

Bestimmung des atmosphärischen Konvektionspotentials über Thüringen

von

Christoph Brendel, Erwan Brisson,
Frank Heyner, Elmar Weigl und Bodo Ahrens



Berichte des Deutschen Wetterdienstes

244

Bestimmung des atmosphärischen Konvektionspotentials über Thüringen

von

Christoph Brendel, Erwan Brisson,
Frank Heyner, Elmar Weigl und Bodo Ahrens

Zitationsvorschlag:

Brendel, Christoph; Brisson, Erwan; Heyner, Frank; Weigl, Elmar; Ahrens, Bodo (Hrsg.: Deutscher Wetterdienst): Bestimmung des atmosphärischen Konvektionspotentials über Thüringen. Offenbach am Main: Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, 2014. 72 S. (Berichte des Deutschen Wetterdienstes ; 244)

ISSN der Online-Ausgabe: 2194-5969

ISBN der Online-Ausgabe: 978-3-88148-471-8

ISBN der Druck-Ausgabe: 978-3-88148-473-2



Das Projekt und die Druck-Ausgabe dieses Berichts wurden durch das Thüringer Ministerium für Landwirtschaft, Forsten, Umwelt und Naturschutz und die Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (TLUG) finanziert. Die Autoren danken allen Personen und Institutionen, die zu dieser Arbeit beigetragen haben.

Die Druck-Ausgabe dieses Berichtes ist nicht im Vertrieb des Deutschen Wetterdienstes (DWD), sondern nur direkt bei der TLUG (Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie, Göschwitzer Str. 41, 07745 Jena) erhältlich. Die Online-Ausgabe ist beim DWD frei verfügbar (www.dwd.de/bibliothek).

Nutzungsbedingungen:

Dieses Dokument steht unter folgender Creative Commons-Lizenz:



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

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

Fachliche Durchsicht: Dr. Jörg Rapp

Herausgeber und Verlag:

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

Anschrift des Erstautors:

Dipl.-Geogr. Christoph Brendel
Institut für Atmosphäre und Umwelt (IAU)
Goethe-Universität Frankfurt/Main
Altenhöferallee 1
60438 Frankfurt/Main
Christoph.Brendel@iau.uni-frankfurt.de

Druckerei:

kraus print u. media
GmbH & CO KG
Am Angertor 11
97618 Wülfershausen
kraus-print-media.de

Koautoren:

M.Sc. Erwan Brisson (IAU), M.Sc.Met. Frank Heyner (TLUG),
Dipl.-Met. Elmar Weigl (DWD), Prof. Dr. Bodo Ahrens (IAU)

Zusammenfassung

Im Rahmen einer Zusammenarbeit zwischen der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (TLUG) und der Goethe-Universität Frankfurt (GUF) fand in Kooperation mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD) eine umfassende Studie zum konvektiven Unwetterpotential über Thüringen statt. Unwetterereignisse, die durch konvektive Prozesse in der Atmosphäre verursacht werden, besitzen ein nicht unerhebliches Schadenspotential, obwohl sie oftmals eine räumlich eng begrenzte Ausdehnung aufweisen. Aufgrund ihrer Charakteristik ist sowohl die Vorhersage solcher Ereignisse, als auch eine vollständige, systematische Erfassung für eine detaillierte Auswertung längerer Zeitreihen noch immer eine Herausforderung. Zusätzliches Interesse besteht in der Abschätzung der durch den Klimawandel abhängigen Entwicklung des zukünftigen Gefährdungspotentials konvektiver Unwetter. Für eine gezielte Untersuchung des Themenkomplexes ist eine Vielzahl unterschiedlicher Daten und Methoden verwendet worden. Mit Hilfe von Fernerkundungsdatensätzen wird ein räumlich differenziertes Gefährdungspotential über Thüringen nachgewiesen. Bedingt durch das Relief ist das Auftreten von Konvektion am häufigsten und intensivsten über dem südlichen Thüringer Wald und dessen Ostrand zu beobachten, während Nordthüringen eine deutlich geringere Aktivität solcher Unwetterereignisse aufweist. Eine Abschätzung mittels globaler Klimamodelle und daraus abgeleiteten Wetterlagen zeigt unter Berücksichtigung des RCP8.5 Klimaszenarios für die nahe Zukunft (2016-2045) eine Zunahme des Gefährdungspotentials durch konvektive Unwetter. Aufgrund des Anstiegs feuchter Wetterlagen (49 % auf 82 %) erhöht sich die Zunahme der Gefährdung für den Zeitraum 2071-2100 noch deutlicher. Im Vergleich zu diesem statistischen Ansatz nimmt die projizierte Gefährdung durch extreme Ereignisse erheblich zu (Faktor 6), wenn die Ergebnisse expliziter Simulationen konvektiver Ereignisse mit einem regionalen Klimamodell (mit horizontaler Gitterdistanz von 1 km) und eine Zunahme der Tage mit konvektiven Extremereignissen berücksichtigt werden. Ein Anstieg der Gefährdung durch konvektive Unwetter in der Zukunft ist wahrscheinlich. Eine Quantifizierung bleibt jedoch unsicher.

Summary

Within a cooperation between Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (TLUG), Goethe University of Frankfurt (GUF) and Deutscher Wetterdienst (DWD) a comprehensive study on convective storm potential over Thuringia was conducted. Severe weather events caused by convective processes in the atmosphere, which often are of very little spatial extent, have a considerable potential for damage. Because of their characteristics the prediction of such events as well as a complete systematic detection over long time periods for detailed analyses are still a challenge. The estimation of future hazard potential of convective storms under climate change is of additional interest. A variety of different data and methods have been used for this investigation. Using remote sensing data sets, a spatially differentiated hazard potential over Thuringia is detected. Due to the relief, convection is most frequent and intense above the southern Thuringian Forest and its eastern border, while northern Thuringia has a much lower activity of such severe convective weather events. An assessment using global climate models and a weather type classification shows an increase of the hazard potential of convective storms for the RCP8.5 climate scenario in the near future (2016-2045). Because of an increase in the frequency of humid weather types (49 % to 82 %) this increase is even larger in the period 2071-2100. Compared to this statistical approach, the increase in projected hazard potential rises significantly (factor 6) when the results of explicit simulations of convective events with a regional climate model (with a horizontal grid distance of 1 km), and an increase of days with convective extreme events are taken into account. An increase of the hazard potential of convective storms in the future is likely. However a quantification remains uncertain.

Inhalt

1	Einleitung	7
2	Daten und Methoden	10
2.1	Beobachtungsdaten	10
2.1.1	Radardaten	10
2.1.2	Blitzdaten	11
2.2	Zellverfolgungsalgorithmus	12
2.2.1	Radardaten	13
2.2.2	Radar- und Blitzdaten	18
2.3	Konvektionsrelevante Gefährdungsgrößen und räumliche Interpolation	19
2.4	Klimamodelle und Reanalysen	20
2.4.1	ERA-Interim	21
2.4.2	EC-Earth und MPI-ESM	21
2.4.3	COSMO-CLM	22
2.5	Fehlerkorrektur von COSMO-CLM Simulationsergebnissen	24
2.6	Objektive Wetterlagen	25
2.7	Labilitätsindices	27
2.8	Logistisches Regressionsmodell	28
2.9	Gefährdungskartenalgorithmus	31
3	Ergebnisse	36
3.1	Räumliche Verteilung konvektionsrelevanter Größen	36
3.2	Wetterlagenstatistik	41
3.3	Modellsimulationen	44
3.3.1	Ereignisauswahl	44
3.3.2	Simulationsergebnisse	49
3.4	Gefährdungskarten	54
3.4.1	Wetterlagen-basierte Gefährdung	54
3.4.2	COSMO-CLM-basierte Gefährdung	58
4	Fazit	60
	Literaturverzeichnis	63
	Abbildungsverzeichnis	70
	Tabellenverzeichnis	72

1 Einleitung

Das Thema Unwetter beschäftigt nicht nur Wissenschaft und Forschung, sondern es ist auch regelmäßig im medialen und gesellschaftlichen Kontext gegenwärtig. Versicherungsunternehmen müssen sich mit Risiken, die durch solche Ereignisse entstehen, intensiv auseinandersetzen. Ebenso betroffen sind Handlungsfelder in Bereichen wie Katastrophen- und Hochwasserschutz. Sie benötigen Informationen, um gezielte Planung und vorsorgende Maßnahmen durchzuführen. Dabei zeigen Untersuchungen, dass atmosphärische Prozesse, die mit Konvektion einhergehen und zu Unwettern führen, für einen großen Teil an volkswirtschaftlichen Schäden verantwortlich sind. So entfielen in Mitteleuropa von 1980-2006 fast die Hälfte (44%) der Gesamtschäden und gut ein Drittel (36%) der versicherten Schäden auf meteorologische Ereignisse, die durch konvektive Prozesse verursacht wurden, während sich der Rest auf den Bereich der Winterstürme verteilte (MÜNCHNER RÜCK 2007).

Im Gegensatz zu solchen großräumigen Wetterphänomenen mit Sturm- und Hochwasserpotential sind kleinräumige konvektive Prozesse und ihre Wetteraktivität deutlich schwieriger zu erfassen und vorherzusagen. Mit zunehmender Abnahme der räumlichen und zeitlichen Skala ergeben sich immer größere Unsicherheiten (SCHAAF et al. 1988). Beispielsweise wird die Zugbahn einzelner konvektiver Zellen durch unzureichend dichte meteorologische Stationsnetze nicht erfasst (BISSOLLI 1995). Schadensdatenbanken von Versicherungen und weitere Unwetterdatenbanken liefern zusätzliche Informationen. Sie werden in der Regel von Einzelpersonen abgegeben und sind entsprechend ortsgebunden. Wettervorhersagemodelle haben sich in den letzten Jahren dank immer schneller wachsender Computerleistung stark weiterentwickelt. Sie sind inzwischen in der Lage, konvektive Prozesse auf der Kilometerskala aufgelöst zu simulieren, jedoch lassen sich genaue Entstehungsgebiete, Zugbahnen sowie die Intensität von konvektiven Unwettern in der Regel nicht (punktgenau) vorhersagen (BALDAUF et al. 2009).

Allgemein ist Konvektion definiert als ein Energie- und Massetransport innerhalb eines Mediums, der die Durchmischung der Medieumigenschaften zur Folge hat (DOSWELL 2001). In der Erdatmosphäre entspricht diese Definition der Vertikalkomponente der Strömung, die sensible und latente Wärme flüsse vom Boden in höhere Schichten transportiert und damit zu einem Temperatur- und Feuchteausgleich führt. Als grundlegendste Form der Konvektion in der Atmosphäre ist die Trockenthermik zu nennen, die man im Sommer oftmals als „Hitzeblitz“ über dem Erdboden wahrnehmen kann. Ursache ist die starke Erwärmung des Erdbodens und der untersten Luftschichten. Dies hat eine Verringerung der Luftdichte zur Folge. Da die Umgebungsluft nicht in gleichem Maße erwärmt wird, besitzt diese eine relativ höhere Dichte. Nach dem archimedischen Prinzip erfährt das erwärmte Luftpaket aufgrund dieser räumlichen Dichteunterschiede einen vertikalen Auftrieb.

Um jedoch hochreichende und langlebige konvektive Prozesse mit Unwetterpotential in der Atmosphäre hervorzurufen, sind weitere fundamentale Mechanismen von Bedeutung. Zur Labilität werden zusätzlich noch ein ausreichender Feuchtegehalt, ein initiierender Hebungsantrieb und eine günstige dynamische Umgebung der Atmosphäre benötigt (JOHNSON und MAPES 2001). Je mehr dieser Bedingungen erfüllt sind, desto größer wird die Wahrscheinlichkeit, dass es zu unwetterartigen Wettererscheinungen kommt.

Die Labilität besitzt unter diesen Faktoren die entscheidendste Bedeutung, da sie ursächlich für das Auf- und Absinken von Luftmassen in der Atmosphäre ist. Neben der erwähnten Trockenthermik durch Erwärmung der unteren Luftschichten, treten labile Schichtungen auch in höheren Bereichen der Atmosphäre auf, wenn eine starke Temperaturabnahme der Umgebungstemperatur mit der Höhe vorliegt (KRAUS und EBEL 2003). Feuchtigkeit besitzt eine wichtige Bedeutung, da sie gespeicherte Energie in Form von latenter Wärme enthält und diese beim Transport durch konvektive Umlagerungen in höhere Luftschichten frei setzt und dadurch die Labilität der Atmosphäre zusätzlich erhöht (DOSWELL 2001). Da zur Bildung von hochreichender konvektiver Bewölkung eine große Menge an verfügbarem Wassergehalt benötigt wird, ist ein hoher Feuchtegehalt der Luft ebenfalls von eminenter Bedeutung für die Wolken- und Niederschlagsbildung (BISSOLLI 1995). Ein dritter, sehr wichtiger Faktor für die Entstehung hochreichender Konvektion sind Hebungsantriebe. Diese sind sowohl in ihrer räumlichen Dimension, als auch in ihrem Ursprung sehr verschieden. Wichtig zu nennen sind thermische Überhitzungen durch die Sonneneinstrahlung, die zu Konvergenzen der unteren Luftschichten und dem damit verbundenen Aufsteigen

von Luftmassen führen (Hitzetief). Frontalzonen, wie Warm- und Kaltfronten, die an dynamische Tiefdruckgebiete geknüpft sind, führen ebenfalls zu Konvergenzen und Hebungsvorgängen. Spezielle orographische Gegebenheiten der Landoberfläche wie Gebirgszüge oder Küstenregionen sind in der Lage, die Strömung der Luftmassen konvektionsförderlich zu modifizieren. Für die Intensität und Lebensdauer von konvektiven Systemen sind günstige dynamische Bedingungen der Atmosphäre von Bedeutung. Die Ausprägung des Windprofils in den unteren 6 km der Atmosphäre stellt dabei einen wichtigen Einflussfaktor für konvektive Systeme dar. Entscheidend ist die Änderung der Windgeschwindigkeit und Windrichtung mit der Höhe, die zu gut strukturierten konvektiven Zellen mit räumlich voneinander getrennten Auf- und Abwindbereichen führt. Dieser Faktor wird ebenfalls durch die Landoberfläche und ihre Oberflächenrauigkeit beeinflusst. Bei einem wenig dynamischen Umfeld sind diese zwei wichtigen Bereiche nicht klar räumlich voneinander getrennt. Vielmehr unterbindet der ausgeprägte Abwindbereich mit seinem Transport von kühlen Luftmassen aus höheren Schichten die weitere Zufuhr von energiereichen Luftmassen aus oberflächennahen Schichten in das konvektive System.

In diesem Fall entstehen nur kleine Einzelzellen, die zwar durchaus intensiv sein können, aber nur sehr kurzlebig sind (KRAUS und EBEL 2003). Bei einem entsprechend günstigen vertikalen Windprofil kann sich die Lebensdauer konvektiver Systeme auf teilweise weit mehr als eine Stunde erhöhen. Da der Aufwindbereich nun länger ungestört energiereiche Luftmassen in größere Höhen transportiert, bilden sich immer neue konvektive Zellen. Es entwickelt sich eine sogenannte Zellenfamilie mit einer Abfolge von Zellen in unterschiedlichen Reifestadien (Multizelle) aus (BISSOLLI 1995). Einen weiteren Typus konvektiver Zellen stellt die Superzelle dar, die im Gegensatz zur Multizelle aus einer homogenen Zelle mit einem rotierenden Aufwindbereich besteht, einem sehr kleinräumigen Tiefdruckgebiet, das auch als Mesozyklone bezeichnet wird (DOSWELL 2001). Der Anteil an unwitterartigen Erscheinungen ist bei einer Superzelle deutlich größer als bei Einzel- und Multizellen. Mesoskalige Konvektive Systeme (MCS) stellen großräumige konvektive Systeme dar, die aus einer Vielzahl von einzelnen Zellen bestehen. Sie treten entweder in einer frontalen Struktur als langgezogenes Band, das fünfmal länger als breit ist (Squall – Line), oder als ovale Struktur (Cloud Cluster) auf (KRAUS und EBEL 2003). Durch die Größe ihrer Flächen mit konvektiver Aktivität bilden sie eine eigene Zirkulation aus (FRITSCH und FORBES 2001).

Schäden durch Konvektion werden konkret durch Hagel-, Starkregen- und Starkwindereignisse sowie Blitzschlag verursacht. Hagelereignisse treten zwar nur in einem schmalen Bereich einer konvektiven Zelle auf, können aber entlang dieser Zugbahn zu einem hohen Schaden kumulieren. Beispielhaft für das hohe Schadenspotential ist das Münchner Hagelunwetter von 1984, bei dem innerhalb kurzer Zeit ein Sachschaden von 1,5 Mrd DM entstand (MÜNCHNER RÜCK 1999). Ähnlich ist die Situation bei Schäden durch Windereignisse. Dabei sticht vor allem das Schadenspotential von Tornados heraus, das ebenfalls räumlich sehr eng begrenzt ist, aber erhebliche Schäden verursacht. Häufiger als Tornados treten in Mitteleuropa jedoch Böenfronten entlang von Gewitterlinien auf. Sie betreffen zwar einen räumlich größeren Bereich, reichen aber meist jedoch nicht an die Schadensträchtigkeit eines Tornados heran (DAVIES-JONES et al. 2001). Blitzeinschläge treten teilweise unvorhergesehen auf und gefährden Menschenleben und Infrastruktur. Auch Brände an Gebäuden oder der Vegetation können durch Blitzeinschlag ausgelöst werden (WILLIAMS 2001). Oft sind hochreichende konvektive Prozesse mit starkem Niederschlag in Form von Regen verbunden. Bei hohen Niederschlagsintensitäten und sich langsam fortbewegenden konvektiven Zellen akkumulieren sich sehr hohe Regenmengen innerhalb kurzer Zeit auf kleinstem Raum. Der Oberflächenwasserüberschuss führt zu sogenannten Sturzfluten. Sie treten generell in kleineren Gewässereinzugsgebieten auf, wo sich der Niederschlag eines konvektiven Systems konzentriert und über das Gewässernetz abgeführt wird. Das Schadenspotential ist in Städten, die in oder am Rande von Mittelgebirgen liegen, am höchsten. Nach einer Abschätzung der Münchner Rückversicherung akkumulieren sich die Schäden von Sturzfluten aufgrund ihrer hohen Frequenz, in etwa auf dieselbe Höhe, wie von großen Flussüberschwemmungsgebieten, die durch großflächige und andauernde Niederschlagsgebiete ausgelöst werden (MÜNCHNER RÜCK 1999).

Schäden durch Unwetter treten auch vermehrt in Thüringen auf. So wurde 2011 die Autobahn 38 bei Nordhausen von Wasser- und Schlammmassen überflutet (INSUEDTHUERINGEN.DE 2011). In Südthüringen und dem Altenburger Land sorgten 2012 Gewitter für umgestürzte Bäume, Stromausfall und Brände (INSUEDTHUERINGEN.DE 2012). Im Mai 2013 kam es vor dem „Jahrhunderthochwasser“ zu

einer Serie lokaler Unwetter. Am Abend des 17. Mai verwüsteten starke Regenfälle, Wind und heftiger Hagelschlag ein Erfurter Einkaufszentrum (THÜRINGER ALLGEMEINE 2013).

Die Kombination aus Regen und Hagel setzte zahlreiche Straßen im Großraum Erfurt unter Wasser und machte 140 Einsätze der Erfurter Feuerwehr notwendig. Ein zweiter Unwetterschwerpunkt war Kirchhasel bei Rudolstadt, wo der kleine Haselbach durch die heftigen Regenfälle sehr stark answoll und es zu einer Sturzflut kam, die sogar Autos mit sich riss. Auch im Jahr 2014 gab es große Schäden, als die Bundesstraße 4 im Landkreis Nordhausen auf einer Länge von 300 m unterspült und zum Teil weggerissen wurde (MITTELDEUTSCHER RUNDFUNK 2014).



Abb. 1: Thüringen - Physische Übersicht (TLUG 2014)

Im Rahmen eines Projektes zwischen der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (TLUG) und der Goethe-Universität Frankfurt fand in Kooperation mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD) eine umfassende Studie zum konvektiven Unwetterpotential über Thüringen statt (Abb. 1). Die übergeordneten Ziele dieser Studie waren:

- Erfassung des gegenwärtigen Gefährdungspotentials atmosphärischer Konvektion
- Analyse möglicher Ursachen für das Auftreten und die Verteilung atmosphärischer Konvektion
- Analyse über die Veränderung des Gefährdungspotentials atmosphärischer Konvektion in der Zukunft

Untersucht wird hierbei nicht das Risiko, sondern dessen physiographische Komponente, das Gefährdungspotential. Zusammen mit der sozio-ökonomischen Komponente der Vulnerabilität ergibt sich das Risiko (IPCC 2001).

Die vorliegende Studie gliedert sich in einen Daten- und Methodenteil, in dem auf die zum Verständnis notwendigen Grundlagen, auf verwendete Daten sowie auf angewendete und entwickelte Methoden ausführlicher eingegangen wird (Abschnitt 2). Die Ergebnisse der Untersuchung sind anschließend in Abschnitt 3 gezeigt und diskutiert.

2 Daten und Methoden

In diesem Abschnitt werden alle Datensätze und Methoden beschrieben, die zur Untersuchung des konvektiven Unwetterpotentials verwendet wurden. Zur Abschätzung des regionalen Gefährdungspotentials durch Konvektion sowohl für die Gegenwart, als auch für die Zukunft wurde eine entsprechende Methode entwickelt (Abschnitt 2.9). Basis für diese Methode sind Beobachtungsdaten (Abschnitt 2.1), die als Datengrundlage für einen Zellverfolgungsalgorithmus zur Ableitung konvektiver Zellen (Abschnitt 2.2) dienen. Des Weiteren werden Reanalyse- und Klimamodelldaten (Abschnitt 2.4) verwendet. Sie liefern Informationen für eine mögliche zukünftige Entwicklung des Gefährdungspotentials. Hierzu werden Wetterlagen (Abschnitt 2.6) aus den Reanalyse- und Modelldaten abgeleitet. Zusätzlich werden Labilitätsindices berechnet (Abschnitt 2.7), die in Verbindung mit einem logistischen Regressionsmodell (Abschnitt 2.8) eine Auswahl von Tagen mit hohem Konvektionspotential sowohl für die Gegenwart als auch für die Zukunft liefern. Ergänzend ist in Abschnitt 2.5 eine Methode zur Korrektur systematischer Fehler aus Klimamodellsimulationen beschrieben.

2.1 Beobachtungsdaten

Als Datengrundlagen für die Untersuchung der gegenwärtigen konvektiven Aktivität und der konvektiven Gefährdung für Thüringen dienen zwei Fernerkundungsdatensätze. Sie haben den Vorteil einer räumlich vollständigen Abdeckung. Verwendet werden Niederschlagsdaten, die über Radarsysteme abgeleitet wurden (Abschnitt 2.1.1). Im Gegensatz zu einem Niederschlagsstationsmessnetz sind aus dem Radar abgeleitete Niederschlagsinformationen in der Lage auch kleinräumige konvektive Niederschlagssysteme darzustellen. Als weiterer Datensatz werden Blitzinformationen in die Untersuchung miteinbezogen (Abschnitt 2.1.2). Blitzaktivität wird in der Regel mit sehr intensiver und hochreichender atmosphärischer Konvektion beobachtet.

2.1.1 Radardaten

Radargeräte werden in der Meteorologie verwendet, um Hydrometeore mit Hilfe von elektromagnetischen Wellen zu messen. Ein Radargerät sendet dabei einen elektromagnetischen Impuls aus und misst dessen reflektierten Anteil (GEKAT 1998, OLBRÜCK 1975). Über die Laufzeit und die Höhe des reflektierten Anteils kann auf Position und Intensität von Niederschlag geschlossen werden. Der Zusammenhang zwischen dem Anteil der reflektierten Energiemenge des elektromagnetischen Impulses und der Niederschlagsintensität wird über die Z-R-Beziehung hergestellt. In dieser Arbeit kommt das ab Februar 2004 vorliegende RZ-Produkt des Deutschen Wetterdienstes (DWD) zur Anwendung. Es handelt sich bei diesem Produkt um ein sogenanntes Komposit, welches sich auf einem äquidistanten $900 \times 900 \text{ km}^2$ Gitter mit einer polarstereografischen Projektion befindet (DEUTSCHER WETTERDIENST 2009). Das Komposit wird aus den 16 Einzelradaren des Radarverbundes des DWD zusammengesetzt (SCHREIBER 1998). Die Niederschlagsinformationen dieses Produktes stammen aus der Niederschlagsabtastung des untersten Elevationswinkels des Radars, wodurch eine hohe zeitliche Auflösung von fünf Minuten zur Verfügung steht. Die abtastungsunabhängige horizontale räumliche Auflösung beträgt 1 km. Im Gegensatz zu anderen Radarprodukten enthält das RZ-Produkt bereits Niederschlagshöhen (1/100 mm pro 5 min), die nach einer verfeinerten Z-R-Beziehung berechnet wurden und bereits eine orographische Abschattungskorrektur enthalten (WEIGL 2008). Als Beispiel zeigt Abb. 2 ein Radarbild des RZ-Produkts am 29.07.2005 um 17:00 UTC. Als Ausschnitt ist der $900 \times 900 \text{ km}^2$ große Abdeckungsbereich des nationalen RADOLAN-Verfahrens (Radar-OnLine-ANEichung) (BARTELS et al. 2004) und die einzelnen Radarstandorte des DWD dargestellt. Stärkere konvektive Niederschläge sind vor allem im Süden Deutschlands und östlich von Neuhaus zu erkennen.

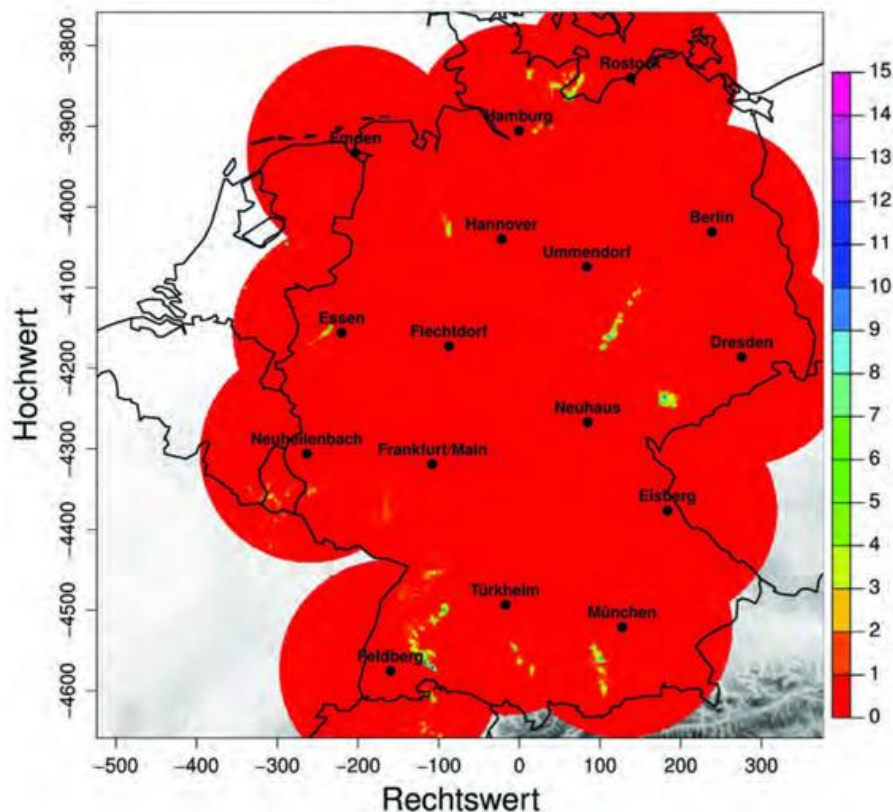


Abb. 2: Radarbild 29.07.2005 17:00 UTC, Abdeckungsbereich des nationalen RADOLAN-Verfahrens 900 x 900 km², RZ-Radarprodukt, Niederschlagsintensität [mm/5 min] und Radarstandorte DWD

2.1.2 Blitzdaten

Bei Blitzen handelt es sich um elektrische Entladungen in der Atmosphäre, die durch Ladungstrennungen innerhalb von Cumulonimbus (Cb) Wolken und zwischen Wolken und Erdboden verursacht werden. Die genauen Entstehungsprozesse von Blitzen sind bis heute noch nicht bis ins letzte Detail geklärt. Zusätzliche Informationen über die Entstehung und den Verlauf von Blitzen, verschiedene Blitztypen und die Ladungsverteilung in Cb Wolken sind beispielsweise in BAZELYAN und RAIZER (2000), HOUZE (1993), RAKOV und UMAN (2010), WILLIAMS (2001) zu finden. Blitzinformationen, die für diese Untersuchung verwendet wurden, stammen vom Blitz Information Dienst Siemens (BLIDS) (BLIDS 2014). Die Daten werden von einem europaweiten Messnetz (European Cooperation for Lightning Detection, EUCLID) mit 148 verbundenen Stationen erfasst, das eine Ortung der Blitze bis zu einer Genauigkeit von 200 m ermöglicht. Eine Blitzentladung erzeugt ein elektromagnetisches Feld, das sich wellenförmig vom Entstehungsort aus in alle Richtungen mit Lichtgeschwindigkeit ausbreitet. Das von Siemens verwendete Verfahren basiert auf dem Time-Of-Arrival Prinzip (TOA) und erfasst einzelne Teilblitze (Strokes). Die einzelnen Teilblitze wurden in dieser Arbeit nach dem Prinzip von Schmidt et al. (2004) zu Blitzen zusammengefasst. Dabei müssen die einzelnen Strokes in einem raum-zeitlichen Abstand von 1 s und 5 km beieinander liegen. Aus der Differenz der in den Empfängern aufgezeichneten Zeiten wird der Blitzort berechnet (Signal wird zu unterschiedlichen Zeiten an verschiedenen Antennen registriert). Besonders wichtig für dieses Verfahren ist eine zeitlich exakte Messung, weshalb die Messnetzsensoren laufend über GPS synchronisiert werden. Neben der zeitlichen und räumlichen Information zum Auftreten eines Blitzes liegt zusätzlich noch eine Unterscheidung zwischen Wolke-Wolke- und Wolke-Erd-Blitzen vor. Für diese Studie wurden nur Wolke-Erd-Blitze berücksichtigt. Außerdem liefert BLIDS Daten zur Polarität und Stromstärke eines Blitzes. Abb. 3 zeigt die Verteilung der Blitze für den 29.07.2005 von 16:00-18:00 UTC.

Gut zu erkennen ist das Auftreten einer hohen Anzahl an Blitzen, die den beiden konvektiven Niederschlagsbereichen in Abb. 2 zugeordnet werden können.

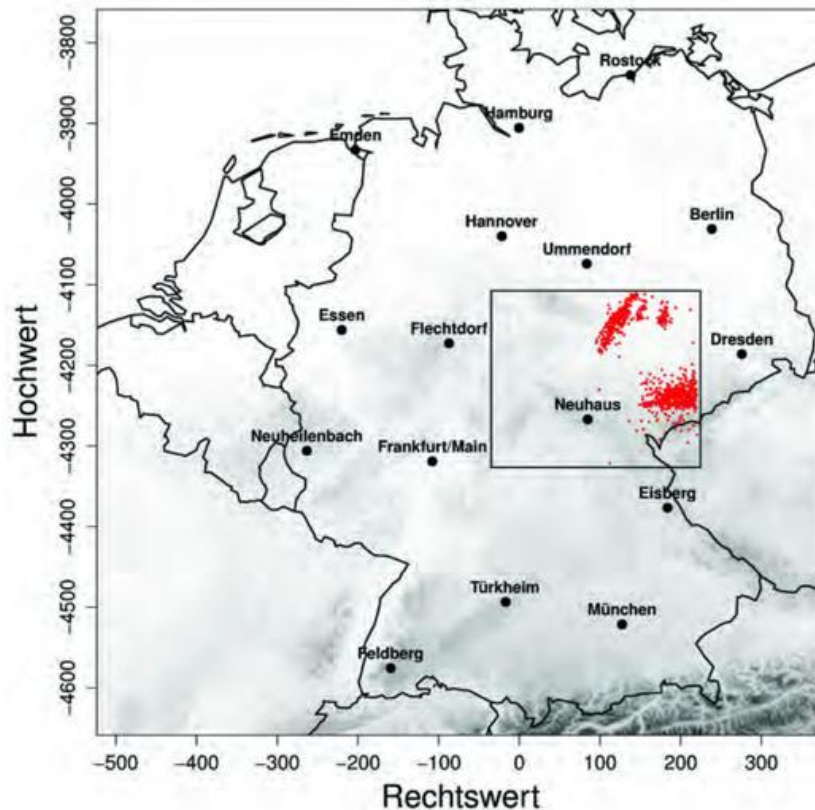


Abb. 3: Blitze (rot) 29.07.2005 16:00 – 18:00 UTC, Abdeckungsbereich des nationalen RADOLAN-Verfahrens 900 x 900 km² und Radarstandorte DWD, Eingrenzung des Bereichs mit zur Verfügung stehenden Blitzinformationen (Box)

2.2 Zellverfolgungsalgorithmus

Als Grundlage der Untersuchung zum konvektiven Unwetterpotential über Thüringen diente ein Zellverfolgungsalgorithmus, der an der Goethe-Universität Frankfurt am Main entwickelt wurde (BRENDDEL 2009). Konkret leistet der Algorithmus eine automatische Auswertung von Position und Zugbahn konvektiver Niederschlagszellkerne aus Radardaten. Generell lassen sich automatisierte Zellverfolgungsverfahren nicht nur auf Radardaten beschränken, sondern verwenden als Eingangsdaten weitere Fernerkundungsprodukte, wie beispielsweise Satellitendaten (ZINNER et al. 2008) oder kombinieren diese, wie beispielsweise Radar- und Blitzdaten (STEINACKER et al. 2000). Zusätzlich unterscheiden sich Zellverfolgungsalgorithmen in Verfahren, die nur den Beobachtungszustand erfassen (RINHARDT und GARVEY 1978, JOHNSON et al. 1998, HANDWERKER 2002) oder zusätzlich noch eine Vorhersage für die Verlagerung und Entwicklung für ein nahes zukünftiges Zeitfenster leisten (DIXON und WIENER 1993, LANG 2001, HOFMANN 2008, WINTERRATH et al. 2012). Der in dieser Studie verwendete Zellverfolgungsalgorithmus wird in Abschnitt 2.2.1 detaillierter erläutert. Abschnitt 2.2.2 beschreibt zusätzlich noch eine Erweiterung des Zellverfolgungsalgorithmus für eine Kombination aus Radar- und Blitzdaten.

2.2.1 Radardaten

Identifikation konvektiver Zellkerne:

Verwendet wurden als Eingangsdaten für den Zellverfolgungsalgorithmus das RZ-Radarprodukt des DWD (Abschnitt 2.1.1). Das Verfahren lässt sich in drei einzelne Schritte unterteilen:

- Filterung und Glättung der Niederschlagsinformation
- Identifizierung konvektiver Zellkerne
- Zeitliche und räumliche Verfolgung konvektiver Zellkerne

Die Filterung der Radardaten ist aus unterschiedlichen Gründen ein notwendiger Arbeitsschritt. Radardaten weisen zahlreiche Fehlerquellen und Inkonsistenzen auf (OLBRÜCK 1975, SAUVAGEOT 1992). Eine davon sind Fehlechos (sog. Clutter), die durch unterschiedliche Objekte verursacht werden und versehentlich durch den Algorithmus als konvektiver Niederschlag erkannt werden können. Bei diesen Störechos handelt es sich meist um Bereiche mit räumlich sehr eng begrenzter Ausdehnung. Durch eine entsprechende Glättung kann die Anzahl dieser vermeintlich als konvektive Zellkerne identifizierten Störechos bereits zu Beginn des Zellverfolgungsverfahrens minimiert werden, falls die Reflektivität (und damit die Niederschlagsintensität) unter den für die Identifizierung von konvektiven Zellen benötigten Schwellwert fällt. Ein weiterer Grund ist die Glättung der Niederschlagsstruktur, die ein insgesamt homogeneres Niederschlagsbild liefert und so zu einer eindeutigeren Struktur für die Identifizierung von Niederschlagszellkernen führt. Kleinere Sekundärzellkerne verschmelzen miteinander, was die Anzahl der zu identifizierenden Zellkerne verringert und die spätere Verfolgung der konvektiven Zellen vereinfacht.

Verwendet wird ein zweidimensionaler Gauss-Filter, dessen effektive Filtergröße über die Standardabweichung σ festgelegt wird. Der Filter besitzt im Gegensatz zu einem eindimensionalen Gauss-Filter zwei Argumente i, j für jede Raumrichtung.

$$H(i, j) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} \cdot e^{-\frac{i^2+j^2}{2\sigma^2}} \quad (1)$$

Als Standardabweichung wurde ein Wert von 0,85 gewählt. Eine größere effektive Filtergröße würde zu einer zu starken Glättung führen, wodurch kleinere konvektive Zellen, vor allem in ihrer Entstehungsphase, nicht mehr erfasst werden könnten. Eine zu kleine Filtergröße würde weniger Fehlechos reduzieren und Sekundärzellkerne würden nicht miteinander verschmelzen.

Um konvektive Niederschlagszellkerne zu identifizieren, berücksichtigt das Verfahren zwei grundlegende Eigenschaften von konvektivem Niederschlag. Konvektive Niederschlagsereignisse sind durch eine hohe Intensität und eine starke räumliche Variabilität des Niederschlags gekennzeichnet und grenzen sich dadurch von stratiformem Niederschlag ab (STEINACKER et al. 2000). Dieser weist meist eine schwache bis mäßige Intensität auf und besitzt räumlich eine homogene Niederschlagsstruktur mit geringer Variabilität über größere Distanzen (LILJEQUIST und CEHAK 1984). Aus diesen Gegebenheiten lassen sich zwei grundlegende Bedingungen für konvektive Zellen und deren Niederschläge ableiten. Zum ersten einen Intensitätsgrenzwert für konvektiven Niederschlag und zum zweiten die Beachtung starker räumlicher Zu- und Abnahme von Niederschlägen.

Diese zwei Bedingungen werden im Folgenden anhand einer 7×7 Identifizierungsmatrix für das gesamte Radarbild geprüft. Ein zentrales Pixel Z_{44} muss dabei fünf Bedingungen erfüllen, damit ein konvektiver Zellkern identifiziert wird.

$$Z_{i,j} = \begin{bmatrix} Z_{11} & Z_{21} & Z_{31} & Z_{41} & Z_{51} & Z_{61} & Z_{71} \\ Z_{12} & Z_{22} & Z_{32} & Z_{42} & Z_{52} & Z_{62} & Z_{72} \\ Z_{13} & Z_{23} & Z_{33} & Z_{43} & Z_{53} & Z_{63} & Z_{73} \\ Z_{14} & Z_{24} & Z_{34} & Z_{44} & Z_{54} & Z_{64} & Z_{74} \\ Z_{15} & Z_{25} & Z_{35} & Z_{45} & Z_{55} & Z_{65} & Z_{75} \\ Z_{16} & Z_{26} & Z_{36} & Z_{46} & Z_{56} & Z_{66} & Z_{76} \\ Z_{17} & Z_{27} & Z_{37} & Z_{47} & Z_{57} & Z_{67} & Z_{77} \end{bmatrix} \quad (2)$$

Zunächst muss das zentrale Pixel Z_{44} einen Grenzwert für Niederschlagsintensität erreichen oder übersteigen. Dabei wurde sich an Grenzwerten orientiert, die bereits in der Literatur dokumentiert sind (LANG 1997, SELTMANN 1997, HANDWERKER 2002).

$$Z_{44} \geq 8,12 \text{ mm/h} \quad (3)$$

Der verwendete Grenzwert entspricht nach der standardisierten Z-R-Beziehung 35 dBZ. Um einen Niederschlagszellkern, die Region mit der höchsten Niederschlagsintensität einer konvektiven Zelle, zu erfassen, müssen folgende zwei Bedingungen durch den Algorithmus erfüllt sein.

$$Z_{44} > \max(Z_{33}, Z_{43}, Z_{53}, Z_{34}, Z_{54}, Z_{35}, Z_{45}, Z_{55}) \quad (4a)$$

$$Z_{44} > \max(Z_{22}, Z_{32}, Z_{42}, Z_{52}, Z_{62}, Z_{23}, Z_{63}, Z_{24}, Z_{64}, Z_{25}, Z_{65}, Z_{26}, Z_{36}, Z_{46}, Z_{56}, Z_{66}) \quad (4b)$$

Es müssen alle Nachbarpixel und erweiterten Nachbarpixel eine geringere Niederschlagsintensität aufweisen als Z_{44} .

Um eine Abgrenzung zu stratiformen Niederschlägen zu gewährleisten, werden als nächstes zwei Bedingungen für die räumliche Variabilität des Niederschlagfeldes bestimmt. Orientiert sind die Bedingungen an der Arbeit von STEINACKER et al. (2000) sowie an eigenen empirisch visuellen Auswertungen von Niederschlagsradarbildern.

Ausreichend für die Identifizierung eines konvektiven Zellkerns ist die Erfüllung von einer der beiden Bedingungen. Für die erste Bedingung muss dabei die Summe des arithmetischen Mittels \bar{Z}_a und der linearen Funktion Z_a geringer sein als der Wert der Niederschlagsintensität des zentralen Pixel Z_{44} , wobei Z_a wiederum abhängig vom Wert des zentralen Pixel Z_{44} ist.

$$\bar{Z}_a = \frac{1}{n} \sum_{i,j}^n (Z_{22}, Z_{32}, Z_{42}, Z_{52}, Z_{62}, Z_{23}, Z_{63}, Z_{24}, Z_{64}, Z_{25}, Z_{65}, Z_{26}, Z_{36}, Z_{46}, Z_{56}, Z_{66}) \quad (5a)$$

$$Z_a = Z_{44} \cdot 0,07 \text{ mm/h} + 1,25 \text{ mm/h} \quad (5b)$$

$$Z_{44} > Z_a + \bar{Z}_a \quad (5c)$$

Die gleiche Vorgehensweise wird für die äußeren Ränder der 7×7 Matrix durchgeführt, mit dem Unterschied, dass die lineare Funktion Z_b einen steileren Verlauf als Z_a aufweist. Dadurch müssen die Niederschlagsdifferenzen dieser äußeren Pixel im Mittel noch größer sein als für nähere Pixel im Vergleich zum zentralen Pixel Z_{44} .

$$\bar{Z}_b = \frac{1}{n} \sum_{i,j}^n (Z_{11}, Z_{21}, Z_{31}, Z_{41}, Z_{51}, Z_{61}, Z_{71}, Z_{12}, Z_{72}, Z_{13}, Z_{73}, Z_{14}, Z_{74}, Z_{15}, Z_{75}, Z_{16}, Z_{76}, Z_{17}, Z_{27}, Z_{37}, Z_{47}, Z_{57}, Z_{67}, Z_{77}) \quad (6a)$$

$$Z_b = Z_{44} \cdot 0,11 \text{ mm/h} + 1,75 \text{ mm/h} \quad (6b)$$

$$Z_{44} > Z_b + \bar{Z}_b \quad (6c)$$

Zur Verdeutlichung sind die identifizierten Zellkerne in Abb. 4 eingetragen. Es handelt sich um dasselbe Radarbild wie in Abb. 2, mit dem Unterschied, dass hier ein vergrößerter Ausschnitt für den Großraum Thüringen dargestellt ist.

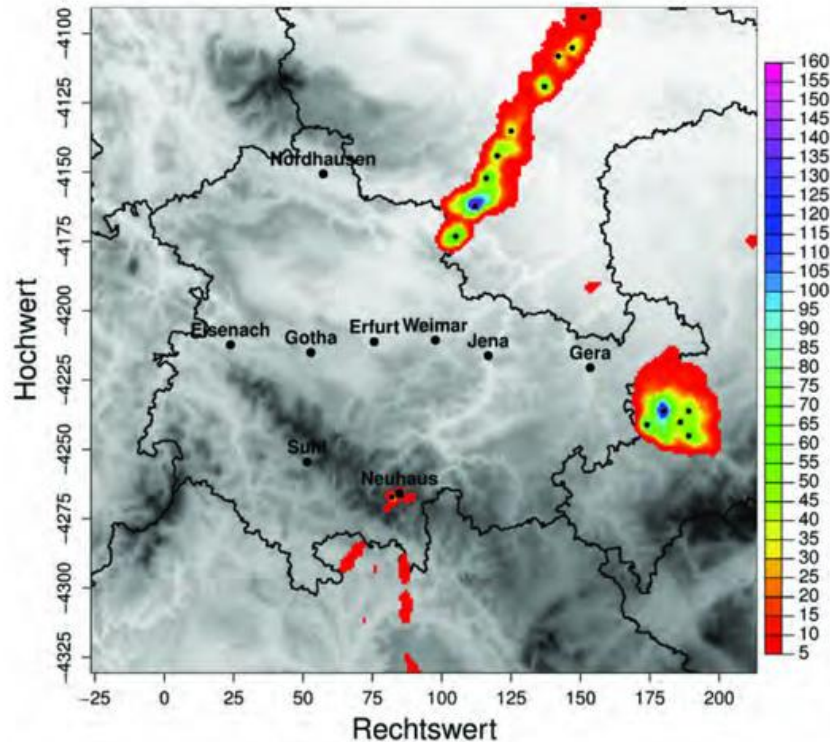


Abb. 4: Identifizierte konvektive Zellkerne [$> 8,12$ mm/h] (schwarze Punkte), 29.07.2005 17:00 UTC, RZ-Radarprodukt, Niederschlagsintensität [mm/h]

Zellverfolgung konvektiver Zellkerne:

Nach der Identifikation der Zellkerne versucht der Algorithmus eine Verbindung zwischen zeitlich aufeinanderfolgenden Zellkernen herzustellen, um die Zugbahn eines konvektiven Niederschlagszellkerns zu interpolieren. Hierzu benötigt das Verfahren zusätzliche Informationen für den Verlagerungsvektor einer konvektiven Zelle. Unter der Annahme, dass sich der Zellkern mit der mittleren Höhenströmung bewegt, geben Windgeschwindigkeit und Windrichtung einen ersten Anhaltspunkt, zu welcher Position sich ein Zellkern verlagert haben könnte (KLOSE 2008). Hierfür wurden Winddaten aus NCEP/NCAR Reanalysen für drei unterschiedliche Höhengniveaus (850 hPa, 700 hPa, 500 hPa) verwendet (KALNAY et al. 1996). Sie liegen in einer sechs stündigen zeitlichen und $2,5^\circ$ räumlichen Auflösung vor. Die Daten wurden anschließend linear auf einstündige Werte interpoliert.

Die technische Umsetzung der Verknüpfung von identifizierten Zellkernen erfolgt mit Hilfe der Vektorrechnung. Die Abb. 5 veranschaulicht den Vorgang.

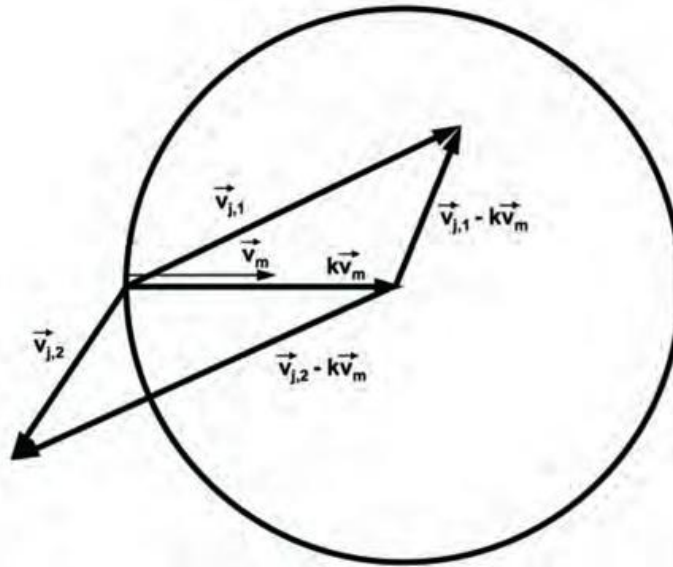


Abb. 5: Schema Zellverfolgung (BRENDL 2009, verändert nach STEINACKER et al. 2000)

Bei der Zuordnung von Zellkernen zweier aufeinanderfolgenden Radarbilder wird von der Ausgangsposition des konvektiven Zellkerns und der erwarteten verlagerten Position dieses Zellkerns ein mittlerer Verlagerungsvektor \vec{v}_m aufgespannt. Ein Zellkern würde sich exakt zu dieser Position verlagern, wenn er eine Verlagerungstendenz besitzen würde, die genau der Richtung und Geschwindigkeit der Höhenströmung entspräche. Dieser Fall ist jedoch äußerst unwahrscheinlich, da konvektive Zellen auch eine gewisse Eigendynamik besitzen. So liefert der mittlere Verlagerungsvektor \vec{v}_m nur einen Richtwert, weshalb zusätzlich ein Suchradius definiert wird. Sollte sich der Zellkern nicht aufgelöst haben, ist zu erwarten, dass er sich innerhalb dieses Suchradius befindet. Die Größe des Suchradius wird über den Faktor k angepasst, der sich mit dem Betrag der Strömungsgeschwindigkeit ändert. Abb. 5 zeigt den einfachsten Fall mit $k = 1$. Im Gegensatz dazu muss bei $k \neq 1$ ebenfalls der Verlagerungsvektor der konvektiven Zelle \vec{v}_j entsprechend angepasst werden. Befindet sich nun ein konvektiver Zellkern, dessen exakte Zugbahn durch den Vektor $\vec{v}_{j,1}$ gegeben ist, innerhalb des Suchradius, so ergibt sich durch die Subtraktion folgender Vektoren ein negativer Wert.

$$|\vec{v}_j - k\vec{v}_m| - |k\vec{v}_m| \leq 0 \quad (7)$$

Für einen Zellkern, der außerhalb des Suchradius liegt und für den eine mögliche Zugbahn durch den Vektor $\vec{v}_{j,2}$ gegeben ist, ergibt sich für die gleiche Berechnung ein positiver Wert.

Fehlerkorrektur des Datensatzes:

Nach der Identifizierung der konvektiven Zellkerne und Bildung von Zugbahnen erfolgt eine Fehlerkorrektur (Clutterkorrektur) des Datensatzes. Hierfür werden zunächst die Perzentile der Anzahl konvektiver Zellkerne pro Gitterpunkt betrachtet. Ab dem 99sten Perzentil kommt es zu einer Vervielfachung der Anzahl konvektiver Zellkerne. Für das Jahr 2005 lag das 99ste Perzentil für die Anzahl konvektiver Zellkerne beispielsweise bei 13. Dieser Wert wurde als Grenzwert für fehlerhafte Gitterpunkte mit regelmäßig auftretenden Fehlechos definiert (Abb. 6). Als nächstes wird überprüft, ob die aufgetretenen Zellkerne an diesen Gitterpunkten eine längere Zugbahn besitzen und ebenfalls auf Gitterpunkten identifiziert werden

können, die nicht als fehlerhaft klassifiziert wurden. Dies betraf für das Jahr 2005 ca. 6 % der Zellkerne. Somit traten 94% der Zellkerne nur auf den als fehlerhaft identifizierten Gitterpunkten auf und können folglich aus dem Datensatz entfernt werden. Für die restlichen 6 % der Zellkerne wird erneut überprüft, welche Gitterpunkte noch immer eine zu hohe Anzahl (> 99ste Perzentil) an konvektiven Zellkernen aufweisen. Dies betrifft statt ehemals 1 % der Gitterpunkt nun nur noch 0,21 % der Gitterpunkte. In einem letzten Schritt werden auch die Zellkerne dieser Gitterpunkte aus dem Datensatz entfernt. Zum Vergleich betrug für das Jahr 2005 vor der Korrektur der Maximalwert der Anzahl konvektiver Zellkerne pro Gitterpunkt 22920 während der Mittelwert über alle 62500 Gitterpunkte nur bei 5,9 lag. Nach der Korrektur lag der Maximalwert der Anzahl konvektiver Zellkerne pro Gitterpunkt nur noch bei 13 und der Mittelwert über alle Gitterpunkte bei 3,6.

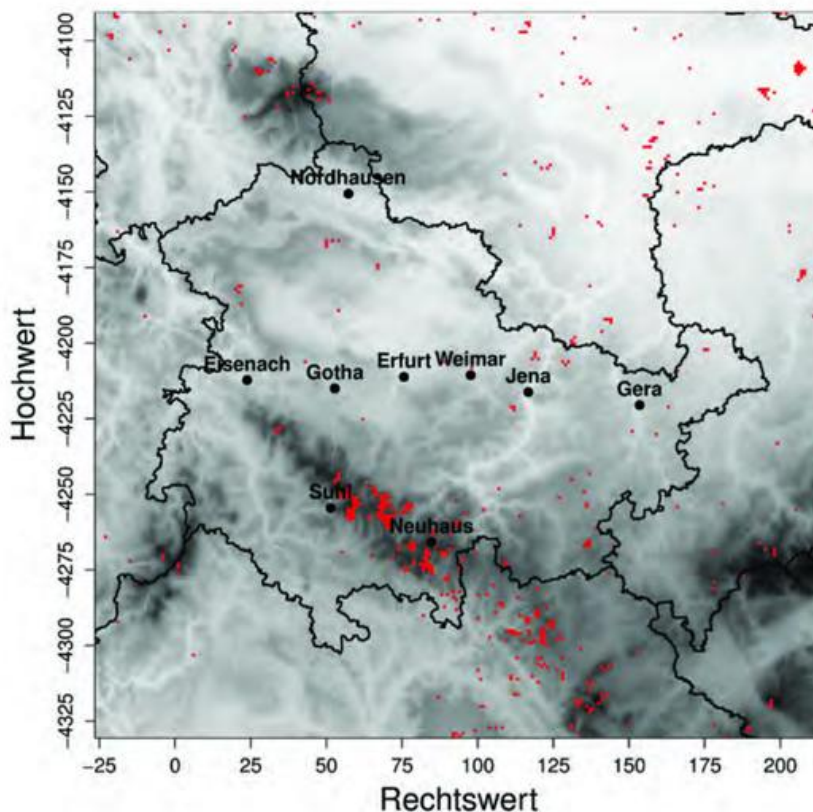


Abb. 6: Als fehlerhaft klassifizierte Gitterpunkte für das Jahr 2005 (rot)

Ein Beispiel für Zugbahnen konvektiver Zellen ist in Abb. 7 zu sehen. Es handelt sich wieder um den Zeitraum, der auch schon bei den vorherigen Abbildungen verwendet wurde. Für die konvektiven Zellen um 17:00 UTC (Abb. 4) lassen sich nun die Zugbahnen für den Zeitraum 16:00 – 18:00 UCT erkennen. Dabei verlagern sich mehrere Zellen von Nordostthüringen nach Sachsen-Anhalt. Einige weitere kürzere Zugbahnen sind in Ostthüringen und an der Grenze zu Sachsen auszumachen.

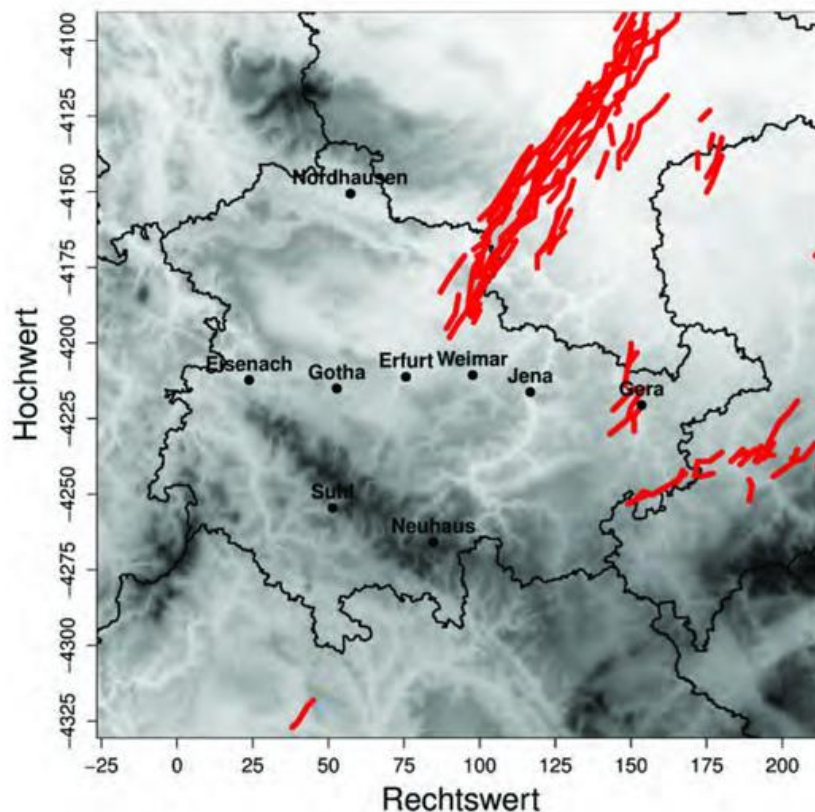


Abb. 7: Zugbahnen konvektiver Zellkerne, 29.07.2005 16:00 – 18:00 UTC

2.2.2 Radar- und Blitzdaten

Neben der Verwendung von Niederschlagsinformationen aus Radardaten wurde der Zellverfolgungsalgorithmus zusätzlich für eine kombinierte Anwendung aus Radar- und Blitzdaten erweitert. Bei konvektiven Niederschlagszellkernen und einem zugeordneten Blitz handelt es sich per Definition um ein Gewitter, also um einen Gewitterzellkern. Bei der kombinierten Anwendung wurde zunächst die Identifikation der Zellkerne aus dem Zellverfolgungsalgorithmus angewendet. Anschließend wurde diese Information mit dem Auftreten von Blitzen abgeglichen. Hierfür wurde ein Raum-Zeit-Intervall festgelegt, in dem ein Niederschlagszellkern und ein Blitz gemeinsam vorkommen mussten, um einander zugeordnet werden zu können. Die Kriterien sind vor allem für konvektive Systeme mit einer geringen Blitzaktivität von Bedeutung, da hier nicht kontinuierlich Blitze im Zusammenhang mit einem Niederschlagszellkern auftreten. Für eine zeitlich sinnvolle Zuordnung von konvektiven Niederschlagszellkernen und Blitzen ist die Auflösung der Radardaten (5 min) maßgeblich. Der zeitliche Abstand sollte nicht geringer als der einfache Wert und nicht größer als der doppelte Wert dieser Auflösung (10 min) sein und wurde aus diesem Grund auf ± 450 s festgesetzt. Für die räumliche Dimension müssen zwei Kriterien berücksichtigt werden. Blitze treten nicht zwingend in direkter Nähe zum Niederschlagszellkern auf und können vereinzelt sogar außerhalb des Niederschlagsbereichs in einiger Entfernung vor einem Gewitter auftreten. Des Weiteren kann der räumliche Abstand zwischen Niederschlagszellkern und Blitz bei hohen Zuggeschwindigkeiten eines konvektiven Systems, bedingt durch die zeitliche Auflösung der Radardaten, sehr groß sein. Als maximaler räumlicher Abstand eines konvektiven Niederschlagszellkerns und Blitz wurde aus diesem Grund ein Wert von 10 km festgesetzt.

2.3 Konvektionsrelevante Gefährdungsgrößen und räumliche Interpolation

Für die Darstellung der Ergebnisse und die Bildung von Gefährdungskarten (Abschnitt 3.4) wurden aus den Ergebnissen des Zellverfolgungsalgorithmus fünf unterschiedliche konvektionsrelevante Größen abgeleitet. Sie stellen jeweils einzelne Indikatoren für eine Gefährdung durch atmosphärische Konvektion dar.

Allgemeines Konvektionspotential:

Diese Größe drückt das generelle Potential konvektiver Starkniederschlagszellen aus und ergibt sich aus der Summe aller durch den Zellverfolgungsalgorithmus identifizierten Zellkerne, die eine Niederschlagsintensität von mindestens 20 mm/h erreichen.

Starkniederschlagspotential:

Das Potential für Starkniederschlag SP ergibt sich aus dem Mittel der Niederschlagsintensität aller identifizierten konvektiven Zellkerne I_n (> 20 mm/h). Im Vergleich zum allgemeinen Konvektionspotential liefert diese Größe keine einfache Quantifizierung potentiell gefährlicher Zellkerne, sondern zusätzlich eine Information, welche Niederschlagsintensität diese Zellen im Mittel besitzen.

$$SP = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N I_n \quad (8)$$

Sturzflutpotential:

Das Sturzflutpotential SFP wird aus dem Quotient der Niederschlagsintensität I_n eines konvektiven Zellkerns und der Verlagerungsgeschwindigkeit V_n des Zellkerns berechnet. Diese Gefährdungsgröße ist von Bedeutung, da hier nicht nur die Niederschlagsintensität von Relevanz ist, sondern über die Verlagerungsgeschwindigkeit eine Information gegeben ist, wie intensiv sich der Niederschlag auf eine Region auswirkt. Ein hoher Wert bedeutet ein erhöhtes potentielles Risiko für Sturzfluten.

$$SFP = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \frac{I_n}{V_n} \quad (9)$$

Blitzpotential:

Das Blitzpotential setzt sich aus der Anzahl der Blitze zusammen. Sie stellen ebenfalls eine direkte Gefahr durch Konvektion dar.

Hagelpotential:

Für das Hagelpotential wurde der kombinierte Datensatz aus konvektiven Zellkernen und Blitzen (Abschnitt 2.2.2) verwendet. Aus diesem Datensatz wurden konvektive Zellkerne mit einer Radarreflektivität > 55 dBZ identifiziert. Hierfür wurden die Niederschlagsintensitäten über eine angepasste Z-R-Beziehung wieder in Reflektivitätswerte umgerechnet (WEIGL 2008). Der Grenzwert zur Unterscheidung zwischen Hagel und Regen orientiert sich an verschiedenen Studien, nach denen ab 55 dBZ die Wahrscheinlichkeit deutlich ansteigt, dass es sich um Hagel und nicht mehr um flüssige Tropfen in einer Wolke handelt (GEOTID 1963, HOHL et al. 2002, KUNZ und PUSKEILER 2010). Die zusätzliche Verwendung von Blitzinformationen steht im Zusammenhang mit Untersuchungen, die das Vorhandensein von Hagel in einer Wolke als Bedingung für das Auftreten von Blitzen festgestellt haben (CHANGNON 1992, LÓPEZ und AUBAGNAC 1997)

Für die Darstellung der räumlichen Verteilung von konvektionsrelevanten Größen über Thüringen wurde die Position eines konvektiven Zellkerns nachträglich auf einem 1 km^2 Gitter nachvollzogen. Abb. 8 zeigt zur Verdeutlichung ein fiktives Beispiel der Zugbahn einer konvektiven Zelle. Das unterliegende Gitter entspricht mit 1 km^2 der räumlichen Auflösung, die durch das Radar zur Verfügung gestellt werden kann. Identifizierte Zellkerne, die anhand der zeitlichen Auflösung von fünf Minuten durch die Abtastung des Radars bestimmt werden konnten sind mit schwarzen Punkten gekennzeichnet. Für den Zeitraum zwischen den beiden Abtastungsvorgängen des Radars kann nun die Position eines Zellkerns nachträglich bestimmt werden (rot gekennzeichnete Felder). Abhängig von der Verlagerungsgeschwindigkeit einer konvektiven Zelle und der für die Betrachtung der Ergebnisse verwendeten räumlichen Auflösung eines Gitters, kann es ohne diese nachträgliche Interpolation zu erheblichen Fehlinterpretationen kommen.

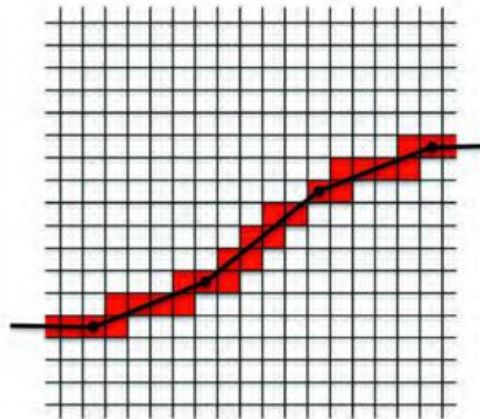


Abb. 8: Interpolation der Zugbahn konvektiver Zellen auf Kilometerbasis

2.4 Klimamodelle und Reanalysen

Ein häufigeres und intensiveres Auftreten von extremen konvektiven Wetterereignissen durch den Klimawandel wird im wissenschaftlichen Kontext diskutiert (BROOKS 2013, DEL GENIO et al. 2007, DIFFENBAUGH et al. 2013). Um die zukünftige Entwicklung atmosphärischer Konvektion über Thüringen abzuschätzen, wurden neben Beobachtungsdaten zusätzlich Modelldaten in die Studie miteinbezogen (Abschnitt 2.4.1, 2.4.2). Die in dieser Studie verwendeten großskaligen Modelle decken den gesamten Globus ab und sind in der Lage, klimatische Fernwirkungen (Telekonnektionen) zu berücksichtigen. Aufgrund der Größe des abzudeckenden Modellgebietes und der zur Verfügung stehenden Rechnerkapazitäten liegen die horizontalen Gitterschrittweiten solcher Modelle im Bereich von $\sim 100 \text{ km}$. Solche grobskaligen Gitter erlauben dem Modell nicht, kleinräumige Prozesse direkt aufzulösen, da sie nur isoliert innerhalb einer Modellgitterbox (subgitterskalig) auftreten. Aus diesem Grund können einerseits Annäherungen (wie die Annahme der Hydrostasie) verwendet werden, welche die notwendigen numerischen Verfahren vereinfachen, aber andererseits müssen wichtige Prozesse (wie z.B. Schwerewellenbildung an subgitterskaliger Orographie oder atmosphärische Konvektion) durch sogenannte Parametrisierungen in den Modellen abgebildet werden. Für konvektionsauflösende Simulationen kam zusätzlich noch ein regionales Klimamodell zum Einsatz, dessen Beschreibung in Abschnitt 2.4.3 zu finden ist.

2.4.1 ERA-Interim

Die vom Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersagen (EZMWF) entwickelte Reanalyse ECWMF Re-Analysis (ERA-Interim) besteht aus einem dreidimensionalen Datensatz, der alle sechs Stunden vorliegt. Die Daten setzen sich aus Variablen für den Boden und Ozean sowie der Erdoberfläche und Atmosphäre zusammen und werden über das Zusammenwirken eines numerischen Modells und Datenassimilationssystems erstellt.

Als numerisches Modell wird das Integrated Forecasting System (IFS) (CY31r2) verwendet. Es besitzt neben dem Atmosphärenmodell ein Modell für die Landoberfläche und den Ozean. Die Atmosphäre wird horizontal mit einem T255 Gitter (~ 75 km) aufgelöst, während das Modell vertikal 60 Schichten in einem hybriden sigma-Druck Koordinatensystem (Koordinatensystem folgt dem Oberflächenprofil) besitzt. Das verwendete numerische Verfahren ist semi-lagrange und semi-implizit mit einem Zeitschritt von 30 Minuten. Verschiedene physikalische Parametrisierungen repräsentieren Prozesse wie Strahlung, Turbulenzen, subskalige Orographie, Konvektion, Wolken und skaligen Niederschlag, Interaktion der Landoberfläche mit der Atmosphäre und chemische Prozesse wie Oxidation von Methan und Ozon Chemie. Eine detailliertere Beschreibung des atmosphärischen Modells ist in SIMMONS et al. (2007) gegeben.

Außer auf dem numerischen Vorhersagemodell, basieren die ERA-Interim Reanalysen auf einem vierdimensionalen Datenassimilationsschema (4D-Var). Dieses Assimilationsverfahren wird zweimal täglich angewendet und involviert eine Vielzahl an Beobachtungen, um eine beobachtungsnahe Zustandsentwicklung der numerischen Modellvorhersage zu gewährleisten. Die Beobachtungen basieren auf fehlerkorrigierten Daten von Fernerkundungsprodukten, Radiosonden, Bodenstationen und weiteren Datenquellen. Eine vollständige Beschreibung des Datenassimilationssystems ist in DEE et al. (2011) zu finden.

Die häufige Integration der Beobachtungsdaten sorgt für eine hohe Korrelation zwischen dem simulierten Wetter der Reanalyse und der Realität. Dies erlaubt die Evaluierung und Betrachtung des simulierten Wetters. Es ist daher möglich, den atmosphärischen Zustand, wie er durch ERA-Interim beschrieben wird, auf für diese Studie relevante beobachtete Ereignisse zu beziehen. Aufgrund fehlender Beobachtungsdaten ist es jedoch nicht möglich ERA-Interim auf eine zukünftige Periode zu verlängern.

2.4.2 EC-Earth und MPI-ESM

Im Gegensatz zu Reanalysen reproduzieren Erdsystemmodelle (ESM) nicht das tatsächlich aufgetretene Wetter- und Witterungsgeschehen, sondern simulieren eine alternative Realisierung des Klimas. Je nach Antriebsdaten kann dieses alternative Klima dem gegenwärtigen Klima sehr ähnlich sein, allerdings stimmen die Modellergebnisse mit Beobachtungen zeitlich nicht überein. ESM erlauben jedoch die Simulation von Klimaprojektionen, sowohl für die Gegenwart, als auch für die Zukunft.

Für diese Studie wurden zwei verschiedene ESMs verwendet, die jeweils Antriebsdaten für die gegenwärtige (20. Jahrhundert) und für eine mögliche zukünftige Periode verwenden. Die Antriebsdaten basieren sowohl auf anthropogenen Einflüssen (z.B. Treibhausgase, Aerosole, Landnutzung), als auch auf der Variabilität natürlicher Faktoren (z.B. Sonnenaktivität, Vulkantätigkeit, etc.). Während für die jüngere Vergangenheit Treibhausgaskonzentrationen und Strahlungsantrieb aus Beobachtungsdaten bestimmt werden, gibt es für die zukünftige Entwicklung aktuell vier unterschiedliche Repräsentative Konzentrationspfade (RCPs), die als Antriebsdaten für ESM verwendet werden können (MOSS et al. 2010). Für diese Studie wurde der Konzentrationspfad RCP8.5 verwendet, da er am besten zur derzeitigen Entwicklung passt. Des Weiteren wird gegen Ende des Jahrhunderts erwartet, dass für die bei diesem Konzentrationspfad prognostizierte Treibhausgaskonzentration und Strahlungsantrieb die Auswirkungen des Klimawandels auf Konvektion am stärksten sichtbar werden.

Das EC Earth System Model (EC-Earth) basiert auf einem T159 Gitter, das einer horizontalen Auflösung von ~ 120 km entspricht. Vertikal besitzt es 62 Schichten in einem hybriden sigma-Druck Koordinatensystem. Das Atmosphärenmodell basiert auf dem IFS (Version 31R1). Das atmosphärische Modell von EC-Earth ist damit fast identisch mit dem, das für die Berechnung der ERA-Interim Reanalysen verwendet wird. Zusätzlich zu den Ozean- und Landoberflächenmodellen Nemo und H-Tessel ist das globale Chemie-Transport-Modell TM5 in EC-Earth enthalten (HAZELEGER et al. 2012).

Im Vergleich aller Coupled Model Intercomparison Project 3 (CMIP) Modelle schneidet EC-Earth in der Regel besser ab als der Durchschnitt aller Modelle (HAZELEGER et al. 2010). Obwohl die 2 m Temperatur schlechter als der Durchschnitt der CMIP3 Modelle abschneidet, entsprechen die vertikale Verteilung der zonalen Mitteltemperatur und der mittlere Druck auf Meeresspiegelniveau den Werten von Beobachtungsdaten. Während die 2 m Temperatur stark von lokalen orographischen Merkmalen abhängig ist,

die in ESMs aufgrund der groben räumlichen Auflösung schlecht dargestellt werden können, wird die zonale Mitteltemperatur und der mittlere Druck auf Meeresspiegelniveau vor allem durch großskalige Prozesse bestimmt. Da bei der Verwendung von EC-Earth als Antriebsdaten für regionale Klimamodelle (RCMs) nur Variablen, die im Zusammenhang mit großskaligen Prozessen stehen, von Bedeutung sind, eignet sich EC-Earth als antreibendes Modell für RCMs. Aufgrund der feineren Auflösung können kleinskalige Prozesse und oberflächenabhängige Variablen anschließend durch das RCM entsprechend realistischer simuliert werden.

Das Max Planck Institute Earth System Model (MPI-ESM) basiert auf einem T63 Gitter, das einer horizontalen Auflösung von ~ 200 km entspricht. Vertikal besitzt es 47 Schichten in einem hybriden sigma-Druck Koordinatensystem. Das atmosphärische Modell basiert auf ECHAM6 (Akronym aus ECWMF und Hamburg, Version 6) mit einer im Vergleich zur Modellversion ECHAM5 feineren Darstellung der Prozesse der mittleren Atmosphäre. Zusätzlich wurden kleinere Änderungen implementiert, um die Simulation konvektiver Prozesse zu verbessern (basierend auf dem Konvektionsschema nach TIEDKE (1989)). Obwohl ECHAM6 eine gute Repräsentation des heutigen Klimas zeigt, hat es nur wenig Ähnlichkeit mit dem IFS Modell, das für die Ableitung der ERA-Interim Reanalysen verwendet wird. Neben dem Atmosphärenmodell beinhaltet das MPI-ESM ebenfalls ein Landoberflächen- und Vegetationsmodell (JSBACH), ein Ozeanmodell mit integriertem Submodell für Meereis (MPIOM) und ein Modell für marine Biogeochemie (HAMOCC5) (GIORGETTA et al. 2013).

Im Vergleich zu seinem Vorgängermodell zeigt das Atmosphärenmodell ECHAM6 in der Regel eine verbesserte Darstellung des Klimas (STEVENS et al. 2013). Dies trifft insbesondere auf das Klima der mittleren Breiten zu, das für diese Studie von Relevanz ist. Generell zeigt das Modell zu wenig Niederschlag und weist eine Temperaturabweichung von bis zu 3 K in der Troposphäre auf. Des Weiteren ist die konvektive Instabilität der Troposphäre in den mittleren Breiten zu stark ausgeprägt, was bereits auf das Vorgängermodell zutraf. In Bezug auf Häufigkeit und Intensität zeigt das Modell bei Simulation von Tiefdruckgebieten im Nordatlantik sowohl im Winter als auch im Sommer mit die beste Darbietung unter den CMIP5-Modellen (ZAPPA et al. 2013). Das ist besonders für die Auswertung von Zirkulationstypen von Bedeutung.

2.4.3 COSMO-CLM

Für hochauflösende regionale Klimamodellierungen wurde in dieser Studie das COSMO-CLM 5.0 (Consortium for small scale modelling in Climate mode) verwendet. Das Modell COSMO-CLM ist ein nicht-hydrostatisches räumlich begrenztes Klimamodell. Dieses Modell basiert auf dem COSMO-Modell des DWD und ist für operationelle Wettervorhersagen auf der Meso - β (20-200 km) und Meso - γ (2 – 20 km) Skala ausgelegt (DOMS et al. 2011, STEPPELER et al. 2003). Um Klimasimulationen mit dem COSMO-Modell durchzuführen, stellt die CLM Community (climate limited-area modelling) Erweiterungen wie dynamische untere Randbedingungen, ein erweitertes Bodenmodell oder die Möglichkeit, verschiedene CO_2 -Konzentration zu verwenden, zur Verfügung (BÖHM et al. 2006, Rockel et al. 2008). Eine vollständige Beschreibung des COSMO-CLM ist auf <http://www.cosmo-model.org/> zu finden.

Die Antriebsdaten, bereitgestellt von den in den vorherigen Abschnitten beschriebenen Globalmodellen, werden mit einem Präprozessor auf das COSMO-CLM Modellgitter interpoliert (SMIATEK et al. 2008). Diese interpolierten Felder werden anschließend verwendet, um das Modell zu initialisieren und an seinen seitlichen Rändern anzutreiben. Ein direktes Herunterskalieren der Globalmodellldaten auf eine konvektionserlaubende Skala ($< \sim 4$ km) liefert keine realistischen Simulationsergebnisse mit COSMO-CLM (gezeigt in z.B. BRISSON et al. 2014). Daher sind mehrere Zwischenschritte beim Herunterskalieren der Globalmodellldaten (Verschachtelungsschritte) auf die konvektionserlaubende Skala notwendig. Hierzu werden Ergebnisse eines COSMO-CLM Laufs mit einer gröberen Auflösung erneut als Antriebsdaten für eine weitere, feiner aufgelöste Simulation benutzt. In dieser Arbeit wurde ein zweistufiges Verschachteln verschiedener räumlicher Gitterweiten verwendet, um die Globalmodellldaten zunächst auf eine ~ 25 km (Europaebene) und anschließend auf eine konvektionserlaubende Auflösung mit ~ 1 km zu skalieren (Abb. 9).

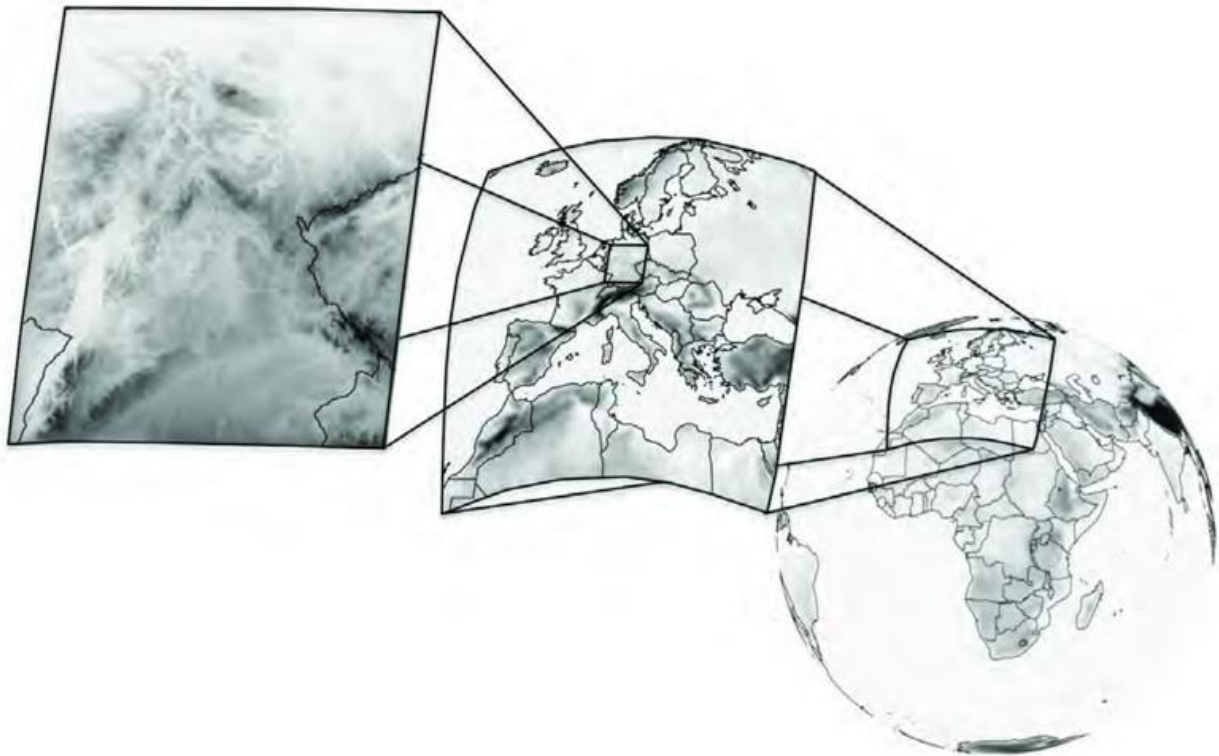


Abb. 9: Verschachtelung COSMO-CLM (ERA-Interim ~ 80 km → COSMO-CLM ~ 25 km → COSMO-CLM ~ 1 km)

Bei den in dieser Studie durchgeführten Simulationen beeinflussen die Ergebnisse der höher aufgelösten Simulationen nicht die großskaligen Antriebsdaten. Da die globalen Antriebsdaten über Gleichungen abgeleitet wurden, die sich möglicherweise von denen des COSMO-CLM unterscheiden, führt das Herunterskalieren zu numerischen Inkonsistenzen und Störungen an den Rändern des Modellgebietes, die sich unter Umständen bis ins Innere des COSMO-CLM Modellgebiets ausbreiten können. Um solche numerischen Probleme zu vermeiden, nutzt das COSMO-CLM eine Randzone, in der die Lösung der Modellgleichungen des höher aufgelösten Modells allmählich in die des großskaligen Modells übergeht. Außerhalb dieser Zone überwiegt die Lösung des hochauflösten Modells. Im COSMO-CLM sind die Randbedingungen dieser Übergangzone ähnlich denen, die in DAVIES (1976) diskutiert werden. Die Verwendung solcher Übergangzonen besitzt verschiedene Nachteile. Das Modellgebiet muss vergrößert werden, um die Übergangzone aus dem gewünschten Modellgebiet auszuschließen. Darüber hinaus treten in der Regel unrealistische Werte von Zustandsvariablen innerhalb dieser Zone auf. Dies erzeugt insbesondere unrealistisch hohe Werte von Niederschlag, was zu einem Defizit an verfügbarem Niederschlagswassergehalt im Innern des Modellgebiets führen kann. Dadurch bedarf die Implementierung der Randzone für neue Modellgebiete einer sorgfältigen Überprüfung.

Zusätzlich zu seinen seitlichen Rändern umfasst das Modell auch obere und untere Grenzen. An der oberen Grenze des Modells ist kein Massenaustausch zu darüber liegenden Regionen erlaubt (skalige und subskalige Massenflüsse sind gleich null). Zusätzlich ist eine Rayleigh Dämpfungsschicht an den oberen Grenzen implementiert. Ziel ist es, sich nach oben ausbreitende Wellen zu absorbieren, wie z.B. Schwerewellen, die aufgrund des fehlenden Massenflusses am oberen Rand reflektiert werden.

Die unteren Randbedingungen unterscheiden sich von denen an der oberen Grenze in der Behandlung von subskaligen Flüssen. Letztere Größen werden über das Bodenmodell TERRA-ML abgeleitet. Das TERRA-ML umfasst neun verschiedene Bodenschichten und ist verantwortlich für die Modellierung von verschiedenen ober- und unterirdischen Prozessen. Evaporation und Transpiration, Abfluss, vertikale

Bodenwassertransporte sowie Wärmeaustausch sind ein paar Beispiele solcher Prozesse. Die subskaligen Flüsse über Wasserflächen werden über die Wassertemperatur parametrisiert, die durch das großskalige antreibende Modell bereitgestellt wird. Zusätzlich wird ein Meer-Eis-Modell verwendet, um die Änderung der Oberflächeneigenschaften, welche durch Meereis bedingt sind, zu berücksichtigen.

Auf der Grundlage der thermodynamischen Grundgleichungen enthält das Modell auch eine große Anzahl von physikalischen Parametrisierungen derjenigen Größen, die aufgrund der Auflösung des Modells nicht explizit dargestellt werden können. Für diese Studie sind besonders folgende Parametrisierungen von Bedeutung:

- **Wolkenmikrophysik:** Die mikrophysikalischen Wolkenprozesse treten auf einer viel kleineren Skala auf als sie durch das numerische Rechengitter von COSMO-CLM aufgelöst werden können und müssen daher parametrisiert werden. Die Komplexität der Wechselwirkungen von Hydrometeoren und der damit verbundene hohe Rechenaufwand haben dafür gesorgt, dass in Klimamodellen oftmals eine vereinfachende Lösung für die Parametrisierung von Hydrometeoren verwendet wird, bei der nicht alle Niederschlagsteilchen berücksichtigt werden. Im COSMO-CLM ist standardmäßig ein sogenanntes Einmomenten-Wolkenschema mit Eis zur Parametrisierung der Wolkenprozesse implementiert, das Wasserdampf, Wolkenwasser, Regen, Wolkeneis und Schnee enthält (DOMS et al. 2011). Hier wurde eine kürzlich durchgeführte Erweiterung zur Berücksichtigung von Graupel (REINHARDT und SEIFERT 2006) verwendet. Graupel sorgt für eine erhebliche Verbesserung bei der Darstellung von feuchten Konvektionsprozessen im Modell (GILMORE et al. 2004).
- **Feuchtekonvektion:** Konvektion hat ebenfalls einen großen Einfluss auf die Wolken- und Niederschlagsentwicklung. Es stehen viele Parametrisierungen zur Verfügung, um diese Prozesse, die auf dem dynamischen Rechengitter der Klimamodelle nicht aufgelöst sind, darzustellen. Im COSMO-CLM wird vorwiegend das von (TIEDKE 1989) entwickelte Massenflussschema verwendet. Dieses Schema unterscheidet zwischen hochreichender, mittlerer und flacher Konvektion. Während mittlere und hochreichende Konvektion durch das dynamische Modell mit einer Gitterdistanz < 4 km aufgelöst werden kann, ist dies bei flacher Konvektion nur ab einer Auflösung von einigen hundert Metern möglich (WEISMAN et al. 1997). Daher werden hier im COSMO-CLM zwei Arten von Parametrisierung umgesetzt. Das klassische Tiedtke-Schema für Auflösungen gröber als 4 km und eine Tiedtke-basierte Parametrisierung für flache Konvektion, die nur in einem Auflösungsbereich zwischen 4 km und wenigen hundert Metern angewendet wird.

2.5 Fehlerkorrektur von COSMO-CLM Simulationsergebnissen

Zwischen meteorologischen Variablen aus Beobachtungsdaten und COSMO-CLM existieren in der Regel systematische Unterschiede (Bias). Um die Modelldaten an die Beobachtungsdaten anzupassen, existieren zahlreiche Korrekturtechniken (Biascorrection) (CHEN et al. 2013, CHRISTENSEN et al. 2008, PIANI et al. 2009). In dieser Studie wird eine Korrekturtechnik verwendet, die eine Korrektur der Gamma-Verteilungsparameter vornimmt (PIANI et al. 2009). Die Gamma-Verteilung ist definiert über:

$$pdf(x) = \frac{e^{(-\frac{x}{\theta})} x^{(k-1)}}{\Gamma(k)\theta^k} \quad (10)$$

Hierbei ist x die Variable von Interesse; k und θ stehen für den Form- und Skalierungsparameter. Die beiden letzten Parameter werden abgeleitet durch die separate Kalibrierung der beobachteten und modellierten Variablen. Die Korrekturrate wird dann wie folgt definiert:

$$\theta_{cor} = \frac{\theta_{obs}}{\theta_{mod}}, \quad k_{cor} = \frac{k_{obs}}{k_{mod}} \quad (11)$$

Diese beiden Korrekturraten werden für jede durch COSMO-CLM für den gegenwärtigen Zeitraum simulierte Variable und jeden Gitterpunkt abgeleitet. Mit Hilfe dieser Korrekturraten ist es dann möglich, korrigierte Verteilungen der modellierten Variablen für die heutige als auch für zukünftige Perioden zu

erzeugen. Dabei wird angenommen, dass die systematischen Unterschiede zwischen Modellergebnissen und Beobachtungen für das gegenwärtige Klima auch in anderen Klimaperioden unverändert bestehen.

2.6 Objektive Wetterlagen

Eine Methode, um die zukünftige Entwicklung von atmosphärischer Konvektion und deren Gefährdungspotential für diese Studie abzuschätzen, war die Konvektionsneigung von einzelnen Wetterlagen zu identifizieren. Die grundlegende Idee basiert auf der Veränderung der Wetterlagenfrequenz in der Zukunft, was Rückschlüsse auf eine Änderung der Konvektionsneigung und des Gefährdungspotentials erlaubt. Statistische Zusammenhänge zwischen beobachteten meteorologischen Parametern und zirkulationsbasierenden Klassifikationen wurden bereits in mehreren Studien durchgeführt (JACOBEIT et al. 2009, KAPSCH et al. 2012, PETROW et al. 2009, RIEDIGER und GRATZKI 2014, YIOU et al. 2008). In dieser Arbeit wurde auf die objektive Wetterlagenklassifikation zurückgegriffen, da sie im Gegensatz zu den meisten anderen Wetterlagenklassifikationen nicht durch subjektive Kriterien einzelner Meteorologen definiert wird, sondern numerisch abgeleitet und somit jederzeit überprüfbar ist (BISSOLLI und DITTMANN 2001, DITTMANN et al. 1995).

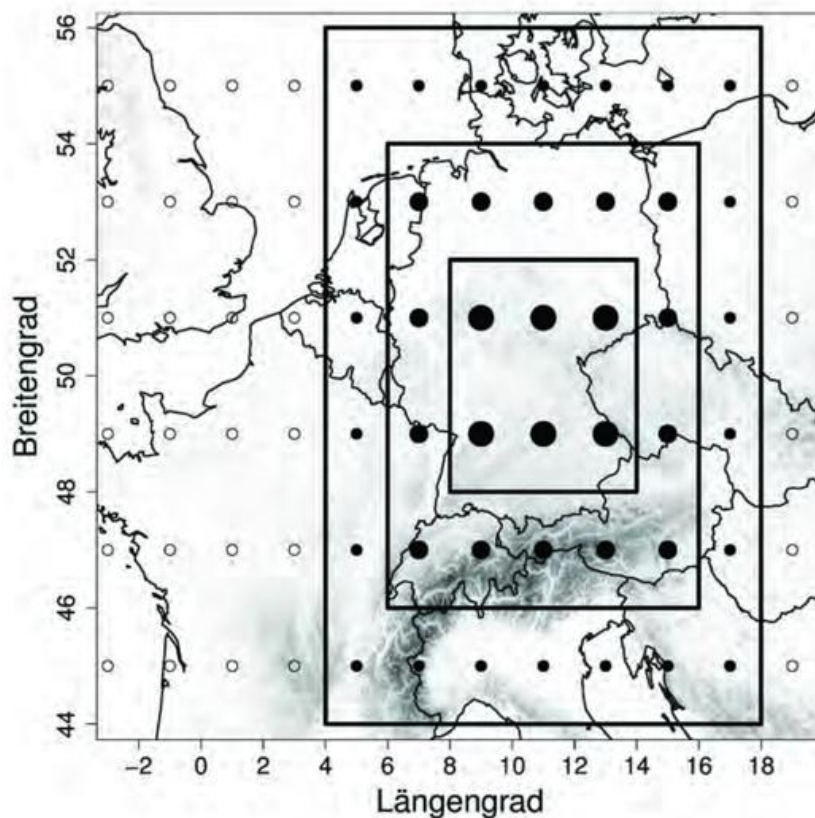


Abb. 10: Klassifikationsgebiet der objektiven Wetterlagenklassifikation

Der DWD bestimmte über das Analyseverfahren rückwirkend ab Juli 1979 die täglichen Wetterlagen zum Zeitpunkt 12 UTC. Basis war zunächst das baroklin-feuchte-Modell (BKF), gefolgt durch das Europa-Modell (EM) und zuletzt durch das Globalmodell (GME) (BISSOLLI und MÜLLER-WESTERMEIER 2005). Eine Übertragung der Klassifikation auf andere Regionen und weitere Wetter- und Klimamodelle ist durch die Objektivität der Klassifikation grundsätzlich gegeben und wurde bereits für unterschiedliche

Fragestellungen durchgeführt (KAPSCH et al. 2012, RIEDIGER und GRATZKI 2014). Für diese Untersuchung wurde ebenfalls ein neues Klassifikationsgebiet definiert, das auf einem äquidistanten Gitter mit einer Auflösung von 2° basiert und entsprechend der Definition des DWD eine dreifache Gewichtung der Gitterpunkte für den zentralen Teil des Klassifikationsgebietes bzw. eine zweifache und einfache Gewichtung für die äußeren angrenzenden Regionen aufweist (Abb. 10). Als Modelle für die Berechnung objektiver Wetterlagen fanden sowohl die ERA-Interim Reanalysen (Abschnitt 2.4.1), als auch die beiden globalen Klimamodelle EC-Earth und MPI-ESM (Abschnitt 2.4.2) Anwendung. Sie bilden die großskalige Dynamik hinreichend ab und bieten somit eine grundlegende Voraussetzung für die geeignete Darstellung großräumiger Zirkulationsmuster. Die objektiven Wetterlagen werden über drei unterschiedliche meteorologische Kriterien definiert:

- Windindex
- Zyklonalitätsindex
- Feuchteindex

Für den Windindex wird zunächst die Windrichtung für jeden Gitterpunkt aus dem 700 hPa Druckniveau bestimmt. Anschließend werden 36 90°-Windrichtungssektoren gebildet und für jeden dieser Sektoren ausgezählt, wie viele Windrichtungen der verschiedenen Gitterpunkte auf die einzelnen Richtungssektoren entfallen. Die Sektoren werden jeweils um 10° im Uhrzeigersinn weiter bewegt, sodass Sektor 1 von 0° – 90°, Sektor 2 von 10° – 100° und Sektor 36 von 350° – 80° reicht. Im nächsten Schritt wird der Windrichtungssektor mit der maximalen Belegung ermittelt, wobei die Gewichtung der Gitterpunkte an dieser Stelle berücksichtigt werden muss. Liegen mindestens zwei Drittel aller gewichteten Windrichtungen in diesem Sektor, wird von einer vorherrschenden Windrichtung gesprochen. Für diesen Windrichtungssektor wird anschließend der Windindex gebildet, über den eine von vier Hauptwindrichtungen (Windklasse) der Klassifikation ermittelt wird.

- Nordost = NO [0°, 90°]
- Südost = SO [90°, 180°]
- Südwest = SW [180°, 270°]
- Nordwest = NW [270°, 360°]

Über den Windindex wird schließlich die Windklasse definiert, die primär in die Wetterlagenklassifikation eingeht. Für den Sektor [190°, 280°] ergibt sich beispielsweise ein Windindex von 235° und somit die Windklasse Südwest (SW). Falls keine vorherrschende Windrichtung vorliegt, da kein Windrichtungssektor eine maximale Belegung von mindestens zwei Drittel aufweist, so ist die Windklasse undefiniert (XX).

Der Zyklonalitätsindex Z beschreibt das gewichtete Gebietsmittel der Zyklonalität, das für die Strömung in Bodennähe (950 hPa) und der mittleren Troposphäre (500 hPa) bestimmt wird und für äquidistante Gitter nach (KAPSCH et al. 2012) wie folgt berechnet wird:

$$Z = f \cdot \zeta_g = \nabla^2 \phi = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} \quad (12)$$

Entscheidend für die Zyklonalität ist dabei die Vortizität ζ_g , die durch die Krümmung der Geopotentialfläche ϕ bestimmt wird. Positive Werte bedeuten eine zyklonale Krümmung (Z) und negative Werte eine antizyklonale Krümmung (A) des Geopotentialfeldes.

Als letzter Parameter wird der Feuchteindex bestimmt, der sich aus dem verfügbaren Niederschlagswasser ergibt, das durch die vertikale Integration des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre gebildet wird. Berücksichtigt werden für die Berechnung die fünf Druckniveaus 950, 850, 700, 500 und 300 hPa. Das Gebietsmittel wird analog zum Windindex unter der Berücksichtigung der Gewichtung der einzelnen Gitterpunkte gebildet. Der berechnete Feuchteindex wird in einem letzten Schritt mit einem langjährigen Tagesmittelwert (1981-2000) verglichen, der über ein 31-tägiges gleitendes Mittel zusätzlich geglättet wird, um Tagesschwankungen zu minimieren. Ist das verfügbare Niederschlagswasser an einem bestimmten Tag

geringer als der Tageswert aus dem langjährigen Mittel, so ist der Feuchteindex trocken (T). Im umgekehrten Fall ist der Feuchteindex feucht (F).

Entsprechend dem Windindex mit fünf Anströmungsrichtungen (NO, SO, SW, NW, XX), dem Zyklonalitätsindex (AA, AZ, ZA, ZZ) in zwei Druckniveaus und dem Feuchteindex (T, F) ergeben sich insgesamt 40 verschiedene objektive Wetterlagen.

2.7 Labilitätsindices

Eine weitere Möglichkeit, um die zukünftige Entwicklung von atmosphärischer Konvektion und deren Gefährdungspotential abzuschätzen, ist die direkte Simulation von hochreichender Konvektion mittels eines regionalen Klimamodells (COSMO-CLM). Kleinräumige Phänomene wie atmosphärische Konvektion und damit verbundene Unwetter werden inzwischen durch Wettervorhersagemodelle mit konvektionserlaubender Auflösung sowie probabilistischen Vorhersagen recht gut prognostiziert (BALDAUF et al. 2011, GEBHARDT et al. 2011). Auf Klimamodelle trifft das bislang nicht zu, da Simulationen über klimatologisch relevante Zeiträume in konvektionsauflösender Skala sehr rechenintensiv sind und aufgrund noch nicht ausreichender Rechenkapazität nur stichprobenartig abgedeckt werden können. Aus diesem Grund wurden für diese Studie Tage mit einer hohen Wahrscheinlichkeit für konvektive Aktivität über Labilitätsindices und weiteren meteorologischen Parametern (z.B. Temperatur, Feuchte, Wind) aus ERA-Interim Reanalysen (Abschnitt 2.4.1) und EC-Earth (Abschnitt 2.4.2) abgeleitet und anschließend mit COSMO-CLM simuliert.

Labilitätsindices beschreiben die Stabilität der Atmosphäre, die eine entscheidende Bedeutung für die Entstehung und die Entwicklung von Konvektion darstellen (DOSWELL und SCHULTZ 2006). Um die Vorhersage von Konvektion stetig zu verbessern, wurden im Laufe der Zeit eine Vielzahl von Labilitätsindices entwickelt. Neben Indices, die eine isolierte Information über die bedingte, potentielle oder latente Instabilität der Atmosphäre liefern, gibt es auch Indices, die eine kombinierte Information der drei unterschiedlichen Typen von Instabilität anzeigen. Zusätzlich berücksichtigen einige Indices ebenfalls noch die Windrichtungs- und Windgeschwindigkeitsänderungen mit der Höhe (Windscherung). Der Zusammenhang von verschiedenen, konvektionsrelevanten, atmosphärischen Erscheinungen (z.B. Blitze, Hagelinformationen aus Versicherungsdaten oder Gewittermeldungen synoptischer Wetterstationen) und Labilitätsindices wurde detailliert durch HAKLANDER und VAN DELDEN (2003) sowie KUNZ (2007) untersucht.

Zur Ableitung der Labilitätsindices wurde das gleiche Gitter wie für die Berechnung der objektiven Wetterlagenklassifikation verwendet (Abschnitt 2.6), mit dem Unterschied, dass hierfür nur der für Thüringen relevante Gitterpunkt (Abb. 11 rot) und die direkt angrenzenden Gitterpunkte (Abb. 11 schwarz) in die Analyse mit einbezogen wurden. Aus den Modelldaten wurden anschließend meteorologische Grundgrößen der zur Verügung stehenden vertikalen Schichten auf eine vertikale Auflösung von einem Hektopascal interpoliert. Dadurch ist gewährleistet, dass wichtige Informationen wie die Höhe des Kondensationsniveaus (LCL), des Niveaus der freien Konvektion (LFC) und die Höhe des Gleichgewichtsniveaus (EL) exakt bestimmt werden können. Andernfalls kommt es zu einer ungenauen Berechnung der Labilitätsindices. Ein weiterer wichtiger Schritt ist die Berechnung der adiabatischen Aufstiegskurve eines Luftpaketes. Diese ist unabdingbar für die Bestimmung von Labilitätsindices wie der konvektiv verfügbaren potentiellen Energie (CAPE) oder dem Lifted Index (LI), welche die latente Instabilität der Atmosphäre beschreiben. Ist ein solches Luftpaket wärmer als seine Umgebungsluft, handelt es sich um eine labil geschichtete Atmosphäre; ist es kälter, ist sie stabil geschichtet.

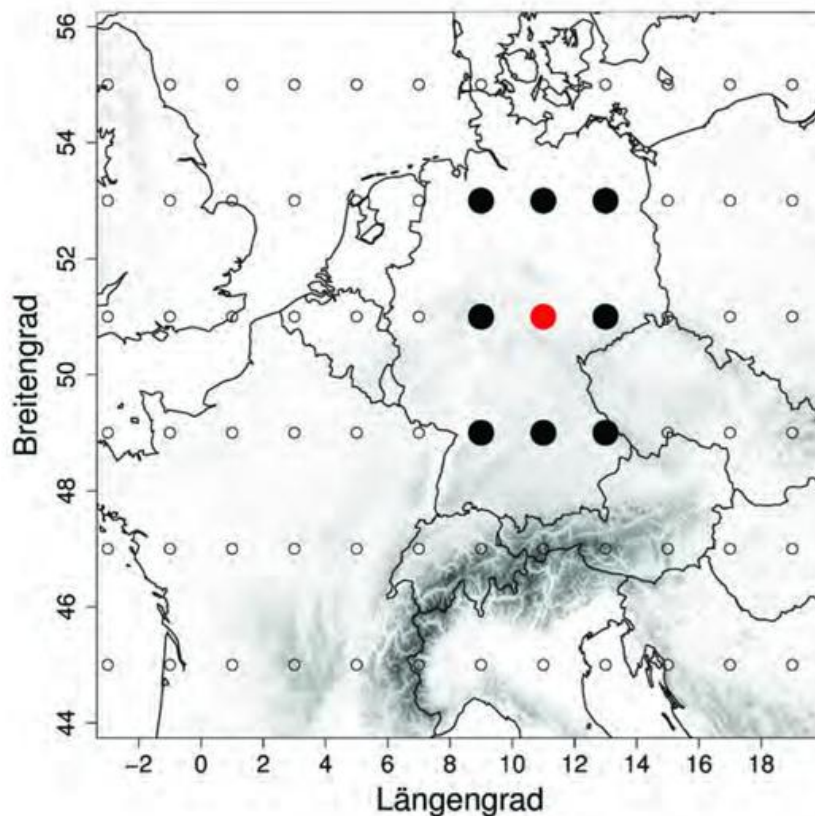


Abb. 11: Relevante Gitterpunkte für die Berechnung von Labilitätsindices (rot) und Gradienten von Labilitätsindices (schwarz)

2.8 Logistisches Regressionsmodell

Um Tage mit konvektiven Extremereignissen auch außerhalb der Beobachtungsperiode (2004-2010) zu identifizieren, wurde ein logistisches Regressionsmodell verwendet. Diesen Ansatz verwenden SÁNCHEZ et al. (2001) bereits für Spanien, indem er ein binäres Kurzfristvorhersagemodell für Gewitter (ja/nein) entwickelte. Im Gegensatz zu abhängigen Variablen, die durch eine lineare Regression beschrieben werden, eignet sich für dichotome (binäre) Zielgrößen das Modell der Binomialverteilung. Über eine logistische Transformation kann man das Regressionsverfahren auf den entsprechenden Wertebereich $[0,1]$ begrenzen.

$$f(x) = \frac{1}{1 + e^{\beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_n x_n}} \quad (13)$$

Entsprechend dieses Ansatzes läuft die logistische Kurve im unteren Wertebereich gegen null und im oberen Wertebereich gegen eins. Um geeignete Abschätzungen für die unbekannt Parameter β_0 und β_1 der unabhängigen Variablen zu erhalten, wird eine Logit-Transformation vorgenommen. Dadurch gelangt man zu einer linearen Darstellung des Modells.

$$\text{logit}(f(x)) = \log\left(\frac{f(x)}{1 - f(x)}\right) = \beta_0 + \beta_1 + \beta_n \quad (14)$$

Anschließend kann die Schätzung der unbekannt Parameter β , im Gegensatz zur Methode der kleinsten Quadrate bei der linearen Regression, über die Maximum-Likelihood-Methode mit einem

Näherungsverfahren erfolgen. Auf eine Herleitung wird an dieser Stelle verzichtet und auf SACHS und HEDDERICH (2006) verwiesen.

Aufgrund der für diese Studie vorliegenden hohen Anzahl an unabhängigen Variablen wurde für eine praktikable Auswahl eines geeigneten Modells ein automatisches, schrittweises, logistisches Regressionsverfahren auf Grundlage des Akaike-Informationskriterium (AIC) angewandt (AKAIKE 1998).

$$AIC = -2 \log L + 2K \quad (15)$$

L stellt hierbei den Maximalwert der Likelihoodfunktion dar und K zeigt die Anzahl der Parameter im Modell an. Über K erfolgt eine „Bestrafung“ für zu viele Einflussgrößen im Modell, da zu viele unabhängige Variablen zu einer Überanpassung des Modells führen. Ziel des AIC ist es, das „optimal“ mögliche Modell zu finden. Beginnend mit dem Nullmodell, für das der Schnittpunkt mit der Ordinate β_0 geschätzt wird, erfolgt anschließend die Auswahl der Einflussgröße β_n mit dem kleinsten AIC und wird dem Modell hinzugefügt. Dieses Modell besitzt die kleinste Devianz ($-2 \log L$) unter allen univariaten Modellen. Die Devianz ist eine Maßzahl für die Abweichung der Daten zum Modell, analog zur Summe der Abweichungsquadrate bei der multiplen linearen Regression. In der Folge versucht das schrittweise Verfahren weitere Einflussgrößen in das Modell einzubinden, die das AIC noch weiter reduzieren. Zusätzlich wird geprüft, ob der Ausschluss von einzelnen Einflussgrößen das AIC ebenfalls verringern könnte. Führen keine weiteren Ein- oder Ausschlüsse zu einer Verringerung des AIC, dann ist das „beste“ Modell gefunden.

Berücksichtigt werden muss bei einem Regressionsverfahren mit mehr als einer unabhängigen Variablen, dass Multikollinearität (starke Korrelation zwischen zwei oder mehreren Variablen) zwischen diesen auftreten kann. Kollinearität verursacht eine Instabilität bei der Parameterschätzung eines Regressionsmodells und führt zu einer ungenauen Schätzung der Regressionskoeffizienten. Ein häufig verwendetes Verfahren, um unabhängige Variablen auf ihre Multikollinearität hin zu überprüfen, ist der Varianzinflationsfaktor (VIF) (FOX und MONETTE 1992).

$$VIF_n = \frac{1}{1 - R_n^2} \quad (16)$$

Der VIF basiert auf dem multiplen Bestimmtheitsmaß R_n^2 eines Regressionsverfahrens einer unabhängigen Variablen n gegenüber allen anderen unabhängigen Variablen. Umso größer das Bestimmtheitsmaß ist, desto größer auch der VIF und desto größer die Multikollinearität zwischen den einzelnen unabhängigen Variablen. In der Literatur finden sich unterschiedliche Angaben, ab welchem VIF eine zu hohe Multikollinearität vorliegt. DORMANN et al. (2013) spricht ab einem Wert > 10 von Multikollinearität, während KABACOFF (2011) bereits ab einem Wert von $> 1,41$ von einer Multikollinearität ausgeht.

Eine Möglichkeit, die Modellqualität von logistischen Regressionsmodellen zu überprüfen, besteht in der Berechnung von Pseudo-Bestimmtheitsmaßen (HU et al. 2006). Im Gegensatz zu linearen Regressionsmodellen kann für logistische Regressionsmodelle keine Varianz und somit kein Bestimmtheitsmaß berechnet werden. Eines dieser Pseudo-Bestimmtheitsmaße geht auf Daniel McFadden zurück (MCFADDEN 1974). Es setzt sich aus dem Verhältnis des Modells mit erklärenden Variablen L_1 und dem Nullmodell L_0 zusammen und drückt aus, wie sich das Modell mit Prädiktoren gegenüber dem Modell ohne Prädiktoren verbessert. Werte ab $> 0,2$ bis $0,4$ gelten in der Literatur als Maßzahl für eine gute Modellqualität (BACKHAUS et al. 2011).

$$R_{McF}^2 = 1 - \left(\frac{\log L_1}{\log L_0} \right) \quad (17)$$

Eine Verifikation der Vorhersagequalität eines Regressionsmodells ist durch kategorische Verifikationsverfahren zu erreichen. Diese Verfahren wurden bereits zur Überprüfung der Vorhersagequalität von Modellen und konvektionsrelevanten meteorologischen Größen wie Hagel, Blitze oder ganzer Gewittersysteme verwendet (DOSWELL et al. 1990, HAKLANDER und VAN DELDEN 2003, KUNZ 2007). In der einfachsten Form bildet die Kontingenztafel die Beziehung zwischen einer Beobachtung und

einem Modell ab. Sowohl die Beobachtung als auch das Modell können jeweils nur zwei verschiedene Kategorien annehmen (dichotome Variablen), was zu vier unterschiedlichen Verifikationselementen führt (siehe Tab. 1). Gelistet wird in der Kontingenztabelle somit die korrekte Vorhersage des Modells (a), eine Fehlvorhersage, bei der ein prognostiziertes Ereignis nicht eingetroffen ist (b), ein Überraschungsereignis mit einer Beobachtung, die jedoch nicht durch das Modell vorhergesagt wurde (c) und schließlich eine Zelle, bei der weder eine Beobachtung noch die Vorhersage dieser Beobachtung eingetroffen ist (d). Ein optimales Ergebnis ergibt sich, wenn die beiden Spalten b und c keinen Eintrag aufweisen würden, da es in diesem Fall zu keiner einzigen Fehlvorhersage durch das Modell gekommen wäre.

		Beobachtung		
		JA	NEIN	
Vorhersage	JA	a korrekte Vorhersage	b Fehlalarm	a+b
	NEIN	c Überraschungsereignis	d kein Ereignis	c+d
		a+c	b+d	a+b+c+d=n

Tab. 1: Kontingenztabelle

Um die Qualität eines Modells zu beurteilen, werden über die Kontingenztabelle eine Reihe von Verifikationsmaße abgeleitet. Drei dieser Verifikationsmaße werden an dieser Stelle kurz beschrieben.

Die Erfassungs- oder Detektionswahrscheinlichkeit (POD) beschreibt den prozentualen Anteil der aufgetretenen Ereignisse, die durch das Modell auch vorhergesagt wurden. Der Wertebereich liegt zwischen [0, 1] mit einer perfekten Vorhersage für 1.

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (18)$$

Im Gegensatz zur POD misst die Rate des Fehlalarms (FAR) das Verhältnis der Anzahl von Fehlalarmen des Modells zu korrekt vorhergesagten Ereignissen und stellt somit eine gute Ergänzung zum POD dar. Der Wertebereich liegt ebenfalls wieder zwischen [0, 1] mit einer perfekten Vorhersage für 0.

$$FAR = \frac{b}{a + b} \quad (19)$$

Der Heidke Skill Score (HSS) misst die Verbesserung einer Vorhersage gegenüber der Referenzvorhersage. Bei der Referenzvorhersage wird davon ausgegangen, dass die Elemente (a-d) gleich verteilt sind, dass es also die gleiche Anzahl von Fehlalarmen und Überraschungsereignissen wie auch korrekter Vorhersagen gibt. Der HSS beträgt in diesem Fall null. Der gesamte Wertebereich des HSS liegt zwischen [-1,+1] mit positiven Werten für Vorhersagen, die besser sind als Referenz.

$$HSS = \frac{2 \cdot (a \cdot d - b \cdot c)}{(a + c) \cdot (c + d) + (a + b) \cdot (b + d)} \quad (20)$$

2.9 Gefährdungskartenalgorithmus

Wetterlagen-basierter Algorithmus:

Im Folgenden werden sogenannte Gefährdungskarten eingeführt. Diese zeigen in aggregierter Form die räumliche Verteilung der Gefährdung durch die verschiedenen konvektiven Phänomene der Atmosphäre.

Ein wichtiger Bestandteil der Erstellung von Gefährdungskarten basiert auf der Methode der Gewichteten Linearen Kombination, einem Algorithmus aus der Multikriteriellen Entscheidungsanalyse (MALCZEWSKI 1999, MALCZEWSKI 2000). Das häufig in Planungsbereichen angewandte Verfahren dient der räumlichen Analyse und Entscheidungsfindung, bei dem unterschiedliche Kriterien (Informationen) in einen Entscheidungsprozess einbezogen werden. Die Gewichtete Lineare Kombination verarbeitet die einzelnen Kriterien zu einer aussagekräftigen Größe. Das Verfahren wurde für diese Untersuchung teilweise abgewandelt und für die Fragestellung entsprechend angepasst und mit weiteren Methoden ergänzt.

Abb. 12 zeigt die einzelnen methodischen Schritte, die für diese Untersuchung durchgeführt wurden, um eine Gefährdungskarte für das konvektive Unwetterpotential der Gegenwart und Zukunft für Thüringen zu erstellen. Der Algorithmus gliedert sich in drei Teile.

Der erste Teil des Algorithmus (Abb. 12 rechts) verwendet zunächst den kompletten Datensatz aus dem Beobachtungszeitraum und bestimmt für die einzelnen Gefährdungsgrößen die räumliche Autokorrelation und die Unsicherheit der Beobachtungszeitreihe. Die räumliche Autokorrelation beschreibt die Verteilung der Information im Raum. Sie kann u.a. über den Moran's Index bestimmt werden (GETIS und ORD 1992).

$$I = \frac{n}{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{i,j}} \cdot \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n w_{i,j} (x_i - \bar{x})(x_j - \bar{x})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (21)$$

In den Index gehen die Anzahl an Raumeinheiten n in i und j Richtung, die Information, die im Raum verteilt ist x und der Mittelwert \bar{x} dieser Information ein. Der Index bewegt sich in einem Wertebereich zwischen $[-1, 1]$. Negative Werte zeigen eine räumlich heterogen verteilte Information an. Positive Werte deuten auf eine homogene Verteilung der räumlichen Information hin und zeigen somit eine „Clusterbildung“ an. Für eine eindeutige Identifizierung von Regionen mit hohem und niedrigem Gefährdungspotential ist eine „Clusterbildung“ der räumlichen Informationen erwünscht. Es lassen sich so repräsentativere regionale Aussagen über das allgemeine Potential konvektiver Unwetter ableiten.

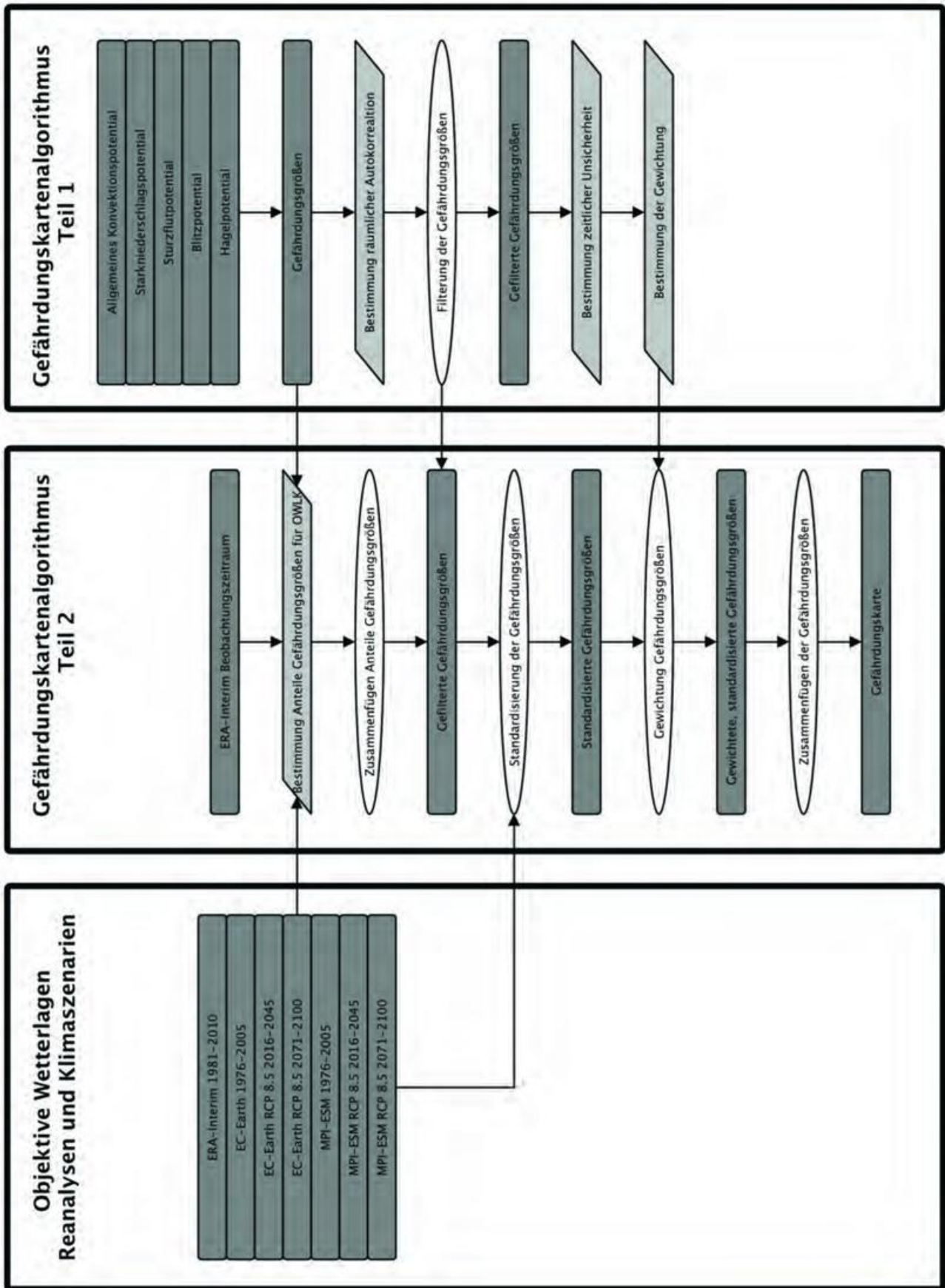


Abb. 12: Schaubild Gefährungskartenalgorithmus

Es ist jedoch darauf zu achten, dass die Information nicht zu einer zu starken „Clusterbildung“ neigt. Jede Gefährdungsgröße (Abb. 12) wird zunächst auf ihren Moran's Index überprüft und bei Unterschreitung eines gewünschten Schwellwertes mit einem zwei dimensional Gauß Filter geglättet (vgl. Abschnitt 2.2.1). Bei diesem Vorgang wird die Filtergröße (Standardabweichung) so lange erhöht, bis ein vorher definierter Schwellwert für die räumliche Autokorrelation überschritten wird. Bei einer räumlichen Auflösung von $16 \times 16 \text{ km}^2$ hat sich empirisch bestimmt ein Schwellwert von 0,8 als günstig erwiesen, bei dem regionale Aussagen zum Gefährdungspotential noch in geeigneter Weise möglich sind.

Als nächstes wird die Unsicherheit der Beobachtungszeitreihen bestimmt, um hierüber den Gewichtungsfaktor der einzelnen Gefährdungsgrößen abzuleiten. Hierzu wird das „Jackknife“ Verfahren verwendet (RODGERS 1999). Bei dieser Methode wird durch das wiederholte Entfernen einzelner Datenpunkte aus einem Beobachtungsdatensatz eine Reihe reduzierter Stichproben x_k generiert, mit dem Hintergrund anschließend für jede reduzierte Stichprobe den Mittelwerte \bar{x}_k zu berechnen.

$$\bar{x}_k = \frac{1}{n-1} \sum_k x_k \quad (22)$$

Dieses Verfahren wird pro Jahr für jede Gitterinformation einer Gefährdungsgröße durchgeführt. Anschließend wird ein Unsicherheitsmaß quantifiziert, bei dem die absolute Differenz zwischen dem Maximum $\bar{x}_{k \max}$ und dem Minimum $\bar{x}_{k \min}$ der reduzierten Stichproben x_k gebildet wird.

$$U = \frac{\bar{x}_{k \max} - \bar{x}_{k \min}}{\bar{x}} \quad (23)$$

Über diese Differenz und dem Mittelwert aller Beobachtungsdaten \bar{x} wird anschließend ein Quotient gebildet, welcher als Unsicherheitsmaß dient. Das räumliche Mittel des Fehlers über den gesamten Datensatz zeigt die Unsicherheit der entsprechenden Gefährdungsgröße, die sich aufgrund der Länge der Zeitreihe und der zeitlichen Variabilität der Gefährdungsgröße ergibt. Die reziproke Unsicherheit ($1/U$) gibt an, mit welchem Gewicht die Gefährdungsgröße in die Gesamtgefährdung eingeht, da eine hohe Unsicherheit nur mit einem geringen Anteil in die Gesamtgefährdung eingehen soll. Anschließend werden die einzelnen reziproken Unsicherheiten normiert, sodass die Gesamtunsicherheit und somit die Summe aller Gewichtungen 1 (100%) beträgt. Im zweiten Teil des Gefährdungskartenalgorithmus (Abb. 12 Mitte) werden die einzelnen Gefährdungsinformationen zunächst anteilig für jede der 40 Klassen der Objektiven Wetterlagenklassifikation für den Beobachtungszeitraum berechnet. Man bekommt eine Übersicht, welche Wetterlage eine höhere oder geringere konvektive Aktivität aufweist. Anschließend werden die Informationen wieder zusammengefügt, indem man das Produkt aus Gefährdungsinformationen pro Wetterlage mit dem Anteil der Wetterlage am Gesamtzeitraum bildet. Wetterlagen mit geringer konvektiver Aktivität, die aufgrund ihrer niedrigen Frequenz (von zum Teil nur einigen Tagen) eine höhere Unsicherheit für das Auftreten und die räumliche Verteilung von Konvektion besitzen, gehen dadurch nur mit einem geringen Anteil in die Gesamtgefährdung ein. Anschließend wird jede Gefährdungsinformation mit dem aus Teil 1 des Gefährdungskartenalgorithmus bestimmten Gauß-Filter, unter Verwendung der zuvor bestimmten effektiven Filtergröße für jede Gefährdungsinformation geglättet.

Im dritten Teil des Gefährdungskartenalgorithmus (Abb. 12 links) wird das Verfahren auf Zeiträume angewendet, für die entweder keine oder nur zum Teil Beobachtungsdaten vorliegen. Da die potentielle Gefährdung für jede Wetterlage für den Beobachtungszeitraum bekannt ist, somit also der statistische Zusammenhang vorliegt, ist diese Kenntnis unter der Voraussetzung, dass sich dieser Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Konvektion und der jeweiligen Wetterlage nicht oder nur geringfügig ändert, auch auf Tage übertragbar, bei denen nur die Wetterlage bekannt ist. Für das weitere Vorgehen wird auf die Gewichtete Lineare Kombination zurückgegriffen, bei der die einzelnen Kriterieninformationen x_s unter Berücksichtigung ihrer jeweils zuvor bestimmten Gewichtungsfaktoren w_s kombiniert werden.

$$S = \sum w_s x_s \quad (24)$$

Um Informationen mit unterschiedlichen Größen und Einheiten zu vergleichen, muss zuvor jedoch eine Standardisierung der Kriterieninformation x_s vorgenommen werden. Diese Standardisierung erfolgt über eine lineare Funktion, bei der die Gefährdungsinformation entsprechend transformiert wird, sodass der maximal mögliche Wert 1 und der minimal mögliche Wert 0 beträgt.

$$x_s = \frac{x_i - x_{i \min}}{x_{i \max} - x_{i \min}} \quad (25)$$

Für die Fragestellung in dieser Arbeit muss an dieser Stelle eine Ergänzung in den Ablauf der Gewichteten Linearen Kombination eingebracht werden. Für die Standardisierung der Gefährdungsinformation werden nicht nur die Werte eines Bezugszeitraums (Datensatzes), sondern die Werte von allen Bezugszeiträumen berücksichtigt (Abb. 12 links). Da in der Zukunft ein Anstieg der Gefährdung zu erwarten ist, muss dieser Anstieg bei der Standardisierung beachtet werden. Konkret erhält der Gitterpunkt, der sowohl räumlich, als auch für alle Bezugszeiträume den niedrigsten Wert aufweist, einen standardisierten Wert von 0. Umgekehrt erhält der Gitterpunkt, der sowohl räumlich, als auch für alle Bezugszeiträume den höchsten Wert aufweist, einen standardisierten Wert von 1. Alternativ ist es auch möglich, beliebige untere und obere Grenzwerte für die Standardisierung anzunehmen, die sich nicht an den minimalen und maximalen Werten der vorliegenden Karteninformationen orientieren. Als nächstes folgt die Gewichtung der jeweiligen Gefährdungsgröße, die im ersten Teil des Gefährdungskartenalgorithmus bestimmt wurde. Anschließend werden die gewichteten Gefährdungsgrößen zu einer zeitlich und räumlich abhängigen Gesamtgefährdung für jeden Bezugszeitraum zusammengefügt (Abb. 12).

COSMO-CLM-basierter Algorithmus:

Neben der Gefährdungsabschätzung des konvektiven Unwetterpotentials durch den statistischen Zusammenhang von Beobachtungsdaten und Wetterlagen wurde zusätzlich eine Gefährdungskarte basierend auf Simulationsergebnissen von COSMO-CLM erstellt. Das Fehlen von zuverlässigen Informationen über das Auftreten von Hagel oder Blitzen im COSMO-CLM führte zur Entwicklung von alternativen Methoden für die Ableitung dieser beiden konvektionsrelevanten Gefährdungsgrößen. Hierfür wurden verschiedene Regressionsmodelle entwickelt und mit Beobachtungsdaten getestet. Zusätzlich wurde eine Stratifizierung auf Basis der objektiven Wetterlagen implementiert. Die Notwendigkeit dazu leitet sich aus der wetterlagenbedingten Abhängigkeit der räumlichen Verteilungsmuster von Blitzen und Hagel und der damit einhergehenden Interaktion mit der Orographie ab. Als Prädiktoren werden das 90ste Perzentil I_{90} der Niederschlagsintensität und die tägliche Anzahl an konvektiven Zellkernen verwendet Z_n . Die Entscheidungsmöglichkeiten dieses Modells sind in einem Flussdiagramm dargestellt (Abb. 13). Wenn für eine spezifische Wetterlage die Anzahl an Tagen mit Blitz oder Hagel höher als ein subjektiv festgesetzter Schwellenwert ist (in unserem Fall 25), dann werden nur diese Tage verwendet, um das Modell zu kalibrieren. Ist die Zahl der Tage kleiner als der festgesetzte Schwellenwert, wird das Modell mit allen Tagen, bei denen Blitze oder Hagel aufgetreten sind, unabhängig von der Wetterlage, kalibriert.

In diesem Fall werden zwei Modelle verwendet, ein Regressionsmodell mit vier (RM_4) und eines mit drei (RM_3) Koeffizienten. RM_4 wird über folgende Gleichung beschrieben:

$$RM_4 = a \cdot (1 - e^{-c \cdot I_{90}}) + b \cdot \sum_{n=1}^N Z_n + d \quad (26)$$

RM_4 verwendet einen exponentiellen Zusammenhang, um das rasante Anwachsen der Anzahl an Blitzen oder Hagel mit Erhöhung der Werte des 90sten Perzentils der Niederschlagsintensität und dem Sättigungseffekt bei hohen Werten des 90sten Perzentils der Niederschlagsintensität wiederzugeben. Ist der Koeffizient c nahe null, wird ein lineares Regressionsmodell verwendet (RM_3).

$$RM_3 = a \cdot I_{90} + b \cdot \sum_{n=1}^N Z_n + d \quad (27)$$

Die Kombination dieser beiden Modelle zeigte bessere Resultate als die Verwendung von nur einem der beiden Modelle. RM_4 wurde für die meisten Wetterlagen ausgewählt, um Hagel zu modellieren und RM_3 für die meisten Wetterlagen, um Blitze zu modellieren.

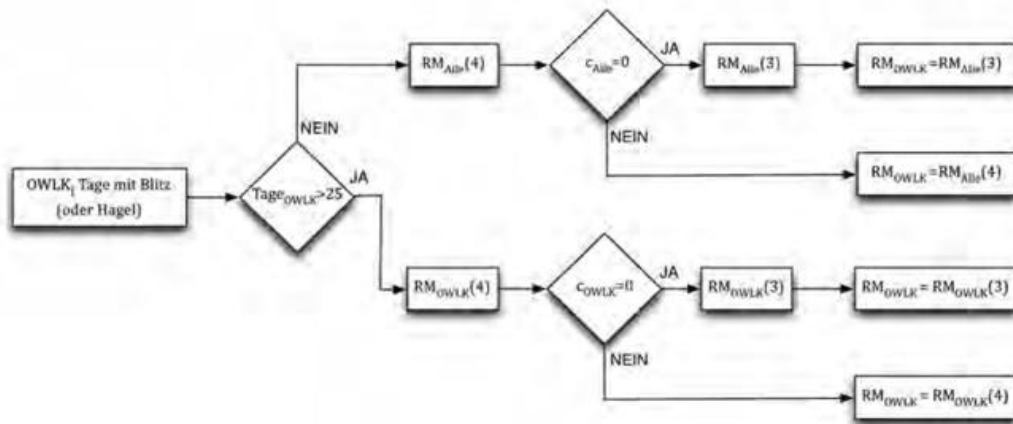


Abb. 13: Übersicht Flussdiagramm Regressionsmodelle

Abb. 14 zeigt, dass die Verteilung von Hagel (Abb. 14a) und Blitzen (Abb. 14b) bei Verwendung von Wetterlagen deutlich realistischer modelliert wird als ohne Berücksichtigung der Wetterlagen. Für Hagel ist der mittlere quadratische Fehler (RMSE) weniger als halb so groß, wenn die einzelnen Wetterlagen berücksichtigt werden. Für Blitze ist der RMSE um das 1,5 fache niedriger bei der Berücksichtigung von Wetterlagen.

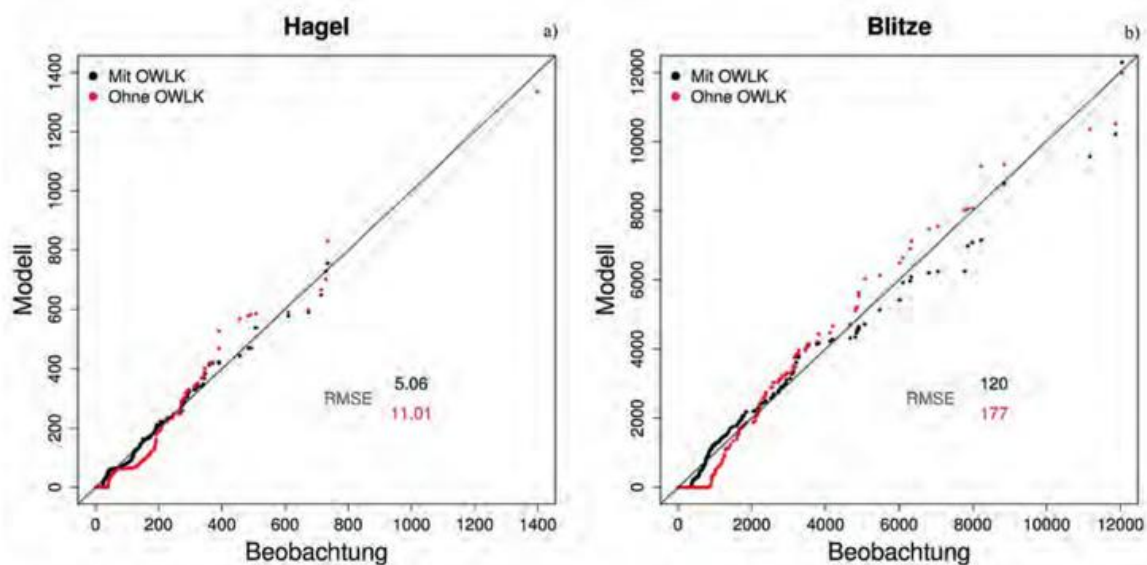


Abb. 14: Vergleich zwischen Beobachtungen und Modell von a) Anzahl an Hagelzellkernen pro Tag und b) Anzahl an Blitzen pro Tag, jeweils mit (schwarz) und ohne (rot) Berücksichtigung der objektiven Wetterlagenklassifikation (OWLK)

Nachdem die Rohdaten der fünf konvektionsrelevanten Gefährdungsgrößen KG_r zur Verfügung stehen (inklusive Hagel- und Blitzinformation), erfolgt wie beim zuvor beschriebenen Gefährdungskartenansatz die Einbeziehung der langjährigen Wetterlagenstatistik OWLK.

$$KG_a = \sum KG_r \cdot OWLK \cdot ET \quad (28)$$

Zusätzlich wird die Änderung von extrem definierten Tagen mit hohem Gefährdungspotential ET berücksichtigt. Um die Gefährdung für die Zukunft abzuschätzen, werden nun die Anteile der konvektionsrelevanten Gefährdungsgrößen KG_r aus den Simulationsdaten mit der Änderung der Wetterlagen und der Änderung der extremen Tage pro Wetterlage multipliziert. Es ergeben sich somit aktualisierte Werte für die fünf konvektionsrelevanten Gefährdungsgrößen KG_a .

Die entsprechend angepassten Gefährdungsgrößen werden anschließend einer Filterung unterzogen (Abb. 12 Mitte). Vereinfachend wird hier die zuvor bestimmte Filtergröße verwendet, die über die räumliche Autokorrelation der Beobachtungsdaten errechnet wurde. Ebenfalls Verwendung finden dieselben Gewichtungsfaktoren wie bei dem statistischen Ansatz von Beobachtungsdaten und Wetterlagen, da hierüber für einen längeren Zeitraum die Unsicherheit der Daten abgeschätzt wurde.

3 Ergebnisse

Nachdem in Abschnitt 2 ausführlich auf die verwendeten Datengrundlagen und Methoden eingegangen wurde, werden nun die erarbeiteten Ergebnisse dargestellt. Zunächst wird ein Überblick über die räumliche Verteilung konvektionsrelevanter Gefährdungsgrößen gegeben (Abschnitt 3.1). Anschließend wird die Abhängigkeit von atmosphärischer Konvektion und Wetterlagen der objektiven Wetterlagenklassifikation sowie deren Veränderung für die Zukunft aufgezeigt (Abschnitt 3.2). In Abschnitt 3.3 sind Ergebnisse für konvektionsrelevante Gefährdungsgrößen aus COSMO-CLM Simulationen dargestellt. Als letztes findet eine Verschmelzung aller Informationen zu sogenannten Gefährdungskarten konvektiver Unwetter in Abschnitt 3.4 statt.

3.1 Räumliche Verteilung konvektionsrelevanter Größen

Die Abb. 15 zeigt die mittlere jährliche Anzahl konvektiver Zellkerne > 20 mm/h über Thüringen für die Monate April-September im Zeitraum 2004-2010. Gezählt wurden für diese Darstellung, wie zuvor beschrieben, die einzelnen Zellkerne der Zugbahnen aller konvektiven Zellen (Abb. 8). Für eine bessere Interpretierbarkeit der Daten wurde ein 16 km^2 Gitter als Darstellung gewählt, für das die Zellkerne aufsummiert wurden. Da die Anströmungsrichtung für die räumliche Verteilung einen großen Einfluss besitzt, wurde die Anzahl konvektiver Zellkerne entsprechend der fünf Anströmungsrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation eingeteilt (Abb. 15b-f). Zu beachten ist jedoch, dass für alle einzelnen Abbildungen (Abb. 15) keine einheitliche Legende gewählt wurde, da aufgrund der großen quantitativen Unterschiede die Beschränkungen der Farbskala die Unterscheidung von räumlichen Mustern nicht mehr erlauben würde.

Wirft man zuerst einen Blick auf das räumliche Muster der Zellkernanzahl, ohne Berücksichtigung der einzelnen Wetterlagen, ergibt sich für Thüringen ein differenziertes räumliches Muster (Abb. 15a). Zu erkennen ist eine Zunahme der Häufigkeit konvektiver Zellkerne von Norden nach Süden.

Dabei konzentrieren sich die meisten Zellkerne über dem mittleren und südlichen Thüringer Wald, dem Schiefergebirge und der östlich des Thüringer Waldes gelegene Ilm-Saale-Platte. Neben diesem Schwerpunkt erkennt man zudem eine etwas höhere Anzahl konvektiver Zellkerne ganz im Westen über der Rhön an der Grenze zu Hessen.

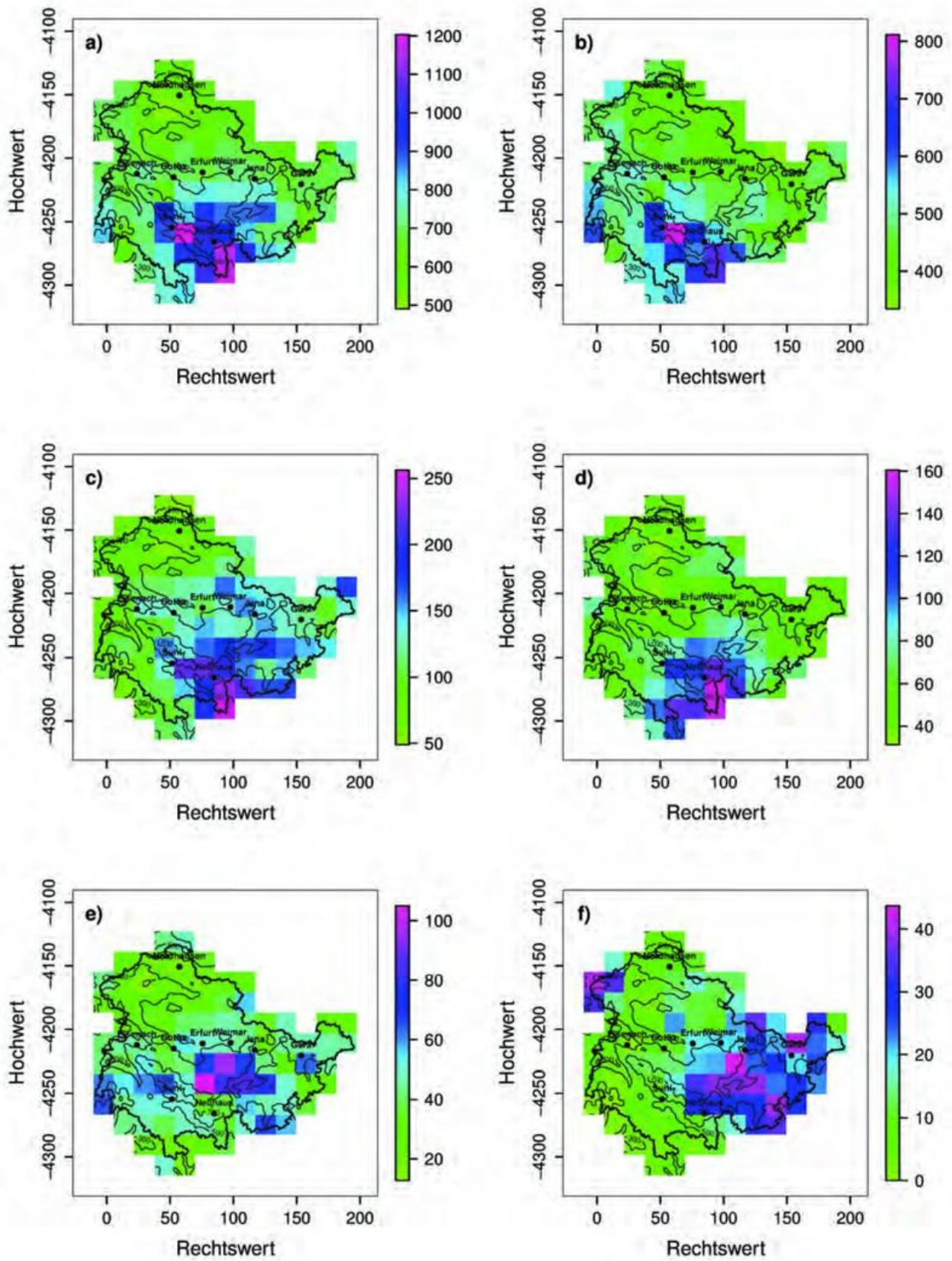


Abb. 15: Mittlere jährliche Anzahl konvektiver Zellkerne > 20 mm/h über Thüringen, April-September 2004-2010, Niederschlagsintensität, 16 x 16 km² Auflösung, a) gesamt, b) Südwestanströmung, c) Nordwestanströmung, d) undefinierte Anströmung, e) Südostanströmung, f) Nordostanströmung

Betrachtet man die Hauptanströmungsrichtung Südwest, so fällt ein sehr ähnliches räumliches Muster ins Auge, da hier ca. zwei Drittel aller konvektiven Zellkerne auftreten (Abb. 15b). Eine Verstärkung oder Auslösung von konvektivem Niederschlag durch den Thüringer Wald ist anhand dieses Musters anzunehmen und wurde durch Sensitivitätsstudien mit dem regionalen Klimamodell CSOMO-CLM bestätigt (nicht gezeigt). Gegenüber dem gesamten Datensatz ist die Anzahl der konvektiven Zellkerne östlich des Thüringer Waldes jedoch reduziert. Sie treten hauptsächlich bei einer Anströmung auf, die nicht aus Südwesten erfolgt. Betrachtet man die Anströmungsrichtung Nordwest, so ist zu erkennen, dass die Mehrzahl der konvektiven Zellkerne im östlichen Thüringen auftritt mit einem Maximum um Neuhaus und im Thüringischen Schiefergebirge im Süden an der Grenze zu Bayern und Sachsen (Abb. 15c). Für die undefinierte Anströmungsrichtung, bei der keine klare Strömungsrichtung für das Klassifizierungsgebiet der objektiven Wetterlagen zu identifizieren ist, konzentriert sich der Schwerpunkt konvektiver Zellkerne ebenfalls auf den südlichen Thüringer Wald und Gebiete südwestlich davon (Abb. 15d). Vor allem antizyklonal geprägte Wetterlagen mit undefinierter Anströmungsrichtung sind typische Wetterlagen für warme, sonnige Tage, bei denen am Nachmittag über dem Bergland Konvektion ausgelöst wird. Berechnungen der Globalstrahlung zeigen über den Ost- und Südosthängen des Thüringer Waldes besonders hohe Werte, was die Entstehung von Konvektion begünstigt (nicht gezeigt). Das Muster in Abb. 15d lässt sich dadurch überwiegend erklären. Kommt die Hauptwindrichtung aus Südost, so tritt im Vergleich zu den bisher beschriebenen Mustern eine konträre Situation auf. Höhere Anzahlen konvektiver Zellkerne treten über der Rhön, dem nördlichen Thüringer Wald und vor allem östlich des Thüringer Waldes entlang der Ilm-Saale-Platte auf. Die Region um Neuhaus zeigt jedoch keine auffällig hohe Anzahl an konvektiven Zellkernen. Bei Betrachtung konvektiver Zellkerne mit einem Schwellwert $> 8,12$ mm/h sind als erklärende Ursachen für das räumliche Muster Zugstraßen konvektiver Zellen ausgehend vom Vogtland und dem Westerzgebirge zu sehen (nicht gezeigt). Nur knapp 2 % aller konvektiven Zellkerne über Thüringen treten bei Anströmung aus nordöstlicher Richtung auf. Diese Anströmungsrichtung besitzt somit kaum eine Bedeutung für das räumliche Muster aller konvektiven Zellkerne. Konvektive Zellkerne aus Nordosten treten überwiegend im östlichen und südöstlichen Teil Thüringens auf (Abb. 15f). Der Thüringer Wald scheint zudem eine Grenze für die weitere Verlagerung dieser Zellen nach Südwesten darzustellen.

Die räumliche Verteilung der mittleren jährlichen Anzahl an Blitzen ist in Abb. 16 zu sehen. Im Gegensatz zu den Radardaten wurde hier der Zeitraum von 1992-2013 (April-September) ausgewertet. Für den kompletten Datensatz zeigt sich ähnlich wie bei der Verteilung der konvektiven Zellkerne ein deutlicher Nord-Süd Gradient mit einer geringeren Anzahl an Blitzen im Norden und einer erhöhten Blitzaktivität im Süden Thüringens. Unterschiedlich ist jedoch, dass die blitzreichste Region im Osten Thüringens ist (Abb. 16a). Wie bereits bei der räumlichen Verteilung konvektiver Zellkerne wird das Gesamtmuster durch Südwestwetterlagen geprägt (Abb. 16b). Bei dieser Anströmungsrichtung findet sich der Ursprung der hohen Anzahl an Blitzen im Osten Thüringens und auch im äußersten Westen über der Rhön. Sehr auffällig ist jedoch die vergleichsweise geringe Blitzaktivität über dem Thüringer Wald, insbesondere in der Region um Neuhaus. Daraus lässt sich schließen, dass eine Vielzahl konvektiver Zellen über dem Thüringer Wald nur wenig Blitzaktivität zeigen, während im Osten Thüringens weniger, aber blitzreichere konvektive Zellen auftreten. Für Nordwestlagen ergibt sich eine etwas heterogenere Verteilung der Blitze (Abb. 16c). Dies dürfte auch damit zusammenhängen, dass bei dieser Anströmungsrichtung nur ca. 8 % aller Blitze auftreten (aber 16 % aller konvektiven Zellkerne treten bei Nordwestlagen auf). Zwar deckt sich der Schwerpunkt im

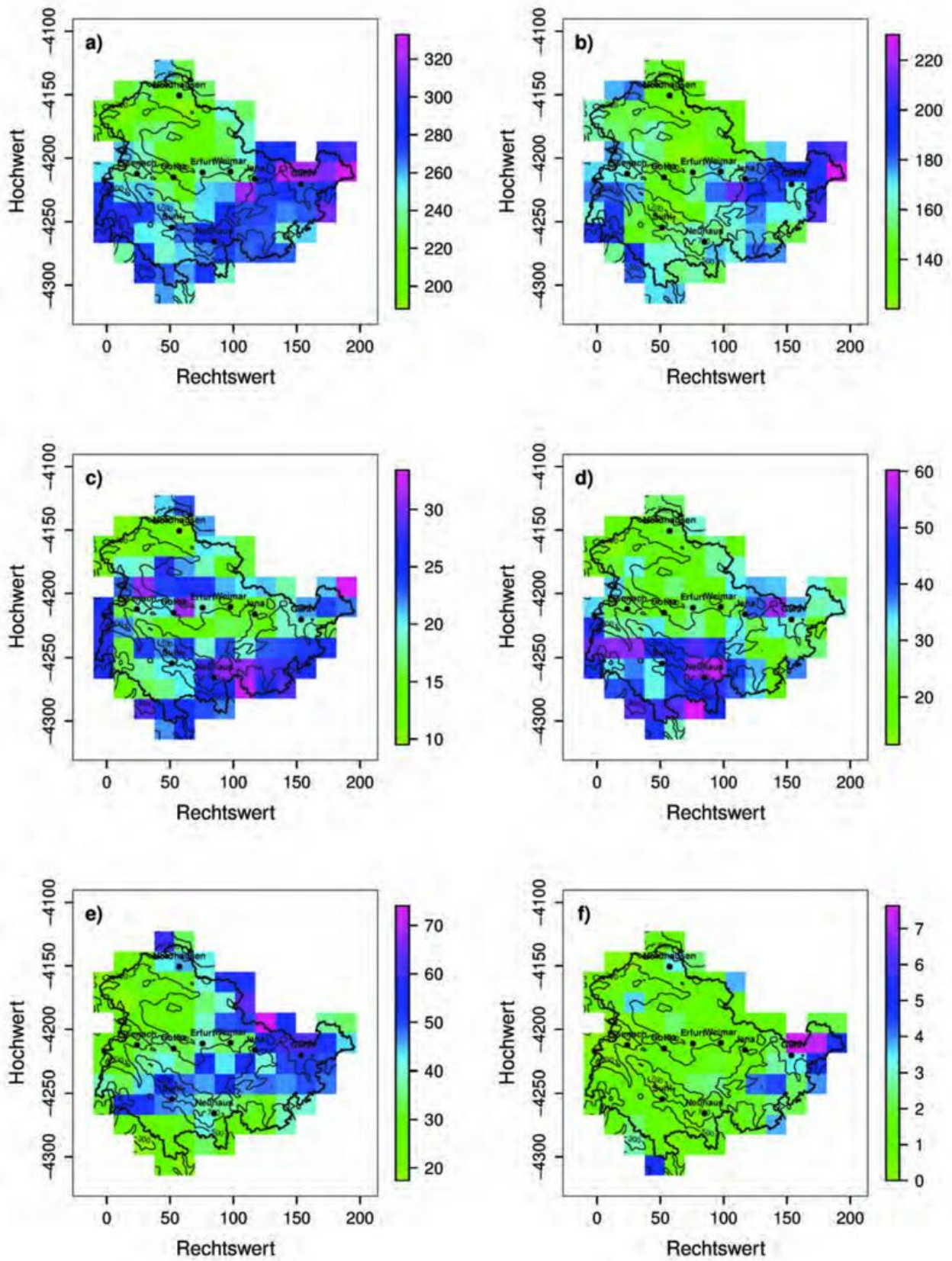


Abb. 16: Mittlere jährliche Anzahl von Wolke-Erd-Blitzen über Thüringen, April-September 1992-2013, 16 x 16 km² Auflösung, a) gesamt, b) Südwestanströmung, c) Nordwestanströmung, d) undefinierte Anströmung, e) Südostanströmung, f) Nordostanströmung

Südosten mit der Verteilung konvektiver Zellkerne, doch tritt auch ein sekundäres Maximum nördlich einer Linie Eisennach-Gotha-Erfurt-Weimar auf. Bei undefinierter Anströmungsrichtung treten mit 12 % Anteil insgesamt mehr Blitze auf als bei Nordwestanströmung (9 % aller konvektiven Zellkerne treten undefinierter Anströmung auf) (Abb. 16d). Das bedeutet, bei Nordwestanströmung treten zwar häufiger konvektive Zellen auf als bei undefinierten Wetterlagen, jedoch sind letztere blitzreicher. Was die räumliche Verteilung der Blitze betrifft, so treten diese bei undefinierter Anströmungsrichtung im südlichen Teil des Thüringer Waldes und westlich davon auf. Dies wiederum deckt sich weitgehend mit der Verteilung konvektiver Zellkerne bei dieser Anströmungsrichtung.

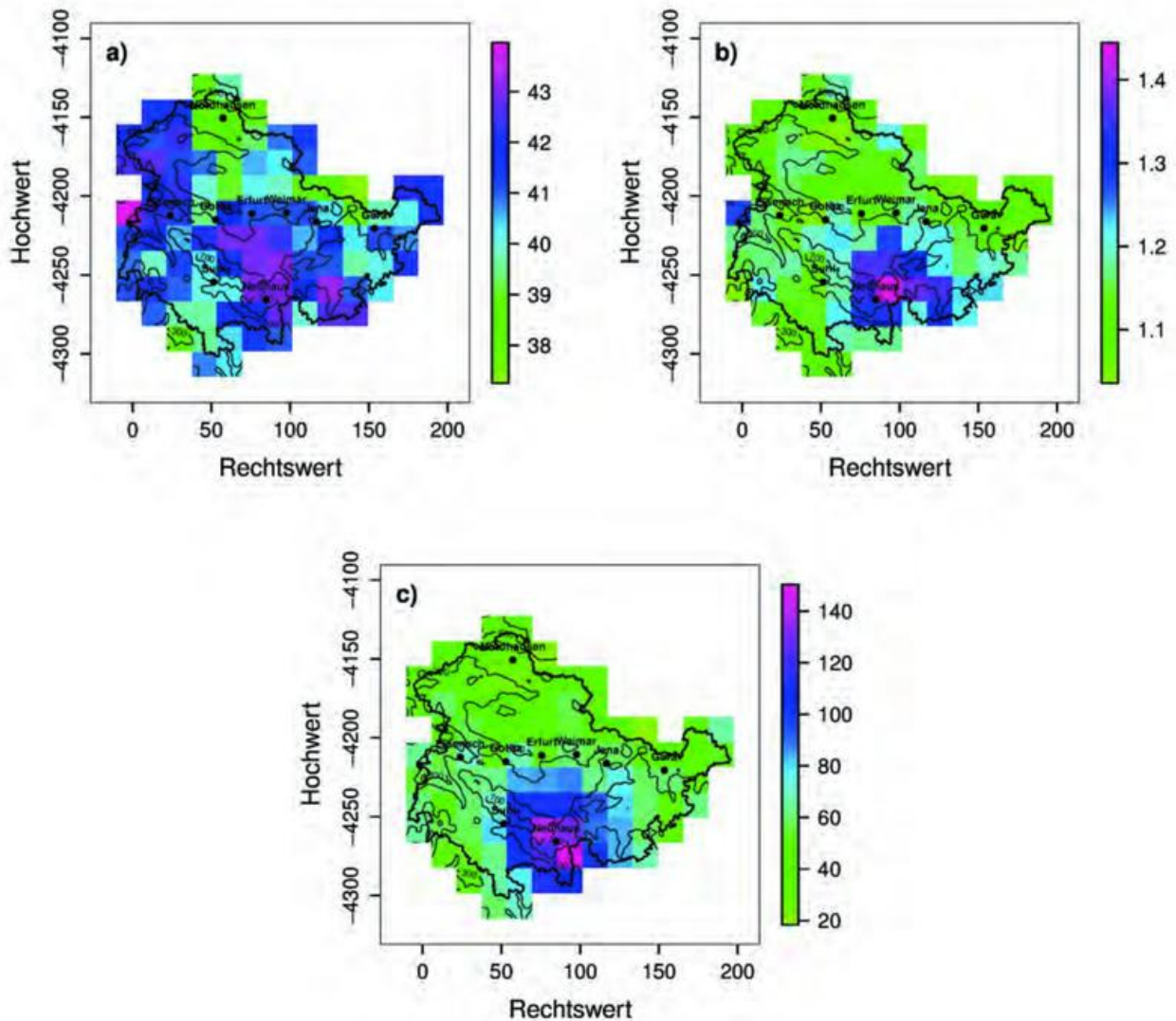


Abb. 17: a) Mittlere Niederschlagsintensität konvektiver Zellkerne > 20 mm/h über Thüringen [mm/h], April-September 2004-2010, b) (Niederschlagsintensität / Verlagerungsgeschwindigkeit) konvektiver Zellkerne > 20 mm/h über Thüringen [mm/km], April-September 2004-2010, c) mittlere jährliche Anzahl von Hagelzellen > 55 dBZ über Thüringen, April-September 2004-2010, 16 x 16 km² Auflösung

Die Südostlagen sind mit einem Anteil von fast 14 % hinter Südwestlagen die zweitintensivste Anströmungsrichtung für das Auftreten von Blitzen (wobei aber nur knapp 6 % aller konvektiven Zellkerne bei Südostlage auftreten) (Abb. 16e). Ursache sind hier feuchtere Luftmassen, die aus Südosten nach Thüringen transportiert werden (nicht gezeigt). Das räumliche Muster deutet ebenfalls, wie bei der

Verteilung der konvektiven Zellkerne darauf hin, dass häufig eine Zugstraße konvektiver Zellen aus Richtung Vogtland und Westerzgebirge auftritt. Die Blitzaktivität bei Wetterlagen mit nordöstlicher Anströmung ist mit kaum 1 % Blitzanteil sehr gering und fällt damit kaum ins Gewicht. Die vereinzelt Blitze treten überwiegend in Ostthüringen auf (Abb. 16f).

Abb. 17 zeigt die weiteren in Abschnitt 2.3 definierten Größen für die mittlere Niederschlagsintensität konvektiver Zellkerne (Abb. 17a), das Potential für Sturzfluten (Niederschlagsintensität / Verlagerungsgeschwindigkeit) eines konvektiven Zellkerns (Abb. 17b) und konvektive Zellkerne, die mit einer hohen Wahrscheinlichkeit für Hagel am Boden verantwortlich sind (Abb. 17c). Für diese drei Größen wurde in diesem Abschnitt keine Einteilung für unterschiedliche Anströmungsrichtungen vorgenommen. Die räumliche Verteilung der im Mittel intensivsten Niederschlagsintensitäten konvektiver Zellkerne zeigen ein heterogenes Bild (Abb. 17a). Es lassen sich jedoch zwei Schwerpunkte für das Auftreten von Zellen mit hohen Niederschlagsintensitäten identifizieren. Zum einen über dem Thüringer Wald um Neuhaus und weiter nach Osten zur Ilm-Saale-Platte und zum anderen im Westen und Nordwesten Thüringens. Die Karte mit dem Risiko für Sturzfluten (ohne Berücksichtigung der Orographie und Gewässereinzugsgebieten) zeigt nur zum Teil eine Übereinstimmung mit der Verteilung der mittleren intensivsten Niederschlägen (Abb. 17b). Einzig die Ilm-Saale-Platte und die Region Neuhaus weisen hohe Werte auf. Ursache ist hier überwiegend das Auftreten noch langsam ziehender konvektiver Zellen am Ostrand des Thüringer Waldes (nicht gezeigt). Es handelt sich dabei um konvektive Zellen, die durch die Orographie des Thüringer Waldes verstärkt werden und um Zellen, die am Ostrand des Thüringer Waldes bei strömungsarmen Wetterlagen entstehen. Der Nordwesten zeigt keine besonders auffällig hohen Werte für das Sturzflutpotential, da hier im Gegensatz zum Ostrand des Thüringer Waldes hauptsächlich konvektive Zellen mit hohen Verlagerungsgeschwindigkeiten aus Hessen nach Thüringen hinein ziehen (nicht gezeigt). Das Auftreten von konvektiven Zellkernen mit Potential für Hagel am Erdboden zeigt den Schwerpunkt ebenfalls bei Neuhaus bzw. dem mittleren Teil und Ostrand des Thüringer Waldes (Abb. 17c).

3.2 Wetterlagenstatistik

Es gibt unterschiedliche statistische Ansätze, um Rückschlüsse über das Auftreten und die Intensität von Konvektion und Unwetter zu gewinnen. In diesem Abschnitt wird der Zusammenhang zwischen dem Auftreten bestimmter Wetterlagen und der relativen Häufigkeit konvektiver Aktivität untersucht. Mit diesem Hintergrund lassen sich über die Änderung konvektionsrelevanter Wetterlagen Rückschlüsse über die Änderung der konvektiven Aktivität für die Zukunft ableiten.

Die Abb. 18 zeigt die relativen Häufigkeiten konvektionsrelevanter Größen in Abhängigkeit von den Wetterlagen der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD. Den stärksten Einfluss der drei Wetterlagenklassifikationsparameter besitzt die Feuchte. So treten 82 % aller konvektiven Starkregenzellkerne bei feucht definierten Wetterlagen auf. Für Hagelzellkerne und Blitze liegt der Anteil sogar bei über 93 %. Die Feuchte besitzt auch bei der Unterteilung der konvektiven Aktivität für die einzelnen Anströmungsrichtungen eine große Bedeutung. So treten die in Abb. 18 gezeigten konvektionsrelevanten Größen mit einem Anteil von ca. zwei Drittel während einer südwestlichen Anströmungsrichtung auf. Südwest kommt im Vergleich aller Anströmungsrichtungen mit ca. 41 % Anteil am häufigsten vor (Abb. 19) und transportiert oftmals feuchte und warme Luftmassen nach Thüringen. Demgegenüber zeigen vor allem Luftmassen, die aus Nordosten nach Thüringen gelangen, eine nur sehr geringe konvektive Aktivität. Hier liegt der Anteil im Mittel für alle konvektionsrelevanten Größen nur zwischen 1-2 % (Abb. 18). Bei der Zyklonalität zeigen die Kombinationen aus antizyklonal in 950 hPa und 500 hPa sowie zyklonal in 950 hPa und antizyklonal in 500 hPa die höchste Konvektionsneigung (nicht gezeigt). Dabei fällt auf, dass sich das Verhältnis der einzelnen konvektionsrelevanten Größen zueinander abhängig vom Zyklonalitätsindex deutlich unterscheidet. Liegt eine rein antizyklonale Strömung vor, so beträgt der Anteil von konvektiven Starkregenzellkernen, Hagelzellen und Blitzen 26 %, 34 % und 30 %.

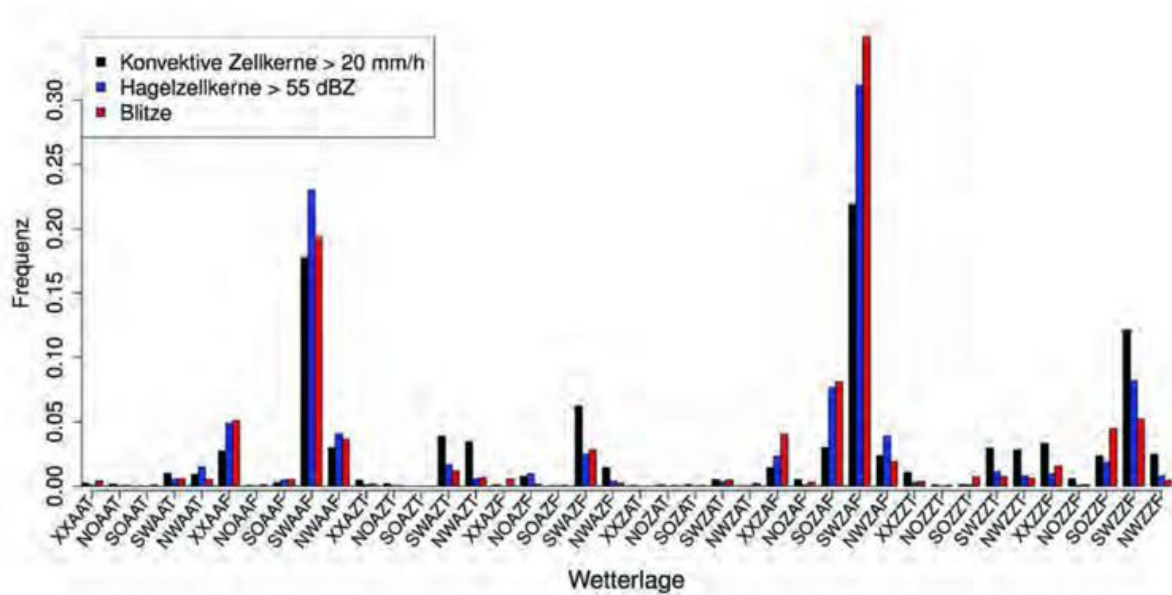


Abb. 18: Relative Häufigkeit von konvektiven Zellkernen [$> 20\text{mm/h}$], Hagelzellkernen [$> 55\text{ dBZ}$] und Blitzen in Abhängigkeit der objektiven Wetterlagen, Sommerhalbjahr (April-September 2004-2010, (Blitze 1992-2013))

Bei einer zyklonalen Komponente im bodennahen Niveau liegen die Anteile hingegen bei 30 %, 45 % und 50 %. Es lässt sich daraus schlussfolgern, dass für intensivere Konvektion mit Hagel und Blitzen eine höhere Dynamik und eine stärkere Hebungskomponente benötigt wird.

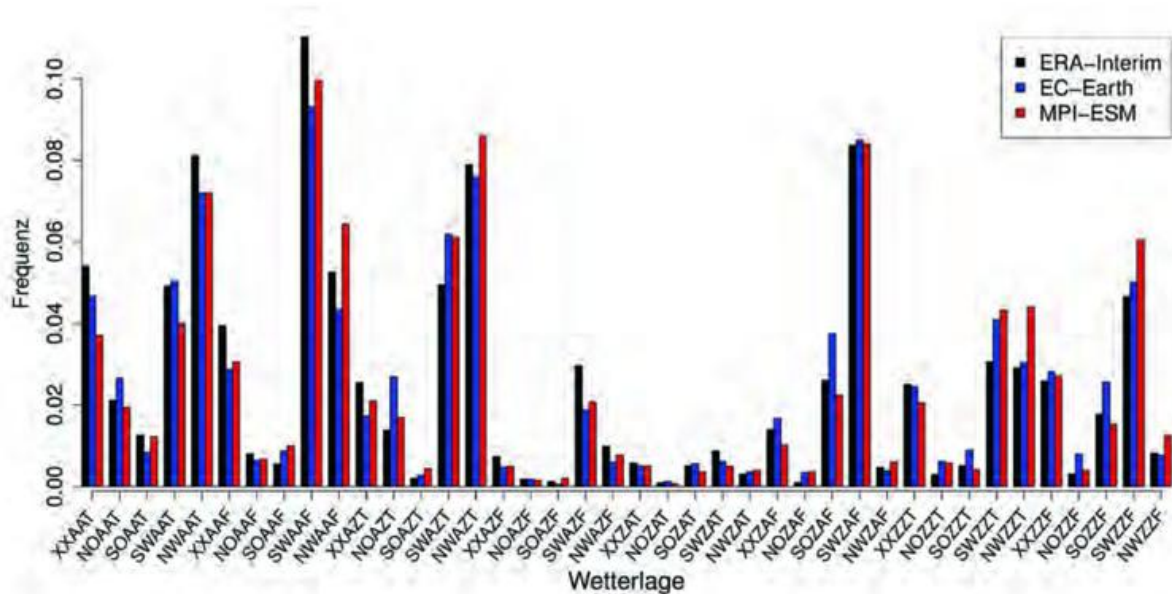


Abb. 19: Relative Häufigkeit objektiver Wetterlage berechnet für ERA-Interim (1981-2010) (schwarz), EC-Earth (1976-2005) (blau), MPI-ESM (1976-2005) (rot), Sommerhalbjahr (April-September)

Da wie bereits beschrieben für ERA-Interim keine Projektion der Wetterlagen für die Zukunft möglich ist und hierfür auf globale Klimamodellprojektionen zurückgegriffen werden muss, ist ein Vergleich der Wetterlagenhäufigkeit für die Gegenwart zwischen ERA-Interim, EC-Earth und MPI-ESM notwendig (Abb. 19). Der RMSE zwischen ERA-Interim und EC-Earth sowie zwischen ERA-Interim und MPI-ESM beträgt in beiden Fällen ca. 0,06 und zeigt somit die geringen Unterschiede zwischen der Reanalyse und den Klimamodellen an. Größere Unterschiede sind bei Wetterlagen mit antizyklonaler Strömung in 950 hPa und

500 hPa zu erkennen. Hier zeigen EC-Earth und MPI-ESM geringere relative Häufigkeiten als ERA-Interim. Im Gegensatz dazu weist vor allem MPI-ESM eine höhere Frequenz zyklonaler Strömungslagen in 950 hPa und 500 hPa auf.

Aufgrund der geringen Unterschiede ist eine Anwendung der objektiven Wetterlagen für globale Klimamodelle nicht nur für das gegenwärtige Klima, sondern auch für zukünftige Zeiträume möglich. Die Abb. 20 zeigt für die Klimamodelle EC-Earth und MPI-ESM die Änderungen der relativen Wetterlagenhäufigkeiten für den Zeitraum 2016-2045 gegenüber 1976-2005. Für den Zeitraum 2016-2045 sieht man eine nicht unbedeutende Zunahme der feuchten gegenüber den trockenen Wetterlagen. Für EC-Earth ergibt sich ein Anstieg von 49,3 % auf 60,4 % und für MPI-ESM von 47,9 % auf 64 %. Ebenfalls gibt es eine geringfügige Zunahme der Westwetterlagen. EC-Earth zeigt zusätzlich einen Anstieg der Strömung aus Südwest um fast 4 %. Für die Wetterlagen mit der größten Konvektionsneigung (Abb. 18) (SWAAF, SWZAF, SWZZF) zeigen die Klimamodelle für SWAAF eine der stärksten Zunahmen im Vergleich mit allen übrigen Wetterlagen der objektiven Wetterlagenklassifikation. Im Gegensatz dazu ändert sich die konvektiv aktivste Wetterlage SWZAF kaum (Abb. 18).

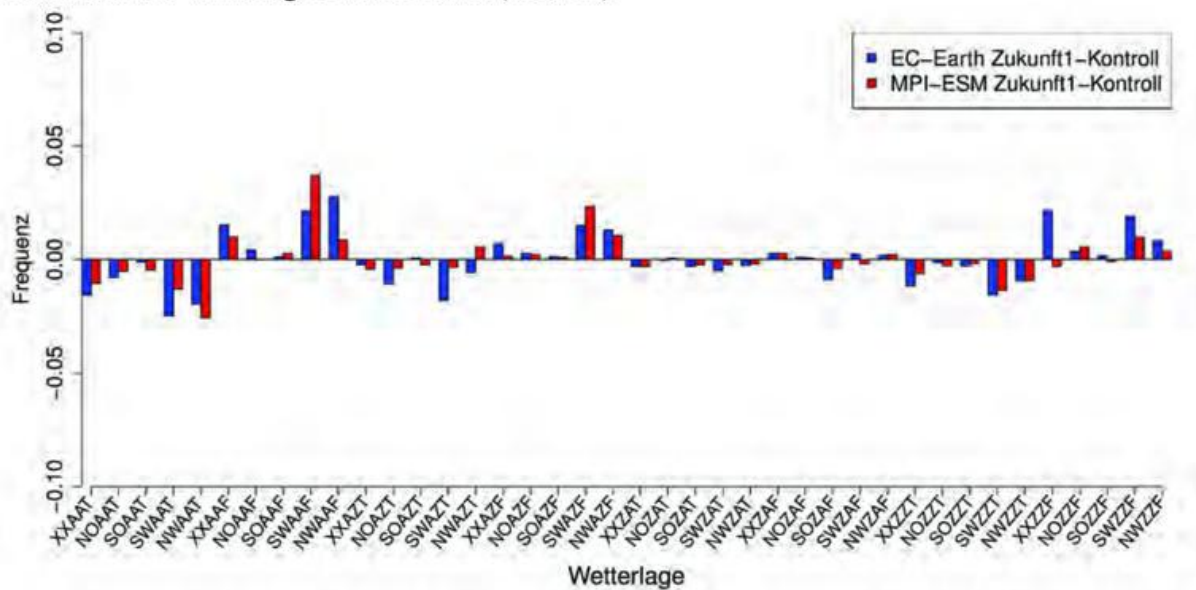


Abb. 20: Änderung der relativen Häufigkeit objektiver Wetterlagen EC-Earth 2016-2045 gegenüber EC-Earth 1976-2005 (blau) und MPI-ESM 2016-2045 gegenüber MPI-ESM 1976-2005 (rot), Sommerhalbjahr (April-September)

Die Änderung der großräumigen Zirkulation zum Ende des 21. Jahrhunderts gegenüber heute zeigt Abb. 21. Für diesen Zeitraum ist nochmals mit einer deutlichen Zunahme an feuchten Wetterlagen zu rechnen. Für EC-Earth beträgt der Anteil an feuchten Tagen dann 82 % und für MPI-ESM 84,3 %. Ebenfalls nehmen Westwetterlagen, vor allem mit nordwestlicher Anströmungsrichtung, an Häufigkeit zu. Besonders auffällig ist dies für antizyklonale Wetterlagen und Strömungen mit zyklonaler Komponente in Bodennähe. Für die konvektiv aktivste Wetterlage SWZAF ergibt sich für beide Klimamodelle, ähnlich dem Zeitraum 2016-2045, kaum eine Änderung.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass beide Klimamodelle sowohl für den Zeitraum 2016-2045 als auch für 2071-2100, bis auf wenige Ausnahmen, eine ähnliche Änderung der Wetterlagenhäufigkeiten zeigen. Aussagen für die zukünftige Entwicklung der konvektiven Aktivität über dem Großraum Thüringen erhalten dadurch eine robuste Basis.

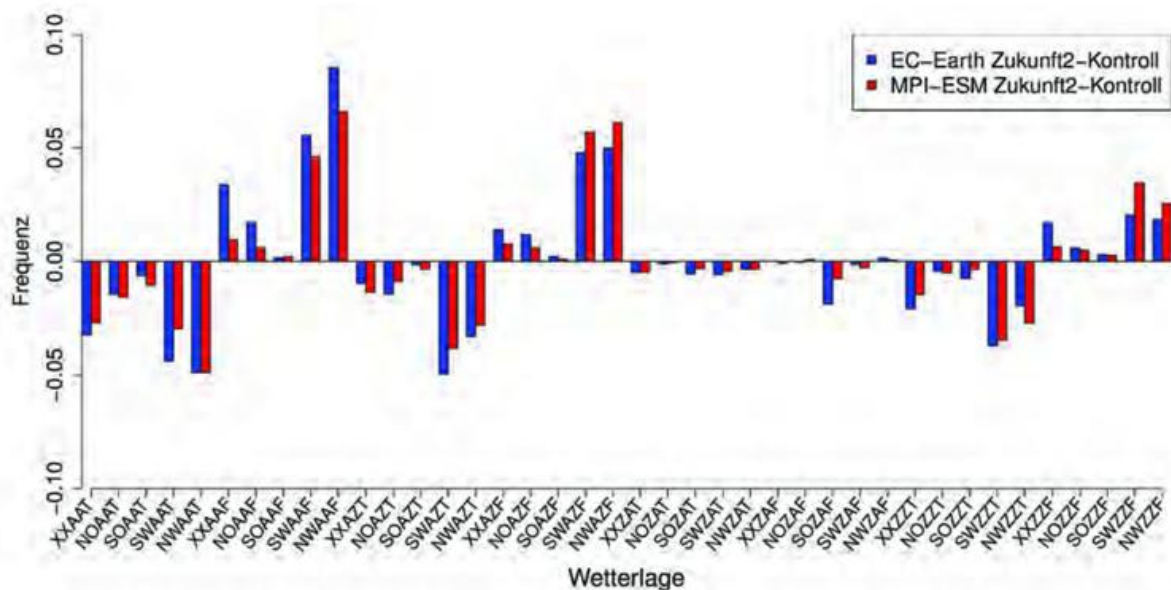


Abb. 21: Änderung der relativen Häufigkeit objektiver Wetterlagen, EC-Earth 2071-2100 gegenüber EC-Earth 1976-2005 (blau) und MPI-ESM 2071-2100 gegenüber MPI-ESM 1976-2005 (rot), Sommerhalbjahr (April-September)

3.3 Modellsimulationen

Bisher wurden die statistischen Zusammenhänge zwischen beobachteter Konvektion und dem Auftreten unterschiedlicher Wetterlagen betrachtet und anschließend aufgezeigt, wie sich diese Wetterlagen zukünftig entwickeln (Abschnitt 3.2). Vor allem feuchte Wetterlagen, deren Anteil in der Zukunft mit dem Konzentrationspfad RCP8.5 stark zunehmen wird, zeigen eine erhöhte konvektive Aktivität. In diesem Abschnitt wird untersucht, wie sich die Änderung der zukünftigen klimatischen Rahmenbedingungen auf konvektionsauflösende Simulationen eines regionalen Klimamodells (COMSO-CLM) auswirkt (Abschnitt 3.3.2). Zunächst werden geeignete Tage mit hohem Gefährdungspotential für die Simulation mit COSMO-CLM ausgewählt (3.3.1). Dies geschieht mit Hilfe der erläuterten Methoden in Abschnitt 2.4, 2.7 sowie 2.8 und ist notwendig, da aufgrund des hohen Rechenaufwandes hochaufgelöster Simulationen (~ 1 km) nur eine stichprobenartige Abdeckung von Klimaperioden möglich ist.

3.3.1 Ereignisauswahl

Definition von Extremereignissen:

Geeignete Ereignisse, die mit konvektionsauflösenden COSMO-CLM Simulationen nachgerechnet wurden, wurden mit Hilfe von Parameterwerten ausgewählt, die über den Zellverfolgungsalgorithmus aus den Radarbeobachtungen bestimmt wurden. Jeder Parameter liefert eine Indikation für eine erhöhte Konvektionsgefährdung. Es handelt sich dabei um Tageswerte für den Großraum Thüringen (Abb. 7). Tage mit weniger als 100 identifizierten konvektiven Zellkernen wurden nicht berücksichtigt. Die Indikationsparameter sind:

- (Median Niederschlagsintensität)³ × Anzahl konvektiver Zellen (Parameter 1)
- 90stes Perzentil der Niederschlagsintensität konvektiver Zellen (Parameter 2)
- Mittlere Zugbahnlänge konvektiver Zellen (Parameter 3)
- Mittlere Zuggeschwindigkeit konvektiver Zellen (Parameter 4)

Parameter 1 besteht aus dem Median der Niederschlagsintensität und der Anzahl konvektiver Zellen. Eine alleinige Betrachtung der Anzahl konvektiver Zellen würde zu einer Fehlinterpretation führen, da einige Tage eine sehr hohe Anzahl an konvektiven Zellen aufweisen, die aber nur eine schwache Niederschlagsintensität zeigen (< 10 mm/h) und somit nicht stark unwetterträchtig sind. Aus diesem Grund

erfolgt die Kombination der Anzahl an konvektiven Zellen mit der Niederschlagsintensität, die über eine dreifache Potenzierung zusätzlich eine stärkere Gewichtung erhält.

Parameter 2 identifiziert über das 90ste Perzentil der Niederschlagsintensität aller Zellkerne, alle Tage an denen besonders intensive Zellen, unabhängig von der Gesamtanzahl konvektiver Zellen, über Thüringen auftraten.

Parameter 3 ist von Bedeutung, da Zellen mit einer hohen Zugbahnlänge und somit auch meist hoher Lebensdauer oftmals durch ein dynamisch geschertes atmosphärisches Umfeld verursacht werden. Es ist davon auszugehen, dass es sich bei den Zellen um gut ausgeprägte und organisierte konvektive Systeme wie MCS, Multi- und Superzellen handelt. Diese sind häufig mit heftigen Wettererscheinungen verbunden.

Parameter 4 markiert die lokale Wirksamkeit eines Unwetters durch eine geringe Verlagerungsgeschwindigkeit konvektiver Zellen. Verbunden mit hohen Niederschlagsintensitäten entstehen so große Niederschlagssummen über einem Ort, was vor allem das Risiko von Sturzfluten in entsprechenden Gewässer-einzugsgebieten erhöht.

Nach Bestimmung der vier Parameter erfolgen zwei Selektionsschritte, um Tage mit besonders hohem konvektivem Gefährdungspotential zu bestimmen. Zum besseren Verständnis veranschaulicht Abb. 22 den ersten Schritt für eine Vorauswahl dieser Tage.

Reihenfolge	Parameter 1	Tag	Parameter 2	Tag	Parameter 3	Tag	Parameter 4	Tag
1	hoch	395	hoch	128	hoch	1021	niedrig	200
2		130		130		96		130
3		96		294		395		128
⋮		⋮		⋮		⋮		⋮
268		128		395		555		5
269		1100		430		430		806
270		430		90		90		222
150 Tage Grenze								
271		567		221		1281		127
272		280		280		1155		19
273		611		96		2		60
⋮		⋮		⋮		⋮		⋮
1279		829		611		611		395
1280		67		49		59		96
1281	niedrig	21	niedrig	21	niedrig	900	hoch	1280

Abb. 22: Schritt 1 Vorauswahl von extremen Tagen

Zunächst wird jeder Parameter nach seinem Gefährdungspotential ansteigend entsprechend sortiert. Bei Parameter 1-3 ist das der Größe nach absteigend und bei Parameter 4 der Größe nach aufsteigend. Zusätzlich wird als weitere Information das Datum (1. April – 30. September 2004-2010) für jeden Parameter separat in die Sortierung miteingebunden. Es ist zu beachten, dass Abb. 22 zur Vereinfachung (statt einem konkreten Datum) durchnummerierte Tage zeigt (1-1281). Als nächstes wird die Bedingung vorgegeben, dass ein Extremereignis (Tag) bei drei der vier Parameter einen Extremwert aufweisen muss. Als Beispiel hierfür haben Parameter 1-3 für Tag 395 einen Extremwert und sind in der Tabelle jeweils ganz oben angesiedelt, während Parameter 4 an Tag 395 keinen Extremwert zeigt und in der Tabelle ganz unten zu finden ist. Tag 395 würde somit die Bedingungen für einen extremen Tag mit Gefährdungspotential erfüllen. Als Gegenbeispiel dient Tag 96, der für Parameter 1 und 2 Extremwerte zeigt, die in der Tabelle ganz oben zu finden sind. Für Parameter 2 und 4 ist dieser Tag allerdings im unteren Teil der Tabelle zu finden und beide Parameter weisen somit für Tag 96 keine Extremwerte auf. Da nur zwei von vier Bedingungen erfüllt sind, ist Tag 96 als nicht extremer Tag mit geringerem Gefährdungspotential bewertet. Beginnend mit den extremsten Ereignissen werden anschließend absteigend die ersten 150 Tage gesucht, die drei Bedingungen erfüllen. Für diese Untersuchungen war dies ab Zeile 270 gegeben, da einige Tage für ein bzw. zwei Parameter Extremwerte aufweisen und sich im oberen Teil der Liste (Tabelle) befinden, während für die anderen zwei bzw. drei Parameter keine Extremwerte vorliegen. Im Idealfall, falls für jeden Tag die

Parameter mit der Reihenfolge ihrer Extremwerte immer denselben Rang einnehmen würden, wären bereits ab Zeile 150 die erwünschten 150 Tage gefunden.

Wie bereits beschrieben handelt es sich bei dem ersten Auswahlschritt nur um eine Vorauswahl von Tagen. Für den zweiten Auswahlschritt werden vier Parameterkombinationen definiert, die immer aus drei Parametern bestehen.

- Kombination 1: Parameter 1, Parameter 2, Parameter 3
- Kombination 2: Parameter 1, Parameter 3, Parameter 4
- Kombination 3: Parameter 1, Parameter 2, Parameter 4
- Kombination 4: Parameter 2, Parameter 3, Parameter 4

Für jede Kombination wird nun überprüft, ob bei jedem der drei Parameter derselbe Tag in der Liste aus 270 Zeilen vorhanden ist. Für die Kombination mit den Parametern 1-3 trifft dies zum Beispiel auf Tag 430 zu (Abb. 22). Durchgeführt für jede Parameterkombination ergeben sich folgende Anzahlen an extremen Tagen pro Cluster:

- Kombination 1: 74 Tage
- Kombination 2: 0 Tage
- Kombination 3: 77 Tage
- Kombination 4: 0 Tage

Wie sich leicht erkennen lässt, schließen sich langsame Verlagerungsgeschwindigkeit (Parameter 4) und lange Zugbahn konvektiver Zellen (Parameter 3) gegenseitig aus.

Da die Parameterkombinationen 2 und 4 aus der weiteren Untersuchung heraus fallen, kann man die interessanten Tage in zwei Cluster zusammenfassen. Cluster 1 besteht aus den Tagen, die nach der Parameterkombination (1, 2 und 3) extrem sind, und Cluster 2 besteht aus den Tagen die nach Kombination (2, 3 und 4) extrem sind. Es ergeben sich folgende zwei Gefährdungsszenarien:

- Szenario (Cluster) 1: Intensive Konvektion mit hoher dynamischer Komponente und langlebigen Zellen
- Szenario (Cluster) 2: Intensive Konvektion mit schwacher dynamischer Komponente und langsam ziehenden Zellen

Anpassung des logistischen Regressionsmodells:

Für das weitere Vorgehen wird an dieser Stelle auf die bereits in Abschnitt 2.8 besprochene dichotome Einteilung von Variablen zurückgegriffen. Die 74 extremen Tage aus Cluster 1 und die 77 extremen Tage aus Cluster 2 lassen sich mit (1) einstufen, während die verbleibenden 1207 bzw. 1204 sich als nicht extreme Tage mit (0) einstufen lassen. Nun kann man den ebenfalls bereits angesprochenen logistischen Regressionsansatz verwenden, um ein entsprechendes Modell anzupassen.

Zur Anpassung des logistischen Regressionsmodells wurden ERA-Interim Reanalysedaten für den Beobachtungszeitraum (1. April – 30. September 2004-2010) benutzt. Als Prädiktoren wurden neben den berechneten Labilitätsindices zusätzlich Informationen für die Temperatur, Feuchte und den Wind verwendet. Insgesamt beziffert sich die Vorauswahl unabhängiger Variablen auf 112, auf die an dieser Stelle jedoch nicht näher eingegangen wird. Zunächst wird über den VIF eine Multikollinearitätsprüfung für die unabhängigen Variablen durchgeführt (Abschnitt 2.8). Als Schwellwert für die Kollinearität wurde ein VIF-Wert von 7 angesetzt. Nach der VIF Prüfung verbleiben noch 41 unabhängige Variablen, zwischen denen nach Definition keine Kollinearität auftritt. Anschließend wurde separat für jedes Cluster das schrittweise AIC Verfahren angewendet, um jeweils das beste logistische Regressionsmodell zu bestimmen.

Das beste Modell für Cluster 1 ergibt sich aus den folgenden Prädiktoren:

Cluster 1 (Mittlere Windgeschwindigkeit in 850 hPa, Gradient des Surfaces Lifted Index, Windscherung 0-3 km, Theta-E Index, Gradient des Lightning Potential Index, Vertical Totals Index)

Das beste Modell für Cluster 2 ergibt sich aus den folgenden Prädiktoren:

Cluster 2 (Gradient der Temperatur in 700 hPa, Mittlere Windgeschwindigkeit 850 hPa, Gradient S Index, Craven Parameter, Gradient des Lightning Potential Index)

Informationen über die verwendeten Labilitätsindices sind in CRAVEN et al. (2002), ELSON (1991), FRISBIE et al. (2009), GALWAY (1956), KUNZ (2007) und MILLER (1972) zu finden.

Auswahl von Extremereignissen in der Gegenwart:

Das ausgegebene Ergebnis eines logistischen Regressionsmodells liegt zunächst in keinem dichotomen Wertebereich vor, sondern es handelt sich um Wahrscheinlichkeiten entsprechend der logistischen Funktion. Aus diesem Grund muss ein Grenzwert bestimmt werden, ab dem man einen extremen Tag mit hohem Gefährdungspotential definiert. Folgende Vorgehensweise wurde gewählt.

$$p_{ERA} = \begin{cases} \leq 0,5 & \text{kein Extremereignis} \\ > 0,5 & \text{Extremereignis} \end{cases} \quad (29)$$

Zur Überprüfung des Modells liefert das Pseudo-Bestimmtheitsmaß von McFadden für Cluster 1 einen Wert von 0,43 und für Cluster 2 einen Wert von 0,56. Die erklärenden Variablen zeigen somit eine gute Verbesserung für beide logistischen Regressionsmodelle gegenüber den jeweiligen Nullmodellen.

		Beobachtung		
		JA	NEIN	
Vorhersage	JA	23 korrekte Vorhersage	10 Fehlalarm	
	NEIN	51 Überraschungsereignis	1197 kein Ereignis	

		Beobachtung		
		JA	NEIN	
Vorhersage	JA	41 korrekte Vorhersage	11 Fehlalarm	
	NEIN	36 Überraschungsereignis	1193 kein Ereignis	

Tab. 2: Kontingenztabelle Beobachtungszeitraum (2004-2010), a) Cluster1, b) Cluster 2

Tab. 2 zeigt die Kontingenztabelle mit einer Übersicht der Beziehung zwischen den beobachteten und durch das logistische Regressionsmodell vorhergesagten Extremtagen für Cluster 1 (Tab. 2a) und Cluster 2 (Tab. 2b).

	Cluster 1	Cluster 2
HSS	0,41	0,62
POD	0,31	0,53
FAR	0,3	0,21

Tab. 3: Verifikationsgrößen

Für die Überprüfung der Vorhersagegüte zeigt Tab. 3 drei Verifikationsgrößen. Das logistische Regressionsmodell für Cluster 2 zeigt dabei insgesamt eine bessere Vorhersagequalität als das Modell für Cluster 1 (vgl. HSS 0,62 und 0,41). Vor allem die korrekte Vorhersage von aufgetretenen extremen Tagen ist für Cluster 2 deutlich besser als für Cluster 1 (vgl. POD 0,53 und 0,31). Das logistische Regressionsmodell für Cluster 1 kann somit nur einen kleineren Anteil dieser für uns interessanten Tage vorhersagen. Im

Gegensatz dazu ist die Vorhersage von Tagen mit Extremereignissen die nicht beobachtet wurden, für beide Cluster gering (vgl. FAR 0,3 und 0,21).

Als nächstes wurde die Anwendung der beiden logistischen Regressionsmodelle auf die ERA-Interim Periode (1981-2010) ausgeweitet. Über diesen Schritt lassen sich auch Tage mit hohem Gefährdungspotential, die vor dem Zeitraum der Beobachtungsperiode auftraten, identifizieren. Als Ergebnis wurden für Cluster 1 123 und für Cluster 2 233 Tage mit hohem Gefährdungspotential durch die beiden Regressionsmodelle diagnostiziert.

Auswahl von Extremereignissen in der Zukunft:

Da sich, wie in Abschnitt 2.4.2 bereits beschrieben, die Atmosphärenmodelle von ERA-Interim und EC-Earth stärker ähneln als die von ERA-Interim und MPI-ESM, wurde für die Simulationen mit COSMO-CLM das globale Klimamodell EC-Earth als antreibendes Modell verwendet. Bei der Anwendung des logistischen Regressionsmodells auf Simulationsergebnisse von EC-Earth muss das Auftreten von systematischen Fehlern zwischen der Reanalyse ERA-Interim und des globalen Klimamodells berücksichtigt werden. In der Regel werden diese Unterschiede über eine systematische Fehlerkorrektur reduziert. Für diese Untersuchung wurde eine alternative Methode entwickelt, bei der keine Korrektur der Labilitätsindices und weiterer durch das logistische Regressionsmodell verwendeter meteorologischer Größen notwendig ist. Zunächst wird die Annahme getroffen, dass die Klimatologie zwischen ERA-Interim (1981-2010) und EC-Earth (1976-2005) identisch sei. Daraus folgt, dass ERA-Interim (1981-2010) und EC-Earth (1976-2005) jeweils für beide Cluster die gleiche Anzahl an extremen Tagen aufweisen müssen. Für EC-Earth lassen sich in diesem Fall dann sehr einfach korrigierte Grenzwerte für extreme Tage in der absteigend sortierten Wahrscheinlichkeitstabelle des logistischen Regressionsprozesses ablesen. Es ergeben sich folgende korrigierte Grenzwerte p_{c1} und p_{c2} für Cluster 1 bzw. Cluster 2.

$$p_{c1} = \begin{cases} \leq 0,54 & \text{kein Extremereignis} \\ > 0,54 & \text{Extremereignis} \end{cases} \quad (30a)$$

$$p_{c2} = \begin{cases} \leq 0,67 & \text{kein Extremereignis} \\ > 0,67 & \text{Extremereignis} \end{cases} \quad (30b)$$

Diese neuen Grenzwerte sind ebenfalls auf Daten von Klimäläufen der Zeitperioden (2016-2045) und (2071-2100) anwendbar. So zeigt Tab. 4, dass sowohl für den Zeitraum 2016-2045, als auch für 2071-2100 die Zahl der extremen Tage für beide Cluster deutlich zunimmt. Am Ende des Jahrhunderts muss nach diesem Szenario sogar mit einer Verdoppelung der extremen Tage gerechnet werden.

Zeitraum	EC-Earth	
	Cluster 1	Cluster 2
1976-2005	123	233
2016-2045	142	308
2071-2100	245	473

Tab. 4: Anzahl extremer Tage für EC-Earth

Simulation mit COSMO-CLM:

Durch die hohe Auflösung des Modells (~ 1 km) und die für den Zellverfolgungsalgorithmus benötigte Niederschlagsinformation in fünf-minütiger zeitlicher Auflösung ist ein hoher Rechen- bzw. Speicheraufwand mit den COSMO-CLM Simulationen verbunden. Aus diesem Grund wurde auf eine Simulation des Zeitraums 2016-2045 gänzlich verzichtet. Es ist außerdem zu erwarten, dass im Vergleich zur Periode 2071-2100 ein geringeres Änderungssignal der Konvektion im Zeitraum 2016-2045 sichtbar ist. Für die restlichen Simulationsperioden wurde die tatsächliche Anzahl der simulierten Tage ebenfalls beschränkt.

Vor allem aufgrund der starken Zunahme im Zeitraum 2071-2010 wurde die Zahl der simulierten Tage auf 384 reduziert. Für ERA-Interim (1981-2010) wurden 312 und für EC-Earth (1976-2005) 306 Tage simuliert.

3.3.2 Simulationsergebnisse

Nach der Bestimmung der Simulationsereignisse wird in diesem Abschnitt ein Überblick über die Ergebnisse der COSMO-CLM Simulationen gegeben. Die Abb. 23 zeigt zunächst eine Übersicht der drei konvektionsrelevanten Gefährdungsgrößen, welche aus den COSMO-CLM Simulationsergebnissen und dem Zellverfolgungsalgorithmus für die ERA-Interim Periode (1981-2010), EC-Earth (1976-2005) und EC-Earth (2071-2100) abgeleitet wurden. Ergänzend sind die Beobachtungen (2004-2010) aus Radardaten der als extrem eingestuftem Tage abgebildet.

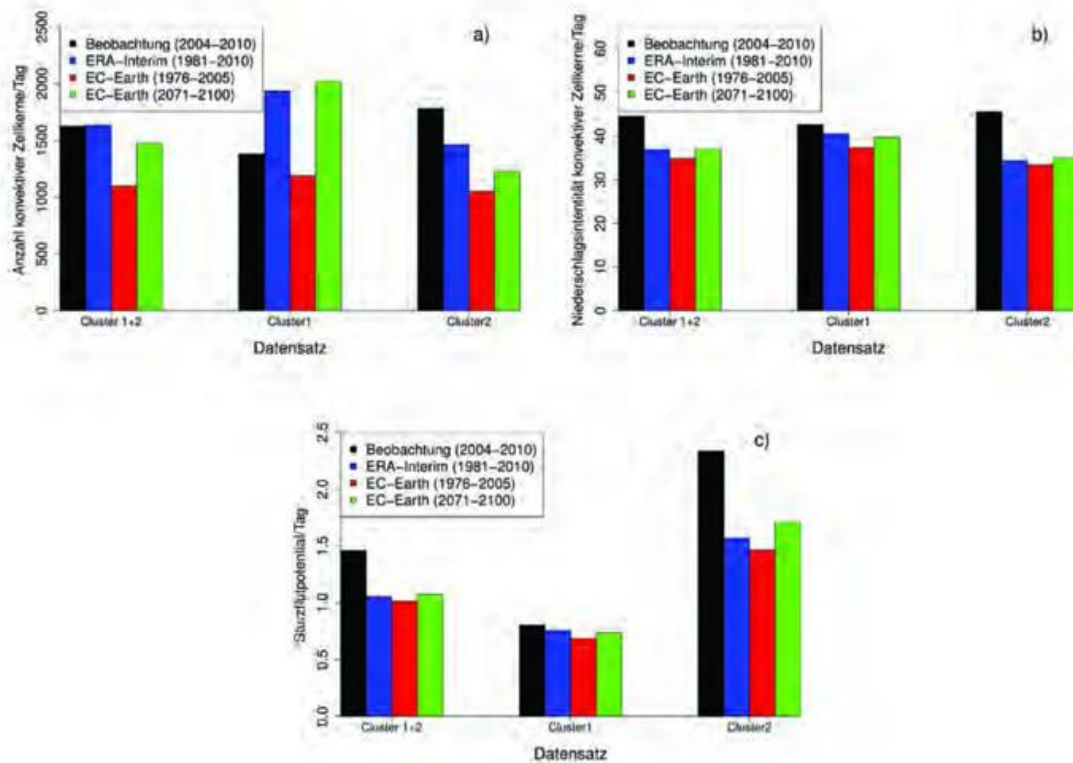


Abb. 23: Übersicht Gebietsmittel (Cluster 1+2, Cluster 1, Cluster 2) Radardaten (2004-2010), ERA-Interim COSMO-CLM (1981-2010), EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005) und EC-Earth COSMO-CLM (2071-2100) für a) Anzahl konvektiver Zellkerne [> 20 mm/h] pro Tag, b) mittlere Niederschlagsintensität konvektiver Zellenkerne [> 20 mm/h] [mm/h], c) mittleres Sturzflutpotential konvektiver Zellkerne [mm/km]

Für einen geeigneten Vergleich zwischen den einzelnen Produkten wurden Gebietsmittelwerte für den Großraum Thüringen berechnet. Insgesamt sieht man eine Unterschätzung des EC-Earth angetriebenen Kontrolllaufs (1976-2005) für alle konvektionsrelevanten Gefährdungsgrößen gegenüber den ERA-Interim angetriebenen Simulationen und vor allem den Beobachtungen (Abb. 23a-c). Die Anzahl konvektiver Zellkerne (> 20 mm/h) zeigt für eine gemeinsame Betrachtung der beiden Gefährdungsszenarien eine sehr gute Übereinstimmung mit den ERA-Interim angetriebenen Simulationen (Abb. 23). Dies spricht für eine sehr gute Simulationsgüte des Modells. Für Cluster 1 überschätzt bzw. Cluster 2 unterschätzt ERA-Interim jedoch das Auftreten der Konvektion gegenüber der Beobachtung. Für die mittlere Niederschlagsintensität und das Sturzflutpotential unterschätzt die ERA-Interim angetriebene Simulation für Cluster 1 und Cluster 2 jeweils die Werte gegenüber der Beobachtung.

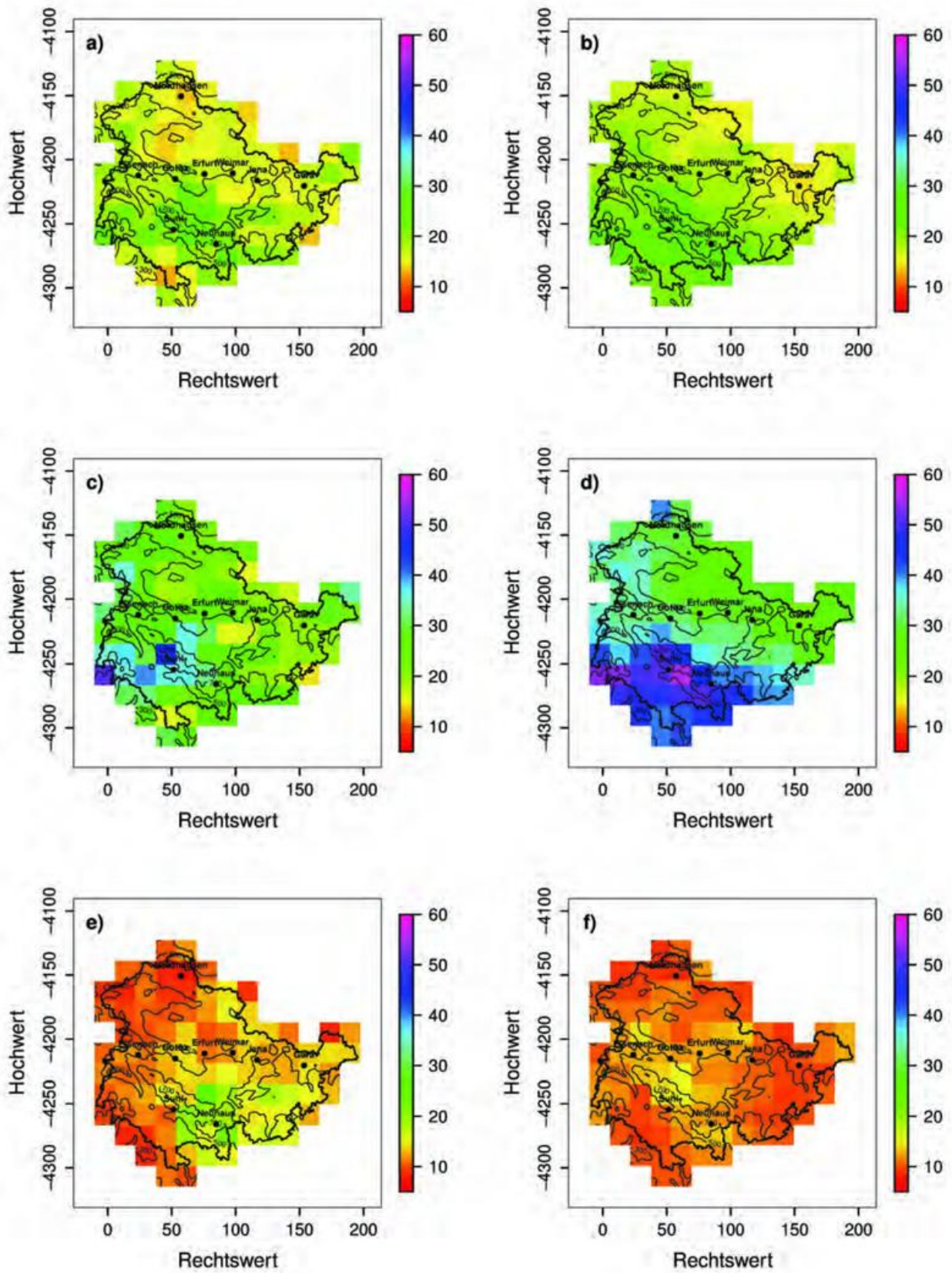


Abb. 24: Mittlere Anzahl konvektiver Zellkerne [> 20 mm/h] pro Tag für a) Radardaten (2004-2010) Cluster 1+2, b) ERA-Interim COSMO-CLM (1981-2010) Cluster 1+2, c) Radardaten (2004-2010) Cluster 1, d) ERA-Interim COSMO-CLM (1981-2010) Cluster 1, e) Radardaten (2004-2010) Cluster 2, f) ERA-Interim COSMO-CLM (1981-2010) Cluster 2, 16×16 km² Auflösung

Die EC-Earth angetriebenen Simulationen zeigen für die Zukunft einen Anstieg an konvektiven Zellkernen um etwa 35 %. Für Cluster 1 jedoch eine deutlich stärkere Zunahme im Gegensatz zu Cluster 2 (Abb. 23a). Auch für die mittlere Niederschlagsintensität und das Sturzflutpotential ist eine leichte Zunahme zu erkennen. Abb. 24 und Abb. 25 zeigen, wie sich die Simulationsergebnisse für die Anzahl an konvektiven Zellkernen räumlich über Thüringen verteilen. Eine gute Übereinstimmung zeigt sich dabei bei der kombinierten Betrachtung der beiden Gefährdungsszenarien zwischen den Beobachtungsdaten und ERA-Interim angetriebenen Simulationen (Abb. 24a und Abb. 24b). Das Maximum ist bei beiden über dem Thüringer Wald zu finden, während das Minimum im Osten und Norden Thüringens anzutreffen ist. Ebenfalls sichtbar ist der Unterschied der räumlichen Strukturen zwischen Cluster 1 und Cluster 2. Für das erste Gefährdungsszenario mit dynamischen, langlebigen Zellen erkennt man, dass die Konvektion sich von Westen nach Thüringen hinein verlagert mit einem Maximum über dem Thüringer Wald (Abb. 24d). Die Beobachtungsdaten decken sich grob mit den Simulationsergebnissen von ERA-Interim, allerdings ist die Anzahl an konvektiven Zellen insgesamt niedriger (Abb. 24c). Abb. 24e und Abb. 24f zeigen, dass beim zweiten Gefährdungsszenario mit langsam ziehenden konvektiven Zellen, die deutlich seltener bei Westwetterlagen auftreten (nicht gezeigt), die Konvektion mehr über und östlich des Thüringer Waldes auftritt. Während bei Cluster 1 der Thüringer Wald eher eine Barriere darzustellen scheint (vor allem bei ERA-Interim), ist dies bei Cluster 2 nicht der Fall.

Für EC-Earth angetriebene Simulationen sieht man für beide Gefährdungsszenarien eine ähnlich räumliche Struktur wie für ERA-Interim (Abb. 25a und Abb. 25b). Höhere konvektive Aktivität im Westen und über dem Thüringer Wald steht geringerer Aktivität im Osten gegenüber. Im Gegensatz zu ERA-Interim treten im Nordwesten jedoch mehr konvektive Zellkerne auf. Die Ursache ist auf die räumliche Verteilung der Konvektion durch Cluster 1 zurückzuführen, da hier der gesamte westliche Bereich Thüringens von Nord nach Süd sehr starke konvektive Aktivität aufweist. Des Weiteren fällt auf, dass die Differenz der Häufigkeit von Konvektion zwischen Cluster 1 und Cluster 2 bei EC-Earth angetriebenen Simulationen deutlich ausgeprägter ist als bei ERA-Interim angetriebenen Simulationen. Jedoch ist bei EC-Earth das Maximum an konvektiven Zellkernen bei Cluster 2 auch über dem Thüringer Wald und östlich davon zu finden (Abb. 25e und Abb. 25f). Insgesamt ergeben sich für die Simulationen zwischen dem Kontrolllauf und dem zukünftigen Szenario kaum größere räumliche Differenzen. Einzig die konvektive Aktivität nimmt in der Zukunft zu. Dies belegt auch, dass das logistische Regressionsmodell ebenfalls in der Lage ist, eine konsistente Identifizierung von Extremereignissen zwischen unterschiedlichen Zeitperioden zu leisten.

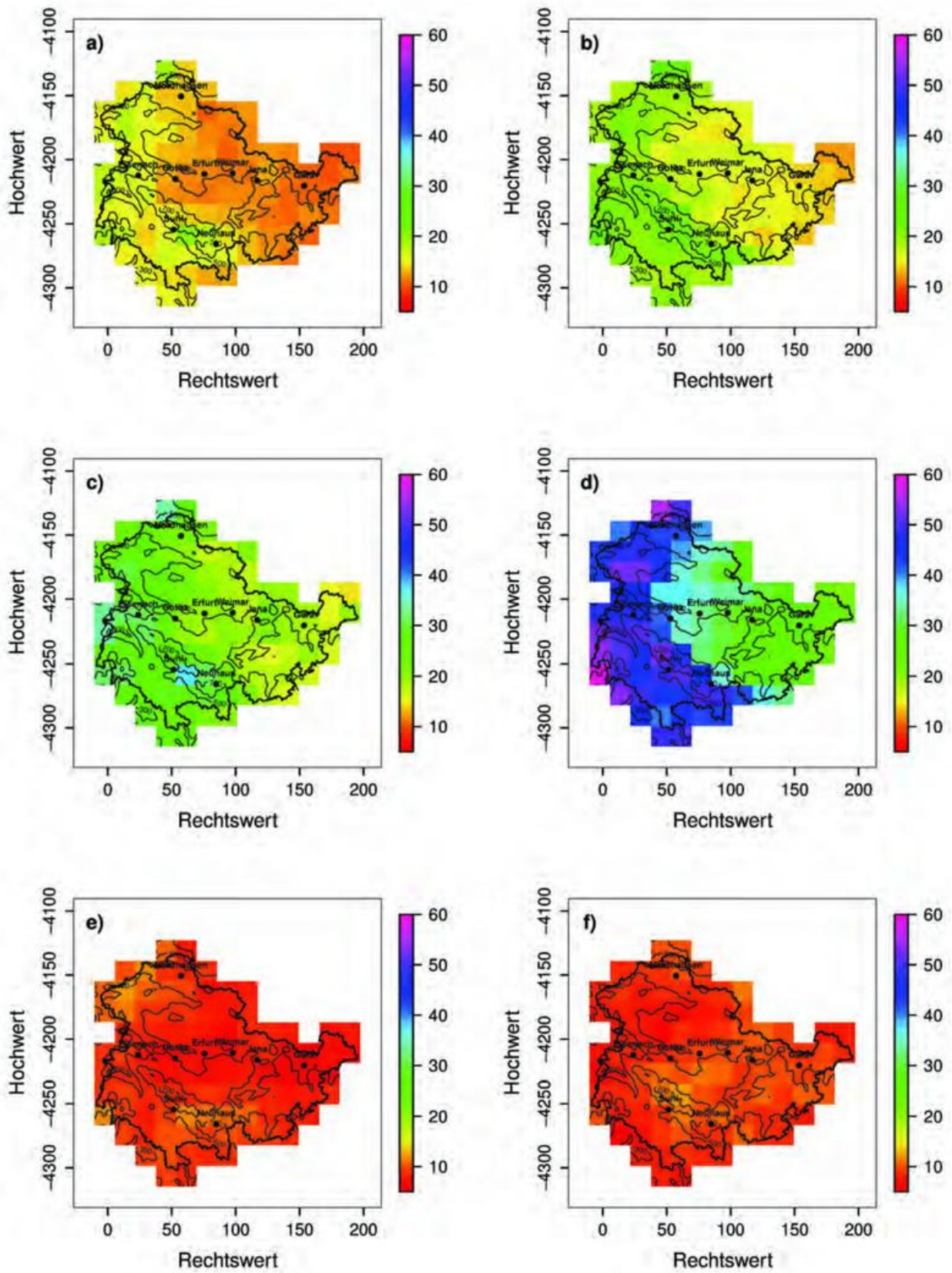


Abb. 25: Anzahl konvektive Zellkerne [> 20 mm/h] pro Tag für a) EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005) Cluster 1+2, b) EC-Earth COSMO-CLM (2071-2100) Cluster 1+2, c) EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005) Cluster 1, d) EC-Earth COSMO-CLM (2071-2100) Cluster 1, e) EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005) Cluster 2, f) EC-Earth COSMO-CLM (2071-2100) Cluster 2, 16×16 km² Auflösung

Für die Bildung von Gefährdungskarten (Abschnitt 3.4) ist es vor allem notwendig, die räumliche Struktur der konvektionsrelevanten Gefährdungsgrößen, welche aus den Simulationsergebnissen abgeleitet wurden, zu korrigieren. Als Grundlage dient wie in Abschnitt 3.2 kurz eingeführt eine parametrische Fehlerkorrektur. Abb. 26a zeigt die Anzahl konvektiver Zellkerne aus Radardaten für die Beobachtungsperiode 2004-2010 beider Cluster. In Abb. 26b ist die Situation für beide Cluster mit dem EC-Earth angetriebenen COSMO-CLM Kontrolllauf abgebildet. Eine Ähnlichkeit der Struktur ist zu erkennen. Mit Anwendung der Fehlerkorrektur findet eine deutliche Anpassung der Simulationsergebnisse an die Beobachtungen statt (Abb. 26c). Der ausgeprägte West-Ost-Gradient in den Simulationsergebnissen ist nun weniger sichtbar. Bei genauerem Hinsehen wird deutlich, dass es sich exakt um die gleichen Strukturen handelt. Zusätzlich wird die Fehlerkorrektur noch auf die mittlere Niederschlagsintensität und das Sturzflutpotential angewendet (nicht gezeigt).

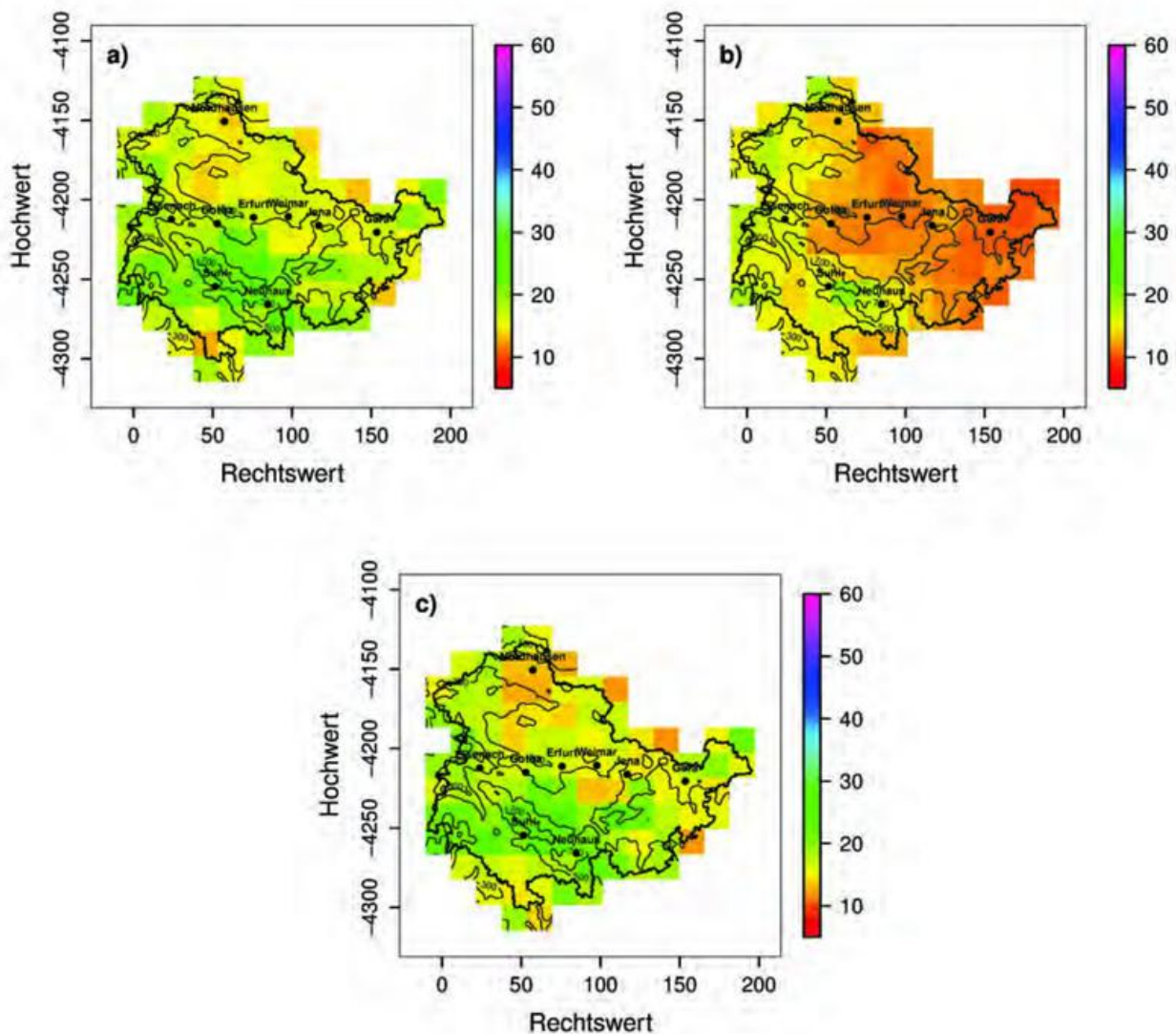


Abb. 26: Mittlere Anzahl konvektive Zellkerne [> 20 mm/h] pro Tag für a) Radardaten (2004-2010) b) EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005) Cluster 1+2, c) EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005) Cluster 1+2 korrigiert, 16×16 km² Auflösung

3.4 Gefährdungskarten

Die bisher in dieser Studie gewonnenen Erkenntnisse über atmosphärische Konvektion werden im letzten Abschnitt zu einer Gefährdungsinformation für das konvektive Unwetterpotential zusammengefasst. Die Grundlagen für die Bildung sogenannter Gefährdungskarten wurden bereits in Abschnitt 2.9 erläutert. Abschnitt 3.4.1 zeigt die Veränderung der Gefährdungssituation abgeschätzt über den statistischen Zusammenhang von Wetterlagen und Beobachtungsdaten. Ein alternativer Ansatz wird in Abschnitt 3.4.2 gezeigt, wo Gefährdungskarten auf Grundlage der beiden simulierten Gefährdungsszenarien von COSMO-CLM erstellt wurden.

3.4.1 Wetterlagen-basierte Gefährdung

Wie bereits in Abschnitt 2.9 werden für die Standardisierung der Gefährdungsinformation alle Bezugszeiträume (1976-2005, 1981-2010, 2016-2045, 2071-2100) und Modelle (ERA-Interim, EC-Earth, MPI-ESM) berücksichtigt. So lässt sich eine Veränderung der Gefährdung zwischen den Bezugszeiträumen und Modellen auf einer standardisierten Skala von 0-1 relativ quantifizieren. D.h. qualitative Aussagen über die räumliche Änderung der Gefährdung und die Änderung im Flächenmittel sind durch die Methode möglich. Die Zu- bzw. Abnahmen sind nicht mehr mit den prozentualen Änderungen der nicht normierten einzelnen Gefährdungsgrößen zu vergleichen. Als maximaler Gefährdungswert kann 1 erreicht werden. In der Regel wird dieser Wert äußerst selten erreicht, da alle fünf Gefährdungsgrößen an demselben Gitterpunkt jeweils räumlich die höchste standardisierte Gefährdung aufweisen müssten. Gleiches gilt für den minimal möglichen Wert von 0.

Wichtig für die Kombination der einzelnen Gefährdungsgrößen ist die Gewichtung der einzelnen Eingangsvariablen. Die einzelnen Gewichtungsfaktoren werden in dieser Studie über den Grad an Unsicherheit der Datensätze bestimmt und sind in Tab. 5 aufgelistet. Weitere Möglichkeiten wären die Verwendung von identischen Gewichten für alle fünf Gefährdungsgrößen oder eine Bestimmung der Gewichtungen anhand der Erfahrung von Experten über das Schadenspotential einzelner Gefährdungsgrößen. Dadurch würden Gefährdungsgrößen mit hohem Schadenspotential eine hohe Gewichtung erhalten und Gefährdungsgrößen mit niedrigem Gefährdungspotential eine entsprechend niedrige Gewichtung.

Gefährdungsgrößen	Anteil
Konvektionspotential	0,09
Starkniederschlagspotential	0,41
Sturzflutpotential	0,22
Blitzpotential	0,2
Hagelpotential	0,08

Tab. 5: Gewichtung der Gefährdungsgrößen für die Gewichtete Lineare Kombination

Abb. 27 und Abb. 28 zeigen die Gefährdung für das konvektive Unwetterpotential der beiden globalen Klimamodelle EC-Earth und MPI-ESM. Zum Vergleich mit der Beobachtung wurde jeweils ERA-Interim hinzugefügt (Abb. 27a und Abb. 28a). Der Gefährdungsschwerpunkt für den gegenwärtigen Zeitraum 1981-2010 lässt sich anhand der Wetterlagenstatistik von ERA-Interim über der Region Neuhaus, den Ostrand des Thüringer Waldes und der Ilm-Saale-Platte lokalisieren. Die geringste Gefährdung durch konvektive Unwetter ist im Norden Thüringens bei Nordhausen zu finden (Abb. 27a). Die beiden globalen Klimamodelle EC-Earth und MPI-ESM bestätigen diese räumliche Verteilung der Gefährdung für die Gegenwart (1976-2005) (Abb. 27b und Abb. 28b). Betrachtet man die Differenzen zwischen ERA-Interim und EC-Earth bzw. ERA-Interim und MPI-ESM, so ist zu erkennen, dass MPI-ESM die Gefährdung etwas unterschätzt (Differenz Flächenmittel -0,035), während EC-Earth (Differenz Flächenmittel 0,002) kaum Unterschiede zu ERA-Interim zeigt (Abb. 29a und Abb. 29b). Ursache dürfte zum überwiegenden Teil die geringere Anzahl an feuchten Wetterlagen in MPI-ESM (47,9 %) gegenüber ERA-Interim (49,6 %) und EC-Earth (49,4%)

sein. Ebenfalls ist die Häufigkeit der drei konvektiv aktivsten Wetterlagen (SWAAF, SWZAF und SWZZF) in MPI-ESM (22,8 %) gegenüber ERA-Interim (24 %) und EC-Earth (24,4 %) unterrepräsentiert (Abb. 18 und Abb. 19). Für die zukünftigen Perioden zeigen die beiden globalen Klimamodelle einen einheitlichen Trend. Zunächst ist für den Zeitraum 2016-2045 mit einem leichten Anstieg des Gefährdungspotentials zu rechnen (Abb. 27c und Abb. 28c). Im Flächenmittel nimmt die Gefährdung gegenüber dem Zeitraum 1976-2005 für EC-Earth um 0,045 und für MPI-ESM um 0,042 auf der standardisierten Gefährdungsskala zu. Die Zunahme der Gefährdung in beiden Modellen dürfte mit einem deutlichen Anstieg der feuchten Wetterlagen zusammenhängen (Abb. 20). Deren Anteil steigt bei MPI-ESM auf 64 % und bei EC-Earth auf 60,4 %. Die Ursache für die geringfügig höhere Gefährdungszunahme im Flächenmittel bei EC-Earth gegenüber MPI-ESM hängt sehr wahrscheinlich mit dem höheren Anteil der drei konvektiv aktivsten Wetterlagen zusammen, der bei EC-Earth für den Zeitraum 2016-2071 bei 28,9 % und bei MPI-ESM bei 27,1 % liegt (Abb. 15).

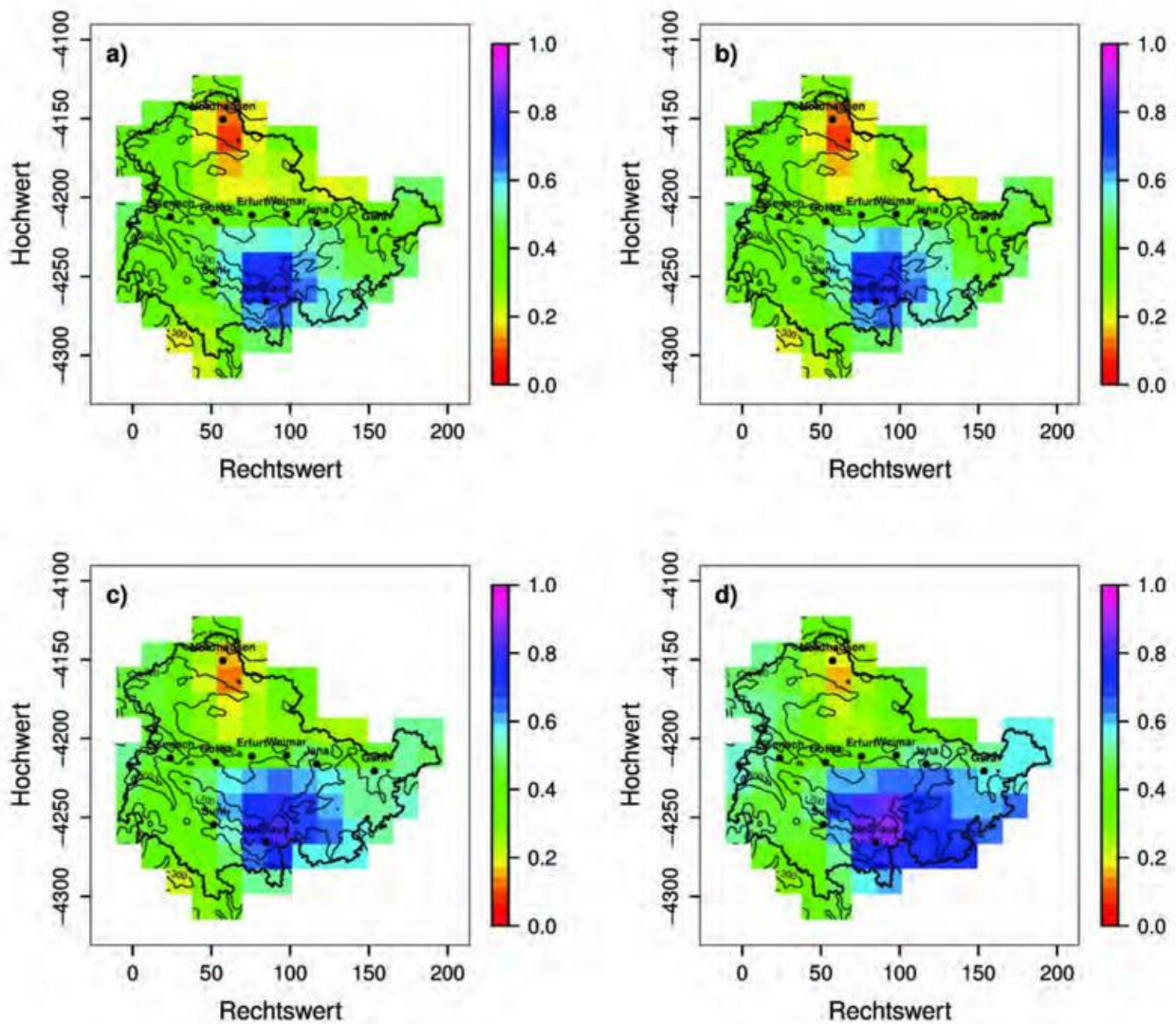


Abb. 27: Gefährdungskarten des konvektiven Unwetterpotentials basierend auf, a) ERA-Interim (1981-2010), b) EC-Earth (1976-2005), c) EC-Earth (2016-2045), d) EC-Earth (2071-2100)

Für den Zeitraum 2071-2100 ist für beide Klimamodelle nochmals mit einer verstärkten Zunahme der Gefährdung durch konvektive Unwetter zu rechnen (Abb. 27d und Abb. 28d): für EC-Earth im Flächenmittel um 0,098 und für MPI-ESM um 0,075. Wie für den Zeitraum 2016-2045, ist der Anteil an feuchten

Wetterlagen erneut bei MPI-ESM mit 84,4 % höher als bei EC-Earth (82 %) (Abb. 21). Dies trifft allerdings wiederum nicht auf die drei konvektiv aktivsten Wetterlagen zu, bei denen MPI-ESM (30,3 %) einen niedrigeren Anteil als EC-Earth (32,2 %) aufweist, wodurch sich die höhere Gefährdung bei EC-Earth erklären lässt (Abb. 21).

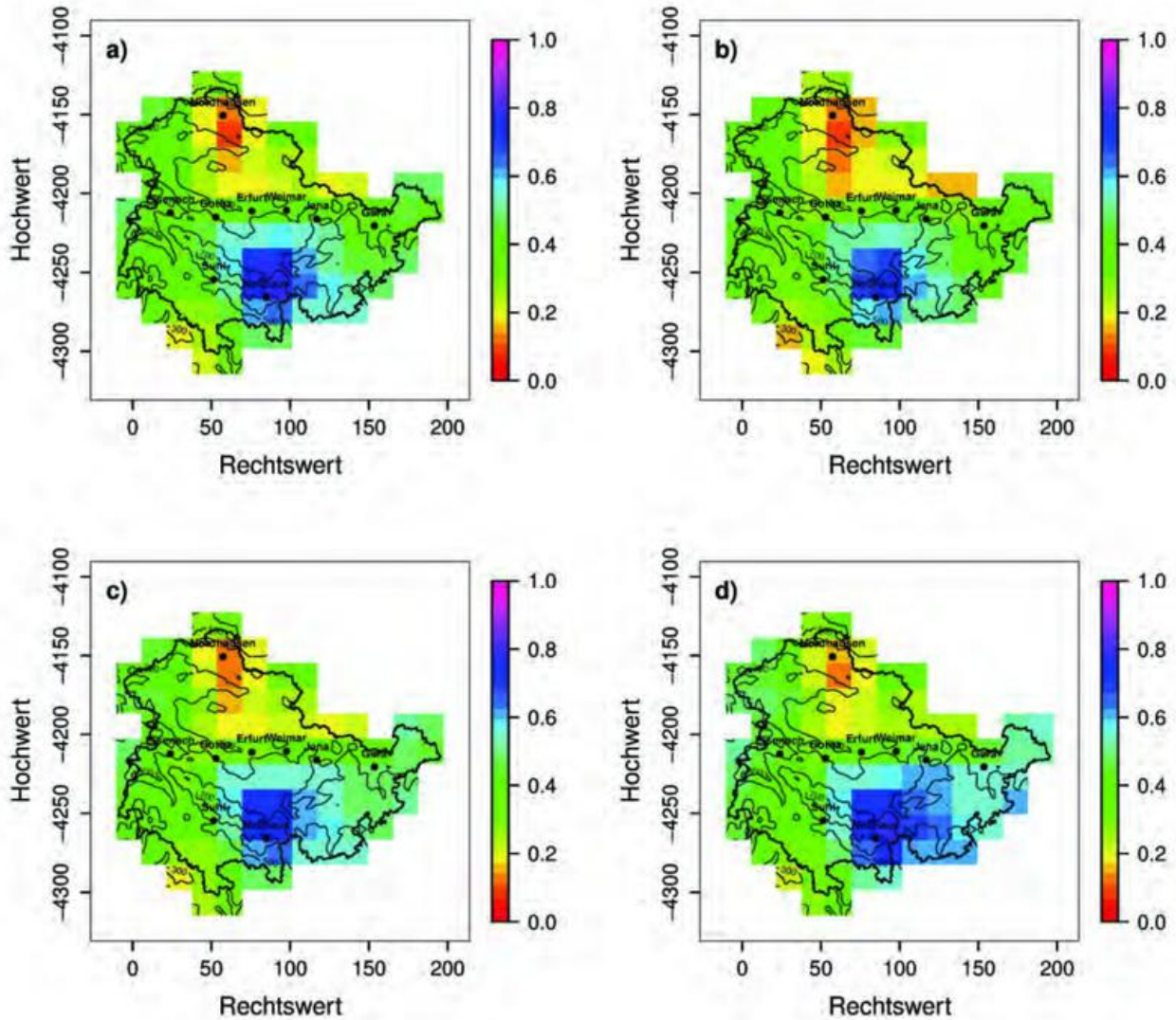


Abb. 28: Gefährdungskarten des konvektiven Unwetterpotentials basierend auf, a) ERA-Interim (1981-2010), b) MPI-ESM (1976-2005), c) MPI-ESM (2016-2045), d) MPI-ESM (2071-2100)

Betrachtet man die räumlichen Unterschiede bei der Zunahme der Gefährdung für die Zukunft, so fällt deutlich auf, dass im Südosten Thüringens regional die Gefährdung am stärksten zunimmt. Vor allem für den Zeitraum 2071-2100 erhöht sich die Gefährdung nochmals deutlich gegenüber 2016-2045. Dieser Trend wird sowohl von EC-Earth, als auch MPI-ESM unterstützt, wobei die maximale Zunahme bei EC-Earth 0,2 gegenüber MPI-ESM mit 0,16 beträgt. Beide Modelle sind sich auch über die geringe Zunahme der Gefährdung im Raum Erfurt einig. EC-Earth zeigt hier für den Zeitraum 2071-2100 im Vergleich zum gegenwärtigen Kontrolllauf nur eine Zunahme von 0,01 (Abb. 29e). Bei MPI-ESM ist die Zunahme mit 0,02 ebenfalls nur marginal (Abb. 29f). Zwischen den Perioden 2016-2045 und 2071-2100 zeigt EC-Earth sogar keine Änderung der Gefährdung für den Bereich Erfurt (Abb. 29c und Abb. 29e).

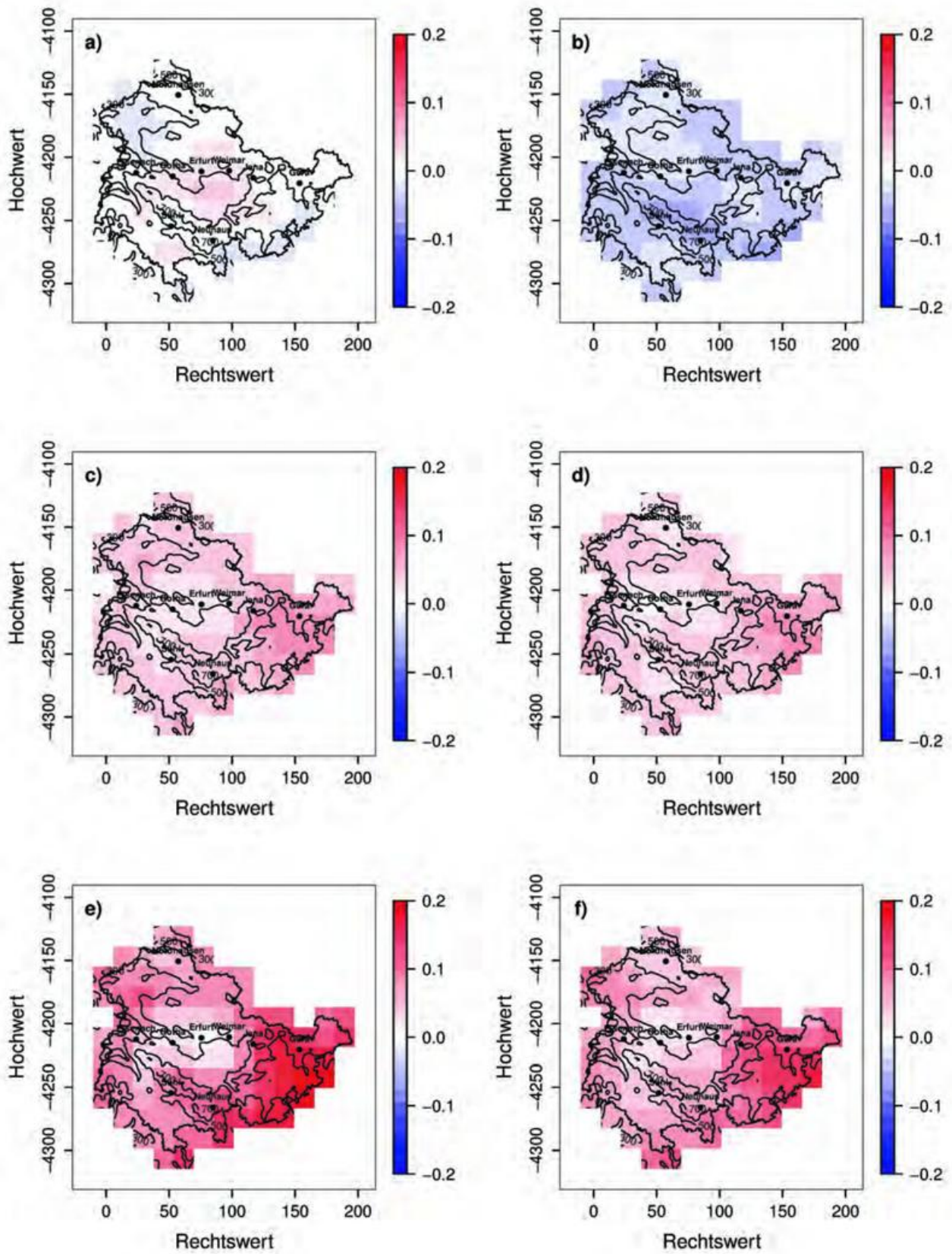


Abb. 29: Änderung der Gefährdung. a) EC-Earth (1976-2005) – ERA-Interim (1981-2010), b) MPI-ESM (1976-2005) – ERA-Interim (1981-2010), c) EC-Earth (2016-2045) – EC-Earth (1976-2005), d) MPI-ESM (2016-2045) – MPI-ESM (1976-2005), e) EC-Earth (2071-2100) – EC-Earth (1976-2005), f) MPI-ESM (2071-2100) – MPI-ESM (1976-2005)

3.4.2 COSMO-CLM-basiert Gefährdung

Die Abb. 30 zeigt die Gefährdung für das konvektive Unwetterpotential, abgeschätzt durch Simulationen mit COSMO-CLM für die in Abschnitt 3.3.1 ausgewählten konvektiven Gefährdungsszenarien. Zusätzlich wurde die Änderung der als extrem eingestuften Tage beider Gefährdungsszenarien pro Wetterlage in der Zukunft (Tab. 4), sowie die Änderung der Wetterlagenstatistik berücksichtigt (vgl. Abschnitt 2.9). Letztere bestimmt im Gegensatz zu Abschnitt 3.4.1 jedoch nur einen Teil der Gefährdung und Gefährdungsänderung. Als antreibendes Modell wurde das globale Klimamodell EC-Earth verwendet.

Auffällig ist zunächst die insgesamt deutlich geringer berechnete Gefährdung durch die Simulationsergebnisse von COSMO-CLM für den gegenwärtigen Zeitraum gegenüber der Gefährdung basierend auf Beobachtungsdaten und Wetterlagen (Abb. 30a und Abb. 27a).

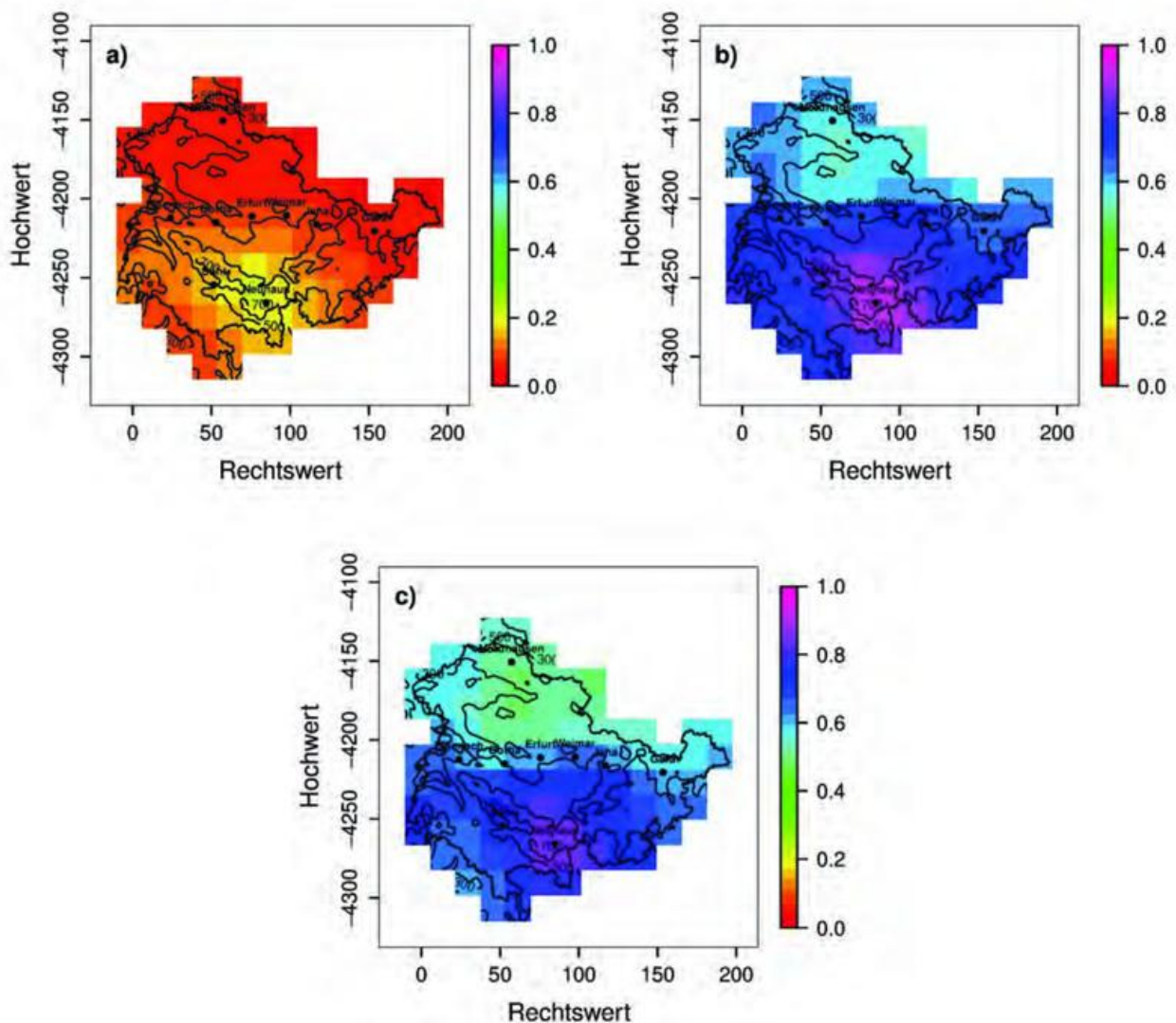


Abb. 30: Gefährdungskarten des konvektiven Unwetterpotentials basierend auf ausgewählten Tagen (Cluster 1+2), a) EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005), b) EC-Earth COSMO-CLM (2071-2100), c) EC-Earth COSMO-CLM mit objektiven Wetterlagen MPI-ESM (2071-2100)

Die Ursache liegt, wie bereits in Abschnitt 3.4.1 beschrieben, in der Auswahl der Bezugszeiträume für den Gefährdungskartenalgorithmus. Unterscheiden sich die standardisierten Gefährdungsinformationen zwischen

zwei Bezugszeiträumen (Bsp. Gegenwart und Zukunft) deutlich, dann muss der Bezugszeitraum mit den geringeren Gefährdungswerten zwangsläufig niedrige oder sogar sehr niedrige standardisierte Werte annehmen, da der Bezugszeitraum mit der höheren Gefährdung bei 1 gedeckelt ist. Eine gemeinsame Standardisierung der wetterlagen-basierten und COSMO-CLM-basierten Gefährdung war jedoch nicht durchführbar, da mit COSMO-CLM nur Extremereignisse simuliert wurden. Die Aussage, dass die COSMO-CLM-basierte Gefährdung für den gegenwärtigen Zeitraum (1976-2005) geringer ist als die wetterlagen-basierte Gefährdung kann somit also nicht getroffen werden.

Bei Betrachtung der beiden Gefährdungskarten für den gegenwärtigen und zukünftigen Zeitraum fällt am deutlichsten die starke Zunahme der Gefährdung für Gesamthüringen auf (Abb. 30a und Abb. 30b). Im Flächenmittel steigt das Gefährdungspotential um 0,62 (von 0,08 auf 0,7) an (Abb. 31a). Die starke Zunahme ist vor allem auf die Einbeziehung der Zunahme an extremen Tagen in der Zukunft zurückzuführen. Ihre Anzahl nimmt für den Zeitraum 2071-2100 etwa um den Faktor zwei zu (Tab. 4). Ein weiterer Grund ist die Zunahme der Gefährdung bei den beiden konvektionsrelevanten Gefährdungsgrößen Starkniederschlags- und Sturmflutpotential (nicht gezeigt). Die Zunahme der Gefährdung des Starkniederschlags- und Sturmflutpotentials wirkt sich zusätzlich durch die entsprechende Gewichtung gegenüber des wetterlagen-basierten Gefährdungskartenansatzes auf die Gesamtgefährdung aus (Tab. 5).

Betrachtet man die regionale Verteilung der Gefährdung erkennt man einige Gemeinsamkeiten zwischen den COSMO-CLM-basierten Gefährdungskarten und der aus Beobachtungsdaten und Wetterlagen bestimmten Gefährdung (Abb. 30a und Abb. 27a). Schwerpunkt der Gefährdung ist erneut der südliche Bereich des Thüringer Waldes, die Region Neuhaus und die Ilm-Saale-Platte (Abb. 30a). Die Region mit der geringsten Gefährdung befindet sich im Gegensatz zur wetterlagen-basierten Gefährdung jedoch etwas östlich von Nordhausen an der Grenze zu Sachsen-Anhalt und zieht sich entlang der Landesgrenze bis nach Ostthüringen (Abb. 30a). Der Gefährdungswert des Gitterpunktes mit der geringsten Gefährdung entspricht ca. 1/10 von dem der höchsten Gefährdung. Dieses Verhältnis unterscheidet sich kaum zwischen COSMO-CLM-basierter Gefährdung und der Gefährdung aus Beobachtungsdaten und Wetterlagen (Abb. 30a und Abb. 27a).

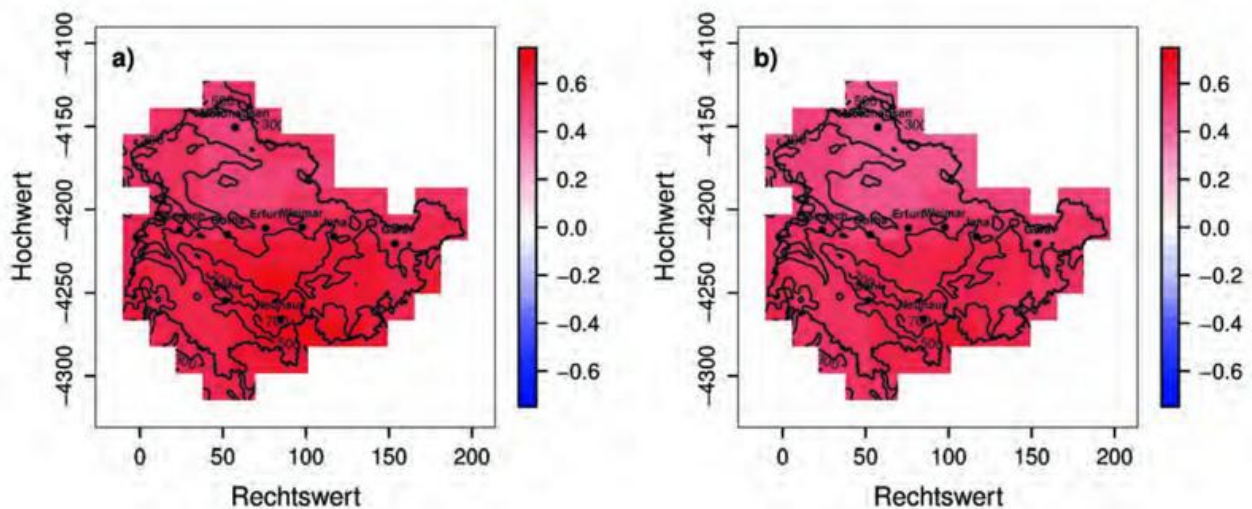


Abb. 31: Änderung der Gefährdung. a) EC-Earth COSMO-CLM (2071-2100) – EC-Earth (1976-2005), b) EC-Earth COSMO-CLM mit objektiven Wetterlagen MPI-ESM (2071-2100) – EC-Earth (1976-2005)

Regional nimmt dabei die Gefährdung für die Zukunft am stärksten im Bereich des südlichen Thüringer Waldes und dessen Ostrand zu (maximale Zunahme 0,72). Diese Region ist schon für den Zeitraum 1976-2005 als am unwetterträchtigsten für die COSMO-CLM Simulationsergebnisse identifiziert worden (Abb.

30a). Zum Vergleich findet die stärkste Gefährdungszunahme für Beobachtungsdaten und Wetterlagen im Osten Thüringens statt (Abb. 29). Die Ursache dieses Unterschiedes ist auf die Simulation der zwei Gefährdungsszenarien durch COSMO-CLM zurückzuführen. Für diesen Anteil der Gefährdung bleiben die räumlichen Unterschiede der konvektiven Aktivität zeitlich konstant (Abb. 25). Die Einbeziehung der Wetterlagenstatistik wirkt sich somit bei den CCLM-basierten Gefährdungskarten nicht derart stark aus, dass das räumliche Grundmuster der beiden Gefährdungsszenarien überprägt würde.

Abb. 30c zeigt einen ergänzenden Ansatz. Hier sind die EC-Earth angetriebenen Simulationsergebnisse von COSMO-CLM mit der Wetterlagenstatistik von MPI-ESM dargestellt. Dadurch erhält man nochmals eine zusätzliche Information. Resultat ist insgesamt eine etwas schwächere Zunahme der Gefährdung (Abb. 31b). Die geringe Gefährdungszunahme bei Verwendung der MPI-ESM Wetterlagen bestätigt die Ergebnisse der wetterlagen-basierten Gefährdungskarten in Abschnitt 3.4.1. Die regionale Zunahme der Gefährdung bei Berücksichtigung der MPI-ESM Wetterlagenstatistik ist vergleichbar mit der Zunahme der Gefährdung unter Einbeziehung der Wetterlagen von EC-Earth (Abb. 31a und Abb. 31b).

4 Fazit

Ziel dieser Studie war es, das gegenwärtige und zukünftige Gefährdungspotential durch konvektive atmosphärische Phänomene für den Freistaat Thüringen zu untersuchen. Hierfür wurden verschiedene Datensätze und Methoden verwendet. Für einen Überblick über die gegenwärtige konvektive Aktivität Thüringens kamen mit Radar- und Blitzdaten zwei Fernerkundungsdatensätze zum Einsatz. Sie erlauben eine räumlich flächendeckende Erfassung von atmosphärischer Konvektion. Die Ergebnisse zeigen, dass bei der räumlichen Verteilung von atmosphärischer Konvektion ein Nord-Süd-Gefälle in Thüringen vorliegt. Dabei sind die nördlichen Regionen konvektionsärmer als die südlichen. Speziell der südliche Teil des Thüringer Waldes und der Ostrand des Mittelgebirges sind für die meisten von als fünf konvektionsrelevant definierten Gefährdungsinformationen am stärksten exponiert, während die Region um Nordhausen für die ausgewählten Größen die geringste Aktivität aufzeigt.

Abgeleitete Wetterlagen der objektiven Wetterlagenklassifikation aus ERA-Interim Reanalysen zeigen, dass Konvektion vor allem bei den Wetterlagen SWAAF, SWZAF und SWZZF über Thüringen auftritt. Nordostlagen sind dagegen generell konvektiv kaum aktiv. Durch den hohen Anteil der konvektiven Aktivität bei Südwestanströmung lassen sich auch die räumlichen Schwerpunkte der Konvektion über Thüringen erklären, da die Interaktion der Strömung mit dem vorliegenden Relief einen großen Einfluss auf Konvektion besitzt. Am auffälligsten sind dabei die Erhebungen des Thüringer Waldes, deren Streichrichtung verläuft quer zur Hauptanströmungsrichtung Südwest. Dieser hat einen verstärkenden Einfluss auf die Konvektion, da die Luftmassen hier eine gezwungene Hebung erfahren. Bestätigt wurde der Einfluss zusätzlich durch COSMO-CLM Simulationen, bei denen das Relief entsprechend abgeflacht wurde. Es trat deutlich weniger konvektiver Niederschlag auf. Auch die Initiierung von konvektiven Zellen erfolgt am Thüringer Wald deutlich gehäuft. Am Ostrand des Thüringer Waldes finden sich in den Mittagsstunden Regionen, die einer hohen Einstrahlung ausgesetzt sind, was vor allem bei klaren Hochdrucklagen zur ersten Entstehung von Konvektion in diesen Regionen führt.

Für die zukünftige Entwicklung von atmosphärischer Konvektion und deren Gefährdungspotential wurden zwei unterschiedliche Ansätze verwendet, um die Auswirkungen des Klimawandels auf dieses Phänomen zu untersuchen. Anwendung fand das Klimaszenario RCP8.5, da das Klimaänderungssignal dieses Konzentrationspfades die deutlichste Auswirkung auf die Entwicklung von Konvektion haben sollte. Für den ersten Ansatz wurden mit EC-Earth und MPI-ESM zwei globale Klimamodelle verwendet, für die ebenfalls Wetterlagen auf Tagesbasis berechnet wurden. Mit dieser Information konnte anschließend eine Methode entwickelt werden, welche die Bestimmung der räumlichen und zeitlichen Änderung des konvektiven Gefährdungspotentials in der Zukunft erlaubt. Hierfür wurde die wetterlagenabhängige Verteilung der konvektionsrelevanten Gefährdungsgrößen in Relation zur Änderung der gegenwärtigen und zukünftigen Wetterlagenstatistik für die Klimamodelle EC-Earth und MPI-ESM gesetzt. Beide Modelle zeigen eine deutliche Zunahme von feuchten Wetterlagen, die für die Beobachtungsdaten je nach Gefährdungsgröße

einen Anteil um 90 % der Anzahl an Blitzen, Hagelzellkernen und konvektiven Starkniederschlagszellkernen erklären. Für den Zeitraum 2016-2045 erhöht sich der Anteil an feuchten Wetterlagen von etwa 50 % für den Kontrolllauf auf nun über 60 % und nimmt für den Zeitraum 2071-2100 weiter auf über 80 % zu. Die drei konvektiv aktivsten Wetterlagen SWAAF, SWZAF und SWZZF nehmen für diesen Zeitraum beispielsweise für EC-Earth um 32,2 % und für MPI-ESM um 30,3 % zu. Die Zunahme von feuchten und insbesondere konvektiv sehr aktiven Wetterlagen, die positiv mit der konvektiven Aktivität aus Beobachtungsdaten korrelieren, zeigt entsprechende Auswirkungen auf das Gefährdungspotential für die zukünftigen Zeiträume. Für die nahe Zukunft (2016-2045) zeigen beide Modelle eine leichte Zunahme der konvektiven Gefährdung, die sich für den Zeitraum 2071-2100 nochmals intensiviert. Räumlich zeigen beide Modelle die stärkste Zunahme der Gefährdung im Osten und Südosten Thüringens, während im Erfurter Raum die Gefährdung nur leicht zunimmt. Bei der Bewertung der Ergebnisse muss man berücksichtigen, auf welchen meteorologischen Grundlagen und statistischen Zusammenhängen die Methode basiert. Den größten Einflussfaktor für die Zunahme der Konvektion und des Gefährdungspotentials besitzt der Feuchteindex der objektiven Wetterlagenklassifikation. Es bestehen zwei Möglichkeiten, wie sich die Anzahl an feuchten Wetterlagen, erhöhen kann. Zum einen durch eine Änderung der Anströmungsrichtung, wenn Wetterlagen die Luftmassen mit einem höheren Feuchtegehalt nach Thüringen transportieren, sich in Zukunft häufen. Zum anderen kann eine allgemeine Erhöhung des Feuchtegehalts der Atmosphäre durch eine Erhöhung der Temperatur und damit verbundenen Erhöhung der Verdunstung verursacht werden. Die drastische Zunahme der Anzahl feuchter Tage in der Zukunft kann in diesem Zusammenhang nur durch letzteren Vorgang vollständig erklärt werden, da Tage mit Südwestlagen, die häufig feuchtere Luftmassen nach Thüringen transportieren, nur leicht zunehmen. Ein weiterer wichtiger Punkt ist das Fehlen einer zusätzlichen Information, um welchen Betrag sich das verfügbare Niederschlagswasser, als zugrunde liegende Information des Feuchteindex, erhöht. Feuchte Wetterlagen sind konkret Tage, an denen das verfügbare Niederschlagswasser über dem langjährigen Mittel von (1981-2000) liegt, ohne jedoch bestimmte Mengenangaben zu berücksichtigen. Der Zusammenhang zwischen dem verfügbaren Niederschlagswasser und dem Auftreten und der Intensität von Konvektion ist nicht linear. Es liegt somit nahe, dass die rein wetterlagen-basierten Gefährdungskarten eine Unterschätzung des Gefährdungspotentials für die Zukunft aufweisen.

Für den zweiten Ansatz zur Untersuchung des Gefährdungspotentials durch Konvektion in der Zukunft wurde mit COSMO-CLM ein regionales Klimamodell in die Studie miteinbezogen. Die verwendete räumliche Auflösung von ~1 km erlaubt konvektionsauflösende Simulationen und dadurch eine realistische Darstellung hochreichender Konvektion. Durch die vorgegebenen Randbedingungen des globalen Klimamodells EC-Earth erhält COSMO-CLM die entsprechenden atmosphärischen Grundzustände eines zukünftigen Klimaszenarios. Diese Änderungen haben direkten Einfluss auf die Simulation von atmosphärischer Konvektion und liefern somit einen völlig anderen Ansatz als der statistische Zusammenhang zwischen Beobachtungsdaten und Wetterlagen. Für die Auswahl der zu simulierenden Tage mit konvektiven Ereignissen wurde ein logistisches Regressionsmodell zur Vorhersage von zwei unterschiedlich definierten Extremereignissen verwendet. Angepasst wurde das Modell über Labilitätsindices und weitere meteorologische Parameter. Die Ergebnisse der Simulationen zeigen, dass COSMO-CLM in der Lage ist, die räumlich unterschiedlich ausgeprägten Verteilungsmuster konvektiver Zellen der beiden Gefährdungsszenarien zu simulieren. Ebenfalls stimmen die räumlichen Strukturen von EC-Earth angetriebenen Simulationen sowohl für den Kontrolllauf, als auch für die zukünftige Projektion mit Beobachtungen und ERA-Interim angetriebenen Simulationen gut überein. Diese Tatsache legt nahe, dass sowohl für den gegenwärtigen Zeitraum, als auch für die Zukunft die Auswahl von extremen Tagen eine ähnliche gute Trefferquote erzielt werden konnte. Obwohl der Kontrolllauf eine Unterschätzung der konvektiven Aktivität gegenüber ERA-Interim zeigt, ist eine Zunahme der drei aus den Simulationsergebnissen abgeleiteten konvektionsrelevanten Parametern für den Zeitraum 2071-2100 auszumachen. Dies trifft vor allem auf eine Erhöhung der mittleren täglichen Anzahl konvektiver Zellkerne zu. Die gebildeten Gefährdungskarten aus den Ergebnissen der COSMO-CLM Simulationen unterscheiden sich deutlich von denen der rein wetterlagen-basierten Gefährdung. Aufgrund der unterschiedlichen zugrunde liegenden Daten lässt sich die gegenwärtige Gefährdung der beiden Gefährdungskartenansätze nicht miteinander vergleichen. Dies trifft jedoch nicht auf die Zunahme der Gefährdung für die Zukunft zu. Hier kann unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Datengrundlage (mit der Simulation von Extremereignissen durch COSMO-CLM und der Auswertung eines mehrjährigen Zeitraumes für den

wetterlagen-basierten Gefährdungskartenansatzes) ein Vergleich gezogen werden. Die COSMO-CLM-basierten Gefährdungskarten zeigen hierbei eine vielfache Zunahme der Gefährdung im Vergleich zum wetterlagen-basierten Ansatz. Neben der Wetterlagenänderung enthält der COSMO-CLM-basierte Gefährdungskartenansatz noch zusätzliche wichtige Kriterien. Wie bereits erwähnt kann COSMO-CLM das Klimaänderungssignal direkt auf die simulierte Konvektion umsetzen. Es kann somit vermehrt und intensivere Konvektion simuliert werden. Zusätzlich geht die Verdoppelung der extremen Tage in der Zukunft in den COSMO-CLM-basierten Ansatz ein. Hierbei muss man jedoch beachten, dass für diese Studie die Annahme zugrunde gelegt wurde, dass sich extreme und nicht extreme Tage mit konvektivem Gefährdungspotential strikt abgrenzen lassen. Realistischer sind jedoch fließende Übergänge solcher Tage, da auch weniger extreme Ereignisse immer noch ein gewisses Schadenspotential aufweisen. Außerdem wird die Änderung an extremen Tagen pro Wetterlage miteinbezogen, was ebenfalls einen Einfluss auf die Ergebnisse besitzt. Unter Beachtung der zuvor getroffenen Annahmen ist der COSMO-CLM-basierte Ansatz realistischer, da das regionale Klimamodell die nichtlineare Zunahme von Feuchte und Konvektion berücksichtigt.

Basierend auf den hier diskutierten Auswertungen, muss in den kommenden Jahrzehnten von einem Anstieg der konvektiven Gefährdung für das Bundesland Thüringen ausgegangen werden. Diese Aussage ist robust, da beide Gefährdungskartenansätze eine Erhöhung der Gefährdung zeigen. Die quantitative Ausprägung der Gefährdungszunahme ist und bleibt jedoch unsicher, da die Klimaprojektionen (hier mit den globalen Klimamodellen EC-Earth und MPI-ESM mit dem regionalen Klimamodell COSMO-CLM) unsicher sind und vor allem da die angenommenen Klimaänderungsszenarien (hier RCP8.5) zwar plausibel, aber doch hypothetisch sind.

Literaturverzeichnis

- AKAIKE, H., 1998: Information Theory and an Extension of the Maximum Likelihood Principle. In: PARZEN, E. (Hrsg.): Selected Papers of Hirotugu Akaike. *Springer Series in Statistic*, Springer, New York, 199-213.
- BÖHM, U., KÜCKEN, M., AHRENS, W., BLOCK, A., HAUFFE, D., KEULER, K., ROCKEL, B., WILL, A., 2006: CLM - The Climate Version of LM: Brief Description and Long-Term Applications. *COSMO Newsletter* 6, 225-235.
- BACKHAUS, K., ERICHSON, B., PLINKE, W., WEIBER, R., 2011: Multivariate Analysemethoden: eine anwendungsorientierte Einführung. 13. Auflage, Springer, Berlin, Heidelberg, 583 pp.
- BALDAUF, M., SEIFERT, A., DAMRATH, U., STEPHAN, K., PFLÜGLER, U., MAJEWSKI, D., 2009: Das Regionalmodell COSMO-DE. *Promet* 35, Nr. 1-3, 87-97.
- BALDAUF, M., SEIFERT, A., FÖRSTNER, J., MAJEWSKI, D., RASCHENDORFER, M., REINHARDT, T., 2011: Operational convective-scale numerical weather prediction with the COSMO model. *Monthly Weather Review* 139, 3887-3905.
- BARTELS, H., WEIGL, E., REICH, T., LANG, P., WAGNER, A., KOHLER, O., GERLACH, N., 2004: Zusammenfassender Abschlussbericht zum Projekt RADOLAN, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 111 pp.
- BAZELYAN, E. M., RAIZER, Y. P., 2000: Physics and Lightning Protection. *Institute of Physics Publishing*, Bristol, Philadelphia, 325 pp.
- BISSOLLI, P. 1995: Gewitter - Beobachtung, Entstehung, Vorhersage. *Naturwissenschaftliche Rundschau* 48, Nr. 1, 1-14.
- BISSOLLI, P., DITTMANN, E., 2001. The objective weather type classification of the German Weather Service and its possibilities of application to environmental and meteorological investigations. *Meteorologische Zeitschrift* 10, Nr. 4, 253-260.
- BISSOLLI, P., MÜLLER-WESTERMEIER, G., 2005: Objektive Wetterlagenklassen. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Klimastatusbericht 2005. *Klimastatusberichte*, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, 109-115.
- BLIDS, 2014: Blitz Informationsdienst von Siemens. (<http://www.industry.siemens.com/services/global/de/blids/seiten/default.aspx>), (15.11.2014).
- BRENDEL, C., 2009: Konvektion im Taunus und Umgebung: Verteilung und Zugbahnen. *Diplomarbeit*, Goethe-Universität, Frankfurt am Main, 154 pp.
- BRISSEON, E.; DEMUZERE, M.; VAN LIPZIG, N. P. M., 2014: Modelling strategies for performing convective permitting climate simulations. *Revision in Meteorologische Zeitschrift*.
- BROOKS, H. E., 2013: Severe thunderstorms and climate change. *Atmospheric Research* 123, 129-138.
- CHANGNON, S. A., 1992: Temporal and spatial relations between hail and lightning. *Journal of Applied Meteorology* 31, 587-604.
- CHEN, J., BRISSETTE, F. P., CHAUMONT, D., BRAUN, M., 2013: Finding appropriate bias correction methods in downscaling precipitation for hydrologic impact studies over North America. *Water Resources Research* 49, Nr. 7, 4187-4205.

- CHRISTENSEN, J. H., BOBERG, F., CHRISTENSEN, O. B., LUCAS-PICHER., P. 2008: On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. *Geophysical Research Letters* 35, Nr. 20, 1-6.
- CRAVEN, J. P., BROOKS, H. E., HART, J. A., 2002: Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep moist convection. Preprints, 21st Conference on Severe Local Storms, American Meteorological Society, San Antonio, TX, 643-646.
- DAVIES, H. C. 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 102, Nr. 432, 405-418.
- DAVIES-JONES, R., TRAPP, R. J., BLUESTEIN, H. B. 2001: Tornadoes and Tornadoic Storms. In: DOSWELL III, C. A. (Hrsg.): Severe Convective Storms. *Meteorological Monographs* 28, Nr. 50, American Meteorological Society, Boston, 167-222.
- DEE, D. P., UPPALA, S. M., SIMMONS, A. J., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M. A., BALSAMO, G., BAUER, P., BECHTOLD, P., BELJAARS, A. C. M., VAN DE BERG, L., BIDLOT, J., BORMANN, N., DELSOL, C., DRAGANI, R., FUENTES, M., GEER, A. J., HAIMBERGER, L., HEALY, S. B., HERSBACH, H., HÖLM, E. V., ISAKSEN, L., KÄLLBERG, P., KÖHLER, M., MATRICARDI, M., MCNALLY, A. P., MONGE-SANZ, B. M., MORCRETTE, J.-J., PARK, B.-K., PEUBEY, C., DE ROSNAY, P., TAVOLATO, C., THÉPAUT, J.-N., VITART., F., 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, Nr. 656, 553-597.
- DEL GENIO, A., YAO, M., JONAS., J., 2007: Will moist convection be stronger in a warmer climate? *Geophysical Research Letters* 34, Nr. L16703, 1-5.
- DEUTSCHER WETTERDIENST, 2009: RADOLAN/RADVOR-OP - Beschreibung des Kompositformats. Version 2.2.1, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 19 pp.
- DIFFENBAUGH, N., SCHERER, M., TRAPP, R., 2013: "Robust increases in severe thunderstorm environments in response to greenhouse forcing." *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 110, Nr. 41, 16361-16366.
- DITTMANN, E., BARTH, S., MÜLLER-WESTERMEIER, G., LANG, J., 1995: Objektive Wetterlagenklassifikation. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.) Berichte des Deutschen Wetterdienst 227, *Bereichte des Deutschen Wetterdienst*, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienst, Offenbach, 41 pp.
- DIXON, M., WIENER, G., 1993: TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcsating - A Radar-based Methodology. *Journal of Atmospheric and Ocean Technology* 10, Nr. 6, 785-797.
- DOMS, G., FÖRSTNER, J., HEIS, E., HERZOG, H. J., RASCHENDORFER, M., REINHARDT, T., RITTER, B., SCHRODIN, R., SCHULZ, J.-P., VOGEL, G., 2011: A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO Model Part II: Physical Parameterization. (<http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoPhysParamtr.pdf>), *Technical Report*, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, pp. 139.
- DORMANN, C. F., ELITH, J., BACHER, S., BUCHMANN, C., CARL, G., CARRÉ, G., GARCÍA MARQUÉZ, J. R., GRUBER, B., LAFOURCADE, B., LEITÃO, P. J., MÜNKEMÜLLER, T., MCCLEAN, C., OSBORNE, P. E., REINEKING, B., SCHRÖDER, B., SKIDMORE, A. K., ZURELL, D., LAUTENBACH, S., 2013: Collinearity: a review of methods to deal with it and a simulation study evaluating their performance. *Ecography* 36, 27-46.
- DOSWELL III, C. A., 2001: Severe Convective Storms - An Overview. In: DOSWELL III, C. A. (Hrsg.): Severe Convective Storms. *Meteorological Monographs* 28, Nr. 50, American Meteorological Society, Boston, 1-26.

- DOSWELL III, C. A., SCHULTZ, D. M., 2006: On the Use of Indices and Parameters in Forecasting Severe Storms. *Electronic Journal of Severe Storms Meteorology* 1, Nr. 3, 1-14.
- DOSWELL III, C. A., DAVIES-JONES, R., KELLER, D., 1990: On summary measures of skill in rare event forecasting based on contingency tables. *Weather and Forecasting* 5, 576-585.
- ELSON, D. B., 1991: Computing the Theta-E Index (TEI). NOAA National Weather Service Eastern Region Computer Program, NWS ERCP-12MC, Bohemia, NY, 13 pp.
- FOX, J., MONETTE, G., 1992: Generalized Collinearity Diagnostics. *Journal of the American Statistical Association* 87, Nr. 417, 178-183.
- FRISBIE, P. R., COLTON, J. D., PRINGLE, J. R., DANIELS, J. A., RAMEY, J. D., MEYERS, M. P., 2009: Lightning Prediction by WFO Grand Junction using Model Data and Graphical Forecast Editor Smart Tools. (<http://www.crh.noaa.gov/Image/gjt/papers/FrisbiePHXAMS2009.pdf>), NOAA National Weather Service, Grand Junction, CO, 5 pp.
- FRITSCH, J. M., FORBES, G. S., 2001: Mesoscale Convective Systems. In: DOSWELL III, C. A. (Hrsg.): Severe Convective Storms. *Meteorological Monographs* 28, Nr. 50, American Meteorological Society, Boston, 323-358.
- GALWAY, J., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. *Bulletin of the American Meteorological Society* 37, 528-529.
- GEBHARDT, C., THEIS, S. E., PAULAT, M., BOUALLÈGUE, Z. B., 2011: Uncertainties in COSMO-DE precipitation forecasts introduced by model perturbations and variation of lateral boundaries. *Atmospheric Research* 100, 168-177.
- GEKAT, F., 1998: Grundlagen und Funktionsweise von modernen Wetterradargeräten. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Herbstschule Radarmeteorologie 1998. *Annalen der Meteorologie* 38, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, 25-45.
- GEOTIS, S. G., 1963. Some Radar Measurements of Hailstorms. *Journal of Applied Meteorology* 2, 270-275.
- GETIS, A., ORD, J. K., 1992: The Analysis of Spatial Association by Use of Distance Statistics. *Geographical Analysis* 24, Nr. 3, 189-206.
- GILMORE, M. S., STRAKA, J. M., RASMUSSEN, E. N., 2004: Precipitation Uncertainty Due to Variations in Precipitation Particle Parameters within a Simple Microphysics Scheme. *Monthly Weather Review* 132, Nr. 11, 2610-2627.
- GIORGETTA, M. A., JUNGCLAUS, J., REICK, C. H., LEGUTKE, S., BADER, J., BÖTTINGER, M., BROVKIN, V., CRUEGER, T., ESCH, M., FIEG, K., GLUSHAK, K., GAYLER, V., HAAK, H., HOLLWEG, H.-D., ILYINA, T., KINNE, S., KORNBLUEH, L., MATEI, D., MAURITSEN, T., MIKOLAJEWICZ, U., MUELLER, W., NOTZ, D., PITHAN, F., RADDATZ, T., RAST, S., REDLER, R., ROECKNER, E., SCHMIDT, H., SCHNUR, R., SEGSCHNEIDER, J., SIX, K. D., STOCKHAUSE, M., TIMMRECK, C., WEGNER, J., WIDMANN, H., WIENERS, K.-H., CLAUSSEN, M., MAROTZKE, J., STEVENS, B., 2013: Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 5, Nr. 3, 572-597.
- HAKLANDER, A. J., VAN DELDEN, A., 2003: Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands. *Atmospheric Research* 67-68, 273-299.
- HANDWERKER, J., 2002: Cell tracking with TRACE3D - a new algorithm. *Atmospheric Research* 61, Nr. 1, 15-34.

- HAZELEGER, W., SEVERIJNS, C., SEMMLER, T., TEFNESCU, S., YANG, S., WANG, X., WYSER, K., DUTRA, E., BALDASANO, J. M., BINTANJA, R., BOUGEAULT, P., CABALLERO, R., EKMAN, A. M. L., CHRISTENSEN, J. H., VAN DEN HURK, B., JIMENEZ, P., JONES, C., KÄLLBERG, P., KOENIGK, T., MCGRATH, R., MIRANDA, P., VAN NOIJE, T., PALMER, T., PARODI, J. A., SCHMITH, T., SELTEN, F., STORELVMO, T., TAPAMO, H., STERL, A., VANCOPPENOLLE, M., VITERBO, P., WILLÉN, U., 2010: EC-Earth: A Seamless Earth - System Prediction Approach in Action. *Bulletin of the American Meteorological Society* 91, Nr. 10, 1357-1363.
- HAZELEGER, W., WANG, X., SEVERIJNS, C., ȘTEFĂNESCU, S., BINTANJA, R., STERL, A., WYSER, K., SEMMLER, T., YANG, S., VAN DEN HURK, B., VAN NOIJE, T., VAN DER LINDEN, E., VAN DER WIEL, K., 2012: EC-Earth V2.2: description and validation of a new seamless earth system prediction model. *Climate Dynamics* 39, 2611-2629.
- HOFFMANN, J. M., 2008: Entwicklung und Anwendung von statistischen Vorhersage-Interpretationsverfahren für Gewitternowcasting und Unwetterwarnungen unter Einbeziehung von Fernerkundungsdaten. *Dissertation*, FU-Berlin, 205 pp.
- HOHL, R., SCHIESSER, H., ALLER, D. 2002: Hailfall: the relationship between radar-derived hail kinetic energy and hail damage to buildings. *Atmospheric Research* 63, 177-207.
- HOUZE, R. A., 1993: Cloud Dynamics. *Academic Press*, San Diego, 556 pp.
- HU, B., SHAO, J., PALTA, M., 2006: Pseudo-R² In Logistic Regression Model." *Statistica Sinica* 16, 847-860.
- INSUEDTHUERINGEN.DE, 2011: Heftiges Gewitter legt Verkehr auf Autobahn lahm. (<http://www.insuedthueringen.de/regional/thueringen/thuefwthuedeu/Heftiges-Gewitter-legt-Verkehr-auf-Autobahn-lahm;art83467,1641645>), (18.09.2012).
- INSUEDTHUERINGEN.DE, 2012: Stromausfall und entlaufene Kühe nach Unwetter. (<http://www.insuedthueringen.de/regional/thueringen/thuefwthuedeu/Stromausfall-und-entlaufene-Kuehe-nach-Unwetter;art83467,2093778>), (18.09.2012).
- IPCC, 2001: Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution to the Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), *Cambridge University Press*, Cambridge, 1005 pp.
- JACOBET, J., RATHMANN, J., PHILIPP, A., JONES, P. D., 2009: Central European precipitation and temperature extremes in relation to large-scale atmospheric circulation types. *Meteorologische Zeitschrift* 18, Nr. 4, 397-410.
- JOHNSON, R. H., MAPES, B. E., 2001: Mesoscale Processes and Severe Convective Weather. In: DOSWELL III, C. A. (Hrsg.): Severe Convective Storms. *Meteorological Monographs* 28, Nr. 50, American Meteorological Society, Boston, 71-122.
- JOHNSON, J. T., MACKEN, P. L., WITT, A., DE WAYNE MITCHELL, E., STUMPF, G. J., EILTS, M. D. THOMAS, K. W. 1998: The Storm Cell Identification and Tracking Algorithm: An Enhanced WSR-88D Algorithm. *Weather and Forecasting* 13, Nr. 2, 263-276.
- KABACOFF, R., 2011: R in Action - Data analysis and graphics with R. *Manning Publications*, Shelter Island, 472 pp.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R., COLLINS, W., DEAVEN, D., GANDIN, L., IREDELL, M., SAHA, S., WHITE, G., WOOLLEN, J., ZHU, Y., CHELLIAH, M., EBISUZAKI, W., HIGGINS, W., JANOWIAK, J., MO, K. C., ROPELEWSKI, C., WANG, J., LEETMAA, A., REYNOLDS, R., JENNE, R., JOSEPH, D., 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77, Nr. 3, 437-471.

- KAPSCH, M., KUNZ, M., VITOLO, R., ECONOMOU, T., 2012: Long-term trends of hail-related weather types in an ensemble of regional climate models using a Bayesian approach. *Journal of Geophysical Research* **177**, 1-16.
- KLOSE, B., 2008: Meteorologie - Eine interdisziplinäre Einführung in die Physik der Atmosphäre. *Springer*, Berlin, Heidelberg, 396 pp.
- KRAUS, H., U. EBEL., 2003: Risiko Wetter - Die Entstehung von Stürmen und anderen atmosphärischen Gefahren. *Springer*, Berlin, Heidelberg, 250 pp.
- KUNZ, M., 2007: The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **7**, Nr. **2** 327-342.
- KUNZ, M., PUSKEILER, M., 2010: High-resolution assessment of the hail hazard over complex terrain from radar and insurance data. *Meteorologische Zeitschrift* **19**, Nr. **5**, 427-439.
- LANG, P., 1997: Zellentwicklung und konvektive Niederschlagsprozesse aus Sicht eines Radars. *Promet* **26**, Nr. **1-2**, 43-52.
- LANG, P., 2001: Cell tracking and warning indicators derived from operational radar products. Proceeding 30th International Conference on Radar Meteorology, München, American Meteorological Society, 245-247.
- LÓPEZ, R. E., AUBAGNAC, J.-P., 1997: The lightning activity of a hailstorm as a function of changes in its microphysical characteristics inferred from polarimetric radar observations. *Journal of Geophysical Research* **102**, 16799-16813.
- LILJEQUIST, G. H. CEHAK, K., 1984: Allgemeine Meteorologie. *Vieweg Verlag*, Braunschweig, 396 pp.
- MÜNCHNER RÜCK, 1999: Naturkatastrophen in Deutschland - Schadenerfahrungen und Schadenpotentiale. Münchner Rückversicherungs-Gesellschaft, München, 98 pp.
- MÜNCHNER RÜCK, 2007: Zwischen Hoch und Tief - Wetterrisiken in Mitteleuropa. Münchner Rückversicherungs-Gesellschaft, München, 56 pp.
- MALCZEWSKI, J., 1999: GIS and Multicriteria Decision Analysis. *John Wiley & Sons*, New York, 392 pp.
- MALCZEWSKI, J., 2000: On the Use of Weighted Linear Combination Method in GIS: Common and Best Practice Approaches. *Transaction in GIS* **4**, Nr. **1**, 5-22.
- MCFADDEN, D., 1974: Conditional logit analysis of qualitative choice behavior. In: Zarembka, P. (Hrsg.): *Frontiers in Econometrics. Economic theory and mathematical economics*, Academic Press, New York, 105-142.
- MILLER, R. C., 1972: Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. *Air Weather Service Technical Report* **200** (Rev.), Air Weather Service, Scott Air Force Base, IL, 190 pp.
- MITTELDEUTSCHER RUNDFUNK, 2014: B4 bleibt nach Unwetter tagelang gesperrt. (http://www.mdr.de/thueringen-journal/rueckblick/unwetter690_zc-0a59d989_zs-787bb45d.html), (07.05.2014).
- MOSS, R. H., EDMONDS, J. A., HIBBARD, K. A., MANNING, M. R., ROSE, S. K., VAN VUUREN, D. P., CARTER, T. R., EMORI, S., KAINUMA, M., KRAM, T., MEEHL, G. A., MITCHELL, J. F. B., NAKICENOVIC, N., RIAHI, K., SMITH, S. J., STOUFFER, R. J., THOMSON, A. M., WEYANT, J. P., J. WILBANKS., T., 2010: The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature* **463**, 747-756.

- OLBRÜCK, G., 1975: Das Wetterradar. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst 7, *Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst*, Selbstverlage des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, 60 pp.
- PETROW, T., ZIMMER, J., MERZ, B., 2009: Changes in the flood hazard in Germany through changing frequency and persistence of circulation patterns. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9, 1409-1423.
- PIANI, C., HAERTER, J. O., COPPOLA, E., 2010: Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and Applied Climatology* 99, Nr. 1-2 187-192.
- RAKOV, V., UMAN, M. A., 2010: Lightning: Physics and Effects. 4. Auflage, *Cambridge University Press*, Cambridge, New York, 700 pp.
- REINHARDT, T., SEIFERT, A., 2006: A three-category ice scheme for LMK. *COSMO Newsletter* 6, 115-120.
- RIEDIGER, U., GRATZKI, A., 2014: Future weather types and their influence on mean and extreme climate indices for precipitation and temperature in Central Europe. *Meteorologische Zeitschrift* 23, Nr. 3, 231-252.
- RINHARDT, R. E., GARVEY, E. T., 1978: Three-dimensional storm motion detection by convective weather radar. *Nature* 273, 287-289.
- ROCKEL, B., WILL, A., HENSE, A., 2008: The Regional Climate Model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorologische Zeitschrift* 17, Nr. 4, 25-35.
- RODGERS, J. L., 1999: Multivariate Behavioral The Bootstrap, the Jackknife, and the Randomization Test: A Sampling Taxonomy. *Multivariate Behavioral Research* 34, Nr. 4, 441-456.
- SACHS, L., HEDDERICH, J., 2006: Angewandte Statistik: Methodensammlung mit R. *Springer*, Berlin, Heidelberg, 704 pp.
- SÁNCHEZ, J. S., ORTEGA, E. G., MARCOS, J. L., 2001: Construction and assessment of a logistic regression model applied to short-term forecasting of thunderstorms in León (Spain). *Atmospheric Research* 56, 57-71.
- SAUVAGEOT, H., 1992: Radar Meteorology. *Artech House Publishers*, Boston, 384 pp.
- SCHAAF, C. B., WURMAN, J., BANTA, R. M., 1988: Thunderstorm-Producing Terrain Features. *Bulletin of the American Meteorological Society* 69, Nr. 3, 272-277.
- SCHMIDT, K., OETTINGER, W. P., BETZ, H. D., WIRZ, M., DIENDORFER, G., 2004: A New Lightning detection Network in Southern Germany, 27th Conference on Lightning Protection (ICLP) September 2004, Avignon, Frankreich.
- SCHREIBER, K.-J., 1998: Der Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg.): Herbstschule Radarmeteorologie 1998. *Annalen der Meteorologie* 38, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach, 47-64.
- SELTMANN, J., 1997: Radarforschung im DWD - vom SCAN zum Produkt. *Promet* 26, Nr. 1-2, 32-42.
- SIMMONS, A. J., UPPALA, D., DEE, D., KOBAYASHI, S., 2007: ERA-Interim: new ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter* 110, 25-35.
- SMIATEK, G., ROCKEL, B., SCHÄTTLER, U., 2008: Time invariant data preprocessor for the climate version of the COSMO model (COSMO-CLM). *Meteorologische Zeitschrift* 17, Nr. 4, 395-405.

- STEINACKER, R., DORNINGER, M., WÖLFELMAIER, F., KRENNERT, T., 2000: Automatic Tracking of Convective Cells and Cell Complexes from Lightning and Radar Data. *Meteorology and Atmospheric Physics* **72**, 101-110.
- STEPPELER, J., DOMS, G., SCHÄTTLER, U., BITZER, H. W., GASSMANN, A., DAMRATH, U., GREGORIC, G., 2003: Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorology and Atmospheric Physics* **82**, Nr. 1-4, 75-96.
- STEVENS, B., GIORGETTA, M., ESCH, M., MAURITSEN, T., CRUEGER, T., RAST, S., SALZMANN, M., SCHMIDT, H., BADER, J., BLOCK, K., BROKOPF, R., FAST, I., KINNE, S., KORNBLUEH, L., LOHMANN, U., PINCUS, R., REICHLER, T., ROECKNER, E., 2013: Atmospheric component of the MPI-ESM Earth System Model: ECHAM6. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* **5**, Nr. 2, 146-172.
- THÜRINGER ALLGEMEINE, 2013: Dach eines Supermarktes durch Unwetter in Erfurt zerstört. (<http://www.thueringer-allgemeine.de/web/zgt/leben/blaulicht/detail/-/specific/Dach-eines-Supermarktes-durch-Unwetter-in-Erfurt-zerstoert-669907646>), (25.05.2013).
- TIEDKE, M., 1989: A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-Scale Models. *Monthly Weather Review* **117**, Nr. 8, 1779-1800.
- TLUG 2014: Thüringen – Physische Übersicht. (http://www.tlug-jena.de/uw_raum/umweltregional/thuringen/maps/thuer_phys.pdf), Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (15.05.2014).
- WEIGL, E., 2008: Radarniederschlag - Prinzip der Niederschlagsbestimmung mit Radar. Version 1.0, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 6 pp.
- WEISMAN, M. L., SKAMAROCK, W. C., KLEMP, J. B., 1997: The Resolution Dependence of Explicitly Modeled Convective Systems. *Monthly Weather Review* **125**, Nr. 4, 527-548.
- WILLIAMS, E. R., 2001: The Electrification of Severe Storms. In: DOSWELL III, C. A. (Hrsg.): Severe Convective Storms. *Meteorological Monographs* **28**, Nr. 50, American Meteorological Society, Boston, 524-561.
- WINTERRATH, T., ROSENOW, W., WEIGL, E., 2012: On the DWD quantitative precipitation analysis and nowcasting system for real-time application in German flood risk management. Weather Radar and Hydrology, Proceedings of a symposium held in Exeter, UK, April 2011, *IAHS Publ.* **351**, 323-329.
- YIOU, P., GOUBANOVA, K., LI, Z. X., NOGAJ, D. M., 2008: Weather regime dependence of extreme value statistics for summer temperature and precipitation. *Nonlinear Processes in Geophysics* **15**, 365-378.
- ZAPPA, G., SHAFFREY, L. C., HODGES, K. I., 2013: The Ability of CMIP5 Models to Simulate North Atlantic Extratropical Cyclones. *Journal of Climate* **26**, Nr. 15, 5379-5396.
- ZINNER, T., MANNSTEIN, H., TAFFERNER, A., 2008: Cb-TRAM: Tracking and monitoring severe Convection from onset over rapid development to mature phase using multi-channel Meteosat-8 SEVIRI data. *Meteorology and Atmospheric Physics* **101**, 191-210.

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Thüringen - Physische Übersicht (TLUG 2014)	9
Abb. 2: Radarbild 29.07.2005 17:00 UTC, Abdeckungsbereich des nationalen RADOLAN-Verfahrens 900 x 900 km ² , RZ-Radarprodukt, Niederschlagsintensität [mm/5 min] und Radarstandorte DWD	11
Abb. 3: Blitze (rot) 29.07.2005 16:00 – 18:00 UTC, Abdeckungsbereich des nationalen RADOLAN-Verfahrens 900 x 900 km ² und Radarstandorte DWD, Eingrenzung des Bereichs mit zur Verfügung stehenden Blitzinformationen (Box)	12
Abb. 4: Identifizierte konvektive Zellkerne [$> 8,12$ mm/h] (schwarze Punkte), 29.07.2005 17:00 UTC, RZ-Radarprodukt, Niederschlagsintensität [mm/h]	15
Abb. 5: Schema Zellverfolgung (BRENDDEL 2009, verändert nach STEINACKER et al. 2000))	16
Abb. 6: Als fehlerhaft klassifizierte Gitterpunkte für das Jahr 2005 (rot)	17
Abb. 7: Zugbahnen konvektiver Zellkerne, 29.07.2005 16:00 – 18:00 UTC	18
Abb. 8: Interpolation der Zugbahn konvektiver Zellen auf Kilometerbasis	20
Abb. 9: Verschachtelung COSMO-CLM (ERA-Interim ~ 80 km \rightarrow COSMO-CLM ~ 25 km \rightarrow COSMO-CLM ~ 1 km)	23
Abb. 10: Klassifikationsgebiet der objektiven Wetterlagenklassifikation	25
Abb. 11: Relevante Gitterpunkte für die Berechnung von Labilitätsindices (rot) und Gradienten von Labilitätsindices (schwarz)	28
Abb. 12: Schaubild Gefährdungskartenalgorithmus	32
Abb. 13: Übersicht Flussdiagramm Regressionsmodelle	35
Abb. 14: Vergleich zwischen Beobachtungen und Modell von a) Anzahl an Hagelzellkernen pro Tag und b) Anzahl an Blitzen pro Tag, jeweils mit (schwarz) und ohne (rot) Berücksichtigung der objektiven Wetterlagenklassifikation (OWLK)	35
Abb. 15: Mittlere jährliche Anzahl konvektiver Zellkerne > 20 mm/h über Thüringen, April-September 2004-2010, Niederschlagsintensität, 16 x 16 km ² Auflösung, a) gesamt, b) Südwestanströmung, c) Nordwestanströmung, d) undefinierte Anströmung, e) Südostanströmung, f) Nordostanströmung	37
Abb. 16: Mittlere jährliche Anzahl von Wolke-Erd-Blitzen über Thüringen, April-September 1992-2013, 16 x 16 km ² Auflösung, a) gesamt, b) Südwestanströmung, c) Nordwestanströmung, d) undefinierte Anströmung, e) Südostanströmung, f) Nordostanströmung	39
Abb. 17: a) Mittlere Niederschlagsintensität konvektiver Zellkerne > 20 mm/h über Thüringen [mm/h], April-September 2004-2010, b) (Niederschlagsintensität / Verlagerungsgeschwindigkeit) konvektiver Zellkerne > 20 mm/h über Thüringen [mm/km], April-September 2004-2010, c) mittlere jährliche Anzahl von Hagelzellen > 55 dBZ über Thüringen, April-September 2004-2010, 16 x 16 km ² Auflösung	40
Abb. 18: Relative Häufigkeit von konvektiven Zellenkernen [> 20 mm/h], Hagelzellkernen [> 55 dBZ] und Blitzen in Abhängigkeit der objektiven Wetterlagen, Sommerhalbjahr (April-September 2004-2010, (Blitze 1992-2013))	42
Abb. 19: Relative Häufigkeit objektiver Wetterlage berechnet für ERA-Interim (1981-2010) (schwarz), EC-Earth (1976-2005) (blau), MPI-ESM (1976-2005) (rot), Sommerhalbjahr (April-September)	42

Abb. 20: Änderung der relativen Häufigkeit objektiver Wetterlagen EC-Earth 2016-2045 gegenüber EC-Earth 1976-2005 (blau) und MPI-ESM 2016-2045 gegenüber MPI-ESM 1976-2005 (rot), Sommerhalbjahr (April-September)	43
Abb. 21: Änderung der relativen Häufigkeit objektiver Wetterlagen, EC-Earth 2071-2100 gegenüber EC-Earth 1976-2005 (blau) und MPI-ESM 2071-2100 gegenüber MPI-ESM 1976-2005 (rot), Sommerhalbjahr (April-September)	44
Abb. 22: Schritt 1 Vorauswahl von extremen Tagen	45
Abb. 23: Übersicht Gebietsmittel (Cluster 1+2, Cluster 1, Cluster 2) Radardaten (2004-2010), ERA-Interim COSMO-CLM (1981-2010), EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005) und EC-Earth COSMO-CLM (2071-2100) für a) Anzahl konvektiver Zellkerne [> 20 mm/h] pro Tag, b) mittlere Niederschlagsintensität konvektiver Zellenkerne [> 20 mm/h] [mm/h], c) mittleres Sturzflutpotential konvektiver Zellkerne [mm/km]	49
Abb. 24: Mittlere Anzahl konvektiver Zellkerne [> 20 mm/h] pro Tag für a) Radardaten (2004-2010) Cluster 1+2, b) ERA-Interim COSMO-CLM (1981-2010) Cluster 1+2, c) Radardaten (2004-2010) Cluster 1, d) ERA-Interim COSMO-CLM (1981-2010) Cluster 1, e) Radardaten (2004-2010) Cluster 2, f) ERA-Interim COSMO-CLM (1981-2010) Cluster 2, 16×16 km ² Auflösung	50
Abb. 25: Anzahl konvektive Zellkerne [> 20 mm/h] pro Tag für a) EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005) Cluster 1+2, b) EC-Earth COSMO-CLM (2071-2100) Cluster 1+2, c) EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005) Cluster 1, d) EC-Earth COSMO-CLM (2071-2100) Cluster 1, e) EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005) Cluster 2, f) EC-Earth COSMO-CLM (2071-2100) Cluster 2, 16×16 km ² Auflösung	52
Abb. 26: Mittlere Anzahl konvektive Zellkerne [> 20 mm/h] pro Tag für a) Radardaten (2004-2010) b) EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005) Cluster 1+2, c) EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005) Cluster 1+2 korrigiert, 16×16 km ² Auflösung	53
Abb. 27: Gefährdungskarten des konvektiven Unwetterpotentials basierend auf, a) ERA-Interim (1981-2010), b) EC-Earth (1976-2005), c) EC-Earth (2016-2045), d) EC-Earth (2071-2100)	55
Abb. 28: Gefährdungskarten des konvektiven Unwetterpotentials basierend auf, a) ERA-Interim (1981-2010), b) MPI-ESM (1976-2005), c) MPI-ESM (2016-2045), d) MPI-ESM (2071-2100)	56
Abb. 29: Änderung der Gefährdung, a) EC-Earth (1976-2005) – ERA-Interim (1981-2010), b) MPI-ESM (1976-2005) – ERA-Interim (1981-2010), c) EC-Earth (2016-2045) – EC-Earth (1976-2005), d) MPI-ESM (2016-2045) – MPI-ESM (1976-2005), e) EC-Earth (2071-2100) – EC-Earth (1976-2005), f) MPI-ESM (2071-2100) – MPI-ESM (1976-2005)	57
Abb. 30: Gefährdungskarten des konvektiven Unwetterpotentials basierend auf ausgewählten Tagen (Cluster 1+2), a) EC-Earth COSMO-CLM (1976-2005), b) EC-Earth COSMO-CLM (2071-2100), c) EC-Earth COSMO-CLM mit objektiven Wetterlagen MPI-ESM (2071-2100)	58
Abb. 31: Änderung der Gefährdung, a) EC-Earth COSMO-CLM (2071-2100) – EC-Earth (1976-2005), b) EC-Earth COSMO-CLM mit objektiven Wetterlagen MPI-ESM (2071-2100) – EC-Earth (1976-2005)	59

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Kontingenztabelle	30
Tab. 2: Kontingenztabelle Beobachtungszeitraum (2004-2010), a) Cluster1, b) Cluster 2	47
Tab. 3: Verifikationsgrößen	47
Tab. 4: Anzahl extremer Tage für EC-Earth	48
Tab. 5: Gewichtung der Gefährdungsgrößen für die Gewichtete Lineare Kombination	54

Berichte des Deutschen Wetterdienstes

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

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

Nr. 242 C. Stein; G. Maliltz:

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

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

Messphysik und Datenverarbeitung der Verkehrsflugzeuge als meteorologische Sensorträger

Nr. 240 U. Sievers:

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

Nr. 239 F. Herbert:

Die Erschließung der Rossby-Welle durch Lärmfilterung

Nr. 238 G. Augter:

Vergleich der Referenzmessungen des Deutschen Wetterdienstes mit automatisch gewonnenen Messwerten

Nr. 237 B. Frühauf, M. Koßmann, M. Roos:

Frankfurt am Main im Klimawandel: Eine Untersuchung zur städtischen Wärmebelastung

Nr. 236 G. Augter, M. Roos:

Berechnung von Sturmintensitäten für Deutschland

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

Verifikation klimatologischer Rasterfelder

Nr. 234 W. Riecke, G. Rosenhagen:

Das Klima in Hamburg: Entwicklung in Hamburg und der Metropolregion

Nr. 233 P. Winkler:

Wissenschaftshistorische Untersuchungen zur Geschichte und insbesondere zur Datenqualität der langen meteorologischen Reihen des Observatoriums Hohenpeißenberg



Deutscher Wetterdienst

Fachinformationsstelle und
Deutsche Meteorologische Bibliothek
Frankfurter Straße 135
63067 Offenbach