 1953: *Wetterheimatkunde von Thüringen*. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, 190 pp.
- ORLANSKI, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 56, 527-530.
- THOMAS, C. and T. FOKEN, 2007: Organised motion in a tall spruce canopy: Temporal scales, structure spacing and terrain effects. *Boundary-Layer Meteorol.* 122, 123-147.
- THOMAS, C., J.-C. MAYER, F.X. MEIXNER and T. FOKEN, 2006: Analysis of the low-frequency turbulence above tall vegetation using a Doppler sodar. *Boundary-Layer Meteorol.* 119, 563-587.
- VOLLRATH, H., 1977: „Klimastatistische Untersuchungen über die Lufttemperatur von Hof/Saale (Bayrisches Vogtland)“. *Der Siebenstern* 46, 82-89.
- ZERI, M. (2007) Investigation of high nighttime CO₂-fluxes at the Wetzstein spruce forest site in Thuringia, Germany. PhD-Thesis, University of Bayreuth, Bayreuth, 102 pp.

1.2 Messungen und Beobachtungen im Klimasystem mit seinen Komponenten (Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Biosphäre, Lithosphäre) in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft

Der Kohlenstoffkreislauf im globalen Klimasystem: Trends und Dynamik im 20. und 21. Jahrhundert

Martin Heimann

Einleitung

Erst seit jüngster Zeit hat sich in den Erdsystemwissenschaften die Erkenntnis durchgesetzt, dass die sogenannten „Biogeochemischen Kreisläufe“ als integrale Teile des Erdsystems zu sehen sind. Die biogeochemischen Kreisläufe beschreiben den globalen Umsatz von Stoffen, die nicht nur durch physikalische und chemische, sondern auch durch biologische Prozesse im physikalischen Klimasystem¹ ausgetauscht werden. Hierzu gehört der globale Kohlenstoffkreislauf, der u.a. das atmosphärische Treibhausgas Kohlendioxid (CO₂) steuert und damit das Klima der Erde mitbestimmt.

Seit der industriellen Revolution beeinflusst der Mensch zunehmend durch die Verbrennung von fossilen Energieträgern (Kohle, Öl, Erdgas), sowie durch massive Änderungen der Landnutzung den globalen Kohlenstoffkreislauf. In diesem Beitrag soll gezeigt werden, wie sich diese Störung im Kohlenstoffkreislauf abzeichnet und welche Änderungen in naher Zukunft zu erwarten sind.

Systemanalytisch lässt sich der globale Kohlenstoff als zwei voneinander getrennte, schwach gekoppelte Zyklen verstehen:

- (1) Der geologische Kohlenstoffkreislauf, bestehend primär aus dem Kohlenstoff der Lithosphäre, welcher im Klimasystem durch Vulkanismus, Erosion und Sedimentbildung auf Zeitskalen von Millionen Jahren und mehr umgewälzt wird. Die bei diesen Prozessen umgesetzten Kohlenstoffmengen sind alle kleiner als einige wenige PgC a⁻¹ (10¹⁵ gC a⁻¹) und haben keinen wesentlichen Einfluss auf die atmosphärischen CO₂ Konzentrationsschwankungen der letzten 1000 Jahre.
- (2) Der „schnelle“ Kohlenstoffkreislauf umfasst die Kohlenstoffspeicher in Atmosphäre (im Jahre 2011: 830 PgC), im Ozean (~38 000 PgC) und auf dem Lande in Vegetation (350-550 PgC), in Böden (1500-2400 PgC) und Permafrost (~1700 PgC). Zwischen Atmosphäre und Vegetation werden durch Photosynthese und Respiration jährlich etwa 120 PgC a⁻¹ ausgetauscht, während zwischen Atmosphäre und Oberflächenozean durch Gasaustausch etwa 80 PgC a⁻¹ ausgetauscht werden. Das CO₂ aus den anthropogenen Emissionen wird zunächst in diesem „schnellen“ System zwischen Atmosphäre, Ozean und Landbiosphäre verteilt. Da die Austauschprozesse vom lokalen Klima abhängen, gibt es eine Vielzahl von möglichen verstärkenden oder abschwächenden Klimarückkopplungen auf den globalen Kohlenstoffkreislauf (siehe Abbildung 1).

Ausgehend von dieser Betrachtung ergeben sich vier Faktoren, welche die CO₂-Konzentration der Atmosphäre und damit eine Klimaänderung im 20. und 21. Jahrhundert mitbestimmen:

- (1) die anthropogenen Emissionen,
- (2) die passive Verteilung des Überschuss-CO₂ zwischen Atmosphäre, Ozean und Landbiosphäre (beschrieben durch die globale Kohlenstoffbilanz),
- (3) die Sensitivität des Kohlenstoffkreislaufs auf Änderungen des Klimas
- (4) die direkten Auswirkungen des Menschen auf die Kohlenstoffspeicher; insbesondere durch global zunehmende Änderungen der Landnutzung.

In diesem Beitrag werden diese 4 Faktoren im Einzelnen genauer betrachtet.

¹ Unter „physikalischem Klimasystem“ wird hier das klassische Klimasystem, bestehend aus Atmosphäre, Ozean, Landoberflächen und Kryosphäre, sowie deren Austauschflüsse von Energie, Impuls und Wasser verstanden.

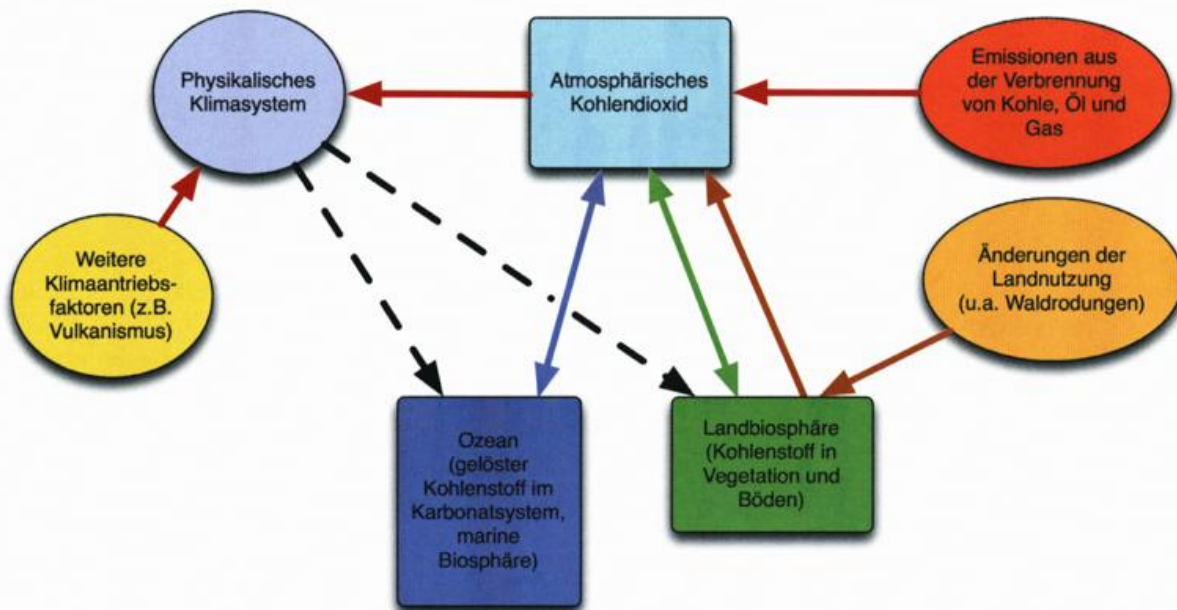


Abb. 1: Vereinfachtes Schema des „schnellen“ Kohlenstoffkreislaufs im globalen Erdsystem.

Anthropogene CO₂-Emissionen

Abbildung 2 zeigt die jährlichen Emissionen aus den verschiedenen Energieträgern und aus den Änderungen der Landnutzung. Seit 1950 stammt der Hauptanteil der anthropogenen CO₂-Emissionen aus der Verbrennung von Kohle, Öl und Gas. Auffallend ist die seit dem Jahre 2000 starke Zunahme der Emissionen aus der Verbrennung von Kohle, die sich vorwiegend auf das massive Wirtschaftswachstum in China zurückführen lässt (BODEN et al., 2011). Eine weitere, relativ geringe CO₂-Quelle ergibt sich bei der Herstellung von Zement und durch das Abfackeln von Erdgas bei der Erdölförderung. Die Emissionen aus Änderungen der Landnutzung werden in erster Linie durch die Rodung von Wald für Acker- und Weideland hervorgerufen (HOUGHTON et al., 2012). Während der letzten Dekaden wurden Wälder vorwiegend in den Tropen gerodet; seit dem Mittelalter bis ins 20. Jahrhundert geschah dies vorwiegend in Europa, Asien und Nordamerika. Die gesamten CO₂-Emissionen haben im Jahre 2010 den Wert von 10 PgC a⁻¹ überschritten.

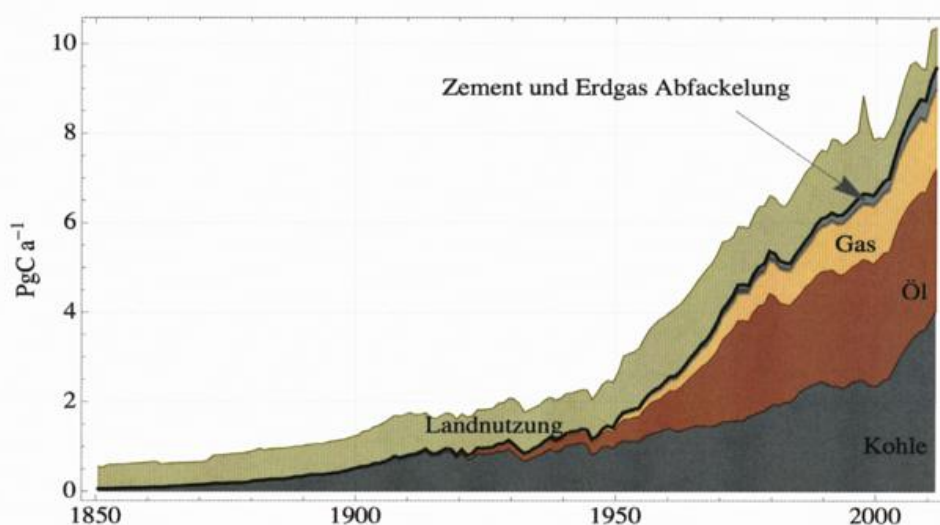


Abb. 2: Jährliche CO₂-Emissionen aus der Verbrennung von fossilen Energieträgern und aus Änderungen der Landnutzung (kumulative Darstellung). Die schwarze Linie bezeichnet die Summe der fossilen CO₂-Emissionen und den Emissionen aus Zementherstellung und Abfackelung von Erdgas. Daten aus LE QUERE et al. (2013)

Für die Zukunft muss mit weiter steigenden CO₂-Emissionen gerechnet werden. Die meisten Szenarien des IPCC gehen davon aus, dass die Emissionen bis Mitte dieses Jahrhunderts auf 15-20 PgC a⁻¹ steigen werden (MOSS et al., 2010). Auch unter drastischen Reduktionsstrategien wird die Marke von 15 PgC a⁻¹ in den nächsten 20-40 Jahren überschritten werden.

Atmosphärische Messungen

Aus in Eiskernen der Antarktis eingeschlossener Luftbläschen lässt sich die Zusammensetzung der Atmosphärenluft in der Vergangenheit bestimmen. Während der letzten 2000 Jahre vor der industriellen Revolution lag die atmosphärische CO₂ Konzentration nahezu konstant bei etwa 280 ppm. Während der letzten 250 Jahre stieg sie nahezu exponentiell an und erreichte im Jahre 2011 ca. 390 ppm, entsprechend einer Zunahme von 40%. Abbildung 3 zeigt den CO₂-Konzentrationsanstieg während der letzten 55 Jahre, ermittelt aus direkten, genauen Messungen an Atmosphärenluft auf dem Mauna Loa in Hawaii und am Südpol (KEELING et al., 2005). Ebenfalls in Abbildung 3 dargestellt sind Messungen des Gehalts des Luftsauerstoffs seit 1991 an den Stationen Alert (Nordkanada) und Cape Grim (Tasmanien) (KEELING et al., 1996). Äquivalent zum CO₂ (linke Achse) ist der Sauerstoffgehalt in ppm als Abweichung von einem Standardwert (ca. 20%) dargestellt (rechte Achse).

Die enge Kopplung des Sauerstoffkreislaufs an den Kohlenstoffkreislauf erkennt man im Jahresgang der beiden Gase: Beim CO₂ widerspiegelt dieser primär den Jahresgang der Landvegetation in der Nordhemisphäre. Der Einschub in Abbildung 3 zeigt vergrößert den mittleren Jahresgang der beiden Gase an der Station Alert. Da bei der Photosynthese der Vegetation CO₂ aufgenommen und O₂ in einem Verhältnis von nahezu 1:1 Mol freigesetzt wird, ergibt sich ein gegenläufiger Jahresgang der beiden Gase. Die Amplitude des O₂ ist dabei etwas grösser als diejenige des CO₂, da beim O₂ die marine Biosphäre des Ozeans in der Nordhemisphäre ebenfalls einen Beitrag liefert. Da die Karbonatchemie im Ozean das CO₂ puffert, spielt die marine Biosphäre für den Jahresgang des CO₂ nur eine geringfügige Rolle.

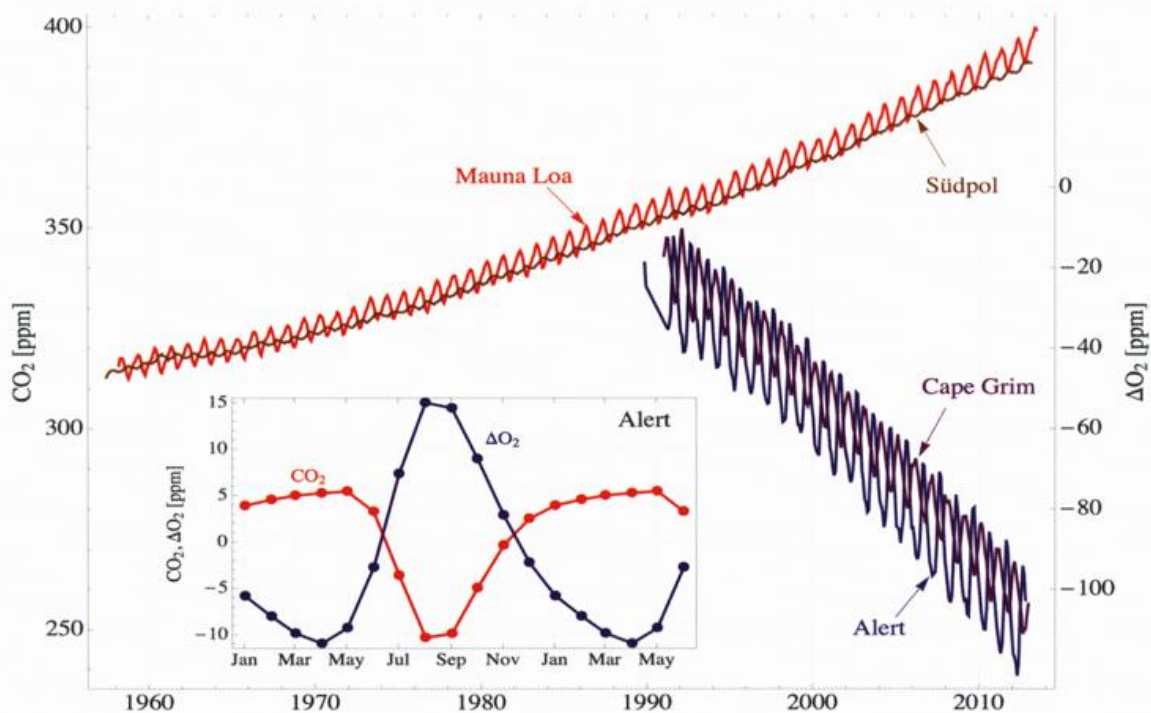


Abb. 3: Beobachtete Konzentration des CO₂ (linke Achse) an den Stationen Mauna Loa (rote Linie) und Südpol (braune Linie), sowie des Luftsauerstoffs (rechte Achse, Abweichung vom Standard in ppm) an den Stationen Alert (blaue Linie) und Cape Grim (violette Linie). Der Einschub unten links zeigt den mittleren Jahresgang des CO₂ (rot) und des O₂ (blau) an der Station Alert. Die Monate Januar bis Mai sind doppelt dargestellt. Daten vom Scripps Institution of Oceanography (<http://scrippsco2.ucsd.edu>, <http://scrippsco2.ucsd.edu>)

Eine Vielzahl von voneinander unabhängigen Beobachtungen belegen eindeutig, dass der beobachtete Konzentrationsanstieg des CO_2 ursächlich durch die anthropogenen Emissionen hervorgerufen wurde. Da bei der Verbrennung von Kohlenstoff zu CO_2 der Luft Sauerstoff entzogen wird, ergibt sich eine Abnahme im O_2 -Gehalt (siehe Abbildung 3). Ein weiterer Hinweis ergibt sich aus dem Vergleich der Konzentrationen der beiden Gase in Nord- und Südhemisphäre: In Abbildung 3 ist deutlich ersichtlich, dass im Jahresmittel die Konzentration in der Nordhemisphäre (Mauna Loa) etwas höher liegt als in der Südhemisphäre (Südpol). Umgekehrt ist der O_2 -Gehalt in der Südhemisphäre (Cape Grim) etwas höher als in der Nordhemisphäre (Alert). Dieser interhemisphärische Konzentrationsgradient erklärt sich durch die Tatsache, dass die fossilen Emissionen vorwiegend in den industrialisierten Nationen der Nordhemisphäre stattfinden. Weitere Hinweise auf die anthropogene Ursache des CO_2 Anstiegs ergeben sich u.a. aus Analysen der isotopischen Zusammensetzung (Radiokohlenstoff, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis).

Globale Kohlenstoffbilanz

Nur etwa 45% des CO_2 welches bei der Verbrennung fossiler Energieträger und aus den Änderungen der Landnutzung frei gesetzt wird verbleiben in der Atmosphäre. Die anderen 55% werden durch Ozean und Landbiosphäre aufgenommen. Mit verschiedenen Verfahren lässt sich der Beitrag des Ozeans abschätzen. Eine Methode beruht auf Messungen der Partialdruck-Differenz des CO_2 zwischen Atmosphäre und Oberflächenozean, woraus unter Beizug des (wasserseitigen) Grenzschichtwiderstands die lokale CO_2 -Aufnahme bestimmt werden kann (TAKAHASHI 2009). Eine andere Methode beruht auf Messungen des ozeanischen Karbonatsystems (H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-}) und weiterer chemischen Parameter, welche es erlauben, den anthropogenen Kohlenstoffgehalt im Ozean zu ermitteln. In mehreren internationalen Forschungsprogrammen wurde der Ozean mit Forschungsschiffen weltweit beprobt und das globale Ozeaninventar des anthropogenen Kohlenstoffs für die 1990er Jahre ermittelt (SABINE et al., 2004).

Aus der Summe der Emissionen, der beobachteten jährlichen Zunahme in der Atmosphäre und aus den Schätzungen der Ozeanaufnahme lässt sich die Bilanz der Landbiosphäre als Differenz ermitteln. Abbildung 4 zeigt die Aufteilung der jährlichen Emissionen in die verschiedenen Kohlenstoff-Reservoirs (LE QUERE et al., 2013) während der letzten 53 Jahre. Hierbei wurde der zeitliche Verlauf der Ozeanaufnahme mit Hilfe von Modellen berechnet, die dahingehend kalibriert wurden dass sie das beobachtete Inventar in den 1990er Jahren von SABINE et al. (2004) wiedergeben.

Auffallend sind die starken interannualen Variationen in der Atmosphäre, welche vorwiegend durch Änderungen der CO_2 -Bilanz der Landbiosphäre erzeugt wird. Ursache sind hier Klimaschwankungen vorwiegend in den Tropen; u.a. sind die starken El Niño-Ereignisse von 1987/8 und 1997/8 deutlich erkennbar. Während einer El Niño-Phase führt die anomale Trockenheit in Südostasien und partiell im Amazonasgebiet zu reduzierter Photosynthese der Landvegetation und zu vermehrten Vegetationsfeuern, welches die CO_2 -Aufnahme durch die Landbiosphäre negativ beeinflusst.

Tabelle 1 enthält als Zusammenfassung die Kohlenstoffbilanz gemittelt über die Dekade 2000-2009, sowie kumulativ über den gesamten historischen Zeitraum seit 1750. Die sogenannte „Airborne Fraction“ bezeichnet den Anteil der Emissionen, der in der Atmosphäre akkumuliert. Gemittelt über mehrere Jahre ist dieser Anteil erstaunlich konstant; ein Befund, der zur Zeit in der Fachwelt kontrovers diskutiert wird (KNORR, 2009, RAUPACH et al., 2008).

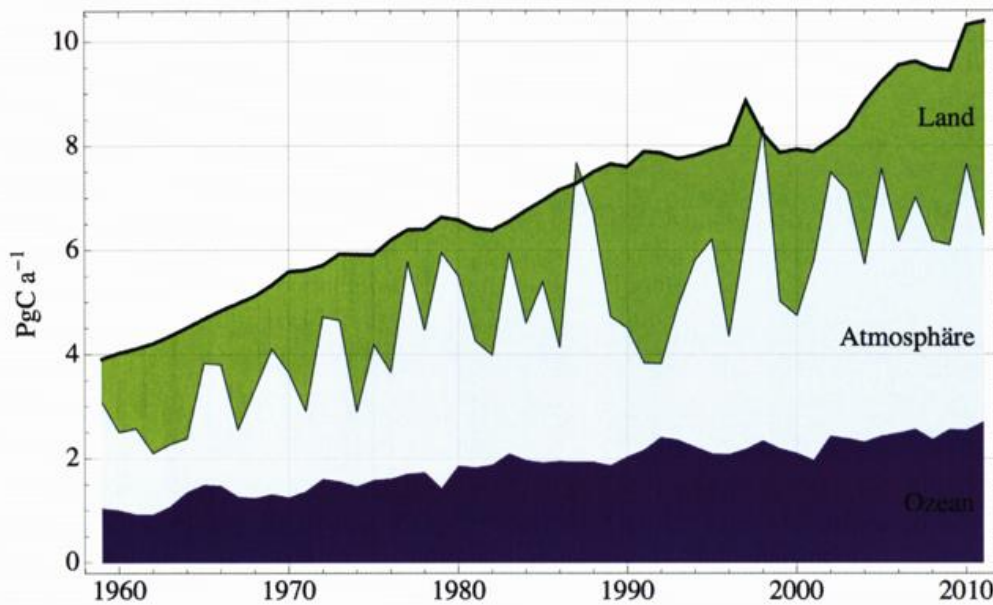


Abb. 4: Jährliche globale CO₂-Bilanz (kumulative Darstellung). Die schwarze Linie bezeichnet die Summe der globalen Emissionen aus der Verbrennung von fossilen Energieträgern und den Änderungen der Landnutzung (siehe Abbildung 3). Daten von LE QUERE et al. (2013)

Tab. 1: Globale Kohlenstoffbilanz über den historischen Zeitraum seit 1750 (kumulativ) und für die Dekade 2000-2009 (IPCC WGI AR5, 2013). Die aufgeführten Unsicherheiten widerspiegeln das 90%-Konfidenzintervall

	1750 - 2011 (PgC)	2000 - 2009 (PgC a ⁻¹)
Emissionen:		
Fossile Brennstoffe	365 ± 30	7.7 ± 0.6
Änderungen der Landnutzung	180 ± 80	1.1 ± 0.8
	<hr/> 545 ± 85	<hr/> 8.8 ± 0.9
Senken:		
Atmosphäre	240 ± 10	4.1 ± 0.2
Ozean	155 ± 30	2.3 ± 0.7
Land	150 ± 90	2.5 ± 1.0
Airborne Fraction	<hr/> 44 ± 7 %	<hr/> 47 ± 5 %

Senkenprozesse

Die Ozeanaufnahme des anthropogenen CO₂, ein physikochemischer Prozess, ist relativ gut verstanden. Durch Gasaustausch gelangt das CO₂ durch die Grenzschicht in den Oberflächenozean, wo es als Kohlensäure gelöst wird und mit dem gelösten anorganischen Kohlenstoff des ozeanischen Karbonatsystems reagiert. Durch Ozeanströmungen und Mischungsprozesse wird der überschüssige Kohlenstoff weiter in die Tiefe des Ozeans verfrachtet. Die marine Biosphäre spielt hierbei in den meisten Regionen des Ozeans zunächst keine Rolle, da deren Wachstum durch die vorhandenen Nährstoffe (Nitrat, Phosphat, sowie weitere Spurenstoffe wie Eisen, Mangan etc.) limitiert ist, und nicht durch den überall vorliegenden anorganischen Kohlenstoff. Verändert sich jedoch im Zuge von Klimaänderungen die Ozeanzirkulation, dann wird auch das Nährstoffangebot im Oberflächenozean beeinflusst werden und sich auf die marine Produktivität des Phytoplanktons auswirken. Die mit höherer atmosphärischen CO₂-Konzentration einhergehende Ansäuerung des Ozeans dürfte sich ebenfalls negativ auf die marine Biosphäre auswirken (RIEBESELL et al., 2009).

Bei der Rolle der Landbiosphäre im globalen Kohlenstoffkreislauf bestehen dagegen noch erhebliche Unsicherheiten. Statistische Ermittlungen aus Forstinventaren weisen darauf hin, dass ein Großteil der CO₂-Landaufnahme in den Wäldern weltweit akkumuliert (PAN et al., 2011). Als Ursache wird der sogenannte CO₂-Düngeeffekt vermutet, d.h. die Verstärkung der Photosynthese der Landvegetation durch den atmosphärischen CO₂-Anstieg. Experimentell ist dieser Effekt in einer Vielzahl von sogenannten „FACE“-Experimenten („Free Air Enrichment Experiment“) nachgewiesen worden. Dabei wird das Wachstum der Pflanzen unter höherem CO₂-Gehalt über einen längeren Zeitraum untersucht. Allerdings spielen dabei immer auch andere Randbedingungen eine begrenzende Rolle, unter anderem das verfügbare Angebot an Wasser und Nährstoffen (NORBY et al., 2010).

Kohlenstoffkreislauf-Klima-Rückkopplungseffekte

Mit Hilfe von Modellen des gekoppelten Kohlenstoffkreislauf-Klimasystems lassen sich die Rückwirkungen einer Klimaerwärmung im 21. Jahrhundert abschätzen. In diesen Modellen werden die wesentlichen Kohlenstoffreservoirs und deren Umwälzprozesse auf dem Modellgitter eines globalen Ozean-Atmosphären-Klimamodell dargestellt. Über die Ozeanzirkulation und die einfallende solare Strahlung an der Oberfläche wirkt sich das Klima direkt auf den ozeanischen Kohlenstoffkreislauf aus. Auf dem Lande ergibt sich eine noch engere Kopplung, da das Wachstum der Pflanzen über die Stomata nicht nur die CO₂-Aufnahme sondern auch die Verdunstung kontrolliert. Zudem beeinflusst die Pflanzendecke das lokale Klima einerseits durch Albedo und Rauigkeit als auch über den im Wurzelbereich verfügbaren, im Vergleich zum nackten Boden größeren Bodenwasserspeicher (BONAN 2008).

Bei der Modellierung des Kohlenstoffkreislaufs begrenzen zwei fundamentale Schwierigkeiten die Aussagekraft der Modelle: (1) Die enorme Heterogenität der biogeochemischen Prozesse, insbesondere in der Landbiosphäre verlangt viele Vereinfachungen und Parametrisierungen um die Kohlenstoffdynamik adäquat und dennoch rechentechnisch effizient auf dem Modellgitter darzustellen. (2) Im Gegensatz zur Hydrodynamik der Atmosphäre und des Ozeans gibt es für viele biologische Prozesse keine Grundagentheorie, aus welcher sich Prozessbeschreibungen und deren numerischen Parameter theoretisch ableiten lassen. Die Darstellung vieler wichtiger Prozesse basiert daher auf heuristischen, oft Ad hoc-Annahmen, gewonnen aus empirischen Untersuchungen an Feld- oder Laborexperimenten. Als Beispiel sei die Temperaturabhängigkeit des Abbaus von Bodenkohlenstoff genannt, welche oft durch eine einfache Exponentialkurve beschrieben wird. Wie weit diese Beziehungen auch unter geänderten Randbedingungen und auf längeren Zeitskalen gültig sind, lässt sich aus den vorliegenden empirischen Beobachtungen meist nicht ableiten.

Es ist daher nicht verwunderlich, dass die vorliegenden Simulationen mit „State-of-the-art“-Modellen eine hohe Spannweite aufweisen. Auf globaler Skala lässt sich die Stärke der Klimarückkopplung mit Hilfe der Sensitivität des terrestrischen, ozeanischen oder gesamten Kohlenstoffkreislaufs auf eine globale Temperaturänderung charakterisieren (FRIEDLINGSTEIN et al., 2006). Abbildung 5 zeigt im unteren Bereich schematisch die Verteilung von 11 Modellen die im Rahmen des C4MIP-Modellvergleichsprojekt untersucht wurden (FRIEDLINGSTEIN et al., 2006), sowie von 9 Modellen mit welchen einige Jahre später im Rahmen des CMIP5-Projektes gekoppelte Simulationen durchgeführt wurden (ARORA et al., 2013). Dargestellt auf der horizontalen Achse ist die Klimasensitivität des globalen Kohlenstoffkreislaufs ausgedrückt in ppm/K. Diese Größe bezeichnet die Änderung der atmosphärischen CO₂-Konzentration, die sich bei einer globalen Temperaturerhöhung um 1K einstellt. In den Modellen lässt sich die Klimasensitivität des Kohlenstoffkreislaufs aus dem Vergleich von zwei transienten Simulationsläufen über die gesamte industrielle Epoche (1850-2100) mit und ohne Rückkopplung ermitteln.

Die hier definierte Klimasensitivität des Kohlenstoffkreislaufs ist abhängig von der betrachteten Zeitskala. Abbildung 5 zeigt im oberen Bereich Mutungsbereiche der realen Klimasensitivität für verschiedene Zeitskalen, geschätzt aus Beobachtungen von Schwankungen der CO₂-Konzentration und den parallel einhergehenden globalen Temperaturschwankungen. Man erkennt generell eine größere Klimasensitivität auf längeren Zeitskalen: Bei einem größeren Zeitraum stellen sich auch Kohlenstoffspeicher mit längeren Umwälzzeiten (z.B. Tiefsee, Bodenkohlenstoff) auf eine Temperaturänderung in der Atmosphäre ein. Die Klimasensitivität des Kohlenstoffkreislaufs der Modelle bezieht sich auf eine Zeitskala von 50-100 Jahren. Tendenziell liegen die Modelle insgesamt am oberen Ende der Beobachtungen. Interpretiert man den Unterschied zwischen den

C4MIP- und den CMIP5-Simulationen als „Fortschritt“ der Kohlenstoffkreislaufmodellierung, dann scheinen die Modelle sich dem Bereich der Beobachtungen zu nähern und zudem scheint sich die Streuung der verschiedenen Modelle zu verringern. Allerdings könnte der Unterschied auch durch die beschränkte Auswahl der untersuchten Modelle hervorgerufen sein.

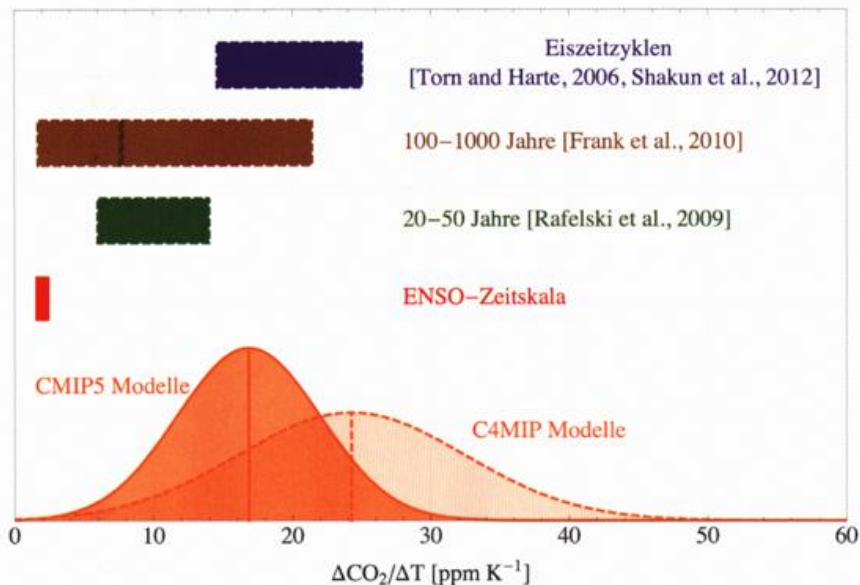


Abb. 5: Schätzungen der Klimasensitivität des globalen Kohlenstoffkreislaufs; hier definiert als Änderung der CO_2 -Konzentration durch eine Erhöhung der globalen Temperatur um 1 K (horizontale Achse). Oben: Schätzungen aus Beobachtungen der Variabilität der CO_2 -Konzentration und der globalen Temperatur für verschiedene Zeitskalen. Unten: Verteilung der Klimasensitivität des Kohlenstoffkreislaufs in verschiedenen Erdsystem-Modellen mit gekoppeltem Kohlenstoffkreislauf (C4MIP-Modelle: FRIEDLINGSTEIN et al., 2006, CMIP5-Modelle: ARORA et al., 2013)

Nimmt man das Mittel der Klimasensitivität der CMIP5 Modelle von ca. 17 ppm/K, dann impliziert dies, dass bei einer Klimaerwärmung von +3 K bis Ende dieses Jahrhunderts die Konzentration des CO_2 in der Atmosphäre um zusätzliche 50 ppm zunehmen würde. Je nach Sensitivität des Modell-Klimas bezüglich CO_2 entspricht dies einer positiven Rückkopplung des Kohlenstoffkreislaufs auf das physikalische Klimasystem von 10-20%. Dabei ist allerdings festzuhalten, dass in den heutigen Erdsystemmodellen weitere, potentiell signifikante Rückkopplungseffekte nicht, oder nur ungenügend dargestellt sind. Dazu gehören u.a. die Permafrostböden, oder die Klimarückwirkungen auf die biogeochemischen Kreisläufe des Methans (CH_4) und des Lachgases (N_2O).

Menschliche Einwirkungen auf den Kohlenstoffkreislauf

Wie sich die globale CO_2 -Bilanz im 21. Jahrhundert weiter entwickelt, wird allerdings über die vorhergehend beschriebenen Klimateffekte hinaus durch direkte und indirekte menschliche Eingriffe gesteuert. Schon heute (2013) werden 40% der globalen, eisfreien Landoberflächen für Ackerbau und Weideland genutzt (RAMANKUTTY et al., 2008, s. Abbildung 6) und auch große Teile der weltweiten Wälder werden heute für Forstwirtschaft genutzt und damit dem natürlichen Kreislauf entzogen (siehe z.B. STINSON et al., 2011). Diese Entwicklung wird sich durch die zunehmende Weltbevölkerung mit ihrem Nahrungsbedarf und damit einhergehender Landnutzung und Landmanagement fortsetzen (BROOK et al., 2013). Neben der direkten Umwandlung von Wald in Acker- und Weideland, spielen dabei eine Vielzahl von weiteren Eingriffen eine Rolle. Vielfältige Formen der Landnutzung z.B. Feuermanagement, Aufforstung, Nutzung von neuen, u.U. genmanipulierten Nutzpflanzen, Bewässerung, Urbanisierung etc. beeinflussen zunehmend die lokale terrestrische Kohlenstoffbilanz. Hinzu kommen indirekte anthropogene Effekte, wie z.B. Luftverschmutzung, Ozon, saurer Regen, Lufttrübung durch Aerosole, Stickstoffeintrag etc., welche das Wachstum der Vegetation nicht nur regional, sondern hochskaliert auch auf globaler Skala signifikant beeinflussen. Darüber hinaus

sind auch im ozeanischen Kohlenstoffkreislauf direkte anthropogene Einflüsse nicht auszuschließen, z.B. durch Überfischung oder bei der Eutrophierung von Küstengewässern durch exzessiven Nährstoffeintrag.

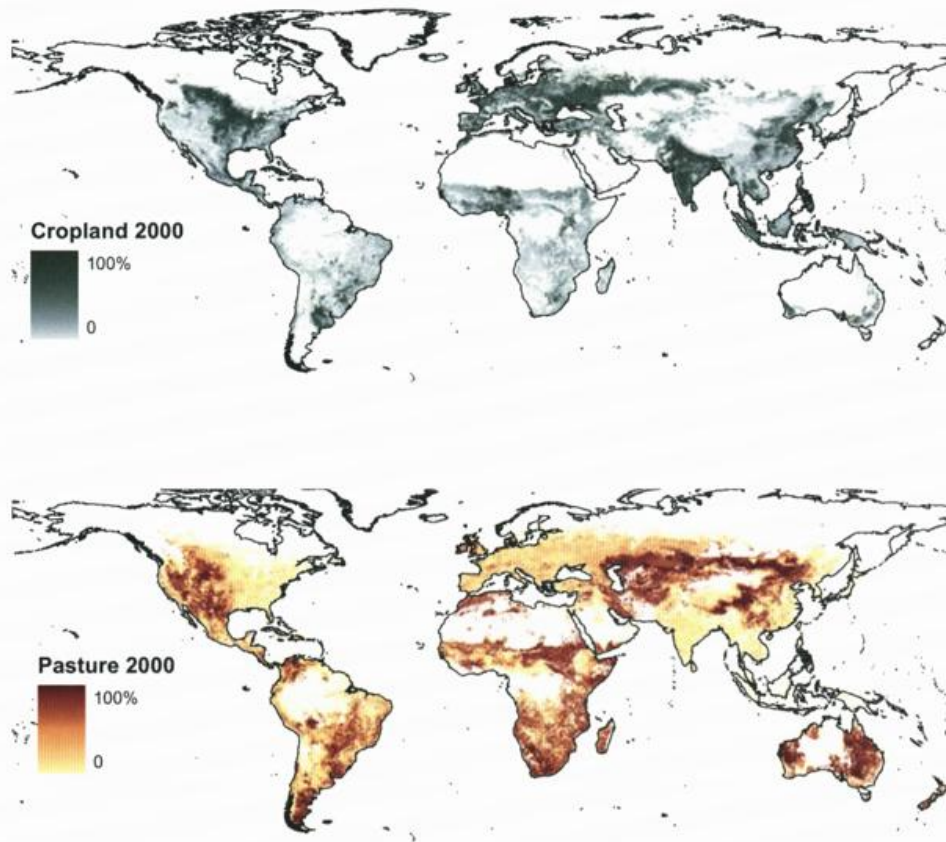


Abb. 6: Karte der globalen Landflächen, welche für Ackerland (oben) und Weideland (unten) genutzt werden (RAMANKUTTY et al., 2008)

Die meisten dieser Effekte werden in heutigen Erdsystemmodellen nicht berücksichtigt. Da diese Einflüsse auch von der technischen und sozioökonomischen zukünftigen Entwicklung der Welt abhängt, lassen sich ihre Auswirkungen auf den globalen Kohlenstoffkreislauf quantitativ wohl nur mit Hilfe von Entwicklungsszenarien basierend auf unterschiedlichen Annahmen erfassen. Die Entwicklung solcher Szenarien und deren Berücksichtigung in Erdsystemmodellen der nächsten Generation stellt eine interessante intellektuelle Herausforderung dar.

Schlussbemerkung

Unser Bild des Kohlenstoffkreislaufs als integraler Teil des Erdsystems hat sich in den letzten zwei Jahrzehnten gewandelt. Viele neue Möglichkeiten der Beobachtung erlauben es heute die Kohlenstoffbilanzen global und regional quantitativ recht gut zu erfassen. Ebenfalls das Prozessverständnis hat sich durch eine Vielzahl von Studien und Experimenten deutlich verbessert, auch wenn nach wie vor die letztliche Ursache der globalen CO_2 -Senke in der Landbiosphäre umstritten ist. Neben den Rückkopplungseffekten des Klimas spielen jedoch zunehmend die direkten menschlichen Einwirkungen insbesondere auf die Landbiosphäre eine entscheidende Rolle. Um diese Effekte belastbar zu erfassen, ist neben deren detaillierten Berücksichtigung in Erdsystemmodellen auch eine umfassende und langfristige, globale Beobachtungsstrategie des Kohlenstoffkreislaufs unabdingbar. Teile hierzu werden zur Zeit in einigen Regionen der Welt aufgebaut; z.B. in Europa das Integrated Carbon Observing System (ICOS, <http://www.icos-infrastructure.eu>, DOLMAN et al., 2008). Die Vision dieses Vorhabens ist ein globales Datenassimilationssystem welches die vielfältigen Datenströme integriert und ein konsistentes, zeitlich und räumlich hochauflösendes Zustandsbild des globalen Kohlenstoffkreislaufs erstellt. Einerseits soll dieses System eine umfassende Beobachtungsgrundlage für die

offenen wissenschaftlichen Fragen bereitstellen. Andererseits soll es ermöglichen, allfällige Maßnahmen zur Emissionsreduktion quantitativ zu erfassen und gleichzeitig eine Bewertungsgrundlage für eine gezielte Steuerung des Kohlenstoffkreislaufs liefern.

Literatur

- ARORA, V.K., BOER, G.J., FRIEDLINGSTEIN, P., EBY, M., JONES, C.D., CHRISTIAN, J.R., BONAN, G., BOPP, L., BROVKIN, V., CADULE, P., HAJIMA, T., ILYINA, T., LINDSAY, K., TJIPUTRA, J.F., WU, T., 2013: Carbon-concentration and carbon-climate feedbacks in CMIP5 Earth system models. *Journal of Climate*, doi:10.1175/JCLI-D-12-00494.1, in press.
- BROOK, B.W., ELLIS, E.C., PERRING, M.P., MACKAY, A.W., BLOMQUIST, L., 2013: Trends in ecology and evolution. doi:10.1016/j.tree.2013.01.016, in press.
- BONAN, G.B., 2008: Forests and climate change: Forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science* 320, 1444-1449.
- BODEN, T.A., MARLAND, G., ANDRES, R.J., BODEN, T., MARLAND, G., ANDRES, R., 2011: Global, regional and national fossil-fuel CO₂ Emissions. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge, Tenn., U. S. A., Oak Ridge National Laboratory, U. S. Department of Energy.
- DOLMAN, A.J., CIAIS, P., VALENTINI, R., SCHULZE, E.-D., HEIMANN, M., FREIBAUER, A., 2008: A Roadmap for a Continental-Scale Greenhouse Gas Observing System in Europe. Springer, In: DOLMAN, A.J., VALENTINI, R., FREIBAUER, A. (Hrsg.): *The Continental-Scale Greenhouse Gas Balance of Europe*. Springer, Ecological Studies, 203, 377-386.
- FRANK, D.C., ESPER, J., RAIBLE, C.C., BUNTGEN, U., TROUET, V., STOCKER, B., JOOS, F., 2010: Ensemble reconstruction constraints on the global carbon cycle sensitivity to climate. *Nature* 463, 527-5143.
- FRIEDLINGSTEIN, P., COX, P., BETTS, R.A., BOPP, L., VON BLOH, W., BROVKIN, V., CADULE, P., DONEY, S., EBY, M., FUNG, I., 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C4MIP model intercomparison. *Journal Of Climate* 19, 3337-3353.
- HOUGHTON, R. A., VAN DER WERF, G. R., DEFRIES, R. S., HANSEN, M. C., HOUSE, J. I., LE QUERE, C., PONGRATZ, J., RAMANKUTTY, N.: Carbon emissions from land use and land-cover change, *Biogeosciences* 9, 5125-5142, 2012.
- KEELING, R.F., PIPER, S.C., HEIMANN, M., 1996: Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration. *Nature* 381, 218-221.
- KEELING, C.D., PIPER, S.C., BACASTOW, R.B., WAHLEN, M., WHORF, T.P., HEIMANN, M., MEIJER, H.A., 2005. Atmospheric CO₂ and ¹³CO₂ exchange with the terrestrial biosphere and oceans from 1978 to 2000: Observations and carbon cycle implications, in: EHLERINGER, J.R., CERLING, T.E., DEARING, M.D., CALDWELL, M.M., HELDMAIER, G., JACKSON, R.B., LANGE, O.L., MOONEY, H.A., SCHULZE, E.D., SOMMER, U. (Hrsg.), *A history of atmospheric CO₂ and its effects on plants, animals and ecosystems*. Springer, New York, pp. 83-113.
- KNORR, W., 2009: Is the airborne fraction of anthropogenic CO₂ emissions increasing? *Geophysical Research Letters* 36, L21710, doi:21710.21029/22009GL040613.
- LE QUERE, C., ANDRES, R.J., BODEN, T., CONWAY, T., HOUGHTON, R.A., HOUSE, J.I., MARLAND, G., PETERS, G.P., WERF, G.R.v.d., AHLSTRÖM, A., ANDREW, R.M., BOPP, L., CANADELL, J.G., CIAIS, P., DONEY, S.C., ENRIGHT, C., FRIEDLINGSTEIN, P., HUNTINGFORD, C., JAIN, A.K., JOURDAIN, C., KATO, E., KEELING, R.F., KLEIN GOLDEWIJK, K., LEVIS, S., LEVY, P., LOMAS, M., POULTER, B., RAUPACH, M.R., SCHWINGER, J., SITCH, S., STOCKER, B.D., VIOVY, N., ZAEHLE, S., ZENG, N., 2013: The global carbon budget 1959–2011. *Earth System Science Data* 5, 165-185.
- MOSS, R., EDMONDS, J., HIBBARD, K., MANNING, M., ROSE, S., VAN VUUREN, D., CARTER, T., EMORI, S., KAINUMA, M., KRAM, T., MEEHL, G., MITCHELL, J., NAKICENOVIC, N., RIAHI, K., SMITH, S., STOUFFER, R., THOMSON, A., WEYANT, J., WILBANKS, T., 2010: The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature* 463, 747-756.
- NORBURY, R.J., WARREN, J.M., IVERSEN, C.M., MEDLYN, B.E., MCMURTRIE, R.E., 2010: CO₂ enhancement of forest productivity constrained by limited nitrogen availability. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 107, 19368-19373.

- PAN, Y., BIRDSEY, R.A., FANG, J., HOUGHTON, R.A., KAUPPI, P.E., KURZ, W.A., PHILLIPS, O.L., SHVIDENKO, A., LEWIS, S.L., CANADELL, J.G., CIAIS, P., JACKSON, R.B., PACALA, S.W., MCGUIRE, A.D., PIAO, S., RAUTIAINEN, A., SITCH, S., HAYES, D., 2011: A large and persistent carbon sink in the world's forests. *Science* 333, 988-993.
- STINSON, G., KURZ, W.A., SMYTH, C.E., NEILSON, E.T., DYMOND, C.C., METSARANTA, J.M., BOISVENUE, C., RAMPLEY, G.J., LI, Q., WHITE, T.M., BLAIN, D., 2011: An inventory-based analysis of Canada's managed forest carbon dynamics, 1990 to 2008. *Global Change Biology* 17, 2227-2244.
- RAFELSKI, L.E., PIPER, S.C., KEELING, R.F., 2009: Climate effects on atmospheric carbon dioxide over the last century. *Tellus B* 61, 718-731.
- RAMANKUTTY, N., EVAN, A.T., MONFREDA, C., FOLEY, J.A., 2008: Farming the planet: 1. Geographic distribution of global agricultural lands in the year 2000. *Global Biogeochemical Cycles* 22.
- RAUPACH, M.R., CANADELL, J.G., LE QUERE, C., 2008: Anthropogenic and biophysical contributions to increasing atmospheric CO₂ growth rate and airborne fraction. *Biogeosciences* 5, 1601-1613.
- RIEBESSELL, U., KOERTZINGER, A., OSCHLIES, A., 2009: Sensitivities of marine carbon fluxes to ocean change. *Proceedings Of The National Academy Of Sciences Of The United States Of America* 106, 20602-20609.
- SABINE, C.L., FEELY, R.A., GRUBER, N., KEY, R.M., LEE, K., BULLISTER, J.L., WANNINKHOF, R., WONG, C.S., WALLACE, D.W.R., TILBROOK, B., 2004: The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science* 305, 367-371.
- TAKAHASHI, T., SUTHERLAND, S.C., WANNINKHOF, R., SWEENEY, C., FEELY, R.A., CHIPMAN, D.W., HALES, B., FRIEDERICH, G., CHAVEZ, F., SABINE, C., 2009: Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep-Sea Research Part II* 56, 554-577.

Satellitenklimatologien: Schon konkurrenzfähig?

Bodo Ahrens, Jörg Trentmann

Einleitung

Satellitenklimatologien werden von verschiedenen Institutionen bereitgestellt. Die EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM SAF, www.cmsaf.eu) generiert und verbreitet satellitenbasierte klimatologische Datensätze für Bewölkung, Wasserdampf und Strahlungsgrößen. Diese Klimadaten-sätze überdecken bereits einen Zeitraum von mehreren Dekaden (die genannten den Zeitraum ab 1982) und sind regional bis global verfügbar. Letzteres ist ein großer Vorteil der Satellitenklimatologien gegenüber bodengestützten Stationsklimatologien.

Für einige geophysikalische Parameter ist die Ableitung mittels satellitengestützten Sensoren und Auswertenalgorithmen schwieriger als für andere. Die Meeres- und auch die Landoberflächentemperatur lassen sich für unbewölkte Atmosphären gut mit Satelliteninformation bestimmen. Niederschlag über Land ist leider vergleichsweise schlecht bestimmbar, obwohl auch hier aktive Sensoren in Zukunft Verbesserungen erwarten lassen (THIES und BENDIX, 2011). Aber auch lange Klimadatenreihen vermeintlich einfacherer Parameter werden in der Literatur kritisch diskutiert. Beispielsweise, weisen EVAN et al. (2007) darauf hin, dass Trends in den ISCCP Wolkenbedeckungsgraden zu gewissen Teilen Artefakte in den Daten und keine realen Klimatrends sind.

Welche Eigenschaften müssen Klimadatenreihen besitzen? Sie müssen aus Messungen ausreichender Länge, Konsistenz und Kontinuität bestehen, um Untersuchungen von Klimavariabilität und -änderung zu ermöglichen (NRC, 2004). Ausreichende Länge kann mit Satellitendaten nur unter Verwendung von Beobachtungen mehrerer, möglicherweise unterschiedlicher, Sensoren auf Satellitenplattformen verschiedener Generationen erreicht werden. Dies erfordert Auswertelgorithmen, die die Ableitung einer konsistenten Klimareihe erlauben. Für die notwendige Kontinuität der Klimadaten müssen geeignete Sensoren auf neuen Satellitengenerationen verfügbar sein.

Im nächsten Abschnitt diskutieren wir den aktuellen Stand und die Möglichkeiten satellitenbasierter Klimadatenreihen am Beispiel einer Klimadatenreihe der solaren Einstrahlung an der Erdoberfläche – der Globalstrahlung. Die Globalstrahlung ist ein interessanter Klimaparameter, der auch sehr praktische Relevanz besitzt (z.B. für die Projektierung von Photovoltaikanlagen).

Klimadatenreihe Globalstrahlung

Das CM SAF stellt eine satellitenbasierte Klimadatenreihe der Globalstrahlung für die Jahre 1983 bis 2005 in der Region +/- 70° Länge und Breite bereit (POSSELT et al., 2011). Zudem bietet das CM SAF auch Daten der Globalstrahlung von 2006 bis heute an. In Abbildung 1 (links) ist beispielhaft die mittlere Globalstrahlung der Julimonate 1983 bis 2005 in Europa gezeigt. Es fällt die hohe räumliche Variabilität auf.

Abbildung 1 (rechts) zeigt die räumliche Verteilung der Bodenmessstationen, die Globalstrahlung in hoher Qualität erfassen und über das Baseline Surface Radiation Network (BSRN) und das Global Energy Balance Archive (GEBA) zur Verfügung stehen. Eine räumliche Interpolation dieser Stationsbeobachtungen kann die in Abb. 1 (links) gezeigte räumliche Variabilität nicht reproduzieren. Allerdings haben diese Bodendaten eine sehr hohe Genauigkeit und sind zeitlich homogen (BSRN, KRAEHENMANN et al., 2013) bzw. wurden aufwändig homogenisiert (GEBA, SANCHEZ-LORENZO et al., 2013). Diese zeitliche Homogenität ist eine wichtige Voraussetzung, um Trends in Klimadatenreihen untersuchen zu können. Inhomogenitäten, d.h. unnatürliche Sprünge und Drift, in den Beobachtungen können entstehen durch veränderte Standorte, Messtechnik, oder Auswertemethoden.

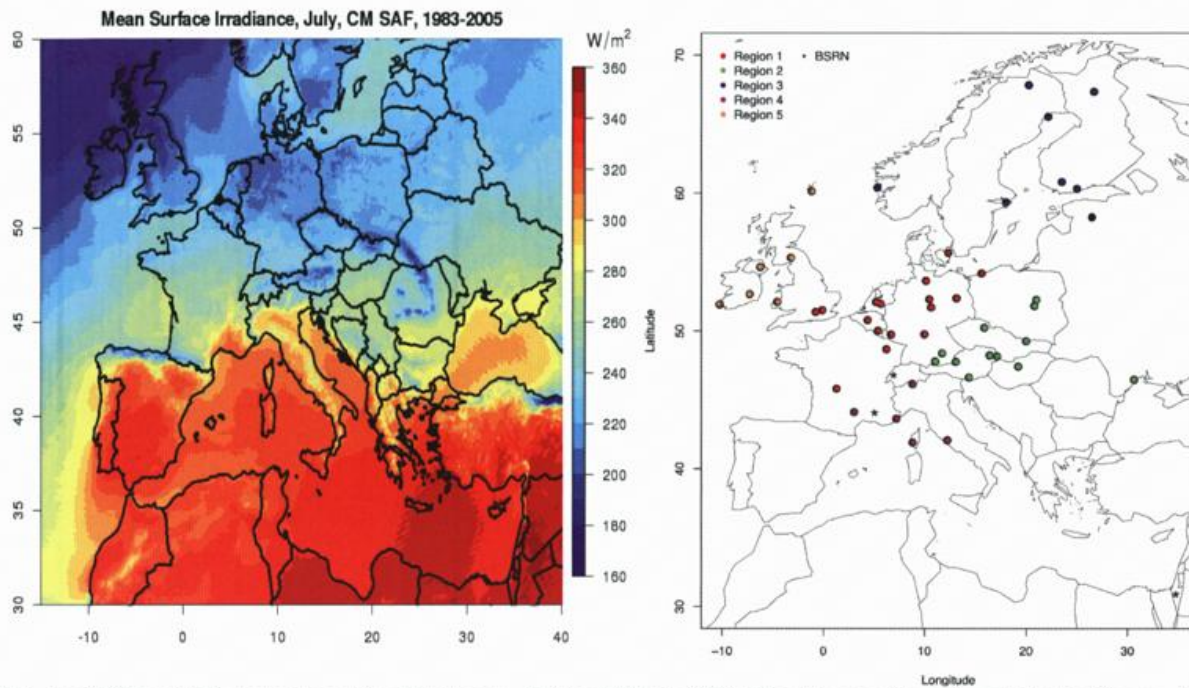


Abb. 1: Mittlere Globalstrahlung für die Monate Juli in 1983 bis 2005 über Europa (links) und die Positionen der Strahlungsmessstationen, die in BSRN und GEBA (s. Text) erfasst sind (rechts)

Die satellitenbasierte Globalstrahlung wird aus Messungen unterschiedlicher Sensoren abgeleitet: Meteosat Visible and InfraRed Imager (MVIRI) auf den Meteosat Satelliten der ersten Generation bis 2005 und Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) auf Meteosat Satelliten der zweiten Generation ab 2005. Die Sensoren altern im Weltraum und die Satelliten samt ihrer Sensorlast müssen regelmäßig erneuert werden (im betrachteten Zeitraum acht Satelliten Meteosat 2 bis 9). Dies kann zu einer inhomogenen Klimadatenreihe führen, wenn der Algorithmus, der die gemessenen Strahldichten in erdoberflächennahe Globalstrahlung übersetzt, diese nicht korrigiert. Diese Autokalibration ist im Algorithmus, der beim CM SAF zur Ableitung des Klimadatensatzes verwendet wird (POSSELT et al., 2012), implementiert und basiert auf einer Parameteranpassung in geographischen Regionen sehr starker Bewölkung.

Abbildung 2 zeigt, dass die satellitenbasierte Globalstrahlung im Vergleich zu den homogenen BSRN und GEBA Beobachtungen über weite Zeiträume ebenfalls homogen ist. Dafür wurden zwei Homogenitätstest verwendet: SNHT (ALEXANDERSSON, 1986) und PMT (WANG, 2008, siehe AGUILAR et al., 2003, für mehr Information). Beide Tests dienen der Bestimmung von sprunghaften Änderungen in Zeitreihen und beruhen auf der Idee, dass vor und nach von Sprungstellen in der Zeitreihe die Mittelwerte der Beobachtung signifikant verschieden sind. In Abbildung 2 ist zu erkennen, dass insbesondere der Zeitraum von 1994 bis 2005 mit mehreren Satellitenwechselln an den BSRN und GEBA Stationen in Europa stabil und somit homogen ist. Grundsätzlich kann man davon ausgehen, dass dies auch für andere Regionen des Satellitendatensatzes gilt, da ja derselbe Sensor für die gesamten Regionen verwendet wurde.

Allerdings wurden auch Inhomogenitäten detektiert (in den Jahren 1987, 1990, 1994 und 2005). Diese Inhomogenitäten führen zu einer relativen Drift der Satellitenklimatologie gegenüber der bodengebundenen Globalstrahlungsklimatologie (Abb. 2a). Diese Drift muss entsprechend korrigiert werden, damit der gesamte Datensatz als Klimazeitreihe verwendet werden kann.

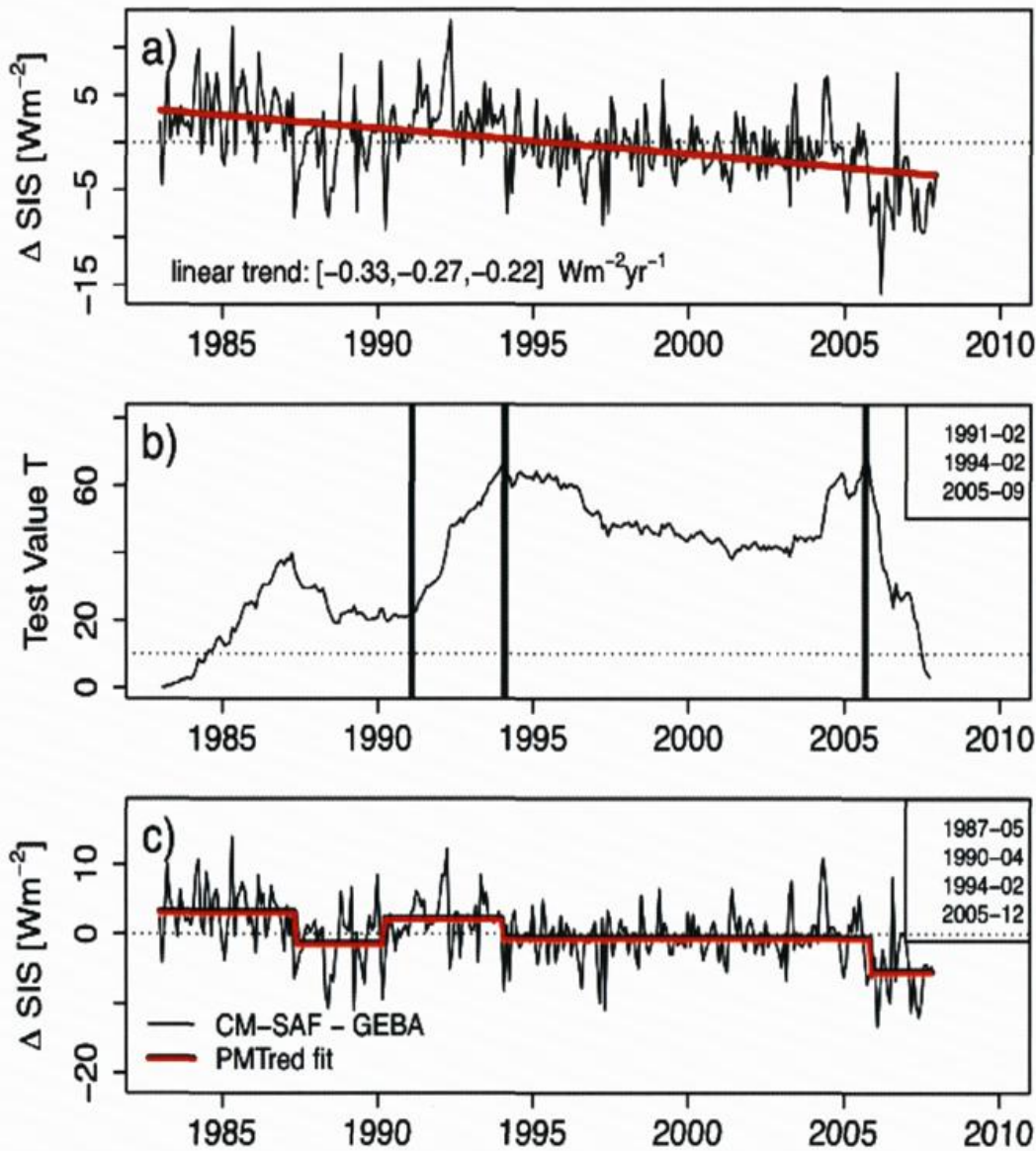


Abb. 2: (a) Monatliche Differenz der CM SAF-Klimareihe zur bodengestützten Reihe an den in Abb. 1 (rechts) gezeigten Stationen und Differenztrend in rot, (b) zeitliche Entwicklung der SNHT-Teststatistik mit detektierten Zeitpunkten von Inhomogenitäten (schwarze vertikale Linien) und (c) wie (a) aber mit gezeigten Inhomogenitätssprüngen im Vergleich zum gewählten Referenzzeitraum (1994 bis 2005).

Die über alle Stationen gemittelten Inhomogenitätssprünge sind in Abb. 2c gezeigt. Nach der Korrektur dieser Sprünge, die durch Änderungen in den Satellitendaten und des Ableitungsverfahrens hervorgerufen werden, stimmen die Trends aus den Satellitendaten gut mit den Trends aus den Stationsdaten überein (Abb. 3).

Die Korrektur dieser Inhomogenitäten in Regionen ohne Referenzstation ist schwieriger. In KRAEHENMANN et al. (2013) wird ein Verfahren zur Korrektur der Inhomogenitäten für den gesamten Datensatz vorgeschlagen und erfolgreich geprüft. Somit können die korrigierten Daten der Globalstrahlung des CM SAF von 1983 bis heute zur Klimaüberwachung und zur Klimaanalyse, inkl. Abschätzung von Trends verwendet werden.

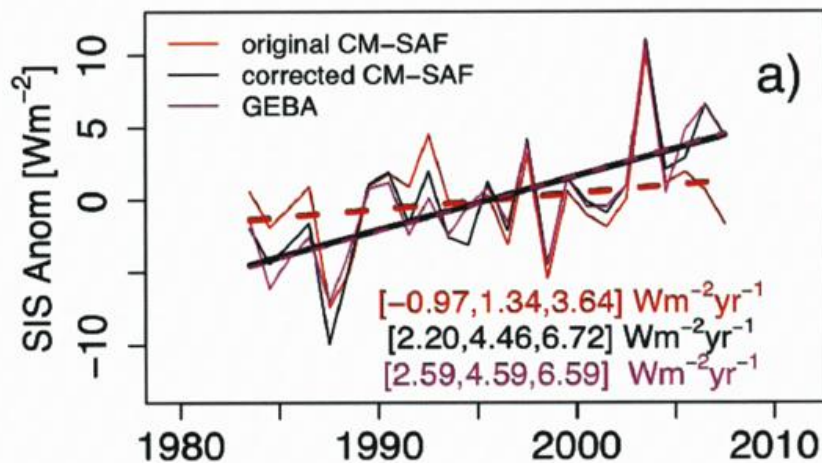


Abb. 3: Anomalien und Trends der Globalstrahlung an den GEBA-Stationen wie bestimmt mit den Stationsbeobachtungen (magenta), wie mit dem CM SAF-Algorithmus (rot) und wie mit dem CM SAF-Algorithmus und korrigiert mit den Inhomogenitätssprüngen (siehe Abb. 2) (schwarz).

Fazit

An dem Beispiel der satellitenbasierten Klimazeitreihe der Globalstrahlung des CM SAF für die Jahre 1983 bis heute wurde gezeigt, dass Satellitenzeitreihen neben der ausreichenden Länge und einer hohen Genauigkeit auch die wichtige Bedingung der Homogenität erfüllen können. Die Erfüllung dieser Bedingungen ist sicherlich nicht für alle geophysikalischen Parameter aus Satellitenbeobachtungen möglich. Es ist wichtig, dass die Auswertalgorithmen – wie im Falle des Auswertalgorithmus der Globalstrahlung im CM SAF – selbstadaptiv mögliche Inhomogenitäten durch Sensor drift oder Satellitenwechsel berücksichtigen. Idealerweise sollten die generierten Datensätze bereits stabil und homogen sein, aber vermutlich wird es nicht immer möglich sein, eine homogene Klimazeitreihe zu erstellen. Daher müssen Klimadaten auf Inhomogenitäten getestet werden und mit geeigneten Methoden homogenisiert werden. Das Ergebnis ist dann ein multidekadischer satellitenbasierter Klimadatenatz in hoher räumlicher und zeitlicher (im Beispiel monatlicher) Auflösung, der Untersuchungen der Klimavariabilität und –änderung erlaubt bzw. unterstützt. Die Frage im Titel ist also mit Ja zu beantworten.

Literatur

- ALEXANDERSSON, H. (1986), A Homogeneity Test Applied to Precipitation Data, *J Climatol*, 6(6), 661-675.
- AGUILAR, E., AUER, I., BRUNET, M., PETERSON, T.C., WIERINA, J. (2003). Guidelines on climate metadata and homogenization. WMO-TD No. 1186, 52 pp., World Meteorol. Org., Geneva.
- NRC – National Research Council. Committee on Climate Data Records from NOAA Operational Satellites, 2004: Climate Data Records from Environmental Satellites: Interim Report, ISBN: 0-309-09168-3, 150 Seiten.
- EVAN, A.T., HEIDINGER, A.K., VIMONT, D.J. (2007). Arguments against a physical long-term trend in global ISCCP cloud amounts. *Geophys. Res. Letters*, 34, L04701.
- KRAEHENMANN, S., OBREGON, A., MÜLLER, R., TRENTMANN, J., AHRENS, B. Satellite-based radiation climatology: statistical analysis of inhomogeneities and adjustments. Einzureichen bei Remote Sensing.
- MÜLLER, R., TRENTMANN, J., TRAEGER-CHATTERJEE, C., POSSELT, R., STOECKLI, R. (2011). The role of the effective cloud albedo for climate monitoring and analysis. *Remote Sensing*, 3, 2305-2320.
- POSSELT, R., MÜLLER, R., STÖCKLI, R., TRENTMANN J. (2011). CM SAF Surface Radiation MVIRI Data Set 1.0 - Monthly Means / Daily Means / Hourly Means, edited by CM SAF, Satellite Application Facility on Climate Monitoring, http://dx.doi.org/10.5676/EUM_SAF_CM/RAD_MVIRI/V001.

- POSSELT, R., MÜLLER, R., STOECKLI, R., TRENTMANN, J. (2012). Remote sensing of solar surface radiation for climate monitoring - the CM-SAF retrieval in international comparison. *Remote Sens Environ*, 118, 186-198.
- SANCHEZ-LORENZO, A., WILD, M., TRENTMANN, J. (2013). Validation and stability assessment of the monthly mean CM SAF surface solar radiation data set over Europe against a homogenized surface dataset (1983-2005). *Remote Sensing*, 134, 355-366.
- THIES, B., BENDIX, J. (2011). Satellite based remote sensing of weather and climate: recent achievements and future perspectives. *Meteorol. Appl.* 18, 262-295.
- WANG, X. L. L. (2008), Accounting for autocorrelation in detecting mean shifts in climate data series using the penalized maximal t or F test, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(9), 2423-2444.

1713 – 1813 – 2013
Alte Wissenschaften und neue Fragestellungen

Ingolf Profft, Nico Frischbier

„Wird derhalben die größte Kunst, Wissenschaft, Fleiß und Einrichtung hiesiger Lande darinnen beruhen [...den...] Anbau des Holtzes [so] anzustellen, daß es eine kontinuierliche beständige und nachhaltige Nutzung gebe“ von CARLOWITZ (1713)

Das Jahr 2013 für die Forstwissenschaften

Das Jahr 2013 ist für Forstwissenschaft und Forstwirtschaft ein besonderes Jahr: Vor 300 Jahren – im Jahr 1713 – hatte der Oberberghauptmann Hans Carl von Carlowitz in der sächsischen Stadt Freiberg den Band "Sylvicultura Oeconomica: haußwirthliche Nachricht und Naturmäßige Anweisung zur Wilden Baum-Zucht" veröffentlicht und darin erstmals das Prinzip der nachhaltigen Waldbewirtschaftung formuliert, um dadurch einer drohenden Holznot in Deutschland zu begegnen. Inzwischen nutzen nicht mehr nur Förster und Waldbesitzer den Begriff „Nachhaltigkeit“. Geradezu inflationär und oftmals leider auch sinnentstellt hat er Einzug gehalten in vielen Branchen und Lebensbereichen. Von der architektonischen Nachhaltigkeit über die Nachhaltigkeit im Bankensektor bis zur gesundheitlichen Nachhaltigkeit lässt sich heutzutage alles finden. Vielen ist die ursprüngliche Begriffsbedeutung dabei nicht bewusst. Von Carlowitz verstand darunter die Gewährleistung einer dauerhaften Holzversorgung: in einem Wald darf immer nur so viel Holz eingeschlagen werden, wie durch Aufforstung und Holzzuwachs nachwachsen kann.

Damals rückte der Wald aus einer drohenden Not heraus in den Blickpunkt der Gesellschaft. Als Staatsdiener August des Starken hat von Carlowitz u.a. für die Versorgung des kursächsischen Bergbaus mit dem Bau- und Brennstoff Holz zu sorgen. Er erlebt schwerwiegende Naturkatastrophen, niederschlagsarme Sommer, Stürme und Borkenkäferbefall. Noch wichtiger waren aber seine Erfahrungen zum damaligen Raubbau am Wald für Bergbau, Glashütten, Feuerstellen, Hausbau usw. Die Planmäßigkeit der Bewirtschaftung und Nutzung des Waldes wurde durch ihn vor nunmehr 300 Jahren als besondere Notwendigkeit herausgestellt. In den folgenden Jahrzehnten wurden königliche und herzogliche Verordnungen für die geregelte Nutzung des Waldes herausgegeben und Verfahren für Waldeinteilung und -taxation entwickelt. Jedoch scheiterten die ersten Ansätze, die vernachlässigten und ausgeplünderten Wälder einer geregelten Bewirtschaftung zuzuführen. Einer der Gründe dafür war der Mangel an qualifiziertem Personal. Erst in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts wurden mit herrschaftlicher Unterstützung frühe Forstlehranstalten gegründet. Um 1800 entstand in Zillbach in Thüringen unter der Leitung des Forstmanns Heinrich Cotta eine private forstliche Lehranstalt. Dieser folgte 1811 dem Ruf des Sächsischen Königs und legte mit der Ansiedlung der forstlichen Lehranstalt den Grundstein für die wohl bekannteste und eine der ältesten, noch bestehende Forstakademien.

Meteorologie als Grundlage für Forstwissenschaft und Forstwirtschaft

Gleichzeitig gilt Cotta auch als der Begründer der Forstwissenschaften. Die Lehre in seiner Lehranstalt umfasste damals neben den forstlichen Disziplinen wie Waldbau, Forstschädlingskunde und Waldwertberechnung auch Mathematik, naturwissenschaftliche Fächer wie Physik, Chemie, Gebirgs- und Bodenkunde sowie Zeichnen und Baukunst (SCHUSTER 2002). Zum damaligen Zeitpunkt spielte die Meteorologie bereits eine wichtige Rolle in der akademischen Forstausbildung. Anfangs war sie mit der Atmosphärologie und Klimatologie noch Bestandteil der Bodenkunde. Doch spätestens ab Mitte des 19. Jahrhunderts etablierte Hermann Krutzsch das Fach Meteorologie als eigenständige Disziplin für Forstakademiker (SCHUSTER 2002). Kenntnisse über den Einfluss des Klimas auf das Baumwachstum, über die klimatischen Ansprüche der einzelnen Baumarten und über witterungsbedingte Extremereignisse und deren Folgen waren und sind erforderlich für waldbauliche Arbeiten und forstbetriebliche Planungen. Wie kaum ein anderer Sektor ist die Forstwirtschaft abhängig von den natürlichen Standortbedingungen in der jeweiligen Region; Boden- und Klimaeigenschaften bestimmen maßgeblich über den Erfolg oder Misserfolg der Arbeit im Wald. Dies erklärt auch, warum Forstwissenschaftler entscheidend zum Aufbau eines meteorologischen Stationsnetzes in Deutschland im 19. Jahrhundert beigetragen haben. Krutzsch selber trieb um 1860 den Aufbau von meteorologischen Stationen in sächsischen Forstrevieren und an der Bergakademie Freiberg mit den Zielen voran,

Frostgefährdungen zu untersuchen oder auch Temperaturverhältnisse zwischen bewaldeten und unbewaldeten Flächen miteinander vergleichen zu können. Nach FIEDLER und HOFMANN (1967) ist dies auch der Beginn einer räumlich ausgedehnten forstlich-meteorologischen Forschung gewesen.

Seitdem wurden die meteorologischen Messstationen permanent weiterentwickelt, mit neuer Messtechnik ausgestattet und teilweise automatisiert. In der Forstwirtschaft wurde in Ergänzung zu diesen meteorologischen Messstationen ein Messnetz an sogenannten Wald- und Hauptmessstationen für forstspezifische Fragestellungen aufgebaut. Dieses auch als Intensiv-Monitoring im Wald bezeichnete Messnetz dient der qualitativen und quantitativen Erfassung und Bewertung von Stoffeinträgen und Stoffausträgen, die die natürlichen Bedingungen, Prozesse und Abläufe in Waldökosystemen beeinflussen (CHMARA et al. 2012). Neben Stoffein- und -austrägen werden hierbei auch Witterungsverläufe und klimatische Extremereignisse erfasst, ausgewertet und in Zusammenhang zu Baumreaktionen am Messort gebracht. Ziel ist die Gewinnung von Erkenntnissen über die Wirkung der verschiedenen Einflussfaktoren auf das Wachstum und die Vitalität von Waldbäumen. Diese Messstationen sind generell in eine Freilandmessfläche und eine Messfläche in einem angrenzenden Waldbestand untergliedert, gegebenenfalls ergänzt um eine Messfläche direkt an einer Waldquelle (CHMARA et al. 2012). In Thüringen werden von ThüringenForst - AÖR derzeit 14 solcher Wald- und Hauptmessstationen betreut. Auch wenn dieses forstliche Messnetz im Vergleich zu den meteorologischen Stationen noch relativ jung ist – die älteste Waldmessstationen bestehen seit etwas mehr als 20 Jahren, so können sie langfristig für eine weitere Verbesserung der Aussagen zu den natürlichen Bedingungen in Deutschland und Thüringen beitragen. Dieses forstliche Umweltmonitoring ist heute in bundesweite und europaweite Programme eingebunden. Vier Thüringer Messstationen sowie 26 Punkte der Waldschadenserhebung sind Bestandteil eines aufeinander abgestimmten, europaweiten Messnetzes, in dem insgesamt 38 Partner aus 24 Europäischen Staaten mit 303 forstlichen Messstationen und 3649 Aufnahmepunkten zur Waldschadenserhebung beteiligt sind.

Grundlagenwissen für heutiges und zukünftiges Arbeiten im Wald

Der wahre Wert von Langzeituntersuchungen, wie sie auch die nunmehr seit 200 Jahren bestehende Station Jena liefert, erschließt sich in aller Regel erst viele Jahre später. Die Analyse von Veränderungen in der Natur, deren Ursachen unklar bzw. unspezifisch sind, und die Absicherung von Aussagen zu schleichenden, kaum wahrnehmbaren Veränderungen sind nur mit Hilfe von langen Messreihen möglich. Auch die Forschungen zu Ursachen und Folgen des Waldsterbens in Deutschland im letzten Jahrhundert bedurften gewisser Zeitreihenlängen, mehrmaliger Beobachtungen und andauernder Experimente z.B. auf der Basis des forstlichen Umweltmonitorings, der Rauchschadens-Versuchsflächen und diverser Stoffeintragsbilanzierungen. Dank dieser Kontinuität und der auf ihr beruhenden wissenschaftlichen Erkenntnisse konnten geeignete Maßnahmen zur Minderung der Schadursachen definiert, gefordert und zuletzt in die Praxis umgesetzt werden (z.B. Katalysatorentechnik für PKWs, Rauchgasentschwefelung in Kraftwerken, Bundes-Immissionschutzgesetz seit 1974 mit zahlreichen Novellierungen und Verordnungen). Auch der Erfolg einzelner Maßnahmen und Programme wird seitdem mit den Messungen dokumentiert und belegt.

Heute stehen wir global vor einer noch größeren Herausforderung: der Veränderung des Klimas. Mit Hilfe globaler Messnetze für meteorologische Daten ist inzwischen der Nachweis erbracht worden, dass sich seit Mitte des 19. Jahrhunderts das Klima – global, als auch regionsspezifisch – verändert. Neben dieser reinen Dokumentation dienen diese Daten in Kombination mit anderen historischen Daten und Erkenntnissen gleichzeitig dem Verständnis zu den Ursachen beobachteter Veränderungen, zum anthropogenen Antrieb der Veränderungen und der Entwicklung von Modellen für mögliche zukünftige Entwicklungen. Letzteres ist von zentraler Bedeutung für die Entwicklung von Strategien zur Begrenzung der negativen Folgen des Klimawandels (Adaptation) und für die Ableitung notwendiger Klimaschutzziele (Mitigation).

Forstwirtschaft in Zeiten des Klimawandels – Anpassung auf Basis verlässlicher Klimadaten

Die Forstwirtschaft steht in Hinblick auf Klimaveränderung vor besonders großen Herausforderungen. Dies lässt sich anhand folgender Aspekte hervorheben:

Langfristigkeit forstlicher Prozesse

Natürliche und forstbetriebliche Prozesse im Wald sind geprägt von Langfristigkeit. Das Alter der Bäume in genutzten Wäldern liegt bei rund 100 bis 150 Jahren, bei Eichen beispielsweise kann es auch 400 Jahre betragen. Heutige Entscheidungen sind in der Regel kaum umkehrbar und haben Auswirkung auf das forstliche Agieren im Wald für viele Jahrzehnte.

Unveränderbarkeit des Standortes

Der forstliche Standort ist nicht modifizierbar. Seine Ressourceneigenschaften beschränken das Wachstum im Wald. In der Forstwirtschaft kann möglichen Witterungsextremen weder mit Gewächshäusern noch mit einer künstlichen Bewässerung begegnet werden. Großflächig und anhaltend kann das Bodensubstrat nicht zugunsten des Baumwachstums durch Düngung oder wasserspeichernde Zusatzstoffe verbessert werden.

Gesellschaftliche Erwartungen

Klimatische Veränderungen führten auch in der erdgeschichtlichen Vergangenheit bereits zu Veränderungen in der Zusammensetzung und Leistungsfähigkeit von Lebensräumen und Ökosystemen. Die durch den Menschen verursachte Klimaveränderung läuft jedoch wesentlich schneller ab, als bisherige, natürliche Veränderungen seit der letzten Eiszeit. Zum anderen trifft sie heute auf Ökosysteme, von deren Leistungsfähigkeit und Funktionalität wir in hohem Maße abhängig sind und die wir auch weiterhin in Anspruch nehmen wollen. Wir nutzen Wälder heute intensiv, beispielsweise zur Grundwasserneubildung, Trinkwasserreinhaltung, als Erosions- oder Lärmschutz, zur Erholung und selbstverständlich auch als Lieferant nachwachsender Ressourcen - in erster Linie Holz. Geschwächte Waldökosysteme werden diese Leistungen Funktionen, in dieser Vielfalt, Qualität und Quantität kaum erbringen können.

Aus diesen Gründen muss die Forstwirtschaft bereits heute mit Weitblick, aber zugleich ohne übertriebenen Aktionismus, die sich aus dem Klimawandel ergebenden Risiken erkennen, bewerten und darauf aufbauend Strategien und Maßnahmen zur Minderung möglicher Schäden entwickeln und umsetzen. Lange Klimazeitreihen sind hierfür eine unverzichtbare Grundlage, denn natürliche Verbreitung und künstliche Anbaupotentiale von Baumarten, deren Wachstum und Wuchseigenschaften hängen weitgehend von Klima und klimatischen Extremen ab. Aus klimatisch begründeten Arealdiagnosen und Leistungsabschätzungen für Baumarten und deren Verknüpfung mit Klimaprojektionen können wichtige Informationen zur Eignung bzw. Nichteignung einzelner Baumarten für spezifische Klimaregionen abgeleitet werden, die anschließend noch mit weiteren Daten (z.B. zum Boden, zum Bodenwasserhaushalt und zur Exposition) verfeinert werden sollten.

Zwei Beispiele aus der forstlichen Praxis

Schadanalyse zum Sturmtief „Kyrill“

Stürme haben generell verheerende Auswirkungen für die Menschen, ihre materiellen und ideellen Werte, für betroffene Wirtschaftssektoren, -standorte und Infrastrukturen sowie für die Umwelt mit charakteristischen Schäden in Natur und Landschaft. Auch in Wäldern führen Stürme oftmals zu erheblichen ökologischen und wirtschaftlichen Schäden. Das Sturmtief „Kyrill“ vom 18./19. Januar 2007 verursachte in Thüringen ca. 2,4 Mio. Festmeter Schadholz, ca. 6.300 ha Kahlflächen und zusätzliche 4.700 ha verlichtete Beständen – und wirkte damit verheerend auf immerhin 2% der Gesamtwaldfläche Thüringens. Mit Hilfe von Stationsdaten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und der Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft, einer Schadflächenkartierung sowie forstlicher Bestandes- und Standortdaten konnte eine detaillierte Schadanalyse erstellt werden, die über forstliche Einflussfaktoren (Baumart, forstliche Bewirtschaftung) und Standortaspekte (Hangneigung, Hangrichtung) und den Einfluss der Witterungssituation vor und während des Sturmtiefs über dem Hauptschadensgebiet aufklärte (CLASEN et al 2009). Dank der Messdaten konnten mit Bezug auf die Witterung folgende Aussagen getroffen werden:

„Die Niederschläge vor dem Sturmereignis lagen im Bereich von 20 bis 200 l/m² und entsprechen bis zu 1/5 der Jahresniederschlagssumme. Solche Wassermengen sind bei Aufnahme in den Waldboden durchaus ausreichend, um die Stabilität der auf dem Boden stockenden Bäume hinsichtlich Verankerung der Wurzeln im Boden zu verringern. Literaturquellen belegen, dass sich Bodenmaterial im Wurzelbereich durch windinduzierte Schwingungen des Baumkörpers regelrecht „verflüssigen“ kann. Prüfungen der Temperaturwerte von

DWD-Stationen in verschiedenen Mittelgebirgslagen Ostdeutschlands haben ergeben, dass im Vorfeld des Sturmes kaum Temperaturen unter 0°C herrschten. Weder Frost noch Schneelagen haben dementsprechend die Aufnahme der Niederschläge durch den Waldboden wesentlich behindert.“ (VOSSHAGE 2008).

Entwicklung neuer Baumartenempfehlungen für Thüringen auf standörtlicher Grundlage unter Berücksichtigung des Klimawandels

Insbesondere die Fragen der Baumarteneignung und standörtlich differenzierter Anbauempfehlung zeigt die Tragweite forstlicher Entscheidungen. Dementsprechend stellen diese auch zentrale Aufgaben im Rahmen einer Anpassungsstrategie der Forstwirtschaft an den Klimawandel dar (THÜRINGER MINISTERIUM FÜR LANDWIRTSCHAFT, NATURSCHUTZ UND UMWELT, 2009).

Im Zeitraum 2008 bis 2011 wurden von der Thüringer Landesforstverwaltung neue Baumartenempfehlungen für die Wälder des Freistaates Thüringen unter Beachtung des Klimawandels erarbeitet und 2011 herausgegeben. Grundlage für diese neuen Baumartenempfehlungen bildeten neben Bodeninformationen Klimadaten des Deutschen Wetterdienstes sowie regionalisierte Klimaszenariendaten des statistischen Modells WETTREG 2006 (WETTREG-UBA/UMWELTBUNDESAMT [IDP-Diagnosetool], UMWELTBUNDESAMT 2006; JACOB et al. 2008). Unter Verwendung der Messdaten der DWD-Stationen in Thüringen und angrenzender Bereiche der Nachbarbundesländer und der verfügbaren Projektionen wurde in einem ersten Schritt eine neue Klimagliederung für Thüringen in Anlehnung an die Arbeiten von GEMBALLA und SCHLUTOW (2007) entwickelt, die in direkter Form für das Baumwachstum relevante Klimainformationen beinhaltet:

- durchschnittliche Länge der forstlichen Vegetationszeit (abgekürzt VZ; Anzahl an Tagen mit einer Durchschnittstemperatur >10°C (ARBEITSKREIS STANDORTSKARTIERUNG 2003)
- durchschnittliche klimatische Wasserbilanz in dieser tatsächlichen Vegetationszeit (abgekürzt KWB; DVWK 1996) als Differenz aus Niederschlag und Grasreferenzverdunstung.

Mit Hilfe der Szenariendaten wurde diese Klimagliederung auf die Periode 2041-2070 als Bezugszeitraum für die neuen Baumartenempfehlungen übertragen, modelliert und regionalisiert (FRISCHBIER und PROFFT 2008, PROFFT und FRISCHBIER 2008).

Anschließend erfolgte auf Basis umfangreicher Informationen zur Klimaadaptation natürlicher Waldgesellschaften (SCHLUTOW et al., 2009; BUSHART & SUCK, 2008) und unter Prüfung der waldbaulichen Handlungsspielräume bei der Erziehung definierter Waldbilder die Zuordnung der Bestandeszieltypen (BZT) und Baumarten zu den einzelnen Standortskombinationen, definiert aus Boden und Klima, für die Waldstandorte Thüringens im Rahmen eines fachübergreifenden, mehrstufigen Arbeitsprozesses.

Die neuen Baumartenempfehlungen und der aktualisierte BZT-Katalog auf Grundlage der forstlichen Standortskartierung unter Beachtung des Klimawandels gewährleisten entsprechend des derzeitigen Wissensstandes zu Klimawandel, Baumarteneignung und unter Berücksichtigung der Leitbilder einer multifunktionalen Forstwirtschaft die forstliche Funktionen- und Leistungsvielfalt der zukünftigen Wälder Thüringens. Waldplanungen, forstbetriebliche Zielstellungen und nicht zuletzt Waldumbaubestrebungen in Thüringen orientieren sich an diesem zukunftsweisenden Leitfaden.

Zusammenfassung und Ausblick

Meteorologie und Forstwissenschaft sind Zweige der Naturwissenschaft, die bereits geschichtliche eng verwoben sind und gemeinsam einen nicht unerheblichen Beitrag zum Verständnis und zur Lösung globaler Herausforderungen, wie beispielsweise dem Klimawandel, leisten können. Mit ihrer tagtäglichen Arbeit zur Wetterbeobachtung, Datenerfassung und Auswertung liefert die Meteorologie die Grundlagen für die Verbesserung von Klimawirkmodellen zur Beschreibung der Klimaänderung. Wie kaum eine andere Disziplin muss die Forstwissenschaft dabei bereits heute Klimaentwicklung und -reaktionen beobachten und in Entscheidungsprozesse integrieren. Dabei ist die verlässliche Abbildung der klimatischen Bedingungen für die Gegenwart, aber aufgrund der absehbaren Veränderungen auch für die kommenden Dekaden, eine Grundvoraussetzung für solide forstliche Planungen. Dies wiederum ist Aufgabe der Meteorologie.

Nur mit qualitativ hochwertigen, räumlich repräsentativen und langfristig erhobenen Datenreihen werden die Grundlagen für eine fachlich fundierte Arbeit zur Lösung der anstehenden Herausforderungen hinsichtlich der Klimaveränderungen geschaffen. Dementsprechend ist gemeinsam dafür Sorge zu tragen, dass die langfristigen Monitoring- und Messprogramme in Qualität und Quantität erhalten bleiben. Darüber hinaus gilt es, die Daten für eine breite Nutzung zur Verfügung zu stellen und deshalb auch die Integration in entsprechenden Datenbanken für möglichst viele versierte Anwender weiter voranzutreiben.

Literatur

- BECKER, T., FLEISCHER, E., 2008: The Atmosphere and the Biosphere. Springer, Berlin, 180 pp.
- ARBEITSKREIS STANDORTSKARTIERUNG, 2003: Forstliche Standortaufnahme - Begriffe, Definitionen, Einteilungen, Kennzeichnungen, Erläuterungen. IHW-Verlag, Eching 352 pp.
- BUSHART, M., SUCK, R. (unter Mitarbeit von Bohn, U., Hofmann, G., Schlüter, H., Schröder, L., Türk, W., Westhus, W.), 2008: Potenzielle Natürliche Vegetation Thüringens. In: Schriftenreihe der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (Hrsg.), Nr. 78, Jena, 139 pp.
- CHMARA, I., Süß, R., Wenzel, A., 2012: Forstliches Umweltmonitoring in Thüringen. In: ThüringenForst – Anstalt öffentlichen Rechts (Hrsg.): Wie belastbar ist unser Wald? Ergebnisse des Forstlichen Umweltmonitoring in Thüringen. Erfurt, 5-12.
- CLASEN, C., Frischbier, N., Zehner, T., 2009: Ursachenanalyse zum Schadausmaß des Sturmes „Kyrill“ in Thüringen. AFZ-DerWald 63, 746-748.
- DVWK (Hrsg.), 1996: Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft, H. 238. Wirtschafts- und Verl.-Ges. Gas und Wasser, Bonn, 134 pp.
- FIEDLER, H.-J., HOFMANN, W., 1967: Zum Wirken von H. Krutzsch in Tharandt. Wissenschaftliche Zeitschrift der Technischen Universität Dresden 16, 239-241.
- FRISCHBIER, N., PROFFT, I., 2008: Praxisorientierte Regionalisierung forstlich relevanter Klimawerte und –szenarien für Thüringen. Forst und Holz 63, 24-29.
- GEMBALLA, R., SCHLUTOW, A., 2007: Überarbeitung der Forstlichen Klimagliederung
- JACOB, D., Göttel, H., Kotlarski, S., Lorenz, P., Sieck, K., 2008: Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland – Phase I: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. Umweltbundesamt (Hrsg.), Dessau, 159 pp.
- PROFFT, I., FRISCHBIER, N., 2008: Möglichkeiten und Grenzen der Integration von Klimaszenarien in forstlichen Anpassungsstrategien an den Klimawandel. Forst und Holz 63, 22-27.
- SCHLUTOW, A., Profft, I., Frischbier, N., 2009: Das BERN-Modell als Instrument zur Einschätzung der Anpassbarkeit von Waldgesellschaften und Baumarten an den Klimawandel in Thüringen. Forst und Holz 64, 31-37.
- SCHUSTER, E., 2002: Chronik der Tharandter forstlichen Lehr- und Forschungsstätte 1811-2000. Forstwissenschaftliche Beiträge Tharandt/Contributions to Forest Science, Beiheft 2, 2., erweiterte Auflage, Selbstverlag der Fachrichtung Forstwissenschaften der TU Dresden, Tharandt, 284 pp.
- TMLNU, 2009: Anpassung an die Folgen des Klimawandels - Wald und Forstwirtschaft. In: Thüringer Ministerium für Landwirtschaft, Naturschutz und Umwelt: Gemeinsam Klimabewusst handeln. Thüringer Klima- und Anpassungsprogramm. Druckhaus Gera, S. 38-40.
- UMWELTBUNDESAMT, 2006: Anpassung an Klimaänderungen in Deutschland – Regionale Szenarien und nationale Aufgaben (Hintergrundpapier). Dessau, 20pp.

Rekonstruktion von Gezeiten und Windstau am Pegel Cuxhaven 1843 bis 2013

Sylvin Müller-Navarra, Jürgen Jensen, Gudrun Rosenhagen, Sönke Dangendorf

Zusammenfassung

Für die kommenden Jahrhunderte wird weltweit ein deutlicher Anstieg des mittleren Meeresspiegels erwartet. Wie bei allen natürlichen Vorgängen wird dieser aus vielerlei Gründen regional verschieden ausfallen. Umso wichtiger sind genaue Schätzungen des lokalen, relativen mittleren Meeresspiegelanstiegs (RMSL). Besonders geeignet ist dafür die langjährige Wasserstandszeitreihe des in der Elbmündung in zentraler Lage der Deutschen Bucht befindlichen Pegels Cuxhaven. Das deutlichste und für die Schifffahrt wichtigste Signal in dieser Zeitreihe sind die halbtägigen Meeresgezeiten mit einem Hub von etwa 3,0 m. Diese werden von meteorologischen Einflüssen überlagert, die bei Sturmweatherlagen Änderungen des Wasserstandes von gleicher Größenordnung verursachen. Winde in der Deutschen Bucht aus einer Richtung $290^\circ \pm 90^\circ$ erhöhen im Allgemeinen die Gezeitenwasserstände, Winde aus $110^\circ \pm 90^\circ$ erniedrigen sie.

Die Wasserstandsdaten des Pegels Cuxhaven liegen wohldokumentiert und ohne große Lücken digital vor, 1843 bis 1917 in Form von Scheitelwerten, ab 1918 als Stundenwerte und ab 1996 als Minutenwerte. Für die vorliegende Studie wurde der gesamte Zeitraum 1843 bis 2012 einheitlich analysiert und zunächst eine Gezeite synthese für die Scheitelwerte angefertigt. Für die Jahre 1918 bis 2012 wurden zudem hochauflösende Gezeitenkurven auf Basis von Stundenwerten berechnet. Die jährlichen Koeffizientensätze zu den Konstituenten zeigen, dass sich im Beobachtungszeitraum die Gezeiten bei prinzipiell gleichbleibenden astronomischen Antrieben geändert haben. Das Residuum nach Abzug des Gezeitenanteils vom gemessenen Wasserstand wird vereinfachend Windstau genannt.

Wie hat sich aber das meteorologische Signal und damit der Windstau geändert? Bei dieser Fragestellung sind auch Windaufzeichnungen von Feuerschiffen relevant, denn der Windstauanteil am Wasserstand Cuxhaven wird auf offener See in der südlichen Deutschen Bucht generiert. Bis 1949 erfolgten auf den Feuerschiffen in der Deutschen Bucht ausschließlich Windstärkeschätzungen, danach begann die Ausrüstung mit Windmessern und ab 1988 liegen durchweg nur automatisch erhobene Messwerte vor. Die Windzeitreihe ist damit inhomogen, auch weil die Feuerschiffe wegen nautischer Anforderungen an wechselnden Positionen verankert waren. Bereits veröffentlichte Studien auf der Basis dieser Messungen rechtfertigen unseren Ansatz, hier statt des Windes den verursachten Stau zu betrachten. Die Analyse des nun als homogene Reihe vorliegenden Windstaus deutet auf eine erhebliche intra-, interannuelle und dekadische Variabilität mit wechselnden Phasen erhöhter und verminderter Sturmfluthäufigkeiten hin.

Für die Betrachtung langjähriger Meeresspiegeländerungen bietet sich die Analyse von Monatsmittelwerten an. Diese enthalten neben den Großwetterlagenabfolgen zwar auch noch astronomische Anteile, bei Glättung dieser Reihe treten jedoch die klimatologischen Änderungen deutlich hervor. Bei der Auswertung der Monatsmittelwerte 1/1918–4/2013 zeigt sich, dass der Meeresspiegelanstieg der letzten 95 Jahre keinesfalls gleichmäßig erfolgte. Vielmehr ist eine sehr deutliche dekadische Variabilität auszumachen, die mit anderweitig festgestellten Klimasignalen in Verbindung gebracht werden kann. Ein beschleunigter Meeresspiegelanstieg während der letzten drei Jahrzehnte, der sich signifikant von früheren Perioden unterscheidet, ist nicht festzustellen.

Die Daten

Es werden zwei unterschiedliche Datenreihen des Pegels Cuxhaven betrachtet:

- a) Scheitelpunkte und daraus abgeleiteter Scheitelpunktstau 1843–2012 und
- b) Stundenwerte (ab 1996 aus Minutenwerten erzeugt) und daraus abgeleiteter stündlicher Windstau 1/1918–4/2013.

Reihe a) mit ca. 217.000 Datenpunkten wird hinsichtlich Änderung des Sturmklimas untersucht, Reihe b), bestehend aus ca. 836.000 Einzelwerten dient vornehmlich der Darstellung von Monatsmittelwerten des relativen Meeresspiegels und zeigt zusätzlich, dass tägliche Mittelwerte des Scheitelpunktstaus mit ebensolchen aus stündlichen Residuen in wesentlichen Eigenschaften übereinstimmen.

In einigen Arbeiten wurden die Gesamtwasserstände (einschließlich Gezeiten) betrachtet (JENSEN et al. 1992, DANGENDORF et al. 2013). Hier geht es erstmals um eine Abtrennung des nicht astronomisch erklärbaren Anteils, den man gemeinhin Windstau nennt, obwohl nicht nur der lokale und großräumige Wind für dieses Residuum verantwortlich ist, sondern auch Luftdruck, Fernwirkungen und hydrologische Anteile kleine Beiträge liefern. Wegen der hohen klimawissenschaftlichen Relevanz der Ergebnisse wird parallel zu diesem Aufsatz ein Artikel in den Journal of Climate eingereicht, in dem der Windstau bei Cuxhaven als Proxy für die Sturmhäufigkeit in der Nordsee dient (DANGENDORF et al. o.J.).

Bei der außergewöhnlichen zeitlichen Länge der Datensätze muss zunächst geklärt werden, ob die Daten homogen und für die genannten Fragestellungen überhaupt geeignet sind. Anfangs waren die Pegelstände ja nicht für Zwecke der Klimaforschung erfasst worden, sondern um die Leichtigkeit und Sicherheit der Schifffahrt auf der Elbe zu gewährleisten. Außerdem wurde schon in den 1840er Jahren bei Sturmfluten der Scheitelwasserstand in Cuxhaven nach Hamburg telegraphiert und dort mit Böllerschüssen gewarnt (MÜLLER-NAVARRA 2009a).

Ein Küstenpegel misst die Auslenkung des Wasserspiegels relativ zu einem Pegelnullpunkt in Richtung des (veränderlichen) Schwerefeldvektors. Die Messvorrichtung ist an Land fixiert, und über sogenannte Pegelfestpunkte z. B. am Pegelhäuschen kann ein Bezug auf ein übergeordnetes Höhenreferenzsystem hergestellt werden. Erst dadurch können Pegelmessungen an weit entfernten Orten miteinander verglichen werden (WEISS et al. 2012). Ein solcher Vergleich ist hier nicht beabsichtigt. Gleichwohl sind bei der Interpretation von Wasserstandsanalysen geodätische Sachverhalte von grundlegender Bedeutung. Das Problem der Höhenlage der deutschen Pegel wird im IKÜS-Abschlussbericht (IKÜS: Aufbau eines integrierten Höhenüberwachungssystems in Küstenregionen durch Kombination höhenrelevanter Sensorik) ausführlich diskutiert (WANNINGER et al. 2009).

Es wird hier vorausgesetzt, dass die im Pegelstammbuch (WSA Cuxhaven, 2005) für den Pegel Cuxhaven/Steubenhöft protokollierten Stammdaten soweit in den analysierten Wasserstandszeitreihen berücksichtigt sind, dass zumindest Aussagen zu Änderungen des relativen mittleren Meeresspiegels (RMSL) möglich sind. Es muss also wenigstens bewertet werden, ob Änderungen der inneren Geometrie des Systems Pegel im Hinblick auf das betrachtete Signal vernachlässigt werden dürfen. Da diese Informationen zur inneren Geometrie nur für die zweite Hälfte des betrachteten Zeitraums vorliegen und die Verschiebungen in der Regel nur einige Millimeter betragen (1978/79 einige Zentimeter), wurden sie hier nicht berücksichtigt. Für die Interpretation der Zeitreihen hinsichtlich Windstau und dessen Rolle als Sturmproxy sind lokale absolute Höhenänderungen dekadischer Zeitskala ohnehin von untergeordneter Bedeutung, da sie sich über die Gezeitenanalyse herausrechnen.

Laut Pegelstammbuch für Cuxhaven/Steubenhöft, das mittlerweile digital fortgeschrieben wird, ist der Lattenpegel, im Jahre 1843 errichtet, ein Registriergerät des Fabrikates „Seibt-Fuess“ mit Aufzeichnungshöhe bis 10 m ü. PN aber erst Anfang 1899 montiert worden. Im Jahre 1916 ist das mit seiner wesentlichen Bau-substanz noch heute erhaltene Pegelhäuschen im Amerikahafen, 300 m entfernt vom alten Standort errichtet worden. Es ist auf 63 ca. 12 m langen Holzpfählen gegründet. Das ist insofern von Bedeutung, das auch mit Setzungsprozessen im geologisch jungen Untergrund gerechnet werden muss (BUNGENSTOCK und SCHÄFER 2009). HEIN et al. (2011) separierten für den regionalen Landsenkungsanteil bei deutschen Küstenpegeln einen Wert von 1 mm/Jahr \pm 0,6 mm/Jahr, was einen erheblichen Beitrag am Meeresspiegelanstieg darstellt (siehe auch Wahl et al. 2013).

1963 wurde aufgrund der Erfahrungen bei der Sturmflut 16./17. Februar 1962 die Aufzeichnungshöhe am Pegel Cuxhaven auf 12 m ü. PN erweitert; im Jahre 1983 wurde ein „Ott“-Pegel eingebaut. Eine Datenfernübertragung existiert seit Oktober 1952. Die geographischen Koordinaten des Pegels sind 53°52'04" N, 08°43'03" E, damit liegt er etwa 4 km von der Elbmündung entfernt. Heute wird der Pegel vom Wasser- und Schifffahrtsamt Cuxhaven betrieben und hydrologisch ausgewertet. Wichtigster operationeller Nutzer ist der Wasserstandsvorhersage- und Sturmflutwarndienst des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH). Dort werden auch die Gezeiten vorausberechnet und die Gezeitentafeln erstellt. Da Cuxhaven zentral in der Deutschen Bucht liegt und die Wasserstände per Fernübertragung verfügbar sind, wurde der Pegel Anfang der 1950er Jahre quasi als wichtigster deutscher Nordseepegel deklariert (TOMCZAK 1952).

In seiner Geschichte hat der Pegel Wasserstände zwischen -4,02 m NN (06.03.1881) bis +5,10 m NN (03.01.1976) erfasst. Wie bei allen Bauwerken am oder im Meere hebt oder senkt sich das Pegelhäuschen mit seinen daran befestigten Messeinrichtungen den Gezeitenwasserständen folgend. Laut Pegelstambuch ist mit 1,5 mm pro Meter Wasserstandsänderung zu rechnen. Weiterhin ist zu berücksichtigen, dass der Pegelschacht durch Tonrohre passenden Querschnitts mit dem Gewässer kommuniziert, also eine Dämpfung der äußeren Wasserspiegelschwankungen erfolgt. Da sich das System in einem Ästuar befindet, ist ein geringer Teil der Wasserstandschwankungen auf Dichteänderungen des Brackwassers zurückzuführen. In einem Zeitraum von 170 Jahren ist auch mit äußeren Beschädigungen zu rechnen, vornehmlich durch Schiffsstöße. Nimmt man alle Unwägbarkeiten zusammen, so kann davon ausgegangen werden, dass die gemessenen relativen Wasserstände die Verhältnisse im offenen Gewässer in unmittelbarer Nachbarschaft mit mindestens einer Genauigkeit von ±5 cm wiedergeben. Hierbei ist dann schon berücksichtigt, dass während der ersten 60 Jahre der Zeitreihe die Daten ohne Registriergerät von wechselnden Beobachtern von der Pegellatte abgelesen wurden. Diese Genauigkeit ist allemal ausreichend, denn schon moderate Windgeschwindigkeiten genügen, um die Gezeitenwasserstände um mehrere Dezimeter zu stören (MÜLLER-NAVARRA und GIESE 1999). Der größte Windstau resultiert aus flächenhaften WNW-Winden in der südöstlichen Deutschen Bucht. Der Stau zur Hochwasserzeit unterscheidet sich signifikant vom Stau zur Niedrigwasserzeit.

Abb. 1: Wasserstandsaufzeichnungen der Pegel Hamburg und Cuxhaven für Februar 1845. Die Höhen sind in der Einheit Hamburger Fuß und Zoll aufgetragen, die Zeiten sind lokale Uhrzeiten

Der Gesamtdatensatz ist entsprechend der wechselnden Protokollier- und Registrierarten auf das heutige Pegelnull umgerechnet worden. Als Beispiel mag Abb. 1 dienen; die Originalbücher liegen heute bei der ehemaligen Wasser- und Schifffahrtsdirektion Nord (WSD-Nord, ab 1. Mai 2013 Außenstelle Nord der Generaldirektion für Wasserstraßen und Schifffahrt (GDWS)). Die Seite mit den Eintragungen vom Februar 1845 zeigen auf der rechten Seite die erfassten Wasserstände am Pegel Cuxhaven in Hamburger Fuß und Zoll (ein Hamburger Fuß = 12 Zoll = 0,2866 m), die Zeiten sind lokale Zeit. Um nun auf die seit 1. November 1935 gültigen Verhältnisse umzurechnen, müssen zur Zeitangabe im Buch 25 Minuten hinzuaddiert werden, und die Umrechnung auf heutiges Pegelnull erfolgt nach Formel (1):

$$W = 0,2866 \text{ m}(F + Z / 12) + PN_{\text{Cuxhaven}, 1845} + 5,00 \text{ m} \quad (1)$$

mit Zahlenwerten von F und Z aus Abb. 1 sowie $PN_{\text{Cuxhaven}, 1845} = -1,746 \text{ mNN}$.

Im BSH existieren Karteikarten der Jahrgänge 1843–1946, in denen z. B. Wasserstände des Monats Februar 1845 (Abb. 1) auf das später gültige Pegelnulld von (PN=-3,639 mNN) umgerechnet sind. Die beiden Angaben zum Pegelnulld sowie weitere einschlägige Quellenangaben finden sich bei Siefert (1970).

In Abb. 1 ist zudem zu erkennen, dass nicht alle Höhenangaben mit einer Uhrzeit versehen sind. In den Anfangsjahren wurde während der Nachtstunden überwiegend nicht abgelesen, Hochwasserstände jedoch trotzdem über eine mechanische Vorrichtung registriert. Ohne Zeitstempel versehene Scheitelpunkthöhen wurden in dieser Studie jedoch nicht verwendet. Damit waren ca. 28% der Scheitelwerte in den ersten 55 Jahren im Datensatz der Scheitelpunkte nicht vorhanden. Ganz rechts in Abb. 1 finden sich noch Beobachtungen des Windes zu den angegebenen Zeiten. Aber bereits LENTZ (1879), der die ersten Jahrzehnte dieser Wasserstandsaufzeichnungen analysierte, erkannte, dass diese lokalen Winde den Wasserstand nicht maßgeblich beeinflussten, sondern vielmehr diejenigen auf offener See, was er anhand Helgoländer Daten ausmachte.

Der Datensatz mit stündlichen Werten ist aus Pegelbögen 1918–1995 digitalisiert worden, seit 1996 liegen digitale Minutenwerte aus der Wasserstandsdatenfernübertragung vor.

Gezeitenanalyse

Die Zeitreihen der Scheitelwerte und der Stundenwerte wurden einheitlich auf ihren Gezeitenanteile hin analysiert. Als Methode wurde die harmonische Darstellung der Ungleichheiten (HDdU) gewählt (HORN 1960, im Detail: MÜLLER-NAVARRA 2013), die gegenüber dem harmonischen Verfahren (z. B. SCHUREMAN 1958) zwei Vorteile besitzt. Erstens ist HDdU auch für ausgesprochene Flachküsten und Gezeitenflüsse geeignet, und zweitens können Gezeitenanteile auch dann separiert werden, wenn lediglich die Scheitelwerte vorliegen. Diese Methode kann deshalb mit Vorteil benutzt werden, da in der Deutschen Bucht weit überwiegend halbtägige Gezeitenform vorliegt, d. h. im Mittel treten innerhalb von 24 h 50 min zwei Hoch- bzw. Niedrigwasser auf. Damit kann von Mittelwerten der Höhen bzw. Intervalle ausgegangen werden, und nur noch die Ungleichheiten müssen harmonisch dargestellt werden.

Im Speziellen muss noch sichergestellt werden, dass durch die oben erwähnten Beobachtungslücken während der Nachtstunden kein allzu großer systematischer Fehler in den Gezeitenanalysen und -synthesen entsteht. Das ist zutreffend, da anders als beim Mond keine großen Unterschiede hinsichtlich oberem und unterem Transit der Sonne entstehen. Die Sonne ist eben sehr viel weiter von der Erde entfernt als der Mond! Bei beiden Reihen erfolgte die Analyse 19 Jahre übergreifend. Die berechneten Koeffizienten dienen dann zur Berechnung des zentralen Jahres (z. B. Analyse: 1851–1869, Synthese: 1860). Die ersten und letzten zehn Jahre der Reihe werden jeweils mit identischen Koeffizientensätzen synthetisiert (z. B. Analyse: 1843–1861, Synthese: 1843–1852). Dies ist zulässig, da sich die Koeffizienten nur langsam ändern. Für alle Stützpunkte, für die Beobachtungen vorliegen, wird von diesen der Gezeitenanteil abgezogen und diese Differenz ergibt die Windstauzeitreihe.

Grundsätzlich sind Gezeitenanalysen entwickelt worden, um aus wenigen zurückliegenden Beobachtungsjahren optimale Vorausberechnungen für Folgejahre zu ermöglichen. Der konstante Term, der aus der Ausgleichung resultiert, beinhaltet damit auch schleichende (klimabedingte) Änderungen und im Falle von Flusspegeln Effekte der Strombaumaßnahmen. Man muss also aufpassen, welche Fragestellungen man bearbeitet, bzw. welche Informationen aus der Windstauzeitreihe gewonnen werden sollen. Die Gezeitenanalyse wurde hier mit HDdU so ausgeführt, dass alle Einzelbeobachtungen, die mehr als 3 Standardabweichungen (3 SD) vom Mittelwert abweichen, aus dem Datensatz herausgefiltert werden. Es gibt acht Mittelwerte (mittleres Hoch- bzw. Niedrigwasserintervall, mittlere Hoch- bzw. Niedrigwasserhöhe; jeweils für obere und untere Kulmination). Die Standardabweichung der Höhen ist ungefähr 40 cm; große astronomische Ungleichheiten in Höhe betragen ca. 50 cm. D. h., Fälle mit beträchtlichem Wind gehen nicht in die Analyse ein; ungefähr 98,5% der Beobachtungen verbleiben im Analysedatensatz. Eine Vergleichsrechnung mit 2 SD ergab einen Prozentsatz von nur noch 95% und nach Ausgleichung nur unwesentlich geänderte mittlere Höhen.

Windstauanalyse

Die Analyse des Windstaus erfolgte hier mit Hilfe von Perzentilen. Abb. 2a zeigt zunächst die Häufigkeitsverteilung der gesamten Windstauzeitreihe über die Periode 1843–2012. Die Werte schwanken zwischen Werten von -300 cm und +450 cm, wobei in der Summe etwas mehr positive Windstauwerte auftreten. Dies ist darin zu begründen, dass die Nordseewasserstände stark durch die Zonalzirkulation über dem Nordatlantik mit einhergehenden dominanten Westwindlagen geprägt sind (DANGENDORF et al. 2012). Diese Westwindlagen transportieren die Wassermassen in die Nordsee und sorgen dafür, dass in der südöstlichen Nordsee verhältnismäßig große Windstauwerte erreicht werden. Die Ergebnisse der Analyse jährlicher Perzentile des Windstaus sind in Abb. 2b wiedergegeben. Die Abbildung zeigt die Zeitreihen unterschiedlicher jährlicher Perzentile zwischen dem 0,1ten und 99,9ten Perzentil. Keine der Zeitreihen weist über die gesamte Untersuchungsperiode von 1843–2012 einen signifikanten Langzeittrend auf, weder die hohen noch die niedrigen Perzentile. Bei genauer Betrachtung der Zeitreihen lässt sich jedoch eine markante inter-annuelle bis mehr-dekadische Variabilität ausmachen. In den hohen Perzentilen, die mit positivem Windstau in Verbindung stehen, lassen sich Phasen größeren Windstaus Ende des 19. und 20. Jahrhunderts feststellen, wobei die Perioden zwischen sowie nach diesen beiden Phasen durch einen Rückgang zu moderateren Windstauwerten geprägt sind. Diese Entwicklung steht im direkten Einklang mit Analysen luftdruckbasierter Sturmproxys (SCHMIDT und v. STORCH 1993, MATULLA et al. 2008, ROSENHAGEN und SCHATZMANN et al. 2011). Demnach lässt sich auch auf der Basis des Windstaus aktuell kein signifikanter Langzeittrend in den Sturmhäufigkeiten über der Nordsee konstatieren.

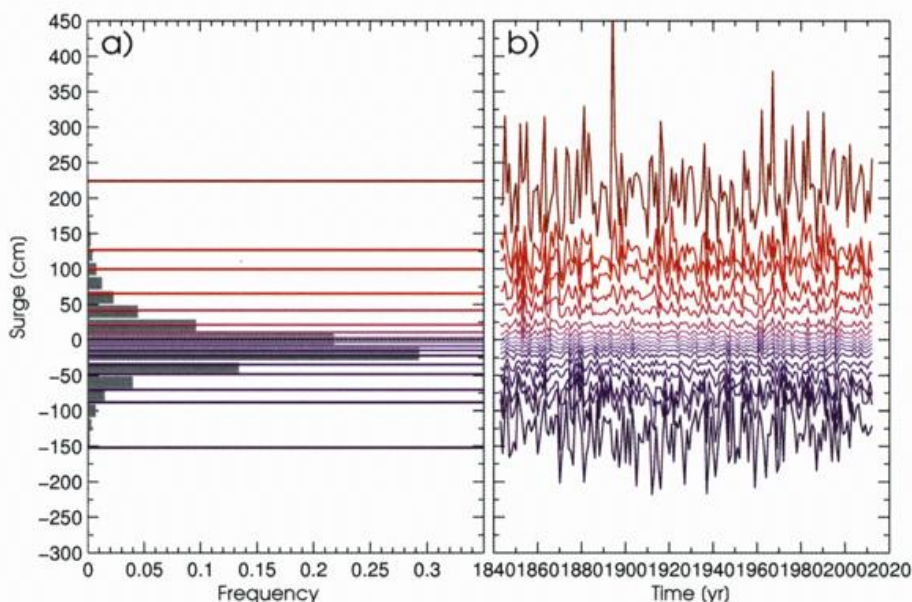


Abb. 2: a) Häufigkeit und b) Perzentile des Windstaus 1843–2012

Veränderungen des mittleren relativen Meeresspiegel

Durch sukzessive monatliche Mittelung der Stundenwerte werden bereits die wesentlichen Gezeitensignale eliminiert. Die Monatsmittelwerte des relativen Meeresspiegels (RSL) von Januar 1918 bis einschließlich April 2013 sind in Abb. 3 aufgetragen. Diese Werte schwanken – überwiegend vom Wind in der Deutschen Bucht beeinflusst – um mehrere Dezimeter. Es ist gut zu erkennen, dass in den letzten Jahrzehnten erheblich weniger Monatswerte unterhalb 500 cm auftreten als noch in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Um die zeitliche Entwicklung besser zu verdeutlichen, haben wir die Zeitreihe zur Glättung mit einem Tiefpassfilter beschickt (MÜLLER-NAVARRA 2009b). Um potentielle Beeinflussungen durch variable Monatslängen zu vermeiden, wichtet der Tiefpassfilter Monate unterschiedlicher Länge mit Skalierungsfaktoren. Demnach werden Monate mit 31, 30 und 28 Tagen mit Wichtungsfaktoren von 1,02, 0,984 und 0,924 multipliziert. Die blaue Linie zeigt sehr deutlich, dass immer wieder Phasen ansteigenden relativen Meeresspiegels von Zeiten

des Absinkens abgelöst werden. Das wird auch durch die zugehörige Kurve der Beschleunigung des Anstiegs verdeutlicht (rechte Ordinate), die ausgeprägten dekadischen Wechseln unterliegt. Der lange Anstieg von 1986 bis ca. 2008 scheint zunächst beendet zu sein. Eine Beschleunigung des Meeresspiegelanstiegs in den letzten drei Dekaden, die signifikant von Beschleunigungsmustern früherer Perioden abweicht, lässt sich nicht feststellen. Der Lineartrend über die gesamte Analyseperiode von 01/1918–04/2013 beläuft sich auf rund 20 cm/Jahrhundert und unterscheidet sich demnach nicht signifikant vom globalen Meeresspiegelanstieg (CHURCH und WHITE 2011).

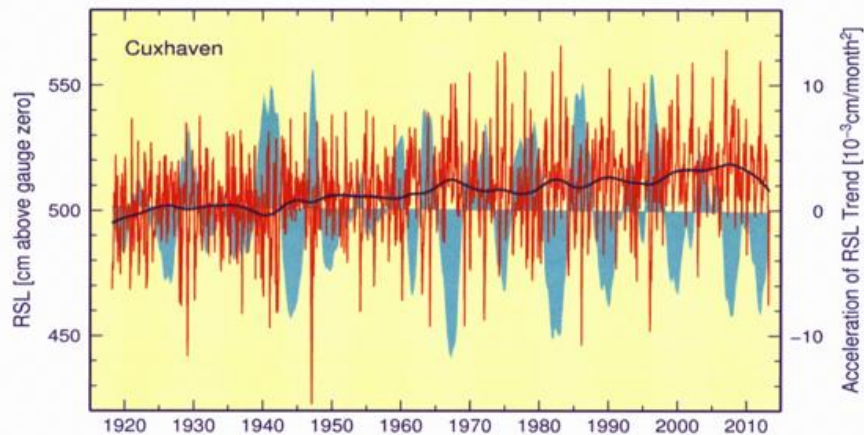


Abb. 3: Monatsmittelwerte (rot) des relativen Meeresspiegels (über PN) am Pegel Cuxhaven 1/1918–4/2013 mit geglätteter Kurve (dunkelblau) sowie Beschleunigung des Anstiegs (hellblau)

Literatur

- BUNGENSTOCK, F., SCHÄFER, A., 2009: The Holocene relative sea-level curve for the tidal basin of the barrier island Langeoog, German Bight, Southern North Sea. *Global and Planetary Change* 66, 34–51
- CHURCH, J. A., WHITE, N. J., 2011: Sea-level rise from the late 19th to the early 21st Century. *Surveys in Geophysics* 32, 585–602
- DANGENDORF, D., MÜLLER-NAVARRA, S. H., JENSEN, J., SCHENK, F., v. STORCH, H., WAHL, T., WEISSE, R., 2013: North Sea Storminess from a Novel Storm Surge Record since AD 1843. [eingereicht in *Journal of Climate*]
- DANGENDORF, S., WAHL, T., MUDERSBACH, C., JENSEN, J., 2013: The Seasonal Mean Sea Level Cycle in the Southeastern North Sea. *Journal of Coastal Research* 65, 1915–1920
- DANGENDORF, S., WAHL, T., HEIN, H., JENSEN, J., MAI, S., MUDERSBACH, C., 2012: Mean Sea Level Variability and Influence of the North Atlantic Oscillation on long-term Trends in the German Bight. *Water* 4, 170–195
- HEIN, H., MAI, S., BARJENBRUCH, U., 2011: What tide gauges reveal about the future sea level. *Acqua Alta 2011 Conference Proceedings*
- JENSEN, J., MÜGGE, H. E., SCHÖNFELD, W., 1992: Analyse der Wasserstandsentwicklung und Tidedynamik in der Deutschen Bucht. *Die Küste* 53, 212–275
- LENTZ, H., 1879: Fluth und Ebbe und die Wirkungen des Windes auf den Meeresspiegel. Hamburg, Otto Meissner. 230 S.
- MATULLA, C., SCHÖNER, W., ALEXANDERSSON, H., v. STORCH, H., WANG, X. L., 2008: European storminess: late nineteenth century to present. *Climate Dynamics* 31, 125–130
- MÜLLER-NAVARRA, S.H., 2009a: Sturmfluten in der Elbe und deren Vorhersage im Wandel der Zeiten. In: Ohlig, C.: Hamburg – die Elbe und das Wasser sowie weitere wasserhistorische Beiträge. *Schriften der DWhG* 13, 77–95
- MÜLLER-NAVARRA, S. H., 2009b: Zur automatischen Scheitelpunktbestimmung gemessener Tidekurven in der Deutschen Bucht. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 53, 380–388
- MÜLLER-NAVARRA, S. H., 2013: Gezeitenvorausberechnungen mit der Harmonischen Darstellung der Ungleichheiten. *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie* 50

- MÜLLER-NAVARRA, S. H., GIESE, H.: 1999: Improvements of an empirical model to forecast wind surge in the German Bight. *Dt. hydrogr. Z.* 51, 385–405
- ROSENHAGEN, G., SCHATZMANN, G., 2011: Das Klima der Metropolregion Hamburg auf Grundlage meteorologischer Messungen und Beobachtungen. In: v. STORCH, H., M. CLAUSSEN (Hrsg.) und KLIMACAMPUS AUTOREN TEAM: Klimabericht der Metropolregion Hamburg. Berlin, Heidelberg. 19–61
- SCHMIDT, H., v. STORCH, H., 1999: German Bight storm analyzed. *Nature* 365, 791
- SCHUREMAN, P., 1958: Manual of harmonic analysis and prediction of tides. U. S. Coast and Geodetic Survey, Spec. Publ. 98, 317 pp.
- SIEFERT, W., 1970: Die Tideverhältnisse der Elbe seit 1786. *Dt. Gewässerkundl. Mitteilung.* 14, 125–130
- TOMCZAK, G., 1952: Der Einfluss der Küstengestalt und des vorgelagerten Meeresbodens auf den windbedingten Anstau des Wassers, betrachtet am Beispiel der Westküste Schleswig-Holsteins. *Dt. Hydrogr. Z.* 5, 114–131
- WAHL, T., HAIGH, I. D., DANGENDORF, S., JENSEN, J. (2013): Inter-annual and long-term mean sea level changes along the North Sea coastline. *Journal of Coastal Research, Special Issue No. 65*, 1987–1992
- WANNINGER, L., ROST, C., SUDAU, A., WEISS, R., NIEMEIER, W., TENGEN, D., HEINERT, M., JAHN, C.-H., HORST, S., SCHENK, A., 2009: Bestimmung von Höhenänderungen im Küstenbereich durch Kombination geodätischer Messtechniken. *Die Küste* 76, 121–179
- WASSER- UND SCHIFFFAHRTSAMT CUXHAVEN, 2005: Pegelstammbuch für den Pegel Cuxhaven Steubenhöft/Elbe (laufend aktualisierte Loseblattsammlung).
- WEISS, R., SUDAU, U., 2012: Geodätische Aspekte von Höhen und Höhenänderungen der Pegel und Pegelfestpunkte im Küstenbereich. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 56, 257–275

150 Jahre staatliches meteorologisches Messnetz in Sachsen

Eberhard Freydank

Vorwort

Nach der Einrichtung staatlicher Wetterdienste in zahlreichen Staaten Europas in der Mitte des 19. Jahrhunderts dauerte es bis 1863, bis mit Schaffung der „Zentralstelle für Wetterkunde in Sachsen“ in Leipzig auch in Sachsen ein staatlicher Wetterdienst gegründet wurde.

Der Titel des Vortrages soll eher an wichtige staatlich veranlasste meteorologische Messungen in Sachsen in den vergangenen 150 Jahren erinnern und weniger die Hoffnung auf eine umfassende Darstellung der Geschichte der Meteorologie in Sachsen wecken. (Über die Gründungsphase des staatlichen Wetterdienstes informieren die Arbeiten von BRUHNS (1866), KRUTZSCH (1863, 184) und HELLMANN (1883) und nachfolgend von (HÄNSEL und BÖRNGEN.) Es ist der Versuch der Zusammenfassung einer noch nicht ganz beendeten Arbeit zur „Gewinnung und Verarbeitung der Daten von meteorologischen Stationen im staatlichen Beobachtungs- und Messnetz in Sachsen (von der Gründung des ersten Königlich Sächsischen meteorologischen Instituts bis zur Gegenwart im Jahre 2010)“, die der Autor im Auftrag und in Zusammenarbeit mit der Professur für Meteorologie an der Technischen Universität Dresden durchführt. Herrn Professor BERNHOFER sei an dieser Stelle für die Unterstützung und die Geduld gedankt.

Hauptziel dieser Arbeit ist es, die im Routinebetrieb der Messnetze im Laufe der Zeit sich wandelnden Methoden und Geräte zu beschreiben. Diese Veränderungen stellen neben den sich wandelnden Umgebungsbedingungen eine der Hauptursachen für potentielle Diskontinuitäten in den Datenreihen dar. Neben dem Zwang auf Beschränkung ergibt sich aber auch die Notwendigkeit, den Blick auf die Grenzen außerhalb Sachsens zu erweitern. Einerseits gehörte ein Teil des heutigen Freistaats Sachsen zum früheren Teilstaat (Königreich) Preußen, so dass wir gezwungen sind, auch die dort verwendeten Methoden und Geräte zu behandeln, andererseits vollzog sich die Entwicklung in Sachsen natürlich nicht losgelöst von nationalen und internationalen Verpflichtungen und Interessen.

In dieser Übersicht werden wir versuchen, einige in dieser Hinsicht wichtige „Etappen“ herauszuarbeiten und auf einige etwas näher einzugehen. Im Mittelpunkt steht die „Klimaroutine“.^{2,3}



Prof. Dr. phil.
Hermann Krutzsch

geb. 26.11.1819
in Tharandt,
gest. 28.07.1896
in Tharandt

Bildquelle: homepage
TU Dresden



Prof. Dr. phil.
Karl Christian Bruhns

geb. 22.11.1830
in Plön
gest. 25.07.1881
in Leipzig

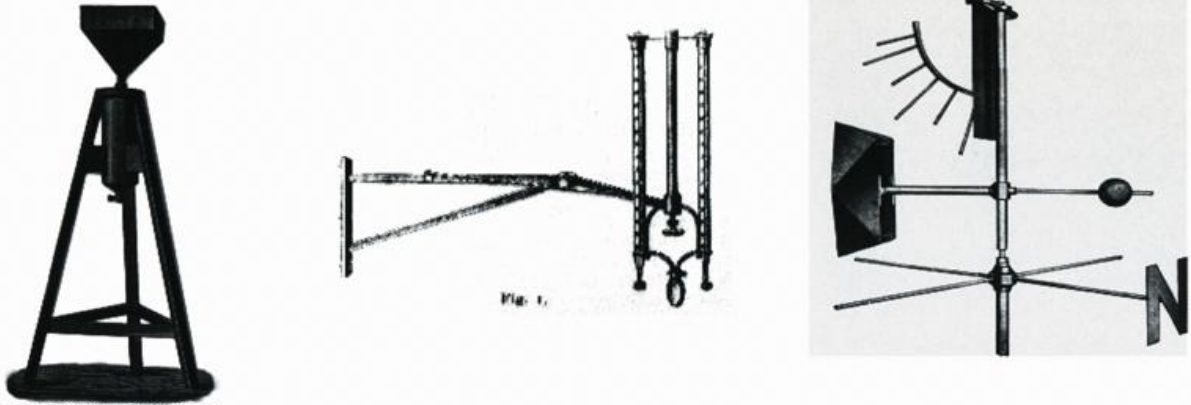
Bildquelle: homepage
Uni Leipzig

Abb. 1: Die Gründungsväter des staatlichen meteorologischen Messnetzes in Sachsen

² Nicht besprochen werden die Datengewinnung an der Radiosondenaufstiegsstelle Dresden sowie die Ergänzungs- und Zusatzprogrammen (Ozonmessungen und Messung anderer Luftinhaltsstoffe, Sonnenscheindauer- und -strahlungsmessungen, Verdunstung, Bodenfeuchte, Nebelfrostablagerungen, Eisablagerungen), weil hierfür spezielle Ausarbeitungen erarbeitet wurden.

³ Ein umfangreiches Literaturverzeichnis kann vom Autor abgefragt werden.

Entwicklungsetappen in der Datengewinnung

1862 15. April	Erste Monatstabelle von Georgengrün im Rahmen des Netzes der Forstverwaltung Sachsen (KRUTZSCH)
12/1863	Das Netz an Klimastationen in Sachsen besteht aus 22 Stationen Die Ausgestaltung der Stationen, die Geräteausrüstung und die Beobachtungs- und Messdurchführung wurden nach preußischem Vorbild durchgeführt. Die Routine-Klima-Messungen und Beobachtungen werden zu den Terminen: 6; 14; 22 MOZ durchgeführt.
 <p>Mahimann'scher Regenmesser</p>	
1864	Beginn regelmäßiger Veröffentlichungen im Jahrbuch (Drucklegung 1866).
	In den ersten Jahren (eigentlich bis 1881) galt die besondere Aufmerksamkeit von Bruhns der genauen Höhenbestimmung der Stationen.
1866	vorläufiger Abschluss der in den voran gegangenen Jahrgängen begonnenen Publikationen vormaliger Klimabeobachtungen in Sachsen, soweit sie Bruhns zugänglich waren.
1867	25 Stationen ; die Daten werden im Statistischen Büro des königlichen Ministeriums des Innern zusammengestellt.
1871	Einführung des metrischen Systems für den Luftdruck, des Dunstdruckes und die Höhe der Niederschläge in mm statt in Pariser Linien. Angabe der geographischen Länge in Länge von Greenwich, Höhe in Metern über der Ostsee in Metern, statt in Pariser Fuss. Auf den Stationen befinden sich allerdings noch Geräte, die mit altfranzösischen Maß und mit Reaumurgraden versehen sind. Nach und nach werden diese Instrumente ausgetauscht. Diese Umstellung war verbunden mit dem schrittweisen Austausch des „Mahlmannschen Regenmessers“ durch den (ersten) Regenmesser nach Bruhns mit einer Auffangfläche von 1000 m ² cm und in einer Höhe von 1,4 m. (Auf dem Wiener Meteorologenkongress 1873 wurde erklärt, dass die zweckmäßigste Form des Regenmessers die kreisrunde in der Dimension von 1/10 m ² sei und dass die Auffangfläche nicht unter 1m, besser aber 1,5 m über der Erdoberfläche sein sollte.)
1872	Veröffentlichung der Daten entsprechend den Beschlüssen und Empfehlungen des Wiener Meteorologenkongresses und Utrechter Konferenz des permanenten Comitees nach internationalem Schema.
1876/77	Die Veröffentlichung der Resultate aus den meteorologischen Beobachtungen auf den königl. sächsischen Stationen erfolgt in Form von Monatsberichten in den Wissenschaftlichen Beilagen der Leipziger Zeitung. Danach tritt eine Pause in der Veröffentlichung der Resultate ein, die bis 1882 anhält.
77/1880	Bruhns schreibt in der „Sächsischen Landwirtschaftlichen Zeitschrift“, dem Amtsblatt des Landeskulturraths und der landwirtschaftlichen Vereine im Königreich Sachsen: „Aufforderung zu Beobachtungen über die Menge der Niederschläge und über die Anzahl der Gewitter.“ (Gemeinsame Aktion mit dem Landeskulturrat zur Schaffung eines Niederschlagsmessnetzes in Sachsen.)

1881 25.07.	Ableben von PROF. DR. PHIL. KARL CHRISTIAN BRUHNS Interimistisch übernehmen zuerst der Assistent Leppig und dann Dr. v. DANKELMANN, der Leiter der Leipziger Prognoseabteilung, die Leitung des Büros.
----------------	---

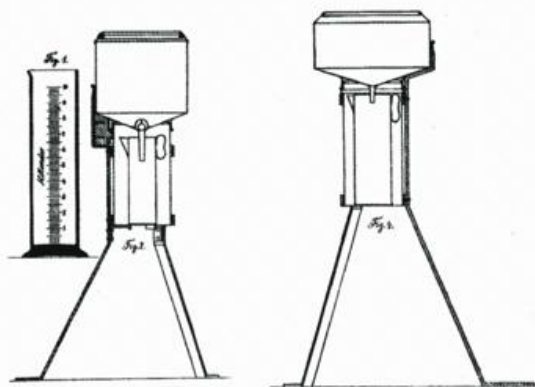


CARL ADOLPH PAUL SCHREIBER
geb.: 26. August 1848 in Strehla;
gest.: 29. Dezember 1924 in Dresden

03.12.1881
Berufung von DR. PAUL SCHREIBER zum Leiter des zum 1.1. 1882 neu zu schaffenden "**Königlich sächsischen meteorologischen Instituts**" mit Sitz in Chemnitz, erste Etage des Hauses Königsstraße 27,
Im gleichen Jahr wurde auch die Prognoseabteilung von Leipzig nach Chemnitz verlegt.

Im Zusammenwirken mit dem Landeskulturrat begann eine wesentliche Verdichtung bzw. erst die Schaffung eines **Niederschlagsmessnetzes**:

1882 ca. 80 Niederschlagsstationen
1883 bereits ca. 140 im Jahrbuch, 1884 ca. 150.



Ausrüstung mit dem 500 cm²-Niederschlagsmesser
nach Bruhns in 1,4 m Höhe (Bild rechts).

SCHREIBER (1888, 1896) hat die Höhe auf 1 m herabgesetzt, den Auffangtrichter und die Sammelkanne vergrößert und am Einlauf in die Sammelkanne als Verdunstungsschutz eine frei liegende Holzkugel eingelegt (Bild links).

1883 1. Jan.	Umstellung auf die Klimatermine 8; 14; 20 MOZ und Termine der Niederschlagsmessung und Ablesung und Neueinstellung der Extremthermometer 12 Uhr MOZ, Tagesmittelberechnung arithmetisch ⁴
1886	Verlegung des Instituts ins alte Kloster in Chemnitz-Schloßvorstadt
1896	Erste gedruckte Beobachteranleitung mit einer Tafel mit Skizzen zu den Niederschlagsmessungen und der Thermometeranbringung und -abschirmung
1902	Der gemeinsame Beschluss der Direktoren der Met. Dienste im Deutschen Reich, im Jahre 1901 auf die Klimatermine 7, 14, 21 Uhr umzustellen, wurde in Sachsen verspätet und auch nur allmählich umgesetzt. Nebenamtliche Klimastationen (ehemalige Forststationen) beobachteten noch bis 1921 nach den alten Terminen 8; 14; 20 MOZ.
1903 ff	Zeitweise starke Beanspruchung des Instituts durch zusätzliche hydrologische Aufgaben. Veröffentlichung der Wasserstandsmeldung im met. Jahrbuch. Durch Einführung des Hochwasserbeobachtungs- und Meldedienstes starke Zunahme der Anzahl der Niederschlagsstationen (über 400).
1905	Umzug des Instituts nach Dresden, Große Meißner Straße 15, Ausbau zur Station I. Ordnung.
1907	Umbenennung in Sächsische Landeswetterwarte

⁴ Berechnung eines „wahren Tagesmittels“ durch einer von der Tagesschwankung abhängigen Korrektur.

1905	Bau der Wetterwarten auf der Wahnsdorfer Kuppe bei Dresden und auf dem Fichtelberg
1916	Beginn der Messungen auf den beiden Wetterwarten I. Ordnung
1929	Es gab: 2 Warten I. Ordnung, 16 Warten II. Ordnung, 16 Warten III. Ordnung, 290 Warten IV. Ordnung (Niederschlagsmessstellen) darunter 38 mit Temperaturbeobachtungen. Mit Registrierapparaten ausgerüstet: 6 für Luftdruck, 15 für Lufttemperatur, 10 für Luftfeuchtigkeit, 11 für Niederschlag, 11 für Sonnenschein.
1934 bis 1945	Während der Zeit des Reichswetterdienstes schrittweise Anpassung der noch bestehenden Unterschiede im sächsischen Beobachtungswesen an das im Reichswetterdienst dominierende preußische System (Ablösung des Bruhns-Schreiberschen Regenmessers durch das System Hellmanns, Einführung der englischen Wetterhütte an allen Stationen). Die Beobachteranleitung von 1927 wird im Wesentlichen 1936 übernommen und auch vom MHD der DDR in der Anleitung 1953 fortgeführt.
1945	Sammlung der „meteorologischen Kräfte“ im Meteorologischen Observatorium Wahnsdorf. Am 20. Juli 1945 wurde von der Landesverwaltung Sachsen die Wiedereinrichtung der Sächsischen Landeswetterwarte in Wahnsdorf (einem Ortsteil Radebeuls) verfügt. Die Arbeit stand bis zur Gründung der DDR unter der Aufsicht des Wissenschaftlich Technischen Büros (WTB) des Hydro-Meteorologischen Dienstes des Russischen Militärverwaltung in Deutschland.
1946 08. Mai	Anweisung zur einheitlichen Durchführung von Klimabeobachtungen zusätzlich zu 4 Terminen (01, 07, 13, 19, MOZ) und der synoptischen Beobachtungen zu 6 Terminen (00,03, 06, 09, 12 und 15 MGZ) in der gesamten SBZ (ab September auch synoptische Termine 18 und 21 MGZ)
	- 6 Stationen mit vollem Wettermeldedienst - 3 Stationen mit eingeschränktem Wettermeldedienst
1/1950	Arbeitsbeginn des Meteorologischen Dienstes der DDR Amt für Meteorologie Dresden (ab Juni 1950 in Radebeul)
8/1952	Herausgabe der "Anleitung für die Beobachter an den Wetterbeobachtungsstellen des Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik"
1/1952	Beginn der laufenden Übertragung der Klimadaten von 80 Stationen der DDR auf Lochkarten (rückwirkend ab 1947)
1/1953	Schaffung Amt für Meteorologie und Hydrologie AfMH Dresden zuständig für die Bezirke Leipzig, Dresden, Chemnitz
	Hauptstation I. Ordnung: Wahnsdorf, Fichtelberg, Hauptstation II. Ordnung: Leipzig, Plauen, Chemnitz, Görlitz, Colmberg (alle auch synoptische Meldestellen) Hauptstation II. Ordnung (ohne SYNOP): Altenburg, Geisingberg, Torgau. Ferner sind angeschlossen: 42 meteorologische Ergänzungsstationen 270 Niederschlagsmeßstellen 395 phänologische Beobachter.
1/1973	Inbetriebnahme der ersten in der DDR entwickelten und produzierten AFMS1 ⁵ an der MNS Doberlug-Kirchhain, nachfolgend auch in Sachsen Beginn der operativen Inbetriebnahme von AFMS1 an MNS mit Wettermeldedienst
1974 bis 1977	Umsetzung der Konzeption für die Entwicklung der Beobachtungs- und Messnetze des MD im Zeitraum bis 1990, u. a: - Entwicklung der MS zur komplexen Überwachung des meteorologischen Teils des Umweltschutzes (Luftverunreinigungsmessprogramm umfasst teilweise die Hälfte der Arbeitskapazität) - Schaffung von Ein-Mann-Stationen (MNS mit AS) anstelle der bisher mit 2 Mann besetzten Klimastationen. Neubau von Stationsgebäuden in: Zinnwald (bereits 1970), Marienberg, Plauen, Chemnitz,

⁵ die Automatische, fernmeldende Meteorologische Station (wurde später als AFMS1 die ... der ersten Generation)

	Herrnhut, Oschatz, Schkeuditz, (später: Lichtenhain-Mittelndorf und Carlsfeld).
4/1981	Abschluss der operativen Inbetriebnahme der verfügbaren AS: in Sachsen alle Stationen außer Flugwetterarten Dresden Klotzsche und Schkeuditz und MHS Fichtelberg
1987	Beginn des netzmäßigen Einsatzes der Automatischen Fernmeldenden Meteorologischen Station 2. Generation, Einbeziehung der Sammlung und Übermittlung von Umweltschutzdaten



nach 2000	Nach mehrjährigem Betrieb wurde in Sachsen schrittweise die AFMS2 durch eine neue Generation automatischer Wetterstationen, AMDA, ersetzt. Die Sensoren zur Lufttemperatur- und Feuchtemessung sind doppelt vorhanden. Sie sind in einer belüfteten Lamellenschutzhütte untergebracht, die im DWD entwickelt und erprobt wurde und die große englische Hütte ablöst.
-----------	--

Für die Sächsischen Stationen gelten folgende Umrüstungstermine:

Carlsfeld	04.07.2006	Leipzig-Holzhausen	25.10.2006
Chemnitz	26.04.2006	Lichtenhain-Mittelndorf	11.12.2007
Dresden-Klotzsche	20.10.2008	Marienberg	16.06.2006
Fichtelberg	29.09.2006	Oschatz	22.09.2011
Görlitz	30.03.2007	Plauen	03.08.2006
Hoyerswerda	01.01.2010	Zinnwald-Georgenfeld	23.06.2006
Leipzig-Halle	12.11.2008		

Tabelle 1: Klimatermine und Tagesmittelberechnung der Lufttemperatur und Zeitpunkt der Messung Niederschlagstagesumme (wenn eine Zelle „leer“ ist, gilt die Eintragung der darüber liegenden Zelle)

Zeit	Beobachtungstermine	Tagesmittelberechnung	TMAX	TMIN	N-TASU
1864 ⁶ Sachsen	6; 14; 22 MOZ	(I + II + III) / 3	14 MOZ teilweise Thermographen	14 MOZ wahlweise Thermographen	14 MOZ
1870 ^{1,7} Preußen	6; 14; 22 MOZ	(I + II + III) / 3	14 MOZ wahlweise Thermographen	14 MOZ wahlweise Thermographen	14 MOZ
	wahlweise 7; 14; 21 MOZ	(I + II + 2 × III) / 4	14 MOZ wahlweise Thermographen	14 MOZ wahlweise Thermographen	

⁶ Noch sehr auf Empfehlungen statt Anweisungen ausgerichtet. Nicht alle Stationen haben Maximumthermometer; Sa = Sachsen; Pr = Preußen

⁷ Wiederabdruck der im Jahr 1847 und 1858 erschienenen Beobachteranleitung mit einigen Zusätzen und Veränderungen

Zeit	Beobachtungstermine	Tagesmittelberechnung	TMAX	TMIN	N-TASU
1/1883 Sachsen	8; 14; 20 MOZ ⁸	$(8 + 14 + 20) / 3$ ⁹ tlw. $(6 + 14 + 22) / 3$	teilweise 12 MOZ	teilweise 12 MOZ	12 MOZ
1888			8 und 20 MOZ	8 und 20 MOZ	8 MOZ
1902	7; 14; 21 MOZ z.T.8; 14; 20 MOZ	$(I + II + 2 \times III) / 4$ tlw. $(8 + 14 + 20) / 3$			7 MOZ
1904/05			21 VT -21 MOZ	21 VT -21 MOZ	7 MOZ
1922	7; 14; 21 MOZ alle Stationen ¹⁰	$(I + II + 2 \times III) / 4$			
ab 1945	amtl. Stationen auch 01, 07, 13, 19 MOZ; ab 1957 MEZ	arithmetisches Mittel	19 VT-19 MOZ	19 VT-19 MOZ	7 MOZ
1962	Umstellung der Messtermine von MOZ auf MEZ				
1/1967 ¹¹	NS: 01; 07; 13; 19 MEZ HS: 8 Termine	arithmetisches Mittel aus den Terminwerten	19 VT-19 MEZ	19 VT-19 MEZ	7 MEZ
	Ergänzungs- stationen 7; 14; 21 MEZ	$(I + II + 2 \times III) / 4$	21 VT -21 MEZ	21 VT -21 MEZ	7 MEZ
ab 1973	HS: stündlich NS: 8 Termine	arithmetisches Mittel	19 VT-19 MEZ	19 VT-19 MEZ	7 MEZ
ab 1977	an NS mit Auto- mat stündlich				
1/1991	alle Stationen 07:30, 14:30 und 21:30 MEZ	$(I + II + 2 \times III) / 4$	21:30 VT-21:30 MEZ	21:30 VT-21:30 MEZ	7:30 MEZ
4/2001	6:50, 12:50; 18:50 MEZ	Mittel aus mind. 21 Stundenwerten ¹²	00:00 - 24:00 UTC gemessen	00:00 - 24:00 UTC gemessen	6:50 MEZ
	Ergänzungs- stationen ohne Automaten 07:30, 14:30, 21:30 MEZ	$(I + II + 2 \times III) / 4$	21:30 VT-21:30 MEZ	21:30 VT-21:30 MEZ	7:30 MEZ

⁸ außer Dresden-Neustadt.

⁹ Berechnung eines „wahren Tagesmittels“ durch eine von der Tagesschwankung abhängigen Korrektur, siehe Jahrbuch 1888.

¹⁰ 1920 waren mindestens 3 Stationen (Hammerbrücke, Georgengrün, Zwenkau) und 1921 noch mindestens eine Station (Zwenkau) im Jb. mit den Terminen 8; 14; 20 MOZ vertreten.

¹¹ Einstellung der 3-terminigen Klimabeobachtungen an Meteorologischen Haupt- und Nebenstationen (MHS und MNS).

¹² sonst $(I + II + 2 \times III) / 4$.

Phänologische Beobachtungen: Vom Monitoring zur Modellierung von Entwicklungsstadien

Frank-Michael Chmielewski

Einleitung

Phänologische Beobachtungen haben eine lange Tradition und sind in vielen wissenschaftlichen Disziplinen von außerordentlicher Bedeutung. Beobachtungen aus der natürlichen Vegetation ermöglichen die Definition und die Abgrenzung natürlicher Jahreszeiten, die durch die Entwicklung der Pflanzen vorgegeben werden. In der Landwirtschaft sind phänologische Daten von großem praktischem Nutzen. Diese klassischen Anwendungsbereiche sind nach wie vor von Bedeutung, jedoch werden die Daten heutzutage schwerpunktmäßig zur Eichung von Geofernerkundungsdaten, für den Nachweis der Auswirkungen von Klimaschwankungen auf die Vegetation und zur phänologischen Modellierung herangezogen. Bei der Modellierung geht es zum einen um die Berücksichtigung der Pflanzendynamik in verschiedenen Simulationsmodellen und zum anderen um die Abschätzung der Pflanzenentwicklung unter veränderten klimatischen Bedingungen. Für diese Anwendungen haben phänologische Beobachtungen, wie sie vom Deutschen Wetterdienst oder in wissenschaftlichen Messnetzen erhoben werden (IPG, GPM), einen unermesslichen Wert. In diesem Beitrag geht es in erster Linie um verschiedene Ansätze zur Aufstellung verlässlicher Modelle der pflanzlichen Entwicklung (phänologische Modelle).

Modellierung der Pflanzenentwicklung

Obwohl den Grundstein für die Modellierung von Entwicklungsstadien bereits Réaumur (1735) gelegt hat, sind bis heute einige Fragen hierbei nicht vollständig geklärt. Reaumur gilt als Begründer des Konzepts der „Growing Degree Days“ (GDD), das bis heute in der phänologischen Modellierung Anwendung findet, obwohl hierdurch nur ein Teilprozess der gesamten Pflanzenentwicklung beschrieben werden kann (Abb. 1).

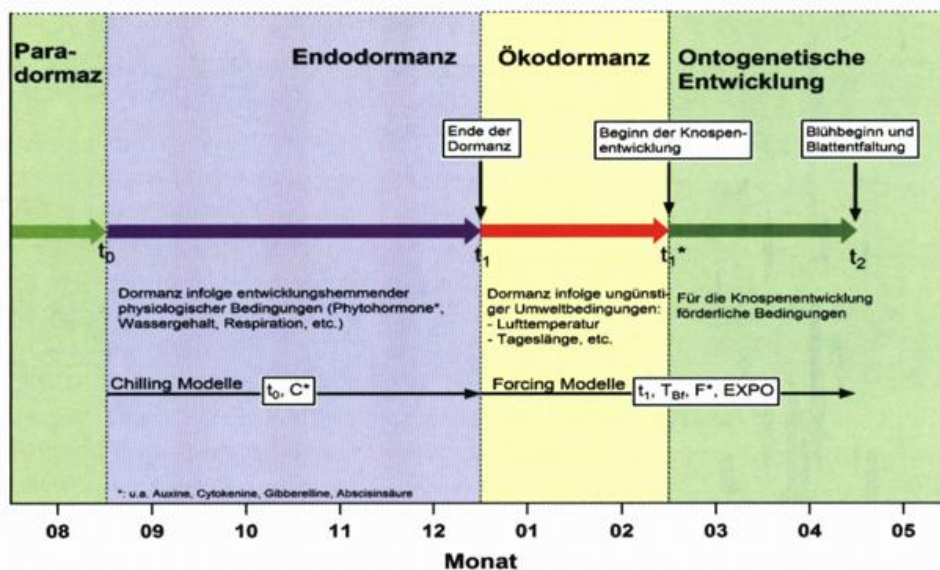


Abb. 1: Grundlegende Entwicklungsabschnitte saisonaler Gehölzarten

Generell können phänologische Modelle in drei Klassen eingeteilt werden. *Statistische Modelle* beschreiben den Zusammenhang zwischen einzelnen Klimagrößen, meist der Lufttemperatur in einem Zeitraum vor dem beobachteten Entwicklungsstadium, und dem phänologischen Eintrittstermin. Für die Berechnung dieser Ansätze (u.a. SCHWARTZ 1990) werden langjährige phänologische Beobachtungen zur Optimierung und Validierung der Modelle benötigt. *Semi-mechanistische Modelle*, die bis heute fast ausschließlich in der phänologischen Modellierung Anwendung finden, berücksichtigen die grundlegenden Prozesse der Pflanzenentwicklung (Abb. 1), aber auch hier müssen noch viele Modellparameter an Zeitreihen optimiert werden,

wenngleich auch einige Größen schon direkt aus Experimenten abgeleitet werden (CHUINE et al. 2013). Beispielsweise schlagen CAFFARRA et al. (2011) ein Modell für den Austrieb der Birke vor, das auf 11 Parametern beruht. Hiervon müssen 9 Modellparameter an Beobachtungsdaten optimiert werden, was zwangsläufig zu einem starken Modellfitting führt. Diese Einschränkungen können nur *mechanistische Modelle* umgehen, bei denen alle Modellgrößen direkt aus Experimenten bestimmt werden und somit im Modell fest vorgegeben sind. Dies erfordert noch viel Forschungsbedarf und ist gewiss in Zukunft nur für ausgewählte Pflanzenarten möglich.

Zu den gesicherten physiologischen Grundlagen zählt, dass die Gehölze der temperierten und borealen Klimazonen im Herbst die Entwicklung einstellen und in einen Zustand der Ruhe übergehen, um Frosthärte zu erlangen und einen frühzeitigen Austrieb vor dem Ende der kalten Jahreszeit zu vermeiden (Zeitpunkt t_0 in Abb. 1). Diese Winterruhe (Dormanz) kann in drei Hauptabschnitte unterteilt werden: Para-, Endo- und Ökodormanz. Der Übergang von der Para- in die Endodormanz wird durch kürzer werdende Tage und sinkende Temperaturen induziert (HEIDE 2008) und durch die Bildung von Phytohormonen in den Knospen gesteuert (u.a. COOKE et al. 2012). Nach heutigem Wissen muss die Pflanze über einen gewissen Zeitraum kühleren, jedoch nicht negativen Temperaturen ausgesetzt sein, damit die Endodormanz überwunden wird. Mathematisch wird die Aufhebung dieses Ruhezustandes durch *Chilling-Modelle* beschrieben (Gl. 1), wobei davon ausgegangen wird, dass jede Pflanzenart (-sorte) ein spezifisches Kältebedürfnis (*Chilling Requirement: C**) hat. Diese Werte sind vor allem für Obstgehölze bekannt, jedoch kaum für Gehölze der natürlichen Vegetation.

$$S_c(t) = \sum_{i=t_0}^t \sum_{h=1}^{24} R_c(T_{ih}) \text{ mit } t_1 = \text{kleinste ganze Zahl, für die } S_c(t_1) \geq C^* \quad (1)$$

$S_c(t)$: state of chilling chilling, $R_c(T_{ih})$: chilling rate function, T_{ih} : stündliche Lufttemperatur

In der Literatur findet man verschiedene Modellansätze für $R_c(T_{ih})$ zur Berechnung des Kältereizes auf der Grundlage von *chilling hours* (*Chilling-Hour-Model*: WEINBERGER 1950) bzw. *chilling units* (*Utah-Model*: RICHARDSON et al. 1974, *Positive-Utah-Model*: LINSLEY-NOAKES et al. 1995). Hierbei ist die einfachste und heute immer noch im Obstbau weit verbreitete Methode die Berechnung von *chilling hours* (CH) nach Gleichung 2.

$$R_c(T_{ih}) = \begin{cases} 1 \text{ CH} & \text{wenn } 0 < T_{ih} < 7,2 \text{ }^\circ\text{C} \\ 0 \text{ CH} & \text{wenn } T_{ih} \leq 0 \text{ }^\circ\text{C} \text{ oder } T_{ih} \geq 7,2 \text{ }^\circ\text{C} \end{cases} \quad (2)$$

Die Berechnung von *chilling units* (CU) stellt eine Weiterentwicklung der *chilling-hour* Methode dar, da hier der Einfluss der Temperatur auf die Aufhebung der Dormanz gewichtet wird. Diese Tatsache konnte experimentell belegt werden (EREZ und LAVEE 1971). Zudem wird in diesen Modellen berücksichtigt, dass höhere Temperaturen die Freisetzung der Dormanz verzögern können (s. „negatives“ chilling im Utah-Modell, Gl. 3). Das Modell nach Richardson et al. (1974) scheint damit stärker physiologisch begründet zu sein. Es konnte jedoch in den subtropischen Regionen der Erde nicht erfolgreich angewandt werden, da hier zu viele negative *chilling units* akkumuliert wurden. Das Weglassen der negativen *chilling units* im *Positive Utah* Modell für $T_{ih} \geq 16^\circ\text{C}$ war vermutlich eher ein restriktiver als physiologisch begründeter Schritt.

$$R_c(T_{ih}) = \begin{cases} 0,0 \text{ CU} & \text{für } T_{ih} < 1,5 \text{ }^\circ\text{C} \\ 0,5 \text{ CU} & \text{für } 1,5 \text{ }^\circ\text{C} \leq T_{ih} < 2,5 \text{ }^\circ\text{C} \\ 1,0 \text{ CU} & \text{für } 2,5 \text{ }^\circ\text{C} \leq T_{ih} < 9,2 \text{ }^\circ\text{C} \\ 0,5 \text{ CU} & \text{für } 9,2 \text{ }^\circ\text{C} \leq T_{ih} < 12,5 \text{ }^\circ\text{C} \\ 0,0 \text{ CU} & \text{für } 12,5 \text{ }^\circ\text{C} \leq T_{ih} < 16,0 \text{ }^\circ\text{C} \\ -0,5 \text{ CU} & \text{für } 16,0 \text{ }^\circ\text{C} \leq T_{ih} < 18,0 \text{ }^\circ\text{C} \\ -1,0 \text{ CU} & \text{für } T_{ih} \geq 18,0 \text{ }^\circ\text{C} \end{cases} \quad (3)$$

Das Modell, das sowohl in winterkalten als auch in wintermilden Klimaten verwendet werden kann, ist das *Dynamic-Model* (FISHMAN et al., 1987). Es wichtet ebenfalls die Temperaturbereiche entsprechend ihrer

Wirkung auf die Überwindung der Dormanz, berücksichtigt jedoch zusätzlich bei der Akkumulation von *chill portions* (CP) die Dynamik des täglichen Temperaturverlaufs auf der Grundlage experimenteller Befunde. Dies wird im Modell durch einen 2-Phasen-Prozess beschrieben, indem zunächst die akkumulierten Kälteeinheiten als thermisch-labiler Vorläufer der CP verstanden werden (Gl. 4), bevor sie irreversibel festgeschrieben werden (Gl. 5). Die Variablen x_s , k_1 und P_t sind Funktionen der Temperatur T_{ih} und hängen von weiteren 6 Konstanten ab. Delta (Δ) sind die *Chill Portions*, die in der zweiten Phase festgeschrieben werden (Gl. 5).

$$x(t) = x_s - [x_s - x(t-1)] \cdot \exp(-k_1) \quad (4)$$

$x_s(T_{ih})$: *steady-state value*, $k_1(T_{ih})$: *rate constant*, t : Zeit

$$\text{Wenn } (x(t) \geq 1) \text{ dann } = \begin{cases} \Delta = x(t) \cdot P_t \\ \text{CP} = \text{CP} + \Delta \\ x(t) = x(t) - \Delta \end{cases} \quad (5)$$

$P_t(T_{ih})$: *transition probability*

Ein weiterer Vorteil des *Utah-* und des *Dynamic-Models* besteht darin, dass der Beginn der Endodormanz durch diese Modelle selbst berechnet wird. Vergleichende Untersuchungen zu den Chilling-Modellen haben gezeigt, dass die Modelle in der Berechnung des Dormanzendes (t_1) differieren und vor allem das weit verbreitete Modell nach WEINBERGER (1950) unter veränderten klimatischen Verhältnissen, im Vergleich zu den anderen Modellen, ein deutlich abweichendes Verhalten zeigt (CHMIELEWSKI et al. 2012a). Einige Autoren schlussfolgern daher, dass dieses Modell nur einen schmalen Anwendungsbereich hat bzw. überholt ist (DARBYSHIRE et al. 2013). Damit sind einige dieser Modelle vermutlich nur sehr vage Hilfsmittel, um das Ende der Dormanz zu berechnen. Für viele Gehölze in der natürlichen Vegetation kennt man das Kältebedürfnis gar nicht, so dass das Dormanzende nach wie vor als „black box“ behandelt werden muss, was zwangsläufig auf eine Optimierung dieses Parameters hinaus läuft.

Nach Aufhebung der Endodormanz (t_1) sind die Gehölze theoretisch in der Lage die Entwicklung wieder aufzunehmen, d.h. die Knospen beginnen zu schwellen und letztendlich auszutreiben. Unter heutigen klimatischen Verhältnissen verbleiben die Knospen jedoch noch in der Ruhephase (Ökodormanz), da die Umweltbedingungen - vornehmlich die Lufttemperatur - noch nicht für ihre Entwicklung förderlich sind. In jüngster Zeit wird vor dem Hintergrund des Klimawandels als weiterer entwicklungssteuernder Faktor zunehmend der Einfluss der Photoperiode diskutiert und experimentell untersucht (CAFFARRA et al. 2011, BASLER und KÖRNER 2012). Diese Arbeiten belegen, dass eine Vielzahl von Gehölzen der natürlichen Vegetation eine photosensitive Reaktion zeigen (u.a. Buche, Birke, Eiche, Linde, Fichte, etc.). Bei Steinobst (Kirsche, Zwetschge) hat HEIDE (2008) ebenfalls eine photosensitive Reaktion feststellen können, die für Kernobst (Apfel, Birne) jedoch nicht nachgewiesen werden konnte (HEIDE 2005).

Zur Beschreibung der generativen Entwicklung werden in der Phänologie *Forcing-Modelle* genutzt, die vornehmlich aus Experimenten an der natürlichen Vegetation gewonnen wurden (CHUINE et al. 2013). Weit verbreitet ist das *Thermal-Time* Modell (Gl. 6, CANNELL and SMITH 1983).

$$S_f(t) = \sum_{i=t_1}^t R_f(T_i) \quad (6)$$

mit t_2 =kleinste ganze Zahl, für die $S_f(t_2) \geq F^*$

$S_f(t)$: *state of forcing*, $R_f(T_i)$: *forcing rate* Funktion

Die Berechnung der täglichen *Forcing-Raten* $R_f(T_i)$ in Gl. (6) kann auf unterschiedliche Weise erfolgen. Die einfachste Methode ist hierbei die Berechnung von *Growing Degree Days* (Gl. 7). Weitere Ansätze wurden hierzu in der Literatur vorgeschlagen (siehe CHMIELEWSKI et al. 2011).

$$R_f(T_i) = \max(0, T_i - T_{Bf}) \quad (7)$$

T_i : Tagesmitteltemperatur der Luft, T_{Bf} : pflanzenspezifische Basistemperatur

Theoretische Studien von BLÜMEL und CHMIELEWSKI (2012a) haben gezeigt, dass die Berücksichtigung der Tageslänge in den herkömmlichen GDD-Modellen eine unabdingbare Voraussetzung ist, um die Modelle zur Vorhersage des Blühbeginns bzw. Blattaustriebs von Obstgehölzen unter sich ändernden klimatischen Bedingungen nutzen zu können. Die Tageslänge (DL) wirkt hier als regulativ und verhindert einen zu frühen Beginn der ontogenetischen Entwicklung mit steigenden Temperaturen im Winter, vor allem nach der Freisetzung der Endodormanz. Dieser Mechanismus führt zu einer nicht-linearen Reaktion der Pflanzen auf den Temperaturanstieg, der bisher in den GDD-Modellen nicht berücksichtigt war (Gl. 8). Im Gegensatz zu Gl. 7 werden in Gl. 8 keine GDD sondern *Photo-Thermische Einheiten* (PTU) berechnet.

$$R_f(T_i) = \max(0, T_i - T_{Bf}) \cdot \left(\frac{DL}{10h} \right)^{EXPO} \quad (8)$$

$EXPO$: Parameter, der die Stärke der Photosensitivität beschreibt

Zu einer vollständigen Beschreibung der phänologischen Entwicklung von Gehölzen (Abb. 1) ist die Koppelung der *chilling* und *forcing* Modelle notwendig (CF-Modelle). Erste Berechnungen mit dem Dynamischen Modell (Gl. 4, 5), gekoppelt mit dem modifizierten GDD-Modell (Gl. 8), haben im Vergleich zu den herkömmlichen Modellansätzen zu deutlich besseren Ergebnissen bei der Berechnung des Blühbeginns von Obstgehölzen geführt (MATZNELLER et al. 2013). Zum einen wurden die Modellparameter (C^* und T_{Bf}) besser geschätzt (realistische Größenordnung) und zum anderen wurde eine deutlich bessere Modellgüte bei der externen Validierung an unabhängigen Daten von verschiedenen Standorten in Europa (GPM-Beobachtungen) erzielt. Jedoch sind diese Modelle nach wie vor als semi-mechanistisch einzustufen, da die Modellgrößen in vorgegebenen Intervallen an Beobachtungsdaten optimiert wurden. Als Beispiel für solche Berechnungen sei hier die Entwicklung des frühreifenden Apfels in Hessen für künftige Klimaverhältnisse dargestellt (BLÜMEL und CHMIELEWSKI 2012b). Die Berechnungen zeigen, dass sich zum Ende dieses Jahrhunderts die gesamte Entwicklung um 18 Tage verfrühen kann, wobei die Länge der individuellen Entwicklungsphasen nahezu konstant bleibt.

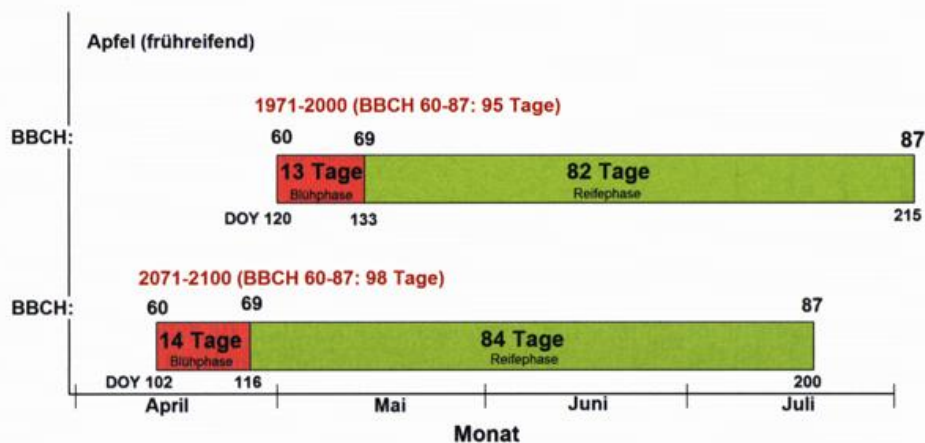


Abb. 2: Mittlere Verschiebung der Blüh- und Reifephase des Apfels in Süd Hessen im Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zu heute (1971-2000), Mittel über 5 RCM, Szenario A1B, Berechnungen mit einem CF-Modell, Kopplung von Gleichung 4 und 8 und Verwendung eines Reifemodells

Rein *mechanistische* Modelle, in denen die Modellparameter aus Experimenten abgeleitet und somit vorgegeben werden, finden bis heute in der Phänologie kaum Verwendung. Eine Ursache liegt darin, dass bestimmte Entwicklungsphasen, die für die Modellierung relevant sind, nicht ausreichend genau beobachtet werden können. Hierzu zählen das Ende der Winterruhe (Endodormanz) und der Beginn der ontogenetischen Entwicklung, der bereits vor dem Eintreten der ersten sichtbaren Veränderungen an den Knospen liegt und

sich daher der Beobachtung entzieht. In Zukunft sind hierzu umfassende metabolische Untersuchungen notwendig, die heute technisch möglich sind und Aufschluss über die nicht beobachtenden Entwicklungsstadien geben können. An der Humboldt-Universität zu Berlin sind hierzu erste Untersuchungen angelaufen. Phänologische Standardbeobachtungen werden nach wie vor großer Bedeutung sein, um solche Modelle validieren zu können.

Literatur

- BASLER, D., KÖRNER, C., 2012: Photoperiod sensitivity of bud burst in 14 temperate forest tree species. *Agric. Forest Meteorol.* 165, 73–81
- BLÜMEL, K., CHMIELEWSKI, F.M., 2012a: Shortcomings of classical phenological forcing models and a way to overcome them. *Agric. Forest Meteorol.* 164, 10–19
- BLÜMEL, K., CHMIELEWSKI, F.M., 2012b: Klimawandel in Hessen: Chancen, Risiken und Kosten für den Obst- und Weinbau in Hessen. Projektbericht, verfügbar unter: www.agrar.hu-berlin.de/agrarinet/forschung/fp/CHARIKO_html
- CAFFARRA, A., DONNELLY, A., 2011: The ecological significance of phenology in four different tree species: effects of light and temperature on bud burst. *Int. J. Biometeorol.* 55, 711–721
- CAFFARRA, A., DONNELLY, A., CHUIN, I., JONES, M.B., 2011a: Modelling the timing of *Betula pubescens* budburst. I. Temperature and photoperiod: a conceptual model. *Clim. Res.* 46, 147–157
- CANNELL, M.G.R., SMITH, R.I., 1983: Thermal time, chill days and prediction of budburst in *Picea sitchensis*. *J. Appl. Ecol.* 20, 951–963
- CHMIELEWSKI, F.M., BLÜMEL, K., HENNIGES, Y., BLANKE, M., WEBER, R.W.S., ZOTH, M., 2011: Phenological models for the beginning of apple blossom in Germany. *Meteorol. Z.* 20, 487–498
- CHMIELEWSKI, F.M., BLÜMEL, K., PÁLEŠOVÁ, I., 2012a: Climate change and shifts in dormancy release for deciduous fruit crops in Germany. *Clim. Res.* 54, 209–219
- CHUINE, I., GARCIA DE CORTAZAR ATAURI, I., KRAMER, K., HÄNNINEN, H., (2013): Plant development models (Chapter 15): In: SCHWARZ, M.D., (Ed.) *Phenology: an integrative environmental science*. Second Edition, Kluwer, Dordrecht, in press
- COOKE, J.E.K., ERIKSON, M.E., JUNTILA, O., 2012: The dynamic nature of bud dormancy in trees: environmental control and molecular mechanisms. *Plant, Cell and Environment* 35, 1707–1728
- DARBYSHIRE, R., WEBB, L., GOODWIN, I., BARLOW, E.W.R., 2013: Impact of future warming on winter chilling in Australia. *Int. J. Biometeorol.* 57, 355–366
- EREZ, A., LAVEE, S., 1971: The effect of climatic conditions on dormancy development of peach buds. I. Temperature. *Proc. Amer. Soc. Hort. Sci.* 96, 711–714
- FISHMAN, S., EREZ, A., COUVILLON, G.A., 1987: The temperature dependence of dormancy breaking in plants: mathematical analysis of a 2-step model involving a cooperative transition. *J. Theor. Biol.* 124, 473–483
- HEIDE, O.M., 2008: Interaction of photoperiod and temperature in the control of growth and dormancy of *Prunus* species. *Scie. Hort.* 115, 309–314
- HEIDE, O.M., PRESTRUD, A.K., 2005: Low temperatures, but not photoperiod, controls growth cessation and dormancy induction and release in apple and pear. *Tree Phys.* 25, 109–114
- LINSLEY-NOAKES, G.C., LOUW, M., ALLAN, P., 1995: Estimating daily Positive Utah Chill Units using daily minimum and maximum temperatures. *J. S. Afr. Soc. Hort. Sci.* 5, 19–23
- MATZNELLER, P., BLÜMEL, K., CHMIELEWSKI, F.M., 2013: Models for the beginning of sour cherry blossom., <http://dx.doi.org/10.1007/s00484-013-0651-1>
- RICHARDSON, E.A., SEELEY, S.D., WALKER, D.R., 1974: A model for estimating the completion of rest for 'Redhaven' and 'Elberta' peach trees. *HortScience* 9, 331–332
- SCHWARZ, M.D., 1990: Detecting the onset of spring: a possible application of phenological models. *Clim. Res.* 1, 23–29
- WEINBERGER, J.H., 1950: Chilling requirements of peach varieties. *Proc. Am. Soc. Hort. Sci.* 56, 122–128

Moderne Langzeitbeobachtungen am Geodynamischen Observatorium Moxa: Thüringer Dynamik zwischen Atmosphäre und Lithosphäre

Thomas Jahr, Nina Kukowski

Grundlegendes zum Observatorium Moxa

Das Geodynamische Observatorium Moxa (Abb. 1) der Friedrich-Schiller-Universität Jena (Lehrstuhl für Allgemeine Geophysik, Frau Prof. Dr. Nina Kukowski, Institut für Geowissenschaften) liegt etwa 30 km südlich von Jena am Rand des Thüringer Schiefergebirges nahe der kleinen Ortschaft Moxa bei Pöbneck. Mit seinen modernen Messsystemen, wie den Seismometern STS-1 und STS-2, den ASKANIA-Bohrloch-Tiltmetern, dem supraleitende Gravimeter CD034 und dem LaCoste & Romberg Erdzeitengravimeter ET-18, den Laser- und Quarzstrainmetern, sowie einer Wetterstation stellt es letztlich die konsequente Fortführung einer über 100-jährigen seismologischen Tradition des Jenaer Instituts in unsere heutige Zeit dar.

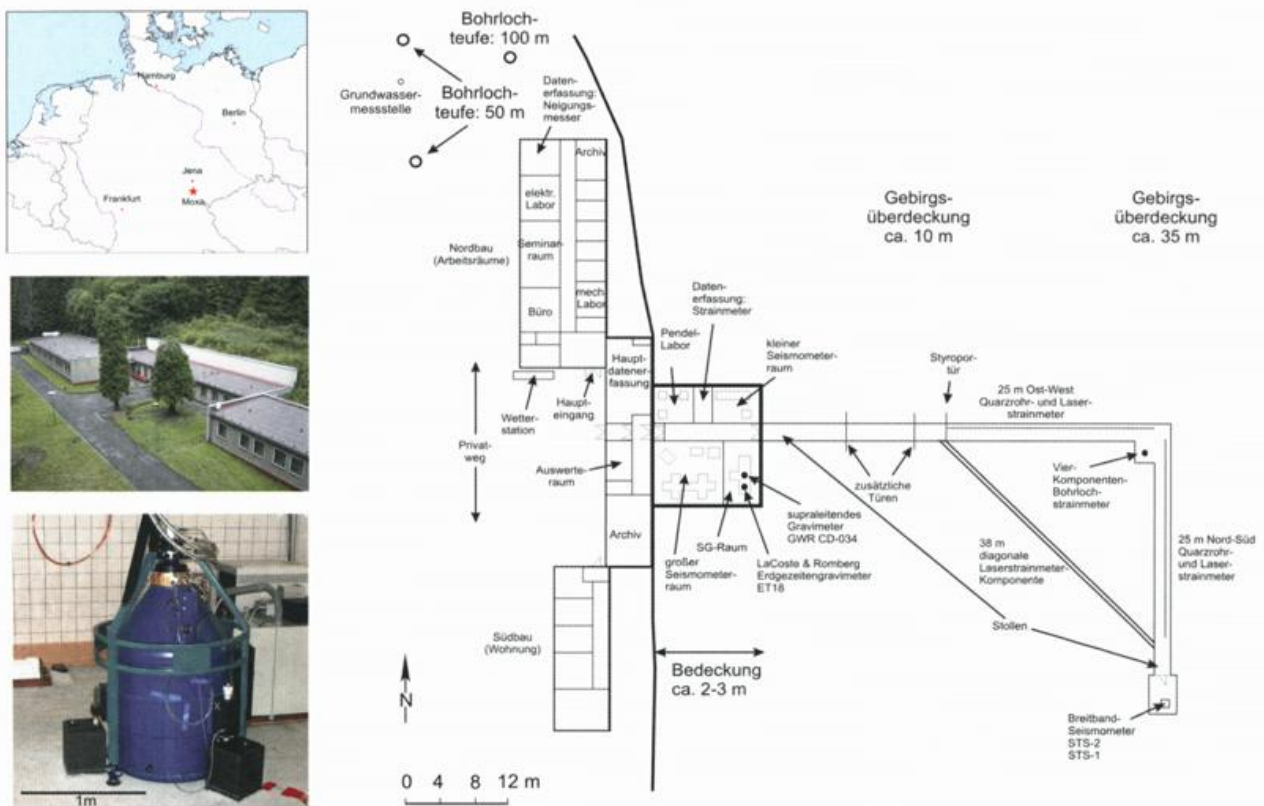


Abb. 1: Das Geodynamische Observatorium Moxa: Lage, Gebäude und das supraleitende Gravimeter (links); Grundriss mit den verschiedenen Messsystemen (rechts). Der Stollen reicht ca. 50m nach Osten in den Berg hinein und verläuft dann noch ca. 30m nach Süden. In diesem Bereich ist die Bodenunruhe und der Einfluss meteorologischer Signale ganz besonders gering - es herrschen ideale Bedingungen für hochauflösende geodynamische Langzeitbeobachtungen.

Vor fast 50 Jahren wurde das Geodynamische Observatorium Moxa, zunächst nur als seismologische Station, gegründet. Die besonders ruhige Lage fernab von Industrie und Verkehr ermöglichte in den 1990er Jahren den Ausbau der Station zu einem Observatorium, in dem nun auch geodynamische Langzeitbeobachtungen von hochauflösenden Deformations- und Schwerefeldänderungen stattfinden. Die aufgezeichneten Signale umfassen einen sehr großen Periodenbereich, der von Bodenbewegungen infolge von starken, weit entfernten Erdbeben (einige Sekunden bis Minuten über die Erdeigenschwingungen nach großen Erdbeben (ab ca. 3 Minuten) bis zum Chandler Wobble (ca. 430 Tage) reicht. Für die längeren Perioden werden zunehmend hydrologische Signale und deren Einflüsse auf die Langzeitbeobachtungen untersucht.

Messsysteme und Langzeitbeobachtungen

Mit Gravimetern können sehr kleine Schwerefeldänderungen, die beispielsweise durch die Gezeiten der festen Erde oder die Erdkernresonanz hervorgerufen werden, beobachtet werden. Herkömmliche Gravimeter sind Feder-Masse Systeme, die ausgezeichnet geeignet sind, die genannten Signale kontinuierlich zu registrieren. Allerdings sind sie für sehr lange Perioden ungeeignet, da Federsysteme stets auch einer instrumentellen Drift unterliegen. Für die Beobachtung von sehr langen Perioden (saisonal und länger) werden daher supraleitende Gravimeter (SG) eingesetzt, bei denen eine Kugel in einem extrem stabilen Magnetfeld, das unter supraleitenden Bedingungen erzeugt wird, schwebt. Diese Gravimeter sind so empfindlich, dass sie die Schwerefeldänderung messen könnten, die durch die Masse einer vorbeilaufenden Katze erzeugt wird.

Mit Strainmetern, die u.a. mit Laserstrahlen arbeiten, werden hochgenau ($<10^{-9}$ m) Bewegungen zwischen zwei Punkten beobachtet. So lässt sich beispielsweise die Deformation des Messstollens durch ein Hochdruckgebiet, das als Auflast auf den Berg wirkt, nachweisen.

Tiltmeter messen die Neigungsänderungen der Erdoberfläche gegenüber dem Lot. Sie sind so empfindlich, dass sie in mindestens 50m tiefen Bohrlöchern, fernab von allen meteorologischen Variationen, betrieben werden müssen. Die nominelle Auflösung dieser Instrumente liegt bei besser als 1 nrad (nanoradian), was ca. 0.2 mas (Milli-Bogensekunden) entspricht. Würde das Tiltmeter auf einer 1000 km langen Platte installiert und ein Ende um einige Millimeter angehoben werden, so könnte diese kleine Neigung mit dem Tiltmeter nachgewiesen werden. Strainmeter und Tiltmeter sind hochauflösende Deformationsmessinstrumente, die beispielsweise an aktiven Kontinenträndern, an Vulkanen oder in seismisch aktiven Gebieten eingesetzt werden können. Zusätzlich reagieren Tiltmeter und Strainmeter sehr empfindlich auf hydrologisch induzierte Deformationen, so dass sie idealer Weise auch zur Untersuchung der jeweiligen Fluidsituation genutzt werden können. Derartige Instrumente werden u.a. im Geodynamischen Observatorium Moxa getestet und weiterentwickelt, wobei gerade die Langzeitbeobachtungen von besonderem Interesse sind (JAHR et al. 2009).

Langzeitbeobachtung von Schwereänderungen

Die seit 1998 in Moxa mit dem supraleitenden Gravimeter SG CD034 beobachteten Schwereänderungen zeichnen sich - auch im weltweiten Vergleich - durch ein besonders großes Signal/Rausch-Verhältnis im Gezeitenband und speziell auch für die Perioden von 200-600 Sekunden aus. Werden alle bekannten Signale, also die Gezeiten, der Luftdruckeinfluss und die Polbewegung, d.h. der Schwereeffekt, der durch die Bewegung der Figurenachse der Erde um die Rotationsachse entsteht, abgezogen, ergibt sich die residuale Schwerevariation, die in Abb. 2 für eine 10-jährige Langzeitbeobachtung dargestellt ist. Die Gezeiten verursachen maximale Schwereänderungen von ca. ± 1500 nm/s² und Federgravimeter würden über diesen Zeitraum instrumentelle Driften von einigen 1000 nm/s² zeigen. Die SG-Beobachtung zeigt, dass die residualen Schwerevariationen über 10 Jahre tatsächlich nur noch weniger als ca. 200 nm/s² betragen (Abb. 2). Die ent-

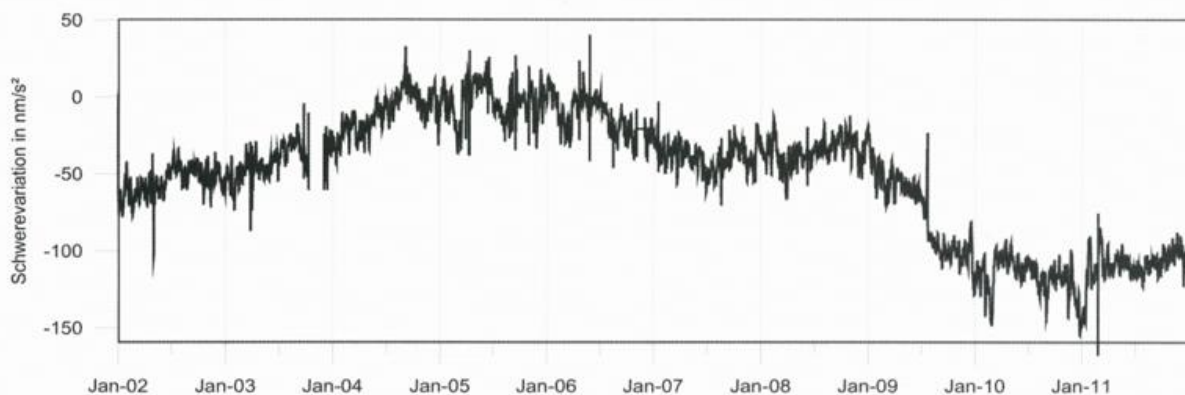


Abb. 2: Residuale Schwerevariation von 2002 bis 2011 für den unteren Sensor des supraleitenden Gravimeters CD 034 im Geodynamischen Observatorium Moxa (stündliche Werte)

sprechenden Zeitreihen für Moxa und sechs andere SG-Stationen in Mitteleuropa zeigen jahresperiodische Änderungen mit einer Amplitude von ca. 30 nm/s², die durch globale hydrologische Prozesse verursacht werden.

Diese Variationen werden in der SG-Zeitreihe (Abb. 2) jedoch offenbar von lokal wirkenden, hydrologischen Massevariationen überdeckt, so dass für den SG Standort Moxa eine lokale Hydrokorrektur erforderlich wurde (NAUJOKS et al. 2010). Eine derartige Korrektur erforderte die enge Zusammenarbeit mit Hydrologen, wobei das vorrangige Ziel die Quantifizierung lokaler hydrologischer Signale darstellte.

Hydrologische- und gravimetrische Modellierungen lokaler Effekte

Das hydrologische Modell umfasst ca. 1 km² um das Observatorium herum und es besteht aus einzelnen "Hydrological Response Units" (HRUs), die bei Niederschlag volllaufen und in eine Richtung entwässern. Somit ist für jede HRU und damit für das gesamte Modell die Massenbewegung eindeutig und vollständig definiert. Wird das hydrologische Modell in ein dreidimensionales, gravimetrisches Modell umgesetzt, so lässt sich für den Standort des supraleitenden Gravimeters eine Zeitreihe erstellen, die alle hydrologisch, lokal induzierten Schwereänderungen repräsentiert. Die Reduktion dieses Anteils ist in einem Ausschnitt der Zeitreihe und im Vergleich mit den für Moxa beobachteten Satellitendaten (GRACE) dargestellt (Abb. 3).

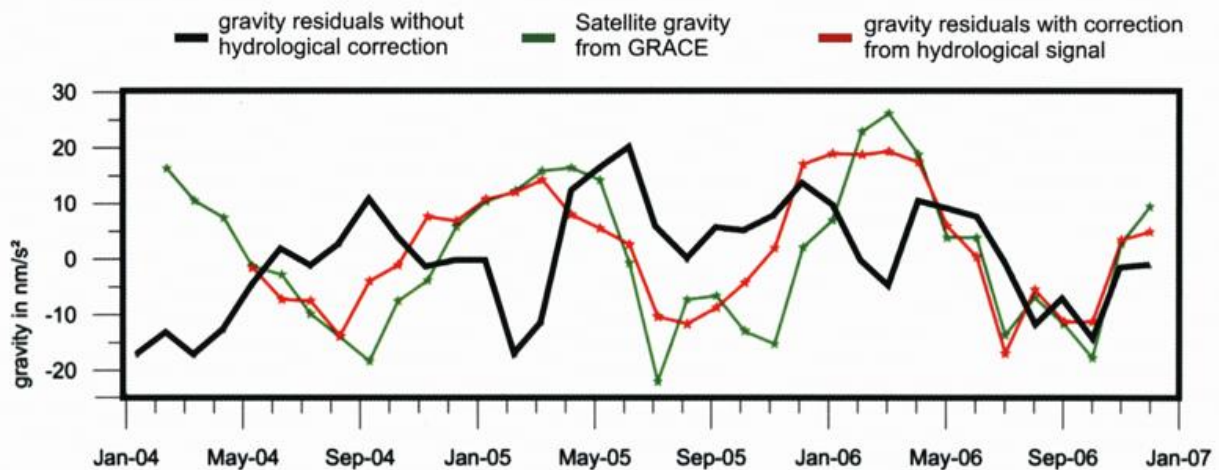


Abb. 3: Residuale Schwerevariation für das Observatorium Moxa: der Erfolg der hydrologischen Signalmodellierung ist durch die Korrelation mit den Satellitendaten bestätigt

Hochauflösende Langzeitbeobachtungen von Deformationen

Die Deformationen des gesamten Erdkörpers aber auch ganz lokal auftretende können über Neigungsbeobachtungen mit Tiltmetern oder als Entfernungsmessungen mit Strainmetern mittels Langzeitbeobachtungen erfasst werden. Als Beispiel für den möglichen Signalgehalt derartiger Messungen sei hier eine Tiltregistrierung an einer Außenstation des Geodynamischen Observatoriums Moxa nahe der Tiefbohrung KTB diskutiert (Abb. 4).

Die Neigungssignale werden als kontinuierliche Zeitreihen für die beiden orthogonal angeordneten Komponenten des Tiltmeters registriert (Abb. 4a). Die halb- und ganztägigen Gezeiten sowie die 14-tägige Schwebung sind mit maximalen Amplituden von 100 nrad deutlich zu erkennen und können als elastische Antwort der Erde auf die Gezeitenkräfte analysiert werden. Aus diesen Analysen weiß man, dass sich die Erdoberfläche täglich um ca. 40 cm aufwölbt und absenkt. Aperiodisch überlagernde Diftanteile können oft mit saisonalen Grundwasservariationen korreliert werden.

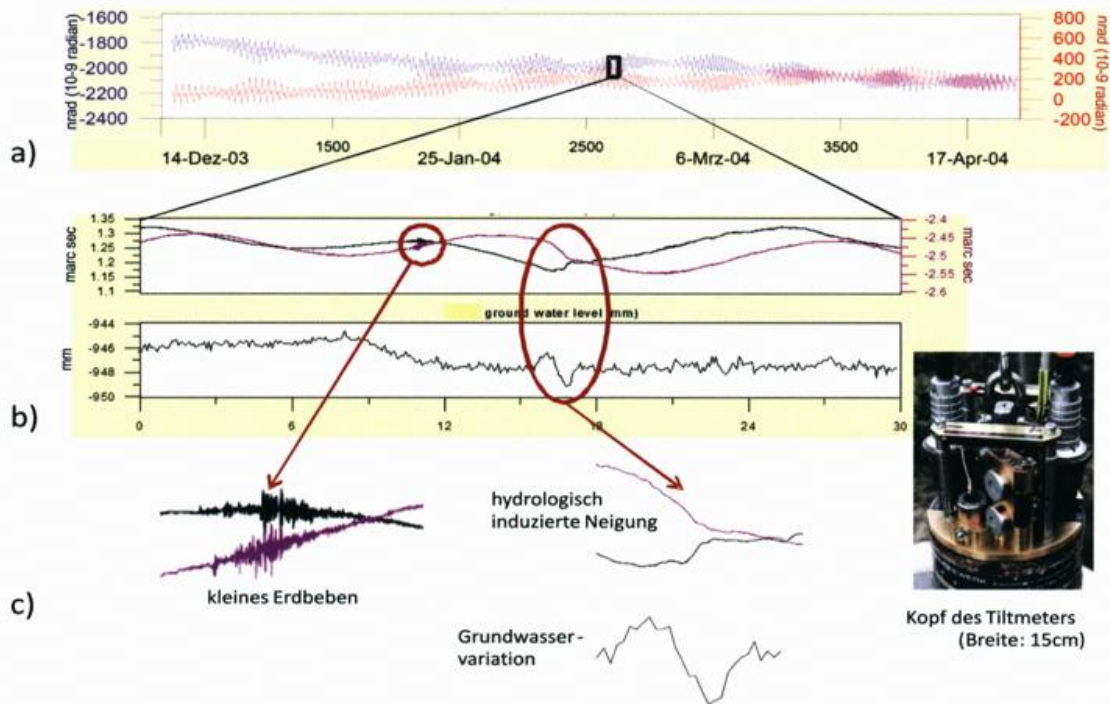


Abb. 4: Tiltmessungen an einer Außenstation des Observatoriums Moxa. a) Langzeitbeobachtungen der beiden Kanäle eines Tiltmeters. Die sichtbaren Gezeitendeformationen betragen maximal 100 nrad (10^{-9} radian). b) und c) der 30-stündige Ausschnitt zeigt die Tiltsignale, die durch ein kleines Erdbeben und durch hydrologische Variationen in der Umgebung induziert werden im Vergleich mit Pegelschwankungen. d) Kopf des ASKANIA Bohrloch-Neigungsmessers mit Leds und Geophonen zur Bestimmung der Orientierung im Bohrloch

Aber auch höherfrequente Tilt-Signalanteile können geodynamisch interpretiert werden (Abb. 4b): kleine, lokal auftretende Erdbeben werden ebenso registriert wie global verteilte, sehr weit entfernte große Erdbeben (ab ca. Magnitude 6). Ganz besonders empfindlich reagieren Tiltmeter auf lokale Porendruckvariationen: bei hydrologischen Ereignissen, wie beispielsweise Starkregen oder Schneeschmelze, werden jedes Mal signifikante Tiltsignale induziert, die sich deutlich nachweisen lassen. Die Interpretation derartiger Deformationsmessungen tragen somit dazu bei unser Verständnis von ganz verschiedenen geodynamischen Signalen der Erde zu verbessern.

Ausblick

Die Instrumentierung des Geodynamischen Observatoriums Moxa wird stets erweitert und verbessert. Insbesondere in den letzten drei Jahren konnten neue sehr vielversprechende geodynamische Sensoren hinzugefügt werden (JAHR et al. 2013). So registrieren seit Sommer 2011 zwei neue hochauflösende Laserstrainmeter entlang der Ost-West und Nord-Süd ausgerichteten Stollen. Damit besteht in Moxa ein europaweit einmaliges 3-Komponenten Laserstrainmeter-Array. Darüber hinaus wurde vor dem Observatoriumsgebäude im ersten Quartal 2013 eine knapp 100m tiefe Bohrung niedergebracht, in der Temperaturmessungen mittels einer optischen Faser vorgenommen werden sollen. Diese Messungen ergänzen auch alle bereits existierenden Messsysteme in ganz ausgezeichneter Weise.

Zusätzlich ist das Observatorium Moxa mit zwei aktuell laufenden geophysikalischen Projekten, die jeweils auf eine Instrumentenentwicklung zielen, eng verknüpft: Zum einen soll im Rahmen einer Industriekooperation (Firma SIOS, Ilmenau) ein mobil einsetzbares Laserstrainmeter entwickelt und getestet werden. Zum anderen wird in Zusammenarbeit mit dem IPHT (Jena) und der PTB (Braunschweig) ein neuer gravimetrischer, supraleitender Sensor entwickelt. Diese beiden vom Land Thüringen und von der DFG geförderten Forschungsprojekte werden die zukünftigen experimentellen, numerischen und theoretischen Arbeiten am Geodynamischen Observatoriums Moxa maßgeblich mit prägen.

Literatur

- JAHN, T., JENTZSCH, G., WEISE, A., 2009: Natural and man-made induced hydrological signals, detected by high resolution tilt observations at the Geodynamic Observatory Moxa/Germany. *J. Geodyn.* 48(3-5), 126-131.
- JAHN, T., KUKOWSKI, N., SCHINDLER, P., KOBE, M., 2013: The new three component laser-strainmeter array at the Geodynamic Observatory Moxa in Thuringia, Germany (Poster). 17th Int. Symposium on Earth Tides, Warsaw, April 15-19, 2013.
- NAUJOKS, M., KRONER, C., WEISE, A., JAHN, T., KRAUSE, P., EISNER, S., 2010: Evaluating local hydrological modelling by temporal gravity observations and a gravimetric three-dimensional model. *Geophys. J. Int.* 182(1), 233-249.

1.3 Aktuelle Forschungsaktivitäten in den Klimasystemelementen und ihre Resonanz im öffentlichen und wissenschaftlichen Diskurs

Eine objektive Klimaklassifikation zum Nachweis globaler Klimaänderungen

Friedrich-Wilhelm Gerstengarbe, Peter C. Werner

Einleitende Bemerkungen

Herkömmliche Klimaklassifikationen seien es vegetationsorientierte Klimate, genetische Klimatypen oder Techno-Freiluftklimate sind bei ihrer Charakterisierung durch einen starken subjektiven Faktor geprägt. Dieser rührt daher, dass die Schwellenwerte der für die Beschreibung eines Klimatyps ausgewählten meteorologischen Parameter empirisch festgelegt werden. In den letzten Jahrzehnten hat sich die Rechentechnik derart weiterentwickelt, dass es mittlerweile möglich ist, große Datenmengen in überschaubaren Zeiträumen zu verarbeiten und auszuwerten. Dies gilt insbesondere im Hinblick auf die gleichzeitige Untersuchung mehrerer meteorologischer Parameter. Parallel zur Rechentechnik wurden entsprechende statistische Verfahren zur multivariaten Auswertung von Datensätzen entwickelt. Dazu gehören unter anderen neuronale Netze, verschiedene Netzwerkverfahren oder auch die Methoden der Cluster-Analyse. In der vorliegenden Untersuchung kommt eine von GERSTENGARBE et al. (1999) weiterentwickelte Methode der nicht-hierarchischen Cluster-Analyse zum Einsatz mit deren Hilfe auf der Basis eines hoch aufgelösten globalen Datensatzes von Temperatur und Niederschlag eine objektive Klimaklassifikation berechnet wird. Diese Methode wurde bereits mehrmals zur Bestimmung von regionalen und globalen Klimaklassifikationen eingesetzt (u. a. FRAEDRICH et al. (2001), GERSTENGARBE und WERNER (2003), GERSTENGARBE und WERNER (2008)). Die im Folgenden vorgestellten Ergebnisse erweitern den Untersuchungszeitraum auf die Spanne von 1901 bis 2009.

Kurze Methodenbeschreibung

Die Cluster-Analyse enthält verschiedene Methoden zur Erkennung ähnlicher Strukturen innerhalb großer Datenmengen mit mehr als einem Parameter. Gruppen ähnlicher Objekte werden Cluster genannt. Von besonderer Bedeutung bei der Anwendung von Cluster-Analyse-Verfahren ist die Frage nach der statistischen Sicherheit der Cluster-Trennung sowie die Bestimmung der optimalen Anzahl an Clustern.

Die Anfangsbedingung für die nicht-hierarchische Minimum-Distanz-Cluster-Analyse (FORGY 1965) kann wie folgt definiert werden: Es wird jeweils die gleiche Anzahl L von Elementen e_i der gesamten Elementmenge M so auf die Ausgangszahl K_0 von Clustern verteilt, dass jedes Cluster $L = M / K_0$ Elemente erhält. Daraus folgt:

$$\begin{array}{ll} e_{1, \dots} & e_L \in c_1 \\ e_{L+1, \dots} & e_{2L} \in c_2 \\ \vdots & \vdots \\ e_{(k-1)L+1, \dots} & e_{kL} \in c_k \end{array}$$

Im nächsten Schritt wird das Gruppenzentrum für jedes k der K Cluster berechnet:

$$\bar{e}_k = \frac{1}{L} \sum_{i=(k-1)L+1}^{kL} e_i$$

Die Euklidische Distanz zwischen den Elementen und dem Gruppenzentrum definiert die Zielfunktion $a(g)$ für jeden Gruppierungsschritt g wie folgt:

$$a(g) = \sum_{k=1}^K \sum_{i \in k} |e_i - \bar{e}_k|^2.$$

Jeder Gruppierungsschritt kann verstanden werden als die Verschiebung des Elements e_i in das Cluster mit dem am nächsten liegenden Gruppenzentrum. Dieser Vorgang wird solange wiederholt, bis die Zielfunktion minimiert ist, also ein lokales Minimum erreicht wurde.

$$a(g) \forall g \rightarrow \min$$

Da unbekannt ist, ob die Zielfunktion ein absolutes oder ein sekundäres Minimum erreicht hat bleibt auch die Frage nach der Qualität der Cluster-Trennung unbeantwortet. Wie dieses Problem gelöst werden kann illustriert Abbildung 1. Zur Berechnung der statistischen Konfidenz der Cluster-Separierung zwischen Cluster (rot) und Cluster (blau) sind folgende Rechenschritte notwendig:

1. Berechnung der maximal möglichen Anzahl an Überlappungen zwischen zwei Clustern a und b
2. Berechnung der aktuellen Anzahl $O_{a,b}$ an Überlappungen zwischen den Clustern a und b

$$O_{a,b}^{max} = N L_a L_b$$

mit N - Anzahl an Parametern; L_a - Anzahl der Elemente in Cluster a ; L_b - Anzahl der Elemente in Cluster b

3. Berechnung des Mittels über alle aktuellen Anzahlen an Überlappungen für alle Kombinationen von Cluster-Paaren zwischen den Clustern a und b

Daraus lässt sich nach TAUBENHEIM (1969) folgender χ^2 -Test ableiten:

$$\chi^2 = \frac{(O_{a,b} - \bar{O})^2 \cdot (2O_{a,b}^{max} - 1)}{(O_{a,b} + \bar{O}) \cdot (2O_{a,b}^{max} - O_{a,b} - \bar{O})}$$

Der Test mit dem Freiheitsgrad 1 kann wie folgt interpretiert werden: Wenn der berechnete χ^2 -Wert größer als ein vorgegebenes Signifikanzniveau ist, dann ist die Clustertrennung nicht signifikant. Im anderen Fall existiert eine statistisch gesicherte Cluster-Trennung. Um die optimale Cluster-Anzahl zu bestimmen sind nun noch drei einfache Rechenschritte durchzuführen:

1. Anwendung des Cluster-Algorithmus bis zu dem Punkt, an dem ein Cluster vollständig von den anderen separiert ist,
2. Reduzierung des Ausgangsdatensatzes um die separierten Elemente,
3. Wiederholung des Algorithmus bis alle Cluster statistisch gesichert separiert sind.

Validierung der Methode

Das Validierungsexperiment ist folgendermaßen aufgebaut:

- Aufstellung einer einfachen Sinus-Schwingung aus insgesamt 200 Werten jeweils zusammengefasst in 10-Werte-Stufen und Durchführung der Standard-Clusterung,
- Durchführung der vollständigen nicht-hierarchischen Cluster-Analyse,
- Vergleich der Ergebnisse.

Abbildung 2 illustriert, welche Ergebnisse bei einer statistisch gesicherten Cluster-Separierung zu erwarten sind.

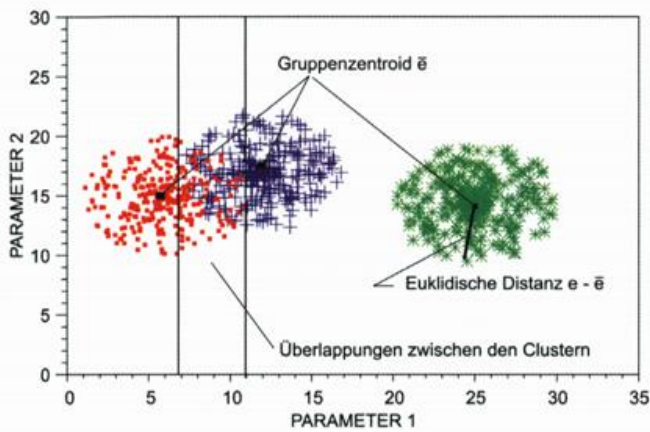


Abb. 1: Schema zur Beschreibung der Qualität der Cluster-Separierung (rot/blau – überlappende Cluster, grün – vollständig separiertes Cluster)

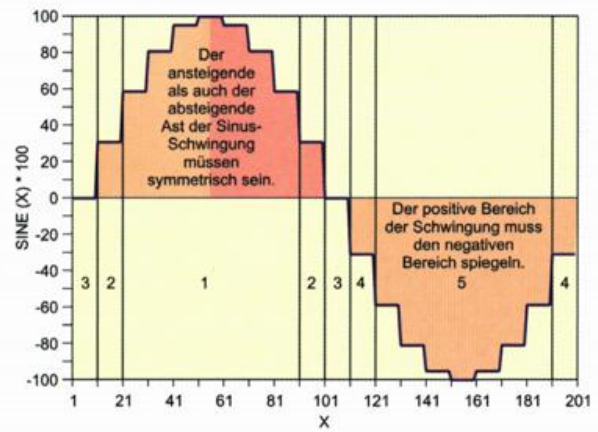


Abb. 2: Zu erwartende Validierungsergebnisse für eine statistisch gesicherte Cluster-Separierung

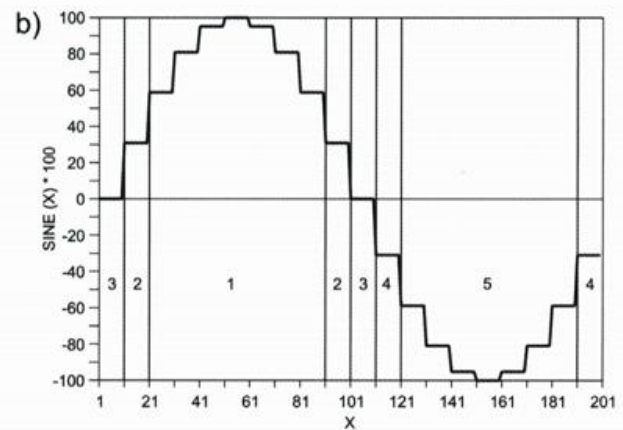
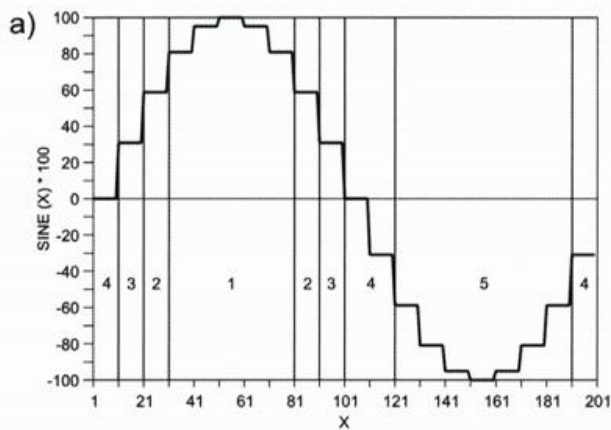


Abb. 3: a) Ergebnis der Standard-Clustering, b) Ergebnis der vollständigen nicht-hierarchischen Cluster-Analyse

Die Ergebnisse für die Standard-Clustering sind Abbildung 3a zu entnehmen, die der vollständigen nicht-hierarchischen Cluster-Analyse Abbildung 3b. Man erkennt, dass bei der Standard-Cluster-Analyse zwar aufsteigender und absteigender Ast der Sinus-Schwingung symmetrisch sind, sich die positive und die negative Region aber nur unsymmetrisch spiegeln. Mit der vollständigen Cluster-Analyse dagegen werden beide Symmetrieforderungen eingehalten. Damit besteht die Möglichkeit, eine objektive Klimaklassifikation zu erstellen.

Die objektive Klimaklassifikation

Zur Bestimmung der Klassifikation sind folgende Arbeitsschritte notwendig:

- Spezifikation der Klimaparameter,
- Bestimmung der globalen Klimaregionen unter Verwendung der vollständigen nicht-hierarchischen Cluster-Analyse für den Zeitraum 1901/1994,
- Bestimmung der globalen Klimaregionen unter Verwendung der vollständigen nicht-hierarchischen Cluster-Analyse für den Zeitraum 1995/2009,
- Berechnung der Klimagebietsverschiebungen zwischen den Zeiträumen 1901/1994 und 1995/2009.

Als Daten stehen Monatswerte von Temperatur und Niederschlag auf einem alle Kontinente abdeckenden Gitter (außer Antarktis) mit einer Auflösung von $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ zur Verfügung. Daraus sind die folgenden Parameter abgeleitet worden.

Temperatur:

- Jahresmittelwert
- 3-Monatsmittel, berechnet aus den 3 höchsten Monatswerten
- 3-Monatsmittel, berechnet aus den 3 niedrigsten Monatswerten
- Spannweite zwischen höchstem und niedrigstem Monatswert

Niederschlag:

- Jahressumme
- 3-Monatssumme, berechnet aus den 3 höchsten Monatssummen
- 3-Monatssumme, berechnet aus den 3 niedrigsten Monatssummen

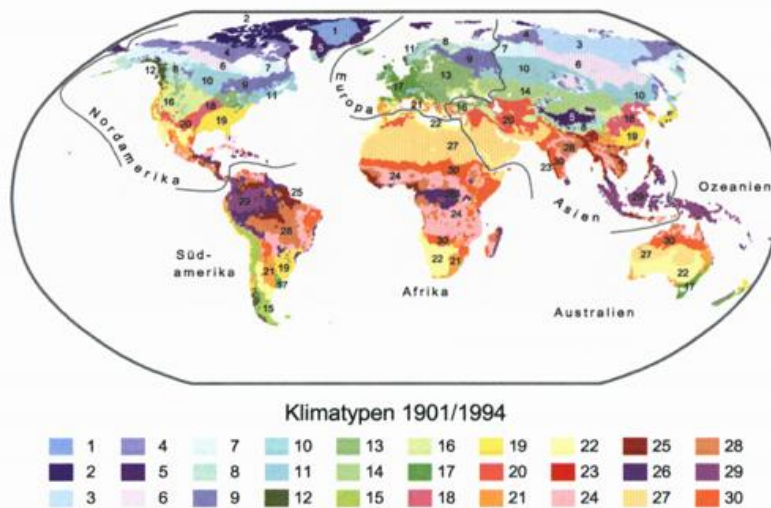


Abb. 4: Klimatypverteilung für den Zeitraum 1901/1994

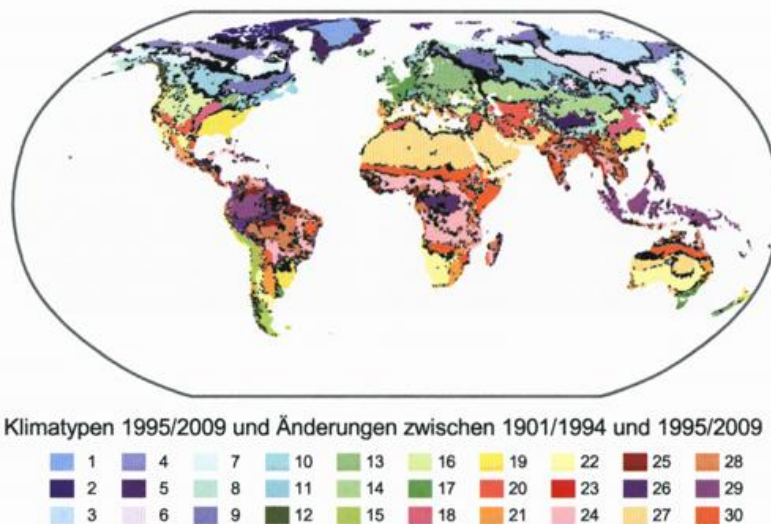


Abb. 5: Klimatypverschiebungen zwischen 1901/1994 und 1995/2009

Führt man die Clusterung mit der vollständigen Methode unter Verwendung der oben angegebenen Parameter durch, erhält man für den Zeitraum 1901/1994 eine mittlere globale Verteilung von 30 nach der optimalen Cluster-Anzahl bestimmten Klimatypen wie sie in Abbildung 4 dargestellt ist.

Die gleiche Rechnung durchgeführt für den Zeitraum 1995/2009 und Bildung der räumlichen Differenzen zwischen 1995/2009 und 1901/1994 ergibt die in Schwarz dargestellten Gebiete in Abbildung 5.

Als Beispiel für die im Rahmen der globalen Erwärmung innerhalb des Zeitraums 1995/2009 aufgetretenen Klimagebtsverschiebungen seien hier nur die Tundren- und Eisklimate sowie die Wüsten genannt (siehe Tabelle 1).

Bei den Tundren- und Eisklimaten ist ein Gebietsrückgang von 1.895.000 km² zu verzeichnen, was einen Flächenverlust von ~346 km² pro Tag ausmacht. Die Wüstengebiete hingegen wuchsen an, um insgesamt 822.000 km², also etwa 150 km² pro Tag.

Tab. 1: Änderung des Flächenanteils ausgewählter Klimatypen, global, 1995/2009 – 1901/1994 (*gerundete Werte)

Klima- typ	Gebiet * 1901/1994 [10 ³ km ²]	Differenz * 1995/2009 – 1901/1994 [10 ³ km ²]	Änderung * [%]	Klima- typ	Gebiet * 1901/1994 [10 ³ km ²]	Differenz * 1995/2009 – 1901/1994 [10 ³ km ²]	Änderung * [%]
1	1090	-34.9	-3.2	16	4435	323.8	7.3
2	2028	-561.8	-27.7	17	2856	-194.2	-6.8
3	3503	-553.5	-15.8	18	2691	-88.8	-3.3
4	4141	-335.4	-8.1	19	5594	-139.8	-2.5
5	2473	-9.9	-0.4	20	3780	192.8	5.1
6	4706	-296.6	-6.3	21	4908	-88.3	-1.8
7	4643	-120.7	-2.6	22	8084	-978.2	-12.1
8	3540	-155.8	-4.4	23	556	-30.0	-5.4
9	3886	124.4	3.2	24	13049	900.4	6.9
10	7161	43.0	0.6	25	3461	83.1	2.4
11	2503	-12.5	-0.5	26	5137	-354.4	-6.9
12	799	10.4	1.3	27	15082	829.5	5.5
13	4516	569.0	12.6	28	8303	107.9	1.3
14	4694	93.9	2.0	29	5568	-44.5	-0.8
15	1867	67.2	3.6	30	8675	659.3	7.6

Zusammenfassung

Folgende wichtige Schlussfolgerungen können festgehalten werden:

- Jede Cluster-Methode muss die statistische Signifikanz der Cluster-Trennung garantieren.
- Ein neu entwickelter χ^2 -Test garantiert die Überprüfung der Cluster-Trennung.
- Unter Nutzung dieses χ^2 -Tests kann man die optimale Anzahl an Clustern bestimmen.
- Die vorgestellte Methode ermöglicht es, eine objektive globale Klimaklassifikation zu erstellen.
- Der Vergleich der Lage von Klimatypen in unterschiedlichen Zeiträumen führt zu einer Aussage über Klimaänderungen.
- Die nachgewiesenen globalen Klimaänderungen innerhalb der letzten 15 Jahre sind extrem hoch.

Literatur

- FORGY, E. W., 1965: Cluster analysis of multivariate data: efficiency versus interpretability of classifications. *Biometrics* **51**, 768.
- FRAEDRICH, K., GERSTENGARBE, F.-W., WERNER, P. C., 2001: Climate Shifts During the Last Century. *Climatic Change* **50**, 405-417.
- GERSTENGARBE, F.-W., WERNER, P. C., FRAEDRICH, K., 1999: Applying Non-Hierarchical Cluster Analysis Algorithms to Climate Classification: Some Problems and their Solution. *Theor. Appl. Climatol.* **64**, 143-150.
- GERSTENGARBE, F.-W., WERNER, P. C., 2003: Klimaänderungen zwischen 1901 und 2000. In: Nationalatlas Bundesrepublik Deutschland, *Spektrum Akademischer Verlag*, Heidelberg, Berlin, 58-59.
- GERSTENGARBE, F.-W., WERNER, P. C., 2008: Climate development in the last century – Global and regional. *Int. J. Med. Microbiol.* **298**, S1, 5-11.
- TAUBENHEIM, J., 1969: Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. *Akad. Verlagsges. Geest & Portig*, Leipzig, 386 S.

Klimaänderung und Hydrologie in der Schweiz (CCHydro)

David Volken

Einleitung

Im Rahmen des Projekts „Klimaänderung und Hydrologie in der Schweiz“ (CCHydro) des Bundesamts für Umwelt (BAFU) wurden die Auswirkungen des Klimawandels auf den Wasserhaushalt der Schweiz bis zum Jahr 2100 untersucht. Das Projekt hatte zum Ziel, quantitativ verlässliche Daten zur zukünftigen Veränderung des Wasserkreislaufes und der Abflüsse für die Zeitperioden um 2035 und 2085 (VOLKEN 2010) zur Verfügung zu stellen. Ein weiteres, wichtiges Ziel des Projekts war die Bereitstellung von wissenschaftlichen hydrologischen Grundlagen zur Erarbeitung einer Bundesstrategie zur Anpassung an die Klimaänderung (BAFU 2012a).

Durchgeführt wurden die Studien von einem Konsortium von Forschungsinstituten:

- Institut für Atmosphäre und Klima der ETH Zürich;
- Geographisches Institut der Universität Bern;
- Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft;
- Geographisches Institut der Universität Zürich;
- Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich;
- HYBEST GmbH.

Die wichtigsten Ergebnisse sind im Synthesebericht „Auswirkungen der Klimaänderung auf Wasserressourcen und Gewässer“ (BAFU 2012b) festgehalten.

Klimaszenarien

Innerhalb des Projekts CCHydro wurden Daten von 10 regionalen Klimamodellen des europäischen Projekts ENSEMBLE aufbereitet. Diese Klimaszenarien basieren auf dem A1B-Emissionsszenario vom IPCC und sind täglich und lokal verfügbar (BOSSHARD et al. 2011; CH2011 2011). Dazu wurde die Delta Change Methode auf die beiden Parameter Lufttemperatur und Niederschlag und die beiden Szenarioperioden 2021-2050 und 2070-2099 angewandt. Die Resultate zeigen einerseits eine große Bandbreite der projizierten Veränderungen der Temperatur und des Niederschlages. Andererseits lassen sich auch trotz der großen Unsicherheit einige robuste Aussagen über die projizierte Klimazukunft machen. Die Modellrechnungen sagen für die nächsten Jahrzehnte für alle Jahreszeiten und alle Regionen der Schweiz eine Temperaturzunahme voraus. Für die nahe Zukunft (2021 bis 2050) liegt die erwartete Temperaturzunahme zwischen 0.7 und 1.7 °C gegenüber der Referenzperiode 1980 bis 2009 und liegt durchwegs über dem Unsicherheitsbereich der natürlichen Variabilität. Für die ferne Zukunft (2070 bis 2099) beträgt der Anstieg 2 bis 4 °C. Die größten Änderungen der Temperatur werden im Sommer und in den höher gelegenen alpinen Regionen prognostiziert. Beim Niederschlag kann keine klare Aussage gemacht werden, da die Niederschlagsänderung sowohl in der nahen wie auch in der fernen Zukunft häufig innerhalb der natürlichen Variabilität liegt. Eine starke Abnahme von 20 bis 30% wird für die Sommermonate in der fernen Zukunft sowohl nördlich als auch südlich der Alpen erwartet. Im Norden dürften die Niederschläge, mit Ausnahme des Sommers, leicht zunehmen. Die Ergebnisse für den Niederschlag und Temperatur für die verschiedenen Jahreszeiten der Perioden 2021 bis 2050 sowie 2070 bis 2099 sind in Abb. 1 aufgeteilt nach Alpennord- und -südseite übersichtlich dargestellt.

Gletscher

Seit dem Hochstand der Gletscher in der kleinen Eiszeit (1600 bis 1850) um 1850 haben die Gletscher der Schweizer Alpen ca. 50 % ihres Volumens verloren. Aufgrund der starken sommerlichen Temperaturerhöhung seit dem Jahr 1987, hat sich die Eisschmelze in den letzten Jahrzehnten beschleunigt. Die Schweizer Gletscher verzeichnen seit 1998 einen Massenverlust von durchschnittlich 1 m pro Jahr. Dies ergibt einen jährlichen Eisvolumenverlust von ca. 1 km³ bei einem geschätzten Restvolumen von 50 bis 60 km³.

Bis Ende dieses Jahrhunderts werden sich die Gletscher in den Schweizer Alpen weiter stark zurückziehen. Gletscher werden nur noch in den hochgelegenen Gebieten der Berner und Walliser Alpen zu finden sein. Je

	2021–2050		2070–2099	
	Temperatur	Niederschlag	Temperatur	Niederschlag
Jahr	+1.2°C ± 0.5°C	N → S →	+3°C ± 1°C	N → S →
Frühling	+1°C ± 0.5°C		+2.5°C ± 1°C	N → S →
Sommer	+1.5°C ± 0.5°C	N →	+4°C ± 1°C	N/S ↘
Herbst	+1°C ± 0.5°C	N →	+2°C ± 1°C	N →
Winter	+1°C ± 0.5°C	N →	+3°C ± 1°C	N/S →

leicht (< 10%) stark (10 - 20%) sehr stark (> 20%)

Abb. 1: Klimaänderung in der Schweiz für die nahe (2021-2050) und die ferne (2070-2099) Zukunft nach dem Emissionsszenario A1B. Angegeben ist die Temperaturänderung (Ensemble-Mittel), deren Unsicherheit (Standardabweichung) sowie die Tendenz des Niederschlags. N: Alpennordseite, S: Alpensüdseite (BAFU 2012b)

nach verwendetem Modell und Klimaszenario ist von einem Verlust von 60 bis 80 % der heute noch in der Schweiz vorhandenen Gletscherfläche auszugehen. Die größten absoluten Massenverluste werden in den Einzugsgebieten der Aare und der Rhone prognostiziert, da dort am meisten Eis vorhanden ist (LINSBAUER et al. 2012). Bei diesen dicken Talgletscher wie z.B. Aletsch- oder Gornergletscher finden in den nächsten Jahrzehnten ein großer Massenverlust und in der zweiten Hälfte des Jahrhunderts dann ein beschleunigter Flächenverlust statt. Am meisten Eis wird Ende Jahrhundert im Einzugsgebiet der Rhone (Wallis), wo heute 80 % der Schweizer Eismasse zu finden ist, übrigbleiben. Das Einzugsgebiet des Rheins verliert bis auf wenige Eisreste im Berner Oberland alle Gletscher. Das Engadin und das Tessin sind bis Ende Jahrhundert vollständig eisfrei (Abb. 2).

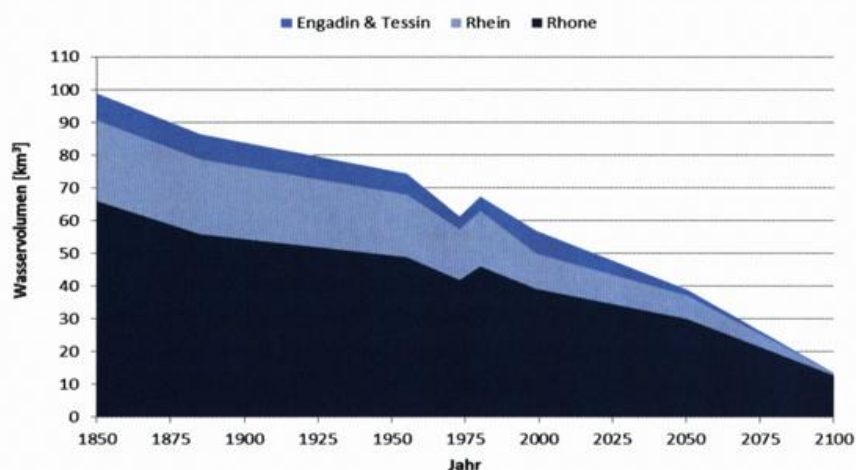


Abb. 2: Entwicklung der in den Schweizer Gletschern gespeicherten Wasservolumen für die Einzugsgebiete Rhone, Rhein, Inn und Ticino seit 1850 bis 2100 (BAFU 2012b).

Die Entwicklung der Gletscher im Aletschgebiet, der größten zusammenhängenden Eisfläche der Alpen, ist für die Jahre 2030, 2060 und 2090 in Abb. 3 dargestellt. Obwohl der Große Aletschgletscher beim Konkordiaplatz immer noch fast 900 m Eisdicke aufweist, wird dieser bis Ende Jahrhundert seine Gletscherzunge vollständig verlieren und sich in die höchst-gelegenen Einzugsgebiete oberhalb 3000 m ü. M. zurückgezogen haben. Die Fläche des Gletschers wird sich von heute noch 118 km² bis ins Jahr 2090 auf 35 km² zurückgebildet haben. Beim Volumen bleiben nur noch 1.7 km³ Eis übrig, was weniger als 10% der heutigen Eismasse entspricht (VAW 2011).

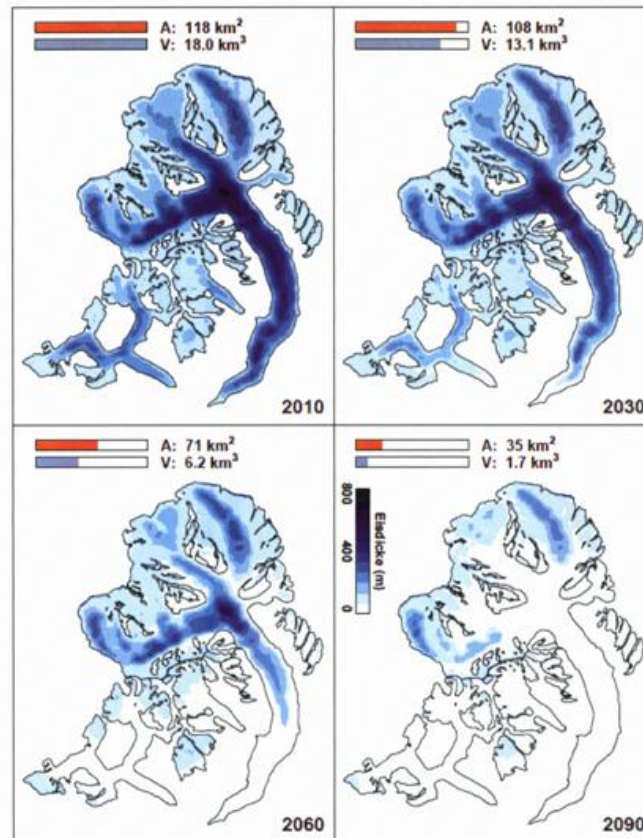


Abb. 3: Gletscherentwicklung des Aletschgletschers im Jahr 2010 und für 3 verschiedene Zeitperioden in der Zukunft: 2030, 2060 und 2090. A: Gletscherfläche, V: Gletschervolumen. Die gezeigten Gletscherumrisse entsprechen dem Stand von 1999 (VAW 2011)

Abfluss

Die Abflüsse in der Schweiz verändern sich bis in die nahe Zukunft (2035) nur wenig mit vor-übergehenden Zunahmen in vergletscherten Gebieten. Sie nehmen bis in die ferne Zukunft (2085) zumeist leicht ab, mit Ausnahme der Flüsse Ticino und Toce, wo die Abnahme dann etwa 10 % beträgt. Im Alpengebiet ist die Temperaturzunahme die wichtigste Einflussgröße für die jahreszeitliche Verteilung der Abflüsse: Die Schneefallgrenze steigt an, während die winterlichen Schneereserven, die Gletschervolumen und die Gletscherflächen schwinden. Die Verdunstung nimmt in allen Regionen zuerst nur wenig, später stärker zu.

Die jahreszeitliche Verteilung der Abflüsse (Regimes) ändern fast in der ganzen Schweiz. Im Winter gibt es in vielen Gebieten deutlich mehr Abfluss, im Sommer vermindern sich die Abflüsse. In vielen Gebieten tauchen heute unbekannte Regimetypen mit einem jahreszeitlichen Abflussmaximum im Winter und einem deutlichen Minimum im August auf (KOEPLIN 2012; BAFU 2012b). In der Schweiz verschwinden die heute dominanten nordalpinen zu Gunsten der heute südalpinen Regimetypen weitgehend.

Auch die großen Flüsse verändern sich entsprechend. Während heute die Niedrigwasserzeit im Winter beobachtet wird, ist in ferner Zukunft mit eher noch ausgeprägteren Niedrigwasserzeiten im Spätsommer zu rechnen (Abb. 4) Umgekehrt muss am Jahreswechsel mit deutlich höheren Abflüssen gerechnet werden, die

ähnlich hoch ausfallen wie die saisonalen Hochwasser im Frühsommer. Diese extremen Abflüsse dürfen zu einer Verstärkung der saisonalen Niedrig- bzw. Hochwasserständen weiter Rhein abwärts beitragen.

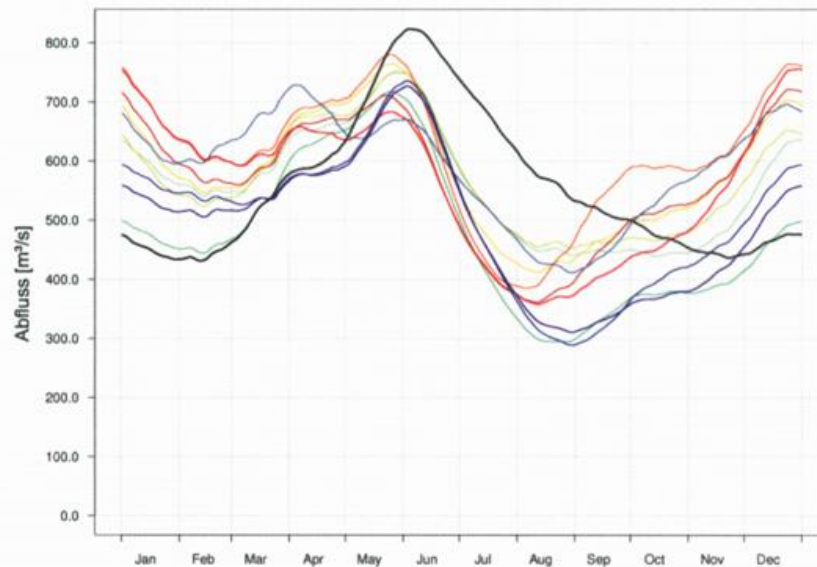


Abb. 4: Mittlerer Abfluss im Rhein in Basel für die Zeitperiode 2070-2099 (farbige Kurven) im Vergleich zur Kontrollperiode 1980-2009 (schwarze Kurve). Die farbigen kurven zeigen die Ergebnisse der 10 Klimaszenarien und damit auch den Bereich der Unsicherheit (BERNHARD et al. 2012)

Mittlere Hochwasser scheinen sich in mesoskaligen Einzugsgebieten auch in der fernen Zukunft nicht wesentlich zu verändern, könnten aber tendenziell leicht höher liegen. Das saisonale Auftreten der Hochwasser wird in Zukunft weniger ausgeprägt sein. Dies zeigt sich vor allem im Alpengebiet und ist auch eine Folge der veränderten alpinen Abflussregimes (KOEPLIN et al. 2013). Sowohl die Dauer der sommerlichen Niedrigwasser wie auch deren Intensität nehmen im Mittelland deutlich zu. Somit sinken auch die Q347 Werte, welche heute maßgeblich sind für die Festlegung der Restwassermengen. Die Unterschreitungsdauern der heutigen Q347 könnten bis zum Ende des Jahrhunderts um 9 bis 17 Tage zunehmen (MEYER 2012). Dies gilt auch für die großen Flüsse. In den Alpen verschiebt sich die Niedrigwasserzeit vom Winter teilweise in den Spätsommer, die Abflüsse im Winter werden mit der Temperaturzunahme ansteigen.

Fazit

Selbst wenn die Klimaszenarien, gerade beim Niederschlag, noch gewisse Unsicherheiten aufweisen, können klare Aussagen zur zukünftigen Entwicklung der Wasserressourcen in der Schweiz gemacht werden. Dank hochqualifizierten Partnern, guter Zusammenarbeit und Koordination mit anderen zurzeit laufenden Forschungsprojekten im Bereich von Klimaänderung und Hydrologie können erstmals wissenschaftlich verlässliche flächige und quantitative Aussagen gemacht werden, wie sich der Wasserhaushalt in der Schweiz bis Ende Jahrhundert verändern wird. Die Wasserressourcen werden nur geringfügig abnehmen, dafür aber anders übers Jahr verteilt sein. Dadurch dürfte es in Zukunft zeitweise zu regionalen und lokalen Engpässen kommen, welche wasserwirtschaftliche Anpassungsmaßnahmen erfordern würden. Auf der Angebotsseite kann durch eine bessere regionale Vernetzung der Wasserversorgung sowie durch die Erschließung bisher nicht genutzter Wasservorkommen das Angebot erhöht werden. Andererseits kann die Nachfrage durch Effizienzsteigerung bei technischen Maßnahmen und durch ökonomische Anreizmechanismen (Wasserpreis) reduziert werden. Trotz allem bleibt die Schweiz das Wasserschloss Europas. Diese Wasserschlossfunktion wird in einem zukünftig wärmer und trockener werdenden Europa an Bedeutung gewinnen.

Literatur

- BAFU, 2012a: Anpassung an den Klimawandel in der Schweiz – Ziele, Herausforderungen und Handlungsfelder. 1. Teil der Strategie des Bundesrates vom 2. März 2012. Bern: 81 S.
- BAFU, 2012b: Auswirkungen der Klimaänderung auf Wasserressourcen und Gewässer. Synthesebericht zum Projekt „Klimaänderung und Hydrologie in der Schweiz“ (CCHydro). Bundesamt für Umwelt, Bern. Umwelt-Wissen Nr. 1217; 76 S.
- BERNHARD, L., ZAPPA, M., 2012: Klimaänderung und natürlicher Wasserhaushalt der Grosseinzugsgebiete der Schweiz. Technischer Bericht WSL.
- BOSSHARD T., KOTLARSKI, S., EWEN, T., SCHAER, C., 2011: Spectral representation of the annual cycle in the climate change signal. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15: 2777–2788.
- CH2011, 2011: Swiss Climate Change Scenarios CH2011, published by C2SM, MeteoSwiss, ETH, NCCR Climate, and OcCC. Zurich: 88p. ISBN 978-3-033-03065-7.
- KOEPLIN, N., 2012: Hydrological impacts of climate change in Switzerland during the 21st century, PhD Thesis, Faculty of Science, University of Bern, Bern, Switzerland, 112 pp., 2012.
- KOEPLIN, N., SCHAEDLER, B., VIVIROLI, D., and WEINGARTNER, R., 2013: Seasonality and magnitude of floods in Switzerland under future climate change, *Hydrol. Process.* (accepted for publication).
- LINSBAUER, A., PAUL, F., HAEBERLI, W., 2012: Grossräumige Modellierung von Schwundsenarien für alle Schweizer Gletscher. Modellvergleich, Unsicherheiten und eine Analyse bezogen auf Grosseinzugsgebiete. Schlussbericht CCHydro, Ergebnisse vom Teilprojekt CCGlinCH. Universität Zürich. 18 S.
- MEYER, R., 2012: Die Auswirkungen der projizierten Klimaänderung auf Sommerniedrigwasser im Schweizer Mittelland basierend auf einer multi-variablen Kalibrierung des hydrologischen Modellsystems PREVAH. Inauguraldissertation der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bern.
- VAW, 2011: Gletscher- und Abflussveränderungen im Zeitraum 1900-2100 in sieben Einzugsgebieten der Schweiz. 77 S.
- VOLKEN, D., 2010: Projektbericht. CCHydro – Auswirkungen der Klimaänderung auf die Wasserressourcen und die Gewässer in der Schweiz. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* Bd. 54: 143–146.

Entwicklung klimatologischer und hydrologischer Kenngrößen im Einzugsgebiet der Hasel auf Basis aktueller Klimaensemblesimulationen

Kai Pfannschmidt, Christian Fischer, Peter Krause

Einleitung

Der Klimawandel ist in Deutschland längst angekommen. Im letzten Jahrhundert wurde ein Anstieg der Durchschnittstemperatur in Deutschland von bereits etwa 1°C gemessen (SCHÖNWIESE et al. 2006). Bis zum Ende des Jahrhunderts ist mit einem weiteren Anstieg um bis zu 4,5 Grad Celsius zu rechnen. Die höheren Temperaturen führen zu einem Anstieg der Verdunstung, so dass im globalen Mittel höhere Niederschläge zu erwarten sind. Die Niederschlagsänderungen haben jedoch eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität. Die aktuellen Klimaprojektionen für Thüringen zeigen eine Niederschlagszunahme im hydrologischen Winterhalbjahr (Nov.-Apr.) und eine Abnahme im hydrologischen Sommerhalbjahr (Mai-Sep.) (JACOB et al., 2008). Dadurch kann nicht nur die Eintrittswahrscheinlichkeit und die Intensität von Hochwasserereignissen steigen, sondern auch das Risiko von Trockenperioden.

Das Ziel dieses Beitrags ist es, auf Grundlage neuer Klimaprojektionen der statistischen regionalen Klimamodelle STARS des Potsdam-Instituts für Klimafolgenforschung (PIK) - basierend auf den RCP-Szenario 8.5 und WettReg 2010 - SRES-Szenario A1B, die Niedrigwassergefährdung am Beispiel des Einzugsgebiets der Hasel abzuschätzen.

Untersuchungsgebiet

Das bis zum Pegel Ellingshausen eine Fläche von 327 km² umfassende Einzugsgebiet der Hasel befindet sich am Südhang des Thüringer Waldes. Der Fluss entspringt in Suhl auf einer Höhe von ca. 625 m und mündet nach etwa 26 km in die Werra und zählt somit zum Stromgebiet der Weser. Die Hasel hat einen mittleren Abfluss von 4,64 m³/s (Reihe von 1936 bis 2010) und fällt damit in die Kategorie der kleineren Flüsse (GEWÄSSERKUNDLICHES JAHRBUCH 2010).

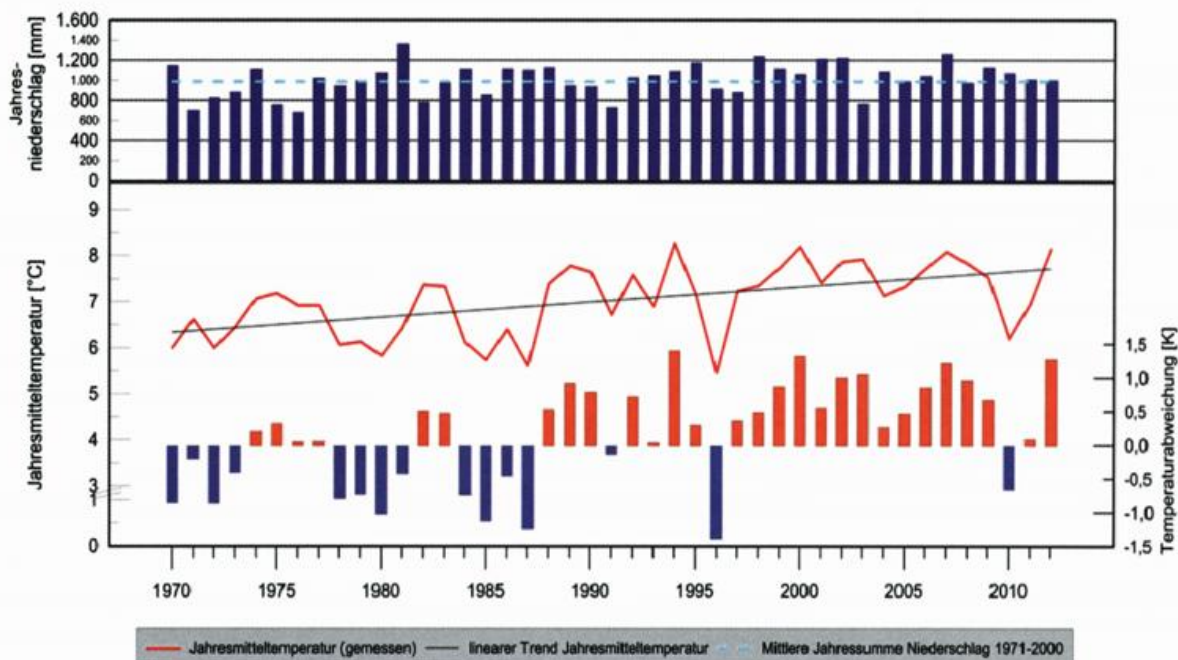


Abb. 1: Entwicklung des Klimas im Einzugsgebiet der Hasel von 1970 bis 2012

Das Abflussregime ist dem nivo-pluvialen Typ zuzuordnen. Dieses ist durch hohe teilweise extreme Abflüsse in den Frühlingsmonaten gekennzeichnet, die als Folge der Schneeschmelze auftreten können. Dies führt zu jährlich wiederkehrenden Hochwässern. Der mittlere Abfluss im Winter MQWinter beträgt 6,22 m³/s. In

den warmen Sommermonaten steigt die Evapotranspiration stark an, so dass die Niederschläge oft nicht direkt abflusswirksam werden. Die Folge sind meist sehr niedrige Abflüsse (MNQSommer=1,16 m³/s), die erst in den Herbst- und Wintermonaten wieder ansteigen.

Abbildung 1 zeigt die klimatische Entwicklung im Einzugsgebiet der Hasel der letzten 40 Jahre. Hier zeigt sich, dass

- die Temperatur im Gebietsmittel von 1971 bis 2012 bereits um etwa 1.36 °C angestiegen ist,
- von den letzten 20 Jahren 17 Jahre wärmer als die langjährige Jahresmitteltemperatur des Referenzzeitraums von 1971 bis 2000 waren,
- die langjährige Niederschlagssumme im Gebietsmittel etwa 1.040 mm beträgt und
- bisher keine signifikante Niederschlagsänderung in den Jahresniederschlagssummen erkennbar ist.

Daten

Globale Klimasimulationen, die auf verschiedenen Emissionsszenarien klimawirksamer Treibhausgase und Aerosole basieren, sind die Grundlage regionaler Klimaprojektionen. Mit Hilfe regionaler Klimamodelle werden die Auswirkungen globaler Klimaänderungen räumlich höher aufgelöst und Aussagen im regionalen Maßstab ermöglicht. Dabei werden dynamische und statistische Regionalisierungsverfahren unterschieden. Letztere analysieren die empirischen Zusammenhänge zwischen der beobachteten großräumigen Zirkulation in der Atmosphäre und dem lokalen, mit Stationen erfasstem Wettergeschehen (JACOB et al. 2012). Für dieses Projekt standen Daten der regionalen Klimamodelle STARS (STATistical Resampling Scheme) (ORLOWSKI et al. 2008) des Potsdam-Instituts für Klimafolgenforschung (PIK) und WettReg2010 (WETterlagenbasierte REGIONalisierungsmethode) (KREIENKAMP et al. 2011) der Firma Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH (CEC) zur Verfügung.

Das am PIK entwickelte statistische Regionalisierungsverfahren STARS bereitet langjährige Zeitreihen unter Vorgabe eines zukünftigen linearen Temperaturtrends so auf, dass die regionalen klimatischen Änderungen der globalen Klimaprojektionen wiedergeben werden. Angetrieben werden die STARS-Läufe vom globalen Klimamodell (Global Climate Model, GCM) ECHAM6-OM. Das zu Grunde gelegte Szenario ist ein RCP-Szenario (Representative Concentration Pathway, RCP) mit einem Strahlungsantrieb von 8,5 W/m² (RCP 8.5). In Auswertung aktueller GCM-Ensemble-Rechnungen hat das PIK drei Antriebskategorien klassifiziert: eine maximale (maxT), eine mittlere (medT) und eine minimale (minT) zukünftige Temperaturerhöhung. Für dieses Projekt standen 100 Modellläufe des maximalen und mittleren Temperaturverlaufes zur Verfügung. Das statistische Regionalmodell WettReg2010 verwendet Wetterlagenklassifikationen und setzt auf Basis ihrer Häufigkeiten und Intensitäten mittels Wettergenerator neue Zeitreihen zusammen. In der Version von 2010 werden auch Wetterlagen berücksichtigt, die bisher selten oder nie auftraten (KREIENKAMP et al. 2011). Im Projekt verwendet wurden 10 Modellrealisationen des SRES-Szenario A1B, angetrieben mit dem GCM ECHAM5/MPI-OM.

Methodik

Um die Folgen der klimatischen Entwicklung abzuschätzen, wird das hydrologische Wasserhaushaltsmodell J2000g im Einzugsgebiet der Hasel in täglicher Auflösung angewendet. Dabei handelt es sich um ein prozessorientiertes, räumlich distributives Modell, welches für langjährige hydrologische Simulationen und Projektionen entwickelt wurde (KRAUSE und HANISCH, 2009). Das Modell kann die wichtigsten hydrologischen Prozesse der unteren bis oberen Mesoskala (z.B. Thüringen mit 16.172 km²) in täglicher oder monatlicher Auflösung kontinuierlich abbilden.

Für die Simulation verwendet das Modell die täglich aufgelösten Klimaprojektionsdaten der minimalen, mittleren und maximalen Tagestemperatur, des Niederschlags, der Luftfeuchte und Sonneneinstrahlung. Darüber hinaus benötigt das Modell räumlich aufgelöste Informationen über die Böden, die Landnutzung, die Geologie und die Topographie des Einzugsgebiets.

Das Modell wurde anhand des gemessenen Hydrographen im Zeitraum von 1970 bis 2000 kalibriert. Um zu prüfen, ob J2000g das hydrologische System unter verschiedenen klimatischen Bedingungen abbilden kann,

wurde das Modellverhalten in extremen Dekaden validiert. Hierzu wurden die kälteste/wärmste sowie die trockenste/feuchteste Dekade gewählt.

Tabelle 1: Bewertungskriterien der Modellkalibrierung und –validierung

	Kalibrierung (1970-2000)	Kalte/feuchte Dekade (1978-1988)	Warme Dekade (1999-2009)	Trockene Dekade (1995-2005)
Nash-Sutcliffe Effizienz (E_2)	0.812	0.822	0.808	0.809
Rel. Volumenfehler (V_{rel})	-6.2%	-5.2 %	7.5 %	9.6 %

Tabelle 1 zeigt die Ergebnisse der Modellkalibrierung und –validierung hinsichtlich mehrerer Bewertungskriterien. Das Modell konnte erfolgreich auf das Einzugsgebiet der Hasel kalibriert werden. Insgesamt ergibt sich eine gute Nash-Sutcliffe-Effizienz (NASH & SUTCLIFFE 1970) von 0.812 und eine leichte Unterschätzung des Gesamtabflusses um 6.2 %. Das gute Ergebnis bestätigt sich in der Validierung. In den extremen Dekaden wurden ebenso gute Werte für die Nash-Sutcliffe-Effizienz erzielt. Auch der relative Volumenfehler weicht mit 9.6 % nur geringfügig ab. Somit kann angenommen werden, dass das kalibrierte Modell über den historischen Zeitraum hinaus zuverlässige Projektionen ermöglicht.

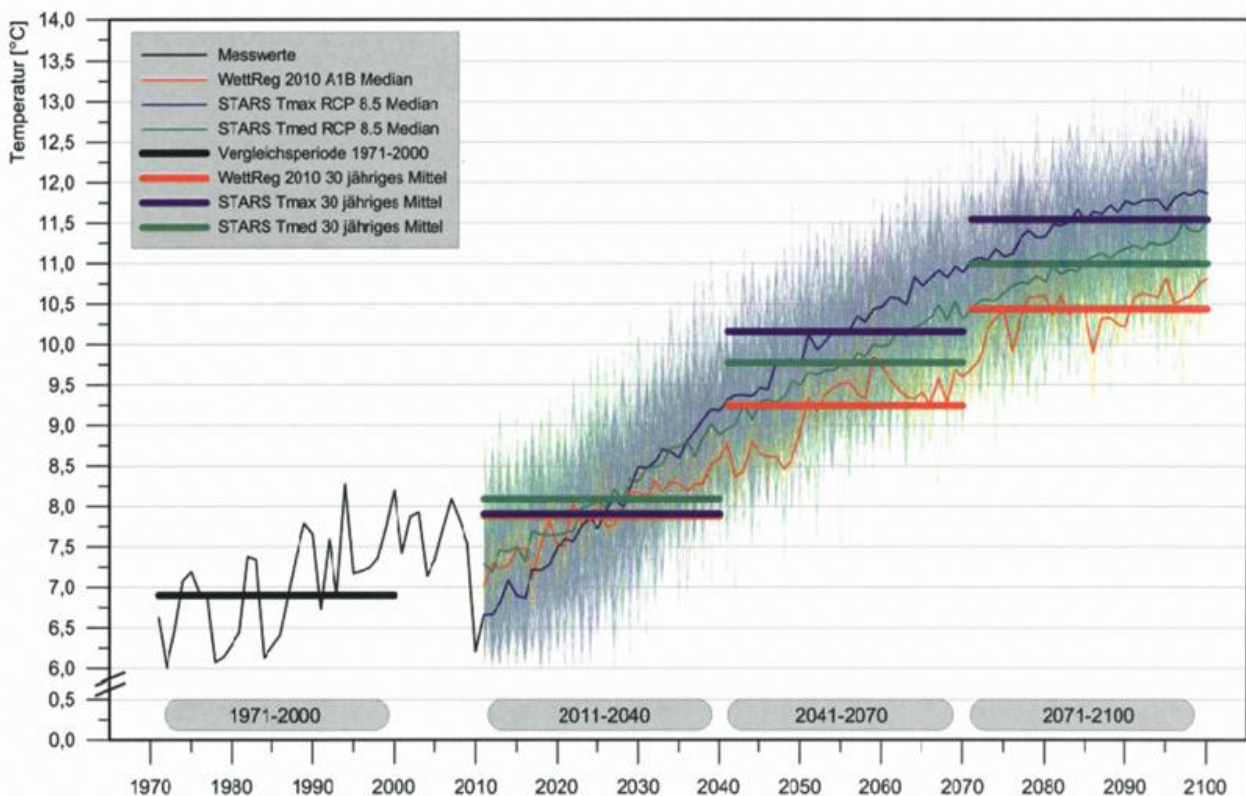


Abb. 2: Entwicklung der mittleren Jahrestemperatur im Einzugsgebiet der Hasel

Für jede Realisierung der Klimaprojektionen wurde eine Simulation durchgeführt. Folglich liegen jeweils 100 Modellergebnisse für die Projektion STARS/maxT und STARS/medT und 10 Modellergebnisse für WETTREG2010 vor.

In Abb. 2 sind die von J2000g berechneten jährlichen Durchschnittstemperaturen als Gebietsmittel des Einzugsgebietes dargestellt. Für die Modellierung der historischen Periode (1970-2010) wurden Messwerte verwendet. Die simulierten Temperaturentwicklungen werden für den Projektionszeitraum durch die blauen (STARS/maxT), den grünen (STARS/medT) und den orangenen (WettReg2010) Graphen beschrieben. Dabei bilden diese Verläufe jeweils den Median als wahrscheinlichste Entwicklung aus den einhundert bzw. zehn Realisierungen ab, die ebenfalls farbig als Zeitreihen unterlegt sind.

Ergebnisse

Die Ergebnisse der Modellierung mit J2000g werden zeitlich differenziert vorgenommen. Dabei wird unterschieden nach Referenzperiode (RFP, 1970-2000), Gegenwart und nahe Zukunft (2011 bis 2040, T1), mittelfristige Entwicklung (2041 bis 2070, T2) und ferne Zukunft (2071-2100, T3).

Zunächst wurde die Temperaturentwicklung ausgewertet (vgl. Abb. 2). In der Referenzperiode betrug die Temperatur im Einzugsgebiet der Hasel durchschnittlich 6,9 °C. Für die nahe Zukunft unterscheiden sich die Klimaprojektionen nur geringfügig. Hier wird aber bereits ein Temperaturanstieg auf 7,9 – 8,1 °C prognostiziert. In der mittelfristigen Prognose unterscheiden sich die Klimaprojektionen, mit einer mittleren Jahrestemperatur von 9,2 bis 10,2 °C, bereits wesentlich. In der fernen Zukunft wird eine Temperatur von 10,4 bis 11,5 °C prognostiziert, was insgesamt einer Erwärmung von 3,5 – 4,6 °C entspricht.

Hinsichtlich der jährlichen Niederschlagssummen prognostizieren die Klimaprojektionen in der fernen Zukunft einen leichten Rückgang von heute 991 mm auf 888 – 963 mm. Allerdings ist eine Konzentration der Niederschläge auf die hydrologischen Wintermonate festzustellen. Dadurch kommt es zu einer wesentlichen Abnahme der Niederschläge im hydrologischen Sommer von 470 mm in der RFP auf nur noch 354 bis 407 mm.

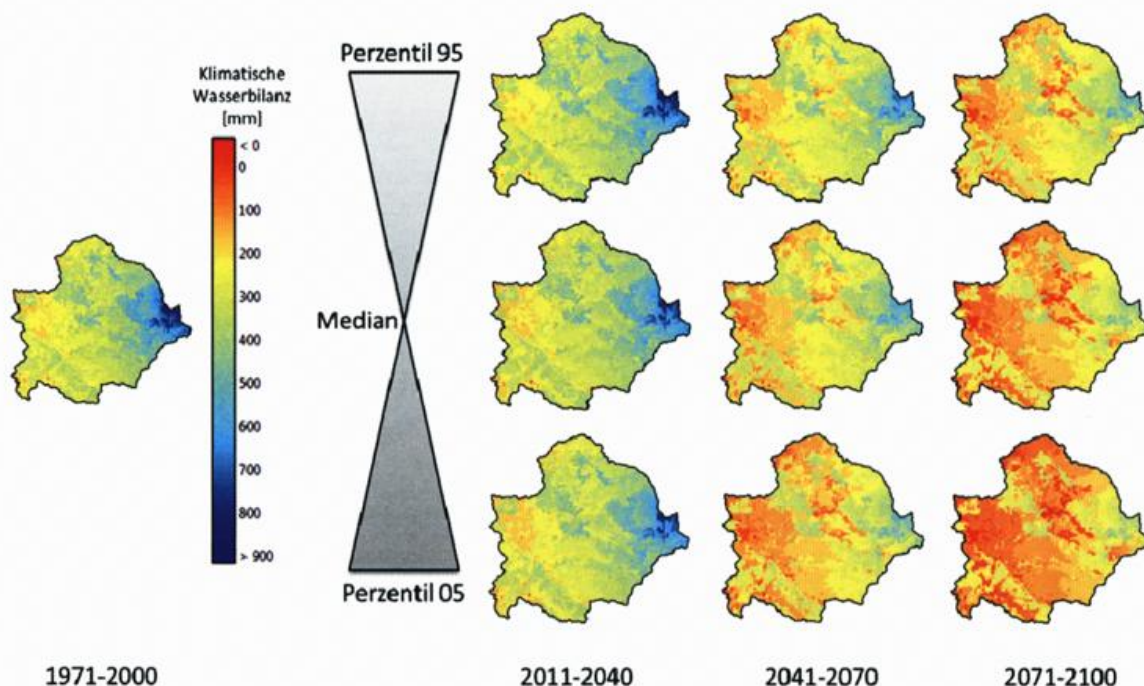


Abb. 3: Entwicklung der klimatischen Wasserbilanz nach STARS/maxT

Die geringeren Niederschläge in Zusammenhang mit den höheren Temperaturen führen zu einer deutlichen Veränderung der klimatischen Wasserbilanz vor allem im Sommerhalbjahr (vgl. Abb. 3). Während in der Referenzperiode ein Wasserüberschuss von ca. 417 mm zur Verfügung steht, sinkt dieser bis zum Ende des

Jahrhunderts kontinuierlich auf 234 – 281 mm ab. Wird nur der hydrologische Sommer betrachtet, ist sogar ein Wasserdefizit von bis zu 105 mm zu erwarten (Abb. 4).

Die klimatische Entwicklung hat wesentlichen Einfluss auf den Abfluss der Hasel. Zunächst wurde der mittlere jährliche Abfluss der Hasel mit J2000g prognostiziert. Dabei zeigen die Simulationen einen Rückgang von 4.2 m³/s in der RFP auf 2.24 - 2.93 m³/s. Die höheren Temperaturen führen zu einer geringeren Ausbildung der Schneedecke im Winter, so dass die jährlichen Hochwasser im Frühjahr immer häufiger ausfallen und es zu einer Verschiebung der jährlichen Abflussdynamik kommt.

Die Verringerung der Abflüsse zeigt sich besonders im Sommer. Abb. 4 zeigt das gleitende Mittel der 30-jährigen Monatsminima für jeden Monat des hydrologischen Sommers. In allen Monaten ist gleichermaßen eine deutliche Verschärfung der Niedrigwasser zu verzeichnen. Die niedrigsten Abflüsse werden im Monat Oktober verzeichnet: Während heute 1,2 m³/s im Oktober als Niedrigwasser gilt, sinkt der Wert kontinuierlich auf 0.42 m³/s bis zum Jahr 2100.

Sehr gut lässt sich diese Problematik anhand der Anzahl von Tagen im Monat, an denen der Niedrigwasserschwelldwert der RFP unterschritten wird, verdeutlichen. Bereits in der Gegenwart ist Niedrigwasser kein seltenes Ereignis. Jedoch steigt die Häufigkeit an Tagen mit Niedrigwasser am Pegel Ellingshausen bis 2100 kontinuierlich an, so dass in den letzten Dekaden von 2071 bis 2100 Niedrigwasser nach heutigem Maß nahezu einem Dauerstand entspricht.

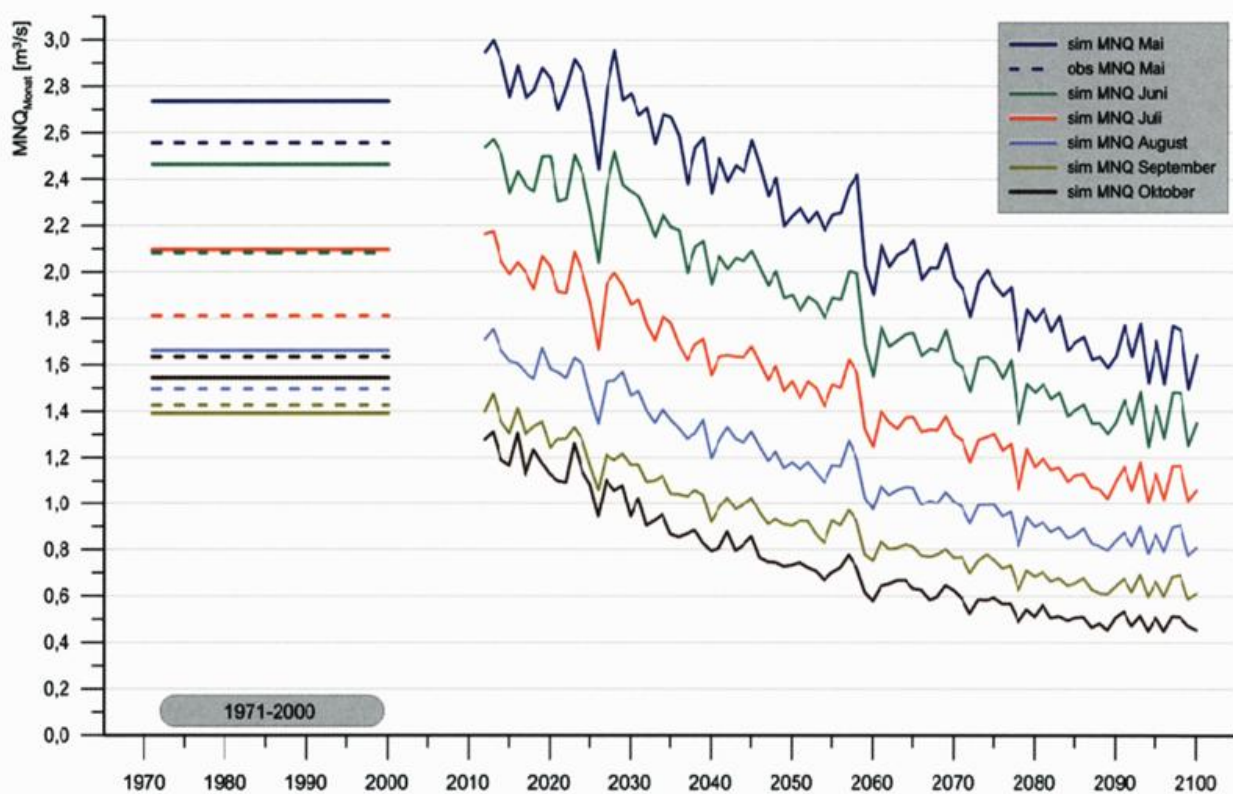


Abb. 4: Entwicklung des monatlichen Niedrigwasserabflusses in den hydrologischen Sommermonaten bis 2100

Literatur

GEWÄSSERKUNDLICHES JAHRBUCH 2010: Gewässerkundliches Jahrbuch für Weser und Emsgebiet, 2010: Niedersächsisches Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz.

- JACOB et al. 2008: JACOB, D., GÖTTEL, H., KOTLARSKI, S., LORENZ, P., SIECK K.: Klimaauswirkungen und Anpassung in Deutschland – Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. Bericht, Umweltbundesamt, 2008
- NASH & SUTCLIFFE 1970: NASH, J. und SUTCLIFFE, J.: River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3):282–290, 1970.
- JACOB et al. 2012: JACOB, D., BÜLOW, K., KOTOVA, L., MOSELEY, C., PETERSEN, J., RECHID, D.: Regionale Klimaprojektionen für Europa und Deutschland: Ensemble-Simulationen für die Klimafolgenforschung. CSC Report 6. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Climate Service Center CSC, Hamburg, 2012.
- KREIENKAMP et al. 2011: KREIENKAMP, F., SPEKAT, A., ENKE, W.: Ergebnisse regionaler Szenarienkäufe für Deutschland mit der statistischen Methode WettReg auf der Basis der SRES Szenarios A2 und B1 modelliert mit ECHAM5/MPI-OM. Bericht. Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH (CEC) Potsdam GmbH, finanziert vom Climate Service Center (CSC), Hamburg.
- ORLOWSKI et al. 2008: ORLOWSKY, B., GERSTENGARBE, F.-W., WERNER, P.C.: A resampling scheme for regional climate simulations and its performance compared to a dynamical RCM. *Theor. Appl. Climatol.* 92, No. 3-4, 209-223, 2008.
- SCHÖNWIESE et al. 2006: SCHÖNWIESE, C.-D., STAEGER, T., STEINER, H., BRINKMANN, S.: Analyse der Klimaveränderungen in Hessen für den Zeitraum 1901 bis 2003. Bericht Nr. 3, Inst. f. Atmosphäre u. Umwelt, Univ. Frankfurt/M., 74 S., 2006.

Anwendung meteorologischer Forschungsergebnisse bei der Jenaer Klimaanpassungsstrategie (JenKAS)

Matthias Lerm

Projekt Jenaer Klimaanpassungsstrategie (JenKAS)

Bereits frühzeitig hat die Stadt Jena erkannt, dass von einem ungebremsten Klimawandel Gefährdungen ausgehen und ihre Bemühungen verstärkt, ihn zu begrenzen. Seither beteiligt sie sich mit vielfältigen Aktivitäten am Wettbewerb um den European Energy Award (EEA) und verfolgt ein Klimaschutzkonzept. Jedoch sind auch jetzt schon Aktivitäten zur Bekämpfung der Folgen des Klimawandels und zur Anpassung an die sich erkennbar ändernden klimatischen Bedingungen nötig. Im Jahre 2009 beschloss der Stadtrat, angeregt durch den Autoren, diese Anpassung aktiv anzugehen. Erste Arbeiten galten der Entwicklung eines Konzeptes zu integrierten Handlungsempfehlungen zu Anpassung an den Klimawandel und zum Klimaschutz in Jena, erbracht von der Arbeitsgruppe Regionalklima und Nachhaltigkeit des Instituts für Geografie der Friedrich-Schiller-Universität.

Die frühzeitig vorliegenden ersten Ergebnisse waren sicher ein wesentlicher Grund dafür, dass die Stadt Jena in Kooperation mit dem Thüringer Institut für Nachhaltigkeit und Klimaschutz (ThINK), einer universitären Ausgründung der genannten Arbeitsgruppe, den Zuschlag erhielt, als eine von neun Modellkommunen am Verbundforschungsprojekt „Urbane Strategien zum Klimawandel - Kommunale Strategien und Potentiale“ des Bundesministeriums für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung (BMVBS) innerhalb des Forschungsprogramms „Experimenteller Wohnungs- und Siedlungsbau“ (ExWoSt) teilzunehmen (STADT JENA 2012).

Von 2009 bis 2012 wurde daraufhin – aufbauend auf der Vorstudie – in und für Jena gemeinsam von einer Vielzahl von Akteuren die Jenaer Klima-Anpassungs-Strategie (JenKAS) erarbeitet. Die umfangreiche Forschungskoooperation umfasste außer den schon genannten Akteuren auch die Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (TLUG) mit umfassender klimabezogener Fachlichkeit, auf die Landesebene fokussiert, mit der in sie integrierten Thüringer Klimaagentur. Fachliche Expertise steuerte das Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung (UFZ) in Leipzig bei, Geodaten lieferten Ministerien und Landesämter.

Arbeiten des DWD

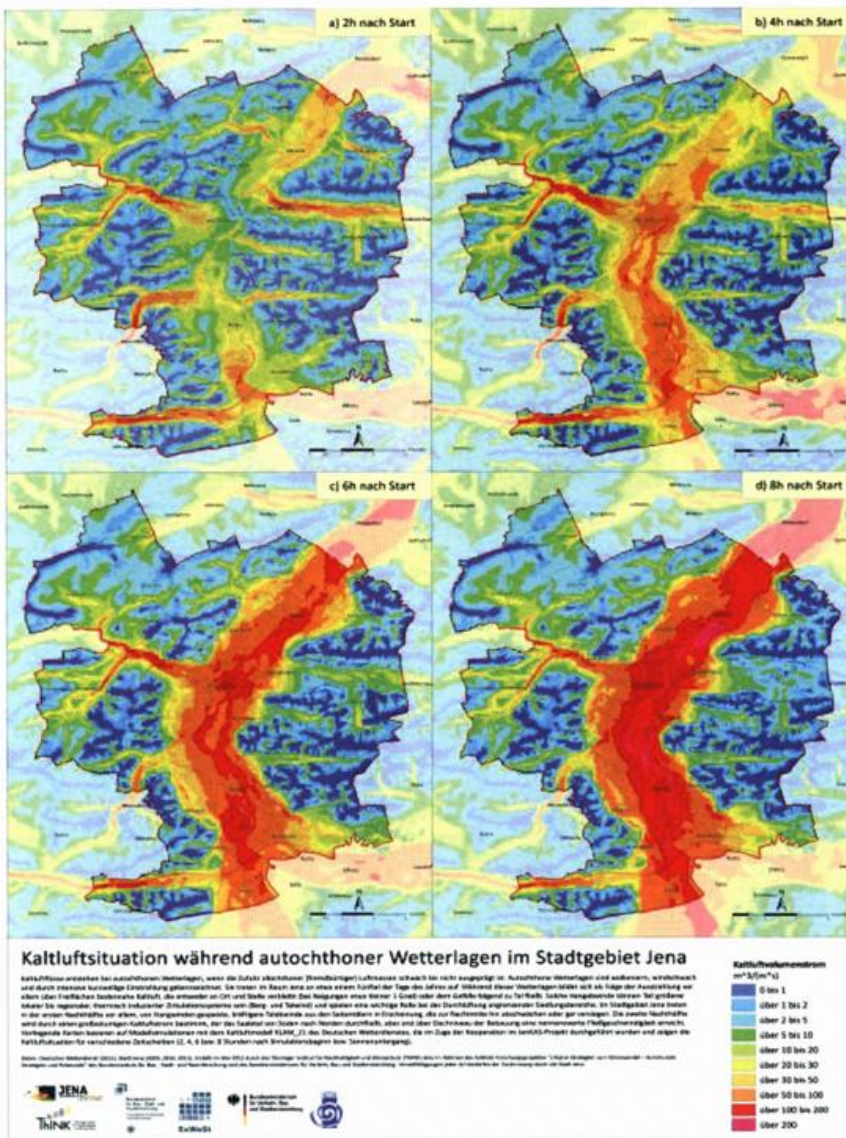
Aus Anlass der Würdigung des 200-jährigen Bestehens der Meteorologischen Messstation Jena Schillergässchen steht die Nutzung und Anwendung meteorologischer Forschungsergebnisse für die Jenaer Klimaanpassungs-Strategie (JenKAS) im Mittelpunkt des Beitrages.

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) konnte – recht ungewöhnlich für eine Stadt der Größe Jenas und einzigartig innerhalb der Modellkommunen – zu einer Kooperation gewonnen werden und hat unter anderem eine sechsmonatige Geländemesskampagne durchgeführt, weiterhin stadtklimatische Modellierungen mit den Modellen KLAM_21 zur Kaltluftdynamik und MUKLIMO_3 zur städtischen Überwärmung.

Im Frühjahr 2012 wurde eine temporäre Messstation in der Oberaue aufgestellt. Bei den Modellierungen konnte auf die – von geringen Unterbrechungen abgesehen – durchgängig zur Verfügung stehenden Daten aus der Station Schillergässchen zurückgegriffen werden. Die Zusage des DWD für Jena hing wesentlich von dieser positiven Voraussetzung ab.

Durch die lokalen Messungen, Messfahrten und Modellierungen konnte das Vorhandensein einer städtischen Wärmeinsel belegt werden. Dies ist mit Überschreitungen bestimmter Temperaturschwellwerte verbunden. Die Erwartung, dass dichter bebaute und stärker versiegelte Stadtteile eine höhere Temperatur aufweisen gegenüber stärker durchgrünter Strukturen wurde bestätigt. Eingemeindete Ortschaften weisen aufgrund ihrer geringen Ausdehnung keinen signifikanten Wärmeinseleffekt auf. Zusätzlich wird die Aufheizung durch den dort stärkeren Wind ausgetragen. Der Wärmeinseleffekt wird durch den Klimawandel verstärkt werden.

Erstmals konnte bei austauscharmer Wetterlage der Nachweis von Talwinden erbracht werden, was bisher nur vermutet wurde (Abb. 1):



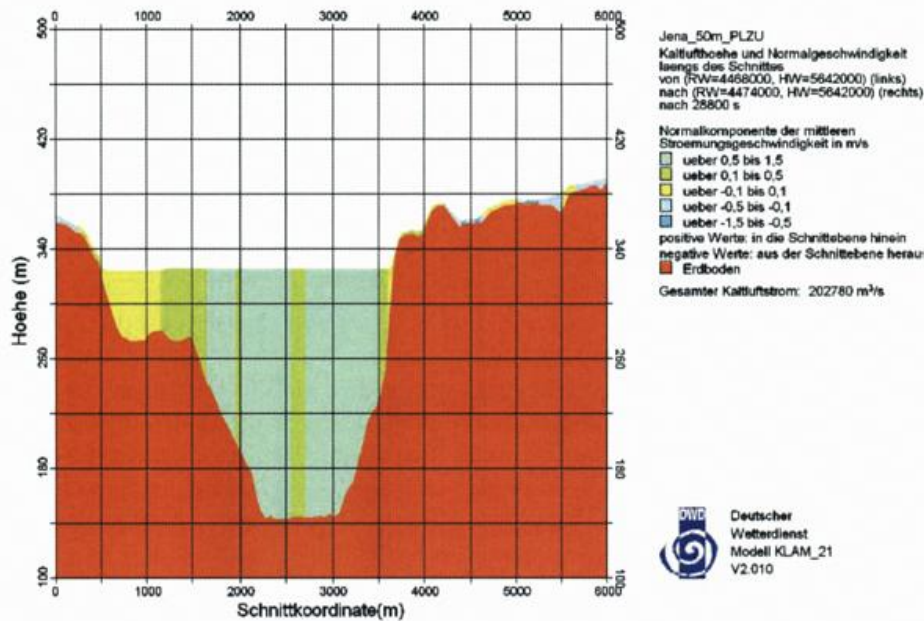


Abb. 2 Schnitt durch das mit Kaltluft gefüllte Saaletal acht Stunden nach Simulationsbeginn auf der Linie Ammerbacher Platte – Steinkreuz/Kernberge (DWD 2012)

Die die Daten der Station Schillergässchen einbeziehenden zusätzlichen Messungen, Messfahrten und Modellsimulationen des DWD waren und sind für die Klimaanpassung der Stadt Jena wesentlich, neuartig und nutzbar. Mit ihrer Hilfe konnte ein praxistaugliches Handbuch mit computerbasierten Anwenderempfehlungen für konkrete Adaptionen erstellt werden, dessen Empfehlungen auf solider wissenschaftlicher Forschungsarbeit für Jena und Umgebung beruhen. Die Erkenntnisse können dann verallgemeinert und auch an anderen Orten nachgenutzt werden, wenn jeweils eine sorgfältige Analyse zu Gemeinsamkeiten und Unterschieden der konkreten örtlichen und kleinklimatischen Situation vorangestellt wird.

Ergebnisse und weiteres Vorgehen

Jena ist aufgrund seiner topographischen Situation, der hohen Konzentration an Werten in der verhältnismäßig engen Talau und der historisch entstandenen vorrangig technisch orientierten Prävention mit dem Risiko des Systemversagens in besonderer Weise durch ein extremer werdendes Klima gefährdet. Hinzu treten das Fehlen von handlungsevozierenden Erfahrungen von Extremereignissen in jüngerer Vergangenheit und die ebenfalls topographisch bedingte, nun auch durch die Arbeit des DWD belegte ohnehin bestehende Überwärmungssituation des Talkessels. Die Stadt Jena weist andererseits jedoch auch Eigenschaften auf, die sie besonders klimawandelresistent machen.

Gelegen in einem Engtalabschnitt der Saale und hat es sich entlang der Verkehrsstrassen intensiv linear entwickelt, an Knoten verstärkt. Die drei wesentlichsten Siedlungsstrukturen weisen sämtlich das Potential auf, sich auch unter den Bedingungen des Klimawandels zu bewähren:

Die Altstadt und die historischen Kerne, erweitert um die kompakten Gründerzeitviertel, sind zwar verhältnismäßig eng und intensiv bebaut, nehmen aber nur eine kleine Fläche ein. Damit können sie von der Belüftung durch die angrenzenden weniger kompakten Bauflächen und Grünbereiche (Aue, Hänge) profitieren. Historische Gassen und verhältnismäßig enge Straßen oder Alleen sind durch Verschattung auch im Sommer angenehm kühl. Die Gebiete aufgelockerter Bebauung (Villenviertel und Kleinsiedlungsgebiete) sind in so starkem Maße durchgrünt, dass eine größere Aufheizung nicht zu befürchten ist. Die Großsiedlungen schließlich sind in sich so kompakt und dicht, dass sie ohne weiteres den Kriterien innerstädtischer Entwicklung genügen. Im Klimawandel versprechen sie Beständigkeit durch ihren hohen Anteil an Grün- und Freiflächen, durch Verschattung und Verdunstungskühle.

Die linearen Stadtstrukturen bringen es gleichzeitig mit sich, dass sie sehr gut durch Massentransportmittel bedienbar sind. Dies wird auch durch die Dichte und die kurzen Wege begünstigt, so dass die Jenaer Stadtstruktur grundsätzlich gut geeignet ist, mit sparsamem Energieverbrauch funktionsfähig zu bleiben. Schon jetzt ist der Fußgängeranteil am täglichen Gesamtverkehr mit rund 40% herausragend, der Radanteil stark wachsend und der Öffentliche Verkehr sehr gut ausgebaut und genutzt. Das in Planung und Bau befindliche System der Saalewege wird künftig das Rückgrat der Muskelverkehre bilden. Damit können wesentliche Verkehrsanteile mit geringem Aufwand an Versiegelung, Technik und damit Kosten für die Gesellschaft und den Einzelnen aufrechterhalten werden.

Die Jenaer Landschaft ist horizontal geschichtet. Hochflächen, Hänge und Auen sind Voraussetzung für eine gute Winddurchströmung und Kühlung der Siedlungsbereiche. Da das kalkige, karstige Tal schon immer besonders wärmexponiert war, weist die Vegetation bereits einige mediterrane Züge auf, was die Anpassung erleichtern wird. Günstig ist es auch, dass die teils steilen Hänge eine allzu ausufernde Bebauung begrenzt. Kein Siedlungsbereich ist länger als 10 Min. Fußweg von einer Freifläche entfernt – eine hervorragende Voraussetzung für den Umgang mit wachsenden Naturgefahren in Folge des Klimawandels.

Auch die künftigen Stadtentwicklung orientiert sich an den Prinzipien der Nachhaltigkeit: gemischte Nutzungen, kompakte Baustrukturen, sorgfältige Standortwahl für verkehrsintensive und verkehrserzeugende Aktivitäten, Abgrenzung gegenüber der Umgebung und den Grünzäsuren.

Andere Eigenschaften Jenas, denen es frühzeitig zu begegnen gilt, verursachen jedoch eine vergleichsweise hohe Verwundbarkeit und erfordern damit Adaption. Die Tallage zog es nach sich, dass viele Nutzungen, darunter wertintensive Bereiche von Forschung und Produktion, im Auen- oder Hangbereich angesiedelt worden sind. Zwar ist die Aue durch die Saalekaskade verhältnismäßig gut vor mittleren Hochwässern geschützt, bleibt jedoch durch Hochwässer im Einzugsbereich unterhalb der Talsperren gefährdet. Hier ist es nötig, das Risiko deutlich abzusenken durch Anpassungen im Gebäudebereich, die Vergrößerung des Abfluss- und Retentionsbereiches und eine verstärkte Sensibilisierung der Verantwortlichen zu umsichtigem Umgang mit den anvertrauten Menschenleben und Gütern.

Kritisch ist es auch anzusehen, wenn sich Bebauung (Entwicklung hangaufwärts) und Wald (Sukzession) immer weiter angenähert haben. Bei langanhaltender Sommerdürre besteht erhöhte Brandgefahr. Vielfach wurde und wird auch in geologisch sensiblen Bereichen gebaut. Die Verstärkung der Wetterextreme lässt hier künftig verstärkt Massenbewegungen und Schadereignisse wie Waldbrände, Erdfälle, Hangrutsche erwarten. Durch die Jenaer Klimaanpassungsstrategie (JenKAS) werden Konfliktkarten für den Flächennutzungsplan und die konkrete Umsetzung in der Bauleitplanung vorgelegt, die es geraten erscheinen lassen, sich aus besonders gefährdeten Bereichen mit Bauten und Werten geordnet zurückzuziehen.

Führt man beide Betrachtungseisen hinsichtlich des Umganges mit den Folgen des Klimawandels zusammen, ergibt sich ein recht klar konturiertes Bild einer Stadtentwicklung, die sich schon heute den Anforderungen von Klimaschutz und Anpassungsnotwendigkeit stellt: Die Stadt ist auch weiterhin kompakt, nutzungsgemischt und verkehrsreduzierend zu entwickeln, um Werte und Schutzgut in eng begrenzten Korridoren zu konzentrieren. Zur Gliederung sind Schneisen, Zäsuren, Parks, Grüngürtel und Auen zu nutzen. Sie dienen der Stadtbelüftung, der Kühlung, als Grünverbindungen und der Erholung. In sommerlichen Hitzephasen stellen sie Klimakomfortinseln dar.

Um die Überhitzung als Hauptschauplatz des Klimawandels hinsichtlich der Mortalität nicht mit künstlichen und energieaufwändigen technischen Einrichtungen bändigen zu müssen, die mit den Klimazielen nicht vereinbar wären, sollte alle sich bietenden Möglichkeiten der Kühlung über Verschattung und Verdunstung genutzt werden: Straßengrünoffensive, Fassaden- und Dachbegrünung, Schaffung von verdunstungsoffenen Flächen (Entsiegelung) und Schutz oder Neuanlage von Gewässern. Die Artenauswahl für das Stadtgrün ist zu verändern. Der Trend geht hin zu den Pflanzen der Steppenregion Mittelasiens oder Zentralnordamerikas, wo Bedingungen herrschen, die denen des künftigen Stadtklimas ähneln: Eher trocken und heiß, im Winter besteht jedoch auch weiterhin Frostgefahr.

Auch die Land- und Forstwirtschaft hat sich anzupassen hinsichtlich der Arten und Bewirtschaftungsformen. Der Boden ist vor Wind- und Wassererosion zu schützen, bevorzugt durch freiwachsende Hecken und die Vermeidung von allzu langen hangabwärtsgerichteten Bodenstrukturen. Das Quartett der vier "V-s" gilt der Beurteilung jeglicher Bau- und Verkehrsvorhaben. Die damit verbundenen jeweiligen absehbaren Risiken sollten durch geeignete Strategien vermieden, verringert, verträglich bewältigt oder schließlich, wenn sich bei Abwägung von Aufwand und Nutzen ein Missverhältnis ergäbe, gebilligt und lediglich versichert werden.

All dies wir es nach sich ziehen, dass hinsichtlich des Mitteleinsatzes künftig andere Prioritäten gelten werden. Klimaschutz und -anpassung werden wesentlich höhere Aufwände erfordern. Das Vorsorgen ist zwar grundsätzlich eine sehr sinnvolle Investition, weil sie größere Schäden verhütet und sich damit langfristig gesehen auszahlt. Jedoch ist es schwer, im Konzert des Wünschenswerten dafür Gehör zu finden. Viel klarer und damit – leider – unabweisbarer sieht das beim Wiederaufbauaufwand nach einem Schadensereignis aus.

Die mit Hilfe des DWD erarbeitete Jenaer Klimaanpassungsstrategie (JenKAS) umzusetzen heißt konkret, dass der Übergang zum postfossilen Zeitalter bewältigt wurde, dass in Kenntnis der Gefahren und Risiken ein erhöhter Aufwand in die Vorsorge gesteckt wurde, weshalb Nachsorge und Katastrophenbewältigung die Ausnahme bleiben und dass schließlich die städtische Lebensqualität auch künftig gegeben ist durch an die veränderten Bedingungen angepasste Gebäude und Stadtstrukturen.

Literatur

STADT JENA (Hg.): Handbuch klimawandelgerechte Stadtentwicklung für Jena, Schriften zur Stadtentwicklung Nr. 3, Jena 2012, S. 6 ff, 19, 22

Auswertung historischer Klimadaten der Messstation Jena-Schillergässchen und Untersuchungen mit aktuellen Klimaensemblesimulationen

Juliane Pfannschmidt, Julia Fleischmann

Einführung

Betreut durch die Thüringer Klimaagentur der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie wurden im Rahmen einer Seminarfacharbeit die kontinuierlichen, langjährigen, historischen Messreihen von 1824 bis zur Gegenwart ausgewertet. Die Untersuchungsergebnisse wurden anschließend in den Kontext zu dem sich vollziehenden Klimawandel gebracht. In einer weiteren Phase der Arbeit sind die aktuelle Klimaprojektionen verfügbarer Regionalmodelle hinsichtlich der zu erwartenden klimatologischen Entwicklungen in der Stadt untersucht wurden. Die zu erwartenden Auswirkungen, Chancen und Risiken werden exemplarisch an dem betroffenen Handlungsfeld Gesundheitswesen untersucht.

Auswertung der historischen Daten

Auf der Grundlage historischer Messdaten des Deutschen Wetterdienstes für die Jenaer Klimastation (KLU-GE & WESTERMEIER 2000), mit Beginn im Jahr 1824 bis 2012 war es möglich, längerfristige Aussagen über die zeitliche Entwicklung von Temperatur und Niederschlag zu treffen und die Maxima und Minima der gebildeten Monats- und Jahresmittelwerte zu vergleichen. Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag dabei auf der Temperatur.

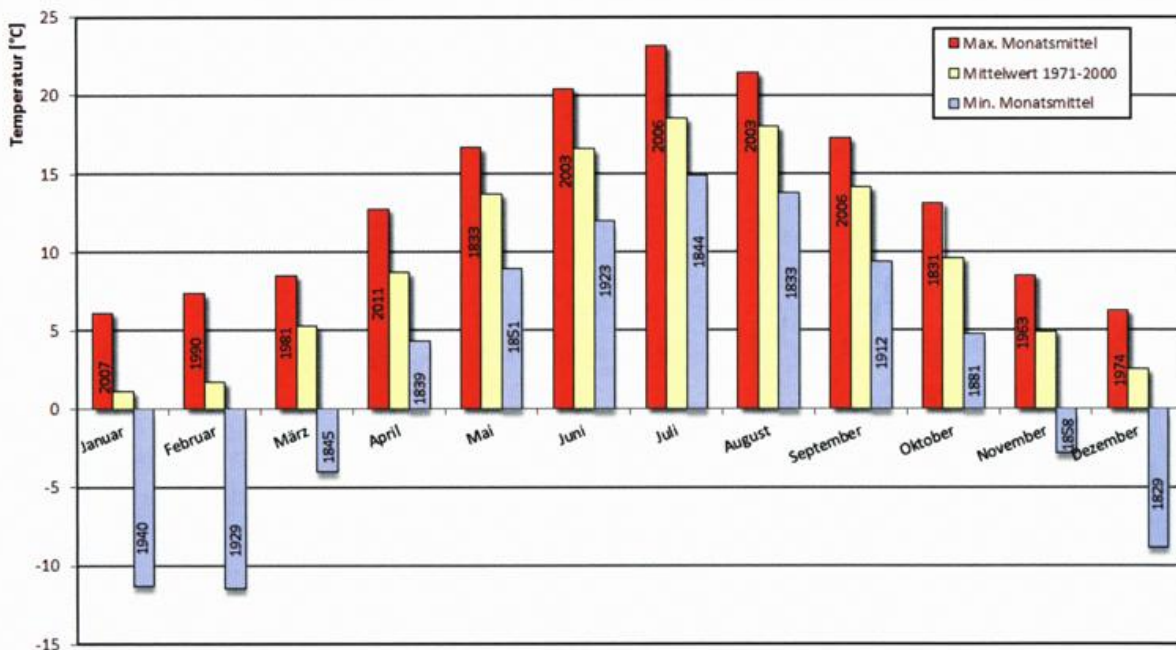


Abb. 1: Die wärmsten und kältesten Monate von 1824-2012 im Vergleich zur Monatsmitteltemperatur (1971-2000)

Die Abbildung 1 zeigt die höchsten und niedrigsten in Jena über den Untersuchungszeitraum gemessenen Monatsmitteltemperaturen im Vergleich zum langjährigen Monatsmittel der Vergleichsperiode von 1971 bis 2000.

Die aus den gemessenen Tageswerten berechneten Jahresmittelwerte der Temperatur waren die Grundlage für eine Rangfolge der kältesten und wärmsten Jahre. Die Auswertung bestätigte auch für Jena die Aussage, dass die Dekade von 2001 bis 2010 mit einem Dekadenmittel von 10,1 °C die global wärmste seit Beginn der Wetteraufzeichnung ist (UBA 2013). Fünf der zehn wärmsten Jahre mit Durchschnittstemperaturen von 10,4 °C bis 11,1 °C liegen zwischen 2000 und 2011.

Der lineare Trend der Jahresmitteltemperaturen von 1901 bis 2012 (vergl. Abbildung 2, gestrichelte Linie), ergibt eine Zunahme der Jahresmitteltemperatur in diesem Zeitraum um 1,5 K von 8,4 °C auf 9,9 °C. Die bereits erwähnte Dekade von 2001 bis 2010 mit der durchschnittlichen Jahresmitteltemperatur von 10,1 °C liegt um 0,5 K höher als das 30-jährige Mittel des gewählten Referenzzeitraumes von 1971 bis 2000 (9,6 °C). Die Entwicklung der Dekadenmittel der Jahresdurchschnittstemperaturen zeigt auch die Tabelle 2. Ein weiterer Schwerpunkt der Auswertung war die Analyse ausgewählter Temperaturkennstage (Datenbasis (KLUGE & WESTERMEIER 2000)). Diese wurden zu Dekadenmitteln und 30-jährigen Mittelwerten aggregiert und mit den Ergebnissen der Klimaprojektion verglichen.

Klimamodell und Szenarien

Bei der modellgestützten Berechnung der zukünftigen Entwicklung von klimatischen Kenngrößen spricht man von Klimaprojektionsdaten. Die für dieses Projekt von der Thüringer Klimaagentur zur Verfügung gestellten Daten für die Station Jena wurden mit dem statistisch basierten regionalen Klimamodell STARS (STATistical Resampling Scheme) (ORLOWSKI et al. 2008) des Potsdam-Instituts für Klimafolgenforschung (PIK), angetrieben von den Ergebnissen des Globalmodells ECHAM6-OM, berechnet. Unter Verwendung von Beobachtungsdaten und der Vorgabe eines zukünftigen linearen Trends einer meteorologischen Größe (z.B. Jahresmittels der Lufttemperatur) wird ein neuer Datensatz zusammengestellt, der die Trendvorgabe erfüllt und die Konsistenz zwischen den verschiedenen meteorologischen Größen zeitlich und räumlich erhält (URL 1, URL 5). Für diese Untersuchung lagen Tageswerte für die Temperatur (Maxima, Minima, Mitteltemperatur), den Niederschlag, die relative Feuchte, die Sonnenscheindauer, die Globalstrahlung und die Windgeschwindigkeit für den Projektionszeitraum von 2011 bis 2100 vor.

Die Grundlage der Projektionen sind die zukünftigen globalen Emissionsszenarien. Diese sind abhängig von ökonomischen, sozialen und politischen Entwicklungen, die grundsätzlich nicht vorhersagbar sind. Daher definierte die Klimaforschung eine Vielzahl von Szenarien über die künftige Entwicklung der Menschheit, die sogenannten SRES-Szenarien (Special Report on Emissions Scenarios). Sie lagen sowohl dem IPCC-Bericht (Intergovernmental Panel on Climate Change, URL 4) von 2001 ("Third Assessment Report") als auch dem "Fourth Assessment Report" (AR4) des IPCC von 2007 zugrunde (URL 2) und unterteilen sich in die vier Haupt-Typen A1, B1, A2 und B2. Für den 5. IPCC-Sachstandsbericht werden von der Wissenschaftsgemeinde neue Szenarien formuliert, die mittelfristig als Nachfolger der SRES Szenarien genutzt werden. Dabei wurden sogenannte "Repräsentative Konzentrationspfade" (Representative Concentration Pathways; RCPs) mit gekoppelten Energie-Ökonomie-Klima-Landnutzungs-Modellen (sogenannte Integrated Assessment Modelle) erstellt. Diese Modelle bilden alle Treiber anthropogener Treibhausgasemissionen ab und setzen sie in konsistente Szenarien zukünftiger Treibhausgasemissionen und daraus resultierender Strahlungsantriebe um (URL 1). Die RCP-Szenarien werden unterschieden in den anthropogenen Strahlungsantrieb im Jahr 2100 von 8.5 W/m² (sehr hoch), 6 W/m² (hoch) bzw. 4.5 W/m² (mittel) und 3 W/m² (relativ niedrig) (s.a. (URL 3)). Zurzeit wird an der Entwicklung neuer, eine große Bandbreite abdeckender sozio-ökonomischer Szenarien gearbeitet, mit denen die RCPs unterlegt werden sollen (URL 1). Für die Untersuchungen an der Station Jena wurde das RCP 8.5-Szenarium verwendet, weil sich die aktuell zu verzeichnende Entwicklung der globalen Emissionen in der Nähe bzw. sogar oberhalb der Annahmen zu diesem Szenarium bewegt. Das PIK hat in Auswertung der vorliegenden Ergebnisse der Globalmodellläufe für das Szenario RCP 8.5 drei Antriebskategorien für STARS definiert: Die maximale, die mittlere und die minimale globale Temperaturerhöhung. Im Projekt wurden 100 STARS-Läufe für die maximale Temperaturerhöhung verwendet und ausgewertet.

Auswertung der Temperaturentwicklung

Die Abbildung 2 zeigt neben der historischen Messreihe die Entwicklung der Jahresmitteltemperaturen für den Projektionszeitraum nach den Klimaprojektionen des Modells STARS. Der graue Bereich zeigt den Schwankungsbereich der Projektion zwischen dem 5- und 95-Perzentil der verwendeten 100 Modellläufe, die rote Kurve ist der Median. Aus den Jahreswerten wurden die Dekadenmittel gebildet (s. Tabelle 2). Ausgehend von der Mitteltemperatur des Referenzzeitraums von 9,6 °C ist erkennbar, dass bereits zum Ende der Dekade 2031-2040 das von der Politik proklamierte 2 Grad-Ziel nicht mehr eingehalten würde.

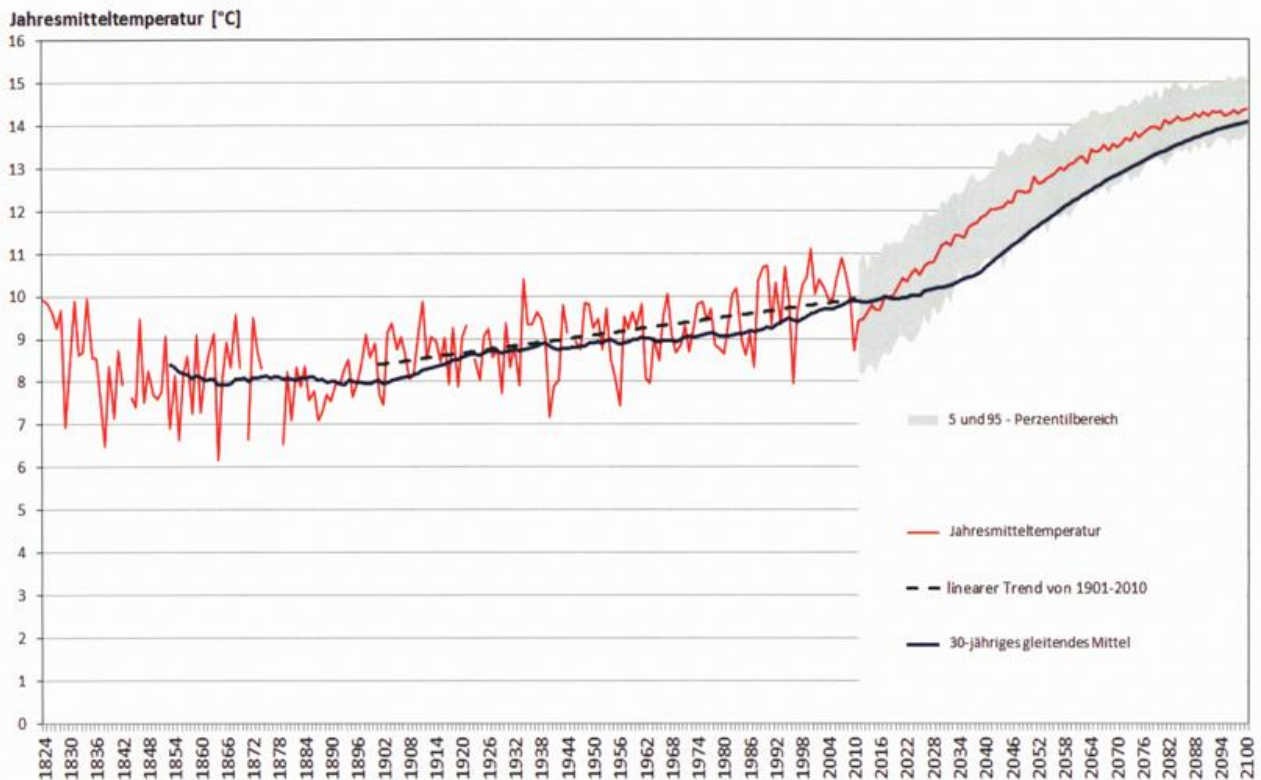


Abb. 2: Die von 1824 bis 2012 gemessene und bis 2100 projizierte Jahresmitteltemperatur an der Station Jena

Bereits in der Mitte des 21. Jahrhunderts muss mit einer Temperaturerhöhung der Jahresmitteltemperaturen gegenüber 1971-2000 um 3,3 K gerechnet werden. Bis zum Ende des Projektionszeitraums kämen noch einmal weitere 1,4 K dazu.

Tab. 1: Entwicklung der Jahresmitteltemperaturen nach Dekaden

	1961- 1970	1971- 1980	1981- 1990	1991- 2000	2001- 2010	2011- 2020	2021- 2030	2031- 2040	2041- 2050	2051- 2060	2061- 2070	2071- 2080	2081- 2090	2091- 2100
T(°C)	9,0	9,2	9,6	9,9	10,1	9,8	10,6	11,5	12,2	12,9	13,4	13,8	14,1	14,3

Auswertung der Temperaturkenntage

Bei der Auswertung der historischen Messdaten und der Klimaprojektionsdaten lag, wie eingangs erwähnt, der Schwerpunkt auf der Klimagröße Temperatur und einer Reihe von daraus ableitbaren Temperaturkenntagen. Diese standardisierten Größen dienen im Rahmen der durchzuführenden klimatologischen Auswertung zur Veranschaulichung des projizierten Temperaturverlaufes. Zur Charakterisierung der Entwicklung in der Jahreszeit Winter wurden die Frosttage ($T_{min} < 0^{\circ}\text{C}$) und die Eistage ($T_{max} < 0^{\circ}\text{C}$) ausgewählt. Für den Sommer fiel die Wahl auf Sommertage ($T_{max} \geq 25^{\circ}\text{C}$) und Hitzetage ($T_{max} \leq 30^{\circ}\text{C}$) (BENDER und SCHALLER 2012). Die folgende Abbildung 3 zeigt die Entwicklung der 30-jährigen mittleren Auftretshäufigkeit der ausgewählten Temperaturkenntage des Projektionszeitraums im Vergleich zum Referenzzeitraum. Die Fehlerbalken an den Säulen des Projektionszeitraum sind wieder die 5- und 95-Perzentile. Die Balken stehen für den Median.

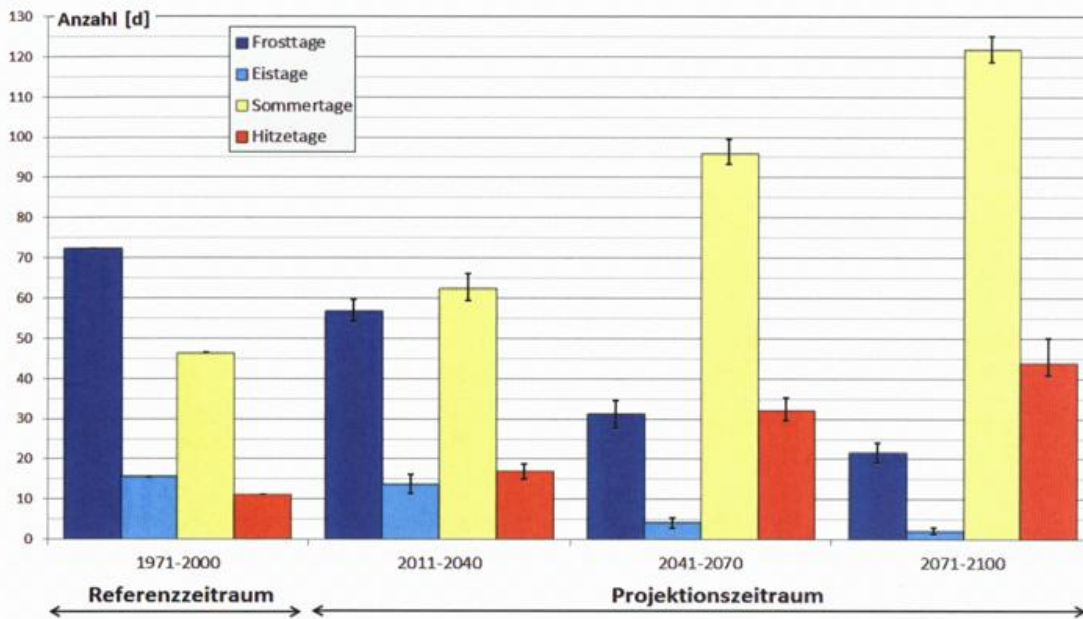


Abb. 3 Entwicklung der Temperaturkenntage

Während die mittlere Auftrittshäufigkeit von Frosttagen im Zeitraum von 2071 bis 2100 auf 30 % und von Eistagen auf nur noch 14 % gegenüber dem Referenzzeitraum zurückgeht, nimmt die Anzahl der Sommertage im gleichen Zeitraum um das Zwei- bis Dreifache, die Anzahl der Hitzetage um das Vierfache zu. Bereits zur Mitte des Jahrhunderts würde es in Jena mit 32 Tagen im Jahr das Dreifache an Hitzetage geben! Insbesondere unter den Eindrücken des extremen Hitzesommers 2003 mit vielen Tausend Toten in Europa ist das ein alarmierendes Zeichen für den Gesundheitssektor!

Vergleich mit JENKAS-Studie

Die Stadt Jena reagierte auf den sich vollziehenden Klimawandel mit der „Jenaer Klimaanpassungsstrategie JenKAS“ (JenKAS 2012), die im Dezember 2012 herausgegeben und mit dem Stadtratsbeschluss vom 15. Mai 2013 bestätigt wurde (JENA 2013). In diesem „Handbuch der Klimawandelgerechten Stadtentwicklung für Jena“ wurden die Auswirkungen des Klimawandels auf verschiedene Sektoren und nach Stadtteilen differenziert untersucht. Für die einzelnen Handlungsfelder wurden Empfehlungen formuliert. Die in der Studie verwendeten Klimamodelle sind WettReg 2006, WettReg 2010 (Spekat et al., 2006) und der Vorläufer von STARS, das Regionalmodell STAR. Das diesen zu Grunde liegende Emissionsszenario ist das SRES-Szenario A1B. Angetrieben wurden die Regionalmodelle von dem Globalmodell ECHAM-5.

Interessant war der Vergleich der STAR-Modellierung auf Basis RCP 8.5 mit diesen Ergebnissen von 10 Modellläufen des statistischen Regionalmodells WettReg 2010 (URL 5). Herausgegriffen wurde dazu exemplarisch in der Abbildung 4 die dekadische Entwicklung der Auftrittshäufigkeit von Hitzetagen. Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass bis zum Jahr 2030 die projizierte Entwicklung der Hitzetage nach den Szenarien A1B (WettReg 2010) und RCP 8.5 (STARS) noch etwa gleichauf liegen. In den folgenden Dekaden weißt die STARS-Projektion aber eine deutlich stärkere Zunahme an Hitzetagen als WettReg 2010 auf (im Mittel 14 Prozent).

Diese Ergebnisse werden den Verantwortlichen der Stadt Jena vorgestellt und mit Ihnen diskutiert. Ein Fachworkshop zu Thema „Gesundheitsförderliche Klimaanpassung in Jena – Status Quo und Potenziale“ fand dazu am 13. Juni 2013 statt. Hier analysierten Fachleute aus Verwaltung und Forschung die gesundheitsförderlichen kommunaler Strukturen, Prozesse und Instrumente zur Anpassung an den Klimawandel.

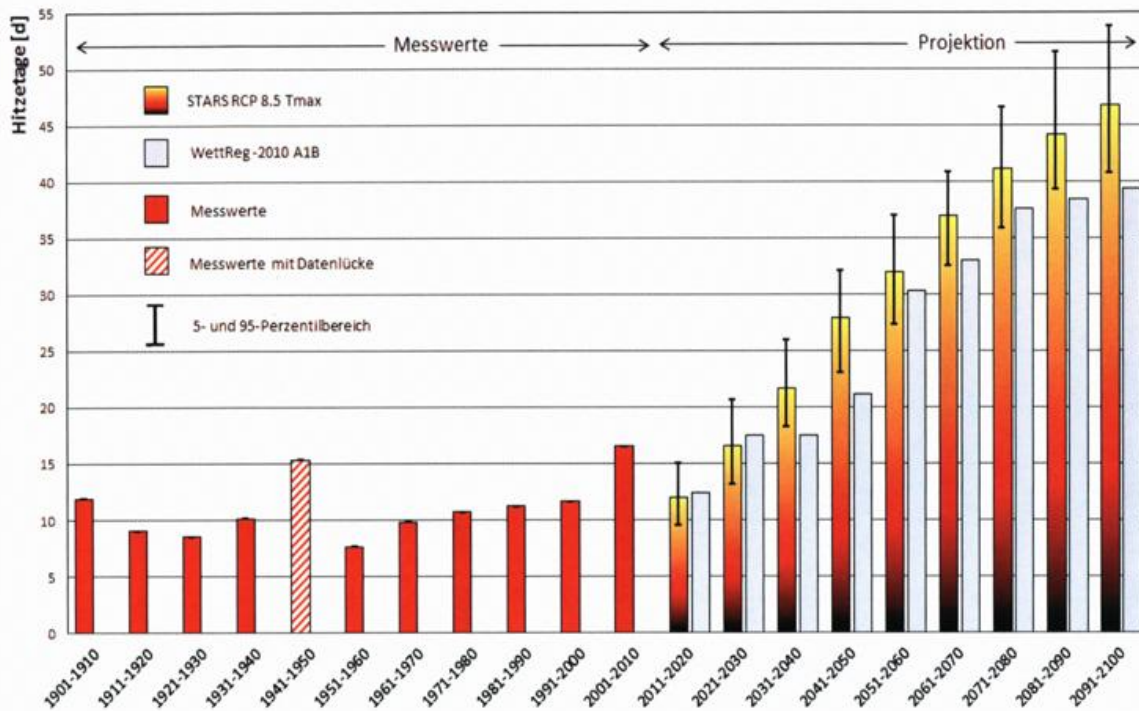


Abb. 4: Entwicklung dekadischen Mittels der Auftretungshäufigkeit von Hitzetagen

Das Ziel dieser Seminarfacharbeit ist es, die Ergebnisse in diesen Erkenntnisprozess mit einfließen zu lassen um somit einen kleinen Beitrag für eine in der Zukunft an die Folgen des Klimawandels angepasste Stadt Jena zu leisten.

Literatur

- BENDER und SCHALLER 2012: BENDER, S., SCHALLER, M.: Wichtige Definitionen, Schwellenwerte, Kenndaten und Indices für Fragestellungen rund um das Thema „Klimawandel und seine Folgen“. , Climate Service Center CSC, Hamburg, 2012.
- JENA 2013: Stadtanzeiger Jena vom 19.06.2013, Nr. 13/1991-BV vom 15.05.2013 zur Jenaer Klimaanpassungsstrategie. Stadt Jena.
- JENKAS 2012: Jenaer Klimaanpassungsstrategie JenKAS. Handbuch Klimawandelgerechte Stadtentwicklung für Jena. Stadt Jena, Think - Thüringer Institut für Nachhaltigkeit und Klimaschutz. 2012.
- KLUGE & WESTERMEIER 2000: KLUGE, G., MÜLLER-WESTERMEIER, G.: Das Klima ausgewählter Orte der Bundesrepublik Deutschland Jena. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 213. Selbstverlag des DWD. Offenbach a. Main 2000.
- LEHMANN et al. 2013: LEHMANN, H., MÜSCHEN, K., RICHTER, S., MÄDER, C.: „Und sie erwärmt sich doch! Was steckt hinter der Debatte um den Klimawandel?“, Umweltbundesamt. Dessau, 2013.
- ORLOWSKI et al. 2008: ORLOWSKY, B., GERSTENGARBE, F.-W., WERNER, P.C.: A resampling scheme for regional climate simulations and its performance compared to a dynamical RCM. Theor. Appl. Climatol. 92, No. 3-4, 209-223, 2008.
- SPEKAT 2010: KREIENKAMP, F., SPEKAT, A., ENKE, W.: Ergebnisse eines regionalen Szenarienlaufs für Deutschland mit dem statistischen Modell WETTREG2010. Bericht, Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH, 2010.
- (URL 1): <http://www.klimafolgenonline.com/>
- (URL 2): http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Klimaszenarien#Die_IPCC-Emissionszenarien
- (URL 3): <http://www.pik-potsdam.de/~mmalte/rcps/>
- (URL 4): IPCC - Intergovernmental Panel on Climate Change <http://www.ipcc.ch/>
- (URL 5): http://www.climate-service-center.de/011587/index_0011587.html.de, alle 08.06.2013, 11 Uhr

TERENO – Ein Netzwerk zur langfristigen Erforschung der Effekte des Globalen Wandels in Deutschland

Steffen Zacharias, Heye Bogena, Eckart Priesack, Knut Kaiser, Harald Kunstmann, Oliver Bens, Erik Borg, Achim Brauer, Peter Dietrich, Irena Hajnsek, Jean Charles Munch, Hans Papen, Thomas Pütz, Hans Peter Schmid, Ute Wollschläger, Harry Vereecken

Einführung

Der Klimawandel und Veränderungen in der Landnutzung gehören zu den größten Herausforderungen, denen sich die menschliche Gesellschaft in den nächsten Jahrzehnten zu stellen hat. Beide Prozesse beeinflussen die Umwelt in vielfältiger Art und Weise durch Veränderungen der klimatischen Bedingungen und Zusammensetzung der Atmosphäre, der Produktivität der Landoberflächen oder durch die Beeinflussung der Georessourcen Boden und Wasser. Entsprechende Einflüsse erstrecken sich über die verschiedensten räumlichen und zeitlichen Skalen und die damit verbundenen Herausforderungen für die moderne Umweltforschung sind immens. Vor allem die Entwicklung nachhaltiger Lösungen für das Management der Effekte des Globalen Wandels gehört ganz sicher zu den wichtigsten wissenschaftlichen Herausforderungen des 21. Jahrhunderts. Für viele Funktionen des Ökosystems sind signifikante Änderungen zu erwarten, welche die Verfügbarkeit und Produktivität der Naturressourcen gefährden und damit zukünftige Entwicklungsoptionen der menschlichen Gesellschaft einschränken können. Langfristige Trends in den klimatischen Bedingungen wie Temperatur, Niederschlag oder anderer klimatischer Gradienten beeinflussen alle Umweltkompartimente mit teilweise sehr komplexen Mechanismen der Rückkopplung. Die Umweltforschung muss sich dieser Herausforderung stellen, wobei neue Ansätze der Forschung basierend auf integrierten und langfristig erhobenen Umweltdaten eine wichtige Grundlage sind (ISCU, 2010; NRC, 2008; NRC, 2001; Reid et al., 2009; Zacharias et al., 2011; Zoback, 2001).

Die unterschiedlichen räumlichen Maßstäbe des Umweltmonitorings auf der einen und daraus abzuleitender Management-Entscheidungen auf der anderen Seite, sind eine der größten Schwierigkeiten für ein modernes Umweltmonitoring. Sehr oft beruhen Kenntnis und Verständnis von Reaktionen, Prozessen und Flüssen in den Umweltkompartimenten als auch der Interaktionen zwischen diesen auf Beobachtungen, deren räumlicher Maßstab ungeeignet ist, die komplexe Reaktion des Gesamtsystems vorherzusagen. Lokale Parameter können signifikante Effekte im regionalen Maßstab hervorrufen, während regionale oder auch globale Variablen und Effekte wiederum Prozesse und Funktionen auf sehr lokalen Skalen beeinflussen können. Gleichzeitig fehlen ausreichende Daten, um das Verhalten des Umweltsystems über längere Zeiträume adäquat vorherzusagen. Antworten von Umweltsystemen auf sich ändernde Randbedingungen vollziehen sich oft wesentlich langsamer als die Veränderung des treibenden Prozesses. Die Entwicklung von (i) skalenübergreifenden, (ii) langfristigen und (iii) integrierten Forschungsstrukturen für die Umweltbeobachtung und -forschung sind damit eine zentrale Forderung quer durch alle naturwissenschaftlichen Fachrichtungen (Lin et al., 2011; McDonnell et al., 2007; Nisbet, 2007; NRC, 2003; NRC, 2008; NRC, 2006; Parr et al., 2002).

Vor diesem Hintergrund hat die Helmholtz-Gemeinschaft im Jahr 2008 die TERENO (TERrestrial ENvironmental Observatories) Initiative ins Leben gerufen (Bogena et al., 2006; Zacharias et al., 2011). Heute besteht TERENO aus einem Netzwerk vier integrierter Umweltobservatorien in besonders klimasensitiven Regionen Deutschlands, das sich von den Bayrischen Alpen bis in das Nordostdeutsche Tiefland erstreckt. Generelles Ziel von TERENO ist die langfristige Erfassung der Wirkungen von Klimaänderungen und der sich ändernden Landnutzung auf die terrestrische Umwelt. Eingebettet in ein interdisziplinäres und langfristig ausgerichtetes Forschungsprogramm werden in den TERENO-Observatorien Prozesse und Veränderungen in der Hydrosphäre, Biosphäre, Pedosphäre, unteren Atmosphäre als auch der Antrophosphäre erfasst. Momentan sind sechs Zentren der Helmholtz-Gemeinschaft am TERENO-Projekt beteiligt.

Die TERENO-Observatorien

Wie viele andere Regionen und Länder sieht auch Deutschland sich mit einer Reihe von Entwicklungen konfrontiert, die eine direkte Folge sich ändernder Umweltbedingungen und Landnutzungsverhältnisse sind – Zunahme von Trockenperioden, Bodenerosion, Winterstürme, erhöhte Hochwassergefahr, Rückgang der

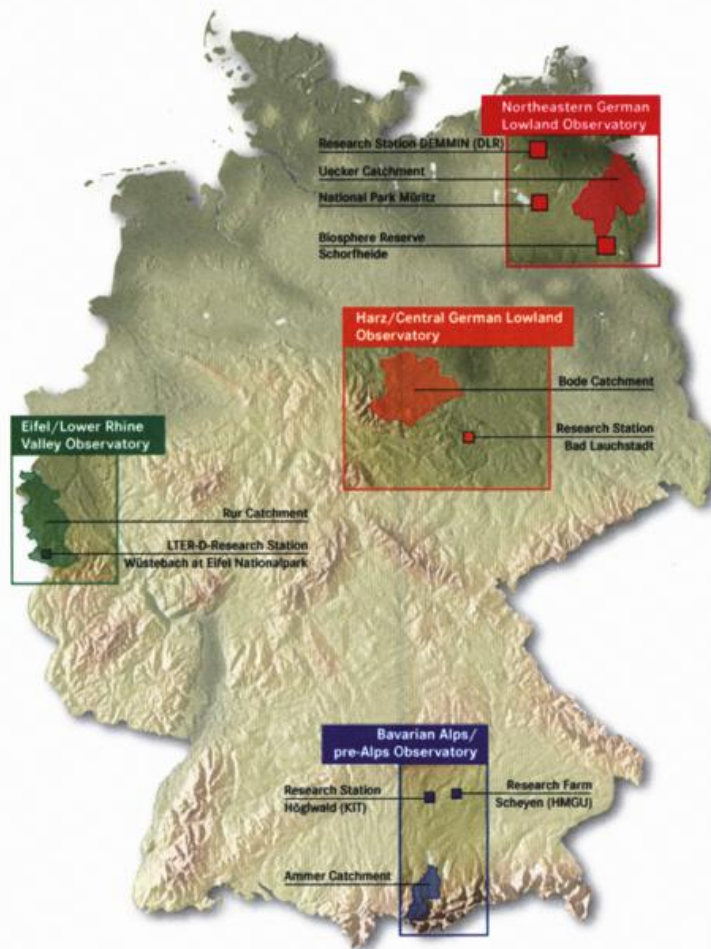


Abbildung 1: Karte von Deutschland und Lage der vier TERENO-Observatorien einschließlich der hydrologischen Einzugsgebiete sowie ausgewählter Forschungsstationen im TERENO-Verbund (Zacharias et al., 2011)

Biodiversität. Jüngere Klimaprojektionen sagen darüber hinaus eine weitere Intensivierung solcher Trends voraus (UBA, 2008).

Durch die TERENO Partner wurden vier terrestrische Observatorien in Regionen eingerichtet, die einerseits repräsentativ für Deutschland und andere mitteleuropäische Regionen sind, andererseits aber auch durch eine besondere Vulnerabilität gegenüber dem Klimawandel gekennzeichnet sind (Abbildung 1) – Bayrische Alpen/Voralpen-Region, Eifel/Niederrheinische Bucht, Harz/Mitteldeutsches Tiefland, Nordostdeutschland. Jede der gewählten Regionen ist bereits heute durch sich ändernde klimatische Bedingungen beeinflusst. Die Strategie zur Umweltbeobachtung, die in den TERENO-Observatorien realisiert wurde beruht auf der Berücksichtigung verschiedener räumlicher Skalen – von der lokalen Beobachtung hin zur Erfassung ganzer Regionen. Gleichzeitig berücksichtigt das Monitoring-Konzept verschiedene zeitliche Maßstäbe von direkt durch Beobachtung zugänglichen Zeitspannen (bis zu mehreren Jahren) bis hin zur Erfassung von Langzeitdatenreihen (Jahrhunderte/Jahrtausende) durch die Einbindung von Bio- und Geoarchiven (z.B. Baumringe, Seensedimente).

Die TERENO-Observatorien (Zacharias et al., 2011)

- stellen Plattformen zur Erfassung von Echtzeit-Daten für die unterschiedlichen Umweltkompartimente (Boden-Wasser-Luft) zur Verfügung,
- führen kontrollierte wissenschaftliche Experimente unter Einbeziehung unterschiedlicher räumlicher Skalen von der Punktskala (z.B. Lysimeter), über lokale Skalen (kleine Testgebiete, kleine Teileinzugsgebiete) bis hin zu ganzen hydrologischen Einzugsgebieten durch (z.B. Tracertests) und

- stellen Langzeitdaten von Umweltvariablen für unterschiedliche zeitliche und räumliche Skalen zu Verfügung.

Zentrale wissenschaftliche Fragestellungen des TERENO-Projektes sind (www.tereno.net):

- Was sind die Effekte des Globalen Wandels auf die Umwelt (Biosphäre, Hydrosphäre, Pedosphäre, Atmosphäre) und deren Auswirkungen und Bedeutung auf die Lebensbedingungen des Menschen?
- Welche Rollen spielen Rückkopplungsmechanismen für Austauschprozesse des terrestrischen Systems wie z.B. Wasser-, Stoff- und Treibhausgasflüsse?
- Welche direkten Auswirkungen haben Änderungen in der Landnutzung (z.B. durch agrarpolitische Vorgaben, Förderung von Energiepflanzenanbau) auf die Wasserbilanzen, die Wasserqualität, die Bodenfruchtbarkeit, den Treibhausgasaustausch, die Biodiversität und das lokale Klimageschehen?
- Welche Konsequenzen haben großflächige Eingriffe des Menschen (z.B. Waldumbau, Entwicklung von Wasserinfrastrukturen) für die terrestrische Umwelt?

Die nationale und internationale Kooperation mit anderen Forschungseinrichtungen wie Universitäten und Hochschulen, Nationalparks und Fachbehörden sind selbstverständlicher Teil der TERENO-Konzeption. So ist TERENO Partner von ICOS-Deutschland, der deutschen Komponente des Europäischen ICOS-Netzwerks zur Erforschung des Kohlenstoffkreislaufs und von Treibhausgasemissionen. Weiterhin sind verschiedene der TERENO Untersuchungsflächen Partner im Deutschen LTER-Netzwerk und damit in die internationalen Netzwerke der langfristigen ökologischen Forschung ILTER und LTER-Europe eingebunden.

Die durch TERENO gesammelten Umweltdaten werden über das TERENO-Internetportal TEODOOR (www.tereno.net) verfügbar gemacht (Kunkel et al., 2013). Dieses Datenportal erlaubt es Wissenschaftlern und anderen interessierten Nutzern, themenspezifisch Daten zu recherchieren, zu visualisieren und bei Bedarf Daten herunterzuladen. Weiterhin stellt TEODOOR umfangreiche Informationen über die einzelnen Observatorien, laufende Forschungsprojekte und wissenschaftliche Publikationen zur Verfügung.

Der vorliegende Text enthält Auszüge aus zwei umfangreicheren Beschreibungen der TERENO-Initiative (Bogena et al., 2012; Zacharias et al., 2011).

Literatur

- BOGENA H., Schulz K., Vereecken H. (2006) TERENO - Towards a network of observatories interrestrial environmental research. *Adv. Geosci.* 9:109-114. DOI: Digital07.
- BOGENA H., Kunkel R., Puetz T., Vereecken H., Kruger E., Zacharias S., Dietrich P., Wollschlager U., Kunstmann H., Papen H., Schmid H.P., Munch J.C., Priesack E., Schwank M., Bens O., Brauer A., Borg E., Hajnsek I. (2012) TERENO - Long-term monitoring network for terrestrial environmental research. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 56:138-143.
- ISCU, International Social Science Council. (2010) Grand challenges in global sustainability research: A systems approach to research priorities for the decade.
- KUNKEL, R., Sorg, J., Eckardt, R., Kolditz, O., Rink, K., Vereecken, H. (2013): TEODOOR: a distributed geodata infrastructure for terrestrial observation data. *Environ. Earth Sci.*, 69, 507-521.
- LIN H., Hopmans J.W., Richter D.D. (2011) Interdisciplinary Sciences in a Global Network of Critical Zone Observatories. *Vadose Zone Journal* 10:781-785. DOI: Doi 10.2136/Vzj2011.0084.
- McDONELLI J.J., Sivapalan M., Vache K., Dunn S., Grant G., Haggerty R., Hinz C., Hooper R., Kirchner J., Roderick M.L., Selker J., Weiler M. (2007) Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology. *Water Resources Research* 43:-. DOI: Doi 10.1029/2006wr005467.
- NISBET E. (2007) Earth monitoring: Cinderella science. *Nature* 450:789-790. DOI: Digital06. NRC, National Research Council. (2003) Enabling ocean research in the 21st century: Implementation of a network of ocean observatories:240pp.
- NRC, National Research Council. (2008) Understanding and Respond to Climate Change 28pp. DOI: Digital06.
- NRC, National Research Council (U.S.). Committee on Basic Research Opportunities in the Earth Sciences, (2001) Basic research opportunities in earth science National Academy Press, Washington, D.C.

- NRC, National Research Council, Committee on Designing an Arctic Observing Network. (2006) Towards an integrated Arctic observing network:128pp.
- PARR T.W., Ferretti M., Simpson I.C., Forsius M., Kovacs-Lang E. (2002) Towards a long-term integrated monitoring programme in Europe: Network design in theory and practice. *Environmental Monitoring and Assessment* 78:253-290.
- REID W.V., Brechignac C., Lee Y.T. (2009) Earth System Research Priorities. *Science* 325:245-245. DOI: DOI 10.1126/science.1178591.
- UBA, Federal Environmental Agency Germany. (2008) Germany in the midst of climate change: Adaptation is necessary. pp. 16.
- ZACHARIAS S., Bogena H., Samaniego L., Mauder M., Fuß R., Pütz T., Frenzel M., Schwank M., Baessler C., Butterbach-Bahl K., Bens O., Borg E., Brauer A., Dietrich P., Hajsek I., Helle G., Kiese R., Kunstmann H., Klotz S., Munch J.C., Papen H., Priesack E., Schmid H.P., Steinbrecher R., Rosenbaum U., Teutsch G., Vereecken H. (2011) A network of terrestrial environmental observatories in Germany. *Vadose Zone J* 10:955-973.
- ZOBACK M.L. (2001) Grand challenges in earth and environmental sciences: sciences, stewardship, and service for the twenty-first century. *GSA Today* 12:41-47.

Dürre und Starkniederschlag – Langzeitvariabilität und Trends in Sachsen

Stephanie Hänsel

Einleitung

In den vergangenen Dekaden wurden global und regional Veränderungen in verschiedenen klimatischen Kenngrößen festgestellt. Neben einer generellen Erwärmung der Erdoberfläche sind auch Anstiege in den Niederschlagssummen bzw. Umverteilungen des Niederschlags innerhalb des Jahres beobachtet wurden. Dabei sind Veränderungen in der Häufigkeit, Intensität und Andauer extremer Wetter- und Klimaereignisse aufgrund deren negativer Auswirkungen auf menschliche und natürliche Systeme von besonderem Interesse. Regional können die Klimaveränderungen sehr unterschiedlich ausfallen, weshalb detaillierte regionale Analysen notwendig sind. Die Identifikation robuster Trends ist dabei aufgrund der großen natürlichen Variabilität des Niederschlags, der definitionsgemäßen Seltenheit extremer Ereignisse sowie der im Allgemeinen recht kurzen Datenreihen stark eingeschränkt. Hier wird für den Freistaat Sachsen ein räumlich hochaufgelöster Datensatz langer Niederschlagsreihen hinsichtlich der beobachteten Variabilität und Trends im 20. Jahrhundert bis zum Jahr 2012 ausgewertet.

Daten und Methoden

Die Monatsdaten (132 Stationen, Abb. 1) werden für den Zeitraum 1901–2012 und die Tagesniederschläge (118 Stationen; umrandete Stationen in Abb. 1) für den Zeitraum 1931–2012 betrachtet.

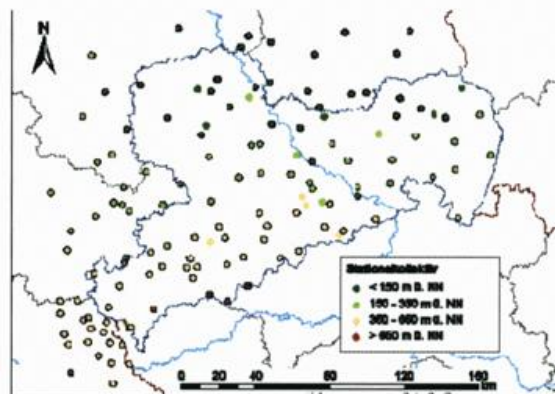


Abb. 1: Lage der Stationen inklusive Höhenstufen-Einordnung (Tiefland: < 150 m, Hügelland: 150–350 m, Bergland: 350–650 m, Kammlagen: > 650 m; von den umrandeten Stationen wurden Tagesdaten genutzt)

Die digitale Datenverfügbarkeit variiert stark mit der Zeit (Abb. 2). Untersucht wurden die Niederschläge – mittels des Niederschlagsanomalienindikators RAI (VAN-ROOY 1965, HÄNSEL 2009). Zudem wurden verschiedene Starkniederschlags- und Trockenheitsindikatoren berechnet. Untersucht wurden die zeitliche Variabilität und die Trends (mittels linearer Regression) in den einzelnen Jahreszeiten sowie den Vegetationsperioden I (Apr. bis Jun.) und II (Jul. bis Sep.).

Zur Bewertung der zeitlichen Stabilität der Trends wurden Trends verschiedener Zeiträume miteinander verglichen. Gleitende 50-Jahrestrendanalysen illustrieren zusätzlich die zeitliche Stabilität bzw. Variabilität der Trends. Für einige Untersuchungen wurden zudem vier 30- bzw. 22-Jahreszeitscheiben (P1: 1901–1930, P2: 1931–1960, P3: 1961–1990, P4: 1991–2012) herangezogen.

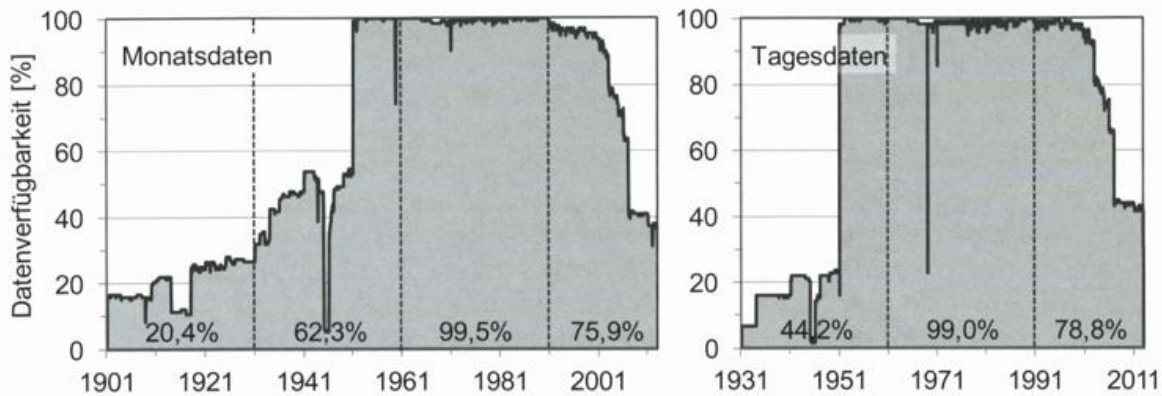


Abb. 2: Datenverfügbarkeit der Monats- und Tagesniederschlagsdaten mit Angaben zur mittleren Datenverfügbarkeit in den vier Zeitscheiben (P1 bis P4)

Niederschlagscharakteristik der Region und mittlere Niederschlagsveränderungen

Anhand des Niederschlagsanomalienindikators RAI wurden die zehn nassesten sowie trockensten Jahre und Jahreszeiten innerhalb des Untersuchungszeitraumes bestimmt (Tabelle 1). Dabei fällt auf, dass drei der zehn nassesten Jahre im 21. Jahrhundert liegen und diese drei Jahre in der Vegetationsperiode II besonders nass waren. Dagegen finden sich unter den nassesten Sommern außergewöhnlich viele (fünf) Ereignisse zu Beginn des 20. Jahrhunderts. Um zu überprüfen, ob dies eine Folge der geringeren Datenverfügbarkeit zu Beginn des 20. Jahrhunderts in Kombination mit den besonders kleinräumigen Niederschlagsschwankungen während des Sommers ist, wurde die gesamte Analyse für ein reduziertes Datenkollektiv von 25 Stationen mit mindestens 50% Datenverfügbarkeit in der Zeitscheibe P1 (1901–1930) wiederholt. Dabei zeigten sich zwar leichte Schwankungen in der Reihenfolge der extremsten Jahre, jedoch keine systematischen Verschiebungen. Hinsichtlich der trockensten Ereignisse sticht besonders das Frühjahr heraus – mit drei von zehn Ereignissen im 21. Jahrhundert.

Die saisonale Niederschlagsvariabilität sowie die relativen linearen Trends für drei Untersuchungszeiträume (1901, 1931 und 1951 bis 2012) werden in Abb. 3 anhand des regional gemittelten Niederschlagsanomalienindikators RAI illustriert. Die Normalisierung des Niederschlags erfolgte auf den Zeitraum 1961–2000. Positive RAI-Werte entsprechen „zu nassen“ und negative RAI-Werte „zu trockenen“ Bedingungen.

Tabelle 1: Nasseste und trockenste Jahre(zeiten) im Untersuchungsgebiet nach dem Niederschlagsanomalienindikator RAI (die Zellfüllung kennzeichnet die vier Untersuchungsperioden: P1 – weiß, P2 – hellgrau, P3 – mittelgrau, P4 – dunkelgrau)

	nasseste Jahre(zeiten)						trockenste Jahre(zeiten)							
	Jahr	Fhj	Som	Her	Win	VP-I	VP-II	Jahr	Fhj	Som	Her	Win	VP-I	VP-II
1	1926	1941	1926	1998	1948	1926	1954	1982	1976	1904	1948	1964	1976	1947
2	2010	1965	1954	1952	1987	1927	2010	1943	2012	1911	1953	1973	2000	1904
3	1941	1961	1927	1939	1916	1965	1940	2003	1943	1976	1962	1949	1934	1991
4	1981	1994	2010	2002	2012	1995	1957	1911	1934	1947	1997	1996	1992	1929
5	2002	1915	1912	1981	1946	1961	1905	1976	1990	2003	1959	1972	1957	1982
6	1905	1920	1910	1974	1975	1941	1924	1991	2011	1952	1933	1978	1988	1976
7	1974	1970	1905	1940	1968	1956	2007	1964	2003	1982	1949	1925	1942	1911
8	2007	1927	1955	1960	1967	1916	1906	1963	1918	1962	1945	1943	2003	1971
9	1995	1986	1956	1950	2002	1949	2002	1959	1942	1929	1938	1933	1948	1949
10	1930	1930	1907	2001	1950	1920	1955	1953	1953	1928	1955	1954	1918	1961

Die Langzeitschwankungen im Niederschlagsverhalten beeinflussen dabei deutlich die linearen Trends. Die Phasen in denen besonders viele der nassesten bzw. trockensten Ereignisse registriert wurden (Tabelle 1) sind auch nach der Glättung der Zeitreihe über ein 11-jähriges gleitendes Mittel sichtbar.

Während die Langzeittrends der Sommerniederschläge negativ sind und für Herbst und Winter ansteigende Niederschlagssummen beobachtet wurden, haben sich die Frühjahrsniederschläge kaum verändert (Abb. 3). Der für den Sommer beobachtete Niederschlagsrückgang (1901–2012) schwächt sich in den jüngeren Analysezeiträumen (1931/51–2012) ab. Dagegen intensivieren sich die Niederschlagszunahmen in Herbst und Winter in jüngster Zeit.

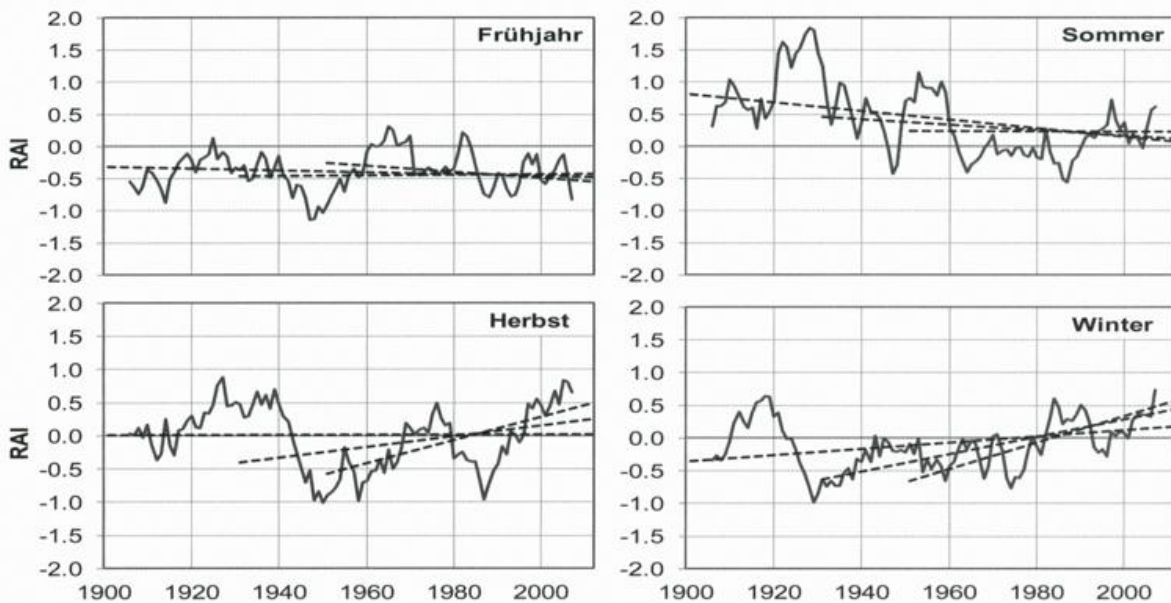


Abb. 3: Jahreszeitliche Variabilität (11-jähriges gleitendes Mittel) und Trends (für 1901–2012, 1931–2012 und 1951–2012) des Niederschlags (anhand des RAI) zwischen 1901 und 2012, Starkniederschlagstrends

Die Veränderungen in der Häufigkeit von Starkniederschlägen werden hier am Beispiel der Überschreitungshäufigkeit des 95. Perzentiles beschrieben. Im Allgemeinen passen die Starkniederschlagstrends zu den mittleren Niederschlagsveränderungen – die Häufigkeit starker Niederschläge nimmt im Herbst und Winter zu und im Frühjahr und Sommer tendenziell ab bzw. zeigt keinen klaren Trend (Abb. 4, links und Tabelle 2). Während die Herbst- und Wintertrends zeitlich recht stabil positiv sind, schwanken die Frühjahrs- und Sommer Trends in Abhängigkeit vom Analysezeitraum deutlich zwischen positiven und negativen Werten.

Vor allem im Sommer haben die häufigen Starkniederschlagsereignisse der letzten Jahre zu einer Verschiebung in Richtung positiver Trends geführt. Der Vergleich der beiden Vegetationsperioden zeigt eine deutliche Intensivierung der 50-Jahres-Trends in Richtung häufigerer (seltenerer) Starkniederschläge in der Vegetationsperiode II (I) seit ca. 1954–2004 (1948–1997).

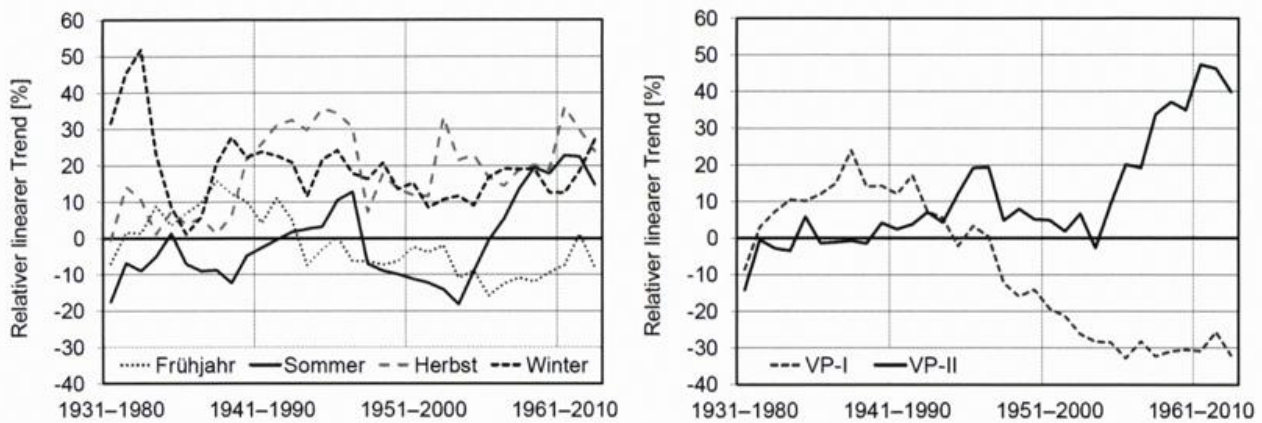


Abb. 4: Gleitende 50-Jahrestrends (regionales, ungewichtetes Mittel der relativen linearen Stationstrends) der Überschreitungshäufigkeit des 95. Perzentils für die vier Jahreszeiten (links) und die beiden Vegetationsperioden (VP; rechts) zwischen 1931 und 2012

Veränderungen in der Andauer von Nass- und Trockenphasen

Basierend auf den trockenen Tagen – ohne hydrologisch wirksamen Niederschlag (Schwellenwert 1 mm) – wurden Trockenperioden in den einzelnen Jahreszeiten betrachtet. Analog dazu wurden Nassperioden berechnet (Perioden mit mind. 1 mm Tagesniederschlagshöhe). Grundsätzlich sind die Nassperioden deutlich kürzer als die Trockenperioden. Beide unterliegen wie die mittleren Niederschlagssummen deutlichen Schwankungen innerhalb des Untersuchungszeitraums. Zwischen 1931 und 2012 am deutlichsten abgenommen hat die maximale Andauer von Trockenperioden im Herbst (Abb. 5). Dagegen sind die Trockenperioden im Frühjahr und Sommer tendenziell länger geworden. Dafür sind in diesen beiden Jahreszeiten zurückgehende maximale Nassperiodenlängen zu beobachten. Der Winter zeigt bei den bis 2012 berechneten regionalen Trends kaum Veränderungen in der maximalen Länge von Trockenperioden, jedoch ebenso wie der Herbst zunehmende maximale Nassperiodenlängen.

Tabelle 2 verdeutlicht, dass die stärksten regional gemittelten Trends signale mit einem hohen Anteil gleichgerichteter Trends verbunden sind. Die Größe und Richtung der Trends wird dabei in vielen Fällen nicht nur durch den Beginn der Zeitreihe (1931 oder 1951), sondern auch durch das Einbeziehen der 12 Jahre im 21. Jahrhundert stark modifiziert werden. Während zum Beispiel die bis 2000 gerechneten Sommertrends auf zunehmende maximale Trockenperiodenlängen hinweisen, verschwindet dieses Signal bei Verlängerung der Zeitreihe bis 2012. Auch die Nassphasen nehmen im Sommer unter Einbeziehung der letzten 12 Jahre deutlich stärker in ihrer maximalen Andauer ab, als wenn die Trends nur bis zum Jahr 2000 gerechnet werden.

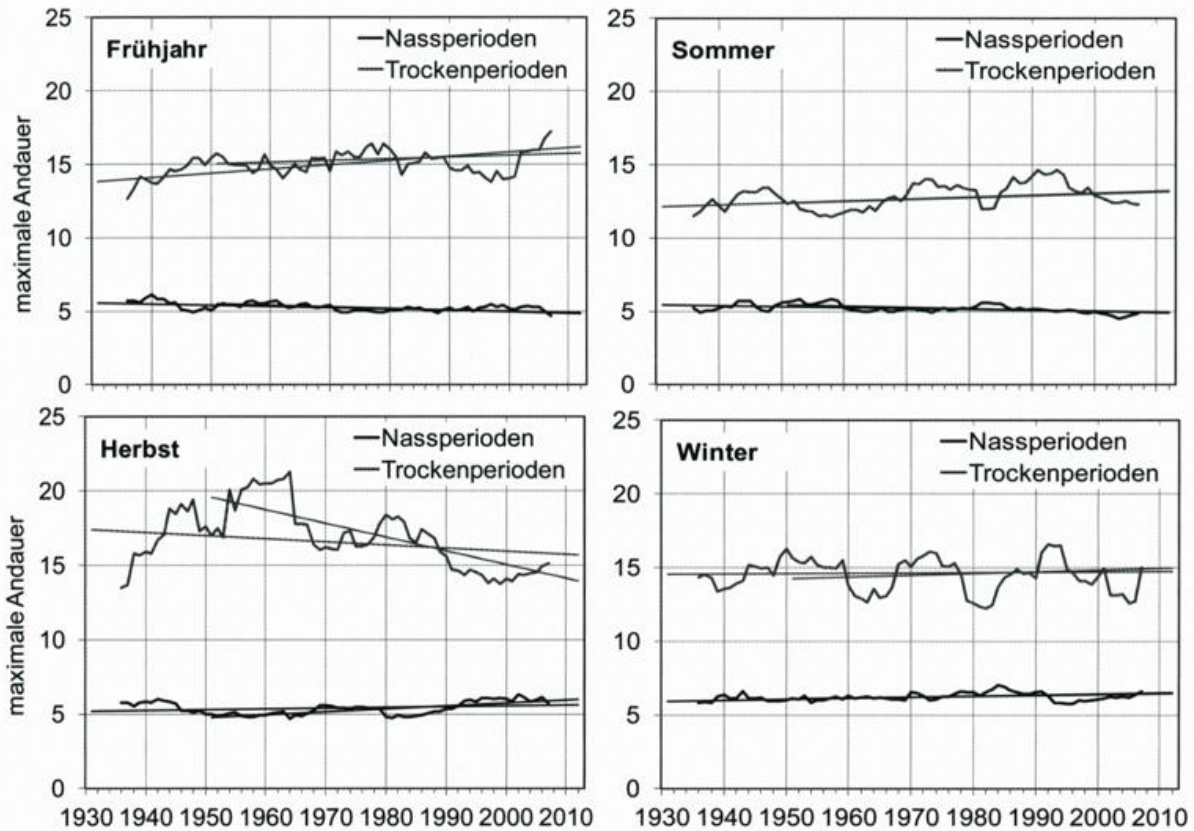


Abb. 5: Variabilität (11-jähriges gleitendes Mittel) und Trends (relative lineare Trends für zwei Zeiträume) der maximalen Trocken- und Nassperiodenlänge (regionaler Mittelwert) in den vier Jahreszeiten zwischen 1931 und 2012

Tabelle 2: Jahreszeitentrends (relative lineare Trends in %; MW: Mittelwert der verfügbaren Stationstrends; rot/blau: Trend in Richtung trockenerer/ nasserer Bedingungen) für den Starkniederschlagsindikator N95p sowie die maximale Andauer von Nass- (mxNPD) und Trockenperiodenlängen (mxTPD) sowie Prozentanteil der Stationen mit positiven (pos) und negativen (neg) Trends (grau hinterlegt sind die Zeiträume deren Trend an mind. 75% der Stationen in die gleiche Richtung geht)

	Frühjahr			Sommer			Herbst			Winter			
	MW	pos	neg	MW	pos	neg	MW	pos	neg	MW	pos	neg	
N95p	1931-2000	-1.0	38	63	-4.4	33	67	5.3	69	31	11.2	42	58
	1931-2012	-10.1	14	86	1.6	43	57	31.7	86	14	28.3	86	14
	1951-2000	-2.2	44	56	-11.1	30	70	12.3	72	28	15.5	70	30
	1951-2012	-6.4	37	63	-3.6	44	56	32.3	94	5.6	31.4	94	6.3
mxNPD	1931-2000	0.1	38	63	5.8	80	20	9.9	81	19	12.5	75	25
	1931-2012	-0.9	43	57	-4.6	14	86	18.0	100	0	17.1	86	14
	1951-2000	4.1	54	46	-4.5	44	56	15.2	92	8	5.9	73	27
	1951-2012	5.5	55	45	-14.6	9	91	19.3	91	9	7.3	73	27
mxTPD	1931-2000	2.6	63	38	8.4	93	6.7	-11.7	13	88	-0.7	42	58
	1931-2012	7.9	71	29	0.8	57	43	-15.2	14	86	5.5	57	43
	1951-2000	-8.8	17	83	6.1	80	20	-32.9	0	100	-2.7	32	68
	1951-2012	1.7	64	36	-0.1	55	45	-35.7	0	100	5.3	64	36

Schlussfolgerungen

Innerhalb des 20. Jahrhunderts und zu Beginn des 21. Jahrhunderts wurden in Sachsen starke Schwankungen im Niederschlag und seinen Extremen beobachtet. Aufgrund dieser großen zeitlichen und räumlichen (hier weniger gezeigt) Variabilität des Niederschlags in Kombination mit den enormen Schwankungen im Stationskollektiv (Verfügbarkeit langer lückenloser Reihen) ist die Identifikation robuster Änderungssignale kaum möglich. Trendextrapolationen in die Zukunft fehlt daher die Basis. Grundsätzlich passen die Entwicklungen bei den moderaten Niederschlagsextremen gut zu den allgemeinen Niederschlagsentwicklungen. Mit den ansteigenden Niederschlagssummen im Herbst und Winter waren zumeist auch häufigere Starkniederschläge und längere Nassphasen verbunden. Die Entwicklungen im Frühjahr und Sommer sind als deutlich weniger robust einzustufen, als diejenigen im Herbst und Winter. Die Tendenz zur Abnahme des Niederschlags und zunehmenden Trockenperiodenlängen während des Sommers, die sich bis zum Jahr 2000 zeigte hat sich im 21. Jahrhundert nicht fortgesetzt. Die nach Vegetationsperioden differenzierte Trendbetrachtung zeigt, dass insbesondere die erste Vegetationsperiode trockener geworden ist, während die zweite Vegetationsperiode in jüngster Zeit zu feuchteren Verhältnissen mit häufigeren Starkniederschlägen tendiert. Die jüngsten Starkniederschlagsereignisse in der bis 2012 durch Trockenheitstrends gekennzeichneten Vegetationsperiode I (Ende Mai/Anfang Juni 2013) demonstrieren die enorme zeitliche Variabilität des (Stark-)Niederschlags und die dementsprechenden Schwierigkeiten in der Identifikation "robuster" Trendsignale.

Literatur

- HÄNSEL, S., 2009: Saxon Precipitation Characteristics – trends of extreme precipitation and drought. Dissertation, TU Bergakademie Freiberg, Cuvillier, Göttingen, 269 pp.
- VAN ROOY, M. P., 1965: A rainfall anomaly index independent of time and space. *Notos* 14, 43-48, Weather Bureau of South Africa.

**Bodenwasserhaushaltsgrößen unter Einfluss
langjähriger praxisorientierter landwirtschaftlicher Bewirtschaftung –
Ergebnisse der Lysimeterstation Brandis von 1981 bis 2012**

Ulrike Haferkorn

Einleitung

Seit mehr als 30 Jahren werden in der Lysimeterstation Brandis (20 Kilometer östlich von Leipzig) Wasser- und Stoffhaushaltsuntersuchungen durchgeführt (LfUL 2001). Die in der Lysimeterstation untersuchten Ackerböden kommen von verschiedenen Herkunftsflächen und repräsentieren wichtige Standortformen Mitteleuropas – wie Acker auf Löß, Geschiebelehm und Sand.

Langjährige Freilandmessungen unterliegen zwangsläufig veränderten Randbedingungen. So wurden im Untersuchungszeitraum von 1981 bis 2012 eine Umverteilung der Niederschläge sowie steigende Luft- und Bodentemperaturen registriert. Die Region um Leipzig lag jahrzehntlang im Einflussbereich der Braunkohlekraftwerke und der daraus resultierenden hohen atmosphärischen Deposition. Auch Hausbrand, Straßenverkehr und intensive Landwirtschaft führten zu hohen Immissionen. Die atmosphärische Belastung ist seit Anfang der 90er Jahre stark rückläufig, aber noch heute bilanzwirksam. Die landwirtschaftliche Bewirtschaftung der vergangenen 30 Jahre war von wechselnden agrarpolitischen und marktwirtschaftlichen Rahmenbedingungen geprägt. Dementsprechend wurden auf den mit natürlichen Ackerböden befüllten Lysimetern seit 1981 nacheinander verschiedene regionaltypische Bewirtschaftungsformen realisiert.

Der langjährige Betrieb der Messanlagen mit 24 wägbaren Lysimeter (1 m² Oberfläche, 3 m Tiefe) bei unverändertem wissenschaftlich-technischem Konzept erlaubt heute, die Auswirkungen von Witterung und praxisüblicher landwirtschaftlicher Bewirtschaftung auf den Wasser- und Stoffhaushalt der verschiedenen Böden zu identifizieren.

Messanlagen, untersuchte Böden und landwirtschaftliche Bewirtschaftung

Lysimeter sind Messeinrichtungen zur Bestimmung des Bodenwasserhaushaltes eines definierten Bodenvolumens, in der Regel mit Vegetation und der Möglichkeit, das auslaufende Sickerwasser zu analysieren. Das Prinzip der Lysimetrie besteht darin, dass ein Bodenkörper, möglichst unter Wahrung der natürlichen Lagerung (als Monolith), aus seiner Umgebung herausgelöst und in einen Behälter eingebracht wird. Zur messtechnischen Grundausstattung gehören ein Niederschlagsmesser in der Nähe des Lysimeters, der Sickerwasserauslauf am Lysimeterboden und eine Wägeeinrichtung zur Bestimmung der Bodenwasservorratsänderung.

Die reale Verdunstung wird berechnet, wobei die Wasserhaushaltsgleichung in folgender Form zur Anwendung kommt:

$$ETR = P_{\text{korr}} - R \pm \Delta S \text{ [mm/m}^2\text{/Zeitintervall]}$$

ETR	reale Verdunstung, bestehend aus wechselnden Anteilen von Transpiration und Evaporation, einschließlich Interzeptionsverdunstung
P _{korr}	korrigierter Freilandniederschlag
R	Sickerwasser am Lysimeterauslauf (potenzielle Grundwasserneubildung)
ΔS	Wasservorratsänderung im Lysimeter (= Gewichtsänderung).

Die untersuchten Bodenformen (Tab. 1) sind durch zunehmende Tiefgründigkeit, Wasserspeicherkapazität und Sorptionskapazität gekennzeichnet. Es handelt sich um Standorte mit Sandlöß über Schmelzwassersanden (Gr.5/D3, Gr.4/D5), Sandlöß über Geschiebelehm (Gr.8/D3, Gr.1/D6 und Gr.7/D4) und um einen Standort mit tiefgründigem Löß (Gr.9/Lö3).

Tab. 1: Bodenhydrologische Parameter der am Standort Brandis untersuchten Böden ($P_{\text{kor}} = 673$ mm, Mittelwerte der Reihe 1981-2010)

Gr./NStE	Bodenform	nFK Wurzel ¹ [mm]	ETR ² [mm/Jahr]	R ² [mm/Jahr]
5/D3	Erodierte Braunerde geringer Entwicklungstiefe aus Sandlöß über kiesführendem Fluvisand	50(75)	495 (380 – 600)	190 (96 – 380)
8/D3	Parabraunerde-Braunerde mittlerer Entwicklungsstufe aus Sandlöß über tiefem kiesführendem Moränenlehm	90(142)	538 (420 – 638)	150 (50 – 350)
4/D5	Braunerde-Fahlerde mittlerer Entwicklungstiefe aus Sandlöß über kiesführendem Fluvisand	92(142)	542 (427 – 700)	146 (24 – 352)
1/D6	lessivierter Braunerde-Pseudogley mittlerer Entwicklungstiefe über fossilem Gley	105(170)	560 (450 – 710)	125 (10 – 310)
7/D4	Braunerde-Pseudogley mittlerer Entwicklungstiefe aus Sandlöß über kiesführendem Moränenlehm	115(180)	572 (470 – 665)	110 (24 – 270)
9/L63	Parabraunerde mittlerer Entwicklungstiefe aus Löß	170(350)	630 (480 – 790)	62 (0 – 200)

¹ nFK Wurzel = nutzbare Feldkapazität im Wurzelraum ermittelt aus Lysimetermessungen: Mittelwerte der Reihe (Maximalwerte von Einzeljahren)

² Mittelwerte der Reihe (Min. – Max. Werte von Einzeljahren)

Im Untersuchungszeitraum von 1981 bis 2012 wurden auf den Lysimetern und dem umliegenden Feld nacheinander drei verschiedene, für Mitteleuropa typische Bewirtschaftungsformen realisiert:

1. Periode: 1981-92 Intensive landwirtschaftliche Nutzung

Die Fruchtfolge ist durch einen Wechsel zwischen Hackfrüchten und Wintergetreide gekennzeichnet. Es wurden im Mittel der Jahre 1981-92 rd. 133 kg Stickstoff(N) pro Hektar und Jahr mineralisch gedüngt. Hinzu kommen eine jährliche N-Deposition von 50 kg/ha und in Einzeljahren organische Substrate zur Bodenverbesserung. Es verblieb kein Erntegut auf den Lysimetern (bzw. Feld). Bedarfsweise wurden Pflanzenschutz- und Schädlingsbekämpfungsmittel aufgebracht.

2. Periode: 1993-98 Stilllegungs- und Brachemaßnahmen sowie ökologischer Landbau

Diese Periode begann im September 1992 mit einer Selbstbegrünung nach Stoppelumbruch. Anschließend folgten winterliche Schwarzbrache und zwei Jahre Weidelgras. Als Beginn des ökologischen Landbaues wurde im Frühjahr 1995 Rotklee angebaut, danach Kartoffeln, Winterweizen und Winterroggen. In diesen Jahren erfolgte keine mineralische Düngung, nur 1996 mit der Herbstfurche eine Stalldunggabe von 200 dt/ha, die im Folgejahr mit 60 kg N/ha angerechnet wurde. Die symbiotische N-Bindung bei Rotklee ist in der N-Bilanz mit 170 kg N/ha zu berücksichtigen.

3. Periode: seit 1999 „Umweltgerechte Landwirtschaft in Sachsen“ (empfehlungskonforme Düngung)

Die Bewirtschaftung erfolgt auf Grundlage der Empfehlungen der ehemaligen Sächsischen Landesanstalt für Landwirtschaft. Auf Grund des geringen Tierbestandes in der Region wird ausschließlich mineralisch gedüngt. Parallel dazu ist in den vergangenen Jahren ein intensiver Marktfruchtanbau mit deutlichem Trend zur Fruchtartenkonzentration, insbesondere auf Winterweizen und Wintererbsen, zu verzeichnen. Der jährliche, fruchtarten- und bodenspezifische Düngebedarf wird auf Basis der Nmin-Untersuchungen und weiterer Bodenuntersuchungen mit Hilfe des Düngungsberatungsprogramms „BEFU“ (für die 1. Düngegabe) ermittelt. Statt an standortbezogenen, mittleren Erträgen, orientierten sich die Zielderträge, auch auf den flach- und mittelgründigen Sand- und Lehmböden, oft an Höchsterträgen. Je nach Fruchtart wird ein Teil des Erntegutes (z. B. Stroh) auf dem Feld (Lysimeter) belassen. Bedarfsweise werden Pflanzenschutz- und Schädlingsbekämpfungsmittel aufgebracht.

Ergebnisse

Die Jahresniederschläge am Standort Brandis schwanken zwischen 507 mm (1991) und 933 mm (2010), dabei lag der Jahresniederschlag 2010 mehr als 300 mm über dem langjährigen Mittelwert. Dies war mit Abstand die höchste Niederschlagsmenge, die seit 1939 in Mitteleuropa gemessen wurde.

Wie aus Tab. 2 hervorgeht, ist seit 1981 am Standort Brandis eine Zunahme der Jahresniederschläge zu verzeichnen, die in der Region Leipzig ausschließlich aus der Zunahme der Sommerniederschläge resultiert. Das Mittel der 3. Dekade ist stark durch die extrem hohen Sommerniederschläge 2010 geprägt. Bezüglich der Monatswerte ist das Bild uneinheitlicher. So zeigen die Monate November, Mai, Juli und September über alle drei Dekaden eine Zunahme, während in den Monaten April und Juni eine Niederschlagsabnahme zu verzeichnen ist. In der 3. Dekade ist besonders der April hervorzuheben. Hier lagen die Monatssummen der Niederschläge an 8 von 10 Beobachtungsjahren unter dem Mittelwert der Reihe 1981-2010 und verweisen auf eine Zunahme der Frühjahrstrockenheit. Andere Monate lassen über die drei Dekaden hinweg keine Tendenzen erkennen.

Tab. 2: Korrigierter Niederschlag [mm/Jahr] am Standort Brandis

	Nov	Dez	Jan	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Wi	So	Jahr
1981-1990	51	61	46	37	42	62	48	75	56	73	49	37	300	338	638
1991-2000	57	50	41	43	59	47	57	68	90	67	58	44	297	385	681
2001-2010	64	52	49	39	52	40	70	57	98	70	70	40	295	405	700
1981-2010	57	54	45	39	51	50	58	67	81	70	59	40	297	376	673

Die Jahresmitteltemperatur liegt für den Zeitraum von 1981-2010 bei 9,3°C. Sie steigt im Verlauf der 3 Dekaden an, am nachhaltigsten im Winterhalbjahr (Tab. 3), wobei sich seit 2006 im Sommerhalbjahr und seit 2007 im Winterhalbjahr, eine rückläufige bzw. stagnierende Tendenz zeigt. In den Monaten Februar, April, Juni, Juli und August steigt die Lufttemperatur über alle drei Dekaden hinweg an. Ein kontinuierlicher Temperaturrückgang über alle drei Dekaden ist dagegen bei keinem Monat zu erkennen.

Tab. 3: Lufttemperatur [°C] am Standort Brandis

	Nov	Dez	Jan	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Wi	So	Jahr
1981-1990	4,3	1,8	0,1	-0,1	4,4	8,1	13,6	15,9	18,3	18,1	14,4	10,2	3,1	15,1	9,1
1991-2000	3,7	0,9	0,8	1,3	4,7	8,8	13,4	16,3	18,6	18,5	14,0	9,1	3,4	15,0	9,2
2001-2010	5,7	1,5	0,2	1,5	4,6	9,5	13,9	17,1	19,8	18,8	14,5	9,8	3,8	15,6	9,7
1981-2010	4,6	1,4	0,4	0,9	4,5	8,8	13,7	16,4	18,9	18,5	14,3	9,7	3,4	15,2	9,3

Die atmosphärische Deposition, so auch die jährliche Stickstoff(N)-Deposition, ist seit 1981 stark rückläufig (1981-1990: 50 kg N/ha, 1991-2000: 30 kg N/ha und 2001-2010: 16 kg N/ha). Über den Untersuchungszeitraum von mehr als 30 Jahren summiert sich der atmosphärische N-Eintrag aber auf rd. 1000 kg N/ha und sollte in dieser Größenordnung in der N-Bilanz Berücksichtigung finden.

Das Wirkungsgefüge, das die Höhe der realen Verdunstung und die Ertragsbildung beeinflusst, ist vielfältig. Wichtigste Einflussgröße am Produktionsstandort, insbesondere unter den klimatischen Bedingungen am Rande des Mitteldeutschen Trockengebietes, ist die Höhe des pflanzenverfügbaren Bodenwassers (max. 75 mm/a bei flachgründigen Sandböden und max. 350 mm/a bei tiefgründigen Lössböden). Neben dem jährlichen Witterungsverlauf, nehmen sowohl die Art der angebauten Ackerpflanze, als auch die interne (Nachlieferungsvermögen) und externe (Art und Zeitpunkt der Düngung) Nährstoffversorgung der Böden Einfluss auf die Höhe der Verdunstung.

Beim Vergleich der drei Dekadenmittel der Jahres- und Halbjahreswerte der realen Verdunstung ist auf allen Böden (Standorten) eine Zunahme zu verzeichnen, die jedoch deutlich geringer ausfällt, als die Zunahme der potenziellen Verdunstung. Das höhere Energieangebot und die zusätzlichen Niederschläge in der 3. Dekade kommen auch im Sommerhalbjahr nicht ausschließlich der Verdunstung zugute. Ein Grund dafür ist die oft ungünstige innerjährliche Verteilung der Niederschläge und der kurze verdunstungsaktive Zeitraum des vorwiegend angebauten Wintergetreides.

Die Sickerwasserleistung der untersuchten Böden resultiert letztlich aus der Höhe der Verdunstung und schwankt (bei gleicher Witterung und Bewirtschaftung) zwischen 190 mm (flachgründiger Sandboden) und 62 mm (tiefgründiger Löss). Die Höhe der jährlichen Sickerwasserbildung (in 3 m Tiefe) wird von der tatsächlichen Bodenwasserausschöpfung und der Höhe der Niederschläge im Anschluss an die Vegetationspe-

riode stark variiert (Tab. 1). Beim Vergleich der Jahresmittelwerte der 1. und der 3. Dekade zeigt sich bei den flach- und mittelgründigen Sand- und Geschiebelehm Böden eine leichte Zunahme, die aus der Zunahme der Sickerwasserbildung im Winterhalbjahr resultiert. Bei den tiefgründigen Lößböden wurde dagegen sowohl im Winter- als auch im Sommerhalbjahr eine leichte Abnahme registriert.

Die Darstellung der Bodenwasserhaushaltsgrößen am Beispiel der Untersuchungsstandorte flachgründiger Sandboden (Gr. 5) und tiefgründiger Löß (Gr. 9) auf Basis von Monatswerten (Abb. 1) zeigt sowohl deren jährliche Variabilität auf dem jeweiligen Standort, als auch die erheblichen Unterschiede zwischen den Standorten bei gleicher Witterung und gleicher Bewirtschaftung.

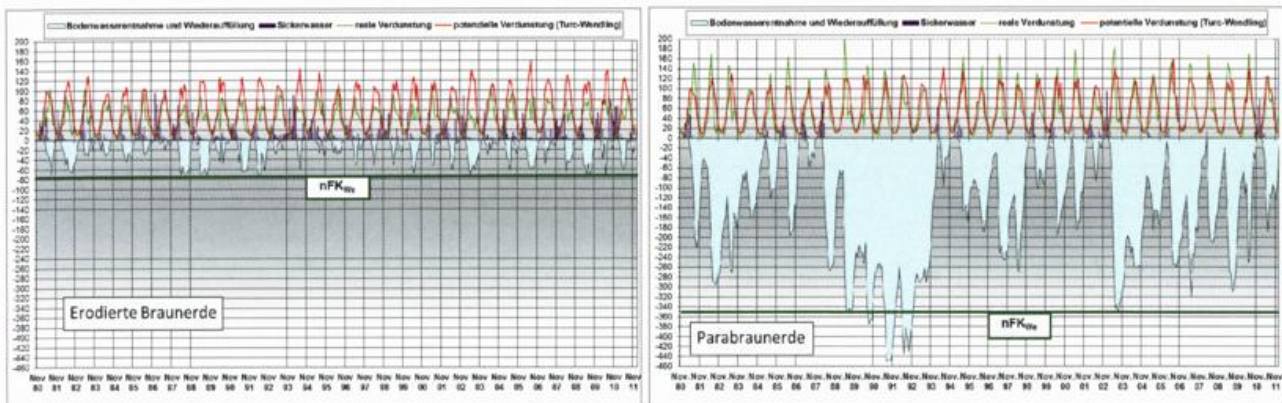


Abb. 1: Verlauf der Bodenwasserhaushaltsgrößen [mm/Monat] am Beispiel einer erodierten Braunerde (Gr. 5) und einer Parabraunerde aus Löß (Gr. 9) der Reihe 1981-2011 am Standort Brandis

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

In Sachsen werden mehr als 50 % des Territoriums landwirtschaftlich genutzt. Aus Sicht der Landwirtschaft sind die Wasserhaushaltsgrößen Niederschlag und Verdunstung (Ertragsbildung) von besonderem Interesse, aus wasserwirtschaftlicher Sicht ist es die Höhe der Sickerwassermengen und die daran gebundene Verlagerung von nicht verwerteten Pflanzennährstoffen, insbesondere Stickstoff in Form von Nitrat, in Richtung Grundwasser (KLÖCKING et al. 2013). Es besteht ein enger Zusammenhang zwischen Verdunstung, Ertragspotential und Höhe der sickerwassergebundenen Stickstoff-Austräge.

Langzeituntersuchungen lassen die große Variabilität erkennen, die Witterung, Bewirtschaftung und Standorteigenschaften (pflanzenverfügbarer Bodenwasservorrat) auf die Wasserhaushaltsgrößen von Ackerböden ausüben. Letztlich können auch nur Langzeitbeobachtungen aufzeigen, wie sich veränderte Randbedingungen (z. B. Niederschlagsverteilung, Luft- und Bodentemperaturen, Fruchtfolge, Düngungsregime) auf das komplizierte Wechselspiel zwischen Atmosphäre-Pflanze-Boden-Stoffaustausch auswirken.

Lysimeter sind in der Lage, unter Berücksichtigung standorttypischer Risiken der Ertragsbildung, den Stickstoff im System Pflanze, Wasser, Boden nahezu vollständig zu bilanzieren. Es können Maßnahmen zur Ertragsbildung und zur Minimierung der Stickstoff-Austräge wie z. B. Zwischenfruchtanbau, Bewässerung untersucht und Handlungsempfehlungen abgeleitet werden.

Literatur

- LfUG (Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie), 2001: Bodenmonitoring in Sachsen, Materialien zum Bodenschutz 2001, LfUG, Dresden, S. 58-72.
 KLÖCKING, B., HAFERKORN, U., REINIKÉ, F., IHLING, H.: Abschätzung künftiger Entwicklungen des Grundwassers hinsichtlich Menge und Beschaffenheit - Modellierung und Lysimeterbeobachtungen. 15. Gumpensteiner Lysimetertagung 2013, 63-68 ISBN: 978-902559-90-6.

Ergebnisse der Klimafolgenstudie 2012 des Landes Sachsen-Anhalt

Wigbert Albrecht, Christian Ehrlich

Einleitung

Die Anpassung an den Klimawandel ist neben dem Klimaschutz die zweite Säule der Klimapolitik in Sachsen-Anhalt. Nach Einschätzung der großen Mehrheit von Wissenschaft und Politik ist der Klimawandel trotz aller Bemühungen um den Klimaschutz nicht aufzuhalten. Das belegen auch die in zwei Studien erhobenen Daten und Szenarien für Sachsen-Anhalt. Das Klima in Sachsen-Anhalt wird sich voraussichtlich regional in unterschiedlicher Weise ändern. Folglich müssen auch die Auswirkungen auf verschiedene Landesteile und Sektoren differenziert betrachtet werden. Nur ein überlegtes Handeln in Gegenwart und Zukunft erspart vermeidbare, durch den Klimawandel verursachte Kosten. Deshalb wurde im Auftrag des Ministeriums für Landwirtschaft und Umwelt im Jahr 2009 eine erste Studie zum Klimawandel in Sachsen-Anhalt und der Verletzlichkeit gegenüber den Folgen des Klimawandels (Vulnerabilitätsstudie) durchgeführt. Im Jahr 2012 wurden in einer weiteren Studie (Klimafolgenstudie 2012) die Untersuchungen zu den Folgen des Klimawandels in Sachsen-Anhalt unter Berücksichtigung neuester wissenschaftlicher Erkenntnisse, mit einem besonderen Fokus auf Extremereignisse, fortgeschrieben. Die Ergebnisse dienen der Fortschreibung der Strategie des Landes zur Anpassung an die Folgen des Klimawandels.

Methodik

Zur Bewertung des aktuellen und zukünftig zu erwartenden Klimas sind die Analyse von zurückliegenden Klimabeobachtungen sowie die Modellierung des zukünftigen Klimas mit Hilfe von Klimamodellen unerlässlich.

Für die Klimadiagnose werden die Daten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) im Untersuchungsgebiet Sachsen-Anhalt aus den zurückliegenden 30 bis 50 Jahren ausgewertet.

Die Klimamodellierung des gegenwärtigen Klimas für den Zeitraum 1971 bis 2000, die sogenannten 20C-Daten, und der möglichen zukünftigen Klimaentwicklung basieren auf dem Emissionsszenario SRES A1B des IPCC und den Daten des Globalmodells ECHAM5/MPI-OM T63L31 (Globales Klimamodell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie, ECHAM5, Lauf 1).

Die Regionalisierung der Daten des Globalen Klimamodells erfolgte mit dem statistischen Modell WETTREG2010 (KREIENKAMP et al. 2007, 2010) und dem dynamischen Modell REMO (JACOB et al. 2008). Die Ergebnisse der regionalen Klimamodellierung dienen als Ausgangsbasis für die spezifischen Modelluntersuchungen der Klimafolgen in den Sektoren Wasserwirtschaft, Landwirtschaft, Forstwirtschaft und Natur.

Ergebnisse

Im Folgenden werden ausgewählte Ergebnisse mit den Schwerpunkten Klima (KREIENKAMP et al. 2012) und den Sektoren Wasser (PFÜTZNER et al. 2012) und Landwirtschaft (DEIMER et al. 2012) vorgestellt. Die vollständigen Ergebnisse sind in den Berichten des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt (LAU 2013) veröffentlicht.

Klima und Extreme

Die Analysen umfassen eine Darstellung der Charakteristika des gegenwärtigen und des zukünftigen Klimas für die Perioden 1971–2000, 2011–2040, 2041–2070 und 2071–2100. Mehrere Wetterelemente wie Temperatur, Feuchte und Wind wurden für die Orte von 22 Klimastationen der WETTREG2010 - Regionalisierungen und 470 Gitterpunkte der REMO-Regionalisierungen analysiert. Des Weiteren wurden in der Untersuchungsregion die Klimatische Wasserbilanz als eine zentrale Größe für Aussagen zum Wasserhaushalt in Gegenwarts- und Zukunftsperioden bestimmt. Die Abschätzung von Klimaänderungen anhand relevanter Kenngrößen wie dem Auftreten von Eistagen, Sommertagen, Trockentagen sowie vegetationsbezogenen

Größen (Beginn, Ende und Dauer der Vegetationsperioden) stellt eine weitere Informationsquelle dar, mit deren Hilfe Entscheidungsprozesse unterstützt werden.

Als wichtige Erkenntnisse sind hervorzuheben:

- In den Untersuchungen des mittleren Niederschlags findet sich für die Untersuchungsregion im Vergleich der Perioden 1971–2000 und 2071–2100 ein Rückgang um 10–30% im Sommer, der im Bereich des Harzes sowie westlich davon sogar bis 40% betragen kann.
- Untersuchungen der relativen Feuchte weisen ebenfalls auf eine ausgeprägte Neigung zu größerer Austrocknung in der Zukunft hin. Dies wird unterstützt durch die Resultate der Klimatischen Wasserbilanz.
- Hinsichtlich der Klimatischen Wasserbilanz als Kennwert der hydrometeorologischen Situation gibt es große Unterschiede innerhalb des Untersuchungsgebietes. Im Harz ist das Niederschlagsdargebot in der Gegenwart hoch und die Simulationen ergeben dort auch in Zukunft eine positive Klimatische Wasserbilanz. In den tiefer gelegenen Teilen der Untersuchungsregion hingegen bilden die WETTREG2010-Regionalisierungen eine zunehmende Austrocknung bis zu einer Klimatischen Wasserbilanz von –300mm ab.

Klimaindikatoren

- Bei der klimatischen Entwicklung der Kenntage zeigen die Projektionen, dass im Mittel die Zahl der Eistage (Dauerfrost) zum Ende des 21. Jahrhunderts deutlich zurückgeht. Spiegelbildlich nimmt die Zahl der Heißen Tage (Maximum über 30°C) zu. Durch die Wahl zweier Klimamodelle kann der zu erwartende Korridor der Änderungssignale abgebildet werden (Abbildung 1).

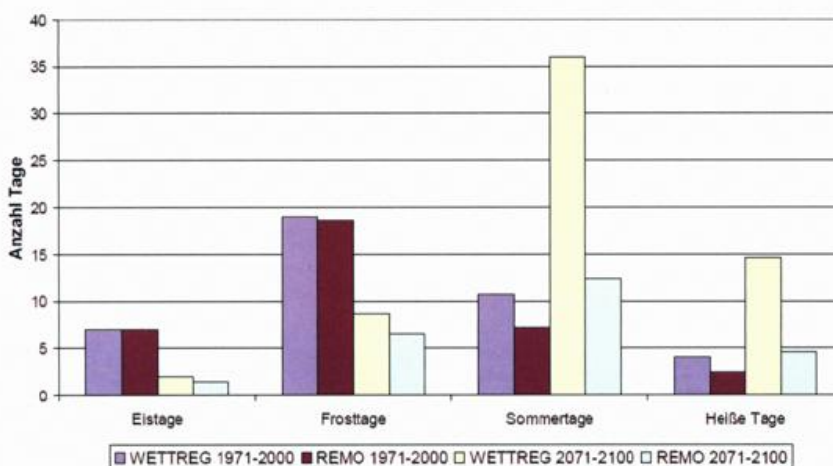


Abb. 1: Änderung der Temperaturkenntage 2071-2100 im Vergleich zu 1971-2000 in Wittenberg

- Bezüglich der thermischen Vegetationsperiode ist in den Regionalisierungen zweierlei erkennbar: eine deutliche Neigung zu früherem Beginn und eine Neigung zu späterem Ende. Die Verlängerung der gesamten Vegetationsperiode bis zum Ende des 21. Jahrhunderts liegt dabei im Bereich von 70 Tagen (WETTREG2010), bzw. 40 Tagen (REMO).

Zukünftiges Klima bezüglich extremer Ereignisse

Nachdem die bisherigen Analysen und Zukunftsaussagen den Blick verstärkt auf die Entwicklung des mittleren Klimas richten, vertieft die Studie einen Aspekt, der für die Abschätzung von Klimafolgen besonders bedeutungsvoll ist: Extreme und ihre Veränderungen. Dazu wird, in der Begrifflichkeit der Extremwertuntersuchungen, eine Analyse von so genannten Perzentilstufen durchgeführt. Sie dient dazu, ein Bild von den mit zunehmender Perzentilstufe immer seltener auftretenden Extremen zu gewinnen. Die Untersuchungen erstrecken sich auf die Extreme der Größen Tagesmaximumtemperatur, Niederschlag und Wind.

Es wird für die Jahreszeiten und das Jahr dokumentiert, ob sich Verschiebungen in den Wertenniveaus zeigen.

- Bezüglich der Tagesmaximumtemperatur ist ein wichtiges Ergebnis, dass sich in allen untersuchten Extrem-Kategorien eine Zunahme abzeichnet. Sie ist in den Jahreszeiten unterschiedlich ausgeprägt und die

Zuspitzung der Klimaentwicklung wird daraus ersichtlich, dass sie am deutlichsten bei den hohen Extremstufen, d.h. den relativ selten auftretenden aber folgenreichen Ereignissen, erkennbar ist.

- Bei den Niederschlagsextremen ist das Bild nicht ganz so einheitlich - Veränderungen beim mittleren Niederschlag im Zuge des Klimawandels treten in den Analysen zwar zu Tage, besonders drastische Entwicklungen zeichnen sich aber insbesondere bei den Extremen ab. So zeigen die Simulationen von REMO in der höchsten untersuchten Extremstufe und für einzelne Jahreszeiten Zunahmen, die in der Größenordnung einer Verdoppelung liegen können.
- Werden Windextreme analysiert, so zeigen die Untersuchungen bei WETTREG2010 und REMO ähnliche Zunahmen im Winter sowie in der höchsten Extremstufe.

Wasser

Es wurde eine mehrstufige Simulationsstudie mit dem ökohydrologischen Modell ArcEGMO (www.arcegmo.de) durchgeführt, um lokal differenzierbare Aussagen zum gegenwärtigen quasinatürlichen Wasserdargebot und seiner zu erwartenden klimabedingten Veränderungen bis zum Jahr 2100 abzuleiten (PFÜTZNER et al. 2012).

Entsprechend der naturräumlichen Gliederung Sachsen-Anhalts erfolgte die Auswahl repräsentativer Standorttypen (Klima, Boden, Landnutzung) und Flusseinzugsgebiete (Aller, Biese, Holtemme, Rossel, Weida). Diese Einzugsgebiete repräsentieren die Landschaftsräume Altmark und Drömling (Biese), Elbetal und glazialer Osten (Rossel), Harz (Holtemme), Schwarzerdegebiet (Aller) und Schwarzerderegion im Regenschatten des Harzes (Weida).

Als räumliche Basis für die Standorttypen wurden darüber hinaus die 33 landwirtschaftlichen Vergleichsgebiete (LVG) Sachsen-Anhalts gewählt.

Bodenwasserhaushalt

- Entsprechend der hydrometeorologischen Bedingungen werden schon in der Referenzperiode für alle Standortkombinationen recht geringe Sickerwasserspendsen simuliert. Die höchsten Werte ergeben sich für die Mittelgebirgsregionen mit den im Landesdurchschnitt vergleichbar hohen Niederschlägen und für die durchlässigen Böden (Braunerden, Lessiv'es, Podsole). Hier zeigen sich auch die stärksten Veränderungen hinsichtlich Menge und Dauer der jährlichen Sickerwasserspendsen. In der Schwarzerderegion wird für die hier dominierenden ackerbaulich genutzten Tschernoseme schon gegenwärtig nur eine geringe Grundwasserneubildung simuliert, die unter Szenariobedingungen zum Erliegen kommt. Die grundwasserbeeinflussten Gleye und Auenböden wirken bereits in der Referenzperiode zumeist als Zehrstandorte. Unter der Annahme, dass die Grundwasserverhältnisse vergleichbar bleiben, kommt es in Zukunft auf diesen Standorten zu einem kontinuierlich starken Anstieg der Grundwasserzehrung.
- Schon heute besteht auf vielen grundwasserfernen Standorten Sachsen-Anhalts ein Dürrierisiko. Besonders auf den Schwarzerdeböden liegt entsprechend des Referenzzeitraumes an mehr als 100 Tagen pro Jahr die Bodenfeuchte im Hauptwurzelraum unter 30 % der nutzbaren Feldkapazität. Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts wird sich die Situation drastisch verschärfen. Besonders auf den untersuchten Ackerstandorten im nördlichen Harzvorland/Harzrandmulde sind die Böden quasi ganzjährig trocken.

Gebietswasserhaushalt und Gewässerabflüsse

- Der mittlere Abfluss wird in allen betrachteten Landschaftsräumen kontinuierlich zurückgehen. Die Auswirkungen sind in den Gebieten, für die bereits in der Vergangenheit (1971–2000) ein starkes Feuchtedefizit vorlag, am deutlichsten (Abbildung 2).

Im Harzvorland, in der Lößregion, vor allem im mitteldeutschen Trockengebiet sinken die ohnehin geringen Niederschläge weiter ab. Die Zunahme der Verdunstung wird durch die zur Verfügung stehende Feuchte limitiert. Die schon derzeit sehr geringen Abflüsse sinken weiter.

- Die betrachteten Hochwasserkennwerte (Scheitelabflüsse) werden in naher Zukunft (2011–2040) im Harzvorland und in der Schwarzerderegion ansteigen, während in den anderen Regionen keine signifikanten Änderungen gegenüber den derzeitigen Verhältnissen zu verzeichnen sind.

In der entfernten Zukunft zeigte sich für alle Regionen eine Abnahme der Hochwasserkennwerte. Die zunehmende Trockenheit erhöht die Wahrscheinlichkeit, dass ein erster Anteil des hochwasserauslösenden Starkniederschlags zunächst zur Gebietsauffeuchtung beiträgt, bevor es zur Abflussbildung kommt. Zusätz-

lich führt die Erwärmung dazu, dass die Schneeschmelze, die insbesondere im Harz und im Harzvorland maßgeblich zur Hochwassergenese beiträgt, künftig geringer ausfällt.

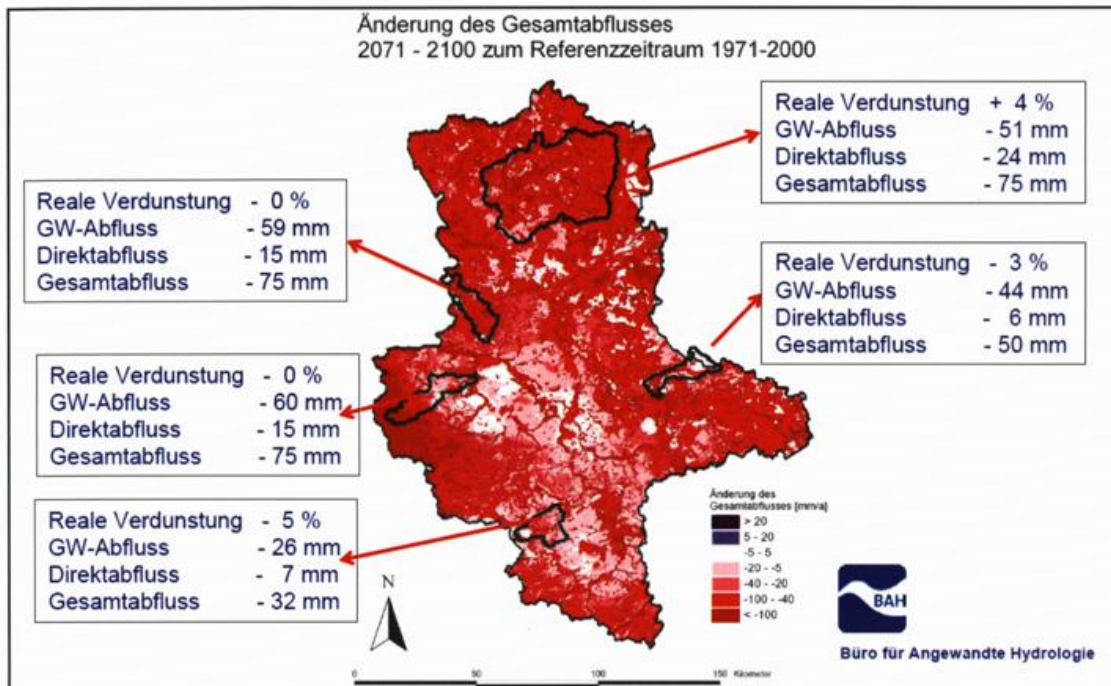


Abb. 2: Änderung des Abflusses in ausgewählten Gebieten Sachsen-Anhalts

- Die Niedrigwasserkennwerte weisen auf eine Verringerung der Niedrigwasserabflüsse und teilweise starke Zunahme des Andauerns von Niedrigwasserperioden hin. Hier ist die Entwicklung im Regenschatten des Harzes am gravierendsten, wo für die entfernte Zukunft 2071–2100 ein temporäres Trockenfallen von Gewässern angezeigt wird.

Anpassungsoptionen

Strategien mit hydrologischem Fokus zur Anpassung an den Klimawandel reichen von Maßnahmen zur Reduzierung der Gebietsverdunstung durch eine angepasste Bewirtschaftung land- und forstwirtschaftlicher Flächen bis hin zu klassischen wasserwirtschaftlichen Maßnahmen zur Minderung der Abflussextreme durch die Anlage von Speichern. Analysen zur Wirksamkeit solcher Maßnahmen unter geänderten Klimabedingungen sollten in künftigen Studien folgen.

Landwirtschaft

Ziel der Untersuchungen war, die Auswirkungen des prognostizierten Klimawandels auf die Ertragsentwicklung ausgewählter landwirtschaftlicher Fruchtarten standortdifferenziert zu quantifizieren (DEIMER et al., 2012). Bei den abzubildenden Fruchtarten handelt es sich um Winterweizen, Winterroggen, Wintergerste, Winterraps, Sommergerste und Silomais. Als Ertragsmodell kam der Modellansatz zur Ertragsschätzung nach KINDLER (1992) sowie dessen Weiterentwicklung durch MIRSCHEL et al. (2003, 2006) zur Anwendung (Abb. 3).

Für die landwirtschaftlich genutzten Standorte Sachsen-Anhalts lassen sich bezüglich der Ertragsentwicklung in den 3 Prognosezeiträumen 2011 bis 4040, 2041 bis 2070 und 2071 bis 2100 folgende Schlussfolgerungen ableiten (Abbildung 4):

- Unter Wertung der Modelleingangskennwerte sind die Ertragsentwicklungen für den 1. Prognosezeitraum als sicher einzustufen. Für die weiteren Zeiträume nimmt die Aussagesicherheit zunehmend ab.

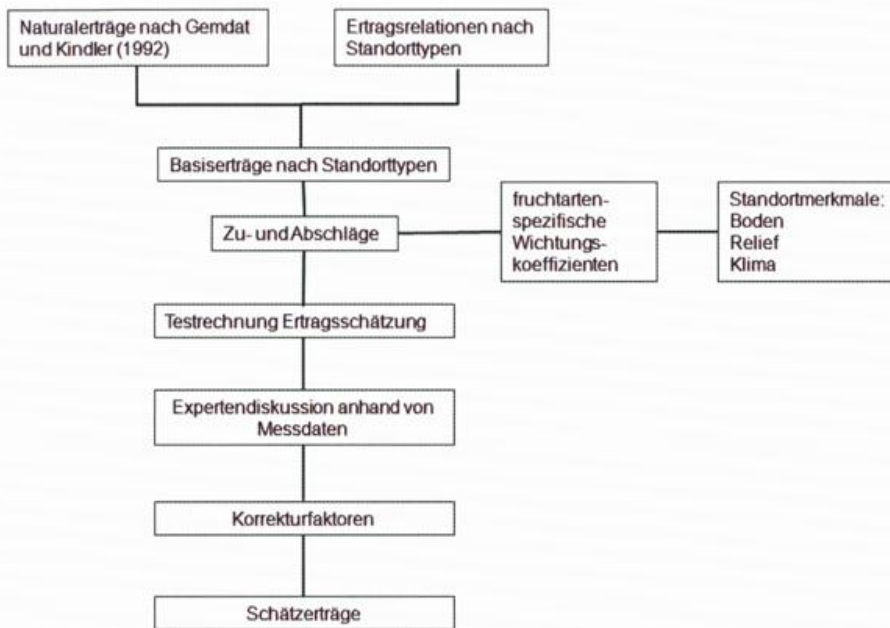


Abb. 3: Prinzipschema der Ertragsschätzung nach KINDLER (1992) und der Weiterentwicklung durch MIRSCHEL et al. (2003, 2006)

- Im Zeitraum 2011 bis 2040 liegt das zu erwartende Ertragsniveau für die sechs betrachteten Fruchtarten in allen Landwirtschaftlichen Vergleichsgebieten (LVG) auf dem Referenzniveau oder leicht darüber. Die Sicherung des Ertragsniveaus gegenüber den Auswirkungen des Klimawandels wird in diesem Zeitraum durch die zu erwartenden Ertragssteigerungen durch den CO₂-Düngeeffekt, züchterischen Fortschritt und die weitere Etablierung wassersparender Bodenbewirtschaftungssysteme gewährleistet.
- Zusatzwassergaben sind im 1. Prognosezeitraum nur im Rahmen der gegenwärtigen Bedürftigkeit notwendig und sollten vorrangig der Sicherung der Silomaiserträge dienen.
- Ab den Prognosezeiträumen nach 2040 werden Differenzierungen innerhalb der Fruchtarten und den landwirtschaftlich genutzten Standorten Sachsen-Anhalts in „Gewinner“ und „Verlierer“ des Klimawandels sichtbar.
- Für die Wintergetreidearten als Gewinner ist lediglich ein geringer Ertragsrückgang zu beobachten, der von Löß- über Lehm- zu den Sandstandorten leicht zunimmt.
- Sommerungen und Winterraps als Verlierer weisen starke Rückgänge innerhalb der gleichen, oben genannten räumlichen Differenzierung auf.
- Die Anbaueignung von Sommergerste und Winterraps auf den sandigen Standorten ist langfristig zu diskutieren.
- Silomais bedarf auf allen Standorten insbesondere jedoch auf den lehmigen und sandigen der Gabe von Zusatzwasser zur Ertragssteigerung, um die Tierproduktion langfristig zu sichern.

Zusammenfassung

Für das Land Sachsen-Anhalt wurden die möglichen Auswirkungen des Klimawandels untersucht und dokumentiert. Der globale Klimawandel hat regionale und lokale Auswirkungen. Diese Auswirkungen wurden im Bundesland Sachsen-Anhalt für die Sektoren Wasser, Landwirtschaft und Naturschutz sowie Forstwirtschaft untersucht. Eine umfangreiche wissenschaftliche Studie wurde dazu im Jahr 2012 durchgeführt. Im ersten Schritt erfolgte eine Klimadiagnose für die vergangenen 30 - 50 Jahre. Zur Beurteilung der zu erwartenden Änderungen des Klimas bis zum Jahr 2100 wurden die Ergebnisse der Modellierung mit den beiden regionalen Klimamodellen WETTREG 2010 (ein statistisches Modell) und REMO (ein dynamisches Modell) verwendet. Beide Modelle basieren auf dem Globalmodell ECHAM5 MPI/OM, Szenario A1B.

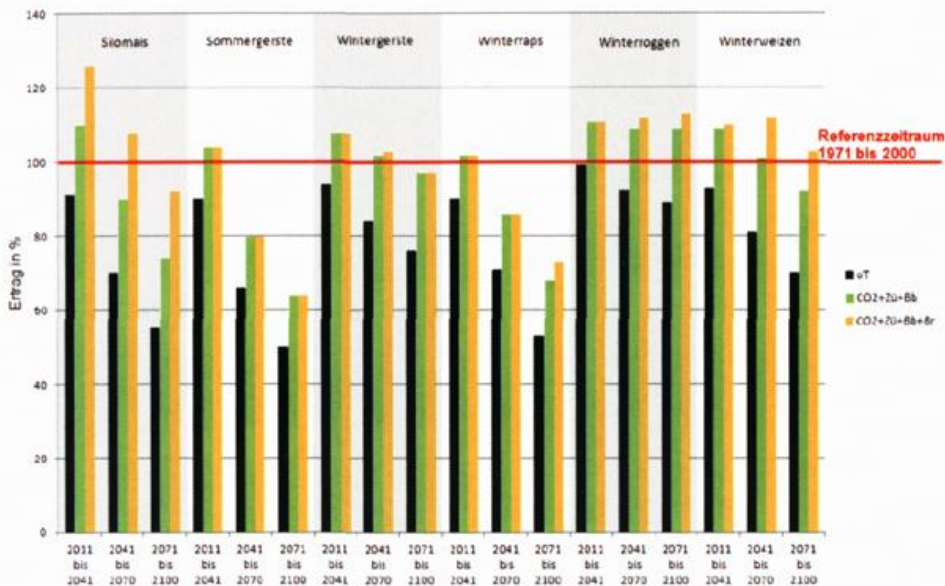


Abb. 4: Übersicht der relativen Ertragsänderungen 2011 bis 2100 für die Landesfläche Sachsen-Anhalts unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Trendszenarien in Bezug auf die Ertragsituation im Referenzzeitraum 1971 bis 2000

Legende

- oT: ohne Trendberücksichtigung, d. h. Rahmenbedingungen wie im Referenzzeitraum
- CO₂+Zü+Bb: Berücksichtigung des CO₂-Düngeeffekts, der Ertragssteigerung durch züchterische Fortschritte und der flächendeckenden Umsetzung wassersparender Bodenbewirtschaftungssysteme
- CO₂+Zü+Bb+Br: wie zuvor und bedarfsgerechte Zusatzwassergaben

Eine Analyse verschiedener Wetterelemente, wie Temperatur, Niederschlag, Wind u.a. wurde für 22 Klimastationen und 470 Gitterpunkte vorgenommen. Zusätzlich wurde die Klimatische Wasserbilanz für die verschiedenen Regionen in Sachsen-Anhalt bestimmt.

Im Harz zeigt sich eine positive Klimatische Wasserbilanz, während im Flachland zukünftig eine negative Klimatische Wasserbilanz bis zu – 300 mm in den Modellierungsergebnissen festgestellt wurde. Um Aussagen zu möglichen zukünftigen Extremwetterereignissen und die Änderung der Häufigkeit und Intensität solcher Ereignisse herauszufinden, wurden Perzentile (90-, 95-, 98- und 99-Perzentil) verschiedener Wetterelemente analysiert.

Zur Berechnung der Auswirkungen des Klimawandels im Bereich der Wasserwirtschaft wurde das hydrologische Modell ArcEGMO-ST verwendet. Die kritischste hydrometeorologische Situation wurde für das nördliche Harzvorland gefunden. Eine Dürregefahr besteht darüber hinaus schon jetzt in vielen Gebieten des Landes Sachsen-Anhalt. Diese wird sich zukünftig deutlich verstärken. Die Modellierungen im Landwirtschaftssektor basieren auf dem Modellansatz zur Ertragsschätzung nach KINDLER. Das Modell verfolgt einen Hybridansatz aus Standort, statistischen Erträgen und Trends sowie CO₂-Düngeeffekt.

Vorgeschlagene Maßnahmen für die Weiterentwicklung der Anpassungsstrategie und des Aktionsplans für Sachsen-Anhalt werden diskutiert.

Ausblick

Bei möglichen Klimaveränderungen rücken extreme meteorologische Ereignisse u.a. als häufigste Auslöser von Naturkatastrophen immer mehr in das gesellschaftliche Blickfeld. Um in den Aussagen zu Klimaveränderungen in der Zukunft eine größere Sicherheit zu erreichen, ist ein Ensemble von unterschiedlichen globalen und regionalen Klimamodellen auszuwerten. Der in Kürze zu erwartende 5. Sachstandsbericht des IPCC kann hierfür eine gute Grundlage bieten. Auf dieser neuen Datenbasis kann die Anpassungsstrategie des Landes Sachsen-Anhalt weiter entwickelt werden.

Literatur

- DEIMER, C.; STEININGER, M., 2012: Durchführung einer Untersuchung zu den Folgen des Klimawandels in Sachsen-Anhalt, Los 2: Landwirtschaft. In: Heft 7/2013 der Berichte des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt
- JACOB, D., GÖTTEL, H., KOTLARSKI, S., LORENZ, P., SIECK, K., 2008: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. In: Forschungsbericht des Umweltbundesamtes 204 41 138, UBA-FB 000969; Climate Change 11/08, ISSN 1862-4359
- KINDLER, R., 1992: Ertragsschätzung in den neuen Bundesländern. In: Verlag Pflug und Feder GmbH
- KREIENKAMP, F., SPEKAT, A., ENKE, W., 2007: Neuentwicklung von regionalhoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L312010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2, Forschungsprojekt im Auftrag des Umweltbundesamtes FuE-Vorhaben Förderkennzeichen 204 41 138. In: Publikationen des Umweltbundesamtes 2007
- KREIENKAMP, F., SPEKAT, A., ENKE, W., 2010: Weiterentwicklung von WETTREG bezüglich neuartiger Wetterlagen. Im Auftrag der Bundesländer Baden-Württemberg, Bayern, Berlin, Brandenburg, Hamburg, Hessen, Mecklenburg-Vorpommern, Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen, Rheinland-Pfalz, Saarland, Sachsen, Sachsen-Anhalt, Schleswig-Holstein, Thüringen
- KREIENKAMP, F., SPEKAT, ENKE, A. W., 2012: Durchführung einer Untersuchung zu den Folgen des Klimawandels in Sachsen-Anhalt, Teilbericht Los 1.1 und 1.2: Klima und Extreme. In: Heft 4/2013 der Berichte des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt
- LAU, 2013: Klimafolgenstudie 2012 – Naturschutz, Heft 6/2013 der Berichte des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt
- LAU, 2013: Klimafolgenstudie 2012 – Forstwirtschaft, Heft 8/2013 der Berichte des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt
- LAU, 2013: Klimafolgenstudie 2012 – Anpassungsmaßnahmen, Heft 9/2013 der Berichte des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt
- MIRSCHER, W., WIELAND, R., WENKEL, K.-O., 2003: Bedeutung der Modellwahl bei der Ertragsschätzung - Bauernschläue vs. Agrarwissenschaft-. In: Gnauck, A.(Hrsg.): Theorie und Modellierung von Ökosystemen: Workshop Kölpinsee 2001. (Berichte aus der Umweltinformatik), Shaker Verlag Aachen, 2003, S. 162 - 186
- MIRSCHER, W., SCHULTZ, A., WIELAND, R., LUTZE, G., LUZI, K., 2006: Modellgestützte Analyse ausgewählter Größen des Landschaftshaushaltes am Beispiel der Agrarfläche der Zieithener Moränenlandschaft. In: Lutze, G.; Schultz, A.; Wenkel, K.-O. (Hrsg.): Landschaften beobachten, nutzen und schützen – Landschaftsökologische Langzeit-Studie in der Agrarlandschaft Chorin 1992 - 2006. G. B. Teubner Verlag, Wiesbaden, 2006, S. 164 – 195
- PFÜTZNER, B., KLÖCKING, B., SCHUMANN, A., HESSE, P., 2012: Durchführung einer Untersuchung zu den Folgen des Klimawandels in Sachsen-Anhalt, Teilbericht Los 1.3: Wasser. In: Heft 5/2013 der Berichte des Landesamtes für Umweltschutz Sachsen-Anhalt

2 Poster

Langzeitbeobachtungen von Nebelereignissen im Erzgebirge: Entwicklung der chemischen Zusammensetzung und der Auftrittshäufigkeit

Stephanie Schüttauf, Jörg Matschullat, Frank Zimmermann

Einleitung

Nebel ist ein Phänomen, welches atmosphärenchemisch von großer Bedeutung ist. Seine Flüssigphase ermöglicht/beschleunigt chemische Reaktionen, die in der Gasphase nicht oder nur sehr langsam ablaufen. Seine Mikrostruktur (hohes Oberflächen zu Volumenverhältnis) ermöglicht eine Anreicherung von Spurenstoffen, die zu erhöhten Depositionen von Nähr- und Schadstoffen in Ökosysteme führen können (WRZESINSKI u. KLEMM 2000, FISAK et al. 2002). Toxische Stoffe, die für die Gesundheit der Menschen von Bedeutung sind, können ebenfalls angereichert werden. Damit beeinflusst der Nebel bzw. seine chemische Zusammensetzung immanant die Umwelt.

Bisherige Untersuchungen zur Nebelwasserchemie (z.B. MROSE 1961, ZIER 1992, ACKER et al. 1998, FUZZI et al. 2002, ZIMMERMANN u. ZIMMERMANN 2002, LANGE et al. 2003) beschäftigten sich schwerpunktmäßig mit der Bestimmung von pH- Wert und elektrischer Leitfähigkeit sowie mit der Ermittlung der anorganischen Zusammensetzung von Nebel. In dieser Arbeit soll ein Überblick über die Entwicklung der chemischen Zusammensetzung von Nebelwässern, speziell denen des Erzgebirges, innerhalb der letzten 55 Jahre gegeben werden. Dabei werden die Ergebnisse älterer Studien mit denen einer aktuellen, seit 2009 laufenden, Untersuchungsreihe verglichen. Als Teil des ehemaligen „schwarzen Dreiecks“ (Grenzregion Deutschland, Tschechische Republik, Polen), gehörte das Erzgebirge bis vor wenigen Jahren zu den am meist verschmutzten Gebieten Zentraleuropas. Industrielle Sanierungsmaßnahmen und veränderte Immissionsregime haben inzwischen zu einer Veränderung der chemischen Zusammensetzung der Luft und damit auch des Nebels geführt. Zusätzlich wird ein kurzer Abriss über die Charakteristik der Nebelereignisse im Untersuchungsgebiet gegeben.

Probenahme und Analyse

Beprobt wurden Nebelereignisse aus den Jahren 2009 bis 2012. Die Probenahme selbst erfolgte im Untersuchungsgebiet an zwei Stationen des Deutschen Wetterdienstes: in Zinnwald-Georgenfeld (877 mNN, 50°44'N, 13°45'E, Osterzgebirge) und am Fichtelberg in Oberwiesenthal (1.214 mNN, 50°25'N; 12°57'E, Zentrales Erzgebirge). Verwendet wurden passive Nebelsammler nach dem Impaktorprinzip (ZIER 1992). Insgesamt lagen 80 Proben für die Analyse vor. Untersucht wurden sowohl Ionen als auch Spurenelemente. Anionen und Kationen wurden mit Hilfe der Ionenchromatographie (DIONEX DX 120 für Anionen und Metrohm Ion Chromatograph 690 für Kationen) bestimmt, Spurenelemente mit der ICP-MS (Perkin Elmer Sciex ELAN 9000).

Ergebnisse und Diskussion

Charakteristik von Nebelereignissen im Erzgebirge/Nebelhäufigkeit

Basierend auf Datenreihen des Deutschen Wetterdienstes, erfolgte eine statistische Analyse von Nebelereignissen für die Stationen Zinnwald-Georgenfeld und Fichtelberg Oberwiesenthal (BADEKE 2012). Die Datenbasis umfasste 15 (Zinnwald: 01.01.1996 – 21.12.2011) bzw. 19 Jahre (Fichtelberg: 01.01.1992 – 27.12.2011). Betrachtet wurden das durchschnittliche Auftreten von Nebelstunden, die Dauer und das interannuelle Vorkommen von Nebelereignissen.

Für die Station Zinnwald-Georgenfeld wurde ein durchschnittliches, stündliches Nebelaufkommen in 24 % der Zeit pro Jahr ermittelt. Relative Schwankungen innerhalb der Beobachtungsperiode sind gering. Für den Fichtelberg wurde eine durchschnittliche Nebelhäufigkeit von 44 % (Nebelstunden im Jahr) festgestellt. Va-

riationen des Nebelauftritts innerhalb der Messperiode sind ebenfalls minimal. Ein Anstiegs- oder Rückgangstrend der Nebelhäufigkeit war für beide Stationen nicht zu beobachten.

In Zinnwald-Georgenfeld dominieren kurze Nebelereignisse mit einer durchschnittlichen Länge von 1 – 4 h. Für den Fichtelberg ergab sich ein ähnliches Bild. Auch hier waren kurze Nebelereignisse (1- 4 h) vorherrschend. Gegenüber Zinnwald, traten allerdings mittellange Phänomene (5 - 9 h und 10 - 24 h) mit größerer Häufigkeit auf.

Für beide Stationen wurde ein vermehrtes Nebelaufkommen während der Herbst- und Wintermonate festgestellt. Auswertungsgrundlage bildeten in diesem Zusammenhang langanhaltende Nebelereignisse (>81 h, vgl. BADEKE 2012). Für Zinnwald-Georgenfeld wurde der Zeitraum von Oktober bis Februar als Phase nebelreichster Intensität ermittelt. Für den Fichtelberg umfasste dieser Zeitraum die Monate September bis März. Eine abschließende Gegenüberstellung der Stationen bzw. deren Nebelhäufigkeiten und –charakteristiken zeigt, dass ein häufigeres Auftreten längerer Nebelereignisse in höheren Lagen zu beobachten ist. Die Gesamtzahl der Nebelereignisse dagegen wird nicht vom Höhenfaktor beeinflusst. Im Gegenteil konnten in Zinnwald mehr Nebelereignisse detektiert werden als am Fichtelberg. Damit lässt sich die Aussage zunehmender Nebeltage mit der Höhe nicht auf zusammenhängende Nebelstunden übertragen. Insgesamt ist jedoch eine längere Gesamtzeit der Nebelereignisse in den höheren Lagen zu beobachten (BADEKE 2012).

Anorganische Zusammensetzung von Nebelwässern und deren Entwicklung am Standort Zinnwald-Georgenfeld

Ionen

Für den Zeitraum 2009 – 2012 traten Ammonium, Sulfat und Nitrat als die dominierenden Ionen auf (Abb. 1). Die zugehörigen Konzentrationen betragen 464 $\mu\text{eq/L}$, 287 $\mu\text{eq/L}$ und 200 $\mu\text{eq/L}$. Der Anteil der Hauptionen an der gesamtionischen Zusammensetzung der Nebelwässer betrug 87 %. Die „Nebenionen“ trugen 13 % zur Zusammensetzung bei. Es dominierten Calcium (73 $\mu\text{eq/L}$) gefolgt von Chlorid (28 $\mu\text{eq/L}$) und Natrium (23 $\mu\text{eq/L}$; Abb. 2). Als Quellen lassen sich sowohl biogene als auch anthropogene Emissionen bestimmen.

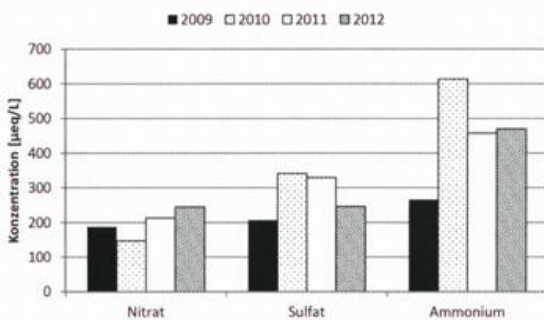


Abb. 1: Konzentration Nitrat, Sulfat, Ammonium für 2009-2012

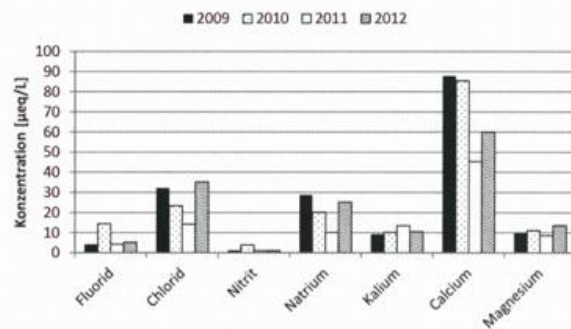


Abb. 2: Konzentration Restionen für 2009-2012

Die Entwicklung der Ionen innerhalb der letzten Jahrzehnte ist in den Abbildungen 3 und 4 dargestellt. Für das Sulfat sind steigende Konzentrationen bis 1999 zu erkennen. Danach folgt eine abnehmende Tendenz. Diese wird lediglich durch einen Konzentrationsanstieg in 2005 unterbrochen. Für das Nitrat und das Ammonium sind die höchsten Konzentrationen in 1987 zu erkennen. Analog dem Sulfat zeigen die Konzentrationen beider Ionen im Folgenden einen rückläufigen Trend. Dabei sind die Konzentrationsabnahmen geringer als für Sulfat. Insgesamt folgt der Verlauf der Konzentrationen den Entwicklungen des Emissionsregimes. Dieses zeigt seit den 1990er Jahren für Sachsen und ab 1997 auch für Böhmen einen Rückgang der Immissionen (ZIMMERMANN et al. 2003, BRIDGMAN et al. 2002). In beiden Gebieten finden sich maßgebliche Stoffquellen, die zur Zusammensetzung der Nebel- und Wolkenwässer beitragen.

Für Kalium und Natrium traten die höchsten Konzentrationen in 1958/1960 auf. Für Chlorid wurden diese in 1987 und für Calcium in 1999 ermittelt. Danach zeigt sich ebenfalls ein abnehmender Trend. Dieser ist für Chlorid am stärksten ausgeprägt, gefolgt von Calcium und Natrium. Analog zu den Hauptionen kann auch hier ein verändertes Emissionsregime als Entwicklungsursache angegeben werden. Zusätzlich muss die Quellstärke biogener Quellen in den jeweiligen Jahren betrachtet werden.

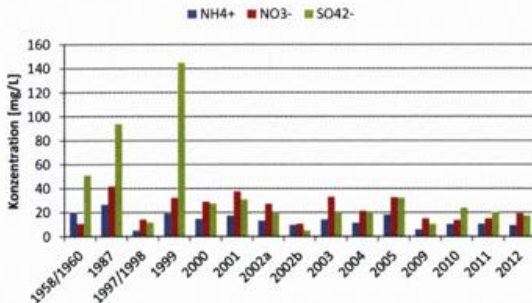


Abb. 3: Konzentrationsverlauf Ammonium, Nitrat, Sulfat¹

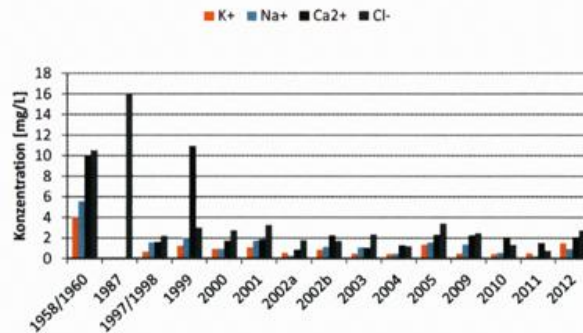


Abb. 4: Konzentrationsverlauf Restionen¹

¹ Werte aus: (1958/1960: Mrose (1961), 1987: Zier (1992), 1997/1998: Lange et al. (2003), 1999, 2000, 2001, 2002a, 2003, 2004: Fisak et al. (2009a), 2002b: Zimmermann u. Zimmermann (2002), 2005: Fisak et al. (2006), 2009, 2010: Schüttauf (2012), 2011, 2012: Schüttauf (2013))

Spurenelemente

Neben den Ionen wurde auch die Konzentrationsentwicklung der Spurenelemente in der Nebelphase verfolgt. Die mittleren Konzentrationen sind in Tabelle 1 dargestellt. Al, Zn und Pb sind die Elemente mit den höchsten Konzentrationen. Ihre Konzentrationen betragen 116 µg/L, 56 µg/L und 41 µg/L.

Tabelle 1: Mittlere Konzentrationen der Spurenelemente und Vergleichswerte [µg/L]

	Al	As	Ba	Cd	Cr	Cu	Mn	Ni	Pb	Sb	Sr	Ti	V	Zn
diese Studie	115.7	3.5	12.2	0.5	0.8	12.3	12.5	1.3	41.4	1.2	3.4	3.1	1.4	56.3
Fisak et al. (2009b)	270.0	-	-	-	-	-	29.0	-	-	-	-	-	-	745.0
Straub et al. (2012)	50.9	-	18.9	-	5.2	-	4.4	2.4	0.6	-	-	-	1.3	37.6
Liu et al. (2012)	157.3	13.7	-	3.1	0.9	9.2	42.8	9.3	46.2	-	-	-	-	249.0

-) nicht bestimmt

Ein Abgleich der Ergebnisse mit Vergleichsdaten aus der Region (FISAK et al. 2009b) zeigt, dass die Spurenelementkonzentrationen im Erzgebirge geringer sind als am Mt. Milesovka. Eine Gegenüberstellung der Ergebnisse mit Resultaten anderer Langzeitstudien (STRAUB et al. 2012, Pennsylvania, USA; LIU et al. 2012, China) zeigt, dass die Werte aus dem Erzgebirge innerhalb des aufgespannten Konzentrationsbereiches liegen. Sie zeigen demnach gute Übereinstimmung mit den Forschungen weltweit.

Zusammenfassung und Ausblick

Die vorliegende Arbeit gibt Auskunft über die Charakteristik/Häufigkeit und die chemische Zusammensetzung des Nebels in den Kammlagen des Erzgebirges. Kurze Nebelereignisse stellten sich als dominierend heraus. Die Auftretshäufigkeit folgt einem gleichbleibenden Trend. Ammonium, Nitrat und Sulfat sind nach wie vor die dominierenden Ionen innerhalb der Nebelphase. Sie erreichten Konzentrationen von 464 µeq/L,

200 µeq/L und 287 µeq/L. Im Rahmen einer Langzeitbeobachtung zeigten sämtliche Ionen einen rückläufigen Trend. Ursache dafür sind rückläufige Emissionen der Vorläuferstoffe.

Zusätzlich zu den Ionen wurden die Nebelwässer auf Spurenelemente hin untersucht. Es konnten Ba, Pb, Zn, Al, Mn, Ti, V, Ni, Cu, Sr, Cd, Sb, As und Cr nachgewiesen werden. Die dominierenden Elemente waren Al, Zn und Pb. Ein Vergleich der erhaltenen Konzentrationen mit Resultaten anderer Langzeitstudien zeigte, dass die Ergebnisse für die Spurenelemente in guter Übereinstimmung mit den Vergleichswerten liegen. Für die Zukunft erscheint es wichtig, den Spurenelementen mehr Beachtung zu schenken. Des Weiteren sollten auch organische Inhaltsstoffe, aufgrund ihres Wirkspektrums, genaueren Untersuchungen unterzogen werden.

Literatur

- ACKER, K., MÖLLER, D., WIEPRECHT, W., KALASS, D., AUDEL, R., 1998: Investigations of ground-based clouds at the Mt. Brocken. *Fresenius J Anal Chem* 361, 59-64
- BADEKE, R., 2012: Raumzeitliche Verteilung von Nebellagen und Nebelwasser-Chemie im oberen Erzgebirge. Bachelorarbeit TU Bergakademie Freiberg, unveröff.
- BRIDGMAN, H.A., DAVIES, T.D., JICKELLS, T., HUNOVA, I., TOVEY, K., BRIDGES, K., SURAPIPITH, V., 2002: Air pollution in the Krusne Hory region, Czech Republic during the 1990s. *Atmospheric Environment* 36, 3375-3389
- FISAK, J., REZACOVA, D., MATTANEN, J., 2006: Calculated and measured values of liquid water content in clean and polluted environments. *Stud. Geophys. Geod.* 50, 121-130
- FISAK, J., TESAR, M., REZACOVA, D., ELIAS, V., WEIGNEROVA, V., FOTTOVA, D., 2002: Pollutant concentration in fog and low cloud water at selected sites of the Czech Republic. *Atmospheric Research* 64, 75-87
- FISAK, J., TESAR, M., FOTTOVA, D., 2009a: Pollutant Concentrations in the rime and fog water at the Milesovka Observatory. *Water Air Soil Pollut* 196, 273-285
- FISAK, J., STOYANOVA, V., TESAR, M., PETROVA, P., DASKALOVA, N., TSACHEVA, T., MARINOV, M., 2009b: The pollutants in rime and fog water and in air at Milesovka Observatory (Czech Republic). *Biologia* 64, 492-495
- FUZZI, S., FACCHINI, M., DECESARI, S., MATTA, E., MIRCEA, M., 2002: Soluble organic compounds in fog and cloud droplets: what have we learned over the past few years? *Atmospheric Research* 64, 89-98
- LANGE, C.A., MATSCHULLAT, J., ZIMMERMANN, F., STERZIK, G., WIENHAUS, O., 2003: Fog frequency and chemical composition to atmospheric deposition in the eastern Erzgebirge, Germany. *Atmospheric Environment* 37, 3731-3739
- LIU, X.-H., WAI, K.-M., WANG, Y., ZHOU, J., LI, P.-H., GUO, J., XU, P.-J., WANG, W.-X., 2012: Evaluation of trace elements contamination in cloud/fog water at an elevated mountain site in Northern China. *Chemosphere* 88, 531-541
- MROSE, H., 1961: Ergebnisse von Spurenstoff-Bestimmungen im Niederschlag. *Zeitschrift für Meteorologie* 15, 46-54
- SCHÜTTAUF, S., 2012: Die chemische Zusammensetzung von Nebel- und Wolkenwässern im Erzgebirge. Diplomarbeit, unveröffentlicht
- SCHÜTTAUF, S., 2013: Organisches Aerosol: Verteilung zwischen Nebel und interstitieller Luft – ein Schlüssel für den Schutz von Ökosystemen und menschlicher Gesundheit - Promotion, unveröffentlicht
- STRAUB, D., HUTCHINGS, J., HERCKES, P., 2012: Measurements of fog composition at a rural site. *Atmospheric Environment* 47, 195-205
- WRZESINSKY, T., KLEMM, O., 2000: Summertime fog chemistry at a mountainous site in Central Europe. *Atmospheric Environment* 34, 1487-1496
- ZIER, M., 1992: Über die Variabilität der Spurenstoffkonzentration im Nebelwasser im Verlauf einzelner Nebelereignisse auf dem Kamm des Erzgebirges. *Meteorologische Zeitschrift, Neue Folge* 1, 221-228
- ZIMMERMANN, L., ZIMMERMANN, F., 2002: Fog deposition to Norway Spruce stands at high-elevation sites in the eastern Erzgebirge (Germany). *Journal of Hydrology* 256, 166-175

ZIMMERMANN, F., LUX, H., MAENHAUT, W., MATSCHULLAT, J., PLESSOW, K., REUTER, F., WIENHAUS, O., 2003: A Review of air pollution and atmospheric deposition dynamics in southern Saxony, Germany, Central Europe. *Atmospheric Environment* 37, 671-691

Großwetterlagen und Europas Klima – Eine folgenreiche Langzeitbeziehung

Andreas Hoy, Jörg Matschullat

Einleitung

Klimawandel und –variabilität beeinflussen menschliche Gesellschaft und Umwelt weltweit (IPCC 2007). Ein umfassendes Verständnis der Ursachen beobachteter Klimaänderungen, insbesondere (jedoch nicht nur) vor dem Hintergrund des anthropogenen Klimawandels, ist daher von hoher sozialer, wirtschaftlicher und umweltpolitischer Relevanz – z.B. für Land- und Forstwirtschaft und bezüglich Hochwasser- und Umweltschutzmaßnahmen. Forschungsprojekte beschäftigen sich intensiv mit klimatischen Veränderungen und deren Folgen auf globaler, und auch auf kontinentaler und regionaler Ebene (IPCC 2007). Untersuchungen von Veränderungen in Mittel- und Extremwerten bodennaher Klimatelemente, wie Temperatur und Niederschlag, stehen in diesem Zusammenhang im Mittelpunkt des Forschungsinteresses.

Die natürliche Klimavariabilität der mittleren Breiten wird zu großen Teilen durch Fluktuationen atmosphärischer Zirkulation bestimmt. Um die Komplexität der räumlichen und zeitlichen Strukturen atmosphärischer Zirkulation zu verringern, wird diese Beziehung üblicherweise durch die Auswahl einer begrenzten Anzahl von Zirkulationsmustern analysiert (BARRY und CARLETON 2001; HUTH et al. 2008; YARNAL et al. 2001). Diese Muster bilden die Grundlage für weitere Untersuchungen, z.B. des Einflusses atmosphärischer Zirkulation auf bodennahe Klimatelemente. Für den europäischen Raum bietet sich die Großwetterlagenklassifikation (GWLk; BAUR et al. 1944; HESS und BREZOWSKY 1952; WERNER und GERSTENGARBE 2010) an; sie ist das wohl meistgenutzte, und nachgewiesenermaßen eines der geeignetsten Klassifizierungssysteme für den mittel- und gesamteuropäischen Raum (z.B. HOY 2013; HUTH 2010; JAMES 2007).

In diesem Beitrag wird die Relevanz der GWLk – der originalen und einer automatisierten Reihe – für den europäischen Raum anhand von vier neu zusammengesetzten Großwetter-Haupttypen (GWH) beschrieben. Deren Einfluss auf die räumliche Verteilung von Temperatur- und Niederschlagsanomalien werden dargestellt. Zirkulations- und Klimaveränderungen während der letzten Klimanormalperiode (1981–2010) werden miteinander in Beziehung gesetzt. Alle Auswertungen beziehen sich auf das nordhemisphärische Winterhalbjahr (WHJ: Oktober bis März).

Daten und Methoden

Großwetterlagen (GWL) sind als Perioden von mindestens drei Tagen Länge definiert, die durch ähnliche atmosphärische Prozesse gekennzeichnet sind. Die Zuordnung zu den verfügbaren 29 GWL (Tabelle 1) erfolgt anhand der Position der steuernden Druckgebiete im 500hPa-Bereich und auf Bodendruckniveau (Hoch- und Tiefdruckgebiete, Rücken und Tröge) sowie der Position des Strahlstroms über Europa (WERNER und GERSTENGARBE 2010). Die GWL können zu zehn Großwettertypen (GWT) zusammengefasst werden, basierend auf acht Anströmrichtungen und zwei zentralen Typen über Mitteleuropa (Tabelle 1). Eine weitere Komprimierung in drei Zirkulationsformen (zonal, gemischt und meridional) wird ebenfalls häufig verwendet. Allerdings sind dort Wetterlagen mit sehr unterschiedlichen Eigenschaften enthalten, was die Anwendungsmöglichkeiten dieser Zirkulationsformen reduziert (HOY 2013). In diesem Beitrag wird daher eine alternative Gruppierung in GWH verwendet (Tabelle 1), basierend auf vier Hauptanströmrichtungen: West (W#), Nord (N#), Ost (E#) und Süd (S#). Die Zuordnung der GWT orientiert sich an folgenden Kriterien (s.a. HOY et al. 2012a): Ähnlichkeit der Luftmassen (nach SCHERHAG 1948), sowie ähnlicher Einfluss auf Temperatur und Niederschlag in Mitteleuropa (nach GERSTENGARBE und WERNER 1999).

Die Daten der originalen Großwetterlagenklassifikation (GWLk) in täglicher Auflösung stammen aus WERNER und GERSTENGARBE (2010; Update für 2010 durch DWD-Daten). Die automatisierte Version (SynopVis-Großwetterlagenklassifikation, SVGk; s.a. Hoy et al. 2012a) wurde von Paul James (DWD) zur Verfügung gestellt. Rasterklimadaten in täglicher Auflösung bilden die Grundlage für die Auswertung des Zirkulationseinflusses auf mittlere Lufttemperatur (NOAA 20th Century Reanalysis Dataset – COMPO et al. 2011; Zeitraum 1901–2010) und 24-stündige Niederschlagssumme (EOBS Datensatz – HAYLOCK et al.

Tabelle 1: Übersicht der 29 Großwetterlagen (GWL) und 10 Großwettertypen (GWT), sowie der vier neu zusammengesetzten Großwetter-Haupttypen (GWH)

GWL		Grosswettertypen (GWT)	GWH
WA	Westlage, antizyklonal	W West	W#
WZ	Westlage, zyklonal		
WS	Südliche Westlage		
WW	Winkelförmige Westlage		
NWA	Nordwestlage, antizyklonal	NW Nordwest	N#
NWZ	Nordwestlage, zyklonal		
NA	Nordlage, antizyklonal	N Nord	
NZ	Nordlage, zyklonal		
HNA	Hoch Nordmeer, antizyklonal		
HNZ	Hoch Nordmeer, zyklonal		
HB	Hoch Britische Inseln		
TRM	Trog Mitteleuropa	NE Nordost	
NEA	Nordostlage, antizyklonal		
NEZ	Nordostlage, zyklonal	E Ost	
HFA	Hoch Fennoskandien, antizyklonal		
HFZ	Hoch Fennoskandien, zyklonal		
HNFA	Hoch Nordmeer-FS, antizyklonal		
HNFZ	Hoch Nordmeer-FS, zyklonal	SE Südost	
SEA	Südostlage, antizyklonal		
SEZ	Südostlage, zyklonal	S Süd	S#
SA	Südlage, antizyklonal		
SZ	Südlage, zyklonal		
TB	Tief Britische Inseln		
TRW	Trog Westeuropa		
SWA	Südwestlage, antizyklonal	SW Südwest	-
SWZ	Südwestlage, zyklonal		
HM	Hoch Mitteleuropa	HME Hoch Mitteleuropa	
BM	Hochdruckbrücke Mitteleuropa		
TM	Tief Mitteleuropa	TME Tief Mitteleuropa	
U	Unbestimmt		

2008; Zeitraum 1951–2010). Der Vorteil in der Verwendung täglicher Datensätze besteht darin, dass im Gegensatz zu anderen, auf längeren Perioden basierenden Methoden (z.B. Korrelationskarten auf Monats- oder Jahresbasis) eine Beeinflussung der Signale durch andere, unverwandte Klassen ausgeschlossen ist.

Klima und Zirkulation

Abbildung 1 stellt für die GWLk die mittleren Lufttemperatur- und Niederschlagsanomalien im WHJ für die vier GWH für Europa und angrenzende Gebiete dar. Abbildungen für GWLk und SVGk (nicht gezeigt) sind einander sehr ähnlich, was sowohl für die Qualität der originalen als auch der automatisierten Reihe spricht. Räumliche Verteilung, Form, Ausdehnung und Stärke der Temperatur- und Niederschlagsanomalien werden maßgeblich durch die für die GWHs charakteristische Lage und Stärke der steuernden Druckgebiete bestimmt. Es ergeben sich großflächige Muster von – im Vergleich zu den langjährigen Mittelwerten – zu warmen/kalten und zu nassen/trockenen Gebieten. Diese Muster erscheinen komplexer für Niederschlag als für Temperatur, da die Niederschlagsmuster in weit größerem Ausmaß von lokalen, häufig orographisch bedingten Effekten (Luv und Lee) beeinflusst werden. Generell sind warme (kalte) Anomalien häufig mit höheren (niedrigeren) Niederschlagsmengen verbunden.

Westlagen (W#), gekennzeichnet durch tiefen Luftdruck über dem nördlichen, und hohen Luftdruck über dem südlichen Europa, führen milde atlantische Luftmassen in den Großteil Europas. Deren Erwärmungseffekt ist am deutlichsten in einer Linie von Nordfrankreich bis zum südlichen Ural sichtbar. Höhere Niederschlagsmengen (verglichen zum langjährigen Mittel) fallen im Großteil Europas, verbunden mit durchziehenden Wetterfronten, während der antizyklonale Einfluss über Südeuropa nur geringe Niederschläge zulässt. Ostlagen (E#) sind im Vergleich zu Westlagen durch eine Umkehr der beschriebenen Anomalien geprägt. Sie werden von einem ausgeprägten Hoch über Nordosteuropa dominiert, welches die Zufuhr atlantischer Luftmassen blockiert. Die Temperaturen im Großteil Europas liegen zumeist um mehrere Grad niedriger als im langjährigen Mittel. Die im Verhältnis zu den Westlagen stärkeren Anomalien haben zum Teil methodische Gründe: Ostlagen treten deutlich seltener auf, womit ihre Abweichungen zum langjährigen

Mittel deutlicher hervortreten. Die mittleren und höheren Breitengrade sind vergleichsweise trocken, während zyklonaler Einfluss für hohe Niederschläge im Mittelmeerraum sorgt.

Nordlagen (N#) führen, an der Ostflanke hohen Luftdrucks über dem Nordmeer und Skandinavien, kalte Luftmassen von Lappland bis zum westlichen Mittelmeerraum. Der Südosten Europas wird von subtropischer Warmluft dominiert. Im Grenzbereich der warmen und kalten Luftmassen fallen hohe Niederschlagsmengen von Italien bis zur Ukraine. Von Spanien bis nach Finnland herrschen trockenere Bedingungen. Südlagen (S#) sind durch gegensätzliche Bedingungen gekennzeichnet. Tiefer Luftdruck dominiert im Westen Europas. Mit südlicher Luftströmung werden warme und feuchte Luftmassen vom westlichen Mittelmeerraum bis nach Nordeuropa geführt. Osteuropa und der östliche Mittelmeerraum sind antizyklonal beeinflusst und daher eher trocken.

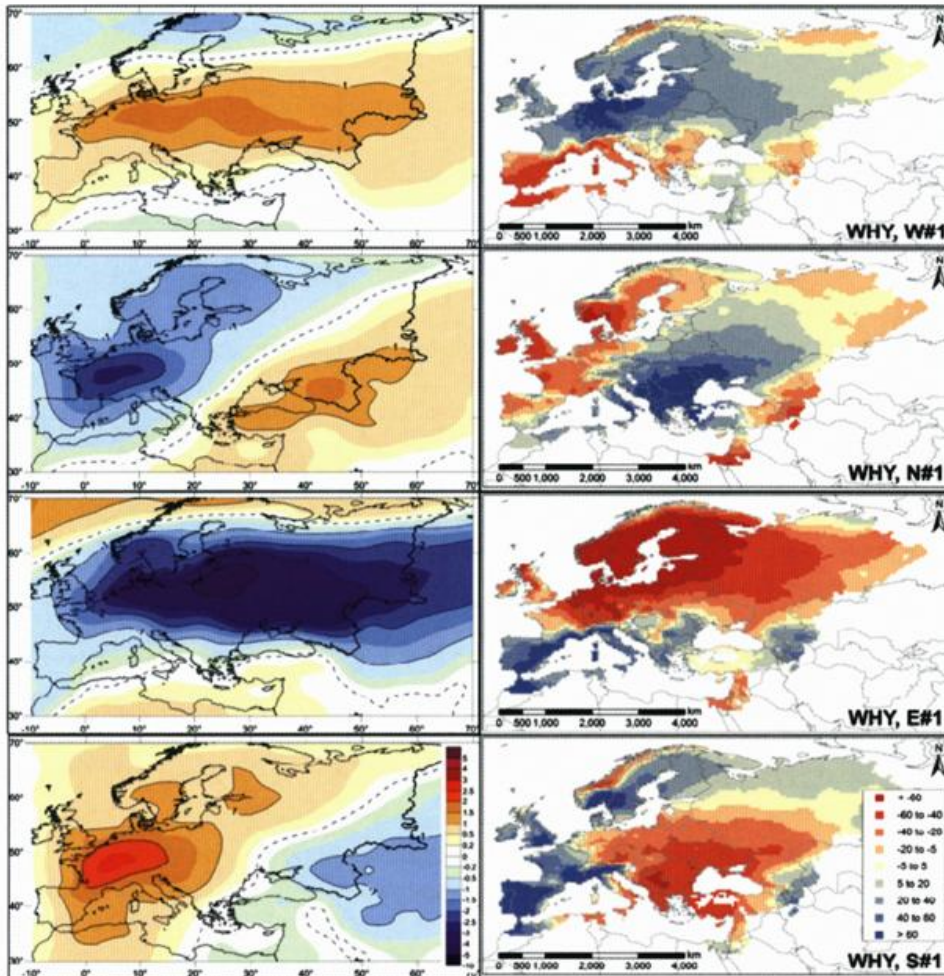


Abbildung 1: Mittlere tägliche Anomalien a) Lufttemperatur (links; in K; Daten 1901–2010) und b) Niederschlag (rechts; in mm; Daten 1951–2010) für die vier GWH (GWLk) Klimanormalperiode 1981–2010

Die vergangenen drei Dekaden waren durch einen deutlichen Temperaturanstieg im WHJ (Abbildung 2), eine Niederschlagsumverteilung von Süd- nach Nordeuropa, und klare Veränderungen in der Wetterlagenhäufigkeit gekennzeichnet (HOY 2013). Die größte Erwärmung trat vom Baltikum bis zum Ural auf, während in Südosteuropa kaum Veränderungen verzeichnet wurden. Frühere Studien belegen eine relativ gleichmäßige Erwärmung verschiedener Wetterlagen über Europa (HOY et al. 2012b ; JONES und LISTER 2009). Die unterschiedliche Erwärmungsintensität innerhalb Europas lässt sich daher zu großen Teilen auf veränderte Wetterlagenhäufigkeiten zurückführen. Diese Häufigkeitsänderungen bewirkten eine Verstärkung oder Abschwächung der Effekte globaler Erwärmung (IPCC 2007).

Innerhalb der vier untersuchten GWH traten Westlagen im Zeitraum 1981–2010 deutlich häufiger, Ostlagen deutlich seltener als im restlichen 20. Jahrhundert auf. Dieses Signal tritt sowohl innerhalb der GWLk als auch der SVGk klar hervor (Abbildung 2). Nord- und Südlagen zeigten keine eindeutigen Veränderungssignale. Die verstärkte Zufuhr milder atlantischer zu Lasten sehr kalter sibirischer Luftmassen kann als Ursache für die deutlich erhöhte Erwärmungsrate im Osten und Norden, im Vergleich zum Westen und Süden Europas angesehen werden (wo milde Luftmassen im WHJ ohnehin dominieren). Die dargestellten Zirkulationsveränderungen gingen mit einer Verstärkung der Druckunterschiede zwischen Nord- und Südeuropa einher. Die Niederschlagsumverteilung von Süd- nach Nordeuropa steht im Einklang mit einer Verstärkung des antizyklonalen/zyklonalen Einflusses im Süden/Norden des Kontinents.

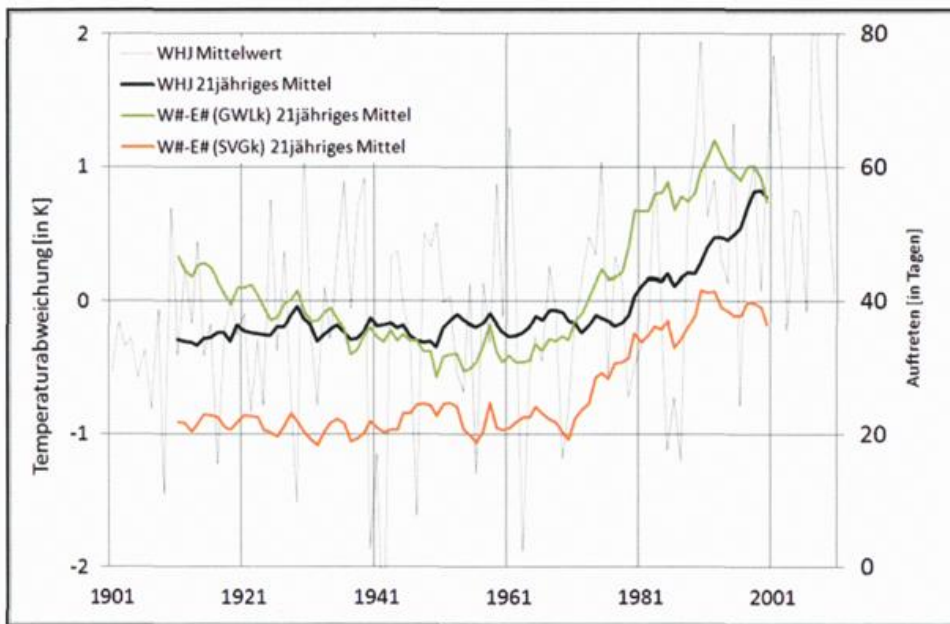


Abbildung 2: Veränderungen von a) Europäischer Lufttemperatur (BEST 2013) und b) Differenz der Häufigkeit von W# und E# im Zeitraum 1901–2010

Schlussbemerkungen

Die dargestellten Ergebnisse bestätigen die Einsetzbarkeit des Großwetterlagenkonzeptes nicht allein für Mitteleuropa oder andere räumlich eng begrenzte Gebiete, sondern ebenso für räumlich großflächige Untersuchungen im europäischen Raum. Die GWH sind durch ausgeprägte Anomaliepattern, bezogen auf Temperatur und Niederschlag, geprägt. Diese Muster helfen bei der Erklärung beobachteter Klimavariabilität. Eine Anwendung der automatisierten SVGk auf Klimamodelldaten ist empfehlenswert, um die Qualität der Wiedergabe des Zirkulationseinflusses auf Klimaparameter, und deren projizierten zirkulationsbedingten Änderungen (IPCC 2007) zu untersuchen.

Literatur

- BARRY, R.G., CARLETON, A.M., 2001: Synoptic and dynamic climatology. Routledge, London, New York, 620 pp.
- BAUR, F., HESS, P., NAGEL, H., 1944: Kalender der Großwetterlagen Europas 1881–1939. Bad Homburg v. d. H., 35 pp.
- COMPO, C.P., WHITAKER, J.S., SARDESHMUKH, P.D. et al., 2011: The Twentieth Century Reanalysis Project. Q. J. Roy. Meteor. Soc. 137, 1–28.
- GERSTENGARBE, F.W., WERNER, P.C., 1999: Katalog der Großwetterlagen Europas (1881–1998) nach Paul Hess and Helmuth Brezowsky – 5. Auflage. Potsdam, Offenbach, 138 pp.

- HAYLOCK, M.R., HOFSTRA, N., KLEIN TANK, A.M.G., KLOK, E.J., JONES, P.D., NEW, M., 2008: A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *J. Geophys. Res. (Atmospheres)* 113, D20119.
- HESS, P., BREZOWSKY, H., 1952: Katalog der Großwetterlagen Europas. *Ber. Dt. Wetterd. in der US-Zone* 33, 39.
- HOY, A., 2013: Atmospheric circulation and relation to climate. Dissertation. TU Bergakademie Freiberg, 142 pp.
- HOY, A., SEPP, M., MATSCHULLAT, J. 2012a: Atmospheric circulation variability in Europe and northern Asia (1901 to 2010). *Theor. Appl. Climatol.*, doi 10.1007/s00704-012-0770-3.
- HOY, A., SEPP, M., MATSCHULLAT, J. 2012b: Large-scale atmospheric circulation forms and their impact on air temperature. *Theor. Appl. Climatol.*, doi 10.1007/s00704-012-0813-9.
- HUTH, R., 2010: Synoptic-climatological applicability of circulation classifications from the COST733 collection: First results. *Phys. Chem. Earth* 35, 388-394.
- HUTH, R., BECK, C., PHILIPP, A., DEMUZERE, M., USTRNUL, Z., CAHYNOVA, M., KYSELY, J., TVEITO, O.E., 2008: Classifications of atmospheric circulation patterns: recent advances and applications. *Ann. NY Acad. Sci.* 1146, 105–152.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 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.* Cambridge University Press, Cambridge/New York.
- JAMES, P.M., 2007: An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theor. Appl. Climatol.* 88, 17-42
- WERNER, P.C., GERSTENGARBE, F.W., 2010: Katalog der Großwetterlagen Europas (1881–1998) nach Paul Hess and Helmuth Brezowsky – 7. Auflage. PIK Report 119, Potsdam, 140 pp.
- YARNAL, B., COMRIE, A.C., FRAKES, B., BROWN, D.P., 2001: Developments and prospects in synoptic climatology. *Review Int. J. Climatol.* 21, 1923-1950.

Auswertungen der Bodenfeuchte auf Boden-Dauerbeobachtungsflächen (BDF II) in Sachsen

Natalja Barth, Kati Kardel, Holger Forberg

Einleitung

Seit 1995 wird in Sachsen ein Programm zur Erfassung und Langzeitüberwachung der Bodenbeschaffenheit umgesetzt. In diesem Rahmen erfolgte die Einrichtung von Boden-Dauerbeobachtungsflächen (BDF). Die Boden-Dauerbeobachtung in Deutschland verfolgt drei wesentliche Ziele:

1. den aktuellen Zustand des Bodens zu erfassen und darzustellen
(<http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/boden/11631.htm>),
2. die langfristigen Änderungen der Böden zu beschreiben, z. B. Humusvorratsänderungen (Barth et al. 2011),
3. zukünftige Entwicklungen zu prognostizieren.

Im Mittelpunkt der vorliegenden Auswertungen stehen die Ergebnisse der Bodenfeuchte- bzw. Bodenwassergehaltmessungen auf BDF II (Abb. 1), die in unterschiedlichen Bodenlandschaften Sachsens liegen. Der Wasservorrat des Bodens wird sehr stark von Klimafaktoren wie Niederschlag, Temperatur usw. beeinflusst, demzufolge besitzt der Bodenwassergehalt eine hohe Aussagekraft und kann als Klimaindikator verwendet werden. Die Standortsubstrateigenschaften der Flächen, die die Höhe des Bodenwassergehalts mitbeeinflussen, sind in Tabelle 1 zusammengestellt.

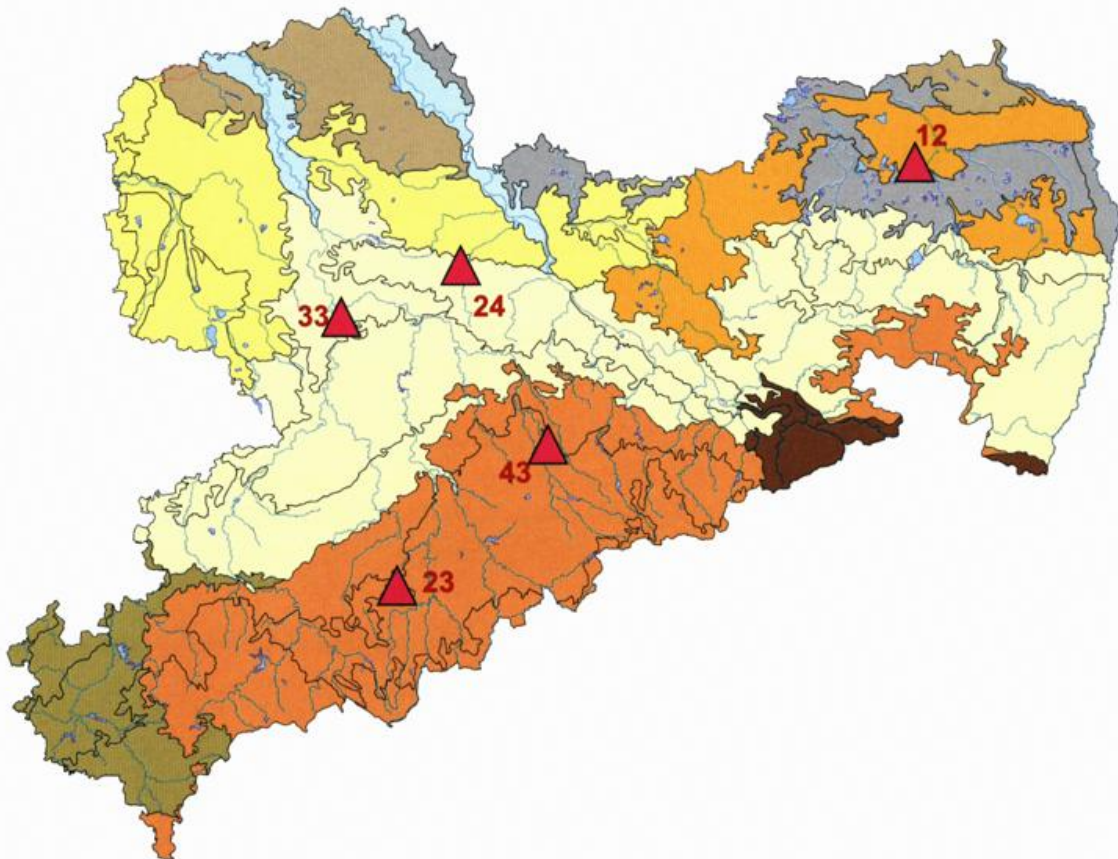


Abb. 1: BDF II-Standorte innerhalb der Bodengroßlandschaften Sachsens: 12 Lippen, 23 Ehrenfriedersdorf, 24 Schmorren, 33 Colditz, 43 Hilbersdorf

Zusätzlich zur periodischen Erfassung von bodenkundlichen Parametern auf BDF I werden bei BDF II (Abb. 2) kontinuierlich bodenphysikalische (Bodenfeuchte und Bodentemperatur) sowie klimatische Kenngrößen (Windgeschwindigkeit, Windrichtung, Luftfeuchte, Lufttemperatur und Niederschlagsmenge) registriert.

Tab. 1: Standorteigenschaften der Oberböden von BDF II

BDF-Nr	BoArt	Corg (%)	nFK (%)	PWP (%)	T (%)	U (%)	S (%)
12	Su2	1,0	11	6	4,0	11	86
23	Sl4	2,6	17	17	16	39	45
24	Ut3	1,2	25	16	13	82	5
33	Su2	3,8	18	12	4,0	19	77
43	Slu	2,6	20	13	13	49	38

Über Saugkerzen werden aus den unterschiedlichen Tiefenbereichen die Sickerwässer unter entsprechendem Unterdruck gewonnen und darin bodenchemische Parameter (Sickerwasserinhaltsstoffe) im Labor ermittelt. Weiterhin erfolgen Messungen zur Deposition und regelmäßige laborchemische Untersuchungen der Pflanzeninhaltsstoffe. Eine zusammenfassende Darstellung zur Lage und instrumentellen Ausstattung sowie Angaben zur Methodik im Hinblick auf Datenerfassung, Probenahme und laborchemische Untersuchungen sind unter <http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/boden/11656.htm> und <http://www.umwelt.sachsen.de/umwelt/boden/11655.htm> enthalten.

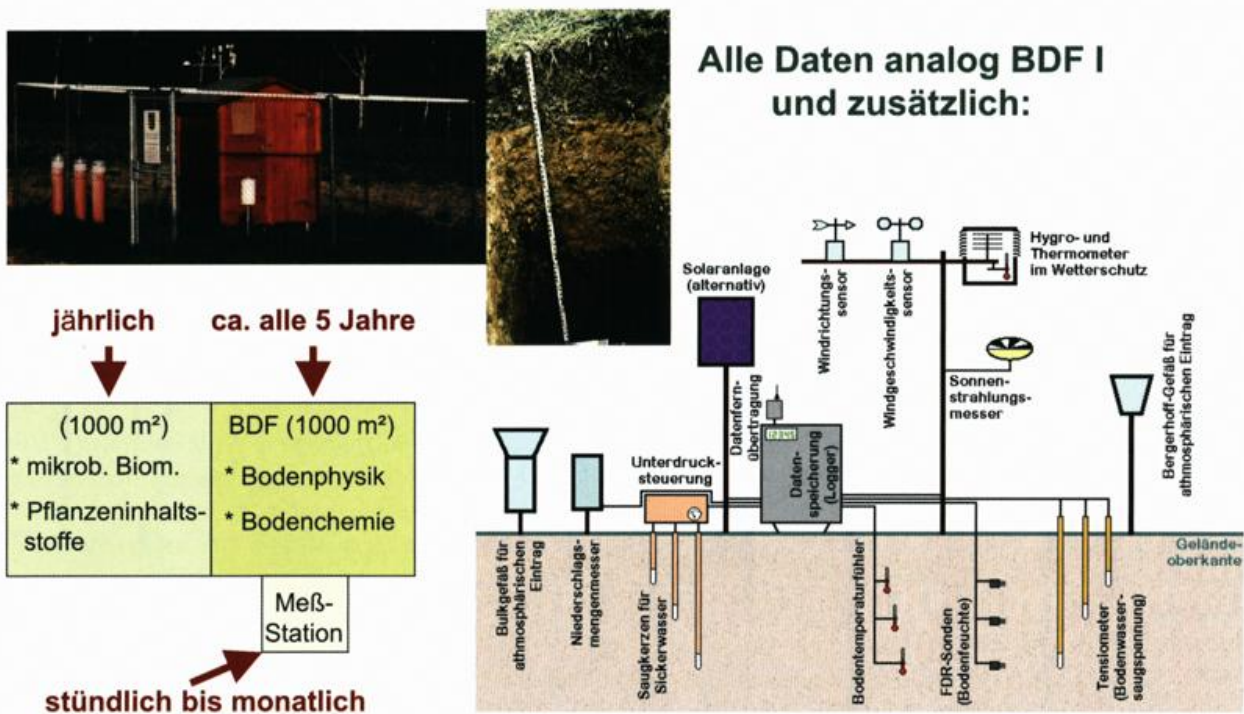


Abb. 2: Datenerhebung auf BDF II

Auswirkungen von extremer Trockenheit bzw. starkem Regen auf den Bodenfeuchteverlauf

Im bisherigen Messzeitraum konnten auf den BDF II die Auswirkungen von zwei besonders extremen Witterungserscheinungen studiert werden: extrem hohe Niederschläge im Jahr 2002 und extreme Trockenheit im Jahr 2003. Die FDR-Bodensensoren registrierten einen steilen Anstieg des Bodenwassergehalts in allen Tiefen mitten im Sommer 2002 (August, Hochwasser) bzw. das Erreichen von kritisch niedrigen Bodenwassergehalten in allen Tiefen im Sommer 2003 (Abb. 3, hier exemplarisch BDF 24-Schmorren).

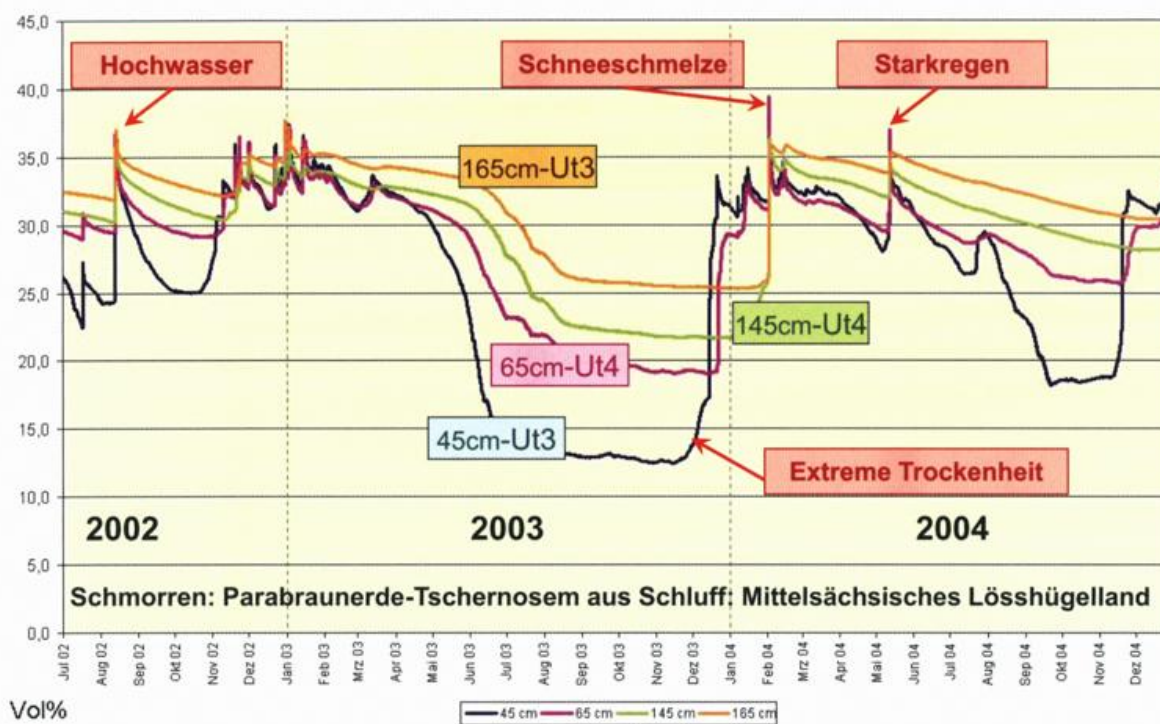


Abb. 3: Auswirkungen von extremer Trockenheit bzw. starkem Regen auf den Bodenfeuchteverlauf am Beispiel der BDF II Schmorren

Die BDF Schmorren befindet sich im Mittelsächsischen Lösshügelland. Auf Grund der Standortsubstrateigenschaften besitzt der Boden hier ein hohes Wasserhaltevermögen. Selbst unter diesen Bedingungen werden bei längerer Trockenheit die kritisch niedrigen Werte des Bodenwassergehaltes auch in tiefsten Bodenhorizonten erreicht.

Den kritischen Wert des Bodenwassergehaltes bezeichnet man auch als Permanenten Welke-Punkt (PWP): das ist der Grenzbereich für den Wassergehalt eines Bodens, bei dem die meisten landwirtschaftlichen Nutzpflanzen auch bei sonst optimalen Standortbedingungen irreversibel zu welken beginnen. Er wird konventionell mit einer Saugspannung von 1,5 MPa oder pF 4,2 [lg hPa] festgelegt (KA 5). Die Ermittlung des PWP (Tab. 1) erfolgte über Entnahme ungestörter Stechzylinderproben aus dem entsprechenden Horizont und weiteren Bestimmung im Labor der BfUL nach DIN 19683.

Wertet man die jährliche Häufigkeit des Erreichens des PWP in Oberböden der BDF II an sieben aufeinanderfolgenden Tagen (Abb. 4, In-situ-Bodenfeuchtemessungen) aus, stellt man fest, dass regionale, substratabhängige und jährliche Unterschiede zu beobachten sind. Der kritische Wassermangel trat bis jetzt auf den BDF Schmorren, Colditz und Lippen seit einigen Jahren erst etwa ab Ende Juni auf (Abb. 4, römische Zahlen im Kreis), wenn bei vielen Kulturen die Keim- und Hauptentwicklungsphase bereits abgeschlossen war. Auf den BDF Hilbersdorf und Ehrenfriedersdorf, die in der Bodengroßlandschaft der Berg- und Hügelländer liegen, wurde innerhalb des Messraums kein kritischer Wassermangel innerhalb der festgelegten Zeitdauer im Oberboden erreicht.

Bei der Betrachtung der Bodenwasservorratsentwicklung im Frühjahr (Monate April und Mai) kann man feststellen, dass der Wasservorrat sich sehr rapide verringert (Abb. 5). Das hat zur Folge, dass bei evtl. zurückgehenden Niederschlägen die kritischen Werte des Bodenwasservorrates öfter in Frühjahr erreicht werden könnten.

In diesem Fall ist das Auftreten von kritisch niedrigen Bodenwassergehalten bei der Verringerung der Niederschlagsmenge großräumig in Sachsen zu erwarten (Abb. 6); Ausnahme: Bodengroßlandschaft (BGL) der Berg- und Hügelländer.

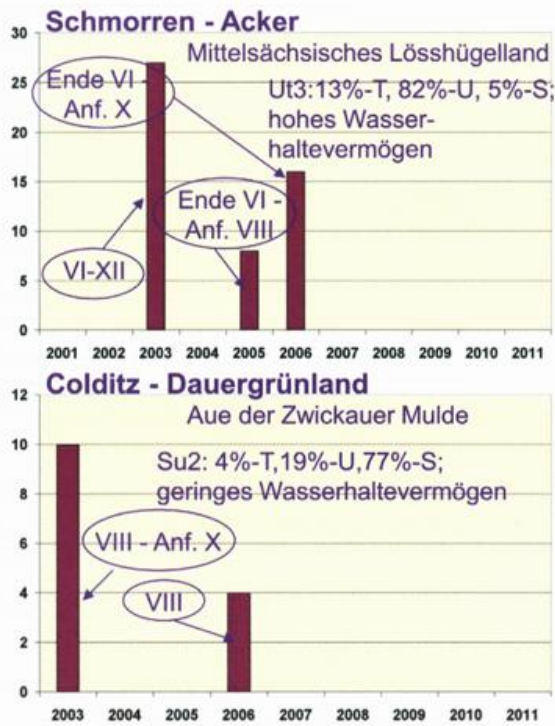


Abb. 4: Häufigkeit des Erreichens des PWP in den Oberböden der BDF II an sieben aufeinanderfolgenden Tagen: 12-Lippen, 23-Ehrenfriedersdorf, 24-Schmorren, 33-Colditz, 43-Hilbersdorf

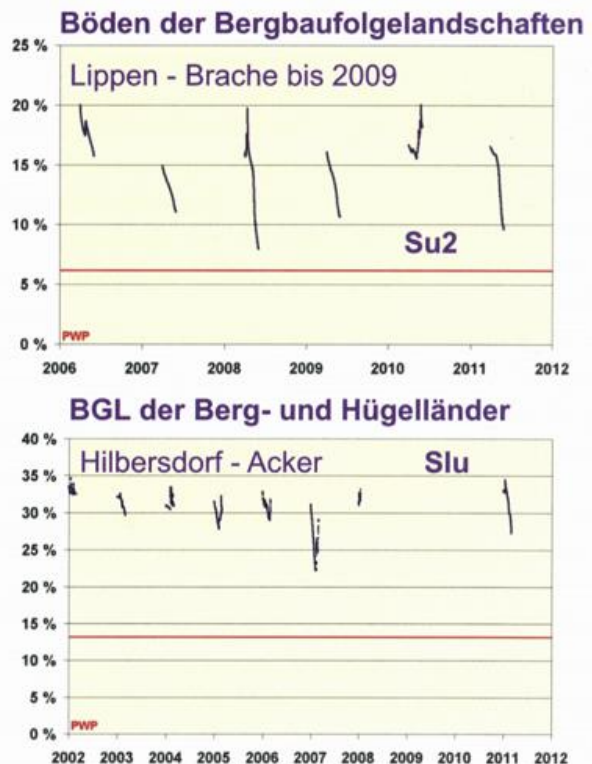
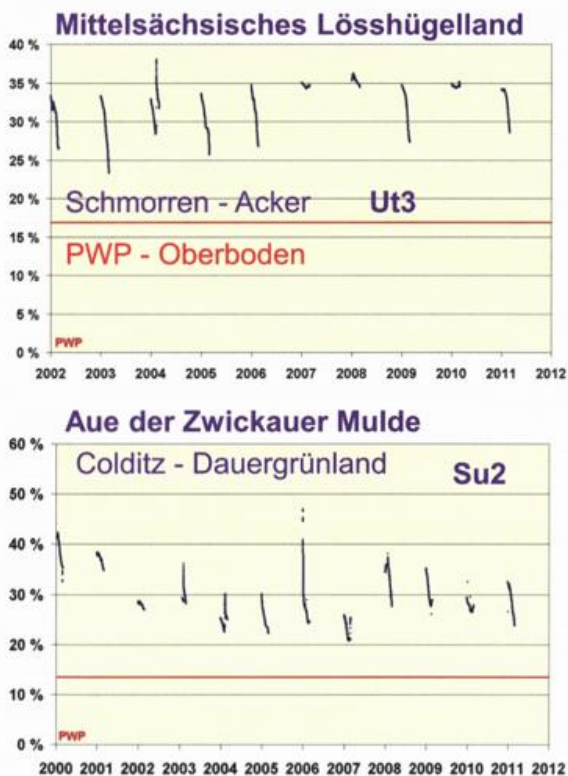


Abb. 5: Bodenfeuchteverlauf in den Oberböden der BDF II im Frühjahr in den Monaten April und Mai

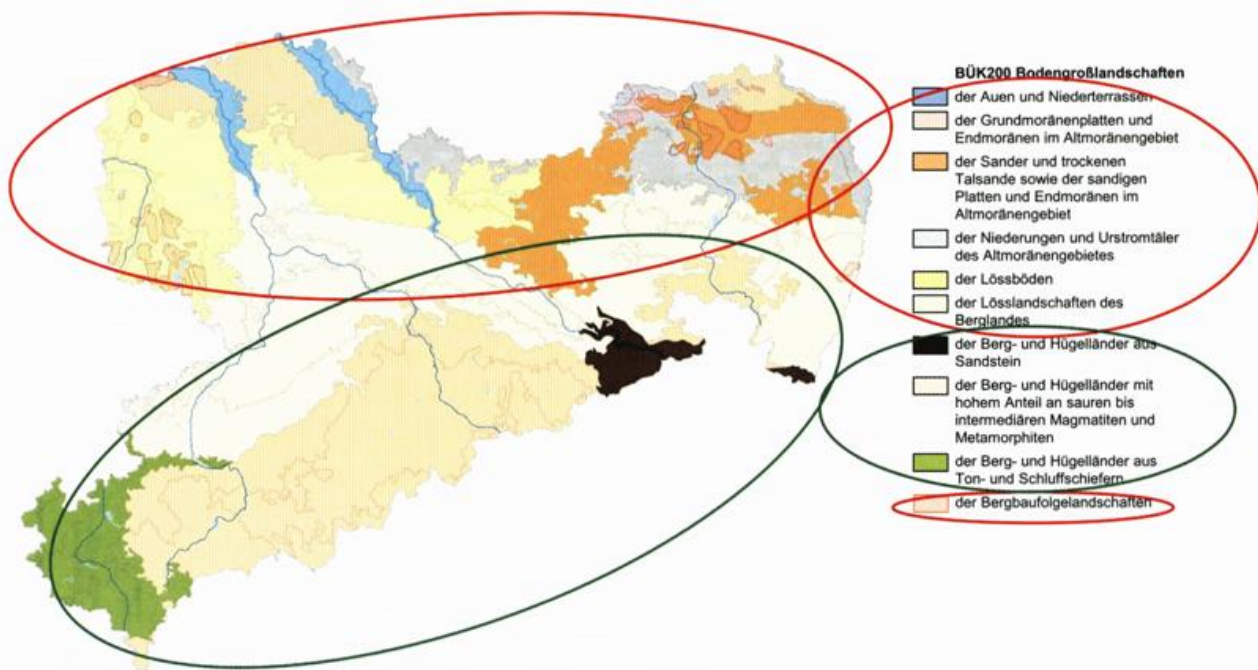


Abb. 6: Das wahrscheinliche Auftreten von PWP innerhalb der Bodengroßlandschaften Sachsens

Zusammenfassung

In Sachsen ist das Auftreten von kritisch niedrigen Bodenwassergehalten bei der Verringerung der Niederschlagsmenge mit Ausnahme der Bodengroßlandschaften (BGL) der Berg- und Hügelländer großräumig in Sachsen zu erwarten. Dabei reagieren die Bodensubstrate insbesondere sensibel auf die Frühjahrstrockenheit. Der Bodenwassergehalt hat eine hohe Aussagekraft bezüglich des klimabeeinflussten Bodenwasservorrates (Niederschlag, Temperatur usw.) und kann als Indikator für deren langfristige Entwicklung genutzt werden. Generell ist jedoch die zeitliche Variabilität des Indikators Bodenwassergehalt hoch. Infolgedessen sind zuverlässige Trendaussagen erst nach langen Zeiträumen möglich.

Die Grundidee des langfristigen BDF-Messprogramms kann sehr sinnvoll durch kurzfristige spezielle Untersuchungen (z. B. Auswirkungen von extremen Wetterereignissen) ergänzt werden.

Literatur

- BARTH, N.; KARDEL, K; FORBERG, H. (2011): Boden-Dauerbeobachtung – Stoffvorratsänderungen im Boden am Beispiel des organischen Kohlenstoffs. – In: Grundwasser-Altlasten-Boden Aktuell, LfULG-Schriftenreihe, Heft 45/2011
- DIN 19683-5 (1973): Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichem Wasserbau – Physikalische Laboruntersuchungen – Bestimmung der Saugspannung des Bodenwassers
- KA 5 (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. verbesserte und erweiterte Auflage, Hannover 2005

Das Agrarmeteorologische Messnetz der Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft

Herbert Michel, Uwe Prüfer

Aufgaben und Ziele

Die meisten Maßnahmen zur Erzeugung pflanzlicher Produkte unter ausgewogener Beachtung ökonomischer und ökologischer Erfordernisse werden im hohen Maße durch die Witterung beeinflusst. Dies trifft z.B. auf Sortenwahl, Düngung, Pflanzenschutz, Beregnung und letztendlich auf Ertrag und Qualität zu. Eine Vielzahl von rechnergestützten Entscheidungshilfen, Prognose- und Empfehlungsmodellen helfen dem Landwirt bei der fachgerechten Durchführung all dieser Maßnahmen. Dabei setzten diese Programme in hohem Maße die Verfügbarkeit von möglichst ortskonkreten meteorologischen Daten voraus. Des Weiteren werden für die Auswertung von Feldversuchen in den Versuchsstationen des Freistaates Thüringen (z.B. Sortenversuche, Pflanzenschutzversuche) am Versuchsort gemessene Wetterdaten benötigt. Es besteht somit nicht nur die Möglichkeit zur Nutzung von Wetterdaten, sondern auch das dringende Erfordernis dazu.

Die Hauptziele des Agrarmeteorologischen Messnetzes Thüringens bestehen in der Erfassung, Aufbereitung, Verwaltung und Pflege von agrarraumbezogenen meteorologischen Daten sowie deren Bereitstellung für die landwirtschaftliche Beratung, angewandte Forschung, Verwaltung und andere Bereiche.

Organisation des Messnetzes

Um diesen Aufgaben gerecht zu werden, wurde im Jahre 1993 damit begonnen ein eigenständiges Agrarmeteorologisches Messnetz in Thüringen aufzubauen. Dies erwies sich als erforderlich, da zu diesem Zeitpunkt nicht genügend tagaktuelle, agrarraumbezogene Wetterdaten zur Verfügung standen. In anderen Bundesländern erfolgte dieser Schritt schon eher (z.B. Baden-Württemberg, Rheinland-Pfalz) oder parallel dazu (Sachsen).

Der Aufbau begann zunächst mit 9 automatischen Wetterstationen, welche an die Standorte der Landwirtschaftlichen Versuchsstationen Thüringens angegliedert waren. Bis zum Jahre 2006 erhöhte sich die Anzahl der Wetterstationen auf 17, in dem Landwirtschaftsbetriebe eigene Wetterstationen erwarben. Im Jahre 2007 wurden weitere Wetterstationen bereits bestehender Messnetze in das Agrarmeteorologische Messnetz integriert, so dass mit Stand 2013 nunmehr 31 Stationen integriert sind (Abb. 1). Bei der Standortauswahl für die Wetterstationen wurden einerseits die Agrarraumstruktur Thüringens sowie die Belange des Pflanzen-, Obst- und Gemüsebaus und andererseits die Standorte von Monitoring-Projekten (Boden, Wasserqualität, N_{\min}) der Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft berücksichtigt, für die ebenfalls Wetterdaten bereitzustellen sind.

Von den 31 automatischen Wetterstationen sind 22 vom Typ THIES, 8 Stationen vom Typ TOSS und eine EPSA-Station. Lediglich 14 der 31 Stationen sind im Besitz des Freistaates Thüringen. Die anderen 17 Stationen sind Eigentum verschiedener Landwirtschaftsbetriebe.

Eine Sonderstellung hat die Station in Buttstedt inne, da diese bereits seit 1983 besteht. Die Wetterstation ist der Lysimeterstation angegliedert, welche mit Hilfe wägbarer Großlysimeter zur Messung des Wasserhaushaltes von Kulturpflanzen dient. Seit dieser Zeit ist eine lückenlose Messreihe vorhanden.

Die Wetterstationen sind entsprechend ihres Einsatzzweckes konfiguriert. Alle Stationen entsprechen der VDI-Richtlinie Nr. 3786 (VDI 1993) und verfügen über Sensoren für die Lufttemperatur, die relative Luftfeuchte, den Niederschlag und die Globalstrahlung. Mit den Sensoren für die Lufttemperatur in Bodennähe, die Blattnässe, die Windgeschwindigkeit und -richtung sowie für die Bodentemperaturen in maximal 4 Tiefen (5, 10, 20, 50 cm) sind die Stationen unterschiedlich ausgestattet. Die Daten aller Stationen werden täglich automatisch in Jena abgerufen. Danach erfolgt eine Prüfung auf Vollständigkeit der Daten sowie eine Plausibilitätsprüfung in einer speziell entwickelten Agrarmeteorologischen Datenbank (AGMEDA). Aus dieser Datenbank werden die aufbereiteten Daten für die verschiedensten Nutzenwendungen zur Verfügung gestellt (vgl. GÜNTHER, MICHEL, 2006). In Abb. 2 ist das Datenmanagement des Messnetzes dargestellt.



Abb. 1: Standorte der Stationen des agrarmeteorologischen Messnetzes Thüringens

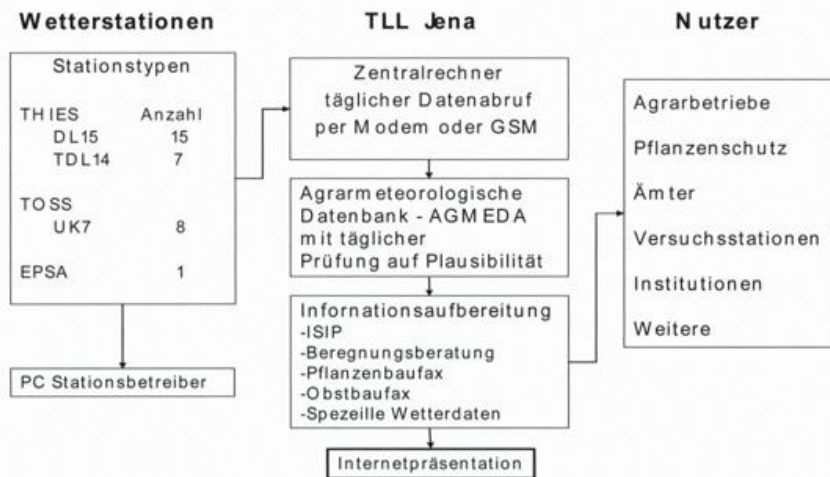


Abb. 2: Datenmanagement des Messnetzes

Produkte aus dem Messnetz

Internetpräsentation

Die Daten der 31 Wetterstationen werden auf der Internetseite der Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft unter www.tll.de/wetter täglich aktualisiert bereitgestellt. Dies geschieht auf zwei Arten. Zum einen werden die Daten rückwirkend für die letzten 14 Tage als Tageswerte dargestellt. Dieses Angebot ist frei verfügbar. Zum anderen werden alle für die jeweiligen Wetterstationen verfügbaren Werte als Monatsdatei mit Tageswerten und als Jahresdatei mit Monatswerten dargestellt. Zur Nutzung dieses Angebots ist ein Passwort erforderlich.

Internetplattform Informationssystem integrierte Pflanzenproduktion – ISIP

Eine wesentliche Aufgabe des Agrarmeteorologischen Messnetzes ist die Bereitstellung von agrarraumbezogenen Wetterdaten für die Belange des Pflanzenschutzes, da dieser eine hoheitliche Aufgabe des Landes Thüringens ist. Dazu werden die Daten tagaktuell an ISIP übermittelt. Dort erhalten die Landwirte umfangreiche Beratungsangebote zum Pflanzenschutz. Diese basieren auf Modellberechnungen, welche als Input Wetterdaten benötigen. Dabei können die Landwirte auf die Wetterdaten der nächstgelegenen Wetterstation zurückgreifen und so Empfehlungen erhalten, die für ihre speziellen Standortbedingungen zutreffen. Je ortskonkreter diese Wetterdaten sind, umso genauer können die Empfehlungen zum Pflanzenschutz gegeben werden. Auf diese Art und Weise lassen sich Pflanzenschutzmaßnahmen nur bei Bedarf durchgeführt, wodurch eine umweltgerechte und ökonomische Produktion gefördert wird.

Beratungsangebote der Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft

Die Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft stellt den Landwirten folgende Beratungsprodukte zur Verfügung, die unter Nutzung der Messnetzdaten erstellt werden.

Das TLL-Pflanzenbaufax

Dieses Produkt besteht aus zwei Teilen. Der erste Teil beinhaltet Informationen zur Witterung der letzten 7 Tage für ausgewählte Gebiete, zur Wasserversorgung ausgewählter Böden und eine Wettervorhersage (vom DWD). Der zweite Teil beinhaltet Informationen zum Pflanzenschutz, welche auch durch Modellberechnungen entstehen, die auf Wetterdaten aus dem Messnetz basieren. Dieses Produkt erscheint einmal pro Woche von März bis November.

Das TLL-Obstbaufax

Dieses ist im Wesentlichen genauso aufgebaut wie das Pflanzenbaufax. Nur werden hier die speziellen Belange des Obstbaus berücksichtigt. Es werden Pflanzenschutzempfehlungen gegeben, die z.T. auf Temperatursummen beruhen, deren Grundlage die Messnetzdaten sind. Hier sind besonders kleinräumige Daten von Bedeutung, da die Bedingungen im Obstbau stark schwanken. Dieses Produkt erscheint einmal pro Woche von März bis November.

Die TLL-Berechnungsempfehlung

Die Thüringer Beregnungsbetriebe erhalten einmal pro Woche eine Empfehlung zum bedarfsgerechten Einsatz von Zusatzwasser. Die Grundlage dieser Empfehlung bildet ein Beregnungssteuerungsprogramm, in welches die Wetterdaten aus dem Messnetz eingehen. Es wird die Klimatische Wasserbilanz der Beregnungsstandorte und der berechnete Bodenfeuchtegehalt dargestellt. Aus diesen Informationen und der zu erwartenden Witterung werden im Zusammenhang mit der Pflanzenentwicklung schlag- und fruchtartenbezogenen Empfehlungen für den Zusatzwassereinsatz gegeben.

Neben diesen Produkten werden auf Basis der Messnetzdaten Dekaden-, Monats- und Jahreswitterungsberichte erstellt. Darüber hinaus erfolgt die Bereitstellung von aufbereiteten Witterungsdaten an unterschiedliche Nutzer, je nach deren Bedarf.

Ableitung von Klimaentwicklungen

Auf Basis der nunmehr 30-jährigen Klimamessreihe der Station in Buttstedt lassen sich für diesen Standort Klimaentwicklungen ersichtlich machen. In Tabelle 1 sind die Veränderung von Lufttemperatur, Niederschlag, Verdunstung und Klimatischer Wasserbilanz im Zeitraum von 1983 bis 2012 dargestellt. Desweiteren ist die Veränderung der Vegetationszeit, als Zeitraum mit einer Tagesmitteltemperatur ≥ 5 °C, aufgezeigt.

Tabelle 1: Veränderung bestimmter klimatologischer Größen im Zeitraum von 1983 bis 2012 am Standort Buttelstedt (abgeleitet aus der Regressionsanalyse)

	Sommerhalbjahr	Winterhalbjahr	Jahr
Temperatur (°C)	+1,1	+0,5	+0,8
Niederschlag (mm)	+12	-21	-9
Verdunstung (mm)	+52	+7	+59
Defizit Klimatische Wasserbilanz (mm)	40	28	68
Vegetationszeit (Tage)			+15

Es hat sich gezeigt, dass es in den letzten 30 Jahren Veränderungen bei diesen klimatologischen Größen gegeben hat. Einem Temperaturanstieg von 0,8 °C im Jahr steht ein Rückgang des Niederschlages von 9 mm gegenüber. Die Ursache ist in einem stärkeren Rückgang der Winterniederschläge und etwas erhöhten Sommerniederschlägen zu sehen, welche das Ergebnis von zu feuchten Sommern seit 2007 sind. Bis zu diesem Zeitraum waren die Sommerniederschläge rückläufig. Auf Grund der erhöhten Verdunstung (erhöhte Temperatur und Einstrahlung) sind die Defizite der Klimatischen Wasserbilanz um 68 mm im Jahr angestiegen. Es wird damit deutlich, dass das Wasser mehr und mehr zum limitierenden Faktor in der Landwirtschaft wird.

Zusammenfassung

Das agrarmeteorologische Messnetz Thüringens hat sich als sicherer Datenlieferant für die Praxis, Beratung und angewandte Forschung erwiesen und kann auf lückenlose Datenreihen seit Inbetriebnahme verweisen. Damit kann der Bedarf an kleinräumigen und agrarraumbezogenen Wetterdaten abgedeckt werden. Diese Daten sind für die Landwirtschaft von großer Wichtigkeit, da in immer größerem Maße vielfältige rechnergestützte Entscheidungshilfen, Prognose- und Empfehlungsmodelle genutzt werden. Diese können nur durch den Input entsprechender Wetterdaten bestmögliche Ergebnisse liefern.

Durch die Interpretation der vieljährigen Messreihen lassen sich die bereits erfolgten Klimaveränderungen in Thüringen aufzeigen.

Literatur

GÜNTHER, R., MICHEL, H. 2006: Aufgaben und Leistungen des agrarmeteorologischen Messnetzes Thüringens. Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft. Abschlussbericht Thema 46.07, 30 S
 VDI 3786 Blatt 13:2006_08: Umweltmeteorologie-Meteorologische Messungen–Messstation. Beuth Verlag 2006

Bedeutung langer historischer Klimareihen

Hermann Mächel, Alice Kapala

Einleitung

Schon immer hatten Menschen das Wetter beobachtet und versuchten ihre Beobachtungen, insbesondere von außergewöhnlichen Ereignissen, in Bild und Wort festzuhalten. Doch erst durch die Erfindung von Messinstrumenten wurde ein erster Schritt zur objektiven Wetteraufzeichnung getan. Ein weiterer Schritt war die Gründung von Meteorologischen Gesellschaften, wie die der Societas Meteorologica Palatina in Mannheim, die 1781 ein europaweites, meteorologisches Messnetz mit 39 Standorten aufbaute, 12 davon in Deutschland. Da die Instrumente von der Meteorologischen Gesellschaft angeschafft wurden, waren diese von gleicher Bauweise und Eichung. Es gab eine Anleitungen zum Gebrauch der Instrumente ergänzt von einheitlichen Formularen und Wettersymbolen für bestimmte Wetterereignisse. Die Messungen sollten zu festen Uhrzeiten stattfinden, den sogenannten Mannheimer Stunden (07, 14 und 21 Uhr Ortszeit). Die ausgefüllten Formulare sollten am Monatsende an die Meteorologische Gesellschaft zurückgesandt werden, die diese Beobachtungen auswertete und in einem Jahrbuch, in der damals üblichen Wissenschaftssprache Latein, veröffentlichte. Aus Geldmangel wurde dieses Stationsmessnetz 1792 aufgegeben. Einige Beobachter führten die Messungen aber eigenständig weiter.

Von den 12 deutschen Stationen blieb bis heute nur Hohenpeißenberg mit geringen Standortänderungen erhalten, die anderen haben etliche Verlegungen erfahren und weisen längere Lücken auf.

Geschichtliche Entwicklung der Beobachtungen an der Station Jena (Sternwarte)

Die Gründung der meteorologischen Station an der Sternwarte Jena erfolgte im Jahr 1813. Ab 1821 fungierte Jena als Zentralstelle in dem von J. W. Goethe, für das Großherzogtum Sachsen-Weimar-Eisenach, aufgebaute meteorologische Messnetz. Es bestand aus 10 Stationen und existierte bis kurz vor Goethes Tod. Danach wurden die Beobachtungen nur an der Station Jena weitergeführt und in Jahrbüchern publiziert (KLUGE und MÜLLER-WESTERMEIER 2000). Somit zählt heute Jena, mit den seit 1824 weitgehend ungestörten, täglichen Beobachtungen mehrerer Parameter, zu den wenigen deutschen Stationen, die eine Messreihe von 190 Jahren aufweisen. Obwohl der Messstandort sich räumlich nur minimal verlagerte, haben sich die Umgebung, Messinstrumente, Vorschriften und Messzeiten im Lauf der Zeit verändert. Zum Beispiel haben die Beobachtungen der Lufttemperatur und die Berechnung der Tagesmittelwerte folgende Änderungen erfahren:

Periode	Messzeiten (Uhr)	Tagesmittel-Berechnung
1821-1832	08 14 20	$m = (08 + 14 + 20) / 3$
1833-1875	06, 09, 12, 15, 18, 21	unbekannt
1878-1880	06, 14, 22	arithmetisches Mittel
1881-1945	07, 14, 21	$m = (07 + 14 + 2 * 21) / 4$
1946-1951	01, 07, 13, 14, 19, 21	$m = (07 + 14 + 2 * 21) / 4$
1952-1966	07, 14, 21	$m = (07 + 14 + 2 * 21) / 4$
1967-1990	01, 07, 13, 19	arithmetisches Mittel
1991-2004	07, 14, 21	$m = (07 + 14 + 2 * 21) / 4$
Seit Aug.2004	stündlich	arithmetisches Mittel

Das arithmetische Mittel der 3 Termine in der Periode 1821-1832 ist um ca. 0.7°C zu hoch, da die kühleren Nächte in dieser Berechnung unterrepräsentiert sind. Dies wird im Vergleich mit den Messungen in Berlin, Frankfurt/Main, Hohenpeißenberg und Wien deutlich (Abb. 1). Derartige Änderungen der Messzeiten und Vorschriften für Tagesmittelbildung führen zwangsläufig zu Diskontinuitäten in den Temperaturreihen, die auch im Jahresmittel sichtbar sind. Die notwendige Homogenisierung der täglichen Temperaturreihen steht zu diesem Zeitpunkt noch aus.

Überregionaler Vergleich

Im Vergleich der Jahresmittelwerte zeigt die Station Jena die größte Ähnlichkeit in der zeitlichen Variabilität im Zeitraum 1824-2005 mit der Zeitreihe von Wien. Auch die Korrelationen mit den Stationen Frankfurt/M und Hohenpeißenberg sind relativ hoch, während die Übereinstimmung der Variabilität der Jahresmitteltemperatur mit der Berliner Reihe unerwartet gering ist (Tab. 1). Die Korrelation der Berliner Reihe mit Jena und anderen Beispielstationen verbessert sich erheblich wenn man den Zeitraum 1901-2012 und 1961-2012 betrachtet. Dies deutet darauf hin, dass die Berliner-Reihe mehrere Diskontinuitäten aufweist. Die Korrelationen von Jena mit den 3 weiteren Stationen verändern sich dagegen relativ wenig.

Tab. 1: Pearson-Korrelationskoeffizient der Jahresmittelwerte der Lufttemperatur für 3 verschiedene Zeiträume der in Abb. 1 gezeigten Reihen

	Jena	Wien	Frankfurt am Main	Hohenpeißenberg
Berlin				
1824-2012	0.762	0.798	0.785	0.740
1901-2012	0.900	0.843	0.868	0.833
1961-2012	0.962	0.909	0.877	0.893
Jena				
1824-2012		0.904	0.881	0.862
1901-2012		0.929	0.894	0.891
1961-2012		0.946	0.899	0.913
Wien				
1824-2012			0.863	0.874
1901-2012			0.837	0.878
1961-2012			0.832	0.919
Frankfurt/M				
1824-2012				0.896
1901-2012				0.886
1961-2012				0.899

Trotz der hohen Korrelation mit der Wiener-Reihe zeigt die Temperaturreihe von Jena mehrere Sprünge, insbesondere vor 1900; am Anfang der Reihe kommen in Jena relativ zu hohe Werte und zwischen etwa 1850-1890 zu niedrige Werte vor (Abb. 1).

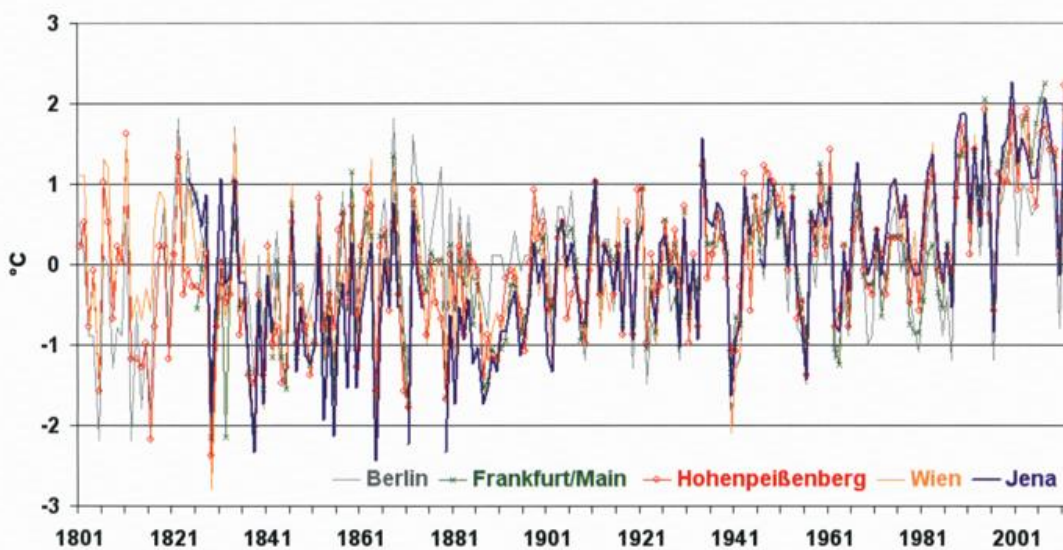


Abb. 1: Jahresmitteltemperatur von Jena und im Vergleich mit anderen langen Reihen

Regionaler Vergleich

In Thüringen gibt es keine andere Station, die die Länge und Kontinuität der Beobachtungen von Jena erreicht. Die meisten Stationen, im 19. Jh., wurden im oder am Haus des Beobachters aufgestellt und erfuhren eine Verlegung wenn sich der Beobachter änderte und das war im Durchschnitt alle 10 Jahre der Fall (BÖHM et al. 2010, CAMUFFO 2002).

Für die benachbarte Station Weimar gibt es seit 1881 Temperaturaufzeichnungen, doch mit Lücken, die über mehrere Jahrzehnte reichen. Ähnliches gilt für die Messreihe von Zwickau (seit Dez. 2005 Lichtentanne), die zwar schon 1863 den Messbetrieb aufnahm aber auch längere Unterbrechungen erfuhr. Relativ vollständig sind die Temperaturreihen von den Stationen Erfurt ab 1848 und Leipzig ab 1830, sporadisch auch schon früher. Der Verlauf der Jahresmitteltemperatur von diesen Stationen untereinander als auch mit Jena zeigt die beste Übereinstimmung in den letzten 50 Jahren (Tab. 2). Damit wird sichtbar, dass die langen Temperaturreihen nicht homogen sind und, dass noch viel Aufwand notwendig ist, um zuverlässige Aussagen über die langfristigen Trends treffen zu können (Abb. 2).

Tab. 2: Pearson-Korrelationskoeffizient der Jahresmittelwerte der Lufttemperatur der Stationen Jena, Erfurt und Leipzig

	1848-2009	1901-2009	1961-2009
Jena-Erfurt	0.814	0.828	0.987
Jena-Leipzig	0.910	0.886	0.944
Erfurt-Leipzig	0.911	0.918	0.945

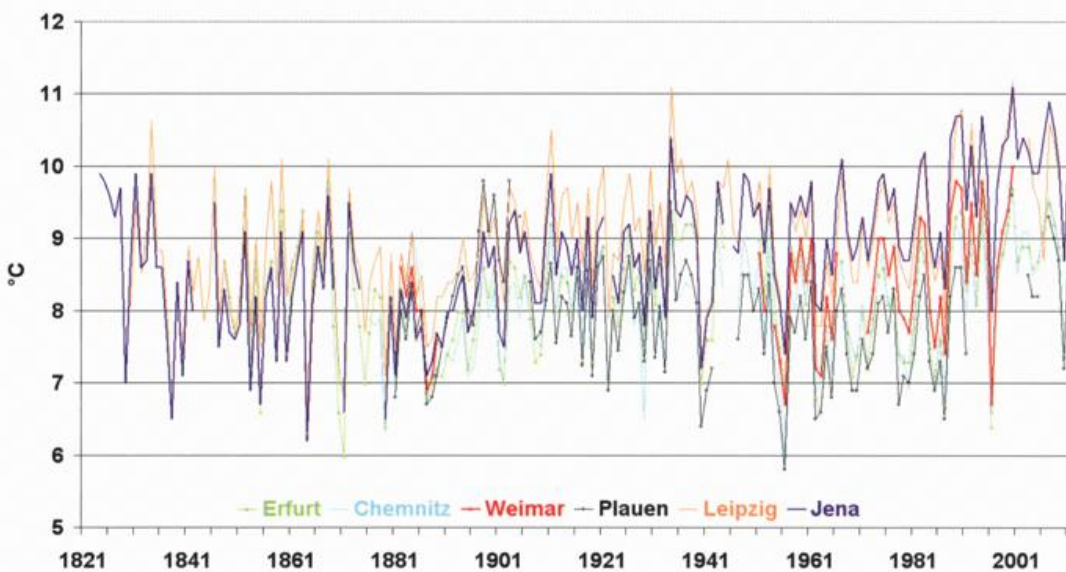


Abb. 2: Jahresmitteltemperatur von Jena und von benachbarten Stationen

Häufigkeitsverteilung und Indizes der Lufttemperatur

Vom besonderen Interesse ist die Frage ob sich die Häufigkeitsverteilung der Temperatur ändert und ob sich eine Tendenz zu Zunahme extremer Werte abzeichnet.

Da - wie bereits gezeigt - die Jena-Reihe der Jahresmitteltemperatur nicht homogen ist, sind die Tagesmittelwerte offensichtlich mit Fehlern behaftet. Dennoch wurde in Abb. 3 versucht, die Häufigkeitsverteilung der Tagesmitteltemperatur ab 1824 für verschiedene Zeiträume darzustellen. Auffällig sind die zwei Gipfel bei 4 bis 5 °C und 15 °C. Die Abweichung von der Normalverteilung, bei 7-13 °C, ist die Folge der rasch zu bzw. abnehmenden Temperaturen in den Übergangsjahreszeiten (April-Mai und September-Oktober). Aus

der Verteilung für verschiedene Zeitabschnitte wird sichtbar, dass der Mittelwert ansteigt, die Streuung der Tageswerte in den 3 letzten betrachteten Unterperioden aber fast konstant bleibt, bzw. seit 1984 sogar leicht abnimmt.

Im Zeitraum 1984-2012 wurden im Durchschnitt zwar 8 Sommertage (Temperaturmaximum mindestens 25 °C) mehr als in den davor liegenden zwei Zeitabschnitten gezählt, davon waren nur 3 heiße Tage (Temperaturmaximum ≥ 30 °C) mehr. In den Jahren 1947, 2003, 1911 und 2006 wurde in Jena mit 80, 78, 76 und 71 die höchste Zahl an Sommertagen notiert, davon fielen 33, 32, 31 und 26 Tage in die Kategorie der heißen Tage. Die niedrigste Zahl der Sommertage (9) entfällt auf das Jahr 1864, keine heißen Tage traten meistens in der ersten Hälfte des 19. Jh. auf. Die Anzahl der Eistage (Temperaturmaximum < 0.0 °C) ist dagegen im Mittel von 21 am Anfang des 20. Jh. auf 17 im Zeitraum 1984-2012 gefallen. Während 1829 gefolgt von 1961 und 2010 mit 77, 61 und 54 die höchsten Zahlen an Eistagen gemeldet wurden, gab es 1974 keine und 1988 nur 2 Eistage (Tab. 3). Auch die Anzahl der Frosttage (Temperaturminimum < 0.0 °C) hat abgenommen.

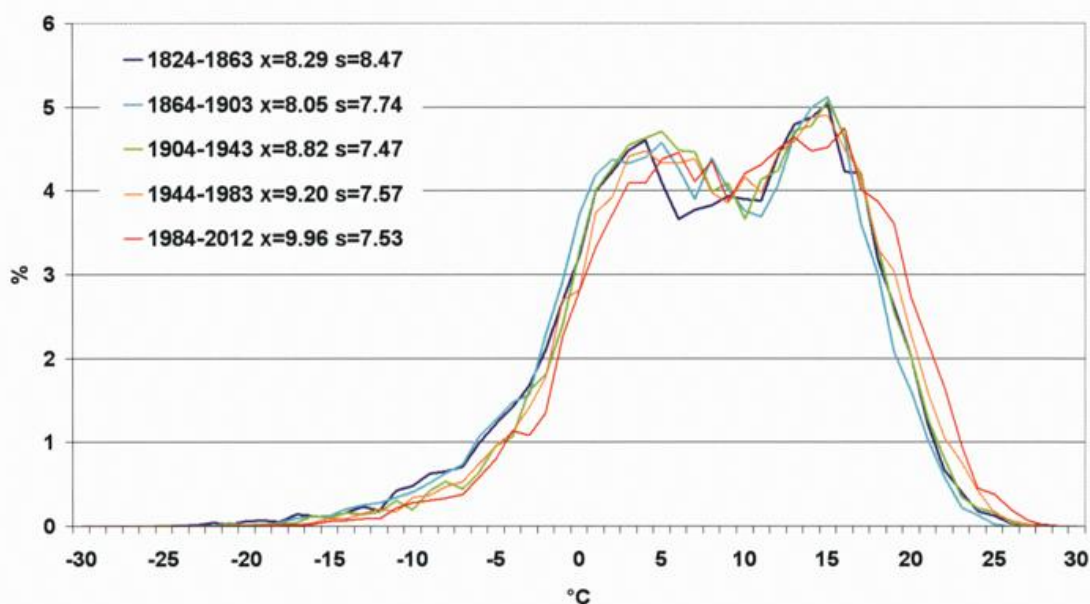


Abb. 3: Relative Häufigkeit der Tagesmitteltemperatur für verschiedene Perioden (x = Mittelwert, s = Standardabweichung)

Tab. 3: Temperaturindizes von der Reihe Jena-Sternwarte

Mittel	1824-1863	1864-1903	1904-1943	1944-1983	1984-2012	1824-2012	Max	Min
Sommertage	28	41	46	46	54	42	80	8
heiße Tage	3	8	10	11	14	9	33	0
Eistage	30	24	21	20	17	23	77	0
Frosttage	95	107	95	86	73	92	143	36

Zusammenfassung und Ausblick

In diesem Beitrag konnte aus Platzgründen nur die Problematik der langen Temperaturreihen angesprochen werden.

Die Klimareihe von Jena ist neben Berlin die längste und fast lückenloseste Reihe in Norddeutschland. Genauso wie bei der Station Hohenpeißenberg gab es an der Station Jena keine größeren Verlegungen, dennoch haben sich nichtklimatische Einflüsse auf die Messungen ausgewirkt. Aus Unkenntnis wurden die Instru-

mente nicht optimal aufgestellt, Beobachtungstermine und -vorschriften geändert. Auch die verbesserten und genaueren Instrumente führten zu systematischen Inhomogenitäten wie dies von WINKLER (2009) für die Station Hohenpeißenberg dokumentiert wurde. Diese anfänglichen Ungenauigkeiten können teilweise aufgedeckt und korrigiert werden. Dafür müssen aber alle verfügbaren Informationen und Daten digital zugänglich sein. Im Projekt KLIDADIGI und HISTOR ist der Deutsche Wetterdienst dabei, die Originalunterlagen der Archive zu digitalisieren (MÄCHEL 2009). Da die langen Klimareihen, wie kurz angesprochen, nicht homogen sind, erfordern sie eine eingehende Qualitätskontrolle und Homogenisierung was mit einem enormen Zeitaufwand verbunden ist. Erst wenn sie sorgfältig aufbereitet sind, kann die Bandbreite der "natürlichen", in früheren Zeiten von Menschen noch relativ wenig beeinflussten, Klimavariabilität zuverlässiger als heute eingeschätzt werden.

Literatur

- BÖHM, R., JONES, PD., HIEBL, J., FRANK, D., BRUNETTI, M., MAUGERI, M., 2010: The early instrumental warm-bias: a solution for long central European temperature series 1760-2007. *Climatic Change* **101**, 41-67, DOI 10.1007/s10584-009-9649-4
- CAMUFFO, D., 2002: Errors in early temperature series arising from changes in style of measuring time, sampling schedule and number of observations. *Climatic Change* **53**, 1480-1573
- KLUGE, G., MÜLLER-WESTERMEIER, G., 2000: Das Klima ausgewählter Orte der Bundesrepublik Deutschland: Jena. Berichte des Deutschen Wetterdienstes **213**, 290pp.
- MÄCHEL, H., KAPALA, A., BEHRENDT, J., SIMMER, C., 2009: Rettung historischer Klimadaten in Deutschland: das KLIDADIGI-Projekt des DWD. In: Klimastatusbericht des DWD 2008, ISSN 1437-7691, S. 103 - 118
- WINKLER, P., 2009: Revision and necessary correction of the long-term temperature series of Hohenpeißenberg, 1781-2006. *Theor. Appl. Climatol.* **98**, 259-268. DOI 10.1007/s00704-009-0108-y

Satellitendaten zur Überwachung des Klimas - die Produkte des CM SAF im Überblick

Petra Fuchs, Nathalie Selbach, Diana Stein, Britta Thies

Einleitung

Die Sorge um die Entwicklung des Erdklimas hat zu der Schlussfolgerung geführt, dass die Klimaüberwachung auf regionaler und globaler Ebene weiter ausgebaut werden muss. Aber nur satellitengestützte Beobachtungen ermöglichen die erforderliche geografische Abdeckung mit ausreichender Qualität und Aktualität. Besonders über den Ozeanen und dünn besiedelten Gebieten sind Satellitendaten weitgehend die einzige Datenquelle.

Die Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM SAF) hat sich als Ziel gesetzt, derartige satellitenbasierte, geophysikalische Datensätze für die Klimaüberwachung zur Verfügung zu stellen. Das CM SAF ist Teil eines Netzwerks von Satellite Application Facilities (SAF), das wiederum Bestandteil des EUMETSAT Application Ground Segment ist.

Organisation

Das CM SAF ist Teil des SAF-Netzwerks von EUMETSAT, bestehend aus acht Kompetenzzentren, die sich jeweils mit spezifischen wissenschaftlichen Fragestellungen beschäftigen. Das SAF für Klimaüberwachung (CM SAF) wird vom Deutschen Wetterdienst (DWD) geleitet und in Zusammenarbeit mit dem Königlichen Meteorologischen Institut von Belgien (RMIB), dem Finnischen Meteorologischen Institut (FMI), dem Königlich Niederländischen Meteorologischen Institut (KNMI), dem Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Institut (SMHI) sowie dem Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie der Schweiz (MeteoSchweiz) betrieben und weiterentwickelt. Im März 2012 trat mit Beginn der aktuellen Projektphase das UK Met Office dem CM SAF bei.

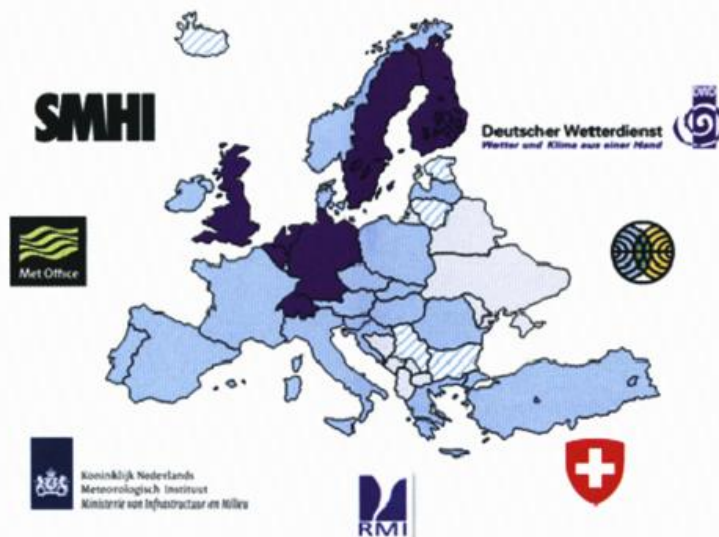


Abb. 1: Das CM-SAF-Konsortium (dunkelblau eingefärbt): DWD, Deutschland (Leitung); RMIB, Belgien; FMI, Finnland; KNMI, Niederlande; SMHI, Schweden; MeteoSchweiz, Schweiz; Met Office, Vereinigtes Königreich (Beitritt 2012); Hellblau: Übrige EUMETSAT-Mitglieder bzw. -Kooperationen

Produkte und Dienstleistungen

Das CM SAF stellt satellitengestützte, geophysikalische Datensätze für die Klimaüberwachung bereit, die auf Messungen mehrerer Instrumente an Bord meteorologischer geostationärer und polumlaufernder Satelli-

ten, wie die Meteosat- und EPS-Satelliten, basieren. Die Datenprodukte des CM SAF werden zwischen Daten, die zeitnah zur Klimaüberwachung zur Verfügung gestellt werden, und Langzeitdatensätzen, die auf Basis exakt kalibrierter Strahldichten erzeugt werden, unterschieden. Homogene, qualitativ hochwertige Daten unterstützen beispielsweise Wissenschaftler darin, Klimaschwankungen und langfristige Klimaveränderungen zu untersuchen. Die Produkte des CM SAF unterstützen aber auch z.B. Planungen im Bereich regenerativer Energien durch die Bereitstellung von Solarstrahlungsdatensätzen.

Die erweiterte Produktpalette des CM SAF ist für Anwendungen mit dem Schwerpunkt auf den Wasser- und Energiekreislauf in der Atmosphäre sowohl auf regionaler als auch auf globaler Ebene zugeschnitten und beinhaltet im Einzelnen:

- Makro- und mikrophysikalische Wolkeneigenschaften
- Parameter der Strahlung an der Erdoberfläche, einschließlich Bodenalbedo
- Strahlungsparameter am Oberrand der Atmosphäre
- Wasserdampf und Temperatur

Ein Beispiel hierfür ist der so genannte »HOAPS Climate Data Record« (CDR) für Ozeanparameter (http://dx.doi.org/10.5676/EUM_SAF_CM/HOAPS/V001). Dieser Datensatz, der auf Daten des passiven Mikrowellenradiometers SSM/I beruht, deckt einen Zeitraum von 1987 bis 2008 ab und eignet sich für Klimabetrachtungen über den eisfreien Ozeanen (siehe Abbildung 2).

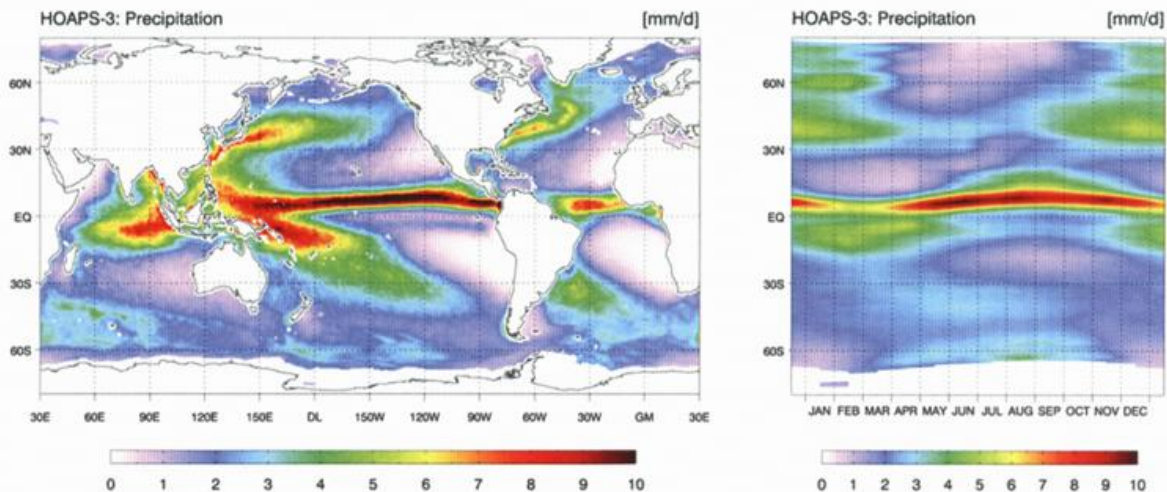


Abb. 2: Mittlere Niederschlagshöhe (mm/Tag) für 1987-2008, aus HOAPS-3 berechnet, basierend auf SSM/I-Daten. Links: globale Verteilung, rechts: zonal gemittelter jährlicher Zyklus

Ein weiteres Beispiel ist der Wolken- und Strahlungsdatensatz mit der Bezeichnung CLARA_A1, der auf Daten des AVHRR-Instruments (Advanced Very High Resolution Radiometer) polarumlaufender Satelliten beruht (Karlsson et al. 2013, DOI: http://dx.doi.org/10.5676/EUM_SAF_CM/CLARA_AVHRR/V001). Über einen 28-jährigen Zeitraum (1982-2009) werden Tages- und Monatsmittel verschiedener Wolken- und Strahlungsparameter zur Verfügung gestellt.

Eine Zusammenfassung der Datensätze, die das CM SAF den Nutzern derzeit zur Verfügung stellt, ist in Tabelle 1 aufgelistet.

Während der bis Februar 2017 dauernden Projektphase ist die Veröffentlichung weiterer Datensätze geplant. Im Mittelpunkt stehen dabei Verbesserungen und Erweiterungen der bereits veröffentlichten Datensätze (sowohl Berechnung zusätzlicher Parameter als auch Fortsetzung der Zeitreihen bereits bestehender Datensätze), sowie die Auswertung älterer Sensoren (vor allem Mikrowellensensoren).

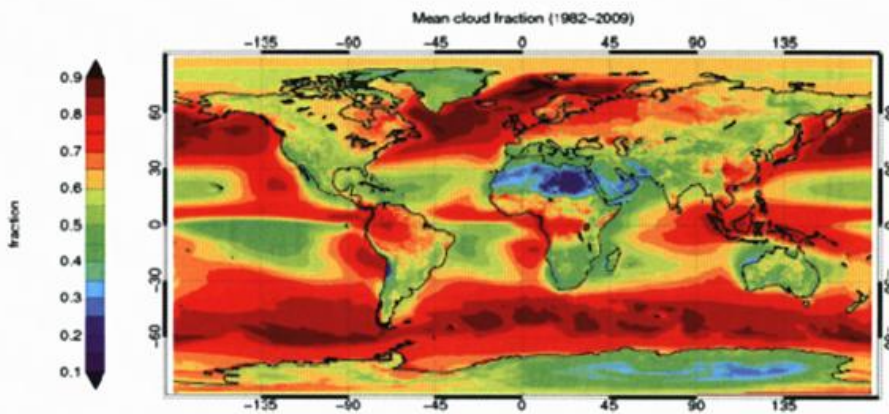


Abb. 3: Mittlere Wolkenbedeckung für 1982-2009 in Prozent

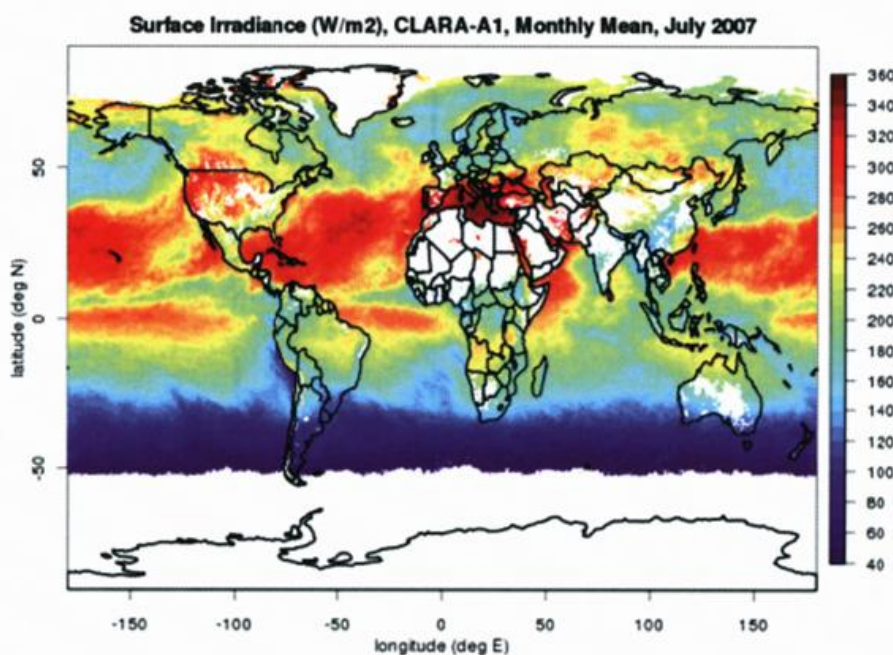


Abb. 4: Direktstrahlung in W/m^2 , Monatsmittel für Juli 2007

Das CM SAF stellt alle Produkte kostenfrei zur Verfügung, einschließlich ausführlicher Dokumentationen und Informationen zur Validierung. Der Nutzerservice wird über die Website <http://www.cmsaf.eu> angeboten.

Der Zugriff auf die verfügbaren CM- SAF-Daten wird über eine Online- Bestellplattform bewerkstelligt, die eine komfortable Auswahl der Produkte und zusätzliche Daten und Dienstleistungen, wie etwa eine Gebietsauswahl (siehe [http:// wui.cmsaf.eu](http://wui.cmsaf.eu)), ermöglicht.

Literatur

Karlsson, K.-G., Riihelä, A., Müller, R., Meirink, J. F., Sedlar, J., Stengel, M., Lockhoff, M., Trentmann, J., Kaspar, F., Hollmann, R., and Wolters, E., 2013: CLARA-A1: the CM SAF cloud, albedo and radiation dataset from 28 yr of global AVHRR data, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 13, 935-982, doi:10.5194/acpd-13-935-2013.

Tabelle 1: Veröffentlichte Datensätze des CM SAF

Produkte	Länge des Datensatzes	Abdeckung	Datenquelle
Wolkeneigenschaften/Bodenalbedo/Strahlungsflüsse am Erdboden	1982/1989-2009	Global	AVHRR GAC
Wasserdampf- und Temperaturparameter in unterschiedlichen vertikalen Schichten	1998-2010	Global	ATOVS
SSM/I Klimadatensatz der Strahlungstemperatur	1987-2008	Global	SSM/I
Wolkenparameter /Strahlungsflüsse am Oberrand der Atmosphäre und am Erdboden/ Bodenalbedo/ wWasserdampf /Aerosol optische Tiefe	2004-2009	Regional (MSG Scheibe)	SEVIRI + GERB
Kurz- und langwellige Strahlungsflüsse, sowie Nettostrahlungsflüsse am Erdboden	1983-2005	Regional	MFG/ MVIRI
Ozeanparameter aus HOAPS	1987-2008	Global, eisfreier Ozean	SSM/I

Thermometerabschirmungen und Wetterhütten im Wandel der Zeiten

Eberhard Freydank

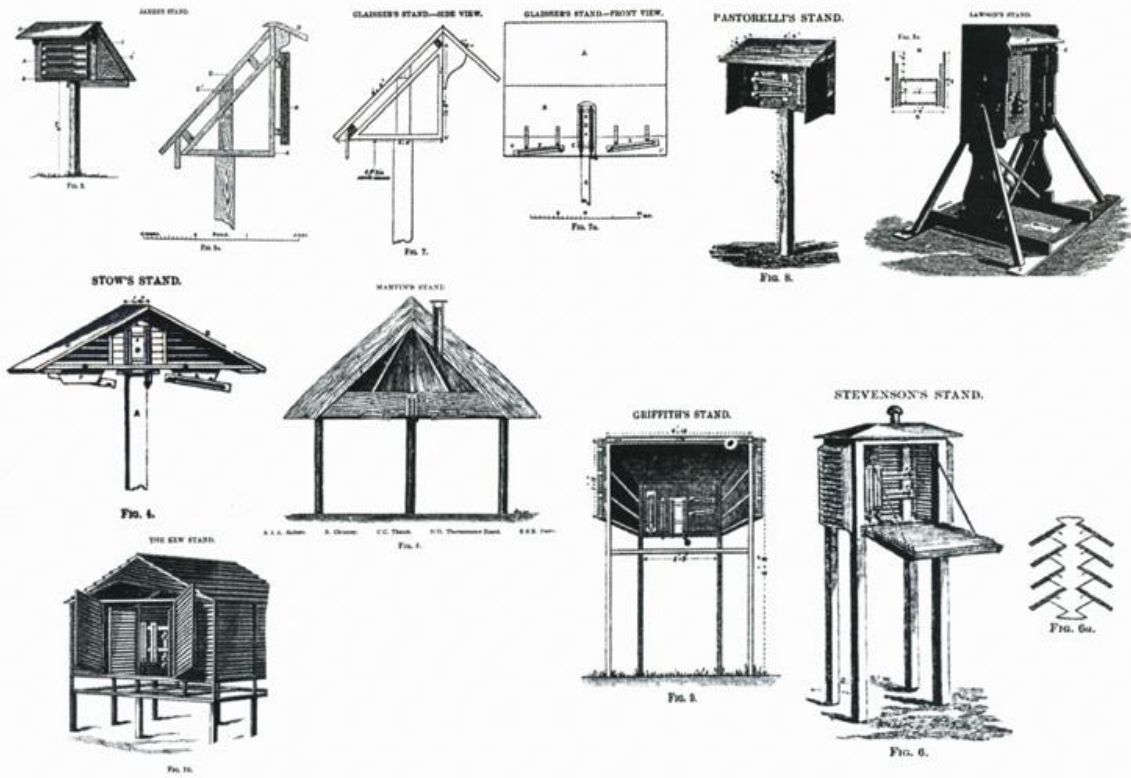


Abb. 1: Der erste Hüttenvergleich in Stratfield Turgis (England) von Nov. 1868 bis April 1870 (Quelle: Gaster 1882)

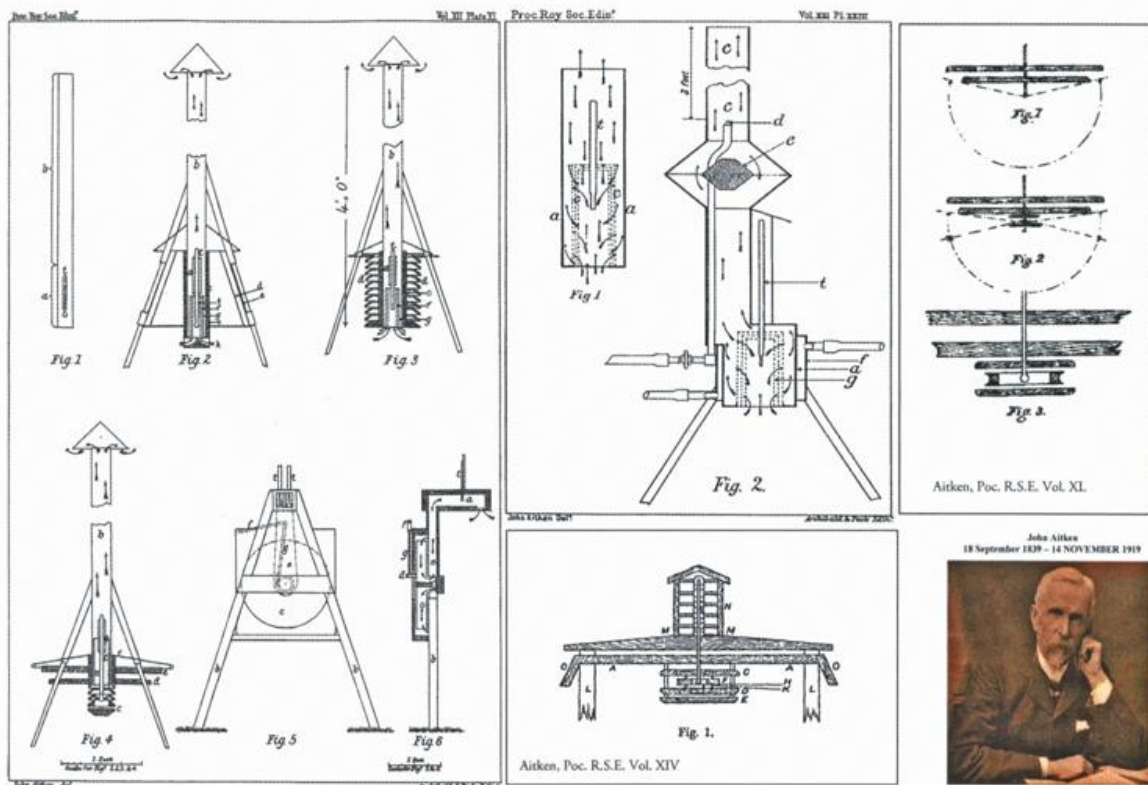


Abb. 2: John Aitken hat sich Zeit seines Lebens mit Thermometerabschirmungen beschäftigt. (Quelle: Proc. R.S.E.)

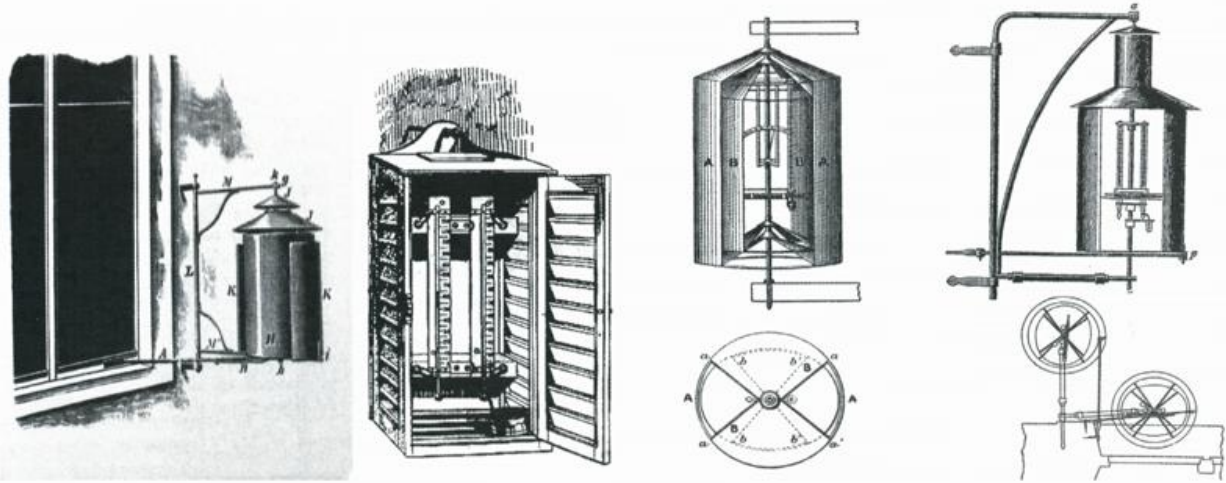


Abb. 3: Verschiedene Formen von Fenster- oder Wandhütten (von links nach rechts): preußische, englische, russische, Deutsche Seewarte

In Sachsen kam diese Form der Fenstermessung nicht zum Einsatz, sondern waren laut „Instruction“ von 1896 an allen Stationen des Meteorologischen Instituts eingeführt.

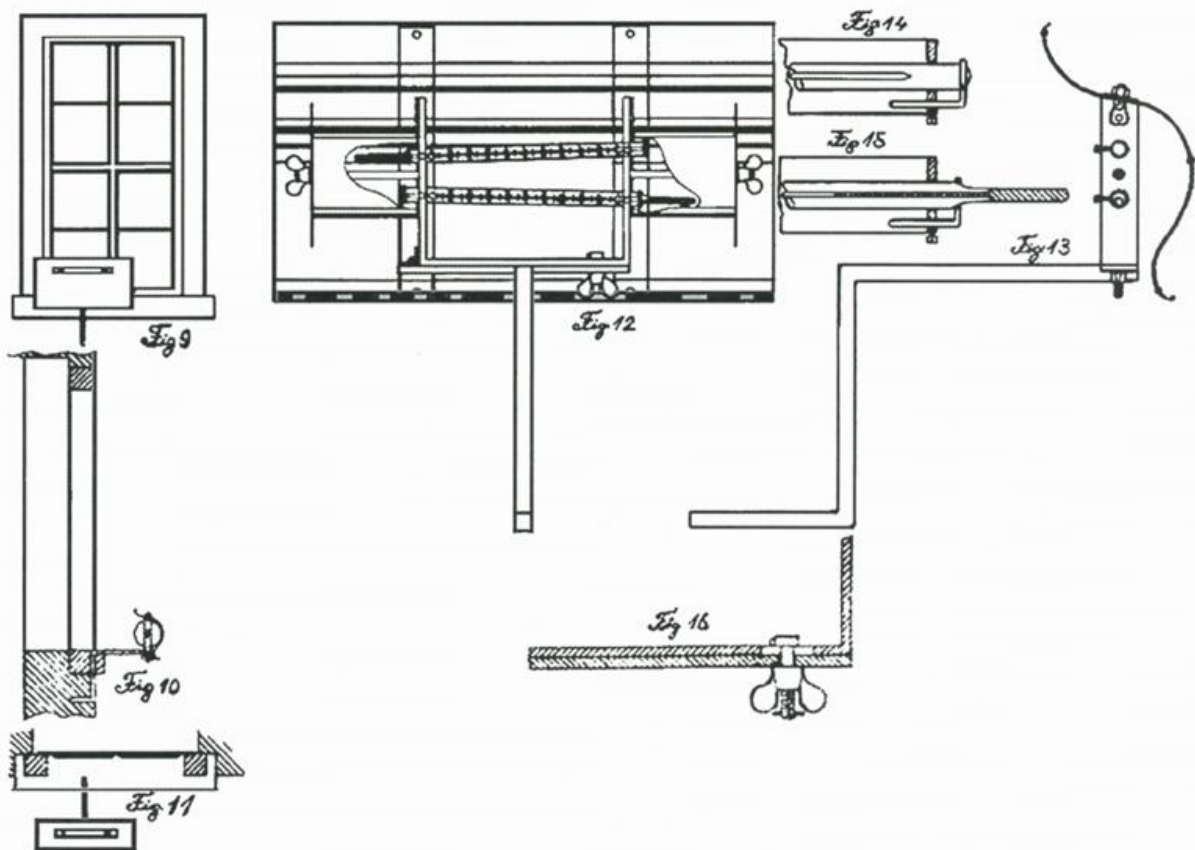


Abb. 4: Anbringung und Abschirmung der Thermometer an Fenstern in Sachsen (laut Anleitung 1896)

Die linken 3 Skizzen (9 bis 11) zeigen die Abschirmung frontal, seitlich und von oben. In der Mitte (Fig. 12) ist sichtbar, wie der Beobachter die Instrumente vom Zimmer aus sieht. Die Thermometer (das Weingeist-Minimum- und das Quecksilberthermometer) liegen leicht schräg in einem nach links kippbaren Rahmen. Die Luftfeuchtigkeit wird separat, mit einem hier nicht dargestellten Psychrometer bestimmt.

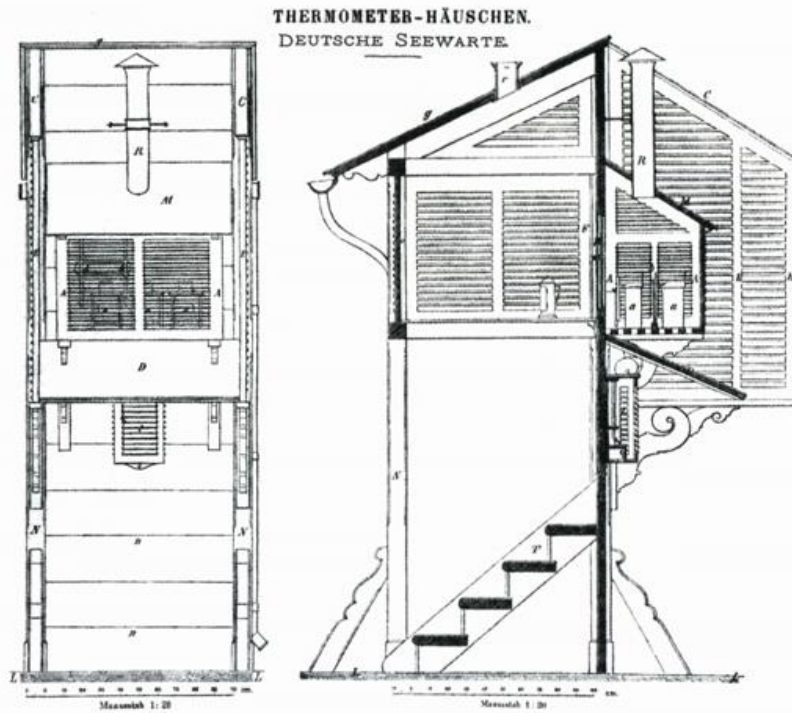


Abb. 5: Das Thermometerhäuschen der Deutsche Seewarte (Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte, 1885)

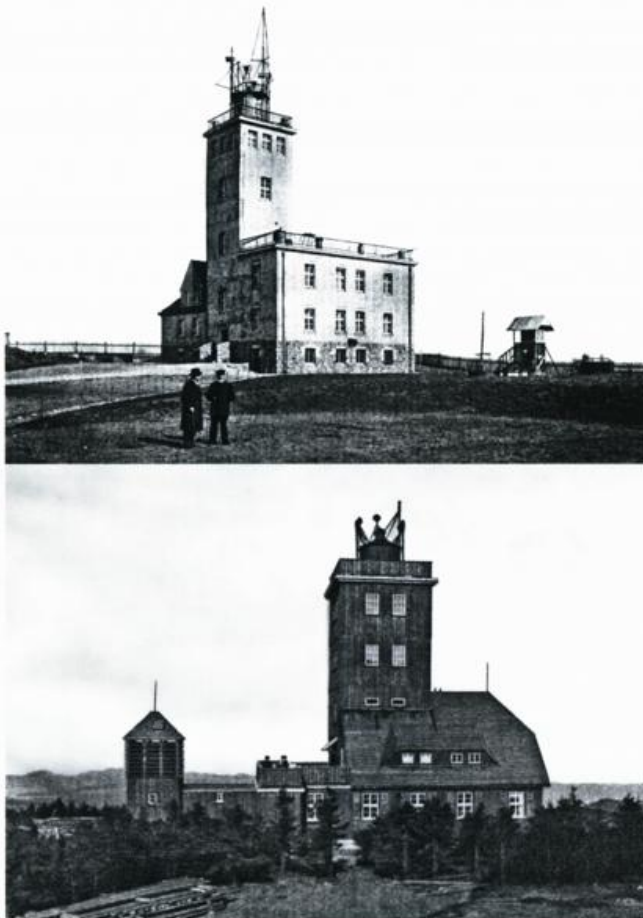


Abb. 6: Die Großhütte nach Schreiber im Observatorium Wahnsdorf (oben) sowie das Thermometerhaus auf dem Fichtelberg (unten, links) Quelle: Schreiber, 1918

SCHREIBER, 1918, Zu Abb. 6 oben:

„Auf der Johannisbeeranpflanzung stehe ich mit dem Herrn Walther Meinhold. Links oben ist die Gradmessungssäule zu sehen. Rechts zieht sich die Instrumentenwiese hin, auf der sich die Thermometerhütte und die Regenmesser befinden.... Auf dem Turm werden wohl die Windmessenanlagen genügend deutlich zu erkennen sein....“ Eintragung im Met. Jahrbuch 1954/Teil V¹⁾

Zu Abb. 6 unten:

„Wir haben einen Nordflügel mit den Wohnräumen, dann den Turm und dann den Südflügel mit den Arbeitsräumen und der darüber befindlichen Terrasse, welche vom Turm aus betreten werden kann. Wir haben dann die nach Süd liegende Thermometerhütte. Die Witterungsverhältnisse auf dem Berg erforderten aber, dass der Jalousienkasten, in dem die Thermometer sind, noch eine Umhüllung zum Schutz gegen Schnee und Eis erhielt. Dann musste für den Beobachter ein verdeckter Gang von den Diensträumen hergestellt werden.“

¹⁾ Die Messgeräte sind auf der Beobachtungswiese in einer Schreiberschen Thermometerhütte 2,5 m über dem Erdbo- den aufgestellt. Die Aufstellung hat seit Inbetriebnahme des Observatoriums im Herbst 1916 keine Änderung erfahren.

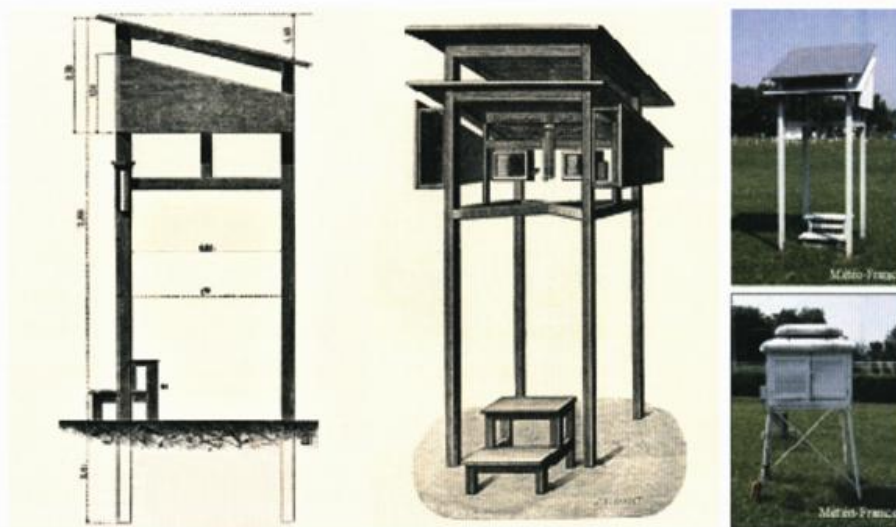


Abb. 7: Große Französische Hütte (bis ca. 1920/1930 im Einsatz) und modifizierte englische Hütte (Quelle: IMO-Kongress 1896 u. Météo France)

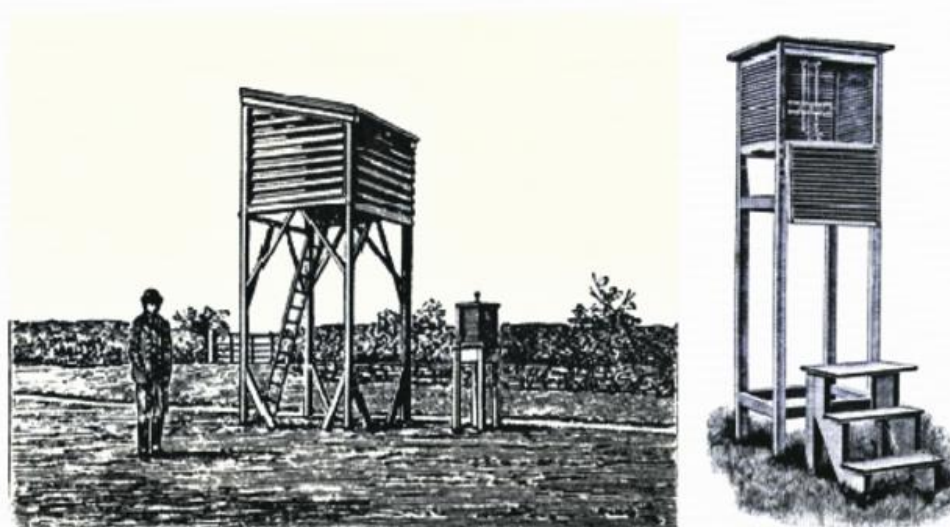


Abb. 8: Die große Wildsche Hütte im Vergleich zur Stevenson-Hütte (Quelle: Middleton, 1966)



Abb. 9: Messfeld des WMO-Hüttenvergleiches 2008 – 2009 in Algerien (Quelle: WMO/TD-No. 1579, 2011)

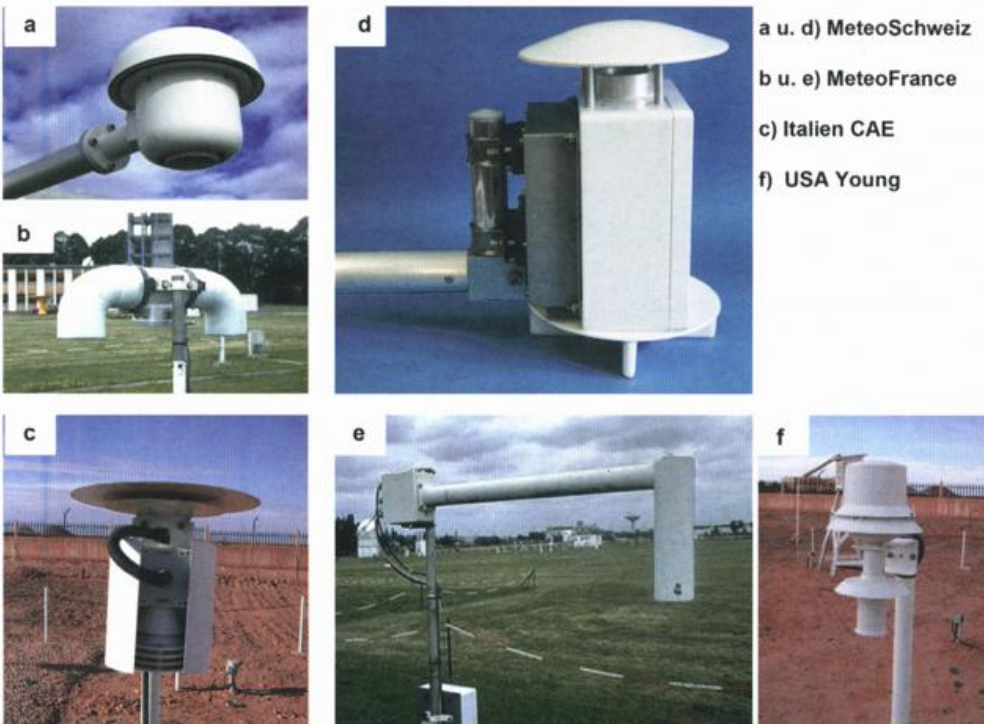


Abb. 10: Belüftete und unbelüftete Kleinhütten für automatische Wetterstationen

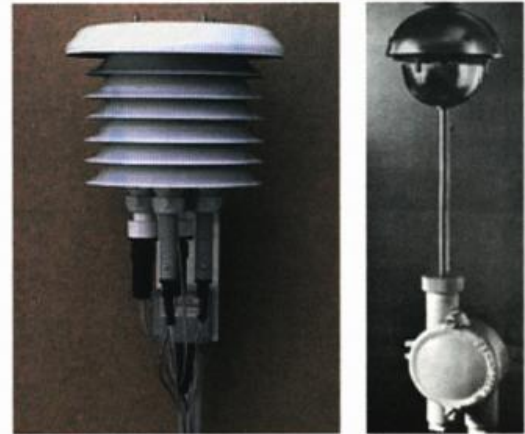
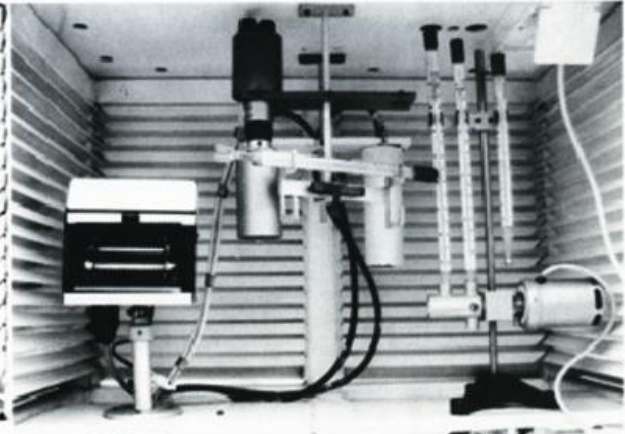
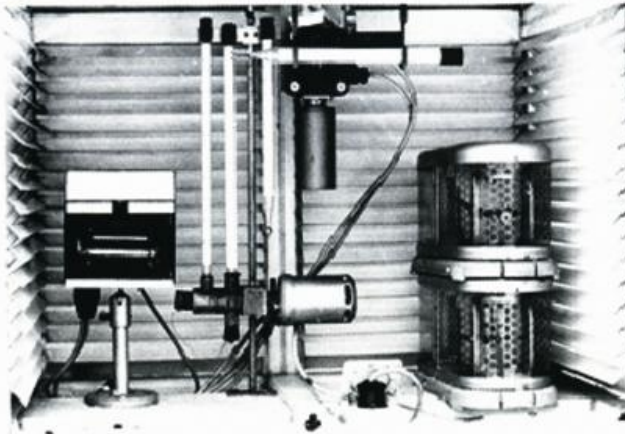
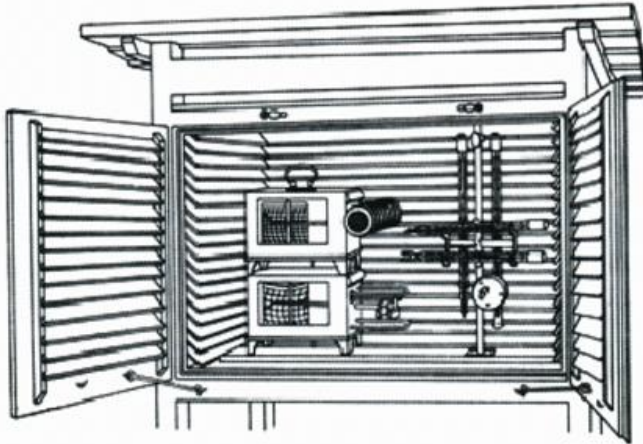


Abb. 11: Die (große) englische Hütte zu verschiedenen Zeiten

Abb. 12: Lamellenhütte, Modell DWD, rechts: Kugelhütte nach Baumann

Zur Zeit des Neubeginns nach 1945 waren alle meteorologischen Stationen in Sachsen (bis auf Wahnsdorf) mit den großen englischen Hütten aus Holz ausgerüstet. Ab 1970 wurden nach und nach, wenn nötig, die Holzhütten durch Plastehütten ersetzt (Oben rechts). Mit Einführung der AFMS nahm der Platzbedarf in den (Plaste-)Hütten zu, da man aus Sicherheitsgründen auf die konventionellen Geräte nicht verzichten konnte (Mitte: Elektrisches Aspirationspsychrometer EAP, Taupunktfühler und Widerstandsthermometer). Nach 1990 wurden wieder Holzhütten eingeführt und die im DWD üblichen Fühler verwendet. AMDA verwendet eine im DWD entwickelte belüftete Lamellenschutzhütte.

Langzeitbeobachtung meteorologischer Größen am Observatorium Hohenpeißenberg

Wolfgang Fricke

Einleitung

Messungen und Beobachtungen der atmosphärischen Zustandsgrößen über einen langen Zeitraum sind ein wesentliches Merkmal von Meteorologischen Observatorien. Sie leisten damit einen wichtigen Beitrag zur Klimadiagnose und Klimaforschung. Notwendige Voraussetzung hierfür sind qualitätsgesicherte Daten, hinlängliche Dokumentation der Messverfahren und Messbedingungen sowie der richtige Umgang mit dem Konflikt zwischen messtechnischer Kontinuität und jederzeit bestmöglicher Messtechnik.

Am Observatorium Hohenpeißenberg begannen die systematischen Messungen 1781, als von der Societas Meteorologica Palatina ein europaweites meteorologisches Messnetz aufgebaut wurde (WINKLER, 2006). Man war sich bereits damals der Notwendigkeit hoher Datenqualität bewusst und eichte die Thermometer, bevor sie an die einzelnen Messstationen verteilt wurden (ATTMANNSPACHER, 1981). Heute profitieren wir von der damaligen Gewissenhaftigkeit, mit der die Messungen durchgeführt wurden. Besonders bewährt hat sich auch die exponierte Lage dieser Bergstation, weitestgehend frei von lokalen Einflüssen und Veränderungen.

Temperatur

Abb. 1 zeigt die Jahresmittelwerte der Temperatur, sowie – zur Verdeutlichung des Klimasignals – die über 30 Jahre tiefpassgefilterte Messreihe. Die Originaldaten wurden von 1781 bis 1850 aufgrund des von WINKLER (2009) beschriebenen Messfehlers (infolge Kontraktion des damals verwendeten Thermometerglases) korrigiert. Somit reicht die Messreihe 70 Jahre weiter zurück als die globale Temperaturkurve im letzten Bericht des IPCC (2007), gibt dafür aber nur die regionalen Bedingungen wieder.

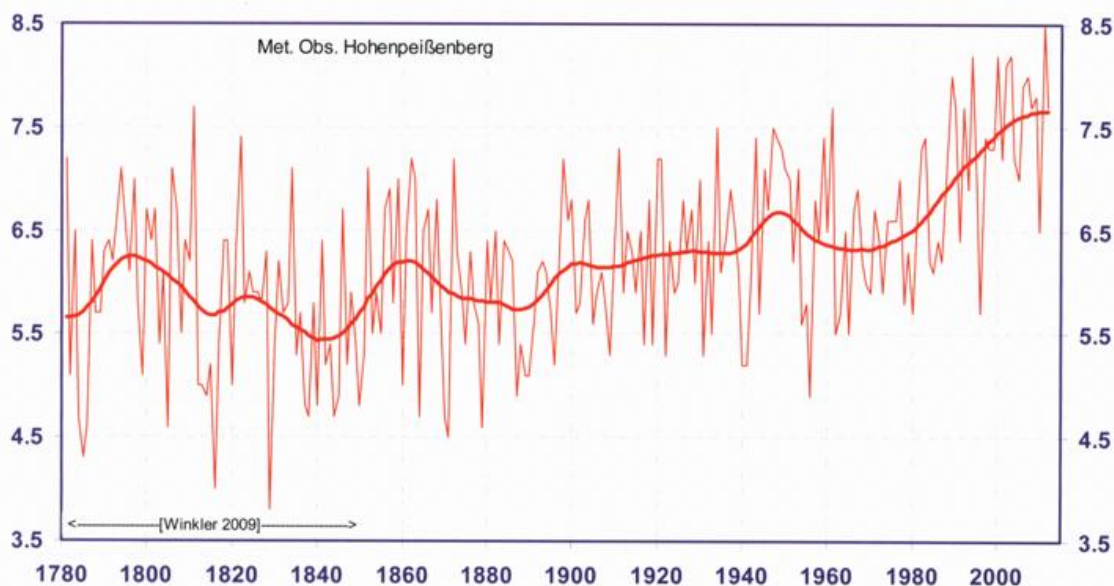


Abb. 1: Jahresmittelwerte der Temperatur [°C] am Hohenpeißenberg mit überlagerter Ausgleichskurve (Tiefpassfilter über 30 Jahre).

Die Messwerte zeigen zunächst die üblichen Schwankungen der Temperaturen, wie sie durch Variationen natürlicher Einflussgrößen verursacht werden: Schwankungen in der Häufigkeit warmer und kalter Wetterlagen, aber auch hochreichender Vulkanausbrüche und Veränderungen der Intensität der Sonnenaktivität. Zu dem starken Temperaturanstieg seit etwa 1980 gibt es aber keine passenden Trends in diesen Parametern. Hier zeigt sich immer deutlicher der Erwärmungseffekt durch die zunehmende Anreicherung von anthropogenen strahlungsaktiven Spurengasen in der Atmosphäre. Das letzte Jahrzehnt war dabei in Deutschland

auch durch überdurchschnittlich viel Sonnenschein geprägt, was eine regionale Erwärmung – insbesondere im Frühjahr - verursacht hat, die über den globalen Trend hinausgeht (FRICKE, W., MÜLLER-WESTERMEIER, G., 2013). Besonders auffallend war hier der heiße Sommer 2003, der das Jahr zum sonnigsten und dritttrockensten seit Beginn der jeweiligen Messungen auf dem Peißenberg werden ließ. 2011 war das bisher wärmste Jahr der über 230-jährigen Messreihe am Observatorium. Der hohe Mittelwert resultierte aus der Tatsache, dass es 2011 nur einen Monat mit unterdurchschnittlichen Temperaturen gab (Juli) und gleichzeitig das wärmste Frühjahr (gleichauf mit 2007) und der zweitwärmste Herbst (nach 2006) gemessen wurde. Der November 2011 hatte mehr Stunden mit Sonnenschein als der Juni oder Juli, es war der sonnigste November seit Beginn der Messungen im Jahr 1937. Insgesamt zeigt sich während der letzten 130 Jahre ein Temperaturanstieg von rund 1.2 Grad in Deutschland und 1.5 Grad am Hohenpeißenberg. Damit ist der Trend hier erheblich stärker als im globalen Mittel. Innerhalb Deutschlands sind die Erwärmungstrends im Süden und Westen meist stärker als im Norden und Osten.

Luftfeuchtigkeit

Seit 1879 liegen vom Observatorium Hohenpeißenberg u.a. Psychrometer-Messungen der relativen und absoluten Luftfeuchtigkeit vor. Wie aus Abb. 2 im Vergleich mit Abb. 1 zu ersehen ist, hat sich die absolute Feuchte – hier als Dampfdruck angegeben - seitdem weitgehend parallel zur Temperatur verändert. Sie ist also gerade so viel gefallen oder gestiegen, dass die relative Feuchte über den gesamten Zeitraum hinweg

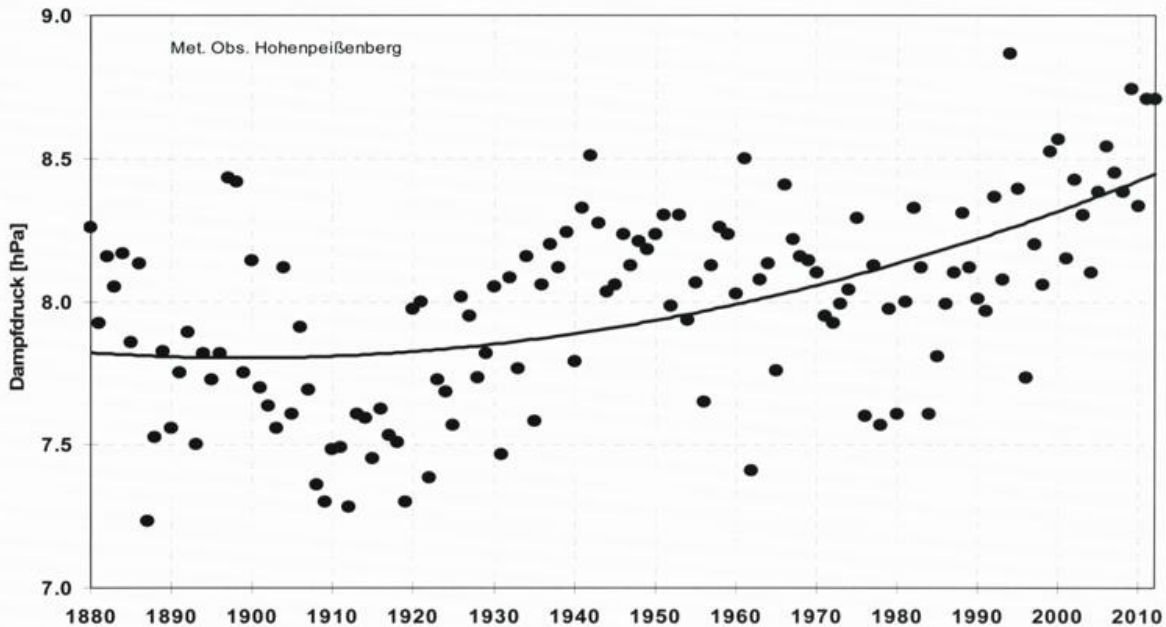


Abb. 2: Jahresmittelwerte des Dampfdrucks am Hohenpeißenberg mit Trendlinie (Polynom 2. Grades)

praktisch unverändert blieb. Höhere Temperaturen haben somit offensichtlich zu vermehrter Verdunstung geführt. Eine auffällig trockene Periode gab es in den 1910er Jahren. Sie wurde auch bei den entsprechenden Messungen auf der nur 42 km entfernten Zugspitze beobachtet.

Luftdruck

Parallel zu den Feuchtedaten seit 1879 liegen Messwerte des Luftdrucks vor. Da sich das Stationsbarometer bis 1940 im Beobachterraum des Anbaues an die Wallfahrtskirche auf dem Berggipfel in 994 m NN befand und seitdem im Gebäude des heutigen Observatoriums in 985.5 m NN hängt, mussten für eine homogene Messreihe des Luftdrucks die älteren Werte um 1.0 hPa angehoben werden. Trotz dieser Korrektur steigen die Jahresmittelwerte seit 1879 in Abb. 3 (oben) im Verlauf der vergangenen 13 Jahrzehnte um insgesamt 0.7 hPa mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von <0.1% signifikant an (blaue Gerade). Die breite rote Kurve

zeigt die über 30 Jahre tiefpassgefilterten Werte. Sie vollführt Schwingungen um die Trendgerade mit zunächst kleinen, dann größeren Amplituden. Um die Bedeutung dieser unterschiedlichen Schwingungen

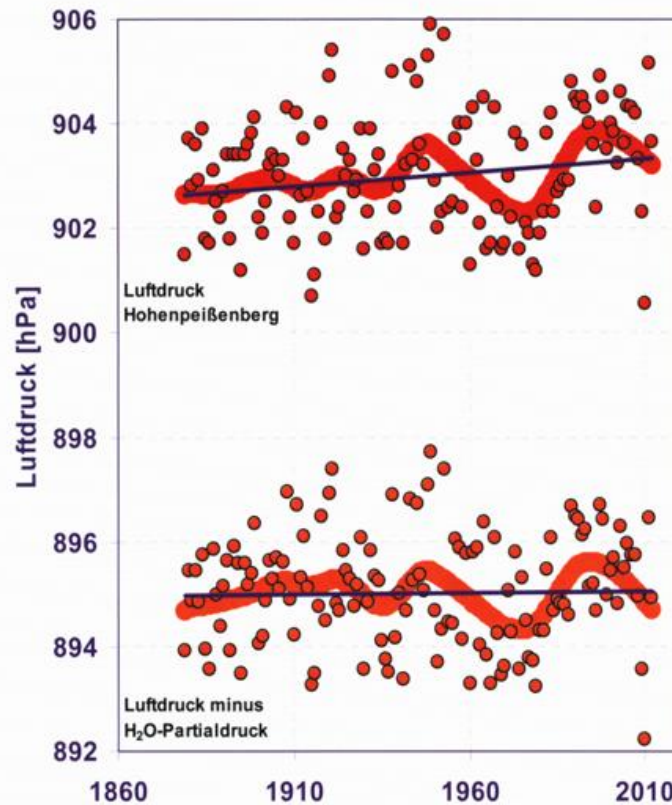


Abb. 3: Jahresmittelwerte des Luftdrucks am Hohenpeißenberg mit Trendlinie (blau) und Tiefpassfilter über 30 Jahre: Oben wie gemessen, unten abzüglich des Wasserdampfpartialdrucks.

zu verstehen, wird man sicherlich entsprechend gefilterte Zeitreihen weiterer Stationen betrachten müssen. Ursache für die Schwankungen des Luftdrucks sind von Jahr zu Jahr unterschiedliche Häufigkeiten von Hoch- und Tiefdruckgebieten. Als Ursache für den langfristigen Anstieg des Luftdrucks genügt jedoch der mit der zunehmenden Luftfeuchtigkeit angestiegene Partialdruck des Wasserdampfes. Zieht man nämlich von den Jahresmittelwerten des Luftdrucks die in Abb. 2 dargestellten Jahresmittelwerte des Wasserdampf-Partialdrucks ab, so ist der Anstieg des Drucks der trockenen Luft statistisch nicht mehr signifikant, d.h. der Trend des Luftdrucks kann allein mit dem Anstieg der absoluten Luftfeuchte erklärt werden (Abb. 3 unten). Dies, obwohl der Luftdruck ein Säulenwert ist, während der Partialdruck des Wasserdampfes nur in situ gilt. Allerdings befindet sich der meiste Wasserdampf in der unteren Atmosphäre, was die Repräsentanz der bodennahen Messung erhöht. Jedenfalls zeigen auf der Zugspitze weder die Luftdruckwerte noch die Feuchtemessungen seit 1901 eine signifikante Veränderung.

Niederschlag

Als Folge einer erhöhten Verdunstung kann auch mehr Niederschlag erwartet werden, allerdings nicht notwendigerweise in der gleichen Region. Die Strömungsbedingungen, also die Häufigkeiten verschiedener Wetterlagen entscheiden darüber, wo der Wasserdampf als Niederschlag wieder aus der Atmosphäre entfernt wird. Daher ist der zeitliche Verlauf der Niederschlagssummen nicht so eng an die Temperaturentwicklung gekoppelt, wie derjenige der Luftfeuchtigkeit. Abb. 4 verdeutlicht zwar einen leichten Anstieg der jährlichen Niederschlagsmengen am Hohenpeißenberg während der letzten 130 Jahre, er verläuft allerdings zeitlich nicht parallel zu den Temperaturänderungen. So waren die warmen 1940er Jahre eher niederschlagsarm und auch das letzte Jahrzehnt hat trotz der starken Erwärmung keine erhöhten Niederschläge gebracht. Beide Jahrzehnte waren am Hohenpeißenberg von viel Sonnenschein begleitet, zusammen mit häufigen

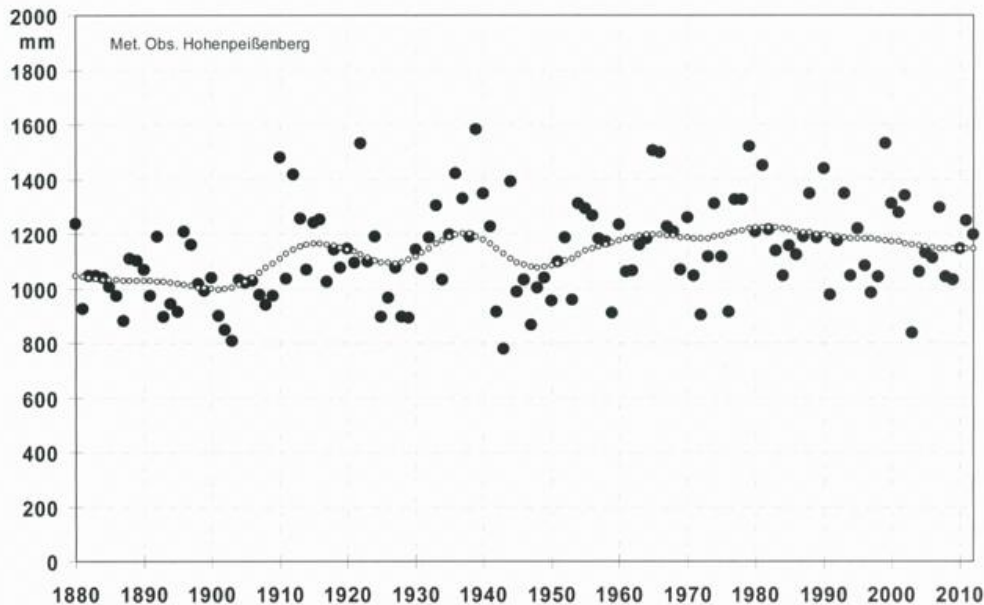


Abb. 4: Jahressummen des Niederschlags am Hohenpeißenberg mit Tiefpassfilter über 30 Jahre

Südwestlagen führte dies aufgrund des Lee-Effektes der Alpen zu einer Absenkung der Niederschlagsmengen. Änderungen der Häufigkeiten von Wetterlagen können also einen durch den Klimawandel verursachten Anstieg der Niederschlagsmengen maskieren und sogar überkompensieren. Sollten jedoch in Zukunft Stauungen an der Alpennordseite wieder häufiger werden, so ist zu erwarten, dass die dadurch zunehmenden Niederschläge infolge der erhöhten Wasserdampfmenngen aufgrund der Erwärmung der Atmosphäre zusätzlich verstärkt werden.

Ausblick

An den Ausführungen wird deutlich, wie wichtig lange, homogene Beobachtungsreihen in der Meteorologie sind. Die hier diskutierten Zusammenhänge sind vor allem aufgrund der langjährigen Messungen erkennbar geworden. In kürzeren Messreihen dominieren Schwankungen von Wetter und Witterung in allen Zeitskalen. Sie können sowohl ein verändertes Klima maskieren, als auch eine Klimaänderung vortäuschen, die tatsächlich nur eine witterungsbedingte Schwankung ist. Für die begleitende Interpretation von Klimaänderungen und für die Verifikation von Klimaprojektionen sind solche langjährigen Messreihen daher unerlässlich.

Literatur

- ATTMANNSPACHER, W., **1981**: 200 Jahre meteorologische Beobachtungen auf dem Hohenpeißenberg 1781-1980. *Ber. Dt. Wetterdienst* 155.
- FRICKE, W., MÜLLER-WESTERMEIER, G., **2013**: Die Temperaturentwicklung am Hohenpeißenberg im Vergleich zu Deutschland und dem globalen Trend. *GAW-Brief des DWD Nr. 57*.
- 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, Cambridge University Press, ISBN 978-0-521-88009-1.
- WINKLER, P., **2006**: Hohenpeißenberg 1781-2006 – das älteste Bergobservatorium der Welt. *Geschichte der Meteorologie in Deutschland Bd. 7*, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main.
- WINKLER, P., **2009**: Revision and necessary correction of the long-term temperatureseries of Hohenpeissenberg, 1781–2006. *Theor. Appl. Climatol.* 75.

Klimauntersuchungen des DWD in Jena für die Anpassung an den Klimawandel

Kristin Hoffmann, Peter Schierbaum, Barbara Früh, Meinolf Koßmann, Peter-Hinrich Voss

Einleitung

Im Jahr 2009 wurden im Zuge des im BMVBS (Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung) angesiedelten ExWoSt-Forschungsfeldes (Experimenteller Wohnungs- und Städtebau) „Urbane Strategien zum Klimawandel“ bundesweit neun Städte ausgewählt, in Modellprojekten exemplarisch Strategien zur Anpassung an den Klimawandel und zum Schutz vor dessen Auswirkungen zu entwickeln und zu erproben. Es galt, im Ergebnis der Modellprojekte praxistaugliche Konzepte im Umgang mit aktuell und künftig zu bewältigenden Herausforderungen abzuleiten (BMVBS 2011). Jena ist eine dieser Modellstädte. Mit dem Modellprojekt „JenKAS“ (Jenaer Klima-Anpassungsstrategie) verfolgte die Stadt mehrere Ziele. Neben der Verbesserung der Datengrundlagen standen u. a. die Entwicklung einer lokalen Anpassungsstrategie an den Klimawandel und die Erstellung eines Handbuchs zur klimawandelgerechten Stadtentwicklung im Fokus von JenKAS (STADT JENA 2012).

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) unterstützte die Stadt Jena in ihrem Vorhaben und führte umfangreiche Klimauntersuchungen zur lokalen Kaltluftdynamik und urbanen Wärmeinsel durch. In einem abschließenden Ergebnisbericht des DWD werden wesentliche Aussagen zu gegenwärtigen und möglichen künftigen Klimabedingungen festgehalten. Darauf aufbauend lassen sich aus stadtplanerischer Sicht klimarelevante Maßnahmen ableiten und eine integrierte Stadtentwicklung forcieren.

Im Fokus der DWD-Untersuchungen stand die Erfassung der urbanen Wärmeinsel auf der Basis von In-situ-Messungen und Modellrechnungen mit dem 3-dimensionalen mikroskaligen urbanen Klimamodell MUKLIMO_3. Einen weiteren Untersuchungsschwerpunkt stellte die Analyse der nächtlichen Durchlüftungsverhältnisse für die städtebauliche Ist-Situation dar. Hierzu wurden umfangreiche In-situ-Messungen und vereinzelt Rauchpatronenexperimente durchgeführt sowie Modellrechnungen mit dem Kaltluftabflussmodell KLAM_21 des DWD erstellt. Von besonderem Interesse war dabei die Prüfung der Existenz eines vermuteten Saaletalwindes. Die Beobachtungsdaten dienten der Evaluierung der KLAM_21-Simulationen. Zusätzlich wurden mit KLAM_21 die nächtlichen Durchlüftungsverhältnisse für einen von der Stadt Jena vorgegebenen städtebaulichen Planfall simuliert und als Differenz zwischen Plan- und Ist-Situation abgebildet. Einen weiteren Kernpunkt der Untersuchungen bildete die Analyse der sommerlichen Temperaturverhältnisse Jenas (Zeiträume 1971-2000 und 2021-2050). Letztere wurden mit der sog. Quadermethode (Downscaling-Verfahren) auf Basis regionaler Klimainformationen aus Klimabeobachtungen und Klimaprojektionsrechnungen sowie hoch aufgelösten Simulationen mit dem dreidimensionalen mikroskaligen urbanen Klimamodell MUKLIMO_3 berechnet (FRÜH et al. 2011b). Von Relevanz waren hierbei insbesondere die Ermittlung der einzelnen und kombinierten Auswirkungen von geplanten städtebaulichen und angenommenen regionalklimatischen Veränderungen auf das Lokalklima Jenas.

Im Rahmen des für JenKAS entwickelten Messkonzeptes wurde im Sommerhalbjahr 2011 das DWD-Stationsmessnetz über fünf Monate durch mobile Klimastationen verdichtet. Ergänzend wurde zur Erfassung des vertikalen Windprofils ein SODAR-System im Jenaer Stadtgebiet installiert. Während windschwacher Strahlungswetterlagen wurden Schwachwindmessungen und Rauchpatronenexperimente sowie in den Abend-, Morgen- und Mittagsstunden Profilmessungen mit einem instrumentierten Messwagen durchgeführt.

Ergebnisse

Die Auswertung von Beobachtungsdaten bestätigt die erwarteten stadtstrukturbedingten Unterschiede im Temperaturfeld Jenas (Abbildung 1). Ein Vergleich zwischen der Station Jena Sternwarte (in innerstädtischer Lage) und der temporär im Gembdental eingerichteten Station (in unbebauter Umgebung und nur knapp 30 m höher über NN als die Station Jena Sternwarte) zeigt für Strahlungswetterlagen innerhalb des fünfmonatigen Messzeitraumes Temperaturunterschiede, die im Einzelfall bis zu ca. 6 K betragen.

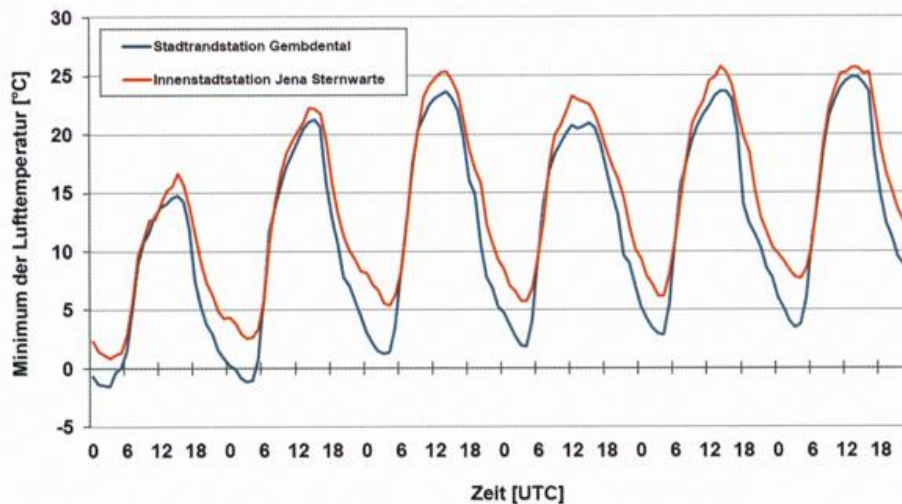


Abb. 1: Minima der Lufttemperatur im Verlauf einer Strahlungswetterlage (05. - 10.05.2011) an DWD-Stationen

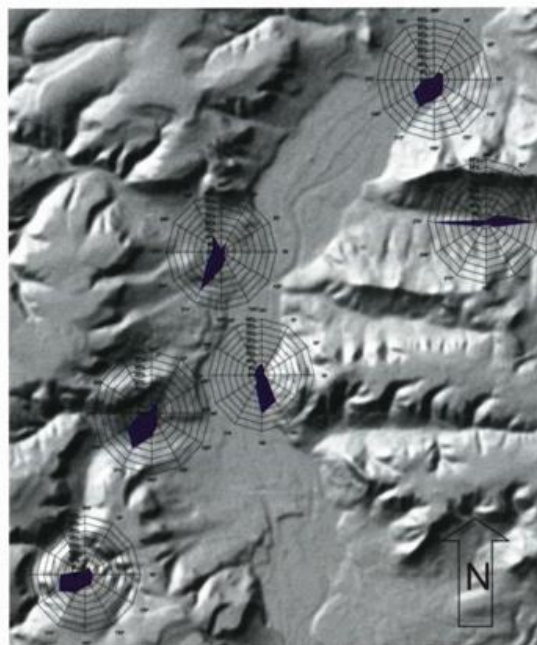


Abb. 2: Windrosen der Jenaer Stationen (Angaben in %, Zeitraum 01.05. - 30.09.2011, UTC), Quelle: TK 1:50000 © GeoBasisDE / TL VermGeo, 2013

Die Analyse der Daten der realisierten Profilmessfahrten bestätigt, dass stark bebaute Areale in Jena vor allem in den Nachtstunden eine deutlich höhere thermische Belastung aufweisen als etwa gleich hoch gelegene locker bebaute und unbebaute Flächen.

Allgemein zeichnete sich im Raum Jena eine starke Kanalisierung des Windfeldes verursacht durch die lokalen orographischen Gegebenheiten ab. Die Talverläufe spiegeln sich deutlich in den für den jeweiligen Messstandort erstellten Windrosen wider (Abbildung 2).

Die gesonderte Auswertung der erhobenen Winddaten für schwachwindige Strahlungsnächte innerhalb des Messzeitraumes ergab, dass sich bei geeigneten Bedingungen während einer autochthonen Wetterlage in den untersuchten Seitentälern thermisch induzierte Hang- und Bergwinde ausbilden. In Abhängigkeit vom Standort (Abschattungseffekte durch Horizontüberhöhung) setzen die Hangabwinde (Kaltluftabflüsse)

abends, etwa bei Sonnenuntergang, ein und fließen in der Talsohle zusammen. Von dort fließt die Kaltluft weiter in Richtung des Jenaer Saaletales und mündet schließlich in letzteres. Die Kaltluftzuflüsse unterstützen im Laufe einer Strahlungsnacht die Ausbildung eines nächtlichen, talabwärts gerichteten Bergwindes im Saaletal, dem Saaletalwind. Der Saaletalwind setzt je nach Wetterlage (Wolkenbedeckungsgrad, regionale Anströmung) erst einige Zeit nach Sonnenuntergang ein und kann nach Sonnenaufgang bis in die Vormittagsstunden hinein anhalten.

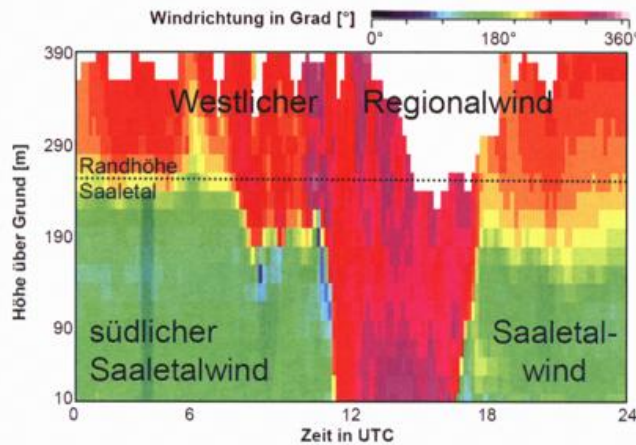


Abb. 3: Sodargramm der 10-Minutenmittel der Windrichtung für den Standort Jena Oberaue, 03.10.2011

In Bodennähe beträgt die Fließgeschwindigkeit des Saaletalwindes weniger als 3 m/s, über dem Dachniveau auch über 3 m/s. In seiner vertikalen Erstreckung bleibt der Saaletalwind unterhalb der größeren Randhöhen des Saaletales. In Abhängigkeit der Wetterlage bildet sich der Saaletalwind zumeist ab der zweiten Nachthälfte besonders gut aus (Abbildung 3).

Die zeitliche Entwicklung der nächtlichen Kaltluftabflüsse wurde auch mit dem zweidimensionalen mathematisch-physikalischen Kaltluftabflussmodell KLAM_21 (SIEVERS 2005) für eine idealisierte windschwache Strahlungsnacht simuliert. Das Computersimulationsmodell berechnet die vertikale Mächtigkeit, Geschwindigkeit und Richtung der Kaltluftströmung und erlaubt somit auch die Identifizierung von Gebieten, in denen sich die Kaltluft ansammelt und/oder stagniert.

Die für die städtebauliche Ist-Situation in Jena durchgeführten KLAM_21-Simulationen der nächtlichen Durchlüftung spiegeln die wesentlichen Eigenschaften der beobachteten Kaltluftabflüsse inkl. der Ausbildung des nächtlichen Saaletalwindes gut wider und bestätigen die Ergebnisse der im Stadtgebiet durchgeführten Messungen (Abbildung 4). Zusätzlich wurden mittels KLAM_21 Auswirkungen städtebaulicher Eingriffe (vorgegebener Planfall) auf die nächtliche Durchlüftungssituation untersucht. Im Vergleich zwischen Plan- und Ist-Situation zeigt sich, dass die positiven und negativen Differenzen in der Kaltluftströmung zumeist nur zu Beginn der simulierten Strahlungsnacht und nur direkt über den von städtebaulichen Änderungen betroffenen Flächen sowie ihrer unmittelbaren Umgebung auftreten. Zum Ende der Simulationszeit unterscheiden sich Kaltluftmächtigkeit und Kaltluftstrom des Planzustandes gegenüber der Ist-Situation kaum mehr voneinander.

Das speziell zur Beantwortung stadtklimatologischer Fragestellungen entwickelte Modell MUKLIMO_3 ermöglicht die Untersuchung von vergangenen und künftigen Wärmebelastungssituationen. Überdies lassen sich auch die Auswirkungen geplanter Eingriffe in das System Stadt mit MUKLIMO_3 simulieren. Dies ermöglicht es, Auswirkungen städtebaulicher Vorhaben im Vorfeld ihrer Umsetzung gezielt zu analysieren (FRÜH, KOBMANN, ROOS 2011b).

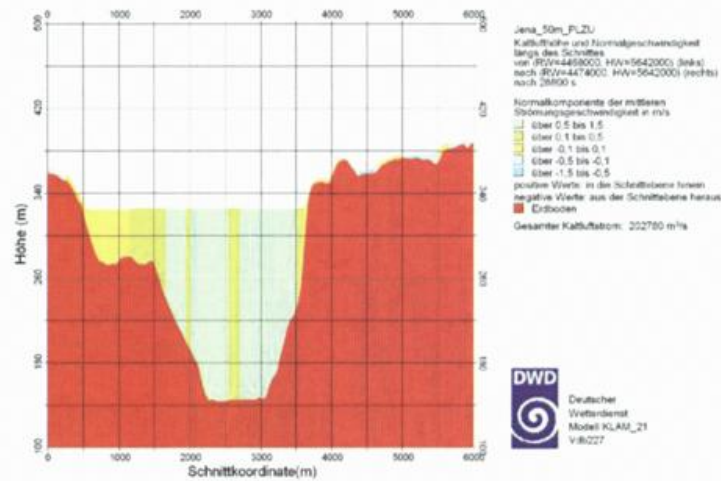


Abb. 4: Geländeschnitt nach 8 h Simulationszeit (Ist), Quelle: Modell KLAM_21 (V2.010) des DWD

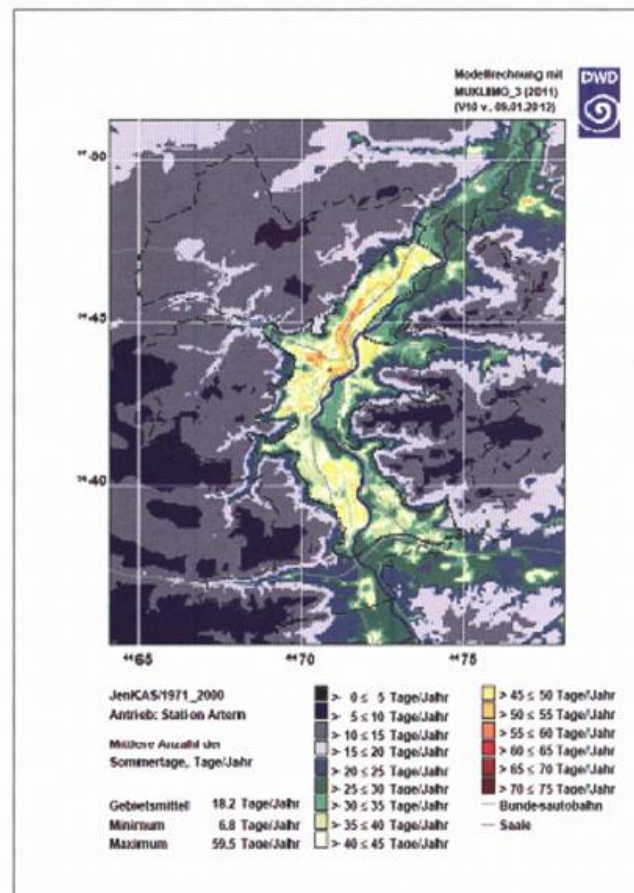


Abb. 5: Jährliche Anzahl der Sommertage (1971/2000, Evaluierungslauf) in Jena, Quelle: Modell MUKLIMO_3 (V 09.01.2012) des DWD

Die Untersuchung der sommerlichen Temperaturverhältnisse für die städtebauliche Ist-Situation mittels MUKLIMO_3 ergab, dass die mittlere jährliche Anzahl der Sommertage durch den städtischen Wärmeinsellekt deutlich erhöht ist (Abbildung 5). Die höchste Anzahl an Sommertagen wurde für dicht bebaute Tallagen, die geringste für das locker bebaute und unbebaute Umland ermittelt. Die Simulationen stützen damit die aus den In-situ-Messungen gewonnenen Erkenntnisse.

Aus der Untersuchung der Auswirkung von Planungsvorhaben ging hervor, dass Baumaßnahmen überwiegend zu einer Erhöhung und die Schaffung neuer Grünflächen überwiegend zu einer Reduzierung der Anzahl der Sommertage führen. Dabei beschränken sich entsprechende Effekte im Wesentlichen auf die nähere Umgebung derjenigen Flächen, für die eine Nutzungsänderung vorgegeben wurde.

Auswirkungen des Klimawandels auf das Lokalklima wurden auf der Basis von vier regionalen Klimaprojektionen des IPCC-Emissionsszenarios A1B berechnet.

Die Ergebnisse zeigen, dass bis zur Mitte des Jahrhunderts in der Jenaer Innenstadt mit einer Zunahme der mittleren jährlichen Anzahl der Sommertage um 2 bis 29 Tage zu rechnen ist. Unterschiede in der Anzahl der Sommertage zwischen Stadt und Umland werden sich nicht verschärfen.

Die MUKLIMO_3-Berechnungen zur kombinierten Auswirkung von städtebaulichen Veränderungen und regionalem Klimawandel bis 2050 ergaben, dass die Änderung der Anzahl der Sommertage dort am größten ausfallen wird, wo sich beide Effekte überlagern (bauliche Verdichtung und Klimaänderungssignal).

Literatur

- BMVBS (Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung), BBSR (Bundesinstitut für Bau-, Stadt- und Raumforschung), 2011: StadtKlima. Kommunale Strategien und Potenziale zum Klimawandel. Lokale Klimaanalysen. Ein ExWoSt-Forschungsfeld. Schriftenreihe „ExWost-Informationen“ des BBSR im Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung (BBR). Heft 39/2, Berlin, Bonn, ISSN 0937 – 1664.
- FRÜH, B., KOßMANN, M., ROOS, M., 2011b: Frankfurt am Main im Klimawandel Eine Untersuchung zur städtischen Wärmebelastung. In: Deutscher Wetterdienst (DWD) (Hrsg.): Berichte des Deutschen Wetterdienstes. Nr. 237, Selbstverlag des DWD, Offenbach am Main.
- KLUGE, G., MÜLLER-WESTERMEIER, G., 2000: Das Klima ausgewählter Orte der Bundesrepublik Deutschland. Jena. In: Deutscher Wetterdienst (DWD) (Hrsg.): Berichte des Deutschen Wetterdienstes. Nr. 213, Selbstverlag des DWD, Offenbach am Main.
- SIEVERS, U., 2005: Das Kaltluftabflussmodell KLAM_21. Theoretische Grundlagen, Anwendung und Handhabung des PC-Modells. In: Deutscher Wetterdienst (DWD) (Hrsg.): Berichte des Deutschen Wetterdienstes. Nr. 227, Selbstverlag des DWD, Offenbach am Main.
- STADT JENA, 2012: Handbuch Klimawandelgerechte Stadtentwicklung für Jena. ExWoSt-Modellprojekt Jenaer Klimaanpassungsstrategie JenKAS. Schriften zur Stadtentwicklung Nr. 3, Jena.
- TOP 50 Thüringen, 2008: Amtliche Topographische Karten Thüringen 1:50 000. Die interaktive digitale Kartenserie der deutschen Landesvermessung. Version 5, © GeoBasisDE / TL VermGeo.

Nutzung der Messdaten der meteorologischen Messstation Jena-Schillergässchen für die Entwicklung der Jenaer Klima-Anpassungs-Strategie (JenKAS)

Jakob Maercker

Einleitung

Die Stadt Jena und das Thüringer Institut für Nachhaltigkeit und Klimaschutz (ThINK) haben in den Jahren von 2009 bis 2012 federführend an der Ausarbeitung einer Jenaer Klima-Anpassungs-Strategie gearbeitet. Das wesentliche Ziel dieses Projektes war es, über die Bemühungen der Stadt Jena im Bereich Klimaschutz hinaus, ein Konzept zu entwickeln, wie die Stadt auf die bevorstehenden Auswirkungen des globalen Klimawandels vorbereitet werden kann bzw. wo Risiken und Chancen durch sich ändernde klimatische Bedingungen zu sehen sind. Eine grundlegende Voraussetzung für die Entwicklung von Handlungsoptionen war die Analyse des Ist-Zustands: Von welchen klimatischen Auswirkungen ist die Stadt Jena bereits betroffen? Um die projizierten zukünftigen klimatischen Bedingungen besser zu verstehen, müssen diese erst in Kontext mit bereits eingetretenen Veränderungen gesetzt werden. Die Messdaten der Klimastation Schillergässchen stellten dabei eine fundamentale Stütze dar. In JenKAS wurden Messdaten von 1901-2010 verwendet, welche freundlicherweise von der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (TLUG) und dem Deutschen Wetterdienst (DWD) zur Verfügung gestellt wurden.

Daten der meteorologischen Messstation Jena

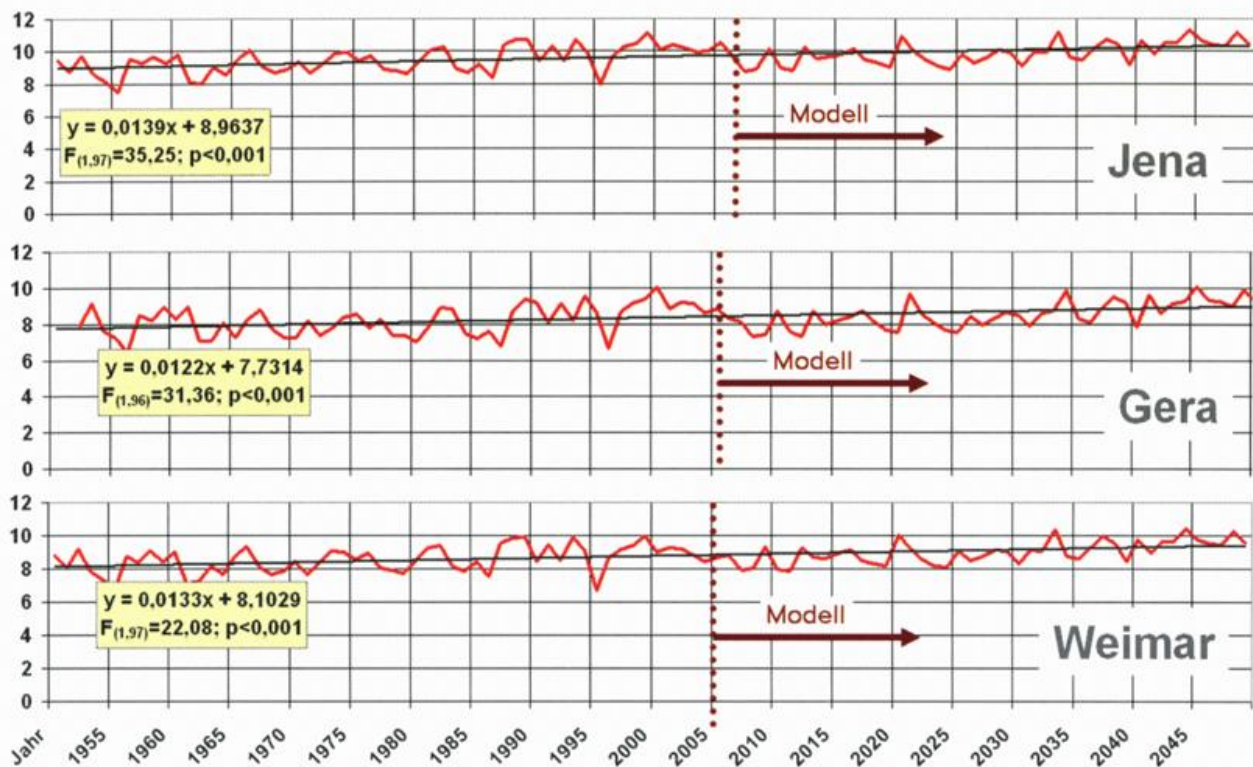
Die Klimaaufzeichnungen in Jena reichen zum Teil bis in das Jahr 1770 zurück. Seit 1821 finden diese Aufzeichnungen an der Station auf dem Gelände der Universitätssternwarte im Schillergässchen 3 statt. Sie besitzt damit eine der ältesten, fast ununterbrochenen klimatologischen Messreihen Deutschlands. Die Station gehört dem Messnetz des Deutschen Wetterdienstes (DWD) an (EU-Code: DETH037) und befindet sich in einer Höhe von 155 m über NN auf der Position 11°34'57.8" / 50°55'30.4". Für die folgenden Analysen wurden die digital aufbereiteten Daten ab dem Jahr 1901 verwendet. Wo vorhanden, wurden geprüfte und homogenisierte Daten aus der Klimadatenbank REKLI verwendet. Nur wenn solche Daten nicht vorlagen, wurde direkt mit den Rohdaten gearbeitet.

Die Station Jena-Schillergässchen liegt aufgrund des Wachstums der Stadt Jena inzwischen mitten im bebauten Stadtgebiet. Daher muss vor Verwendung der Messdaten untersucht werden, ob der generelle Verlauf des Trends der Jahresmitteltemperaturen tatsächlich von großräumigen Veränderungen des Klimas oder von stadtklimatologischen Einflüssen herrührt.

Zu diesem Zweck wurden Messwerte von Vergleichsstationen herangezogen. Dabei handelt es sich um die Stationen Gera-Leumnitz und Weimar. Die Station Gera-Leumnitz befindet sich weit außerhalb des Geraer Stadtgebiets in der Nähe des dortigen Flugplatzes. Die Station Weimar liegt am westlichen Stadtrand. Beide Stationen sind damit weitgehend unbeeinflusst von stadtklimatologischen Effekten. Da Messdaten dieser Stationen erst ab 1951 (Weimar) bzw. 1952 (Gera) vorliegen, wurden auch Jenaer Daten erst ab 1951 zum Vergleich herangezogen. Für den Stationsvergleich der projizierten Jahresmitteltemperatur wurde für den Zeitraum 2006 - 2050 das regionale Klimamodell WettReg 2006 verwendet.

Bereits der visuelle Vergleich des Verlaufs der drei Datenkurven zeigt eine hohe Parallelität der Datenreihen. Die mittels linearer Regression ermittelten Trends aller drei Messreihen, welche per F-Statistik eine durchweg hohe Signifikanz aufweisen, weichen nur geringfügig voneinander ab (Abb. 1). Selbst die höchste Differenz – die zwischen den Reihen Jena und Gera – beträgt lediglich 0,17 K/100a was einer Abweichung von ca. 12% entspricht. Damit kann festgestellt werden, dass die Erhöhung der Jahresmitteltemperaturen an der Station Jena-Schillergässchen im Wesentlichen eine Folge großräumiger Klimaänderungen ist, welche stadtklimatologische Effekte deutlich überlagern. Da das statistische Modell WettReg auf Verwendung von Messdaten der jeweiligen Station beruht, wäre nur bei einer Abweichung der Messdaten eine signifikant andere projizierte Temperaturentwicklung bis 2050 möglich gewesen.

Jahresmitteltemperatur (1901-2050)



Station	Position	Höhe [m ü. NN]	Trend der Jahresmittel-Temperatur (1951 – 2050) [K/100a]
Jena-Schillergässchen	50°55'N 11°35'O	155	1,39
Gera-Leumnitz	50°52'N 12°07'O	311	1,22
Weimar	50°58'N 11°18'O	264	1,33

Abb. 1: Vergleich der Jahresmitteltemperatur an den Stationen Jena-Schillergässchen, Gera-Leumnitz und Weimar für den Zeitraum 1951-2050

Änderungen der Jahresmitteltemperatur sind in der Anwendung für Klimaanpassungsstrategien aber zu abstrakt und konkrete Klimawirkfolgen sind nur schwer daraus ableitbar. Wesentlich besser sind Klimaparameter geeignet die sowohl regionalisiert als auch stationsbezogen untersucht wurden. Durch den DWD wurden im Rahmen des JenKAS-Projektes umfassende flächenhafte Modellierungen zur Kaltluftsituation (Modell KLAM_21) und zur städtischen Überwärmung (Modell MUKLIMO_3) vorgenommen und durch temporäre Messstationen und Messfahrten validiert.

Im Folgenden soll jene, von ThINK vorgenommene, Analyse der Kenntage und anderer klimatischer Parameter (ausschließlich bezogen auf die meteorologische Messstation im Schillergässchen) dargelegt werden. Verschiedene Kenntage sind ungeeignet, gegeneinander aufgerechnet zu werden. Im Mittel treten in Jena jedes Jahr ca. 80 Frosttage auf, heiße Tagen im Mittel aber nur ca. 10 pro Jahr (Klimanormalperiode 1961-1990). So kann z. B. eine Abnahme von Eistagen nicht mit der Zunahme von heißen Tagen verrechnet werden. Jeder Kenntag muss für sich über dessen jährliche Auftretenswahrscheinlichkeit betrachtet werden. Untersucht wurden die Kenntage als gleitende Mittel für 30-jährige Perioden. Vom Klimawandel unabhängige starke Schwankungen der Anzahl der Kenntage zwischen den Jahren können damit natürlich nicht wiedergegeben werden. Verwendet wurden Messdaten von 1901-2010 und Modelldaten von 2010-2050 der statistischen regionalen Klimamodelle STAR und WettReg (Version 2006 und 2010).

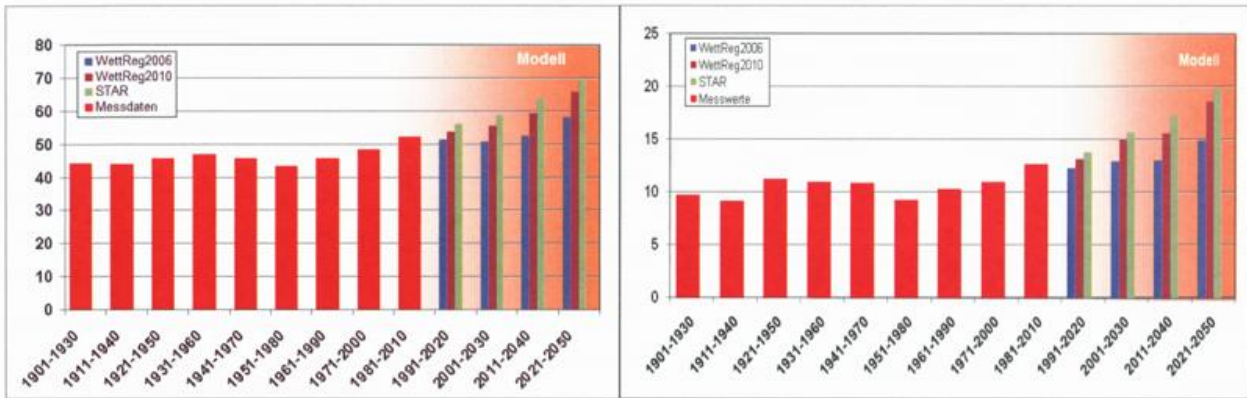


Abb. 2: Mittlere Anzahl der jährlichen Sommertage (links) und Heißen Tage (rechts) für den Zeitraum 1951-2050

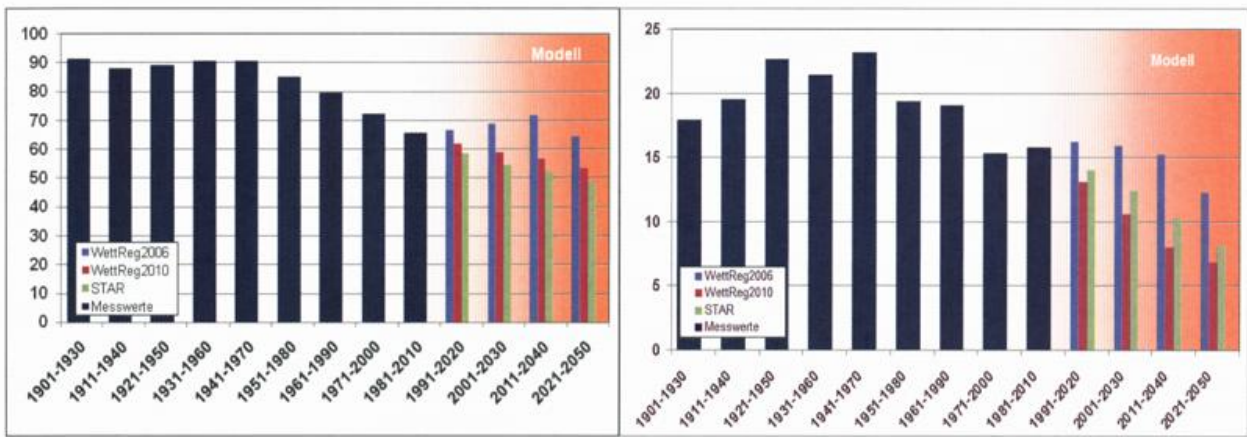


Abb. 3: Mittlere Anzahl der jährlichen Frosttage (links) und Eistage (rechts) für den Zeitraum 1951-2050

Die Auswertung ergab, dass seit der Klimaperiode 1951-1980 die Anzahl von Sommertagen und Heißen Tagen in Jena gestiegen ist. Die projizierte Zunahme von Heißen Tagen auf 15-20 pro Jahr für die Klimaperiode 2021-2050 bedeutet eine massive Zunahme der Hitzebelastung im Sommer. Daneben wird auch eine deutliche Zunahme an Sommertagen für die Klimaperiode 2021-2050 angenommen (Abb. 2).

Vergleichbar der Zunahme der Anzahl von Sommertagen und Heißen Tagen seit der Klimaperiode 1951-1980, zeigen die Messdaten seitdem einen eindeutigen Trend zur Abnahme der Anzahl der Frosttage und Eistage. Der Fortbestand dieses Trends bis 2050 wird durch die regionalen Klimamodelle projiziert (Abb. 3). In Anbetracht des bereits festgestellten Anstiegs der Jahresmitteltemperaturen liegt die Vermutung eines früheren Beginns der Vegetationsperiode nahe. Durch die in JenKAS erfolgte Berechnung des thermischen Vegetationsindex für die Messstation im Schillergässchen lässt sich eine Verschiebung bis 2050 um ca. 20 Tage ableiten.

Besondere Brisanz erlangt diese Feststellung jedoch durch die Gegenüberstellung des Vegetationsbeginns mit dem Auftreten des letzten Frosttages. Dieser verändert sich kaum bzw. nicht mit eindeutiger Tendenz. Damit wird der Zeitraum, in dem die Vegetation durch Spätfröste nachhaltig geschädigt werden kann, immer größer. Dies hat nicht nur Folgen für Land- und Forstwirtschaft, sondern z. B. auch für das städtische Grün.

Die zukünftige wie auch vergangene Entwicklung der saisonalen Niederschlagsmengen der Messstation Schillergässchen zeigt keinen eindeutigen Trend. Während die Niederschlagsmenge sowohl im Sommer wie auch im Winter bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts zugenommen hatte, ist seitdem eine geringe Abnahme der Sommerniederschläge und eine geringfügige Zunahme der Winterniederschläge in den Messdaten zu ver-

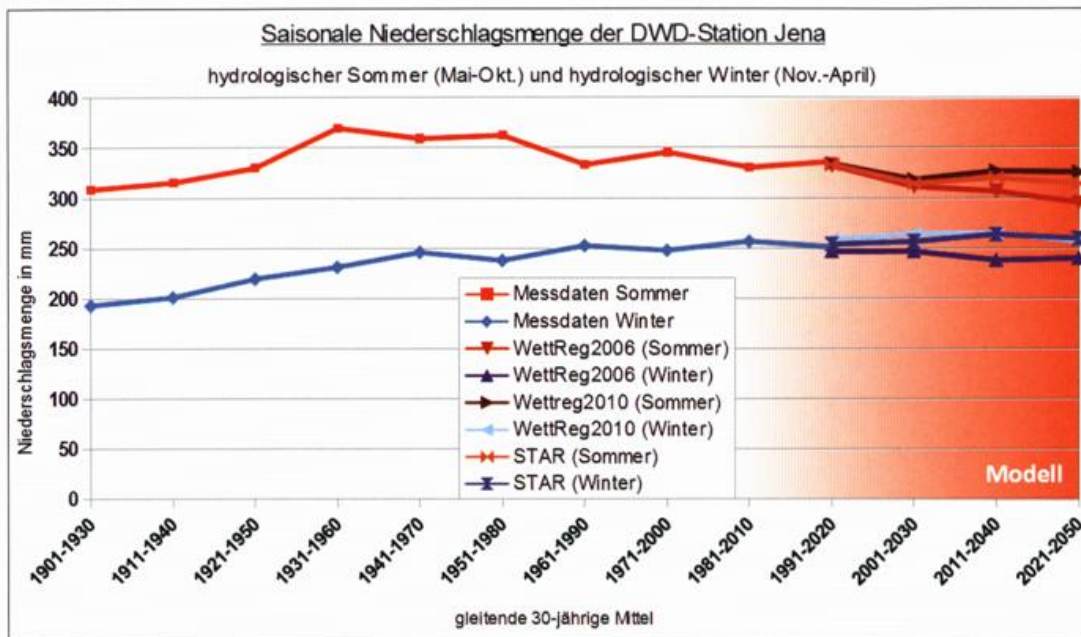


Abb. 4: Saisonale Niederschlagsmengen

zeichnen. Für die zukünftige Entwicklung zeigt das Ensemble der regionalen Klimamodelle keinen einheitlichen Trend der projizierten saisonalen Niederschläge (Abb. 4).

Die Messdaten der Messstation Schillergässchen waren für JenKAS das Fundament für Aussagen bereits eingetretener klimatischer Änderungen. Ein eindeutiger Trend zu wärmeren Sommern und milderen Wintern konnte für Jena nachgewiesen werden und die Notwendigkeit, unabhängig vom Ausmaß der zukünftigen klimatischen Entwicklung, für Anpassungsmaßnahmen begründet werden.

3 Autoren

(in der Reihenfolge ihrer Beiträge in diesem Band)

Prof. Dr. Karl-Heinz Bernhardt
Leibniz-Sozietät der Wissenschaften zu Berlin
Privat: Platz der Vereinten Nationen 3, D-10249 Berlin
ha.kh.bernhardt@gmx.de

Dr. Mathias Deutsch
Georg-August-Universität Göttingen, Geographisches Institut
Goldschmidtstraße 5, D-37077 Göttingen
amdeutsch@arcor.de

Dr. Michael Börngen
c/o Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie
Talstraße 35, D-04103 Leipzig
boerngen@uni-leipzig.de

Prof. Dr. Christian-D. Schönwiese
Goethe-Universität, Institut für Atmosphäre und Umwelt,
Postfach 111932, D-60054 Frankfurt a.M.
schoenwiese@meteor.uni-frankfurt.de

Dr. Paul Becker,
Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Klima und Umwelt
Frankfurter Str. 135, D-63067 Offenbach am Main
paul.becker@dwd.de

Prof. Dr. Thomas Foken
Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie, D-95440 Bayreuth
thomas.foken@uni-bayreuth.de

Dr. Johannes Lüers
Universität Bayreuth, Abteilung Mikrometeorologie, D-95440 Bayreuth
johannes.lüers@uni-bayreuth.de

Prof. Dr. Martin Heimann
Max-Planck-Institut für Biogeochemie
Hans-Knöll-Str. 10, D-07745 Jena
martin.heimann@bgc-jena.mpg.de

Prof. Dr. Bodo Ahrens
Goethe Universität, Institut für Atmosphäre und Umwelt
Altenhöfer Allee 1, D-60438 Frankfurt am Main
Bodo.Ahrens@iau.uni-frankfurt.de

Jörg Trentmann
Deutscher Wetterdienst, EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring,
Frankfurter Strasse 135, Offenbach am Main
Joerg.Trentmann@dwd.de

Ingolf Profft
ThüringenForst – AöR, Service- und Kompetenzzentrum, Jägerstraße 1, 99867 Gotha
ingolf.profft@forst.thueringen.de

Dr. Nico Frischbier
ThüringenForst – AöR, Service- und Kompetenzzentrum, Jägerstraße 1, 99867 Gotha
nico.frischbier@forst.thueringen.de

Dr. Sylvin H. Müller-Navarra
Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
Bernhard-Nocht-Straße 78, D-20359 Hamburg
mueller-navarra@bsh.de

Prof. Dr.-Ing. Jürgen Jensen
Universität Siegen, Institut Wasser und Umwelt, Abt. Wasserbau und Hydromechanik
Paul-Bonatz-Str. 9-11, D-57068 Siegen
juergen.jensen@uni-siegen.de

Gudrun Rosenhagen
Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt
Bernhard-Nocht-Straße 76, D-20359 Hamburg
gudrun.rosenhagen@dwd.de

Sönke Dangendorf
Universität Siegen, Institut Wasser und Umwelt, Abt. Wasserbau und Hydromechanik
Paul-Bonatz-Str. 9-11, D-57068 Siegen
soenke.dagendorf@uni-siegen.de

Dr. habil. Eberhard Freydank
Uhdestraße 30, D-01219 Dresden
e.freydank@kabelmail.de

Prof. Dr. Frank-M. Chmielewski
Humboldt-Universität zu Berlin, Landwirtschaftlich-Gärtnerische Fakultät
Professur für Agrarklimatologie, Abrecht-Thaer-Weg 5, D-14195 Berlin
chmielew@agrار.hu-berlin.de

PD Dr. Thomas Jahr
Friedrich-Schiller-Universität, Institut für Geowissenschaften
Burgweg 11, 07749 Jena
thomas.jahr@uni-jena.de

Prof. Dr. Nina Kukowski
Friedrich-Schiller-Universität, Institut für Geowissenschaften
Burgweg 11, 07749 Jena
nina.kukowski@uni-jena.de

Prof. Dr. Friedrich-Wilhelm Gerstengarbe
Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK)
Postfach 60 12 03, D-14412 Potsdam
gerstengarbe@pik-potsdam.de

Prof. Dr. Peter C. Werner
Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK)
Postfach 60 12 03, D-14412 Potsdam
PeterC.Werner@pik-potsdam.de

Dr. David Volken
Bundesamt für Umwelt (BAFU)
CH- 3003 Bern
david.volken@bafu.admin.ch

Dr. Kai Pfannschmidt
Thüringer Klimaagentur der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie
Göschwitzer Str. 41, D-07745 Jena
kai.pfannschmidt@tlug.thueringen.de

Dr. Christian Fischer
Friedrich-Schiller-Universität, Lehrstuhl für Geoinformatik, Hydrologie und Modellierung
Löbdergraben 32, D-07737 Jena
Christian.Fischer.2@uni-jena.de

Dr. Peter Krause
Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie
Göschwitzer Str. 41, D-07745 Jena
peter.krause@tlug.thueringen.de

Dr.-Ing. habil. Matthias Lerm
Stadt Jena, Dezernat für Stadtentwicklung, FB Stadtentwicklung/Stadtplanung
PF 100 338, D-07703 Jena
matthias.lerm@jena.de

Juliane Pfannschmidt
Staatliches Angergymnasium Jena
Karl-Liebknecht-Straße 87, D-07749 Jena

Julia Fleischmann
Staatliches Angergymnasium Jena
Karl-Liebknecht-Straße 87, D-07749 Jena

Dr. Steffen Zacharias, Peter Dietrich und Ute Wollschläger
UFZ Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung, Permoserstraße 15, D-04318 Leipzig
steffen.zacharias@ufz.de

Heye Bogena, Thomas Pütz und Harry Vereecken
Forschungszentrum Jülich, Agrosphere Institute, D-52425 Jülich

Harald Kunstmann, Hans Papen und Hans Peter Schmid
Institut für Meteorologie und Klimaforschung , Atmosphärische Umweltforschung, Karlsruher Institut für
Technologie
Kreuzeckbahnstraße 19, D-82467 Garmisch-Partenkirchen

Jean Charles Munch und Eckart Priesack
Helmholtz-Zentrum München, Institut für Bodenökologie
Ingolstädter Landstraße 1, D-85764 Neuherberg

Knut Kaiser, Oliver Bens und Achim Brauer
GFZ Deutsches GeoForschungsZentrum
Telegrafenberg, D-14473 Potsdam

Erik Borg
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, Nationales Bodensegment
Kalkhorstweg 53, D-17235 Neustrelitz

Irena Hajsek
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt
Institut für Hochfrequenztechnik und Radarsystem, D-82234 Wessling

Dr. Stephanie Hänsel
TU Bergakademie Freiberg, Interdisziplinäres Ökologisches Zentrum
Brennhausgasse 14, D-09599 Freiberg
stephanie.haensel@ioez.tu-freiberg.de

Dr. Ulrike Haferkorn
Staatliche Betriebsgesellschaft für Umwelt und Landwirtschaft (BfUL)
Kleinsteiner Str. 13, D-04821 Brandis
ulrike.haferkorn@smul.sachsen.de

Wigbert Albrecht
Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt
Reideburger Straße 47, D-06116 Halle (Saale)
Wigbert.Albrecht@lau.mlu.sachsen-anhalt.de

Prof. Dr. Christian Ehrlich
Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt
Reideburger Straße 47, D-06116 Halle (Saale)
Christian.Ehrlich@lau.mlu.sachsen-anhalt.de

Stephanie Schüttauf
Technische Universität Bergakademie Freiberg, Interdisziplinäres Ökologisches Zentrum Brennhausgasse
14, D-09599 Freiberg
stephanie.schuettauf@ioez.tu-freiberg.de

Prof. Dr. Jörg Matschullat
Technische Universität Bergakademie Freiberg, Interdisziplinäres Ökologisches Zentrum Brennhausgasse
14, D-09599 Freiberg
joerg.matschullat@ioez.tu-freiberg.de

Dr. Frank Zimmermann
Technische Universität Bergakademie Freiberg, Interdisziplinäres Ökologisches Zentrum Brennhausgasse
14, D-09599 Freiberg
frank.zimmermann@ioez.tu-freiberg.de

Dr. Andreas Hoy
Technische Universität Bergakademie Freiberg, Interdisziplinäres Ökologisches Zentrum Brennhausgasse
14, D-09599 Freiberg
andreas.hoy@ioez.tu-freiberg.de

Dr. Natalja Barth
Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
Postfach 54 01 37, D-01311 Dresden
natalja.barth@smul.sachsen.de

Kati Kardel
Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
Postfach 54 01 37, D-01311 Dresden
kati.kardel@smul.sachsen.de

Holger Forberg
Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie
Postfach 54 01 37, D-01311 Dresden
holger.forberg@smul.sachsen.de

Herbert Michel
Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft
Naumburger Str. 98, D-07743 Jena
herbert.michel@tll.thueringen.de

Uwe Prüfer
Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft
Naumburger Str. 98, D-07743 Jena
uwe.pruefer@tll.thueringen.de

Dr. Hermann Mächel
Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Klima und Umwelt
Frankfurter Str. 135, D-63067 Offenbach am Main
hermann.maechel@dwd.de

Dr. Alice Kapala,
Universität Bonn, Meteorologisches Institut
Auf dem Hügel 20, D-53121 Bonn
akapala@uni-bonn.de

Petra Fuchs
Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Klima und Umwelt
Frankfurter Str. 135, D-63067 Offenbach am Main
petra.fuchs@dwd.de

Nathalie Selbach
Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Klima und Umwelt
Frankfurter Str. 135, D-63067 Offenbach am Main
nathalie.selbach@dwd.de

Diana Stein
Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Klima und Umwelt
Frankfurter Str. 135, D-63067 Offenbach am Main
diana.stein@dwd.de

Britta Thies
Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Klima und Umwelt
Frankfurter Str. 135, D-63067 Offenbach am Main
britta.thies@dwd.de

Dr. Wolfgang Fricke
Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium Hohenpeißenberg
Albin-Schwaiger-Weg 10, D-82383 Hohenpeißenberg
wolfgang.fricke@dwd.de

Kristin Hoffmann
Deutscher Wetterdienst, Regionales Klimabüro Potsdam
Michendorfer Chaussee 23, D-14473 Potsdam
kristin.hoffmann@dwd.de

Peter Schierbaum
Deutscher Wetterdienst, Regionales Klimabüro Potsdam
Michendorfer Chaussee 23, D-14473 Potsdam
peter.schierbaum@dwd.de

Dr. Barbara Früh
Deutscher Wetterdienst, Zentrales Klimabüro
Frankfurter Straße 135, D-63067 Offenbach
barbara.frueh@dwd.de

Dr. Meinolf Koßmann
Deutscher Wetterdienst, Zentrales Klimabüro
Frankfurter Straße 135, D-63067 Offenbach
meinolf.kossmann@dwd.de

Peter-Hinrich Voß
Deutscher Wetterdienst, Zentrales Klimabüro
Frankfurter Straße 135, D-63067 Offenbach
peter-hinrich.voss@dwd.de

Jakob Maercker
ThINK - Thüringer Institut für Nachhaltigkeit und Klimaschutz GmbH
Leutragraben 1 (Jentower), D-07743 Jena
jakob.maercker@think-jena.de



Deutscher Wetterdienst

Fachinformationsstelle und Deutsche Meteorologische Bibliothek
Frankfurter Straße 135
63067 Offenbach