

Auswirkungen des Klimawandels auf Starkniederschläge, Gewitter und Schneefall

Michael Kunz, Melanie K. Karremann und Susanna Mohr

Inhaltsverzeichnis

7.1	Starkniederschläge – 74
7.1.1	Beobachtete Änderungen in der Vergangenheit – 74
7.1.2	Änderungen in der Zukunft – 76
7.2	Gewitter – 77
7.2.1	Entstehung von Gewittern – 77
7.2.2	Gewitterklimatologie und Trends – 78
7.3	Hagel – 79
7.3.1	Hagelklimatologie – 79
7.3.2	Änderungen in der Vergangenheit – 79
7.3.3	Zukunftsszenarien – 80
7.4	Schnee – 81
7.4.1	Änderung der Schneedecke in der Vergangenheit – 81
7.4.2	Änderungen in der Zukunft – 81
7.5	Kurz gesagt – 81
	Literatur – 82

Das Niederschlagsgeschehen an einem bestimmten Ort ist vor allem von dessen naturräumlicher Gliederung, seiner Topografie sowie der Entfernung zum Meer geprägt. In Deutschland werden die höchsten jährlichen Niederschlagsmengen von über 2000 mm in den Alpen und auf den Höhenlagen der Mittelgebirge beobachtet. Die niederschlagsärmsten Regionen sind die Magdeburger Börde in Sachsen-Anhalt und das Thüringer Becken in Thüringen mit jeweils weniger als 500 mm pro Jahr. Im Sommer überwiegen kurz andauernde, meist intensive Niederschläge (konvektiv), die oft mit Gewittern verbunden sind, während im Winter länger anhaltende, meist großflächige Niederschläge (stratiform) das Niederschlagsgeschehen bestimmen.

Niederschlag kann in flüssiger Form als Niesel oder Regen oder in fester Form als Graupel, Hagel oder Schnee zu Boden fallen. Der gefallene flüssige Niederschlag wird entweder als Niederschlagshöhe bzw. -summe in einem bestimmten Zeitraum (in Millimeter, entspricht Liter pro Quadratmeter) oder als Niederschlagsintensität (Niederschlagshöhe pro Zeiteinheit, meist angegeben als Millimeter pro Stunde) angegeben. Bisherige Niederschlagsrekorde für Deutschland waren 126 mm in 8 min (Füssen, 1920), 200 mm in 1 h (1968 in Miltzow), 245 mm in 2 h (Münster, 2014) und 312 mm an einem Tag (2002 in Zinnwald). Das niederschlagsreichste Jahr war 2002 mit einem Jahresniederschlag für Deutschland von 1018 mm. Der nasseste Sommer war im Jahr 1882 mit 358 mm, der nasseste Winter 1947/1948 mit 304 mm. Die höchste Schneedecke betrug 830 cm (1944 auf der Zugspitze), das größte Hagelkorn hatte einen Durchmesser von 14,1 cm (2013 in Sonnenbühl).

Die globale Erwärmung intensiviert den Wasserkreislauf. Damit nehmen auch die Niederschlagssummen zu, da wärmere Luft neben einer höheren Verdunstungsleistung auch mehr Feuchtigkeit enthalten kann (Held und Soden 2000). Stehen ausreichende Wassermengen für die Verdunstung zur Verfügung, nimmt nach der sogenannten Clausius-Clapeyron-Skalierung die Feuchtigkeit um rund 7 % pro Temperaturanstieg von 1 °C zu (dies gilt aber nur für die in Deutschland im Mittel vorherrschenden Temperaturen, denn tatsächlich hängt der Sättigungsdampfdruck exponentiell von der Temperatur ab). Außerdem hat der Klimawandel einen Einfluss auf die Häufigkeit von Wetterlagen, die das Niederschlagsgeschehen grundsätzlich bestimmen. Bereits jetzt ist ein Trend sowohl zu niederschlagsträchtigen als auch zu konvektionsrelevanten Wetterlagen zu erkennen (Kapsch et al. 2012; Hoy et al. 2014). Damit verändern sich auch Häufigkeiten und Intensitäten von Überschwemmungen (► Kap. 10) als Folge von Starkniederschlägen bzw. von Dürren (► Kap. 11) als Folge längerer Trockenzeiten (IPCC 2012, 2013).

Durch die natürliche Klimavariabilität kommt es zu jährlichen und mehrjährigen Schwankungen des Niederschlagsgeschehen. Daher sind für Trendanalysen möglichst lange Zeitreihen notwendig. Aufgrund der hohen natürlichen Niederschlagsvariabilität weisen Trends insbesondere bei Starkniederschlägen häufig eine geringe statistische Signifikanz auf (in den verschiedenen Studien wird hier uneinheitlich ein Signifikanzniveau von 90 oder 95 % berücksichtigt).

7.1 Starkniederschläge

Niederschläge, die im Verhältnis zu ihrer Dauer eine hohe Summe aufweisen und daher nur selten auftreten, werden generell als Starkniederschläge bezeichnet. Genauere Definitionen basieren auf der Überschreitung einer bestimmten Niederschlagshöhe (Schwellenwert), berücksichtigen einen bestimmten Teil einer Datenmenge (Perzentile der Verteilungsfunktion) oder verwenden Methoden der Extremwertstatistik und geben die Niederschlagshöhe (Wiederkehrwert) als Funktion der Wahrscheinlichkeit (Wiederkehrperiode) an. Auch die hier betrachteten Studien verwenden unterschiedliche Definitionen. Die Wahl des Schwellenwerts wirkt sich jedoch überwiegend im Winterhalbjahr aus und zeigt für das Sommerhalbjahr sowie das gesamte Jahr nur einen geringen Effekt (Deumlich und Gericke 2020).

7.1.1 Beobachtete Änderungen in der Vergangenheit

Niederschlagsmessungen werden in Deutschland an einer Vielzahl von Messstationen durchgeführt (► Kap. 3). Deren Daten eignen sich aufgrund der hohen Stationsdichte und des langen Beobachtungszeitraums besonders gut für statistische Analysen. Allerdings sind die Messungen aufgrund von Stationsverlegungen, Messgerätewechsel oder der Veränderung der Umgebung an einer Station häufig nicht homogen. Reanalysedaten liegen zwar über mehrere Jahrzehnte vor, sind aber aufgrund der stetigen Veränderung der Art und Anzahl an Beobachtungsdaten, die in das Modell einfließen (Datenassimilation), zeitlich nicht homogen. Diese Einschränkungen erschweren die statistische Analyse der Niederschlagszeitreihen und führen zu einer nicht vermeidbaren Unsicherheit der Ergebnisse (Grieser et al. 2007).

■ Sommerniederschläge

Sommerliche Starkniederschläge (April bis September) weisen aufgrund ihres primär konvektiven Verhaltens meist eine hohe räumliche und zeitliche

Variabilität auf. Dies schränkt die Repräsentanz einzelner Punktmessungen ein. Außerdem sind die Trends oft statistisch nicht signifikant – vor allem bei selten auftretenden Starkniederschlägen. Insgesamt zeigen die meisten Studien im Sommer an den meisten Stationen in Deutschland eine leichte Abnahme der Niederschlagssummen. Murawski et al. (2016) beispielsweise quantifizieren eine Abnahme der Starkniederschläge (95. Perzentil) zwischen 1951 und 2006 für weite Teile Deutschlands (■ Abb. 7.1, links). Je nach Region fallen die Trends jedoch sehr unterschiedlich aus. Die Abnahme ist vor allem in den westlichen Mittelgebirgen signifikant. Hier hat beispielsweise die 7-Tagessumme mit einer Wiederkehrperiode von 100 Jahren (ca. 90–160 mm) um bis zu 30 mm signifikant abgenommen. Im Nordwesten Deutschlands wird eine nicht signifikante Abnahme der Häufigkeit extremer Niederschläge ($> 27,4$ mm/d) zwischen Mai und September identifiziert (Zeitraum 1931–2014; Cabral et al. 2020). Schaller et al. (2020) zeigen für Sachsen zwischen April und Juni eine Abnahme der Häufigkeit extremer Niederschlagsereignisse (1961–2015; 95. Perzentil), während zwischen Juli und September eine Zunahme zu beobachten ist. Deumlich und Gericke (2020) beobachten im Gegensatz dazu für den Zeitraum 1951 bis 2019 deutschlandweit eine geringe Zunahme der Anzahl der Tage mit Starkniederschlägen (≥ 10 , 20 und 30 mm). In den letzten 30 Jahren stagnierte dieser Trend jedoch. Positive Trends treten v. a. im Süden und teilweise auch im Norden Deutschlands auf. Zusätzlich zeigt sich im Westen ein Trend zu längeren Trockenperioden im Sommer (Murawski et al. 2016). Brien et al. (2013) weisen zudem darauf hin, dass in den beiden Hälften des 20. Jahrhunderts bei verschiedenen Starkniederschlagsindizes teilweise entgegengesetzte Trends vorherrschen (z. B. Zunahme der Niederschlagssummen

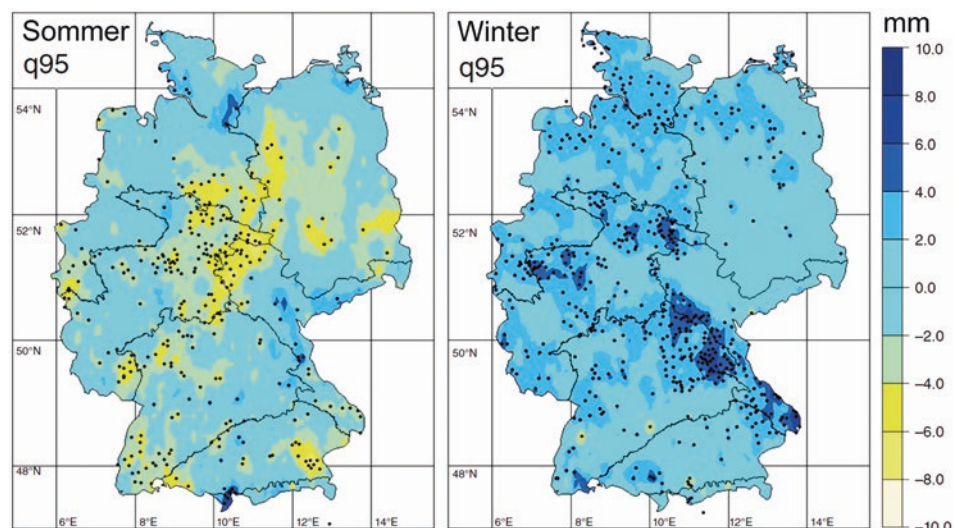
in der ersten Hälfte des Jahrhunderts und Abnahme in der zweiten Hälfte).

■ Winterniederschläge

Im Winterhalbjahr (Oktober bis März) sind Änderungen der Starkniederschläge im Vergleich zum Sommerhalbjahr deutlicher ausgeprägt. Auch sind die Trends mehrheitlich signifikant (Moberg und Jones 2005), vor allem im Nordwesten und Südosten Deutschlands (Hattermann et al. 2013; Murawski et al. 2016; ■ Abb. 7.1, rechts). Insgesamt haben sowohl sehr hohe als auch sehr geringe Niederschläge (90./95. bzw. 5. Perzentile) auf Kosten der mittleren Niederschläge im Winter zugenommen (Hänsel et al. 2005; Hattermann et al. 2013). Dabei konnten in vielen Regionen Zunahmen sowohl der Niederschlagssummen (Bartels et al. 2005; Murawski et al. 2016) als auch der Anzahl der Starkniederschlagstage (Malitz et al. 2011) beobachtet werden.

Wie schon für den Sommer zeigen sich auch für das Winterhalbjahr erhebliche räumliche Unterschiede in den Trends. Überwiegend im Norden, Westen und Südosten nahmen die Trends der Intensität der Starkniederschläge signifikant zu (Hattermann et al. 2013; Murawski et al. 2016). Die 7-tägigen Niederschlagssummen für eine Wiederkehrperiode von 100 Jahren (entspricht ca. 50–100 mm, in den Alpen bis zu 260 mm) zeigen in nahezu allen Regionen zwischen 1952 und 2006 eine Zunahme von 10 bis 40 %. In den Alpen, dem Alpenvorland und über einigen Mittelgebirgen liegt die beobachtete Änderung mit bis zu +60 % noch höher (Murawski et al. 2016). Zusätzlich wird im Bereich der Nordseeküste eine Zunahme der Häufigkeit extremer Niederschläge ($> 21,3$ mm/d) zwischen November und März beobachtet (1931–2014; Cabral et al. 2020). Andere Studien wie von Deumlich und Gericke (2020) zeigen für fast ganz Deutschland

■ **Abb. 7.1** Änderung der 95. Perzentile der täglichen Niederschlagssummen im Sommer (links) und Winter (rechts) in mm für den Zeitraum 1952–2006. Die Punkte zeigen Stationen mit einem signifikanten Trend (Signifikanzniveau 90 %) (Murawski et al. 2016; Abb. 4, modifiziert)



eine Zunahme von Tagen mit Starkniederschlägen zwischen 1951 und 2019, insbesondere nach 1961. Im Gegensatz zu den Untersuchungen von Cabral et al. (2020) sind der Nordwesten und Norden davon ausgenommen. Darüber hinaus wird für extremere Ereignisse (> 20 mm/Tag) nur im Süden und der Mitte Deutschlands eine Zunahme zwischen 1951 und 2010 beobachtet.

■ Jahresniederschläge

Über das gesamte Jahr betrachtet sind Änderungen bei Starkniederschlägen eher gering, da – wie in den oberen Abschnitten dargelegt – in einigen Regionen entgegengesetzte Trends für das Sommer- und Winterhalbjahr vorherrschen (■ Abb. 7.1). Dennoch zeigen einige Studien für weite Teile Deutschlands sowohl eine Zunahme der Niederschlagsintensität (z. B. Passow und Donner 2019) als auch der Zahl der Tage mit Starkniederschlägen (Hattermann et al. 2013). Malitz et al. (2011) kommen zum Schluss, dass in weiten Teilen Deutschlands die Anzahl der Tage mit Starkniederschlägen (Wiederkehrperiode 100 Tage; Vergleich 1951–2000 und 1901–1950) deutlich zugenommen hat (im Mittel um 22 %). Im Gegensatz dazu finden Deumlich und Gericke (2020) keinen deutschlandweiten Langzeitrend in der Häufigkeit der Tage mit Summen ≥ 10 mm (1951–2019). Eine Ausnahme bildet der Zeitraum zwischen 1971 und 2000; hier dominieren positive Trends.

Die beobachteten Änderungssignale zeigen auch für die Jahresniederschläge erhebliche regionale Unterschiede, die vor allem von der jeweiligen Orografie und dem Abstand zum Meer bestimmt sind. Passow und Donner (2019) beispielsweise finden die stärksten Änderungen der Niederschlagsintensität im Südosten und in der Mitte Deutschlands oberhalb von 500 m (Zeitraum 1951–2006). In Übereinstimmung mit Gerstengarbe und Werner (2009) werden über dem flachen Nordosten Deutschlands nur eine geringe Zunahme bzw. teilweise sogar eine Abnahme der Häufigkeit von Starkniederschlägen beobachtet. Deumlich und Gericke (2020) zeigen ähnliche Ergebnisse mit dominierenden positiven Trends vor allem im Süden nahe der Alpen und deren Ausläufern sowie negative Trends in der Mitte Deutschlands. Zusätzlich zeigt sich im Winter ein Zusammenhang der Trends zur Wahl des Schwellenwertes für die Definition von Extremen: Je geringer der Schwellenwert, desto höher ist die Variabilität der Trends.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass in weiten Teilen Deutschlands bereits Änderungen in der Häufigkeit und Intensität von Starkniederschlägen beobachtet werden können. Allerdings sind regionale und saisonale Variationen erheblich. In vielen Regionen haben die Anzahl und Intensität von Starkniederschlagsereignissen im Winter zugenommen, wobei diese Änderungen meist statistisch signifikant sind.

Bei sommerlichen Starkniederschlägen dagegen ist das Bild uneinheitlich, jedoch mit Tendenz zu einer leichten Verringerung der Niederschlagssummen. Diese Änderungsmuster zeigen sich in ähnlicher Weise für die meisten Regionen Europas, für die generell die meist positiven Trends im Winter konsistenter und in mehr Regionen signifikant sind als im Sommer (IPCC 2012, 2013).

7.1.2 Änderungen in der Zukunft

Die in den letzten Jahren veröffentlichten Arbeiten über zukünftig zu erwartende Änderungen des Niederschlags verwenden nun fast ausschließlich die sogenannten „Repräsentativen Konzentrationspfade“ (RCPs), welche die SRES-Szenarien ersetzt haben. In den letzten fünf Jahren ist außerdem die Zahl der in den Ensembles berücksichtigten Klimamodelle stark angestiegen, und die Modelle weisen eine höhere räumliche Auflösung auf; einige sind sogar konvektionsauflösend (~ 3 km).

Für die meisten Regionen Deutschlands zeigen die Zukunftsprojektionen bei mittleren Niederschlägen im Winter eine Zunahme, im Sommer dagegen eine Abnahme (Rajczak et al. 2013; Jacob et al. 2014; Sillmann et al. 2014; Pfeifer et al. 2015; Rajczak und Schär 2017; Knist et al. 2020). Bei Starkniederschlägen ist zu allen Jahreszeiten mit einer Zunahme sowohl der Häufigkeit als auch der Intensität zu rechnen (■ Abb. 7.1). Diese Änderungen sind in erster Linie auf den Zusammenhang zwischen Temperatur und Wasserdampfgehalt gemäß der Clausius-Clapeyron-Skalierung zurückzuführen (Knist et al. 2020). Das zukünftige Niederschlagsgeschehen wird zudem durch eine Veränderung bei den großräumigen Zirkulationsmustern (IPCC 2013) sowie durch besonders niederschlagsrelevante Wetterlagen bestimmt (Santos et al. 2016).

Trotz unterschiedlicher regionaler Klimamodelle und Szenarien (RCP4.5 und 8.5, SRES A1B) zeigen die Projektionen der Studie von Pfeifer et al. (2015) für saisonale und für extreme Niederschläge viele Gemeinsamkeiten. In allen betrachteten 30-Jahres-Zeiträumen (2031–2060, 2041–2070 bis 2061–2090) projizieren die Ensembles für den Winter eine Zunahme sowohl der mittleren als auch der extremen Niederschläge, wobei das Änderungssignal zum Ende des Jahrhunderts am stärksten ausfällt. Während saisonale Niederschläge in allen Szenarien nur gebietsweise um über 15 % zunehmen (RCP4.5 nur Südhälfte, RCP8.5 auch Mitte Deutschlands, A1B vor allem in der Nordhälfte), steigen Extremniederschläge vielerorts um über 45 % an. Für den Sommer kann eine robuste Abnahme mittlerer Niederschläge nur für kleine Gebiete im Südwesten Deutschlands und nur in zwei der drei Ensem-

bles festgestellt werden, während keines der Ensembles eine robuste Zunahme des extremen Sommerniederschlags projiziert (robust bedeutet, dass die Mehrheit der Klimamodelle in der Richtung der Trends übereinstimmen).

Für das Ende des Jahrhunderts berechnen Rajczak und Schär (2017) für ein großes Multimodellensemble mit über 100 regionalen Klimamodellen mit einer Auflösung von 12 und 50 km (RCP2.6, 4.5 und 8.5) über dem größten Teil Europas und über Deutschland ein verstärktes Auftreten von Stark- und Extremniederschlägen (99. Perzentile und Wiederkehrperiode 100 Jahre). Im Herbst und Winter zeigt sich eine robuste Intensivierung der Extreme um oft mehr als +20 %, vor allem in der Nordhälfte Deutschlands. Für den Sommer projizieren die Modelle ebenfalls eine Intensivierung der Stark- und Extremniederschläge, wobei das Änderungssignal mit bis zu +30 % für ein 100-jährliches Ereignis in der Nordhälfte Deutschlands am größten ist. Insgesamt sind die Variabilität der Modelle und damit die Unsicherheiten der Ergebnisse im Sommer größer als im Winter.

Nach Rajczak und Schär (2017) hat die horizontale Modellauflösung kaum einen Einfluss auf die räumliche Verteilung von Extremniederschlägen und verändert die Magnitude der Änderungssignale nur geringfügig. Konvektionsauflösende Simulationen können jedoch sowohl den Tagesgang als auch die stündliche Verteilung der Niederschläge realistischer wiedergeben (Knist et al. 2020), auch wenn Fosser et al. (2017) für die nahe Zukunft kaum Unterschiede zwischen konvektionsauflösenden und konvektionsparametrisierenden Auflösungen für die Tagesgänge von Niederschlag und Konvektionsindizes für Süddeutschland fanden. Für die Zukunft projizieren hochauflösende Simulationen von Knist et al. (2020) sowohl für die Mitte als auch zum Ende des Jahrhunderts bei den Extremniederschlägen (99.9 Perzentil) im Sommer (Juni–August) gebietsweise eine Zunahme von bis zu 30 % (■ Abb. 7.2). Im Winter fällt diese Zunahme etwas geringer aus.

Insgesamt ist für die Zukunft zu erwarten, dass die bereits in der Vergangenheit beobachtete Tendenz einer Zunahme winterlicher Starkniederschläge sich weiter fortsetzen wird und sommerliche Starkniederschläge erheblich ansteigen. Allerdings fallen die Änderungen räumlich sehr differenziert aus. Da die betrachteten Studien verschiedene Modelle, Emissions-szenarien, Realisierungen, und statistische Methoden verwenden, sind deren Ergebnisse zum Teil unterschiedlich – nicht jedoch hinsichtlich ihrer generellen Tendenz. Bei Extremereignissen sind die projizierten Änderungssignale nur in einigen Gebieten statistisch signifikant und robust. Die Unsicherheiten sind bei den neuen RCPs erheblich geringer gegenüber den älteren SRES-Szenarien (Pfeifer et al. 2015).

7.2 Gewitter

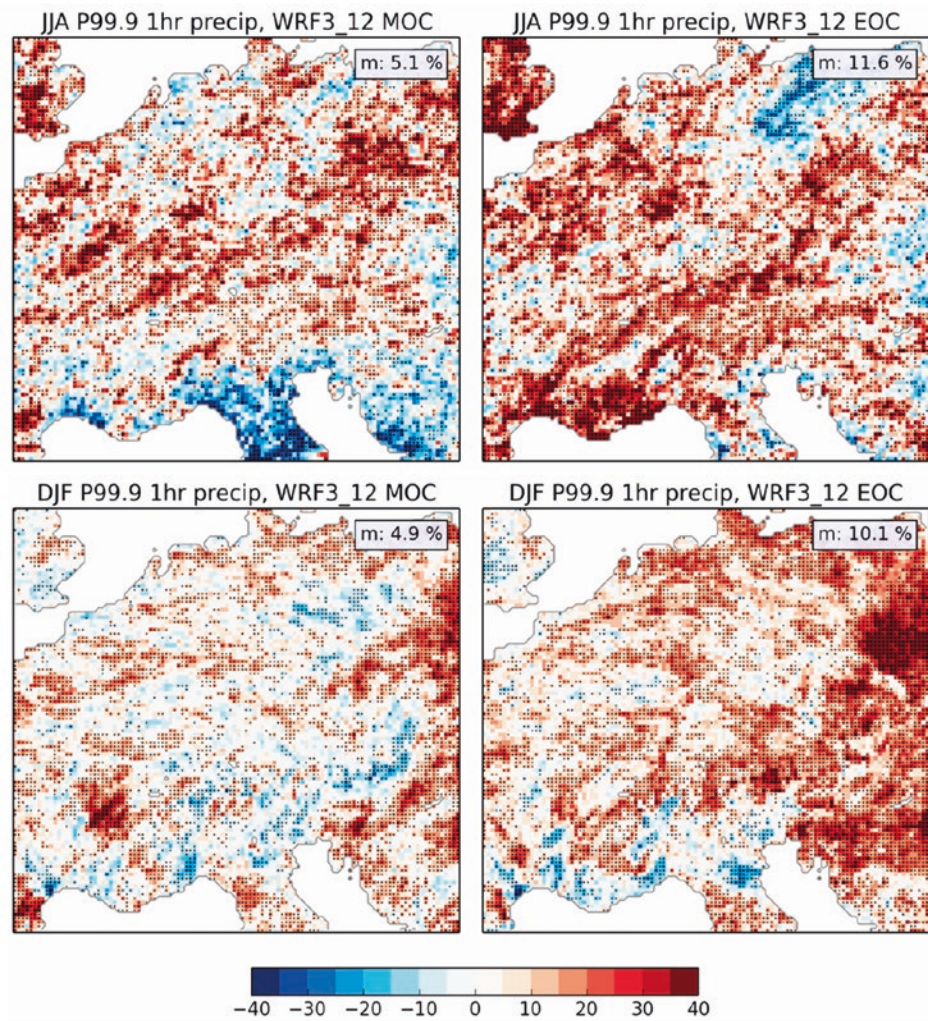
7.2.1 Entstehung von Gewittern

Gewitter sind Wettererscheinungen, die mit elektrischen Entladungen und Donner einhergehen. In Deutschland treten sie bevorzugt in den Nachmittags- und Abendstunden der Sommermonate (Mai–September) auf (Wapler 2013; Schucknecht und Matschullat 2014; Enno et al. 2020; Taszarek et al. 2020). Gewitter sind häufig mit Starkregen und Sturmböen verbunden, in seltenen Fällen mit Hagel und Tornados. Rund 30 % aller Elementarschäden an Gebäuden werden in Mitteleuropa und in Deutschland durch Schwergewitter verursacht (Munich Re 2021), wobei der größte Teil davon auf Hagel (► Abschn. 7.3) zurückzuführen ist. Während Starkregen und konvektive Windböen in ganz Deutschland annähernd mit der gleichen Wahrscheinlichkeit auftreten (GDV 2019; Mohr et al. 2017), zeigen sowohl die Gewitterwahrscheinlichkeit als auch die Hagelwahrscheinlichkeit erhebliche räumliche Unterschiede mit den meisten Ereignissen im Süden Deutschlands bzw. über dem und im Lee der Mittelgebirge (► Abschn. 7.2.2 und 7.3; ■ Abb. 7.3).

Für die Entstehung von Gewitter sind verschiedene Umgebungsbedingungen notwendig (die aber nicht hinreichend sind): ein hoher Feuchtegehalt in den unteren Luftschichten, eine instabil geschichtete Luftmasse (großer vertikaler Temperaturgradient) und ein Hebungsmechanismus für die Auslösung der Konvektion. Die Entstehung sogenannter organisierter Gewittersysteme (Multizellen, Supercellen, mesoskalige konvektive Systeme) erfordert zusätzlich eine Änderung von Windgeschwindigkeit und -richtung mit der Höhe (vertikale Windscherung). In einigen Studien konnte außerdem gezeigt werden, dass besonders schwere Gewitter oder mehrtätige Gewitterepisoden, wie sie beispielsweise in den Jahren 2016 (Piper et al. 2016) und 2018 (Mohr et al. 2020) beobachtet wurden, häufig mit bestimmten Großwetterlagen (Wapler und James 2015), blockierenden Wetterlagen (großräumiges Hochdruckgebiet; Mohr et al. 2019) oder bestimmten Telekonnectionen (Fernwirkungen in der atmosphärischen Zirkulation wie z. B. die Nordatlantische Oszillation NAO; Piper und Kunz 2017; Piper et al. 2019) verbunden sind.

Das Auftreten von Gewittern kann sehr gut aus Blitzdetektionssystemen bestimmt werden, die seit einigen Jahren flächendeckend vorliegen (Piper und Kunz 2017; Enno et al. 2020). Die mit Gewittern verbundenen Phänomene wie konvektive Sturmböen oder Hagel werden dagegen aufgrund ihrer geringen räumlichen Ausdehnung von konventionellen Messsystemen nur unzureichend erfasst. Sie lassen sich daher nur indirekt aus Datensätzen von Fern-

Abb. 7.2 Änderungen des stündlichen Extremniederschlags (99.9 Perzentil) für das mittlere Treibhausgasszenario RCP4.5 im Sommer (Juni–August, oben) und Winter (Dezember–Februar, unten) für die Mitte (2038–2050, links) und das Ende (2088–2100, rechts) des Jahrhunderts, basierend auf Simulationen des WRF-Modells mit einer Auflösung von 3 km (Antrieb: Globale Klimläufe des Earth System Model des Max-Planck-Instituts/MPI-ESM-LR r11p1). Mittelwerte für das gesamte Gebiet sind oben rechts eingezeichnet, Punkte markieren signifikante Änderungen (95 % Signifikanz). (Nach Abbildungen 9 und 10 in Knist et al. 2020)



erkundungssystemen (Niederschlagsradar, Satellit) oder aus Modelldaten unter Berücksichtigung der für Konvektion relevanten Umgebungsbedingungen rekonstruieren (Rädler et al. 2018). Letztgenannte Datensätze spiegeln aber nur das Potenzial der Atmosphäre für die Entstehung von Gewittern und die sie begleitenden Phänomene wider.

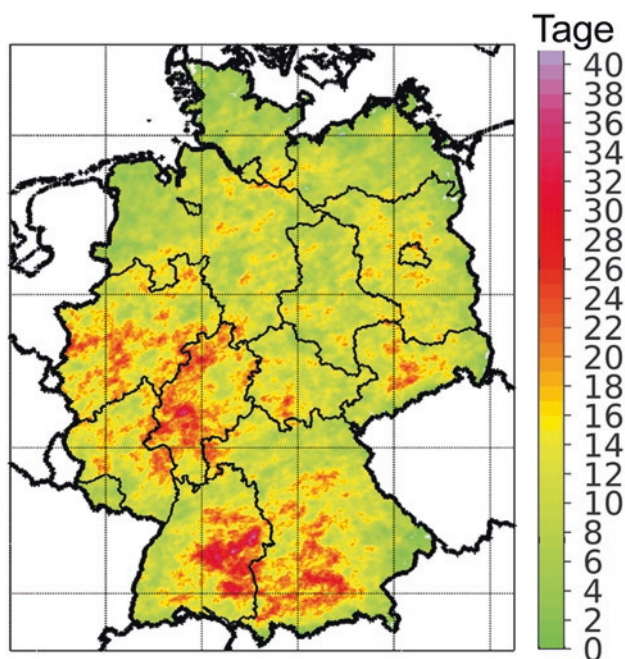
7.2.2 Gewitterklimatologie und Trends

Gewitter werden überall in Deutschland beobachtet, treten jedoch in den südlichen Landesteilen wesentlich häufiger auf im Vergleich zu Norddeutschland (Piper und Kunz 2017; Taszarek et al. 2020; Enno et al. 2020). Die Zahl jährlicher Gewittertage, beobachtet an Wetterstationen und abgeleitet aus Blitzdaten (Umkreis 15 km), variiert zwischen rund 15 Tagen an der Ostseeküste und fast 50 Tagen im bayerischen Voralpenraum (Wapler und James 2015). Neben dem südlichen Bayern kommt es außerdem über Bayerischem Wald, Schwarzwald und Schwäbischer Alb sowie über Erzgebirge und

Taunus zu einer deutlichen Häufung von Gewittern (Piper und Kunz 2017).

In den vergangenen Jahren und Jahrzehnten sind in Deutschland Schäden durch Schwergewitter erheblich angestiegen (Púčik et al. 2019). Von allen wetterbedingten Schadenereignissen in Mitteleuropa haben Schäden durch konvektive Stürme am stärksten zugenommen (Höppe 2016). Dabei muss berücksichtigt werden, dass Objektveränderungen wie beispielsweise nachträglich wärmedämmte Fassaden oder Photovoltaikanlagen und Solarthermie, die besonders schadenanfällig für konvektive Extreme sind (insbesondere für Hagel), die Schadenssummen nach oben treiben.

Gewitterbegünstigende Wetterlagen haben in den vergangenen drei Jahrzehnten überall in Deutschland in ihrer Häufigkeit zugenommen; statistisch signifikant allerdings nur in der Mitte Deutschlands (Piper et al. 2019). Mithilfe eines additiven logistischen Modellansatzes, der Stabilitätsgrößen und vertikale Windscherung miteinander kombiniert, berechneten Rädler et al. (2018) aus Reanalysedaten (ERA-Interim, 1979–



■ **Abb. 7.3** Anzahl der aus dreidimensionalen Radarreflektivitäten abgeleiteten Hageltage summiert über den Zeitraum 2005–2021 für Flächen der Größe $1 \times 1 \text{ km}^2$. (Schmidberger 2018, aktualisiert bis 2021)

2016) für Deutschland einen Anstieg von 6-stündigen Perioden mit Blitzen um 23 %, mit konvektiven Windböen sogar um 56 %. Diese Trends sind vor allem auf eine Zunahme der (absoluten) Luftfeuchtigkeit in den unteren Höhen der Troposphäre und damit auf eine Zunahme der Instabilität zurückzuführen (Púčik et al. 2017; Taszarek et al. 2018; Rädler et al. 2018).

Für die Zukunft ist damit zu rechnen, dass dieser Anstieg weiter anhält. Basierend auf einem Ensemble aus 14 regionalen Klimamodellen ergeben sich für die Mitte des Jahrhunderts für die Klimaszenarien RCP4.5 und RCP8.5 nur relativ geringe Änderungen in der Häufigkeit des Auftretens instabiler Bedingungen, die außerdem wenig robust sind (Púčik et al. 2017). Gegen Ende des Jahrhunderts dagegen zeigt sich eine robuste Zunahme der Instabilitätsbedingungen für das RCP8.5-Szenario mit Änderungen um bis zu 50 % für die Südhälfte Deutschlands, die, wie schon in der Vergangenheit beobachtet, vor allem auf eine Zunahme der Luftfeuchtigkeit in den unteren Schichten zurückzuführen ist. Daraus ergibt sich eine erhebliche Zunahme der Häufigkeit konvektiver Phänomene wie Blitzschlag (■ Abb. 7.4a–c), Sturmböen und insbesondere von großem Hagel (► Abschn. 7.3). Die vertikale Windscherung, die für die Organisationsform der Gewitter und damit ihre Schwere relevant ist, zeigt dagegen nur sehr geringe Änderungen und ist für die Änderung der Gewitterhäufigkeit weniger relevant (Púčik et al. 2017; Rädler et al. 2019).

7.3 Hagel

Hagel bildet sich im Aufwindbereich organisierter Gewittersysteme, wenn sich eine Vielzahl unterkühlter Tröpfchen – Flüssigwasser im Temperaturbereich zwischen 0 und rund -38°C – an die wenigen verfügbaren Eisteilchen anlagern. Hagelkörner haben definitionsgemäß einen Durchmesser von über 5 mm. In seltenen Fällen erreichen sie die Größe von Tennisbällen oder Grapefruits, die dann Schäden in Milliardenhöhe an Gebäuden, Fahrzeugen oder landwirtschaftlichen Kulturen verursachen können (Púčik et al. 2019; Wilhelm et al. 2021). Sechs der zehn bisher teuersten Hagelereignisse in Europa ereigneten sich in Deutschland. Damit ist Deutschland das in Europa am meisten von Hagel betroffene Land (Púčik et al. 2019; Allen et al. 2020).

7.3.1 Hagelklimatologie

In den vergangenen Jahren wurden mehrere Hagelklimatologien für Deutschland veröffentlicht, die vor allem auf Radarbeobachtungen basieren, zum Teil aber auch mit weiteren Datensätzen wie Blitzdaten, Stationsmeldungen oder Reanalysedaten kombiniert wurden (Puskeiler et al. 2016; Junghänel et al. 2016; Punge et al. 2017; Schmidberger 2018; Fluck et al. 2021). Die Ergebnisse zeigen eine graduelle Zunahme der Hageltage von Norden nach Süden sowie einige Maxima meist im Lee der Mittelgebirge (■ Abb. 7.3). Am häufigsten hagelt es im Südwesten Deutschlands in einem Streifen, der sich südlich von Stuttgart über die Schwäbische Alb bis nach Ulm erstreckt. Hier fällt Hagel im Mittel an zwei Tagen pro Jahr und pro km^2 . Nach Kunz und Puskeiler (2010) sowie Fluck et al. (2021) werden die lokalen Maxima der Hageltage auf der Leeseite der Berge durch Umströmungseffekte und damit verbundene Strömungskonvergenzen im Lee verursacht.

Weiterhin verwenden einige Arbeiten Strahlungstemperaturen im Mikrowellenbereich aus Satellitendaten (Bedka 2011; Punge et al. 2017) oder meteorologische Größen aus Modelldaten (Mohr et al. 2015a; Rädler et al. 2018; Allen et al. 2020). Ergebnisse dieser Arbeiten, deren räumliche Auflösung zum Teil relativ gering ist, bestätigen das vorherrschende Nord-Süd-Gefälle der Hagelgefährdung in Deutschland. Dieses kann plausibel mit der vorherrschenden Klimatologie erklärt werden, insbesondere mit der geringeren atmosphärischen Stabilität im Süden Deutschlands.

7.3.2 Änderungen in der Vergangenheit

Aussagen über eine Änderung der Häufigkeit von Hagelstürmen sind noch schwieriger abzuleiten als über deren Klimatologie. Hierfür wären homogene

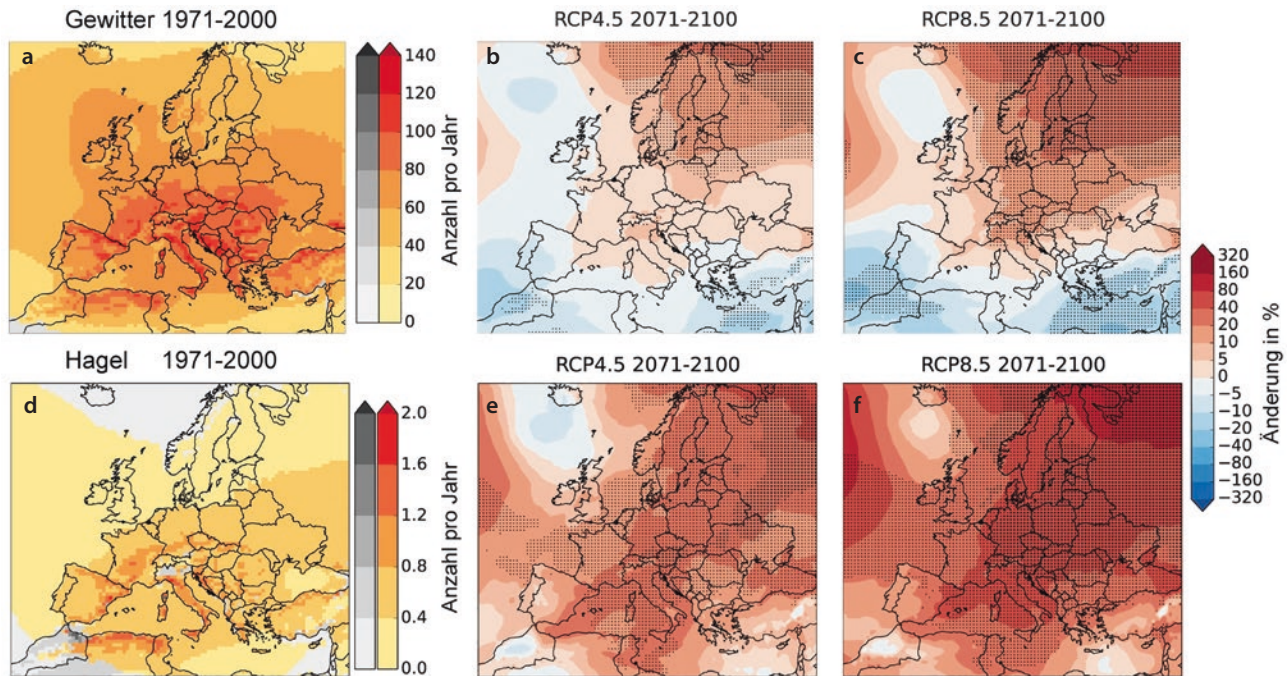


Abb. 7.4 Jährliche Anzahl 6-stündiger Perioden mit Gewitter (oben) und Hagel (≥ 2 cm; unten) für **a, d** und einen historischen Zeitraum von 1971–2000. Prozentuale Änderung für 2071–2100 in **b, e** Szenario RCP4.5 und **c, f** Szenario RCP8.5. Trends in **b, c, e** und **f** werden als (sehr) robust bezeichnet, wenn die Änderung größer (doppelt) als die anfängliche Standardabweichung des Modellensembles ist. (Sehr) robuste Änderungen sind durch schwarze Punkte gekennzeichnet. Bereiche, in denen die Modelle bereits für den historischen Zeitraum stark voneinander abweichen, sind grau eingefärbt (Rädler et al. 2019, modifiziert)

Datensätze über einen möglichst langen Zeitraum notwendig, die nicht vorliegen. Reanalysen oder regionale Klimamodellierungen, die zwar für lange Zeitperioden verfügbar sind, können Hagelstürme nicht zuverlässig simulieren. Selbst konvektionsauflösende Klimamodelle simulieren aufgrund der komplexen und rechenintensiven Wolkenmikrophysik keinen Hagel. Daher muss auch bei Trendanalysen auf geeignete *proxies* zurückgegriffen werden. Diese umfassen Größen, mit denen sich die Schichtungsstabilität und die vertikale Windscherung quantifizieren lässt (Rädler et al. 2018; Taszarek et al. 2020), oder Großwetterlagen, welche die großräumigen synoptischen Bedingungen widerspiegeln (Kapsch et al. 2012).

Die Untersuchungen zeigen übereinstimmend, dass das Potenzial für die Entstehung von Hagelstürmen in den vergangenen rund 30 Jahren in Deutschland erheblich zugenommen hat. Eine Zunahme zeigt sich sowohl bei den Extremwerten der Stabilitätsbedingungen als auch bei der Anzahl der Tage über bestimmten Schwellenwerten der Größen, die für Hagel relevant sind. Durch Vergleich mit Schadendaten von Versicherungen konnten Kapsch et al. (2012) vier Großwetterlagen identifizieren, die besonders häufig mit Hagelschlag verbunden sind. Diese Wetterlagen haben im Zeitraum zwischen 1971

und 2000 zwar nur leicht, aber statistisch signifikant zugenommen. Das Analyseverfahren von Rädler et al. (2018) berechnet aus Reanalysen (ERA-Interim) eine Zunahme des Hagelpotenzials um 86 % in Deutschland seit den 1980er-Jahren, wobei die Zunahme nur an den Gitterpunkten in der Nordhälfte signifikant ist. Nach Púčik et al. (2019) hat sich die mittlere jährliche Wahrscheinlichkeit von großem Hagel (≥ 2 cm) und sehr großem Hagel (≥ 5 cm) pro Gitterpunkt der ERA-Interim Reanalysen gemittelt über Deutschland seit 1990 fast verdoppelt. Trendanalysen über einen langen Zeitraum seit 1950 zeigen allerdings auch, dass die große jährliche und mehrjährige Variabilität des Klimasystems beispielsweise infolge dominanter Telekonnektionsmuster (z. B. NAO) das Trendsinal stark modifizieren und häufig der Grund für nicht-signifikante Trends ist (Mohr et al. 2015b; Piper et al. 2019).

7.3.3 Zukunftsszenarien

Mögliche Änderungen zukünftiger Hagelwahrscheinlichkeiten werden ebenfalls indirekt über geeignete *Proxy*-daten bestimmt. Umgebungsbedingungen mit hohem Hagelpotenzial zeigen für Europa bzw. Deutschland meist eine (leichte) Zunahme (Kapsch

et al. 2012; Mohr et al. 2015b; Rädler et al. 2019). Je nach Projektionszeitraum (vor/nach 2050) und RCP-Szenario liefern die in den Studien berücksichtigten Klimäläufe jedoch unterschiedliche und teilweise widersprüchliche Entwicklungen. Probleme sind die hohe jährliche Variabilität der untersuchten Variablen und die Streuung des Ensembles, die dann oft zu geringen (zunehmenden) Trends mit geringer statistischer Signifikanz führen. Dies gilt insbesondere für die nahe Zukunft bis 2050 (Raupach et al. 2021).

Hinsichtlich hagelförderlicher Großwetterlagen und Hagelpotenzial erwarten Kapsch et al. (2012) und Mohr et al. (2015b) bis zur Mitte des 21. Jahrhunderts in Deutschland eine leichte Zunahme, wobei positive Änderungen des Hagelpotenzials nur im Nordwesten und Süden signifikant sind (Mohr et al. 2015b). Mit Hilfe ihres Regressionsmodells berechnen Rädler et al. (2019) für das Ende des 21. Jahrhunderts ebenfalls eine Zunahme der Wahrscheinlichkeit von Hagel (≥ 2 cm; ■ Abb. 7.4d–f). Darüber hinaus wird die Wahrscheinlichkeit von sehr großem Hagel (≥ 5 cm) bis zum Jahr 2100 von den Autoren auf das Doppelte geschätzt.

7.4 Schnee

Schneehöhe und Schneedauer spielen im Klimasystem von Deutschland vor allem in den Alpen und den Mittelgebirgen eine wichtige Rolle, da Veränderungen des Schneedeckenregimes dort nachhaltige Auswirkungen auf den hydrologischen Kreislauf haben. Dies betrifft beispielsweise die Grundwasserneubildung und die Entstehung von Hochwasserereignissen infolge starker Schneeschmelze (► Kap. 10). Zur Beschreibung der Schneeeverhältnisse werden meist die Schneedeckendauer, also die Anzahl der ununterbrochenen Schneedeckentage in einer bestimmten Zeitspanne, oder die Schneedeckenzeit, die Zeitspanne zwischen erstem und letztem Auftreten der Schneedecke, berücksichtigt.

Statistische Auswertungen der Schneedeckenparameter werden einerseits durch die inhomogene Verteilung der Messstationen erschwert, andererseits durch die hohe jährliche Variabilität des fallenden Niederschlags im alpinen Raum. Zusätzlich zu dem bereits zu beobachteten Einfluss der Schneeeverhältnisse durch den Klimawandel zeigt sich auch, dass großräumige atmosphärische Zirkulationsmuster wie beispielsweise die NAO nachweislich die saisonale Variabilität des Schneefalls beeinflussen (Scherrer und Appenzeller 2006; Zampieri et al. 2013; Weber et al. 2016; Beniston et al. 2018). Außerdem führt das gehäufte Auftreten von blockierenden Wetterlagen meist zu größeren Schneemengen (Scherrer und Appenzeller 2006; Kautz et al. 2022).

7.4.1 Änderung der Schneedecke in der Vergangenheit

Die Schneeerfügbarkeit veränderte sich in den letzten Jahrzehnten deutlich, da es aufgrund der Temperaturzunahme öfters regnet als schneit und gefallener Schnee schneller schmilzt. Der DWD (2020) berichtet, dass die mittlere Anzahl der Tage mit geschlossener Schneedecke deutlich abnahm. Beispielsweise werden in München heute im Mittel rund neun Tage weniger mit Schneedecke gegenüber dem Beginn des 20. Jahrhunderts beobachtet, während es in Berlin dagegen zehn Tage weniger gegenüber dem Mittel des Zeitraums seit 1951 sind. Änderungen der Schneedeckenparameter sind vor allem höhenabhängig, so dass in niedrigen Höhenlagen stärkere und in hohen Höhenlagen geringere Änderungen beobachtet werden (Beniston et al. 2018; Matiu et al. 2021). In höheren Lagen über 800 m zeigen sich derzeit noch wenig signifikante Änderungen – wegen der Zunahme von Winter-niederschlägen (► Abschn. 7.1) und der niedrigen vorherrschenden Temperaturen.

7.4.2 Änderungen in der Zukunft

Grundsätzlich setzt sich der Trend aus der Vergangenheit mit einer Abnahme von Schneehöhe und Schneedauer auch in der Zukunft fort. Regionale Klimasimulationen zeigen eine dramatische Abnahme der Schneefallmengen und Schneedeckendauer für Europa bis zum Ende des 21. Jahrhunderts (Jacob et al. 2008; Gobiet et al. 2014; de Vries et al. 2014; Frei et al. 2018). Insbesondere in tiefen Lagen werden Schneemengen durch die Klimaerwärmung deutlich weniger; dabei spielt die Temperatur eine entscheidendere Rolle als die Wetterlagen. Die in der Zukunft zu erwartenden regionalen Schneedeckenänderungen sind sehr variabel und stark von den verwendeten Emissionsszenarien und dem betrachteten Zeitraum abhängig (Beniston et al. 2018).

7.5 Kurz gesagt

In Deutschland ist bereits eine Änderung der Niederschlagsregime zu beobachten. In vielen Regionen haben winterliche Starkniederschläge zugenommen, während bei sommerlichen eine geringfügige, oft nicht signifikante Abnahme zu verzeichnen ist. Außerdem werden bereits höhere Intensitäten bei Starkniederschlagsereignissen beobachtet. Änderungssignale von Hagel, der insbesondere im Süden Deutschlands häufiger auftritt, können nicht direkt aus Stationsdaten bestimmt werden. Analysen indirekter Klimadaten

(proxies) deuten jedoch auf eine leichte Zunahme des Gewitter- und Hagelpotenzials in der Vergangenheit hin. Bedingt durch die beobachtete Temperaturzunahme zeigen Schneedeckendauer und Schneedeckenzeit eine erhebliche Abnahme vor allem in tieferen Lagen.

Bei den in der Zukunft zu erwartenden Niederschlagsänderungen sind die Ergebnisse sehr unsicher. Sie unterscheiden sich zum Teil erheblich je nach Klimamodell, Realisierung und Emissionsszenario. Insgesamt ist zu erwarten, dass sich die in der Vergangenheit beobachteten Trends mit einer Zunahme vor allem von winterlichen Starkniederschlägen weiter fortsetzen werden. Dies ist jedoch stark von der jeweiligen Region abhängig. Durch mehr Wasserdampf in der Atmosphäre wird wahrscheinlich auch das Potenzial für schwere Gewitter und Hagel weiter ansteigen. Dagegen ist zu erwarten, dass Winterniederschläge vor allem in geringen Höhenlagen zukünftig deutlich häufiger als Regen und nicht als Schnee fallen.

Literatur

- Allen JT, Giammanco IM, Kumjian MR, Punge HJ, Zhang Q, Groenemeijer P, Kunz M, Ortega K (2020) Understanding hail in the earth system. *Rev Geophys* 58:e2019RG000665. ► <https://doi.org/10.1029/2019RG000665>
- Bartels H, Dietzer B, Malitz G, Albrecht FM, Guttenger J (2005) Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951–2000). Fortschreibungsbericht, KOSTRA-DWD-2000. Deutscher Wetterdienst, Offenbach
- Bedka KM (2011) Overshooting cloud top detections using MSG SEVIRI infrared brightness temperatures and their relationship to severe weather over Europe. *Atmos Res* 99:175–189. ► <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.10.001>
- Beniston M, Farinotti D, Stoffel M et al (2018) The European mountain cryosphere: A review of its current state, trends, and future challenges. *Cryosphere* 12:759–794. ► <https://doi.org/10.5194/tc-12-759-2018>
- Brienen S, Kapala A, Mächel H, Simmer C (2013) Regional centennial precipitation variability over Germany from extended observation records. *Int J Climatol* 33:2167–2184. ► <https://doi.org/10.1002/joc.3581>
- Cabral R, Ferreira A, Friedrichs P (2020) Space-time trends and dependence of precipitation extremes in North-Western Germany. *Environmetrics* 31:e2605. ► <https://doi.org/10.1002/env.2605>
- Deumlich D, Gericke A (2020) Frequency trend analysis of heavy rainfall days for Germany. *Water* 12:1950. ► <https://doi.org/10.3390/w12071950>
- Deutscher Wetterdienst (2020) Winter in Deutschland, Österreich und der Schweiz – Immer milder, in tieferen Lagen weniger Schnee. Pressemitteilung vom 19.11.2020, Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach, Deutschland. ► https://www.dwd.de/DE/presse/pressemitteilungen/DE/2020/20201119_dach.html?nn=714786. Zugriffen: 24. Febr 2021
- Enno S-E, Sugier J, Alber R, Seltzer M (2020) Lightning flash density in Europe based on 10 years of ATDnet data. *Atmos Res* 235:104769. ► <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.104769>
- Fluck E, Kunz M, Geissbuehler P, Ritz SP (2021) Radar-based assessment of hail frequency in Europe. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 21:683–701. ► <https://doi.org/10.5194/nhess-21-683-2021>
- Fosser G, Khodayar S, Berg P (2017) Climate change in the next 30 years: What can a convection-permitting model tell us that we did not already know? *Clim Dyn* 48:1987–2003. ► <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3186-4>
- Frei P, Kotlarski S, Liniger MA, Schär C (2018) Future snowfall in the Alps: Projections based on the EURO-CORDEX regional climate models. *Cryosphere* 12:1–24. ► <https://doi.org/10.5194/tc-12-1-2018>
- GDV (2019) Forschungsprojekt Starkregen, Gesamtverband der Deutschen Versicherungswirtschaft e.V. ► <https://www.gdv.de/de/themen/news/forschungsprojekt-starkregen-52866>. Zugriffen: 24. Febr 2021
- Gerstengarbe F-W, Werner PC (2009) Klimaextreme und ihr Gefährdungspotential für Deutschland. *Geogr Rundsch* 9:12–19
- Gobiet A, Kotlarski S, Beniston M, Heinrich G, Rajczak J, Stoffel M (2014) 21st century climate change in the European Alps – A review. *Sci Total Environ* 493:1138–1151. ► <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.07.050>
- Grieser J, Staeger T, Schönwiese C-D (2007) Estimates and uncertainties of return periods of extreme daily precipitation in Germany. *Meteor Z* 16:553–564. ► <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2007/0235>
- Hänsel S, Küchler W, Matschullat J (2005) Regionaler Klimawandel Sachsen. Extreme Niederschlagsereignisse und Trockenperioden 1934–2000. *UWSF-Z Umweltchem Ökotox* 17:159–165
- Hattermann FF, Kundzewicz ZW, Huang S, Vetter T, Gerstengarbe F-W, Werner PC (2013) Climatological drivers of changes in flood hazard in Germany. *Acta Geophys* 61:463–477. ► <https://doi.org/10.1201/b12348-14>
- Held IM, Soden BJ (2000) Water vapor feedback and global warming. *Annu Rev Energy Environ* 25:441–475. ► <https://doi.org/10.1146/annurev.energy.25.1.44>
- Hoeppe P (2016) Trends in weather related disasters – Consequences for insurers and society. *Wea Clim Extr* 11:70–79. ► <https://doi.org/10.1016/j.wace.2015.10.002>
- Hoy A, Schucknecht A, Sepp M, Matschullat J (2014) Large-scale synoptic types and their impact on European precipitation. *Theor Appl Climatol* 116:19–35. ► <https://doi.org/10.1007/s00704-013-0897-x>
- IPCC (2012) Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. A special report of working groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge
- IPCC (2013) Working group I, Contribution to the IPCC fifth assessment report (AR5), Climate Change 2013: The physical science basis. Cambridge University Press, Cambridge
- Jacob D, Göttel H, Kotlarski S, Lorenz P, Sieck K (2008) Klimaauwirkungen und Anpassung in Deutschland – Phase I: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland. Forschungsbericht 204 41, 138, UBA-FB 000969. Umweltbundesamt, Dessau
- Jacob D, Petersen J, Eggert B et al (2014) EURO-CORDEX: New high-resolution climate change projections for European impact research. *Reg Environ Change* 14:563–578. ► <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>
- Junghänel T, Brendel C, Winterrath T, Walter A (2016) Towards a radar-and observation-based hail climatology for Germany. *Meteor Z* 25:435–445. ► <https://doi.org/10.1127/metz/2016/0734>
- Kapsch M-L, Kunz M, Vitolo R, Economou T (2012) Long-term variability of hail-related weather types in an ensemble of regional climate models. *J Geophys Res* 117:D15107. ► <https://doi.org/10.1029/2011JD017185>
- Kautz L-A, Martius O, Pfahl S, Pinto JG, Ramos AM, Sousa PM, Woollings T (2022) Atmospheric blocking and weather extremes over the Euro-Atlantic sector – a review. *Weather Clim Dynam* 3:305–336. ► <https://doi.org/10.5194/wcd-3-305-2022>
- Knist S, Goergen K, Simmer C (2020) Evaluation and projected changes of precipitation statistics in convection-permitting WRF

- climate simulations over Central Europe. *Clim Dyn* 55:325–341. ► <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4147-x>
- Kunz M, Puskeiler M (2010) High-resolution assessment of the hail hazard over complex terrain from radar and insurance data. *Meteor Z* 19:427–439. ► <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2010/0452>
- Matiu M, Crespi A, Bertoldi G et al (2021) Observed snow depth trends in the European Alps: 1971 to 2019. *Cryosphere* 15:1343–1382. ► <https://doi.org/10.5194/tc-15-1343-2021>
- Malitz G, Beck C, Grieser J (2011) Veränderung der Starkniederschläge in Deutschland (Tageswerte der Niederschlagshöhe im 20. Jahrhundert). In: Lozán JL, Graßl H, Hupfer P, Karbe L, Schönwiese CD (Hrsg) Warnsignal Klima: Genug Wasser für alle? 3. Aufl. Universitätsverlag, Hamburg, S 311–316
- Moberg A, Jones PD (2005) Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation in central and western Europe 1901–1999. *Int J Climatol* 25:1149–1117. ► <https://doi.org/10.1002/joc.1163>
- Mohr S, Kunz M, Geyer B (2015a) Hail potential in Europe based on a regional climate model hindcast. *Geophys Res Lett* 42:10904–10912. ► <https://doi.org/10.1002/2015GL067118>
- Mohr S, Kunz M, Keuler K (2015b) Development and application of a logistic model to estimate the past and future hail potential in Germany. *J Geophys Res Atmos* 120:3939–3956. ► <https://doi.org/10.1002/2014JD022959>
- Mohr S, Kunz M, Richter A, Ruck B (2017) Statistical characteristics of convective wind gusts in Germany. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 17:957–969. ► <https://doi.org/10.5194/nhess-17-957-2017>
- Mohr S, Wandel J, Lenggenhager S, Martius O (2019) Relationship between atmospheric blocking and warm-season thunderstorms over western and central Europe. *Quart J Roy Meteor Soc* 145:3040–3056. ► <https://doi.org/10.1002/qj.3603>
- Mohr S, Wilhelm J, Wandel J, Kunz M, Portmann R, Punge HJ, Schmidberger M, Quinting JF, Grams CM (2020) The role of large-scale dynamics in an exceptional sequence of severe thunderstorms in Europe May–June 2018. *Wea Clim Dynam* 1:325–3481. ► <https://doi.org/10.5194/wcd-1-325-2020>
- Munich Re (2021) NatCatSERVICE. ► <https://natcatservice.munichre.com>. Zugegriffen: 24.Febr 2021
- Murawski A, Zimmer J, Merz B (2016) High spatial and temporal organization of changes in precipitation over Germany for 1951–2006. *Int J Climatol* 36:2582–2597. ► <https://doi.org/10.1002/joc.4514>
- Passow C, Donner RV (2019) A rigorous statistical assessment of recent trends in intensity of heavy precipitation over Germany. *Front Environ Sci* 7:143. ► <https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00143>
- Pfeifer S, Bülow K, Gobiet A, Hänsler A, Mudelsee M, Otto J, Reich D, Teichmann C, Jacob D (2015) Robustness of ensemble climate projections analyzed with climate signal maps: Seasonal and extreme precipitation for Germany. *Atmosphere* 6:677–698. ► <https://doi.org/10.3390/atmos6050677>
- Piper DA, Kunz M, Ehmele F, Mohr M, Mühr B, Kron A, Daniell JA (2016) Exceptional sequence of severe thunderstorms and related flash floods in May and June 2016 in Germany. Part I: Meteorological background. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 16:2835–2850. ► <https://doi.org/10.5194/nhess-16-2835-2016>
- Piper DA, Kunz M (2017) Spatio-temporal variability of lightning activity in Europe and the relation to the North Atlantic Oscillation teleconnection pattern. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 17:1319–1336. ► <https://doi.org/10.5194/nhess-17-1319-2017>
- Piper DA, Kunz M, Allen JT, Mohr S (2019) Investigation of the temporal variability of thunderstorms in central and western Europe and the relation to large-scale flow and teleconnection patterns. *Quart J Roy Meteor Soc* 145:3644–3666. ► <https://doi.org/10.1002/qj.3647>
- Púčik T, Groenemeijer P, Rädler AT, Tijssen NG, Prein AF, van Meijgaard E, Fealy R, Jacob D, Teichmann C (2017) Future changes in European severe convection environments in a regional climate model ensemble. *J Climate* 30:6771–6794. ► <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0777.1>
- Púčik T, Castellano C, Groenemeijer P, Kühne T, Rädler AT, Faust AB, E, (2019) Large hail incidence and its economic and societal impacts across Europe. *Mon Wea Rev* 147:3901–3916. ► <https://doi.org/10.1175/MWR-D-19-0204.1>
- Punge HJ, Bedka K, Kunz M, Reinbold A (2017) Hail frequency estimation across Europe based on a combination of overshooting top detections and the ERA-INTERIM reanalysis. *Atmos Res* 198:34–43. ► <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.07.025>
- Puskeiler M, Kunz M, Schmidberger M (2016) Hail statistics for Germany derived from single-polarization radar data. *Atmos Res* 178–179:459–470. ► <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.04.014>
- Rädler AT, Groenemeijer P, Faust E, Sausen R (2018) Detecting severe weather trends using an additive regressive convective hazard model (AR-CHaMo). *J Appl Meteor Climatol* 57:569–587. ► <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0132.1>
- Rädler AT, Groenemeijer PH, Faust E, Sausen R, Púčik T (2019) Frequency of severe thunderstorms across Europe expected to increase in the 21st century due to rising instability. *npj Clim Atmos Sci* 2. doi:► <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0083-7>
- Rajczak J, Pall P, Schär C (2013) Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region. *J Geophys Res* 118:3610–3626. ► <https://doi.org/10.1002/jgrd.50297>
- Rajczak J, Schär C (2017) Projections of future precipitation extremes over Europe: A multimodel assessment of climate simulations. *J Geophys Res Atmos* 122:10–773. ► <https://doi.org/10.1002/2017JD027176>
- Raupach TH, Martius O, Allen JT, Kunz M, Lasher-Trapp S, Mohr S, Rasmussen KL, Trapp RJ, Zhang Q (2021) The effects of climate change on hailstorms. *Nature Rev Earth Environ* 2:213–226. ► <https://doi.org/10.1038/s43017-020-00133-9>
- Santos JA, Belo-Pereira M, Fraga H, Pinto JG (2016) Understanding climate change projections for precipitation over western Europe with a weather typing approach. *J Geophys Res Atmos* 121:1170–1189. ► <https://doi.org/10.1002/2015JD024399>
- Schaller AS, Franke J, Bernhofer C (2020) Climate dynamics: Temporal development of the occurrence frequency of heavy precipitation in Saxony, German. *Meteorol Z* 29:335–348. ► <https://doi.org/10.1127/metz/2020/0771>
- Scherrer SC, Appenzeller C (2006) Swiss Alpine snow pack variability: major patterns and links to local climate and large-scale flow. *Clim Res* 32:187–199. ► <https://doi.org/10.3354/cr032187>
- Schmidberger M (2018) Hagelgefährdung und Hagelrisiko in Deutschland basierend auf einer Kombination von Radardaten und Versicherungsdaten. Dissertation, Wiss Ber Inst Meteorol Klimaf des KIT 78: 262 S. doi:► <https://doi.org/10.5445/KSP/1000086012>
- Sillmann J, Kharin VV, Zwiers FW, Zhang X, Bronaugh D, Donat MG (2014) Evaluating model-simulated variability in temperature extremes using modified percentile indices. *Int J Climatol* 34:1097–88. ► <https://doi.org/10.1002/joc.3899>
- Schucknecht A, Matschullat J (2014) Blitzaufkommen im Freistaat Sachsen. In: LfULG (Hrsg) Schriftenreihe 12: 64 S. ► <https://publikationen.sachsen.de/bdb/artikel/21713>. Zugegriffen: 29. Juli 2021
- Taszarek M, Allen JT, Púčik T, Groenemeijer P, Czernecki B, Kolenkowicz L, Lagouvardos K, Kotroni V, Schulz W (2018) A climatology of thunderstorms across Europe from a synthesis of multiple data sources. *J Clim* 32:1813–1837. ► <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0372.1>
- Taszarek M, Allen JT, Groenemeijer P, Edwards R, Brooks HE, Chmielewski V, Enno SE (2020) Severe convective storms across Europe and the United States. Part I: Climatology of lightning,

- large hail, severe wind, and tornadoes. *J Clim* 33:10239–10261. ► <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0345.1>
- de Vries H, Lenderink G, van Meijgaard E (2014) Future snowfall in western and Central Europe projected with a high-resolution regional climate model ensemble. *Geophys Res Lett* 41:4294–4299. ► <https://doi.org/10.1002/2014GL059724>
- Wapler K (2013) High-resolution climatology of lightning characteristics within Central Europe. *Meteorol Atmos Phys* 122:175–184. ► <https://doi.org/10.1007/s00703-013-0285-1>
- Wapler K, James P (2015) Thunderstorm occurrence and characteristics in Central Europe under different synoptic conditions. *Atmos Res* 158:231–244. ► <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.07.011>
- Weber M, Bernhardt M, Pomeroy JW, Fang X, Härer S, Schulz K (2016) Description of current and future snow processes in a small basin in the Bavarian Alps. *Environ Earth Sci* 75:1223. ► <https://doi.org/10.1007/s12665-016-6027-1>
- Wilhelm J, Mohr S, Punge HJ, Mühr B, Schmidberger M, Daniell JE, Bedka KM, Kunz M (2021) Severe thunderstorms with large hail across Germany in June 2019. *Weather* 76:228–237. ► <https://doi.org/10.1002/wea.3886>
- Zampieri M, Scoccimarro E, Gualdi S (2013) Atlantic influence on spring snowfall over the Alps in the past 150 years. *Environ Res Lett* 8:034026. ► <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/3/034026>

Open Access Dieses Kapitel wird unter der Creative Commons Namensnennung 4.0 International Lizenz (► <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/deed.de>) veröffentlicht, welche die Nutzung, Vervielfältigung, Bearbeitung, Verbreitung und Wiedergabe in jeglichem Medium und Format erlaubt, sofern Sie den/die ursprünglichen Autor(en) und die Quelle ordnungsgemäß nennen, einen Link zur Creative Commons Lizenz beifügen und angeben, ob Änderungen vorgenommen wurden.

Die in diesem Kapitel enthaltenen Bilder und sonstiges Drittmaterial unterliegen ebenfalls der genannten Creative Commons Lizenz, sofern sich aus der Abbildungslegende nichts anderes ergibt. Sofern das betreffende Material nicht unter der genannten Creative Commons Lizenz steht und die betreffende Handlung nicht nach gesetzlichen Vorschriften erlaubt ist, ist für die oben aufgeführten Weiterverwendungen des Materials die Einwilligung des jeweiligen Rechteinhabers einzuholen.

