



SEBASTIANA
STIFTUNG



scnat
akademie der naturwissenschaften
académie des sciences naturelles
swiss academy of sciences
accademia di scienze naturali

u^b

^b
UNIVERSITÄT
BERN

OESCHGER CENTRE
CLIMATE CHANGE RESEARCH



Hitze- und Trockensommer in der Schweiz

Ursachen und Folgen der Jahrhundertsommer
1947, 2003 und 2018



GEOGRAPHICA BERNENSIA

Hitze- und Trockensommer in der Schweiz

Ursachen und Folgen der Jahrhundertssommer 1947, 2003 und 2018

Lektorat:

Jean-Paul Käser

Layout:

Alexander Hermann

Bibliographische Angaben:

Imfeld, N., P. Stucki, S. Brönnimann, S. Bader, M. Bürgi, P. Calanca, S. Gubler, A. Holzkämper, L. Hövel, F. A. Isotta, C. Kestenholz, S. Kotlarski, A. Mastai, S. U. Nussbaumer, C. C. Raible, M. Röthlisberger, S. C. Scherrer, K. Staub, A. M. Vicedo-Cabrera, M.-M. Vogel, K. Wehrli, T. Wohlgemuth und H. J. Zumbühl (2022). Hitze- und Trockensommer in der Schweiz. Ursachen und Folgen der Jahrhundertssommer 1947, 2003 und 2018, *Geographica Bernensia*, G98, 33 S., doi:10.4480/GB2022.G98.01.

Übersetzungen:

Französisch (doi:10.4480/GB2022.G98.02)

Englisch (doi:10.4480/GB2022.G98.03)

© GEOGRAPHICA BERNENSIA 2022
Geographisches Institut der Universität Bern, Schweiz



Druck: Publikation Digital Operations GmbH, Brugg

Autorinnen und Autoren

Stephan Bader

Abteilung Klima
Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie, MeteoSchweiz

Stefan Brönnimann

Geographisches Institut, Universität Bern
Oeschger-Zentrum für Klimaforschung, Universität Bern

Matthias Bürgi

Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL
Geographisches Institut, Universität Bern

Pierluigi Calanca

Gruppe Klima und Landwirtschaft, Agroscope

Stefanie Gubler

Abteilung Klima
Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie, MeteoSchweiz

Laura Hövel

Geographisches Institut, Universität Bern
Oeschger-Zentrum für Klimaforschung, Universität Bern

Annelie Holzkämper

Gruppe Klima und Landwirtschaft, Agroscope
Oeschger-Zentrum für Klimaforschung, Universität Bern

Noemi Imfeld

Geographisches Institut, Universität Bern
Oeschger-Zentrum für Klimaforschung, Universität Bern

Francesco A. Isotta

Abteilung Klima
Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie, MeteoSchweiz

Christoph Kestenholz

Institut für Sozial- und Präventivmedizin, Universität Bern
Oeschger-Zentrum für Klimaforschung, Universität Bern

Sven Kotlarski

Abteilung Klima
Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie, MeteoSchweiz

Alina Mastai

Institut für Atmosphäre und Klima, ETH Zürich

Samuel U. Nussbaumer

Geographisches Institut, Universität Zürich

Christoph C. Raible

Physikalisches Institut, Universität Bern
Oeschger-Zentrum für Klimaforschung, Universität Bern

Matthias Röthlisberger

Institut für Atmosphäre und Klima, ETH Zürich

Simon C. Scherrer

Abteilung Klima
Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie, MeteoSchweiz

Kaspar Staub

Institut für Evolutionäre Medizin, Universität Zürich
Historisches Institut, Universität Bern

Peter Stucki

Geographisches Institut, Universität Bern
Oeschger-Zentrum für Klimaforschung, Universität Bern

Ana M. Vicedo-Cabrera

Institut für Sozial- und Präventivmedizin, Universität Bern
Oeschger-Zentrum für Klimaforschung, Universität Bern

Martha-Marie Vogel

Programm «Der Mensch und die Biosphäre», UNESCO, Paris

Kathrin Wehrli

Abteilung Klima
Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie, MeteoSchweiz
Center for Climate Systems Modeling C2SM, ETH Zürich

Thomas Wohlgemuth

Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL

Heinz J. Zumbühl

Geographisches Institut, Universität Bern

Inhaltsverzeichnis

Einprägsame Sommer	6
Stefan Brönnimann, Noemi Imfeld, Peter Stucki	
Das Sommerhalbjahr 1947 im Kontext des Klimawandels	8
Simon C. Scherrer, Stefanie Gubler, Francesco A. Isotta, Stephan Bader	
Atmosphärendynamik: Vom heissen Luftpaket zum Hitzesommer	10
Noemi Imfeld, Matthias Röthlisberger	
Grossräumige und ozeanische Faktoren von Hitzewellen in Zentraleuropa	12
Laura Hövel, Christoph C. Raible	
Wie Dürre-Hitze-Wechselwirkungen heisse Sommer in Europa prägen	14
Martha-Marie Vogel	
Auswirkungen der Trockenjahre 1947, 2003 und 2018 auf die Landwirtschaft	16
Annelie Holzkämper, Pierluigi Calanca	
Auswirkungen der Trockenheit 1947 und 2018 auf die Schweizer Wälder	18
Thomas Wohlgemuth, Matthias Bürgi	
Das extreme Schmelzen der Alpengletscher 1947	20
Samuel U. Nussbaumer, Heinz J. Zumbühl	
Übersterblichkeit während extremer Hitzewellen in der Schweiz	22
Ana M. Vicedo-Cabrera, Kaspar Staub, Christoph Kestenholz	
Sommerliche Hitze und Trockenheit: Ein Ausflug in die Klimazukunft der Schweiz	24
Kathrin Wehrli, Alina Mastai, Stefanie Gubler, Sven Kotlarski	
Referenzen	28
Bildnachweis	32

Einprägsame Sommer

Erinnern Sie sich an den Sommer 2018? Bereits im April begann eine Trockenphase, die bis in den September anhält. In vielen Regionen der Schweiz fiel in dieser Zeit kaum über 50 Prozent der normalen Niederschlagsmenge. Flüsse, sogar Seen trockneten aus, wie der Lac des Brenets an der schweizerisch-französischen Grenze (Abb. 1.1). Gleichzeitig blieben die Temperaturen stets hoch, es war das wärmste Sommerhalbjahr seit Messbeginn 1864. Dazu kam eine Hitzewelle Ende Juli / Anfang August (Abb. 1.2).



Abb. 1.1: Der ausgetrocknete Lac des Brenets am 18. September 2018 (© Keystone).

Ein Ereignisbericht des Bundesamts für Umwelt¹ beleuchtet die Auswirkungen auf die Landwirtschaft und den Wald, auf Gewässer und Gletscher, auf Gesundheit und Luftbelastung. Dass dieser Sommer nur einen Vorgeschmack auf zukünftige Sommer liefert, wurde im Herbst desselben Jahres klar, als die vom Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie, MeteoSchweiz, der ETH Zürich, der Universität Bern und ProClim erstellten neuen Klimaszenarien für die Schweiz CH2018 der Öffentlichkeit präsentiert wurden.² Der Sommer war aber nicht nur in der Schweiz extrem, fast die gesamte Nordhemisphäre war betroffen: Nordamerika, Europa, Asien. Das ist ungewöhnlich, und darin zeigt sich der Einfluss der menschengemachten Treibhausgase, ohne die ein solches Ereignis nicht mehr erklärt werden kann.³

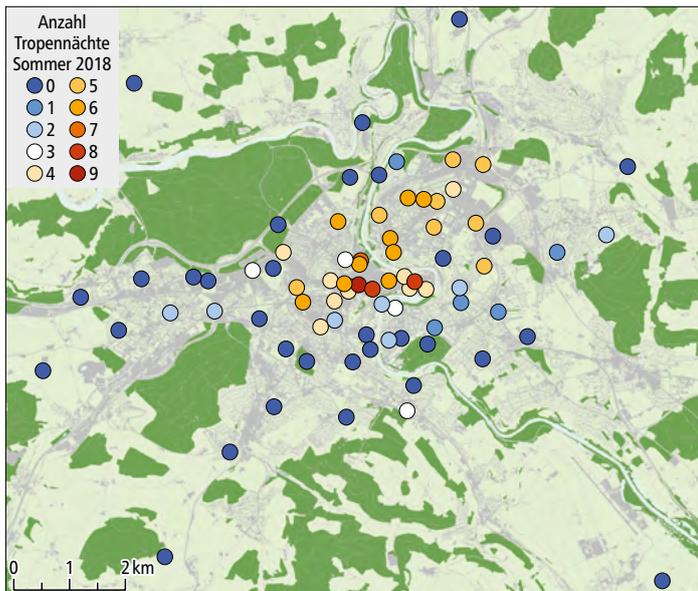


Abb. 1.2: Der städtische Wärmeinseleffekt verstärkt noch die ohnehin schon unerträgliche Hitze. Im Messnetz des Geographischen Instituts der Universität Bern wurden im Sommer 2018 in der Innenstadt acht bis neun Tropennächte registriert (Nächte, in denen die Temperatur nicht unter 20°C fällt), im Umland nur null bis zwei.¹³

Dabei lag der letzte ähnlich extreme Sommer erst drei Jahre zurück. Auch 2015 war die Schweiz von Trockenheit und Hitze betroffen, die Gärten wurden braun, die Hitze war gross.⁴ Damals erstellte das Bundesamt für Umwelt ebenfalls einen Ereignisbericht, und Vergleiche mit dem Hitzesommer 2003 wurden gezogen. Auch mit einem anderen Ereignis wurden und werden immer wieder Vergleiche gezogen: Mit dem Hitze- und Trockensommer 1947 (vgl. Kasten).

Vor genau 75 Jahren – einige mögen sich noch erinnern – wurde Mitteleuropa von einem Rekordhitzesommer heimgesucht. Die Temperaturrekorde dieses Sommers⁵ wurden vielerorts erst 2003 oder gar erst während der Hitzewellen von 2019 gebrochen. Auch in der Schweiz hielten einige der 1947 aufgestellten Rekorde bis 2003 Bestand (wobei der Einfluss der Strahlung auf die Rekordwerte im Einzelfall zu prüfen wäre). Gleichzeitig war der Sommer in der Schweiz extrem trocken,⁶ ebenso trocken wie 2018. Dazu kam, dass 1947 ein herausstechender Sommer in einer ganzen Reihe trockener Sommer war. Auch damals war die Landwirtschaft stark betroffen (Abb. 1.3).⁷ Die Wälder litten^{8,9} und die Alpengletscher schmolzen.¹⁰ Flüsse trockneten aus (vgl. Kasten und Abb. 1.4; auch damals trocknete der Lac des Brenets aus), mit Folgen für Energieerzeugung und Verkehr. Und bereits damals wurde vor einem Klimawandel gewarnt: Vor einer Versteppung, ausgelöst durch Abholzung.¹¹ Besonders in Deutschland, das noch unmittelbar an den Folgen des Kriegs litt, hatte der Sommer 1947 verheerende Auswirkungen. Eindrückliche Ton- und Bilddokumente belegen die Situation in der Schweiz und in Deutschland.¹²

Wie kommen solche Trockensommer zustande? Wie entsteht eine Hitzewelle? Welche Folgen hat dies für Mensch und Gesellschaft, für Land- und Forstwirtschaft, für unsere Gletscher? Und worauf müssen wir uns in Zukunft einstellen? Das vorliegende Heft liefert Antworten auf diese Fragen.¹³ Kurze Kapitel zu einzelnen Themen beleuchten die Prozesse und vergleichen dabei die Sommer 2018, 2015, 2003 und eben 1947. Gleichzeitig betrachten wir die zunehmende Häufigkeit und Intensität von Hitzesommern in den letzten 150 Jahren und wagen einen Blick in die Zukunft.

Im ersten Kapitel wird das Sommerhalbjahr 1947 mit den verfügbaren Messungen seit 1864 verglichen. Es wird aufgezeigt, wie aussergewöhnlich warm und trocken 1947 war und wie sich 1947 in die stark vom menschengemachten Klimawandel beeinflussten Ereignisse der letzten Jahrzehnte einordnen lässt. Im zweiten Kapitel schauen wir uns genauer an, welche atmosphärendynamischen Prozesse zu besonderer Hitze führen und was es braucht, damit daraus ein ganzer Hitzesommer wird.¹⁴ Auf einer etwas grösseren Skala wird im dritten Kapitel erläutert, wie der Ozean und grossskalige atmosphärische Prozesse das Auftreten von Hitzewellen in Europa beeinflussen. Im vierten Kapitel betrachten wir, wie Trockenheit über die Landoberfläche und Bodenfeuchte Hitze verstärken kann. Danach wenden wir uns den Folgen solcher Extremjahre für unseren Naturraum zu. Welche Konsequenzen haben grosse Hitze und Trockenheit für die Landwirtschaft und wie hat die Bevölkerung 1947 im Vergleich zu heute darunter gelitten? Welche Konsequenzen haben Hitze und Trockenheit für die Wälder und welchen Einfluss haben andere Faktoren auf die Schadholzmengen, die durch solche Extremjahre verursacht werden? Wie widerspiegelt sich die Hitze in unseren Gletschern? Im neunten Kapitel schauen wir uns an, wie Menschen ganz direkt an der Hitze leiden und wie sich das aus der Übersterblichkeit ableiten lässt.¹⁵ Als Letztes machen wir einen Ausflug in die Zukunft: Wie oft werden wir solch extreme Sommer wie 1947, 2003, 2015 oder 2018 in Zukunft erleben?

Das Heft zeigt die Folgen von Hitze- und Trockensommern für Mensch und Natur – Folgen, die es zu bewältigen gilt. Denn dass Stärke und Häufigkeit von Hitzesommern zunehmen werden, steht ausser Zwei-

fel. Das Heft zeigt auch beispielhaft, dass bereits vor 75 Jahren ganz verschiedene Bereiche der Gesellschaft betroffen waren: Gesundheit, Wasserwirtschaft, Landwirtschaft, Wald und Gletscher. Alles in allem war der Sommer 1947 eines der folgenschwersten Klimaereignisse des 20. Jahrhunderts. Daraus können wir lernen. Man mag zwar einwenden, die Situation sei damals eine ganz andere gewesen. Der Übergang zur Nachkriegswirtschaft war noch im Gang, die Verletzlichkeit der Gesellschaft war ungleich grösser, die Abhängigkeit von der Landwirtschaft stärker. Das mag stimmen. Aber genau daraus können wir heute gleichwohl Lehren ziehen. Denn auch heute und in der vom Klimawandel geprägten Zukunft wird es Gesellschaften in verletzlichen Situationen geben, in einer politischen Übergangsphase oder einer Phase der wirtschaftlichen Abhängigkeit. Und auch in unserer Gesellschaft leben verletzlichere Personen, die wir vor den Folgen der zukünftigen Hitzesommer möglichst gut schützen müssen.

Dieses Heft war nur möglich dank der spontanen Bereitschaft der Autorinnen und Autoren, hier mitzumachen. Unterstützt wurde die Produktion des Heftes durch die Sebastiana-Stiftung, durch die Schweizerische Akademie der Naturwissenschaften (die Kommission Atmospheric Chemistry and Physics sowie die Association Suisse de Géographie) sowie das Oeschger-Zentrum für Klimaforschung. Das Heft wird gleichzeitig in drei Sprachen publiziert.

Zum Heft wurde auch ein Film produziert, der auf Youtube verfügbar ist: www.giub.unibe.ch/1947



Abb. 1.3: Titelseite eines Artikels in der Schweizer Illustrierten vom 27. August 1947 über die Folgen «der grossen Dürre» im Sommer 1947, vor allem für die Landwirtschaft. Mit freundlicher Genehmigung des Ringier Axel Springer Verlags.

Der Hitze- und Trockensommer 1947 aus Sicht der Betroffenen

Wie muss man sich den Sommer 1947 vorstellen? Welche Folgen hatte er für Mensch und Tier? Was beschäftigte die Menschen damals, wie haben sie den Sommer erlebt? Für dieses Heft haben wir verschiedene Personen befragt, die den Sommer 1947 miterlebt haben.

«Die Trockenheit begann im April. Aber weil es vorher recht feucht gewesen war, litt das Gras noch nicht stark, und man konnte noch heuen. Dann wurde es immer schlimmer», erinnert sich Rudolf Bachmann, der als Bauernsohn am Bantiger aufgewachsen ist. Zur Trockenheit gesellten sich bald weitere Schwierigkeiten: Engerlinge beschädigten Sträucher und Bäume. Für das Vieh gab es wenig Futter, die Schlachthöfe waren voll. Die Hitze war kaum mehr zu ertragen, und sie dauerte bis weit in den Herbst.

«Man war froh, Velo zu fahren, trug leichte Kleider und suchte Abkühlung in den Bädern Berns», so Hulda Eggenberg. «Damals waren Frauen- und Männerabteile aber noch getrennt.» Als Schneiderin in einem Haute-Couture-Geschäft in Bern war für sie ein grosses Problem, nicht an den Fingern zu schwitzen.

«Mein Vater kaufte in Sommer 1947 einen amerikanischen Goodridge-Gartenschlauch. Das war damals etwas Besonderes», weiss Christian Röthlisberger zu erzählen. Der 1947er sei ein guter Weinjahrgang geworden, fügt er an. Noch lange später wurde er gelobt, auch wenn die produzierte Menge klein war.

Der Hitzesommer 1947 folgte auf die entbehrungsreichen Kriegsjahre. In Deutschland hatte der Sommer 1947 deshalb besonders dramatische Auswirkungen. In der Schweiz waren die Folgen weniger schlimm. Es fügte sich aber ein weiteres entbehrungsreiches Jahr an, dem 1949 bald noch ein weiteres Dürrejahr folgte. Richtige Hitzesommer gab es dann erst wieder ab 1976. Mehrere der befragten Personen verglichen den Sommer 1947 mit demjenigen von 2018 – und stimmen damit mit vielen der wissenschaftlichen Beiträge in diesem Heft überein.

Die für dieses Heft geführten Gespräche – zu 1947 und zu weiteren Hitzewellen und anderen Klima-anomalien – sind in einem Film zusammengestellt (siehe links).

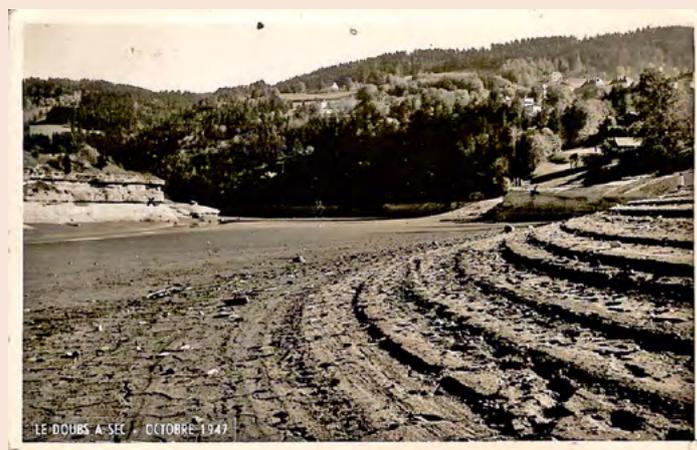


Abb. 1.4: Der ausgetrocknete Lac des Brenets im Sommer 1947 (Pascal Huguenin, Pontarlier).

Das Sommerhalbjahr 1947 im Kontext des Klimawandels

Die Hitze und die Trockenheit im Sommerhalbjahr 1947 waren vor allem für die damalige Zeit einzigartig. In den Messreihen bis heute beispiellos ist das Auftreten von fünf Hitzewellen von Mai bis September, verbunden mit einer massiven Dürre im Mittelland. 1947 zählt bis heute zu den wärmsten Sommerhalbjahren und ist in der Nordwestschweiz und im zentralen Mittelland immer noch das trockenste seit 1864. Allerdings haben Temperatur und Hitze im Sommerhalbjahr durch den menschengemachten Klimawandel in den letzten Jahrzehnten stark zugenommen. So ist ein heute normales Sommerhalbjahr nur noch leicht kühler als 1947. Auch trockene Sommer haben sich in den letzten Jahrzehnten merklich gehäuft.

Der Klimawandel ist in vollem Gange. In der Schweiz war das Jahrzehnt 2011 bis 2020 bereits rund 2,5°C wärmer als die vorindustrielle Periode 1871 bis 1900.¹⁶ Die Folgen sind vielfältig: Gletscher schmelzen, es gibt weniger Schnee, die Niederschläge und der Wasserkreislauf ändern sich, Massenbewegungen nehmen zu und Ökosysteme sind in Gefahr.¹⁷ Hier wollen wir das sehr aussergewöhnliche Sommerhalbjahr 1947^{5,18,19} im Licht der nun fast 160-jährigen Messgeschichte und der stark vom Klimawandel geprägten sommerlichen Hitze- und Trockenheitsereignisse der letzten zwanzig Jahre einordnen.

Temperaturen und Hitze

Die Zeitreihe der schweizweit gemittelten Temperaturen im Sommerhalbjahr zeigt die eindrückliche Erwärmung der letzten knapp 160 Jahre (Abb. 2.1a).²⁰ Sommerhalbjahre sind heute im Mittel meist über 2, die extremen Halbjahre 2,5 bis mehr als 3,5°C wärmer als im vorindustriellen Mittel 1871 bis 1900. Weiter fällt die warme Phase Ende der 1940er Jahre auf, die vor allem durch die drei warmen Sommerhalbjahre 1945, 1947 und 1949 geprägt ist. Während 1945 und 1949 knapp 2°C wärmer als das vorindustrielle Mittel waren, sticht 1947 mit einer Abweichung von 3°C ins Auge. Es war damals mit einem Mittel von knapp 12°C rund 1,2°C wärmer als je zuvor gemessen (in Genf und Basel seit mindestens 1753 bzw. 1755) und somit ein extrem seltenes Ereignis.^{19,21} Nach den Hitzesommern 2018²² und 2003^{23,24} ist 1947 noch immer das drittwärmste Sommerhalbjahr. Allerdings sind die Sommerhalbjahre heute durch den menschengemachten Klimawandel massiv wärmer geworden. So waren zwölf Sommerhalbjahre nach dem Jahr 2000 im Mittel über 11°C warm, während dieser Wert in den 137 Jahren von 1864 bis 2000 ausser im Jahr 1947 nie erreicht wurde. Ein heute normal warmes Sommerhalbjahr ist nur noch 0,8°C kühler als 1947.

Niederschlagsarmut und Trockenheit

Im Jahr 1947 war vor allem das Mittelland von einer extremen Niederschlagsarmut und einer «strichweise katastrophalen» Dürre betroffen.^{7,18,19,25} Um die Entwicklung zu untersuchen, bilden wir einen Mittelwert für das Schweizer Mittelland aus den vier langjährigen homogenen Messreihen Basel/Binningen, Bern/Zollikofen, Genève/Cointrin und Zürich/Fluntern. Die Reihe der Mittellandniederschläge im Sommerhalbjahr (Abb. 2.1b) ist geprägt von grossen Jahr-zu-Jahr-Schwankungen und zeigt im Gegensatz zur Temperatur keinen klaren langfristigen Trend. 1947 ist mit nur 52 Prozent des mittleren Niederschlags der Periode 1871 bis 1900 das niederschlagsärmste Sommerhalbjahr in der 158-jährigen Messreihe 1864 bis 2021. Ebenfalls sehr niederschlagsarm sind die Jahre 1865, 1870, 1911 und 1949, alle mit 63 bis 65 Prozent der vorindustriellen Niederschlagssumme. Die kürzlich aufgetretenen Hitzesommer 2018 und 2003 waren mit 69 und 70 Prozent niederschlagsreicher.

Trockenheit ist aber mehr als Niederschlagsarmut. Da verdunstendes Wasser der Vegetation nicht mehr zu Verfügung steht, spielt eine zunehmende Verdunstung für die Wasserverfügbarkeit und die Ausprägung einer Dürre eine entscheidende Rolle.²² Ein einfaches Mass, das die Verdunstung berücksichtigt, ist die klimatologische Wasserbilanz (Niederschlag minus potenzielle Verdunstung, Abb. 2.1c). 1947 ist mit einem gemittelten Wasserdefizit von 330mm das klar trockenste Sommerhalbjahr in der 158-jährigen Messreihe. Die Wasserbilanzreihe verläuft auf den ersten Blick ähnlich wie die Niederschlagsreihe, aber es zeigen sich durchaus auch Unterschiede. Die niederschlagsarmen Jahre der letzten Jahrzehnte rücken im Wasserbilanz-Ranking

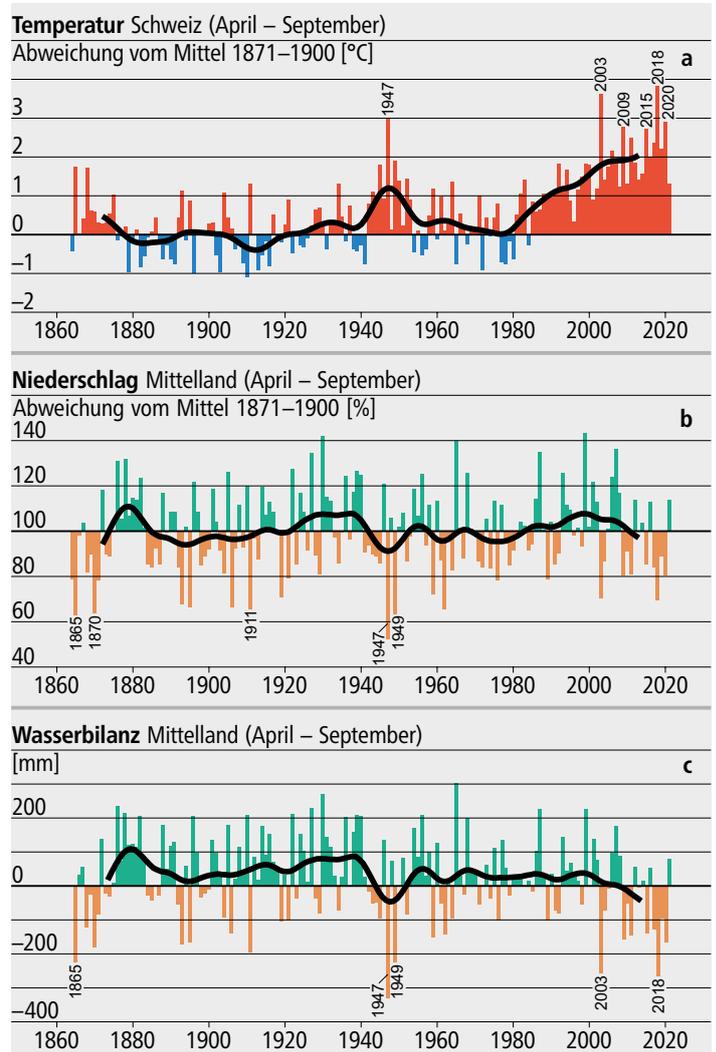


Abb. 2.1: a) Entwicklung der Schweizer Temperaturmitte²⁰ (Abweichung in °C), b) des Mittellandniederschlags (Abweichung in Prozent) und c) der klimatologischen Wasserbilanz (Niederschlag minus potenzielle Verdunstung) im Mittelland (in Millimeter Wasser) im Sommerhalbjahr (April bis September) seit 1864. Die Abweichungen (a und b) beziehen sich auf den vorindustriellen Durchschnitt 1871 bis 1900. Die fünf bzw. sechs wärmsten/niederschlagsärmsten/trockensten Sommerhalbjahre sind jeweils gekennzeichnet. Die schwarze Kurve zeigt die geglättete Entwicklung (20-Jahresgaussglätter). Mittelland: ein Mittel aus vier Stationen (siehe Text). Daten: MeteoSchweiz

vor, während frühere Jahre an Boden verlieren. So gehören die Hitzesommer 2018 und 2003 mit rund 260mm Wasserdefizit zu den drei trockensten, während es die niederschlagsarmen Sommerhalbjahre 1911 und 1870 (Rang 3 und 4) nicht mehr unter die trockensten fünf schaffen. Seit dem Jahr 2000 häufen sich trockene Sommerhalbjahre: in sieben Jahren wurde ein Wasserdefizit von mehr als 100mm registriert. Weitere Untersuchungen zeigen, dass in den letzten vierzig Jahren leicht abnehmende Niederschläge und die zunehmende Verdunstung etwa in gleichem Mass zur beobachteten Häufung von trockenen Sommerhalbjahren beigetragen haben.²⁶

Regionale Ausprägung der Hitze und Trockenheit

Betreffend Mitteltemperatur ist 1947 nach 2018 und 2003 das drittwärmste Sommerhalbjahr. Kann es auch bei der Hitze mit den heissesten Sommern der letzten Zeit mithalten? Dazu betrachten wir beispielhaft die Häufigkeit der Hitze in Form der Anzahl Hitzetage (Abb. 2.2a) an den vier Stationen Basel/Binningen, Bern/Zollikofen, Genève/Cointrin und Zürich/Fluntern. Mit je nach Station 26 bis 43 Hitzetagen kann 1947 mehrheitlich mit den kürzlich aufgetretenen Hitzesommern mithalten oder übertrifft diese zum Teil sogar. Nur Genève/Cointrin registrierte mit 50 Hitzetagen 2003 deutlich mehr Hitzetage als 1947, wo 34 Hitzetage registriert wurden. Langanhaltende Hitzewellen sind in den letzten Jahrzehnten jedoch deutlich häufiger geworden.²² So folgen sich heute zum Beispiel zehntägige Hitzeperioden mit einer mittleren Tagesmaximumtemperatur von 30°C oder mehr in der Westschweiz in kurzen Zeitabständen von ein bis zwei Jahren.

Trockenheit kann regional sehr unterschiedlich ausfallen. Das zeigt die Auswertung der Wasserbilanz an den vier Mittellandstationen einzeln auch für das Jahr 1947 (Abb. 2.2b). In Basel/Binningen wurde ein Wasserdefizit von über 460mm registriert. Auch in Bern/Zollikofen und Zürich/Fluntern ist 1947 bis heute mit 330 beziehungsweise 285mm Defizit das klar trockenste Sommerhalbjahr. In Genève/Cointrin hingegen kommt 1947 nur auf Rang 4 der trockensten Sommerhalbjahre. Auch in Teilen der Ostschweiz war 2018 deutlich trockener als 1947.²² Im Jahr 1947 besonders von der Trockenheit betroffen waren also die Nordwestschweiz und das zentrale Mittelland (vgl. auch Abb. 2.4), wo 1947 bis heute das trockenste Sommerhalbjahr seit Beginn der systematischen Messungen 1864 ist.

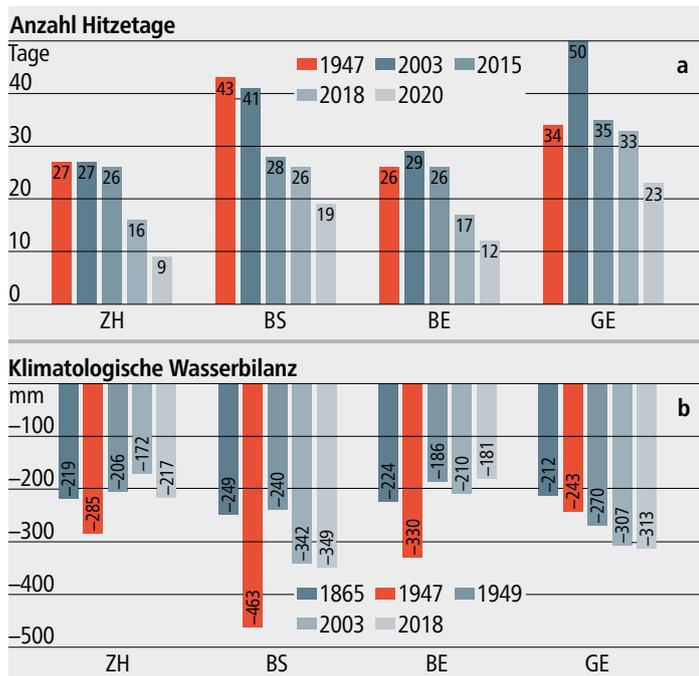


Abb. 2.2: a) Anzahl Hitzetage für die fünf ausgeprägten Hitzesommerhalbjahre 1947 (rot), 2003 (dunkelblau), 2015 (blau), 2018 (mittleres blau) und 2020 (hellblau) sowie b) klimatologische Wasserbilanz (Niederschlag minus potenzielle Verdunstung in Millimeter) der fünf sehr trockensten Sommerhalbjahre 1865 (dunkelblau), 1947 (rot), 1949 (blau), 2003 (mittleres blau) und 2018 (hellblau) an den vier Stationen Zürich/Fluntern (ZH), Basel/Binningen (BS), Bern/Zollikofen (BE) und Genève/Cointrin (GE).

Das aussergewöhnliche Sommerhalbjahr 1947

Das Sommerhalbjahr 1947 zeichnete sich durch «viel Sonnenschein, hohe Temperaturen, wenig Bewölkung und Niederschlag» aus.¹⁸ Es gab eine bemerkenswerte und seit 1864 bis heute einzigartige Abfolge von fünf Hitzewellen, verteilt über das ganze Sommerhalbjahr (Abb. 2.3).⁵ Die erste trat von Ende Mai bis Anfang Juni auf. Eine kurze zweite folgte Ende Juni. Die dritte, heisseste und mit 14 Tagen längste, dauerte vom 22. Juli bis 4. August und erreichte etwa in Basel eine mittlere Tagesmaximumtemperatur von 35,0°C. Mitte August gab es eine vierte, achttägige Hitzewelle und zum Abschluss folgte ab dem 11. September noch eine fünfte, neuntägige Hitzewelle. Für das Sommerhalbjahr resultierte ein Wärmeüberschuss von 2,5 bis 3,5°C gegenüber dem vorindustriellen Mittel 1871 bis 1900 mit den grössten Abweichungen in den westlichen und zentralen Teilen der Schweiz.

Neben der Wärme zeichnete sich das Sommerhalbjahr 1947 vor allem durch die ausgeprägte Niederschlagsarmut auf der Alpennordseite aus.^{18,19,27} Im Mittelland fielen von April bis September verbreitet nur 300 bis 400mm Niederschlag (Abb. 2.4), was etwa der Hälfte der üblichen Niederschlagsmenge entspricht. In einem Band vom Neuenburgersee bis nach Schaffhausen waren es weniger als 300mm, in der Region Basel sogar nur 200mm. Die Niederschlagsarmut, kombiniert mit den hohen Temperaturen, führte zu einer ausgeprägten Dürre «von grosser Seltenheit und Eindringlichkeit». Die Folgen umfassten Ausfälle in der Landwirtschaft^{25,28} (vgl. Seite 16), Wasserknappheit bei den städtischen Wasserversorgern sowie Einbussen in der Elektrizitätsproduktion.¹⁹ Die meteorologischen Ursachen, die zu diesem aussergewöhnlichen Sommer geführt haben, schauen wir uns im nachfolgenden Kapitel genauer an.

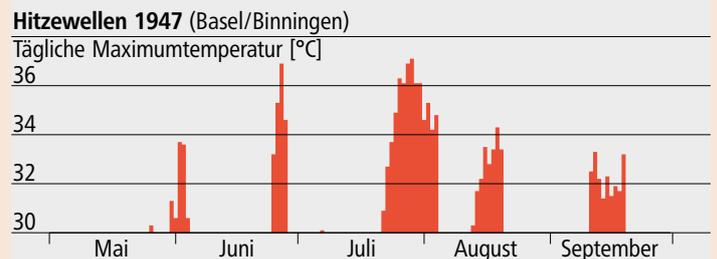


Abb. 2.3: Die fünf ausgeprägten Hitzewellen vom Mai bis September 1947 am Beispiel der Station Basel/Binningen. Rot markiert sind die Temperaturen der Tage mit einer täglichen Maximumtemperatur grösser gleich 30°C.

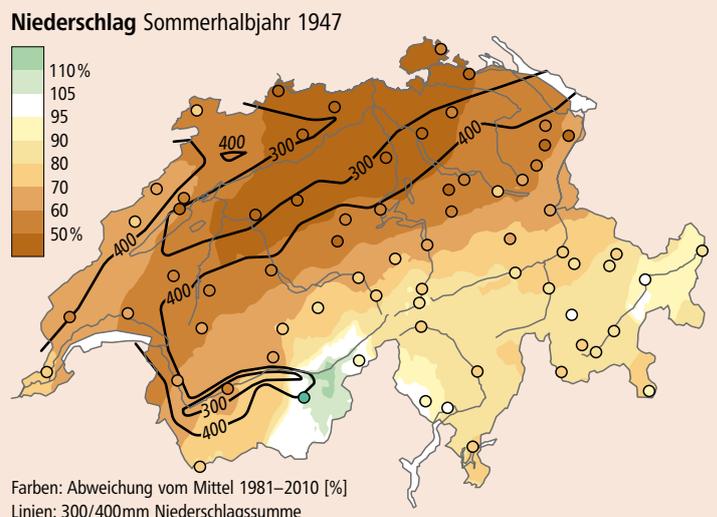


Abb. 2.4: Rekonstruierte Niederschlagskarten für das Sommerhalbjahr 1947.²⁹ Gezeigt werden Abweichungen vom Mittel 1981–2010 in Prozent (Farben) sowie die Isolinien der Niederschlagsmengen 300 und 400 mm (fette schwarze Linien).

Atmosphärendynamik: Vom heissen Luftpaket zum Hitzesommer

In diesem Beitrag beleuchten wir die Entstehung von Hitzewellen auf verschiedenen Raum- und Zeitskalen. Beginnend beim einzelnen Luftpaket fragen wir uns, wie Luft ihre Temperatur ändert, in welchen Wettersystemen Hitzewellen entstehen und wie aus einzelnen Hitzewellen eine extreme Saison werden kann. Zudem fassen wir die wichtigsten atmosphärendynamischen Merkmale des Hitzesommers 1947 zusammen.

Wie verändert Luft ihre Temperatur?

Unsere Reise durch die Raum- und Zeitskalen einer Hitzewelle beginnt beim einzelnen Luftpaket, also beispielsweise bei der Luft, die am 13. August 2003 um 14 Uhr rund 100 Meter über Bern lag und gut 30°C warm war. Um zu verstehen, wie dieses Luftpaket so warm werden konnte, betrachtet man in der Atmosphärendynamik oft den Pfad, den ein Luftpaket auf seinem Weg durch die Atmosphäre beschreibt. Dieser Pfad wird «Trajektorie» genannt. Verfolgt man ein Luftpaket entlang seiner Trajektorie, verändert sich seine Temperatur zum einen durch Druckveränderungen, die aus Absinken bzw. Aufsteigen resultieren und eine Kompression bzw. Expansion des Luftpakets bewirken (sogenannt adiabatische Temperaturveränderungen). Zum anderen verändert sich die Temperatur eines Luftpakets durch Strahlung, Turbulenz oder Phasenumwandlungen von Wasser (z. B. Kondensieren von Wasserdampf), was als diabatische Temperaturveränderungen bezeichnet wird.

Abbildungen 3.1a und 3.1b zeigen dieses Zusammenspiel von adiabatischen und diabatischen Prozessen für das Luftpaket, welches am 13. August 2003 um 14 Uhr über Bern lag. Am 3. August lag dieses Luftpaket noch über dem Atlantik auf über 600 hPa (ca. 4500 m ü. M.) und sank bis zum 8. August über dem Ostatlantik und England auf 800 hPa ab. Dabei erwärmte sich das Luftpaket um 20°C, wobei Perioden mit starkem Absinken mit starker Temperaturzunahme verbunden waren (Abb. 3.1b). In den letzten drei Tagen bevor das Luftpaket in Bern ankam, befand es sich in Bodennähe, also im untersten Kilometer der Atmosphäre. In dieser Zeit entkoppelten sich Temperatur- und Druckverlauf, da nun diabatische Prozesse die Temperatur stark beeinflussten und sich das Luftpaket kaum mehr vertikal bewegte. Das Zackenmuster in Abbildung 3.1b zeigt einen Tagesgang, da das Luftpaket durch Strahlung, sensible Wärme flüsse sowie Turbulenz tagsüber geheizt und nachts gekühlt wurde.

In Zentraleuropa wird bodennahe Luft während Hitzewellen sowohl durch Absinken wie auch durch diabatische Prozesse erwärmt.^{30,31} Dabei kommt die bodennahe Hitzewellen-Luft oft aus Nordwest bis Nordost und nur selten aus südlichen Regionen.³¹ Exemplarisch zeigen dies die Trajektorien, die zwischen dem 6. und 13. August 2003 Bern vorwiegend aus Nordosten erreichten und einige Tage vorher noch über dem Atlantik lagen (Abb. 3.1a). Wenn Luftmassen aus südlichen Regionen nach Zentraleuropa gelangen, gleiten diese in der Regel auf die kältere Luft in Zentraleuropa auf und erreichen den Boden oft gar nicht.

Synoptische Skala – Wettersysteme und Hitzewellen

Ob und wo sich Hitzewellen entwickeln, hängt mit der synoptisch-skaligen Zirkulation (d. h. der grossräumigen Zirkulation über mehrere tausend Kilometer) in der mittleren und oberen Troposphäre (5000–12000 m ü. M.) zusammen. Auf diesen Höhen befindet sich der Jetstream, ein Starkwindband, das mäandrierend von West nach Ost strömt. Die Mäander des Jetstreams, die Rossby-Wellen, steuern das Auftreten von Hoch- und Tiefdruckgebieten und bestimmen zu einem grossen Teil, wie sich die Bodentemperatur verändert. Dieser Zusammenhang ist in den Abbildungen 3.2a–c exemplarisch dargestellt, die den Jetstream auf 300 hPa, Temperaturanomalien am Boden und den Druck auf Meeressniveau für drei Tage im Sommer 1947 zeigen.

Die grössten positiven Temperaturanomalien in Westeuropa befinden sich zu allen drei Zeitpunkten im zentralen und östlichen Teil eines «Rückens», also der Region, wo der Jetstream eine Auslenkung nach Norden beschreibt. Die negativen Temperaturanomalien weiter im Osten befinden sich hingegen unterhalb eines «Trog», also unterhalb einer

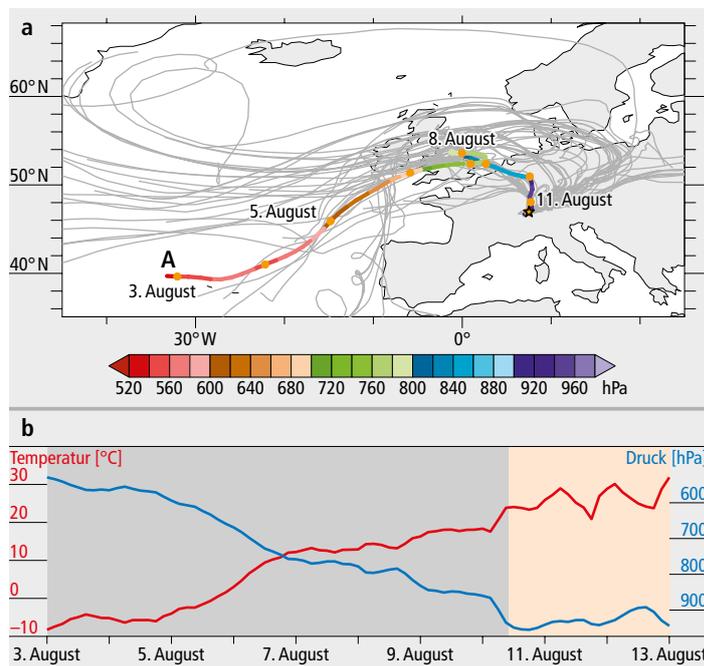


Abb. 3.1: a) Trajektorien der Luftmassen, die vom 6. bis am 13. August 2003 in Bern auf 100 m über Grund ankamen (grau).^{46,47} Die Trajektorie der Luftmasse A mit Ankunftszeit 14 Uhr am 13. August (dem heissesten Tag in Bern) ist anhand des Drucks eingefärbt. b) Verlauf des Drucks (blau) und der Temperatur (rot) der Luftmasse A. Graue und orange Schattierungen zeigen Perioden mit primär adiabatischer, bzw. diabatischer Temperaturveränderungen der Luftmasse A.

Auslenkung des Jetstreams Richtung Äquator. Im zentralen und östlichen Teil des Rückens kommen positive Temperaturanomalien zustande, weil im dortigen Hochdruckgebiet die Luft in Bodennähe und in der mittleren Troposphäre grossräumig absinkt und adiabatisch erwärmt wird. Diese Erwärmung führt zudem zu wolkenlosem Himmel, da während des Absinkens Wolkentröpfchen und Eiskristalle verdunsten bzw. schmelzen und sublimieren. Das Absinken führt somit auch zu stärkerer Sonneneinstrahlung, welche die bodennahe Luft diabatisch erwärmt.³²

Wenn ein Rücken lange über einer Region liegt, begünstigt das die Entstehung von Hitzewellen, da sich die bodennahe Luft dort über Tage erwärmt.^{31–34} Das geschieht oft dann, wenn Rossby-Wellen eine grosse Ausdehnung in Nord-Süd-Richtung erreichen, ihre Geschwindigkeit verringern und sich stark verformen.³⁵ Solche Rücken können über Tage oder sogar Wochen stationär bleiben (dann spricht man von Blocks oder blockierenden Hochdrucksystemen) und verschieben dabei die West-Ost-Zugbahn von Tiefdruckgebieten nach Norden oder Süden.³⁶ In Mittel- und Nordeuropa treten Hitzewellen meist im Zusammenhang mit Blocks auf.³² Auch während der Hitzewellen im Sommer 1947 befanden sich solche blockierenden Hochdrucksysteme über Europa, jedoch an unterschiedlichen Positionen (grüne Linien in Abb. 3.2a–c).

Von der Hitzewelle zum Hitzesommer

Einzelne Hitzewellen hängen also stark mit synoptisch-skaligen Wettersystemen zusammen, doch wie wird aus einzelnen Hitzewellen ein ganzer Hitzesommer? Diese Frage im Detail wissenschaftlich zu beantworten, ist schwierig, weil es an jedem Ort nur wenige saisonale Hitzeextreme gab, seit flächendeckend Wetterdaten erfasst werden. Jedoch ist klar, dass die Dauer und die zeitliche Organisation von Hit-

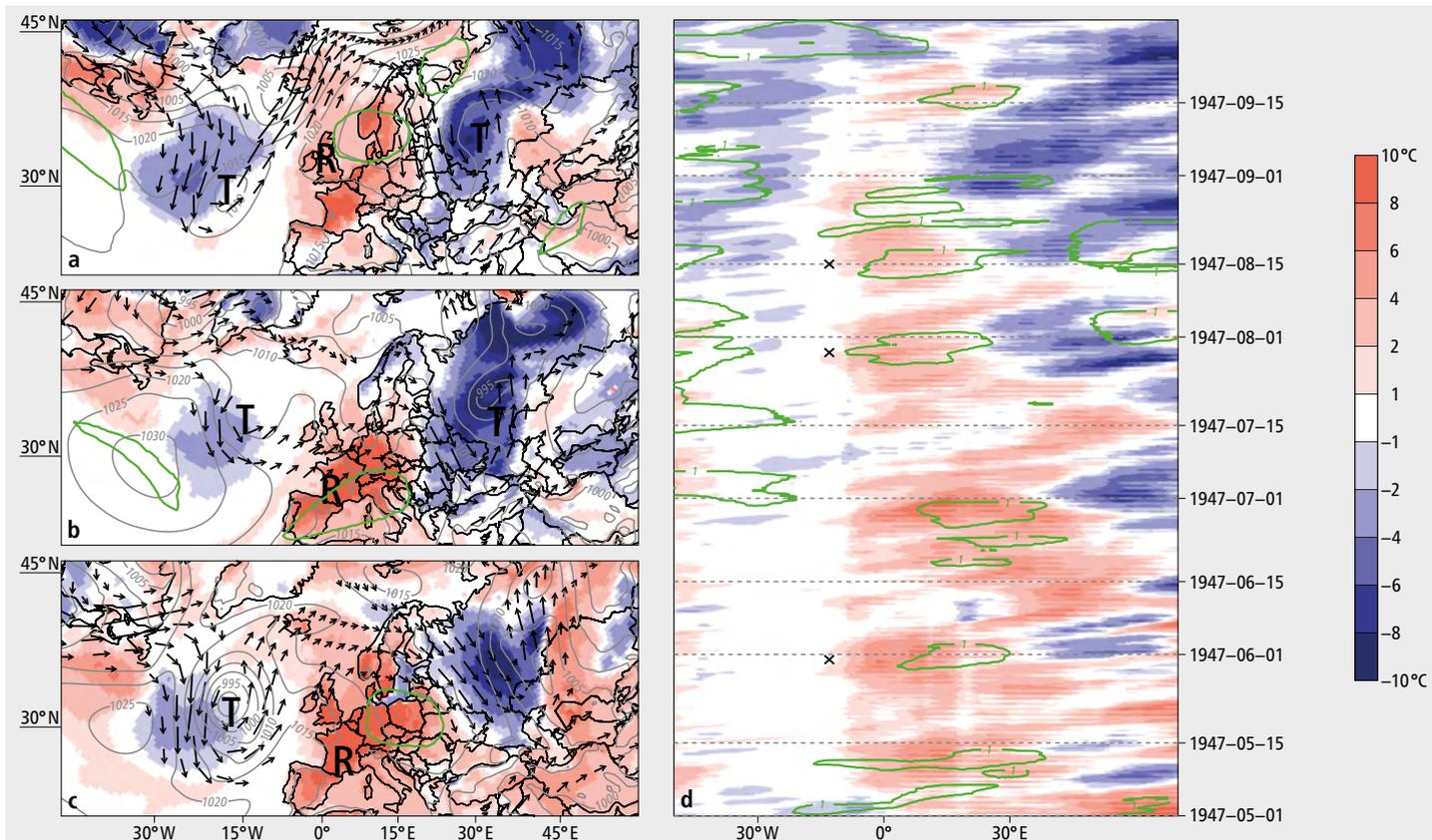


Abb. 3.2: a–c) Meteorologische Situation während der Hitzetage am 15. August (a), 29. Juli (b) und 31. Mai (c) 1947 um 14 Uhr Lokalzeit. Die Temperaturanomalien sind relativ zur täglichen Klimatologie (1931–1960) um 14 Uhr gerechnet (Farbe). Windpfeile zeigen den Jetstream auf einer Höhe von 300 hPa mit einer Geschwindigkeit von mehr als 18 m/s. Der Bodendruck (in hPa) ist als graue Linien dargestellt. Grüne Linien zeigen Blocks⁴⁸, T und R bezeichnen Tröge und Rücken. d) Längengrad-Zeit-Diagramm von Mai bis September 1947 stündlich gemittelter Temperaturanomalien über 35°N bis 65°N (Farbe) und Blocks (grüne Linie). Die drei Kreuze zeigen den Zeitpunkt der Ausschnitte in der linken Spalte. Daten aus der Reanalyse 20crv3.⁴⁹

zwellen (und der dafür verantwortlichen Wettersysteme) eine zentrale Rolle spielen. Während der extrem heißen Sommer 2003 und 2018 in Europa sowie 2010 in Westrussland traten mehrere und besonders langanhaltende Hitzewellen auf^{37–41}, die insbesondere 2010 in Westrussland mit langanhaltenden Blocks in Verbindung gebracht wurden.^{40,42} Ein so langanhaltender Block wird typischerweise immer wieder durch Rücken verstärkt, die sich westlich des Blocks bilden und vom Block absorbiert werden.^{36,43,44} Zudem kann das wiederholte

Aufbauen von Rücken (auch ohne Block) zu besonders langanhaltenden Hitzewellen führen.⁴⁵ Das zeitlich gehäufte Auftreten von Blocks und Rücken wird durch Telekonnektionen beeinflusst. Das sind klimatische Zusammenhänge zwischen weit entfernten Gebieten. Diese modulieren das Auslösen, Propagieren und Brechen von Rossby-Wellen und beeinflussen so die Häufigkeit von Blocks und Rücken in den mittleren Breiten (vgl. Seite 12).

Ein Sommer mit vielen Blocks über Europa

Zwischen Mai und September 1947 traten gleich mehrere, aber auch ungewöhnlich starke Hitzewellen hintereinander auf. Die Temperaturanomalien gemittelt zwischen 35°N und 65°N (Abb. 3.2d) waren von Mai bis September fast durchgehend positiv und nur von kurzen Episoden mit mittleren Temperaturen unterbrochen. Während des ganzen Sommers wurden immer wieder Blocks über Europa registriert – je nach Gebiet war deren Häufigkeit im Sommer 1947 bis zu dreimal grösser als im Durchschnitt dieser Monate in der Periode 1931 bis 1960 (Abb. 3.3a; der Begriff «Häufigkeit» meint hier für jeden Gitterpunkt den Prozentsatz des Sommers 1947, an dem Blocks aufgetreten sind). Dieses gehäufte Auftreten lässt sich dadurch erklären, dass sich immer wieder ein ähnliches grossskaliges Strömungsmuster mit einem Rücken über Europa eingestellt hat (Abb. 3.2a–c). Das wiederholte Auftreten dieses Strömungsmusters führte dazu, dass besonders viele verschiedene Blocks auftraten, je nach Region bis zu vier Blocks mehr als im Durchschnitt der Jahre 1931 bis 1960 (Abb. 3.3b), was ungefähr einer Verdoppelung der Anzahl Blocks entspricht. Dies zeigt, dass die zeitliche Organisation der Blocks (d. h. deren wiederholtes Auftreten in kurzer Zeit) eine entschei-

dende Rolle für den Hitzesommer 1947 gespielt haben dürfte.

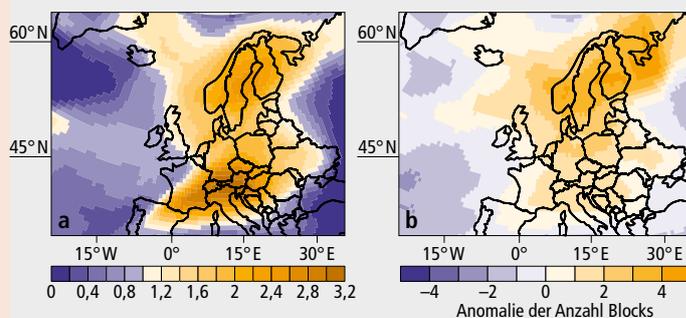


Abb. 3.3: a) Verhältnis der Häufigkeit von Blocks im Sommer 1947 (Mai bis September) und der Mai bis September-Klimatologie von 1931 bis 1960; b) Anomalie der Anzahl Blocks relativ zur 1931 bis 1960-Klimatologie [gleiche Monate wie unter a)] Daten aus der Reanalyse 20crv3.⁴⁹

Grossräumige und ozeanische Faktoren von Hitzewellen in Zentraleuropa

Ozeane und auch die grossräumige atmosphärische Zirkulation üben einen wesentlichen Einfluss auf europäische Hitzewellen und die damit verbundenen Wettersysteme aus. Sowohl anomal kalte wie auch anomal warme Meeresoberflächentemperaturen im Nordatlantik hängen mit dem Auftreten von Hitzewellen in Zentraleuropa zusammen. Wie diese Temperaturen das Auftreten von Hitzewellen beeinflussen und welche Rolle die atmosphärische Zirkulation der oberen Troposphäre bei Hitzewellen hat, erörtern wir im nachfolgenden Beitrag.

Atmosphärisch-ozeanische Wechselwirkung

Wie wirken sich Änderungen der Meeresoberflächentemperatur auf die Atmosphäre aus? Experimente mit Klimamodellen zeigen, dass eine negative Anomalie der Meeresoberflächentemperatur, also kältere Meeresoberflächentemperaturen als üblich, zu einer positiven Druckanomalie, also einem Hochdruckgebiet, in der darüber liegenden unteren Troposphäre führt. Gleichzeitig entsteht eine negative Druckanomalie, also ein Tiefdruckgebiet, in der oberen Troposphäre (7000–12 000 m ü. M.).⁵⁰ Diese generelle Reaktion der Atmosphäre wird in den mittleren Breiten jedoch durch die Sturmaktivität verändert. Mit Sturmaktivität ist dabei gemeint, dass in den mittleren Breiten eine Westwindzirkulation vorherrscht und Tiefdruckgebiete von Westen nach Osten ziehen. Theoretische Studien zeigen nun, dass sich aufgrund dieser Sturmaktivität ein höhenunabhängiges und ortsgebundenes Tiefdruckgebiet stromabwärts, also östlich der kalten Meerestemperaturen, ausbildet (Abb. 4.1a).⁵¹ Im Fall einer negativen Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im nördlichen Nordatlantik bildet sich ein stationäres Tiefdruckgebiet vor den Britischen Inseln aus. Dieses Tiefdruckgebiet schaufelt an seiner westlichen Flanke kalte Luft aus den polaren Gebieten nach Süden und unterstützt somit die negative Anomalie der Meeresoberflächentemperatur (Abb. 4.1b). Wir sehen also eine sich selbst verstärkende Wechselwirkung. Östlich des Tiefdruckgebiets bildet sich ein Hochdruckrücken aus. Dieser Prozess stellt denn auch eine Möglichkeit dar, wie die Hochdruckrücken über Europa entstehen, welche ihrerseits Hitzewellen in Zentraleuropa auslösen können.⁵² Wie genau in Hochdruckrücken Hitzewellen entstehen können, ist auf Seite 10 weiter beschrieben. In einer Fallstudie über die Hitzewelle im Jahr 2015 wurde eine stark ausgeprägte negative Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im nördlichen Nordatlantik als ein wichtiger Treiber identifiziert, aber auch in anderen Jahren treten ähnlich negative Temperaturanomalien im Zusammenhang mit Hitzewellen auf.⁵³ Die Autor:innen finden eine starke negative Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im Nordatlantik, die die atmosphärische Zirkulation so beeinflusst, dass das Starkwindband in der mittleren und oberen Troposphäre (5000–12 000 m ü. M.) fixiert und die Ausbildung eines Hochdruckrückens über Europa ermöglicht wird.

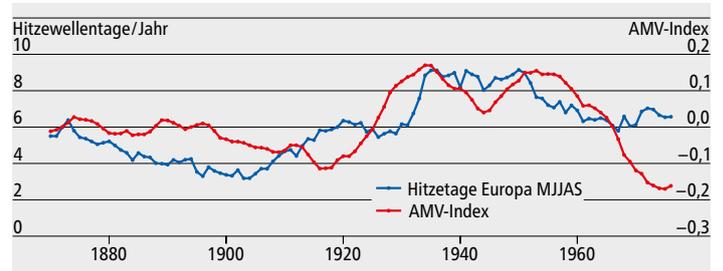


Abb. 4.2: Hitzewellentage über Europa (Klimatologie 1850–1900, repräsentativ für die vorindustrielle Zeit) und Index der Atlantik Multidekaden-Variabilität⁵⁹ (rollender Mittelwert über 10 Jahre für beide). Die Temperaturdaten stammen aus der Reanalyse 20crv3.⁴⁹

Ein weiterer in der Literatur beschriebener Prozess ist die Verbindung zwischen der multidekadischen Variation der Meeresoberflächentemperatur im Nordatlantik (Atlantic Multi-decadal Variability, AMV) und Hitzewellen in Europa.⁵⁴ Mit multidekadischer Variation ist dabei eine Schwankung der Meeresoberflächentemperatur gemeint, die über mehrere Jahrzehnte anhält. Die Autor:innen betrachteten in diesem Fall die Meeresoberflächentemperatur im zentral-westlichen Nordatlantik als wichtig und nicht die im nördlichen Atlantik. Sie beschreiben einen Zusammenhang zwischen wärmer als gewöhnlichen Meeresoberflächentemperaturen (positive Anomalie der AMV) und einer erhöhten Anzahl an Hitzewellentage über Zentraleuropa (Abb. 4.2). Diese positive Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im Nordwestatlantik verursacht einen Wärmefluss aus dem Ozean in die Atmosphäre, was zu einer negativen Druckanomalie östlich der Wärmequelle führt. Die negative Druckanomalie kann dann den oben beschriebenen Prozess auslösen und so zu Hitze und Trockenheit in Zentraleuropa führen. Abbildung 4.3 bestätigt diesen Zusammenhang statistisch, das heisst, wir stellen eine positive Korrelation der Meeresoberflächentemperatur im Nordwestatlantik mit den Hitzewellentagen über Europa fest, während nordöstlich davon eine negative Korrelation zu finden ist. Wir sehen also, dass beide beschriebenen Prozesse, ausgehend von einer Anomalie der Meeresoberflächentemperatur einmal im nördlichen und einmal im zentral-westlichen Atlantik, zu Hitzewellen und Dürren füh-

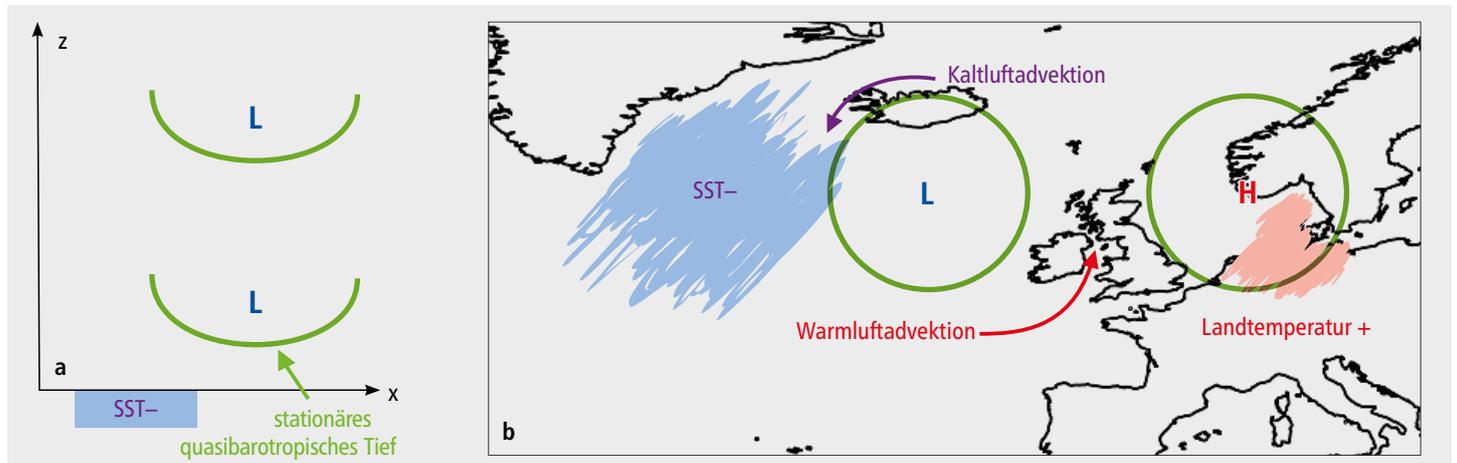


Abb. 4.1: Schemata: a) Einfluss einer negativen Meeresoberflächentemperaturanomalie auf die vertikale Luftdruckverteilung und b) horizontale Verteilung von Meeresoberflächentemperatur und Luftdruck mit angedeutetem Transport von kalten und warmen Luftmassen; b) verdeutlicht die sich selbstverstärkende Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre.

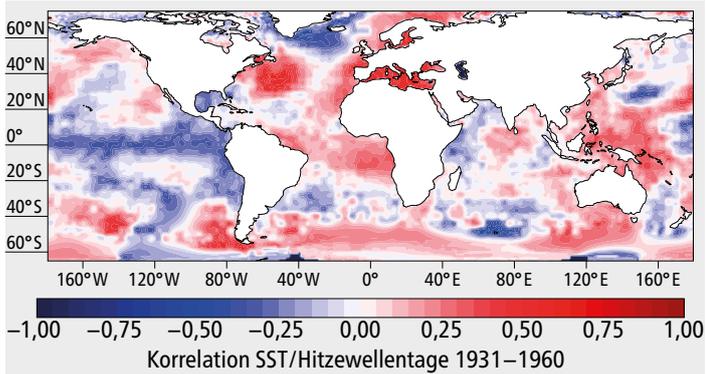


Abb. 4.3: Korrelation zwischen der Anzahl der Hitzewellentage (Klimatologie 1850–1900, repräsentativ für die vorindustrielle Zeit) über Europa (zwischen 10°W und 40°E sowie zwischen 30°N und 75°N) und der Meeresoberflächentemperatur (Mai–September). Die Meeresoberflächentemperaturen stammen von HadISST.⁶⁰

ren können. Die statistischen Analysen zeigen aber auch, dass man nicht entscheiden kann, welcher der Prozesse dabei die dominante Rolle spielt.

Einfluss der Meereisbedeckung

Neben dem Einfluss der Meeresoberflächentemperatur wird auch die Abnahme der Meereisbedeckung und der Schneebedeckung Eurasiens mit einer Zunahme der Hitzewellen in Europa in Zusammenhang gebracht.⁵⁵ Eine Schwächung des meridionalen, also des in Nord-Süd-Richtung verlaufenden, Temperaturgradienten im Nordatlantik und über Eurasien wird für eine Abnahme der Sturmaktivität der mittleren Breiten und ein stärkeres Mäandern des Starkwindbandes in der mittleren und oberen Troposphäre (5000–12000 m ü. M.) verantwortlich gemacht. Eine Abnahme der Sturmaktivität bedeutet, dass weniger Tiefdruckgebiete über Europa hinwegziehen. Die Abnahme der Sturmaktivität und das stärkere Mäandern des Starkwindbandes führen zu einem häufigeren Auftreten von Blocks, dem zweiten Phänomen, das auf Seite 10 in Zusammenhang mit Hitzewellen gebracht wird.

Verstärkungsmechanismen in der oberen Troposphäre

Ein weiterer Prozess, der die Bildung von Hitzewellen in Europa begünstigen kann, beruht auf einem Verstärkungsmechanismus in der oberen Troposphäre, also dort, wo sich das Starkwindband befindet.⁵⁶ Dieser Mechanismus betrachtet einen bestimmten Anteil der atmosphärischen Wellen, nämlich die stationären (ortsgebundenen) planetaren Wellen in der oberen Troposphäre (7000–12000 m ü. M.). Damit sind die Wellen gemeint, die in einer Abfolge aus Hoch- und Tiefdruckgebieten den gesamten Globus umspannen und normalerweise nur eine schwache Amplitude aufweisen (d. h. dass bspw. ein Hochdruckgebiet nur schwach ausgeprägt ist). Unter bestimmten Bedingungen kann nun dieser stationäre Anteil der atmosphärischen Wellen im Wellenleiter der mittleren Breiten gefangen werden, was zu Resonanz und somit zur Amplitudenverstärkung der Wellen (also einer Verstärkung des Hochdruckgebiets) führt. Einen Wellenleiter kann man sich dabei als ein in West-Ost-Richtung verlaufendes Band vorstellen, das die Fortbewegung der einzelnen Wellen von West nach Ost leitet. Dieser Mechanismus wurde in Bezug auf europäische Hitzewellen untersucht,⁵⁷ und es zeigt sich, dass dieser Mechanismus für die Hitzewelle im Jahr 2018 eine wichtige Rolle gespielt hat. Dabei ist insbesondere die Aufteilung des Starkwindbandes in der oberen Troposphäre (7000–12000 m ü. M.) in einen nördlichen und südlichen Teil für das Einfangen der Wellen im Wellenleiter der mittleren Breiten und damit für die Amplitudenverstärkung der Wellen wichtig.⁵⁸ Dies war auch der Fall in der Hitzewelle von 2018, wo sich durch diesen Verstärkungsprozess ein stationäres Hochdruckgebiet über Europa ausgebildet hatte.⁵⁷

Ein kalter Nordatlantik im Sommer 1947 und 2015

Der Sommer 1947 zeichnete sich durch eine starke Abkühlung des nordatlantischen Ozeans aus (Abb. 4.4). Diese Abkühlung ist in ihrer Stärke von etwa 1,5°C, ihrer Position und Ausdehnung vergleichbar mit der Situation im Jahr 2015 (Abb. 4.5).⁵³ Diese Abkühlung scheint wiederum mit einem dazu etwas stromabwärts gelegenen Tiefdruckgebiet zusammenzuhängen (vgl. Abb. 3.2). Diese Ähnlichkeit zum Jahr 2015 legt nahe, dass auch 1947 die oben beschriebene atmosphärisch-ozeanische Wechselwirkung eine wichtige Rolle bei der Ausbildung des Hitzesommers gespielt haben muss. Die 1940er Jahre waren ausserdem von einer positiven Phase der AMV (Abb. 4.2) gekennzeichnet, was, wie oben beschrieben, auch zu erhöhter Trockenheit und Hitze über Europa beigetragen haben kann.

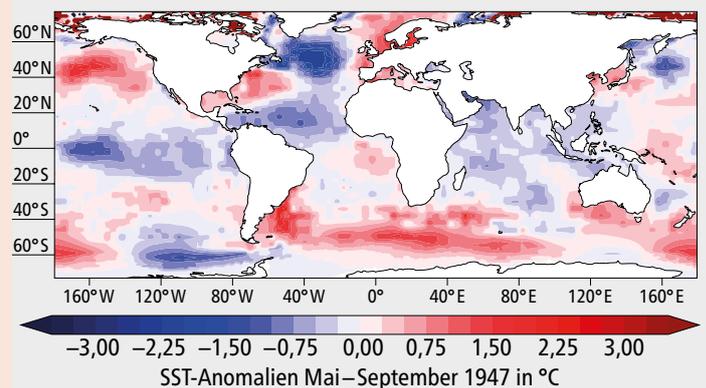


Abb. 4.4: Meeresoberflächentemperaturanomalie für die Sommermonate 1947 (Mai–September) im Vergleich zum Mittel 1931–1960. Die Meeresoberflächentemperaturen stammen von HadISST.⁶⁰

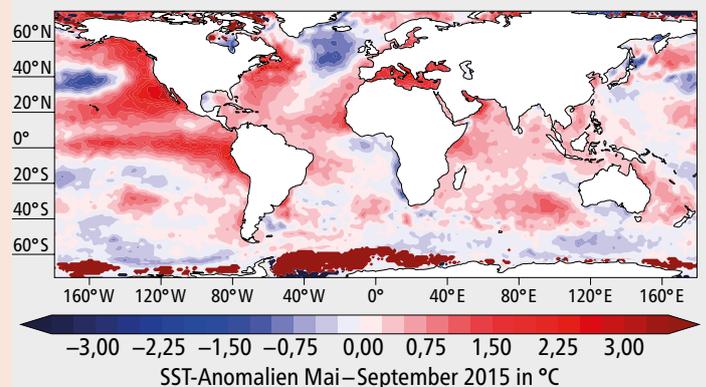


Abb. 4.5: Meeresoberflächentemperaturanomalie für die Sommermonate 2015 (Mai–September) im Vergleich zum Mittel 1991–2020. Die Meeresoberflächentemperaturen stammen von HadISST.⁶⁰

Wie Dürre-Hitze-Wechselwirkungen heisse Sommer in Europa prägen

Der Hitzesommer 1947 in der Schweiz wurde von einer langanhaltenden Dürreperiode begleitet, die Mitteleuropa von etwa 1945 bis in die frühen 1950er Jahre heimsuchte.⁵ Dieses Zusammentreffen von starker Trockenheit und Hitze kennzeichnet auch die jüngeren/kürzlichen europäischen Hitzesommer 2003 und 2018, welche mit verheerenden Auswirkungen auf die Gesellschaft, die Ökosysteme und die Wirtschaft verbunden waren, wie etwa hitzebedingte Todesfälle oder Ernteverluste.^{3,61–63} Dieses Zusammentreffen von Dürre und Hitze wird im folgenden Kapitel untersucht.

Wärmeströme und Bodenfeuchte

In Europa und den mittleren Breiten treten sommerliche Hitzewellen im Allgemeinen in Zusammenhang mit stationären Hochdrucksystemen auf (vgl. Seite 10).^{37,52,64,65} Rückkopplungen zwischen Land und Atmosphäre, die häufig mit dem Austrocknen der Böden zusammenhängen, können Hitzewellen jedoch weiter verstärken.^{66,67} Die Bodenfeuchte, also der im Boden gespeicherte Wassergehalt, nimmt dabei über die Strahlungsbilanz, welche die ein- und ausgehende Strahlung an der Erdoberfläche beschreibt, Einfluss auf die Atmosphäre. Die Nettostrahlung an der Erdoberfläche kann als Summe des fühlbaren Wärmestroms, des latenten Wärmestroms und des Bodenwärmestroms beschrieben werden. Der fühlbare Wärmestrom beschreibt die Energie, die wir Menschen als Temperatur wahrnehmen. Der latente Wärmestrom – auch Evapotranspiration genannt – beschreibt die Energie, die für die Verdunstung von Wasser und die Transpiration durch Pflanzen aufgewendet wird. Trockene Böden können dabei zu einem verringerten latenten Wärmestrom, zu einer erhöhten Erwärmung der Oberfläche, zu einer Erwärmung und Austrocknung der Luft und zu weniger Wolken und Niederschlägen führen (Abb. 5.1). Je nachdem, wie hoch nun der Anteil der Nettostrahlung ist, der für die Evapotranspiration verwendet wird, werden Regionen basierend auf der Bodenfeuchte in Trocken-, Feucht- oder Übergangsregime eingeteilt.^{68,69}

In einem Trockenregime (z. B. in Wüstenregionen) liegt der Feuchtigkeitsgehalt des Bodens unterhalb des Welkepunktes von Pflanzen. Das bedeutet, dass die Pflanzen dem Boden kein Wasser entziehen und keine Verdunstung stattfindet. Die Evapotranspiration hängt dann zwar von der Bodenfeuchtigkeit ab, ist aber sehr gering, da die Böden sehr trocken sind. Ein solcher Zustand wird als durch Bodenfeuchte limitierter Zustand bezeichnet. Im Übergangsregime ist die Energiebilanzverteilung von latentem und sensiblem Wärmestrom abhängig vom Feuchtigkeitsgehalt des Bodens. Daher finden Rückkopplungen zwischen Bodenfeuchte und der Atmosphäre besonders häufig in Regionen mit einem Übergangsregime statt. Typische Regionen im Übergangsregime sind das äquatoriale Afrika oder Indien. Im feuchten Regime liegt der Feuchtigkeitsgehalt des Bodens über einem kritischen Wert der Bodenfeuchte; es ist also genügend Wasser vorhanden. Die Evapotranspiration wird hier durch die Nettoeinstrahlung gesteuert und das Regime ist limitiert durch die verfügbare Energie (d. h. die Sonneneinstrahlung). Mittel- und Nordeuropa einschliesslich der Schweiz befinden sich typischerweise in einem feuch-

ten Regime.^{68,70,71} Während der Frühlings- und Sommermonate können diese Regionen jedoch zu einem Übergangsregime werden, so dass es zu Rückkopplungen zwischen Bodenfeuchte und Atmosphäre kommt.⁷¹

Rückkopplungen zwischen Bodenfeuchte und Atmosphäre

Rückkopplungen zwischen Bodenfeuchte und Atmosphäre können sommerliche Hitzewellen in Europa verstärken.^{69,72} Ein Rückgang der Bodenfeuchte verringert den latenten Wärmestrom (also die Evapotranspiration; Abb. 5.1, schwarzer Pfeil Mitte). Folglich steht mehr Energie für den fühlbaren Wärmestrom zur Verfügung, was zu einem Anstieg der oberflächennahen Temperaturen führt (rote Pfeile, oben). Die steigende Temperatur erhöht den atmosphärischen Wasserbedarf, da wärmere Luft nach der Clausius-Clapeyron-Gleichung pro Grad Erwärmung etwa 7 Prozent mehr Wasserdampf aufnehmen kann. Dies führt zu einem Anstieg des latenten Wärmestroms (rote Pfeile, rechts) und zu einer Verstärkung der anfänglichen Austrocknung der Böden (rote Pfeile, unten). Diese Rückkopplungsschleife wird als positive Bodenfeuchte-Temperatur-Rückkopplung bezeichnet.

Bodenfeuchte kann auch das Auftreten von Niederschlag beeinflussen (Abb. 5.1, blaue Pfeile). Ein Rückgang der Bodenfeuchte verringert den latenten Wärmestrom (Abb. 5.1, schwarzer Pfeil Mitte). Das kann zu einer Abnahme von Wolken und Niederschlag führen (blaue Pfeile, oben) und die Austrocknung der Böden verstärken (blaue Pfeile, unten). Diese Kopplung lässt sich als positive Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag zusammenfassen. Eine solche positive Kopplung zwischen latentem Wärmestrom und Niederschlag findet sich im Allgemeinen in Beobachtungen und Klimamodellsimulationen auf täglichen bis monatlichen Zeitskalen.^{73–77} Letztlich kann diese Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag auch sehr hohe Temperaturen beeinflussen, da ein Niederschlagsdefizit mit einer Abnahme der Bodenfeuchte einhergeht, was wiederum den fühlbaren Wärmestrom und die oberflächennahe Temperatur erhöhen kann. Da sich die Bodenfeuchte in einem sich erwärmenden Klima verändern kann, wird dies auch die zukünftigen Extremtemperaturen beeinflussen.

Zukünftige Hitzewellen und Rückkopplungen

Klimaprojektionen zeigen, dass die sommerlichen Hitzewellen in Europa mit der globalen Erwärmung im Lauf des 21. Jahrhunderts länger, häufiger und insgesamt intensiver werden.^{64,72,78–80} Rückkopplungen zwischen Bodenfeuchte und Atmosphäre tragen dabei wesentlich zu dieser Zunahme der Temperaturextreme in den mittleren Breiten bei.^{67,81,82} Die Projektionen zeigen, dass die Temperatur an den heissesten Tagen des Jahres in Mitteleuropa am Ende des 21. Jahrhunderts bei einem Weiter-wie-bisher-Szenario mit hohen Emissionen um mehr als 9°C ansteigen, wenn Rückkopplungen zwischen Bodenfeuchte und Temperatur berücksichtigt werden (Abb. 5.2a). Wenn bei Modellsimulationen diese Rückkopplungen verhindert werden, beträgt die Temperaturzunahme nur etwa 5°C (Abb. 5.2b).⁸³ Rückkopplungen zwischen Bodenfeuchte und Temperatur können also bis zu 75 Prozent der verstärkten Erwärmung (d. h. der heissen Temperaturextreme über die globale Mitteltemperatur hinaus) ausmachen.⁸³

Insbesondere in Europa werden heisse Sommer in Kombination mit Dürren in einem sich erwärmenden Klima wahrscheinlicher.^{82,84} Auch für die Schweiz prognostizieren Klimasimulationen heissere und trockenere Sommer mit weniger Niederschlag und Evapotranspiration

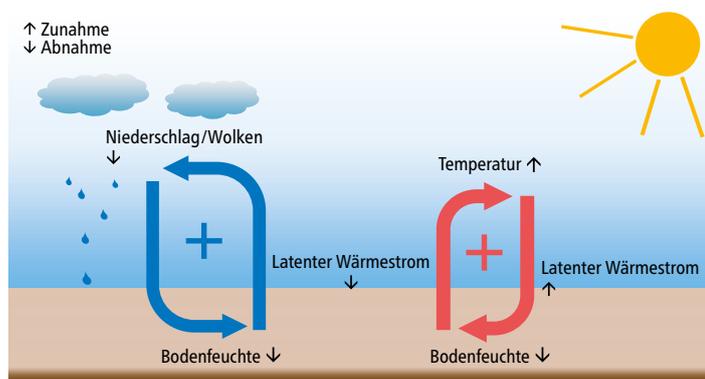


Abb. 5.1: Positive Rückkopplung zwischen Bodenfeuchtigkeit und Temperatur (rot) und zwischen Bodenfeuchtigkeit und Niederschlag (blau) (angepasst).⁹¹

und trockeneren Böden.² Mit wie starker und wie häufiger Hitze und Trockenheit wir in Zukunft zu rechnen haben und wie ein zukünftiger Jahrhundertssummer aussieht, sehen wir auf Seite 24.

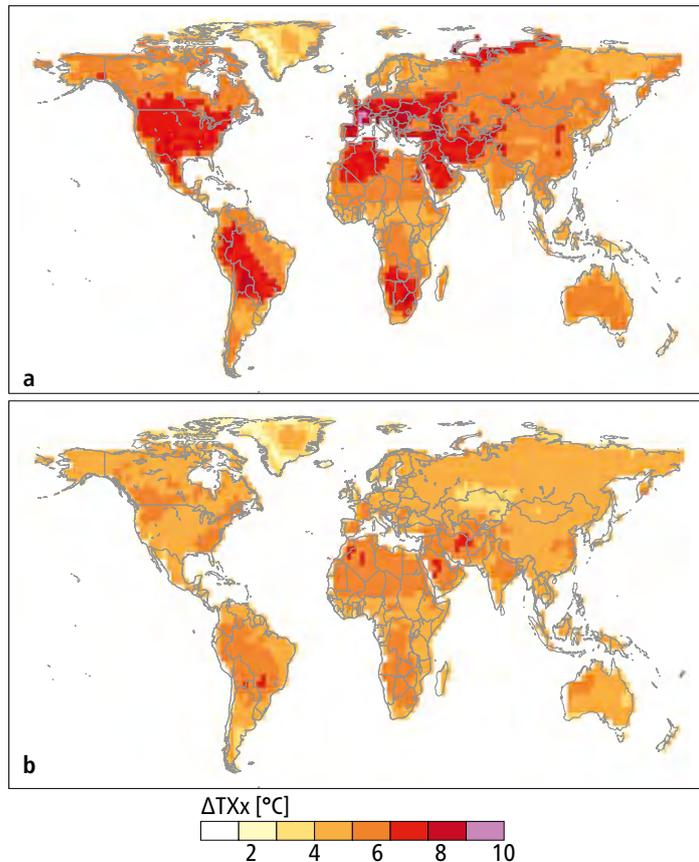


Abb. 5.2: Projizierte Änderungen der Temperatur am heissesten Tag des Jahres (ΔTX_x) zwischen 2081–2100 und 1951–1970 für a) Simulationen mit Rückkopplungen zwischen Bodenfeuchte und Temperatur und b) Simulationen, bei denen Rückkopplungen zwischen Bodenfeuchte und Temperatur verhindert werden (angepasst).⁸³

Extreme Hitze und Trockenheit in den Sommern 2003 und 2018

Die Schweiz erlebte in den letzten Jahrzehnten aussergewöhnlich heisse und trockene Sommer, wobei 2003 der heisseste und 2018 der drittheisseste Sommer seit 1864 war.² Die Hitzewelle des Sommers 2003 gehört zu den schwersten Naturkatastrophen in Europa mit Zehntausenden von Todesopfern und dramatischen Ernteverlusten in der Landwirtschaft.^{61,85} Im Zeitraum vom 1. bis 13. August 2003 erfasste die extremste Hitzewelle seit Messbeginn die Schweiz.²³ Die Hitzewelle wurde durch einen langanhaltenden atmosphärischen Block über Mittel- und Südeuropa^{38,85,86} verursacht, dem ein Niederschlagsdefizit im Frühjahr vorausgegangen war.³⁷ Die stabile Wetterlage mit klarem Himmel und starkem Strahlungsantrieb im Juni sowie der Aufbau von heissen Temperaturen über mehrere Tage verstärkten die Abnahme der Bodenfeuchte.⁸⁷ Somit trugen Rückkopplungen zwischen Bodenfeuchte und Atmosphäre ganz wesentlich zu den während der Hitzewelle beobachteten heissen Temperaturen bei.⁶⁶

Im Jahr 2018 erlebten grosse Teile der mittleren Breiten auf der Nordhalbkugel gleichzeitig rekordverdächtige Hitzeextreme im Frühjahr und Sommer (Mai–August), die mit schweren Auswirkungen verbunden waren (Abb. 5.3).³ Diese Hitzeereignisse waren beispiellos in Bezug auf die Gesamtfläche, die in diesem Zeitraum von Hitzeextremen betroffen war, und sie wären ohne die vom Menschen verursachte globale Erwärmung mit ziemlicher Sicherheit nicht aufgetreten. In Mittel- und Nordeuropa war der Sommer 2018 aussergewöhnlich heiss und trocken, was zu Waldbränden in Skandinavien, Hitzestress und Produktionseinbussen in der Landwirtschaft führte.^{88,89} Rückkopplungen zwischen Bodenfeuchte und Temperatur verstärkten die Erwärmung, was besonders für Nordeuropa, das sich normalerweise in einem feuchten Regime befindet, ungewöhnlich ist.⁸⁹

Damit unterstreicht der Sommer 2018 die wichtige Rolle der Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Atmosphäre für sommerliche Hitzewellen. Diese noch nie dagewesenen Ereignisse könnten einen Vorgeschmack auf künftige Hitzewellen in der Schweiz geben, da das Zusammentreffen von Trockenheit und Hitze mit zunehmender Erwärmung voraussichtlich zunehmen wird.⁹⁰

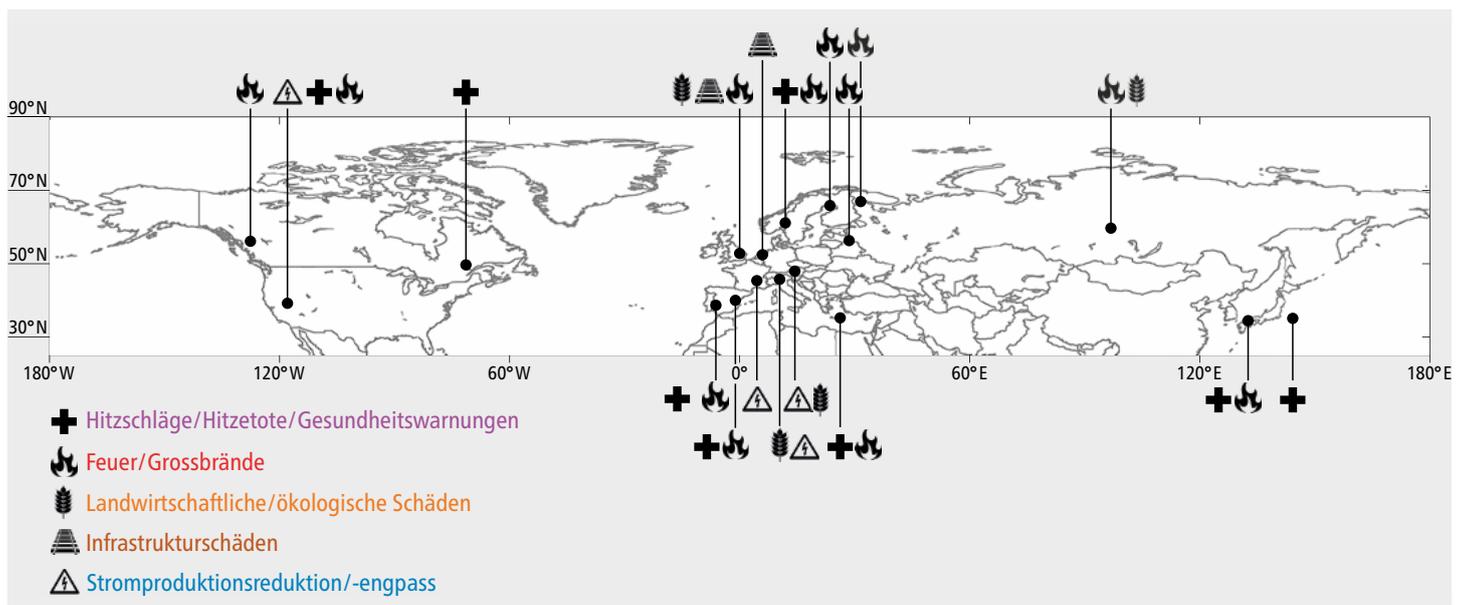


Abb. 5.3: Hitzebedingte Folgen, die im Sommer 2018 in Zeitungsartikeln gemeldet wurden (angepasst).³

Auswirkungen der Trockenjahre 1947, 2003 und 2018 auf die Landwirtschaft

Die Trockenheit in den Jahren 1947, 2003 und 2018 wirkte sich gravierend auf die Graslandwirtschaft und darüber auf die Viehwirtschaft aus. Im Ackerbau zeigen sich in allen drei Jahren neben negativen auch positive Ertragsanomalien, da der Zeitpunkt der Trockenheit über die Auswirkungen auf die verschiedenen Kulturen bestimmt. Insgesamt war die Schweizer Bevölkerung von der Trockenheit 1947 sehr viel stärker betroffen als in den letzten Extremjahren, weil die Ernährungssicherheit damals um ein Vielfaches geringer war als heute.

Klimatische Limitierungen im Pflanzenbau

Im Pflanzenbau sind jährliche Ertragsschwankungen zum grössten Teil den Unterschieden in den Witterungsverhältnissen während der Wachstumszyklen geschuldet. Damit eine Kultur ihren maximal möglichen Ertrag erzielt, müssten die Witterungsbedingungen den Temperatur- und Feuchteansprüchen dieser Kultur in ihren jeweiligen Wachstumsphasen optimal entsprechen, so dass keine Limitierungen durch Frost, Trockenheit, Hitze, Strahlung oder zu niedrige Wachstumstemperaturen auftreten. Kulturen und Anbauperioden sind in der Regel so gewählt, dass der saisonale Verlauf der Temperaturen und Niederschlagsverhältnisse im Mittel den kulturspezifischen Bedürfnissen bestmöglich entspricht. Aufgrund der Variabilität in der Witterung ist es aber kaum vermeidbar, dass bestimmte Klimafaktoren in einzelnen Jahren ertragslimitierend wirken. Jährliche Witterungsschwankungen bedingen somit auch Schwankungen in den Erträgen verschiedener landwirtschaftlicher Kulturen, wobei sich die Auswirkungen von Klimavariabilität und -extremen kulturspezifisch stark unterscheiden können.

Trockenheit als limitierender Faktor

Mit lediglich 300mm in sechs Monaten standen der Vegetation im Jahr 1947 weniger als 50 Prozent der normalen Wassermenge zur Verfügung. Nach einem sehr nassen, durch einen deutlichen Wasserüberschuss charakterisierten März 1947 (Abb. 6.1), wurden ab April grosse Niederschlagsdefizite verzeichnet, die, gekoppelt mit den überdurchschnittlich hohen Temperaturen, zu einer langen Trockenheitsperiode führten (vgl. Seite 9). In der Nordostschweiz erreichte die Trockenheit im Juni einen ersten Höhepunkt. Im August traten praktisch im ganzen Mittelland Wasserbilanzdefizite von 100mm oder mehr auf, und erst im Oktober endete diese Periode extremer Trockenheit (Abb. 6.1).⁹² Diese im Jahr 1947 über die gesamte Vegetationsperiode anhaltende Trockenheit und Hitze führte zu erheblichen Ertragseinbrüchen. Mindererträge zeigten sich vor allem in der Graslandwirtschaft. Aber auch die Getreideerträge waren 1947 unterdurchschnittlich (Abb. 6.2). Ein ähnliches Bild der Ertragsanomalien zeigen auch die Extremjahre 2003 und 2018, wenngleich mit einzelnen Unterschieden, die im Folgenden näher erläutert werden.

Futtermangel in Zeiten von Trockenheit

In der Graslandwirtschaft war 1947 vor allem die Produktion von Emd, dem zweiten Grasschnitt, deutlich reduziert. Die nationalen Emd-erträge lagen 10–13 Prozent unter dem Mittel der Jahre 1920–1950, während die Erträge des ersten Grünlandschnitts (Heuerträge) durch die Witterungsbedingungen im Jahr 1947 weniger betroffen waren (5–9 Prozent unter dem Mittel 1920–1950; Abb. 6.2). Die Möglichkeiten für Futtermittelimporte waren aufgrund der Tatsache, dass in ganz Europa Trockenheit herrschte, eingeschränkt.^{28,93} Zudem war die politische und wirtschaftliche Lage in der Nachkriegszeit prekär, was die Importmöglichkeiten zusätzlich einschränkte.¹⁸ Der Mangel an Futtermitteln führte 1947 zu Notschlachtungen, die sich in der Statistik in einem Anstieg der Schlachtzahlen bei Pferden (um 55 Prozent) und bei Kühen (um 18 Prozent) widerspiegeln. Diese Notschlachtungen führten schliesslich zu einem Mangel an Milch und Butter, dem mit Rationierungen und Importen begegnet werden musste.^{18,28,94} So lagen die nationalen Importmengen für Butter 1947 kurzzeitig fast doppelt so hoch wie im langjährigen Durchschnitt und die Import-

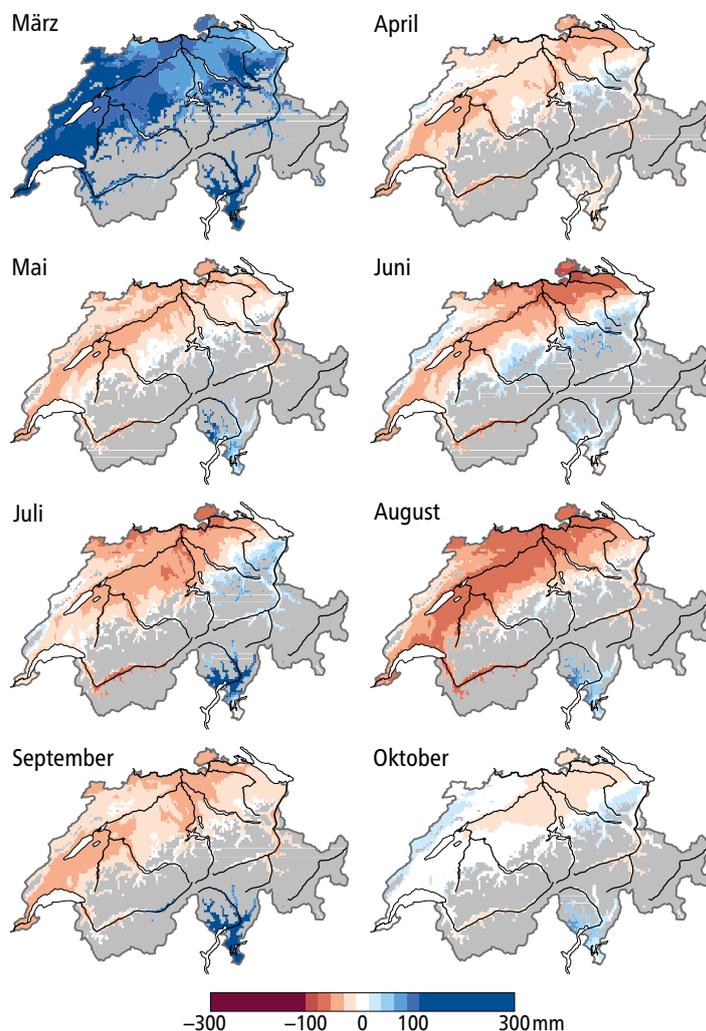


Abb. 6.1: Zeitlicher und räumlicher Verlauf der Trockenheit im Jahr 1947 für Gebiete unterhalb von 1200m ü. M. Dargestellt ist die monatliche Wasserbilanz (Summe der Niederschläge minus Summe der potenziellen Verdunstung, in mm). Berechnungen auf der Basis der räumlichen Analysen des Bundesamts für Meteorologie und Klimatologie (MeteoSchweiz).¹⁰¹

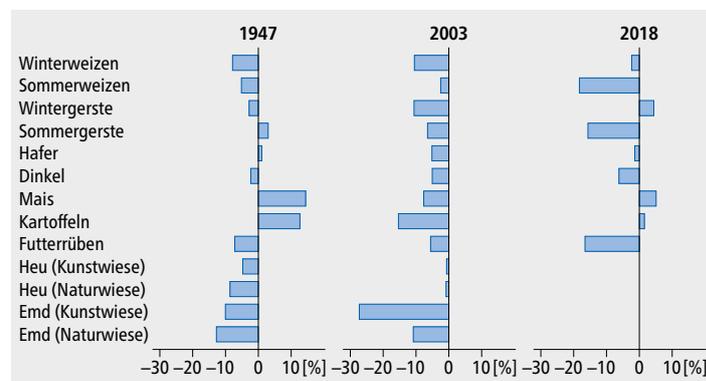


Abb. 6.2: Ertragsabweichungen wichtiger landwirtschaftlicher Kulturen in den Trockenjahren 1947, 2003 und 2018 (1947 im Vergleich zum Mittel der Jahre 1920–1950⁹⁴; 2003 und 2018 im Vergleich zum Mittel der Jahre 1990–2020¹⁰⁰).

mengen für Kondensmilch sogar um den Faktor 16 über dem Durchschnitt. Zur Milderung der entstandenen Notlage gewährte der Bund den Landwirten in den Trockengebieten eine ausserordentliche Hilfe auf Basis eines Kredits von 40 Mio. Franken.⁹⁵

In den Extremjahren der letzten zwei Dekaden (2003 und 2018) waren die Ertragsausfälle in der Graslandwirtschaft zwar ähnlich hoch oder sogar höher, aber der Futtermangel konnte grösstenteils durch Futtermittelimporte ausgeglichen werden.⁹⁶ Um die Einfuhr benötigter Futtermittel zu erleichtern, wurden die Grenzabgaben 2003 zeitweise gesenkt.⁹⁷ Unregelmässigkeiten, die auf Notschlachtungen hindeuten, sind aus der Statistik für diese Jahre nicht ersichtlich.

Entscheidend ist der Zeitpunkt der Trockenheit

Im Ackerbau waren 1947 vor allem die Erträge der späten Kulturen von drastischen Ertragseinbrüchen betroffen. Bei Herbstrüben, die in der Regel zwischen Juli und August gesät werden, lagen die mittleren Landeserträge 47 Prozent unter dem Durchschnitt der Jahre 1920 bis 1950. Auch die Erträge der Steckrüben, die im Juni gesät werden, lagen 1947 24 Prozent unter dem langjährigen Durchschnitt.⁹⁴ Die Futterrübenenerträge waren 1947 nur leicht dezimiert (-7 Prozent). Diese im Vergleich zu Steck- und Herbstrüben geringere Ertragsreduktion lässt sich durch die frühere Anbauphase der Futterrübe erklären, die etwa im April gesät wird und damit noch von den ergiebigen Niederschlägen im März 1947 profitieren konnte. Auch 2003 und 2018 zeigten sich ähnliche Effekte der Trockenheit auf die Erträge der Futterrüben (-5 Prozent bzw. -16 Prozent; Abb. 6.2).

Für Kartoffeln zeigte sich 1947 erstaunlicherweise eine positive Ertragsanomalie (13 Prozent über dem langjährigen Durchschnitt; Abb. 6.2). 1947 lagen auch die nationalen Maiserträge 14 Prozent über dem langjährigen Durchschnitt. Angesichts der ausgeprägten klimatischen Anomalien im Jahr 1947 überraschen diese positiven Ertragsabweichungen bei Kulturen mit relativ hohem Wasserbedarf. Interessanterweise zeigt sich für das Extremjahr 2018 aber eine ähnliche Tendenz, wenn auch in viel geringerem Ausmass (um 2–5 Prozent höherer Ertrag). Das deutet darauf hin, dass der Zeitpunkt der einsetzenden Trockenheit im Zusammenhang mit dem Anbauzyklus eine entscheidende Rolle spielt, ebenso wie die räumliche Ausbreitung der Trockenheit und Hitze. Frühe Kulturen wie Kartoffeln oder Mais konnten 1947 wahrscheinlich vielerorts noch vom Bodenwasservorrat aus dem sehr niederschlagsreichen März profitieren. Einen ähnlichen Effekt kann man für das Jahr 2018 annehmen, in dem das Wasserdefizit zwischen Mai und Juni beinahe vollständig ausgeglichen war. Im Jahr 2003 setzte die Trockenheit hingegen früher ein und hielt über den gesamten Sommer an, was zu erheblichen Ertragseinbussen im Kartoffelbau und beim Maisanbau führte.

Im Vergleich zu anderen Produktionsbereichen waren die Ertragseinbussen im Getreidebau 1947 geringer (-8 Prozent beim Winterweizen). Allerdings war der Anbau von Getreide ein wesentlicher Grundpfeiler für die Ernährung der Landesbevölkerung. Der überwiegende Teil der damaligen Ackerbauflächen wurde für den Anbau von Getreide genutzt, womit ein Minderertrag von 8 Prozent im Fall von Winterweizen einen nicht unbedeutenden Versorgungsmangel darstellte. Im Jahr 2003 waren die Ertragsausfälle bei Winterweizen prozentual gesehen etwas höher (-10 Prozent), allerdings bezieht sich diese Reduktion auf ein viel höheres Ertragsniveau. Diese Ertragssteigerungen wurden durch eine weitgreifende Mechanisierung der Anbaupraxis, verbesserte Sortenzüchtung⁹⁸ und den erhöhten Einsatz von Mineraldüngern⁹⁴ erreicht. Im Zeitraum zwischen 1990 und 2020 liegen die Erträge der wichtigsten Ackerkulturen dadurch um zwei- bis mehr als dreimal über den Niveaus von 1920–1950. Beim Jahr 2018 ist interessant, dass die Erträge von Wintergetreide im Vergleich zum Sommergetreide weniger stark dezimiert waren. Dies kann dadurch erklärt werden, dass die ex-

treme Trockenheit 2018 später einsetzte, zu einem Zeitpunkt, an dem Wintergetreide schon gereift, Sommergetreide hingegen noch in der Kornfüllungsphase war.

Ertragseinbussen im gesellschaftlichen Kontext

Der Vergleich der Extremjahre im Hinblick auf die gesellschaftlichen Folgen der Ertragseinbrüche veranschaulicht, wie gross der Einfluss sozio-ökonomischer Faktoren auf die Resilienz des Ernährungssystems gegenüber klimatischen Extremen ist.⁹³ Die Ertragseinbrüche liegen in den drei betrachteten Extremjahren in einem ähnlichen Bereich. 1947 war die Schweizer Bevölkerung durch die extremen Witterungsbedingungen und ihre Auswirkungen auf die landwirtschaftliche Produktivität aber um ein Vielfaches stärker betroffen als in den Jahren 2003 oder 2018. Eine wichtige Rolle spielt dabei der Entwicklungsfortschritt, der im Verlauf der 50er bis 70er Jahre zu massiven Ertragssteigerungen geführt hat, so dass auch die reduzierten Erträge 2003 weit über dem Niveau der mittleren Erträge zwischen 1920 und 1950 lagen. Zusätzlich hat heutzutage auch die hohe politische Stabilität innerhalb Europas einen stabilisierenden Einfluss auf die Ernährungssicherheit.

Kartoffelernte 1947

Die Kartoffelernte im Jahr 1947 war insgesamt etwas überdurchschnittlich (Abb. 6.2), trotz Einbrüchen bei den späten Sorten (Abb. 6.3). Die Frühreife könnte im Jahr 1947 einen wichtigen Einfluss auf die positive Ertragsanomalie bei Kartoffeln insgesamt gehabt haben, da die Erträge für frühe Sorten in einigen von Trockenheit betroffenen Kantonen wie Basel, Schaffhausen und Aargau etwas über den Erträgen für späte Sorten lagen und der Anbauanteil an mittelfrühen Sorten wie «Bintje» in der Schweiz insgesamt hoch war.⁹⁹ Darüber hinaus mag aber auch eine wichtige Rolle gespielt haben, dass der Druck durch feuchtebegünstigte Pilzkrankheiten wie Kraut- und Knollenfäule im Kartoffelanbau der 1940er Jahre allgemein eine grosse ertragslimitierende Rolle gespielt hat, weil wirksame Pflanzenschutzmittel damals weniger verfügbar waren. Insofern könnten die trockeneren Bedingungen im Jahr 1947 mit geringerem Krankheitsdruck und daher geringeren Ertragsreduktionen verbunden gewesen sein. Als Ergebnis der «Anbauschlacht», die der spätere Bundesrat Friedrich Traugott Wahlen 1940 initiiert hatte, war die Anbaufläche für Kartoffeln 1947 mit knapp 70 000 ha um ein Vielfaches grösser als heute (11 000 ha im Jahr 2020).^{99,100} So ist es auch denkbar, dass sich die damaligen Anbauflächen bis in höhere, grundsätzlich kühlere Lagen erstreckten. In diesen Lagen könnten sich die überdurchschnittlichen Temperaturen im Sommer 1947 positiv auf die Kartoffelerträge ausgewirkt haben, während die Niederschlagsdefizite hier weniger stark einschränkend wirkten.

Kartoffeln (späte Sorten)

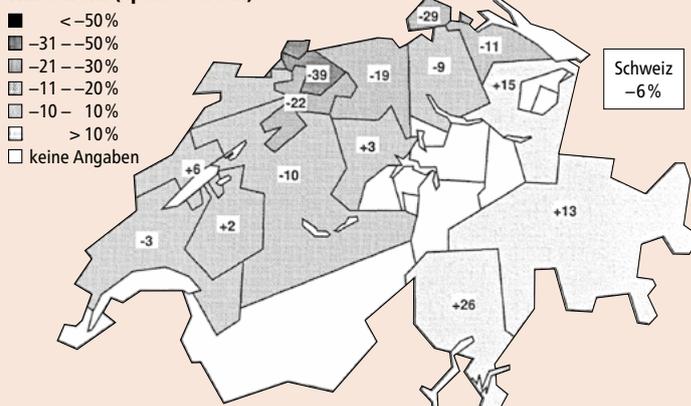


Abb. 6.3: Kartoffelerträge in der Schweiz 1947 (Abweichung vom Mittel der Periode 1944–1951 in Prozent).²⁸

Auswirkungen der Trockenheit 1947 und 2018 auf die Schweizer Wälder

Sommerdürren können zu erheblichen Waldschäden führen. So hat die Dürre 2018 in Kombination mit dem vorangegangenen Wintersturm «Burglind» und den warmen Folgejahren 2019 und 2020 landesweit zu massiven Schäden geführt, insbesondere durch Borkenkäferbefall. Warum solche Schäden entstehen und wie sie im Kontext zu 1947 stehen, betrachten wir in folgendem Beitrag.

Berichte und Artikel schildern die Waldschäden des Dürrejahres 1947 eindrücklich, lassen sich aber insgesamt schwer quantifizieren, da Trockenheit nicht nur zu unmittelbaren Schäden führt, sondern auch mittelfristige Absterbeprozesse fördert. Solche Absterbeprozesse können einzelne Äste (Totäste) oder auch ganze Bäume (Dürrholz) betreffen. Im Gegensatz dazu lassen sich Windwurfschäden sehr gut quantifizieren, da sie einmalig und innert kurzer Zeit auftreten.^{102,103} Direkte Waldschäden betreffen einerseits das Absterben von Ästen, Kronen und ganzen Bäumen; indirekt führt Trockenheit zu weitergehenden Schäden wie Borkenkäferbefall oder Waldbränden. Welche Waldschäden 1947 aufgetreten sind und inwiefern sie mit jenen des Trockenjahres 2018 vergleichbar sind, schauen wir uns im Folgenden genauer an. Dass das Jahr 1947 seit Beginn der meteorologischen Messungen für einen Teil der Schweizer Wälder aussergewöhnlich war, lässt sich auch an der Tatsache ablesen, dass im Folgejahr in der «Schweizerischen Zeitschrift für Forstwesen» erstmals eine Forstchronik publiziert wurde,¹⁰⁴ um wichtige forstliche Ereignisse in einer systematischen Weise festzuhalten. Offensichtlich war man sich der historischen Tragweite der 1947er Dürre bewusst.

Laubverfärbung, Absterben von Ästen und Bäumen

Verschiedene Quellen berichten von den konkreten Auswirkungen, welche die Dürre 1947 auf die Schweizer Wälder hatte. An sehr trockenen Standorten wurden landesweit bereits ab Anfang August die normalerweise im Herbst auftretenden Laubverfärbungen beobachtet.¹⁰⁴ Ebenfalls gibt es zahlreiche Berichte von lokalen Waldschäden. Im Unteren Baselbiet verfärbte sich der Wald bereits ab Anfang August an süd- und westexponierten Hängen sowie auf Kiesböden. Hagebuchen verdorrten auch Anfang August, und auf den durchlässigen Uferböden der Birs und des Rheins waren die Kronen von Hagebuchen, Birken, Eichen, Ahorn und Salweiden weitgehend kahl.¹⁰⁵ Im Herbst 1947 waren dort ganze Gruppen von Eichen und Birken tot, während Buchen weniger häufig abstarben.¹⁰⁶ Im Heiligholz im Baselbiet verdorrten hunderte von Fichten, und im Tafeljura vertrockneten verbreitet Tannen-Jungwüchse und vereinzelt stehende 5- bis 10-jährige Tannen. Über Trockenheitsschäden wurde auch aus dem nordzürcherisch-schaffhausischen Rheingebiet und von den Jurahängen am Nordufer des Bielersees berichtet.¹⁰⁶ Im Herbst 1947 fielen dort inmitten von grünen Waldbeständen einzelne kahle Bäume auf, insbesondere Traubeneichen, Buchen und Ahorne. Fichten hielten sich besser als Tannen. Während in den Eichenwäldern am Jurasüdhang von Biel westwärts bis Saint-Blaise am Neuenburgersee keine grösseren Schäden zu beobachten waren, stachen immer wieder einzelne tote Exemplare von Eiche und Schneeballblättrigem Ahorn, seltener Tanne, Fichte und Buche ins Auge. Generell wurden mehr Schäden an jungen Bäumen als an alten festgestellt.¹⁰⁶ Die Dürre führte auch zum Absterben von Fichten-Jungwüchsen in der Region zwischen Saint-Blaise und Le Landeron, von Laubholzkulturen im Berner Mittelland, von Kulturen in Pflanzschulen und gepflanzten Laubhölzern an Rodungsrändern im Kanton Zürich.¹⁰⁴ Abbildung 7.1 zeigt eine 1947 publizierte Karte der damals erfassten Schäden in der Landwirtschaft.¹⁰⁷

Borkenkäferbefall an Tannen und Fichten

Borkenkäfer vermehren sich unter der Baumrinde von Tannen und Fichten. Dazu müssen sie sich durch die Rinde einbohren, was bei gesunden Bäumen schwierig ist, da diese von Harz durchzogen ist.



Abb. 7.1: Die von der Trockenheit betroffenen Gebiete in der Schweiz, publiziert am 27. August 1947, «Schweizer Illustrierte Zeitung».

Bei anhaltender Trockenheit bilden die Bäume weniger Harz und sind deswegen anfälliger, was zur Massenvermehrung von Borkenkäfern führen kann. Winterstürme haben ebenfalls einen Effekt auf die Borkenkäfervermehrung. Sie können weiträumig Bäume schädigen oder schwächen, wodurch sich die Borkenkäfer einfacher durch die trockene, geschädigte Rinde bohren können. Nachdem 1946 in mehreren Kantonen Waldschäden durch Winterstürme entstanden waren,¹⁰³ vermehrten sich die Borkenkäfer in der warmen Witterung des Folgejahres besonders intensiv. Bei den Tannen trat der Krummzahnige Tannen-Borkenkäfer auf. Ein erster Vermehrungsschub dieses Käfers wurde schon im ebenfalls trockenen Jahr 1945 beobachtet, scheint aber durch die feuchten Bedingungen von 1946 zurückgebunden worden zu sein. Umso rascher vermehrten sich die Borkenkäfer im Sommer 1947. Schweizweit fielen bis 1949 als Folge der Trockenheit 1947 rund 340 000 m³ Käferholz und 173 000 m³ Dürrholz an.¹⁰⁸ Seit 1800 war die Massenvermehrung von Borkenkäfern der Jahre 1944–1950 die grösste je beobachtete.¹⁰⁹

Waldbrände

Erhöhte Trockenheit führt auch zu erhöhter Waldbrandgefahr. Im Sommer 1947 brannten im Bedrettotal an zwei Stellen insgesamt 75 ha Wald nieder, und aus dem Wallis wurde eine ungewöhnlich hohe Zahl von Bränden gemeldet, die aber alle rasch gelöscht werden konnten.¹⁰⁴ In der Gemeinde Tschlin im Unterengadin zerstörte ein grosser Brand etwa 170 ha Wald.¹¹⁰ Die für das Trockenjahr 1947 beschriebenen Waldbrände kommen von der Schadenfläche her jedoch nicht an den grossen Waldbrand 1943 am Südhang des Calanda bei Chur heran (ca. 800 ha)¹¹¹, ebenfalls nicht an die 300 ha Wald, die im Hitzesommer 2003 oberhalb von Leuk niederbrannten.¹¹² Dies rührt daher, dass die Sommerdürre 1947 in den zentralalpiner Tälern weniger ausgeprägt war als im Mittelland und in der Nordschweiz (vgl. Seite 8).

Einordnung der Schäden

Wie stehen die für das Trockenjahr 1947 überlieferten Schäden an Bäumen und Wäldern im Vergleich zum jüngsten Trockenjahr 2018? Die Aufzeichnungen der verschiedenen Berichterstatte lassen sich mit den Schädmerkmalen aus der Sommertrockenheit 2018 gut vergleichen.^{8,113,114} Alle für 1947 berichteten Begleiterscheinungen an Bäumen – von Rindenrissen über vorzeitige Blattverfärbung, Laubfall, Ast-



Abb. 7.2: Waldbestand im Sommer 2020 mit teilweise oder vollständig abgestorbenen Buchen in Hemishofen SH. Der Auslöser der Mortalität war die Sommerdürre 2018. Bild: Ulrich Wasem.

mortalität in Baumkronen und Absterben von ausgewachsenen und jungen Bäumen – wurden 2018 und in den Folgejahren ebenfalls festgestellt (Abb. 7.2). Auch die rasche Vermehrung von Insekten, insbesondere Borkenkäfern, als Folge von langanhaltender Wärme¹¹⁵ wurde bereits vor 70 Jahren¹¹⁶ im richtigen Zusammenhang dargestellt. Unterschiedlich ist jedoch die regionale Verbreitung der Schäden. Während 1947 die tiefgelegenen Gebiete im Mittelland, im Jura und im Norden der Schweiz die stärksten Schäden erlitten (Abb. 7.1), waren 2018 zusätzlich auch das Walenseegebiet vom Linth- bis zum Seetal, das zentralalpine Churer Rheintal und die Tieflagen des Wallis betroffen.¹¹⁷ Die Laubverfärbung setzte 2018 zum Teil schon Mitte Juli ein – 1947 erst Anfang August. Während sich 1947 und in den Jahren davor nur lokal Sturmschäden in den betroffenen Gebieten ereignet hatten (etwa im Kanton Neuenburg),¹¹⁸ fegte am 3. Januar 2018 der Orkan «Burglind» durch das Mittelland und die Voralpen, der mit 1,3 Mio. m³ Sturmholz¹¹⁹ in der Schweiz das viertgrösste Sturmschadeneignis seit Beginn der landesweiten Aufzeichnungen 1865 war.¹²⁰ Die Interaktion der Vorschädigung durch diesen Sturm, der Trockenheit 2018 und der massenhaften Vermehrung von Borkenkäfern bei den warmen Temperaturen führte 2019 und 2020 zu riesigen Schadholzmengen in der Grössenordnung von 1,5 Mio. m³, die jene aus dem Jahr 1947 deutlich übertreffen.¹¹⁴ Allerdings muss berücksichtigt werden, dass die Holzvorräte seit dem Zweiten Weltkrieg beträchtlich zugenommen haben.^{103,121} Um 1947 waren die Waldbestände im Durchschnitt nicht nur weniger vorratsreich (lebende Bäume, gemessen in m³/ha), auch die Baumartenzusammensetzung und die Waldstrukturen entsprachen nicht den heutigen Zuständen. In vielen Wäldern war der Nadelholzanteil gegenüber einer natürlichen Baumartenzusammensetzung und im Vergleich zu heute grösser, da im 19. und 20. Jahrhundert Nadelbäume in grossem Umfang angepflanzt worden waren.¹²² Diese künstlich angelegten Bestände erwiesen sich je nach Standort als trockenheitsanfällig. Während heute die Naturverjüngung vorherrscht, war 1947 die künstliche Verjüngung weit verbreitet, und dementsprechend waren viele Pflanzschulen und Aufforstungen stark von der Trockenheit betroffen. In weiten Teilen des Mittellandes war die Sommertrockenheit 1947 das markanteste Trockenjahr des 20. Jahrhunderts und übertraf sogar die Dürre von 2018. Jedoch betraf die Sommerdürre 1947 wesentlich geringere Flächen als jene von 2018, die auch in der Westschweiz und in den Zentralalpen Rekordwerte erreichte.

Zusammengefasst waren die Waldschäden sowohl 1947 als auch 2018 gravierend, die Schadholzmengen 2018 und in den nachfolgenden Jahren jedoch massiv höher. Die Mengenunterschiede lassen sich

einerseits durch den heute durchschnittlich höheren Holzvorrat pro Fläche, andererseits durch Borkenkäferschäden erklären, die insbesondere durch den Sturm «Burglind» und warme Sommer gefördert wurden. Sollten sich in Zukunft die Häufigkeit nicht nur von Trockenheitsperioden, sondern auch von Sturmwinden erhöhen, ist damit zu rechnen, dass eine mit 1947 und 2018 vergleichbare Trockenheit tendenziell grössere Auswirkungen auf den Wald haben könnte.

Borkenkäferbekämpfung in der Westschweiz

Der Kanton Neuenburg vermeldete 1948 rund 15000 m³ Käferholz und 1949 nochmals rund 6000 m³. Davon betroffen waren vor allem die Tannen (rund 60 Prozent) und zu geringerem Anteil die Fichten.¹²³ Noch dramatischer war die Lage in den Gemeinden um den Bielersee, wo bereits 1947 hektarweise Dürreholz in Tannenbeständen anfiel. 40 ha mussten vollständig geräumt werden, auf 60 ha blieben 10 bis 50 Prozent der Bestockung übrig. Von 1947 bis 1950 akkumulierten sich im Seeland zwischen La Neuveville und Lengnau rund 50000 m³ Käferholz. Infolgedessen fanden dort bis 1954 keine Holzanzeichnungen mehr statt, und in der Region sank der Holzpreis aufgrund des Überangebots pro Einheit um 10 Franken.¹¹⁶ Zur Bekämpfung der Borkenkäfergradation wurden 100 Männer angestellt (Abb. 7.3).



Abb. 7.3: Forstarbeiter im Eschenberg bei Winterthur schälen im Sommer 1947 vom Borkenkäfer befallene Tannen und verbrennen die Rinde (Winterthurer Bibliotheken, Sammlung Winterthur).

Das extreme Schmelzen der Alpengletscher 1947

Heisse und trockene Sommer wie 1947 haben unmittelbare Auswirkungen auf die Alpengletscher. Die Gletschermassenbilanz als direktes Klimasignal fällt bei solchen Witterungssituationen entsprechend negativ aus. In den letzten zwanzig Jahren zeigt sich eine Häufung solcher «gletscherungünstiger» Situationen.

Gletscher als sensible Klimaindikatoren

Gletscher sind ideale Klimaindikatoren, da sie auf anschauliche Weise vergangene Witterungsverhältnisse wiedergeben. Die beobachtete Erwärmung in den Alpen seit dem Ende der Kleinen Eiszeit um ca. 1850 geht einher mit einem beträchtlichen Zurückschmelzen aller Alpengletscher.¹²⁴ Gletscher stellen jedoch komplexe und dynamische Systeme dar, da sie von einer Vielzahl von Faktoren beeinflusst werden, die nur durch genaue Beobachtung annähernd bestimmt werden können. Um den Zusammenhang zwischen dem Klima und dem Gletscherverhalten zu untersuchen, können zwei verschiedene Beobachtungstypen betrachtet werden: die Gletschermassenbilanz als direktes Signal einer Klimaänderung und die Veränderung der Gletscherlänge, die zwar visuell an der Gletscherzunge sofort wahrgenommen werden kann, aber ein indirektes, verzögertes und verstärktes Klimasignal darstellt. Beide Grössen werden im Idealfall jedes Jahr gemessen.

Die Massenbilanz beschreibt, wie viel Masse ein Gletscher als Ganzes im Lauf eines Jahres gewinnt oder verliert. Für den Massenhaushalt der Gletscher in den Alpen sind vor allem die Witterungsverhältnisse in den Monaten Mai bis September bestimmend. Die Ablation, also das Abschmelzen von Schnee und Eis, fällt stärker aus, je häufiger warme und strahlungsreiche Hochdrucklagen auftreten und je länger diese dauern. Daneben spielen die Niederschlagsverhältnisse im Winterhalbjahr eine wichtige Rolle. Verstärkte Schneefälle führen zu einer grösseren Akkumulation, also einer stärkeren Zunahme der Gletschermasse. Dadurch bildet sich in höher gelegenen und damit kälteren Regionen des Gletschers neues Eis, das anschliessend in tiefer gelegene und wärmere Regionen transportiert wird, wo Eisverlust durch Schmelze stattfindet.

Es gibt immer eine gewisse Verzögerung, bis das Signal der Massenbilanz an der Gletscherzunge ankommt. Man spricht von der Anpassungszeit, die ein Gletscher benötigt, bis er nach einer erfolgten Klimaänderung einen neuen Gleichgewichtszustand gefunden hat – durch Vorstoss respektive Rückzug. Die Anpassungszeit hängt zu einem guten Teil von der Fläche des Gletschers ab und ist nicht zu verwechseln mit der Reaktionszeit der Gletscherzunge auf eine Klimaänderung. Diese beobachtbare Gletscherlängenänderung kann zwei- bis dreimal kürzer sein als die Anpassungszeit.¹²⁵

Verfügbare Gletschermassenbilanzdaten

Glaziologische Massenbilanzdaten für Zentraleuropa zeigen (Abb. 8.1), dass 1946/47 der seit Beginn der Messungen negativste Wert der jährlichen Bilanz erreicht wurde. Weitere Jahre mit sehr negativen jährlichen Massenbilanzen waren 1921, 1950, 2003, 2015 und 2017. Die negativste Sommerbilanz wurde 2003 erreicht. Auch die Jahre 1947, 1950, 2012, 2015 und 2018 waren durch sehr negative Sommerbilanzen gekennzeichnet. Für die gewählte Region wird die Jahresbilanz also primär durch die Sommerbilanz bestimmt. Eine Ausnahme bildet das Jahr 2018, das zwar die dritt-negativste Sommerbilanz aufweist, aber aufgrund stärkerer Winterniederschläge (positivere Winterbilanz) eine weniger negative Jahresbilanz hat. Die Kurven zeigen ebenfalls, dass sich die mittlere Winterbilanz kaum verändert hat, während die Sommerbilanzen in den letzten vierzig Jahren deutlich negativer wurden. In der Datenbank des World Glacier Monitoring Service (WGMS) gibt es jedoch nur fünf Gletscher mit glaziologischen Massenbilanzreihen, die bis ins Jahr 1947 zurückreichen. Drei dieser Gletscher liegen in den Alpen (Silvrettagletscher, Claridenfirn, Grosser Aletschgletscher). Abbildung 8.2 zeigt vier dieser Zeitreihen. Eine der detailliertesten Massenbilanzreihen existiert für den Storglaciären (Schwedisch Lappland) seit 1945/46. Auch für diesen Gletscher ist die Massenbilanz 1947 ne-

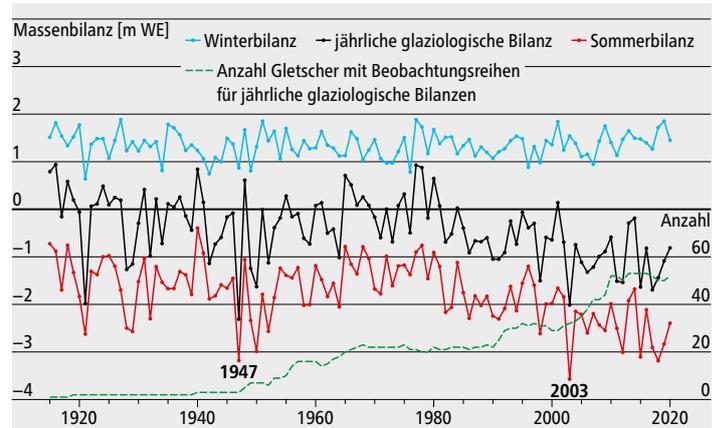


Abb. 8.1: Jährliche glaziologische Massenbilanzen (in Meter Wasseräquivalent) für Zentraleuropa. Ebenfalls dargestellt ist die entsprechende Anzahl von Gletschern mit verfügbaren Messdaten.¹²⁴ Im hydrologischen Jahr 1946/47 wurde die negativste Jahresbilanz, im Jahr 2003 die negativste Sommerbilanz registriert. Zu Beginn der Messreihe ist die Anzahl der Messungen jedoch sehr tief.

gativ, was gut mit erhöhten Temperaturen (nicht gezeigt) und vielen blockierten Hochdrucklagen übereinstimmt (vgl. Seite 10). Beim Betrachten der einzelnen Zeitreihen der drei Alpengletscher erkennt man, dass das Jahr 1947 klar hervorsticht, jedoch nicht immer den absolut negativsten Wert darstellt. Auch gilt es zu beachten, dass diese drei Beobachtungsreihen auf nur wenigen Stangenmessungen beruhen.

Gletscherlängenänderungsdaten

Im Gegensatz zur Gletschermassenbilanz sind Messungen der Gletscherlängenänderung seit dem 19. Jahrhundert reichlich vorhanden.¹²⁶ Für besonders gut dokumentierte Gletscher geben zudem Rekonstruktionen vor allem basierend auf historischen Quellen Auskunft über Längenänderungen bis ins 16. Jahrhundert zurück.¹²⁷ Abbildung 8.3 zeigt Längenänderungen für ausgewählte Gletscher in den West- und Zentralalpen. Da die Gletscherlängenänderung jedoch ein indirektes, verzögertes und integriertes Klimasignal darstellt, lassen sich die Auswirkungen einzelner Witterungsperioden (z. B. besonders negative Massenbilanzjahre) nicht direkt feststellen. Bei gewissen Gletschern lässt sich aber dennoch ein verstärktes Abschmelzen der Gletscherzunge in diesen negativen Massenbilanzjahren beobachten, beispielsweise am Rhonegletscher.

Folgen extremer Wettersituationen auf die Gletscher

Hohe Lufttemperatur und bedeutend verstärkte Einstrahlung waren die wirksamen Faktoren, welche die übermässige Abschmelzung von Firn und Eis im Sommer 1947 nach sich zogen. Der Niederschlag fiel auch in grosser Höhe nicht als Schnee, sondern als Regen. R. Haeffeli und P. Kasser schätzten den Verlust an Eis und Firn im ganzen schweizerischen Alpengebiet im hydrologischen Jahr 1946/47 auf 3,4 Mia. m³.¹²⁸ M. Huss berechnete für die gesamten Alpen für das Jahr 1947 einen maximalen Eisverlust von 5,9 km³.¹²⁹ Auch H. Hoinkes notierte für 1947 eine Höchstanzahl von Stunden mit strahlendem Sonnenschein während einer Ablationsperiode (gefolgt vom Jahr 1950). Diese Periode mit extremer Gletscherschmelze war verbunden mit einer schwachen atmosphärischen Zirkulation; während insgesamt 65 Tagen herrschte eine Hochdrucklage vor.¹³⁰

Entscheidend ist auch, wie lange im Spätfrühling die Gletscheroberfläche durch eine Schicht von Neuschnee bedeckt bleibt, da damit die Ablation des darunterliegenden Eises verhindert wird. Der hel-

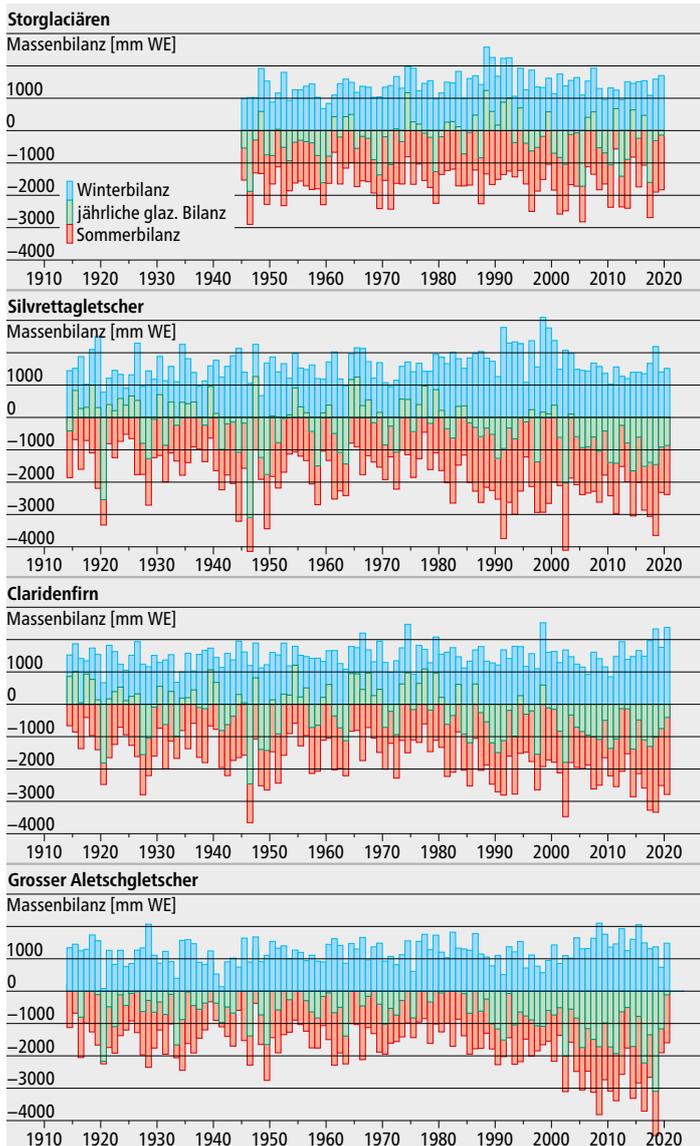


Abb. 8.2: Glaziologische Massenbilanzreihen für Gletscher, deren Messreihe bis mindestens ins Jahr 1947 zurückreicht: Storglaciären, Silvrettagletscher, Claridenfirn, Grosser Aletschgletscher (Daten: GLAMOS 1881–2021; WGMS 2021).

lere Neuschnee vermag die Strahlung besser zu reflektieren (höhere Albedo), das Eis wird vor der einfallenden Strahlung abgeschirmt. Diese im Vergleich zu 1947 gegenteilige Situation trat wohl in den Jahren 1812 bis 1817 mehrfach auf, als in kürzeren zeitlichen Abständen immer wieder Schneefälle auftraten und das Gletschereis samt einem Teil des Firns über längere Zeit, im Extremfall einen

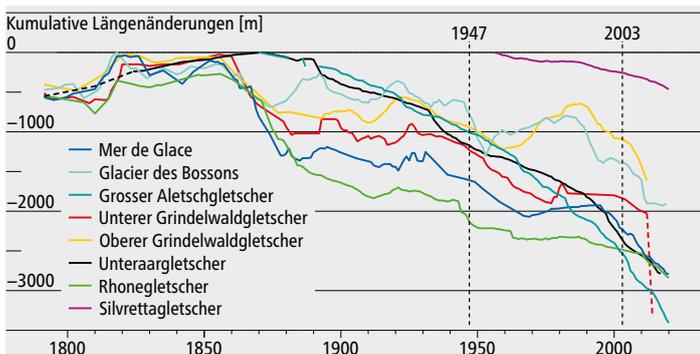


Abb. 8.3: Längenänderungen ausgewählter Gletscher in den West- und Zentralalpen basierend auf Messdaten^{124, 126} oder Rekonstruktionen (rekonstruierte Werte: Nussbaumer, Zumbühl).

ganzen Sommer lang vor der Sonnenstrahlung geschützt blieb. Als Folge stiessen die meisten Alpengletscher damals sehr stark und rasch vor.¹³¹

Gletscher erfüllen eine natürliche Speicherfunktion, indem sie Wasser insbesondere während heisser Dürreperioden abgeben und somit ein Wasserangebot zur Verfügung stellen, wenn es am dringendsten benötigt wird. Mit dem Verschwinden der Gletscher wird in naher Zukunft diese wichtige Ausgleichsfunktion zunehmend verloren gehen.¹³²

1947, ein «Katastrophenjahr» für die Gletscher

Einen interessanten Blick auf die Auswirkungen des Haushaltjahres 1946/47 erhalten wir durch die damaligen Gletscherberichte. P.-L. Mercanton schreibt in den «Variations périodiques des glaciers des Alpes suisses»¹⁰, dass das hydrologische Jahr 1946/47 nur etwa drei Viertel der normalen Niederschlagsmengen (Schnee) im Winter gebracht hat und das nachfolgende Sommerhalbjahr deutlich wärmer als üblich war. Dies führte zu einer intensiven Ablation, die nicht nur den Massenzuwachs vom vorherigen Winter verflüchtigen liess, sondern auch einen guten Teil der Reserven der Vorjahre. Besonders negative Werte wurden am Claridenfirn (2900 m ü. M.) und Silvrettagletscher (3010 m ü. M.) gemessen. Auch die Abflussmengen waren 1947 beträchtlich und von aussergewöhnlicher Dauer. Mitte September sei die Rhone bei Gletsch geflossen wie im Hochsommer. Laut Mercanton haben diese aussergewöhnlichen Bedingungen zu einem Wieder- aufleben des Interesses der Gletscherbeobachter geführt.

Beim Rhonegletscher (Abb. 8.4) führte die intensive Schmelze zu de- saströsen Konsequenzen: Am Abend des 9. August 1947 hielt ein Eis- stau das Schmelzwasser zurück; nach dem Bruch des Eisdamms kam es zu einem Ausfluss von Schmelzwasser und Eisbrocken. Alarmiert durch das Getöse konnten die Leute von Belvédère telefonisch die Station in Gletsch warnen, so dass sich die dortigen Leute in Sicherheit bringen konnten. Von den insgesamt 100 vermessenen Gletschern der Schweizer Alpen waren im Jahr 1947 keine im Vorstoss, zwei sta- tionär und 98 im Rückgang.¹⁰



Abb. 8.4: Die Zunge des Rhonegletschers am 16. September 1947, fotografiert von P.-L. Mercanton.

In den Ostalpen sprach man von einem «Katastrophenjahr» für die Gletscher. Auch hier hatten die Gletscher im Sommer 1947 fast keine Nährgebiete mehr. In der Silvrettagruppe waren die Gletscher Anfang September bis zuoberst ausgeapert. Der Sommer 1947 brachte ein Maximum der oberflächlichen Abschmelzung, die Firnlinie rückte bis über die Obergrenze der Nährgebiete hinauf und die Firn- und Eisver- kleidung der Hänge über dem Bergschrund schmolz in vielen Fällen weg. Viele Felsgrate waren stark ausgeapert und mit blankem Eis be- deckt, was selbst die ältesten Bergführer noch nie erlebt hatten.¹³³

Übersterblichkeit während extremer Hitzewellen in der Schweiz

Hitze spielt eine wichtige Rolle in Bezug auf die Mortalität und Morbidität in der Schweiz: Das Sterberisiko stieg während Hitzeperioden in den wichtigsten Schweizer Städten um 16 Prozent¹³⁴ und die Zahl der Spitalaufenthalte aufgrund von psychischen Störungen nahm während Hitzewellen zu. Über die gesundheitlichen Auswirkungen historischer Hitzeereignisse vor 2003, wie etwa der Hitzewelle von 1947, ist jedoch wenig bekannt. In diesem Beitrag schätzen wir die Übersterblichkeit für acht Schweizer Städte und bewerten die gesundheitlichen Auswirkungen auf die Schweizer Bevölkerung während der jüngsten Hitzewellen (2003, 2015, 2018) im Vergleich zur historischen Hitzewelle von 1947.

Seit in den letzten Jahrzehnten aussergewöhnlich warme Sommer häufiger wurden, rückten auch die Auswirkungen von Hitze auf die Gesundheit ins öffentliche Bewusstsein. Neben der rekordbrechenden europäischen Hitzewelle von 2003 gelten vier der sechs Sommer zwischen 2015 und 2021 in der Schweiz als die wärmsten Sommer seit Beginn der Aufzeichnungen im Jahr 1864 (siehe Seite 9). Die damit verbundenen Hitzewellen führten zu einer beträchtlichen Anzahl Todesfälle. Während der beiden Hitzesommer 2003 und 2015 wurden in der Schweiz zusätzliche 6,9 bzw. 5,4 Prozent Todesfälle registriert, und die Spitaleinweisungen stiegen im Sommer 2015 um 2,4 Prozent.^{135–137}

Die Hitzewellen betrafen Bevölkerungsgruppen mit unterschiedlichen demografischen Merkmalen und sozialen Kontexten: Welche Rolle spielen mögliche Anpassungsmechanismen und Akklimatisierung, welche die Veränderungen in der demografischen Exposition und im Klima? Um Antworten dazu zu finden, quantifizieren wir die Gesamt-Übersterblichkeit während der Hitzewelle von 1947 und vergleichen sie mit der Übersterblichkeit während der Hitzewellen in den Jahren 2003, 2015 und 2018 in acht grösseren Schweizer Städten (Basel, Bern, Genf, Lausanne, Luzern, St. Gallen, Winterthur und Zürich).

Quantifizierung der Übersterblichkeit

Die Schätzung der Übersterblichkeit ist ein etablierter Ansatz zur Bewertung der gesundheitlichen Auswirkungen externer Faktoren, wie beispielsweise saisonaler Infektionskrankheiten (z. B. Influenza, Covid-19) oder Umweltstressfaktoren wie Hitze oder Hitzewellen. Die Übersterblichkeit bezeichnet dabei die Anzahl oder den Prozentsatz der beobachteten Todesfälle, die oberhalb der Sterblichkeitslast liegen, die wir in einem bestimmten Zeitraum aufgrund früherer Trends erwarten würden. Diese erwartete Sterblichkeit wird anhand statistischer Modelle berechnet, die auf saisonalen und langfristigen Mustern vergangener Beobachtungen basieren.

Die Daten für unsere Abschätzungen zur Gesamtmortalität für den Zeitraum zwischen 1999 und 2018 stammen vom Bundesamt für Statistik (BFS). Todesfälle von Ausländerinnen und Ausländern sowie Todesfälle ausserhalb der Schweiz sind dabei nicht berücksichtigt. Für den Zeitraum zwischen 1941 und 1960 verwenden wir transkribierte historische Aufzeichnungen zur Gesamtmortalität auf Wochenebene aus dem «Bulletin des Eidgenössischen Gesundheitsamtes».¹³⁸ Diese enthalten keine Totgeburten, gelten aber sowohl für die Wohnbevölkerung als auch für die nicht ansässige Bevölkerung. Die Qualität dieser historischen Statistiken wird in der Literatur als sehr hoch eingeschätzt.¹³⁹

Die wöchentliche Übersterblichkeit wird dann als Differenz zwischen der beobachteten und der erwarteten Sterblichkeit für jedes Ereignis (Sommerperiode von Mai bis September) und für jede Stadt berechnet. Die erwartete Zahl der Todesfälle in jeder Woche wird mithilfe von Regressionsmodellen geschätzt, die an die beobachteten Sterblichkeitsdaten in jeder Stadt und für die zwei Zeiträume 1941–1960 und 1999–2018 angepasst werden. Damit sollen Verzerrungen durch die Verwendung zweier unterschiedlicher Datenquellen vermieden werden. Obwohl sich die Daten auf dieselben Städte beziehen, wissen wir nicht, ob es systematische Unterschiede bei der Registrierung von Todesfällen gab.

Die Ergebnisse werden dann als prozentualer Anteil der Sterbefälle relativ zur Gesamtzahl der beobachteten Todesfälle in jeder Woche dargestellt. Dieses relative Mass der Auswirkungen ermöglicht einen besse-

ren Vergleich zwischen den Zeiträumen 1941–1960 und 1999–2018, den Hitzewellenepisoden und den Städten, da das Mass Unterschiede in der Grösse der Bevölkerung oder der Länge des Untersuchungszeitraums (d. h. Hitzewellendauer) nicht widerspiegelt. Wir fassen die wöchentliche Übersterblichkeit als Durchschnitt über den gesamten Sommerzeitraum (definiert als «Sommer-Übersterblichkeit») und über die Wochen der einzelnen Hitzewellen (definiert als «Hitzewellen-Übersterblichkeit») zusammen. Dabei betrachten wir eine gemeinsame Hitzewellenperiode für alle Städte auf der Grundlage der Episoden auf nationaler Ebene. Dies war der Fall in den Wochen vom 22. Juli bis 4. August und vom 12. bis 21. August 1947⁵, vom 1. bis 13. August 2003¹³⁴, vom 1. bis 7. Juli und vom 16. bis 24. Juli 2015⁷⁹ sowie vom 30. Juli bis 8. August 2018¹⁴⁰. Die so geschätzte Übersterblichkeit stellt jedoch nur ein indirektes Mass für die angenommene Hitzeexposition dar, da auch andere Ursachen zu einer erhöhten Übersterblichkeit führen können. Zudem enthalten die Schätzungen keine Unsicherheitsmasse.

Übersterblichkeit während der Hitzewelle im Vergleich

Tabelle 9.1 zeigt, dass die Hitzewellen im Sommer 1947 besonders die Bevölkerung in Luzern und Basel trafen. Dort betrug die Übersterblichkeit in den Wochen der Hitzewelle über 30 Prozent, gefolgt von Bern und St. Gallen mit Werten von 20 Prozent und mehr. Auch der sogenannte Hitzeschock war in diesen Gebieten sehr hoch: In Luzern zum Beispiel war die Übersterblichkeit während der Hitzewellenwochen etwa sechsmal höher als während des gesamten Sommers. Im Gegensatz dazu waren die Auswirkungen in Lausanne, Genf, Winterthur und Zürich (Abb. 9.2) weniger spürbar (Übersterblichkeit unter 10 Prozent).

	1947		2003		2015		2018	
	HW	Sommer	HW	Sommer	HW	Sommer	HW	Sommer
Basel	32,8	12,3	66,0	13,1	40,1	9,3	40,7	-0,5
Bern	23,2	4,8	7,4	1,5	34,8	2,5	31,3	12,1
Genève	5,7	6,2	42,1	11,8	12,6	3,9	13,3	0,3
Lausanne	7,0	-2,1	25,0	1,1	3,0	-6,1	10,6	9,2
Luzern	38,5	6,0	27,9	3,0	25,6	9,4	7,9	3,2
St. Gallen	19,7	-4,6	-7,7	-2,0	15,7	0,3	8,4	-3,6
Winterthur	8,2	1,8	21,4	14,5	-4,0	1,0	1,9	-9,4
Zürich	-4,9	-2,1	15,8	8,1	21,1	5,1	42,9	6,5

Tab. 9.1: Übersterblichkeit in den Sommern 1947, 2003, 2015 und 2018 für die acht verschiedenen Städte (in Prozent). Die Schätzungen werden als durchschnittliche Hitzewellen-Übersterblichkeit (HW) und als durchschnittliche Sommer-Übersterblichkeit (Sommer) angegeben.

Im Vergleich dazu waren die Auswirkungen der Hitzewelle 2003 in fast allen Städten deutlich grösser (Abb. 9.1), mit Übersterblichkeitswerten von bis zu 20 Prozent oder mehr in Lausanne, Luzern, Winterthur und Zürich und von 40 bis über 60 Prozent in Genf und Basel. Die Hitzewelle von 2015 führte zu einer insgesamt niedrigeren Übersterblichkeit im Vergleich zu 2003 und zu einer leicht höheren im Vergleich zu 1947. Für die Hitzewelle 2018 sind die Schätzungen der Übersterblichkeit in Basel, Bern und Genf ähnlich wie bei der Hitzewelle 2015. Nur in Zürich gab es in diesem Sommer mehr Todesfälle.

Insgesamt war die Bevölkerung der Stadt Basel bei allen untersuchten Hitzewellen am stärksten betroffen, während sich die Hitzewellen in den anderen Städten unterschiedlich auswirkten. Die Hitzewelle von

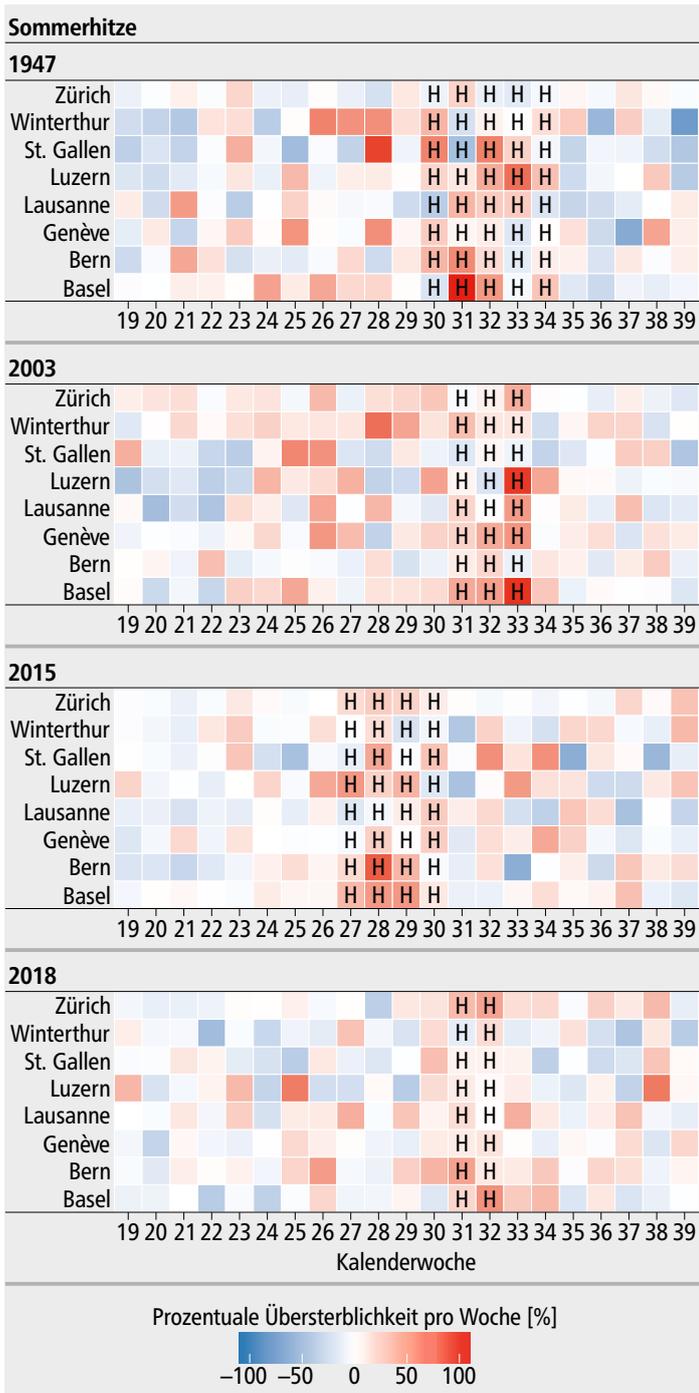


Abb. 9.1: Wöchentliche Übersterblichkeit (in Prozent) in den Städten Basel, Bern, Genf, Lausanne, Luzern, St. Gallen, Winterthur und Zürich in den Sommern (Mai–September) von 1947, 2003, 2015 und 2018. Der Grossbuchstabe H kennzeichnet die Wochen, in denen die Hitze-welle auftrat.

1947 beispielsweise traf die Stadt Luzern am stärksten, während für die jüngeren Hitzewellen deutlich geringere Werte geschätzt wurden. In Zürich nahm die Übersterblichkeit während Hitzewellen mit der Zeit zu. Umgekehrt war Genf während der Hitzewelle 2003 am stärksten betroffen, während der beiden späteren Hitzewellen jedoch deutlich weniger. Diese unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Muster könnten unter anderem auf zwei Faktoren zurückzuführen sein: Einerseits führen die komplexe Orographie und das heterogene Klima zu unterschiedlichen Ausprägungen der Höchsttemperaturen und Hitzewellenlängen in den verschiedenen Städten der Schweiz.^{79,134,140,141} Andererseits spielen die unterschiedlichen Bevölkerungsstrukturen in

den verschiedenen Städten und im Zeitverlauf eine Rolle. Dies beinhaltet sowohl demografische Strukturen wie sozioökonomische und kulturelle Merkmale, die bereits als Risikofaktoren für hitzebedingte Sterblichkeit identifiziert wurden.¹⁴²

Im Gegensatz zu den anderen Einschätzungen finden wir für 1947 keine klaren zeitlichen Muster, die auf eine mögliche Anpassung der Bevölkerung an die Hitze hindeuten.¹³⁸ Allerdings war die Übersterblichkeit während der Hitzewellen nach 2003 insgesamt etwas geringer, trotz der beschleunigten Erwärmung in den letzten Jahrzehnten. Dies gilt insbesondere für Genf und Lausanne. Nach 2003 wurde ein landesweiter Plan für die öffentliche Gesundheit umgesetzt und einige Kantone haben zusätzliche Massnahmen ergriffen, darunter Genf, Tessin, Waadt, Wallis und Freiburg.¹⁴¹ Das deutet darauf hin, dass die Umsetzung dieser zusätzlichen Massnahmen zum Schutz der Bevölkerung vor Hitze (z. B. durch die Einführung von Warnmeldungen während Hitzewellen) die gesundheitlichen Auswirkungen der Ereignisse nach 2003 wirksam verringert hat.

Auch wird die Vergleichbarkeit der Schätzungen zwischen den Städten und vor allem zwischen den Hitzewellen der letzten Jahre und der von 1947 durch die unterschiedliche demografische Struktur der Bevölkerung beeinträchtigt. 1947 waren laut der Human Mortality Database 9 Prozent der Schweizer Bevölkerung 65-jährig oder älter, im Gegensatz zu 2003, als dieser Anteil 16 Prozent erreichte. Da ältere Menschen am stärksten durch Hitze gefährdet sind sowie angesichts der aktuellen Alterungstendenzen könnte die Belastung durch die jüngsten Hitzewellen vor allem auf den im Vergleich zu den 1940er Jahren hohen Anteil der älteren Bevölkerung zurückzuführen sein.

Solche Belastungen können in Zukunft noch zunehmen. Hitze gilt heute als eine der tödlichsten Umweltgefahren mit schwerwiegenden Auswirkungen auf die öffentliche Gesundheit und die Wirtschaft.^{143–145} Der Klimawandel verstärkt diese Auswirkungen durch die Zunahme der Häufigkeit und Stärke von Hitzeextremen. Es wird erwartet, dass die Auswirkungen auf die öffentliche Gesundheit mit fortschreitender Erwärmung exponentiell zunehmen. Dies erfordert wirksame Anpassungsmassnahmen^{146,147}, die 1947 natürlich nicht ohne Weiteres verfügbar waren.



Abb. 9.2: Badende suchen Abkühlung im Schwimmbad Dolder, Comet Photo AG, Zürich, 1947.

Sommerliche Hitze und Trockenheit: Ein Ausflug in die Klimazukunft der Schweiz

Klimaszenarien auf globaler und regionaler Skala zeigen, dass sich die bereits beobachtete Erwärmung auch in Zukunft fortsetzen wird. Ihr Ausmass wird durch den zukünftigen Ausstoss von Treibhausgasen durch uns Menschen bestimmt. Auch wenn das 2-Grad-Ziel des Pariser Klimaschutzabkommens erreicht wird, werden sich die Temperaturen in der Schweiz noch mindestens bis zur Mitte des Jahrhunderts weiter erhöhen. Verhältnisse wie im Sommer 1947 werden dadurch immer wahrscheinlicher und unter Umständen zur Normalität. Anhand eines fiktiven zukünftigen Extremsommers zeigen wir auf, mit welchen Verhältnissen wir in Zukunft in der Schweiz rechnen müssen, sollten die Bemühungen zur weltweiten Reduktion der Treibhausgasemissionen nicht fruchten.

Klimaszenarien global und in Europa

Der Sommer 1947 war zur Zeit seines Auftretens ein extremes Ereignis, ist aber durch den fortschreitenden Klimawandel und durch die bisher beobachtete Erwärmung bereits heute weit weniger aussergewöhnlich (siehe Seite 9). Seit vorindustrieller Zeit sind die mittleren Temperaturen in der Schweiz um rund 2°C angestiegen,¹⁷ und die letzten Jahrzehnte verzeichneten ein gehäuftes Auftreten sommerlicher Trockenperioden.²⁶ Es besteht weitgehend Einigkeit darüber, dass diese klimatischen Verschiebungen keine natürliche Fluktuation darstellen, sondern durch menschliche Aktivitäten und den fortgesetzten Ausstoss von Treibhausgasen verursacht sind.¹⁴⁸ Dieser menschliche Einfluss wird sich auch in Zukunft fortsetzen und unser Klima beeinflussen.

Entscheidend für das Ausmass der bis zum Ende des 21. Jahrhunderts erwarteten Klimaänderungen ist die Gesamtmenge der zukünftig emittierten Treibhausgase sowie die Effektivität natürlicher und technischer Senken, die der Atmosphäre einen Teil der emittierten Treibhausgase wieder entziehen können. Eine deutliche und rasche Reduktion der menschlichen Emissionen könnte die Erhöhung der globalen Mitteltemperatur gegenüber vorindustrieller Zeit auf 2°C und unter Umständen sogar auf 1,5°C beschränken. Dieses Ziel hat sich die internationale Staatengemeinschaft im Pariser Klimaabkommen des Jahres 2015 gesetzt. Die derzeit (Stand Januar 2022) angekündigten Klimaschutzmassnahmen der einzelnen Staaten werden aber voraussichtlich nicht ausreichen, um dieses Ziel zu erreichen.¹⁴⁹

Um abzuschätzen, welchen Einfluss menschliche Treibhausgasemissionen auf das globale Klima haben, bedient man sich globaler Klimamodelle. Dies sind komplexe mathematisch-physikalische Abbildungen des Klimasystems und umfassen alle zentralen Klimaprozesse in der Atmosphäre, im Ozean und auf den Landoberflächen. Den Modellen werden bestimmte zukünftige Pfade der menschlichen Treibhausgasemissionen vorgeschrieben, auf Grundlage derer sie klimatische Veränderungen simulieren. Da die Ergebnisse auf Zeitskalen von mehreren Jahrzehnten vom gewählten Emissionspfad abhängen, spricht man von sogenannten Klimaszenarien oder Klimaprojektionen – dies im Gegensatz zu Wetter- und Klimavorhersagen mit ihren kürzeren Vorhersagezeiträumen. Aufgrund der enormen Rechenleistung, die globale Klimamodelle benötigen, ist ihre räumliche Auflösung mit 100 bis 150km jedoch meistens zu grob, um regionale Besonderheiten des Klimas abzubilden. Dies gilt insbesondere für topographisch stark strukturierte Regionen wie den Alpenraum. In einem weiteren Schritt bedient man sich deshalb häufig regionaler Klimamodelle, die nicht den gesamten Globus, sondern nur eine bestimmte Region abdecken und dadurch mit einer höheren räumlichen Auflösung von wenigen Kilometern betrieben werden können.¹⁵⁰ Am Rand der regionalen Modellgebiete erhalten diese Modelle ihre Information zum grossskaligen atmosphärischen Zustand von globalen Klimasimulationen.

Abbildung 10.1 zeigt als Beispiel die bis zum Ende des Jahrhunderts projizierte sommerliche Temperatur- und Niederschlagsänderung über Europa unter Annahme eines Weiter-wie-bisher-Szenarios ohne globale Klimaschutzanstrengungen (Representative Concentration Pathway RCP8.5). Grundlage der Analyse sind eine grosse Anzahl regionaler Klimasimulationen der EURO-CORDEX-Initiative.^{151,152} Über

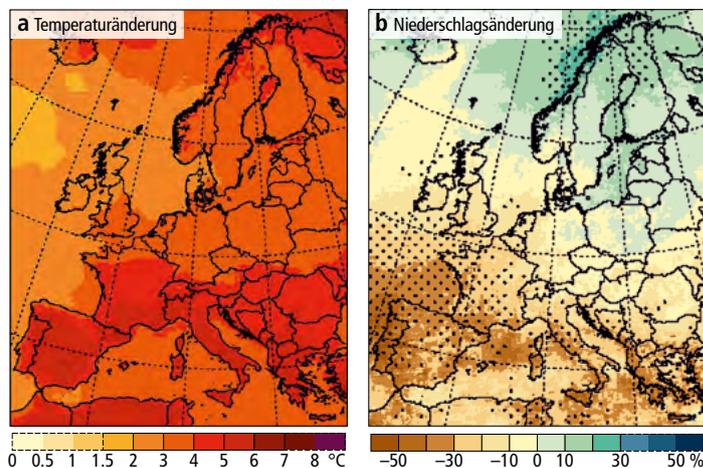


Abb. 10.1: a) Erwartete Änderung von Sommertemperatur und b) Sommerniederschlag (jeweils Juni–August) über Europa bis Ende Jahrhundert gegenüber der Referenzperiode 1981–2010 für ein Szenario ohne Klimaschutz (RCP8.5). Dargestellt ist der Median des EURO-CORDEX Modellensembles^{151,152}. Gepunktete Flächen in der rechten Abbildung kennzeichnen Gitterzellen, in denen sich 90 Prozent oder mehr aller Modelle über die Richtung der Niederschlagsänderung einig sind.²

fast ganz Europa ist ein weiterer sommerlicher Temperaturanstieg von mehr als 3°C gegenüber der Referenz 1981–2010 zu erwarten (Abb. 10.1a). Noch stärkere Erwärmungen von zum Teil 5°C oder mehr zeigen sich über Südeuropa. Auch der Alpenraum und das Gebiet der Schweiz werden von dieser starken Erwärmung im südlichen Teil Europas erfasst. Die Gründe für diese mediterranen Amplifikation sind nicht vollständig geklärt, aber wahrscheinlich in einer Änderung des vertikalen atmosphärischen Temperaturprofils zu suchen.^{153,154} Diese ist zumindest teilweise auch ursächlich für das deutliche sommerliche Austrocknungssignal, das für Zentral- und Südeuropa erwartet wird (Abb. 10.1b). Auch der Alpenraum und die Schweiz sind von dieser sommerlichen Niederschlagsabnahme betroffen, während für weite Teile Nordeuropas eine leichte Zunahme der Sommerniederschläge erwartet wird.

Klimaszenarien für die Schweiz

Was bedeuten diese regionalen Klimaprojektionen konkret für die Schweiz? Diese Frage wird ausführlich in den aktuellen «CH2018 Klimaszenarien für die Schweiz» beantwortet.^{2,155} Sie sind die offiziellen Referenzszenarien und eine wichtige Grundlage der Schweizer Anpassungsstrategie.¹⁵⁶ Erarbeitet wurden sie von einem Forschungskonsortium unter Federführung von MeteoSchweiz und der ETH Zürich und unter dem Schirm des National Centre for Climate Services (NCCS). Um den räumlichen Detailgrad der EURO-CORDEX-Szenarien weiter zu erhöhen und systematische Modellfehler zu korrigieren, wurde ein statistisches Downscaling- und Fehlerkorrekturverfahren angewandt, und die Modellprojektionen wurden auf ein hochaufgelöstes 2-Kilometer-Gitter für die Schweiz und auf einzelne Stationsstandorte heruntergebrochen.¹⁵⁷

Für das zukünftige Sommerklima in der Schweiz zeigt sich, dass wir – konsistent mit den europäischen Projektionen – mit einer weiteren

sommerlichen Erwärmung rechnen müssen (Abb. 10.2a). Je nach Emissionsszenario wird diese Erwärmung bis zum Ende des 21. Jahrhunderts circa 5°C (Szenario ohne Klimaschutz, RCP8.5) bzw. circa 1,3°C (Szenario mit Klimaschutz, RCP2.6) betragen, mit einer zum Teil beträchtlichen Modellunsicherheit um diese zentralen Schätzwerte herum. Im optimistischen Klimaschutzszenario RCP2.6, das mit dem Erreichen des Pariser 2-Grad-Ziels sehr wahrscheinlich sichergestellt wäre, zeigt sich, dass eine weitere Erwärmung grundsätzlich nur bis zur Mitte des Jahrhunderts erfolgen und die mittleren Sommertemperaturen in der Folge auf einem relativ stabilen Niveau bleiben würden. Etwas weniger eindeutig ist die projizierte Entwicklung der sommerlichen Niederschlagsmengen (Abb. 10.2b). Im Klimaschutzszenario (RCP2.6) werden bis zum Ende des Jahrhunderts nur leichte Abnahmen erwartet (ca. -4 Prozent). Bei weiterhin ungebremsen Treibhausgasemissionen (RCP8.5) wird jedoch ab Mitte Jahrhundert ein deutlicher sommerlicher Niederschlagsrückgang projiziert (ca. -21 Prozent). Die Auftrittswahrscheinlichkeit für einen heissen und trockenen Sommer ähnlich wie 1947 dürfte sich deshalb in Zukunft deutlich erhöhen und zumindest in einem Szenario ohne Klimaschutz zur Normalität werden.

Die beschriebenen mittleren Änderungen werden Auswirkungen auf eine grosse Zahl nachgeschalteter Systeme und Indikatoren haben. Als Beispiel zeigt Abbildung 10.4 die räumliche Verteilung der Anzahl Hitzetage in den Beobachtungen der Referenzperiode 1981–2010 sowie gegen Ende Jahrhundert für ein Szenario mit und ohne Klimaschutz. Ein Hitzetag ist definiert als ein Tag mit einer Maximaltemperatur von mehr als 30°C und ist in der Regel mit einer spürbaren Hitzebelastung des menschlichen Körpers verbunden. Im Klima der Referenzperiode treten Hitzetage im Schweizer Mittelland, in der Region Genf, im Tessin sowie in warmen Tallagen durchschnittlich nicht öfter als 15-mal pro Jahr auf (Abb. 10.4a). Bis zum Ende des Jahrhunderts wird sich die Auftrittshäufigkeit in beiden Szenarien deutlich erhöhen und auch bisher nicht betroffene Regionen erfassen. Bei einem Szenario mit Klimaschutz (Abb. 10.4b) sind in den südlichen Regionen sowie in warmen Tallagen mehr als zwanzig Hitzetage pro Jahr zu erwarten, und das Phänomen Hitzetag wird sich in den Bereich der nördlichen Voralpen ausweiten. Noch stärkere Änderungen sind für ein Szenario ohne

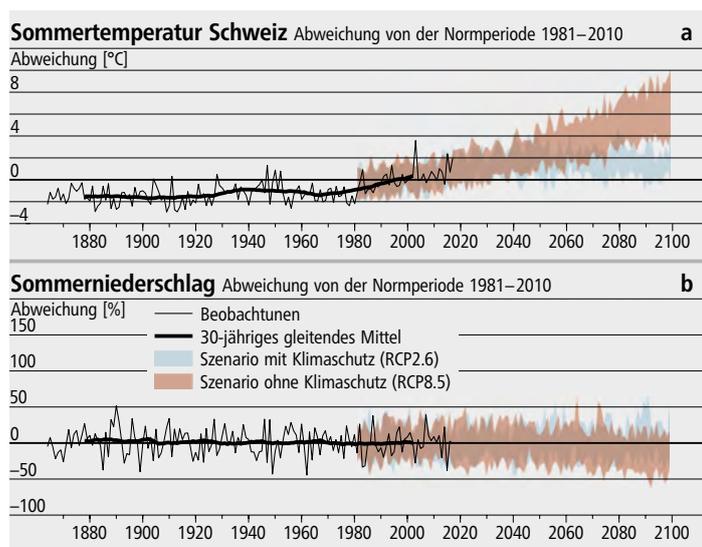


Abb. 10.2: Bisher beobachtete und projizierte zukünftige Entwicklung der a) sommerlichen Mitteltemperatur und der b) sommerlichen Niederschlagsmenge (jeweils Juni–August) über dem Gebiet der Schweiz. Die farbigen Bereiche zeigen den Modellunsicherheitsbereich für ein Szenario mit Klimaschutz (RCP2.6, blau) und ein Szenario ohne Klimaschutz (RCP8.5, rot).²

Der Sommer 1947 in einem Klima der Zukunft

Das Sommerhalbjahr 1947 war für die damalige Zeit aussergewöhnlich warm. Seither hat sich das Klima jedoch deutlich erwärmt und in den kommenden Jahrzehnten wird es sich weiter erwärmen. Wie normal wird also ein Sommer wie 1947 in einem zukünftigen Klima sein? Um diese Frage zu beantworten, vergleichen wir die mittlere Temperatur der Sommerhalbjahre 1947, 2003 und 2018 mit dem erwarteten Klima Ende des 21. Jahrhunderts. Dazu bestimmen wir die schweizweit gemittelte Temperatur für die CH2018-Szenarien als gewichtetes Mittel aus 19 Stationen.²⁰ Die Verteilung der projizierten Sommerhalbjahrestemperaturen nähern wir mit einer Normalverteilung für jede Klimamodellsimulation an. Da der Trend in den Daten nicht entfernt wurde, könnte jedoch die Jahr-zu-Jahr Variabilität etwas zu hoch sein, das heisst die Spannweite der Verteilung etwas zu gross. Den Mittelwert für die zukünftige Temperatur eines Sommerhalbjahres berechnen wir über die dreissig Jahre 2070–2099 und alle Projektionen.

Abbildung 10.3 zeigt, dass ein Sommerhalbjahr gegen Ende des Jahrhunderts in den meisten Fällen über 11°C warm sein wird, unabhängig vom angenommenen Emissionsszenario. Die erwartete Schweizer Mitteltemperatur für das Sommerhalbjahr und alle Klimamodellsimulationen beträgt 11,8°C mit RCP2.6 und 15,2°C mit RCP8.5. Damit sind Ende Jahrhundert auch bei einem Szenario mit konsequentem Klimaschutz wärmere Sommerhalbjahre als 1947 keine Seltenheit. Ohne Klimaschutz ist mit deutlich wärmeren Sommern als 1947, 2003 und 2018 zu rechnen. Ein Sommer wie 1947 wäre dann sogar aussergewöhnlich kalt und würde nur noch sehr selten auftreten. Werden hingegen teilweise Klimaschutzmassnahmen umgesetzt (RCP4.5), entsprechen die Sommer 2003 und 2018 dann etwa einem durchschnittlich zu erwartenden Sommer.

In einem Zeitraum von nur 150 Jahren ändert sich die Bedeutung des Sommers 1947 also grundlegend. Handelte es sich zur damaligen Zeit noch um ein aussergewöhnlich warmes Ereignis, ist zu erwarten, dass die 1947 beobachtete Sommertemperatur Ende des 21. Jahrhunderts oft überschritten wird. Werden keine Klimaschutzmassnahmen ergriffen, würde 1947 sogar ein aussergewöhnlich kühler Sommer in einem zukünftigen Klima.

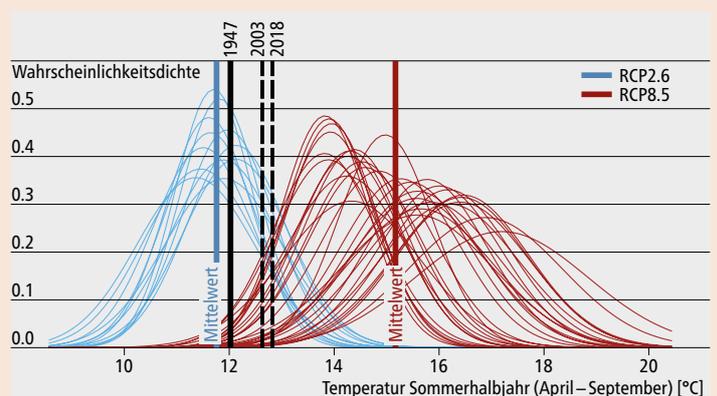
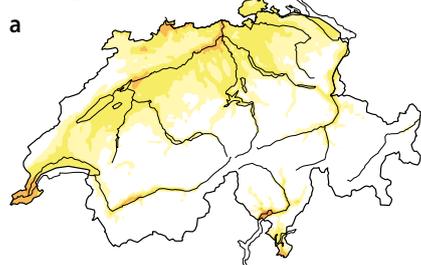
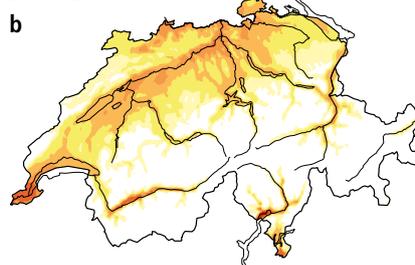


Abb. 10.3: Verteilung der Temperatur des Sommerhalbjahres (April–September) für den Zeitraum Ende Jahrhundert (2070–2099). Für jede Klimamodellsimulation wurde eine Normalverteilung angepasst (dünne farbige Linien), der Trend in den Daten wurde nicht entfernt. Die farbigen vertikalen Linien zeigen den Mittelwert über alle Sommerhalbjahrestemperaturen des jeweiligen RCPs. Gezeigt sind zudem die beobachteten Temperaturen für die Sommerhalbjahre von 1947 (12,0°C), 2003 (12,6°C) und 2018 (12,8°C). Für alle Daten wurde die schweizweit gemittelte Temperatur bestimmt.²⁰

Beobachtungen
1981–2010



Szenario mit Klimaschutz (RCP2.6)
2070–2099



Szenario ohne Klimaschutz (RCP8.5)
2070–2099

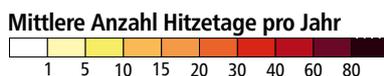
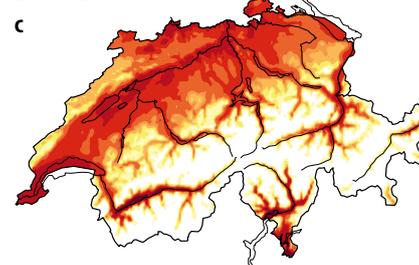


Abb. 10.4: Räumliche Verteilung der mittleren Anzahl Hitzetage (Tage mit Maximaltemperatur >30°C) pro Jahr in a) Beobachtungen der Referenzperiode 1981–2010 und gegen Ende des Jahrhunderts, in b) einem Szenario mit Klimaschutz (RCP2.6) und in c) einem Szenario ohne Klimaschutz (RCP8.5).²

Klimaschutz zu erwarten (Abb. 10.4c): Hier ist gegen Ende Jahrhundert in weiten Teilen der Schweiz mit mehr als dreissig Hitzetagen pro Jahr und teilweise sogar mit bis zu sechzig Hitzetagen pro Jahr zu rechnen. Eine starke Hitzebelastung wird sich auch in bisher nicht betroffenen Regionen wie dem nördlichen Alpenraum oder den alpinen Seitentälern zeigen.

Ein extremer Sommer der Zukunft

Wie könnte ein extrem heisser und trockener Sommer, wie es der Sommer 1947 für damalige Verhältnisse war, in Zukunft aussehen? Und welche Konsequenzen hätte er? Eine Masterarbeit (ETH Zürich und MeteoSchweiz)¹⁵⁸ nähert sich dieser Frage auf Grundlage der «CH2018 Klimaszenarien für die Schweiz» an. Hierzu wurde ein zukünftiger, fiktiver «Sommer 2090» identifiziert, der bezüglich der gegen Ende des Jahrhunderts erwarteten Verteilung der sommerlichen Mitteltemperaturen über der Schweiz ähnlich extrem liegt wie

die Sommer 1947 oder 2003 in ihren jeweils vorherrschenden Sommerklimaten. Annahme ist ein Szenario ohne Klimaschutz (RCP8.5). Der so identifizierte zukünftige Sommer wurde von einer der zugrundeliegenden EURO-CORDEX-Modellketten simuliert und im Rahmen von CH2018 statistisch fehlerkorrigiert und auf eine feinere räumliche Auflösung heruntergebrochen.

Es zeigt sich, dass der zukünftige extreme «Sommer 2090» die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse des Jahres 1947 nochmals deutlich akzentuiert (Abb. 10.5). Weite Teile der Schweiz zeigen eine sommerliche Mitteltemperatur von mehr als 20°C. Selbst in hoch gelegenen Regionen der Alpen wird eine Mitteltemperatur von 10°C nur selten unterschritten, und Teile des Schweizer Mittellandes und der Westschweiz weisen Werte über 25°C auf (Abb. 10.5b). Über der gesamten Schweiz ist der «Sommer 2090» mehr als 5°C wärmer als es der Sommer 1947 war, teilweise werden sogar Unterschiede von

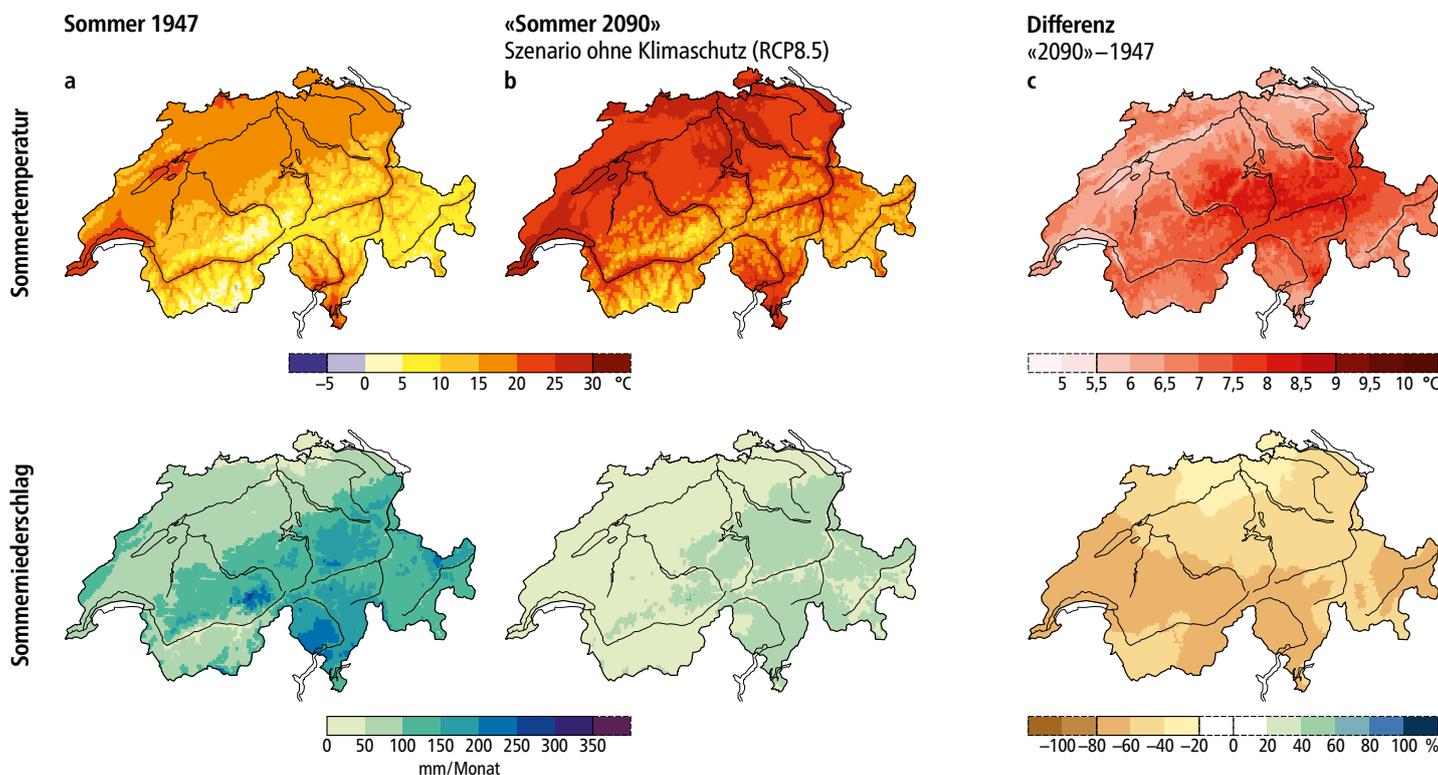


Abb. 10.5: Räumliche Verteilung der Sommermitteltemperatur (oben) und der sommerlichen Niederschlagsmenge (unten; jeweils Juni–August) a) für das Jahr 1947 sowie b) für einen zukünftigen Extremsommer in einem Szenario ohne Klimaschutz (RCP8.5) und c) Unterschied Sommer 2090 minus Sommer 1947.¹⁵⁸

mehr als 7°C erreicht (Abb. 10.5c). Auch die sommerliche Trockenheit ist im Jahr 2090 nochmals deutlich stärker ausgeprägt als 1947. Fast die gesamte Schweiz weist mittlere monatliche Niederschlagsmengen von weniger als 100 mm auf (Abb. 10.5, untere Reihe). Gegenüber dem bereits damals schon sehr trockenen Sommer 1947 bedeutet dies in den meisten Regionen eine weitere Reduktion der Niederschlagsmengen um mehr als 40 Prozent, in der Süd- und Westschweiz teilweise sogar um mehr als 60 Prozent (Abb. 10.5).

Dieses Beispiel verdeutlicht, auf welche extremen Bedingungen das Sommerklima der Schweiz ohne globale Klimaschutzanstrengungen zusteuert, und lässt die notwendigen Bemühungen in der Klimaanpassung erahnen. Auch in Zukunft können beispielsweise Gewässer eine kurzfristige Abkühlung bei der Sommerhitze bieten (Abb. 10.6), die Planung von langfristigen Massnahmen zum Umgang mit den Veränderungen ist jedoch essentiell. Klimaschutz und Klimaanpassung sind auch für ein im globalen Vergleich klimatisch gemässigtes Land wie die Schweiz von herausragender Bedeutung.



Abb. 10.6: Der Rhein in Basel wird auch in Zukunft in den noch heisseren Sommermonaten Abkühlung spenden müssen (© Shutterstock).

Referenzen

- 1 BAFU (Hrsg.). Hitze und Trockenheit im Sommer 2018. Auswirkungen auf Mensch und Umwelt. *Bundesamt für Umwelt, Bern. Umwelt-Zustand Nr. 1909*, 96 (2019).
- 2 CH2018. *CH2018 – Climate Scenarios for Switzerland, Technical Report. National Centre for Climate Services, Zurich* (2018).
- 3 Vogel, M. M., Zscheischler, J., Wartenburger, R., Dee, D. & Seneviratne, S. I. Concurrent 2018 Hot Extremes Across Northern Hemisphere Due to Human-Induced Climate Change. *Earth's Future* **7**, 692–703 (2019).
- 4 BAFU (Hrsg.). Hitze und Trockenheit im Sommer 2015. Auswirkungen auf Mensch und Umwelt. *Bundesamt für Umwelt, Bern. Umwelt-Zustand Nr. 1629* 108 (2016).
- 5 Grütter, J., Lehmann, S., Auchmann, R., Martius, O. & Brönnimann, S. The heatwaves in Switzerland in summer 1947. *Geogr. Bernensia* **G89** 69–80 (2013).
- 6 Hirschi, E., Auchmann, R., Martius, O. & Brönnimann, S. The 1945–1949 droughts in Switzerland. *Geogr. Bernensia* **G89**, 81–90 (2013).
- 7 Calanca, P. Climate change and drought occurrence in the Alpine region: How severe are becoming the extremes? *Glob. Planet. Change* **57**, 151–160 (2007).
- 8 Rathgeb, U., Bürgi, M. & Wohlgemuth, T. Waldschäden wegen Dürre von 1864 bis 2018 in der Schweiz und insbesondere im Kanton Zürich. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* **171**, 249–256 (2020).
- 9 Baumgartner, A. Niederschlagsschwankungen und Dürregefährdung mit Bezug auf den Waldbau. *Forstwissenschaftliches Cent.* **69**, 636–662 (1950).
- 10 Mercanton, P.-L. Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses. Soixante-huitième rapport – 1947. *Les Alpes* **24**, 8 (1948).
- 11 Dewitz, H. A. Versteppung bedroht unseren Kontinent. *Die Zeit* **Nr. 33** (1947).
- 12 Schweizer Filmwochenschau. Verfügbar unter: <https://memobase.ch/de/recordSet/bar-001>.
- 13 Die Forschungsarbeiten zu diesem Heft wurden durch den Schweizerischen Nationalfonds (Projekt WeaR, 188701) und die Europäische Kommission (ERC Grant PALAEO-RA, 787574) unterstützt.
- 14 Der Beitrag von Matthias Röthlisberger wurde durch den European Research Council (ERC) unter dem Horizon 2020 Programm finanziert, durch Grant Nummer 787652.
- 15 Kaspar Staub dankt der Stiftung für wissenschaftliche Forschung an der Universität Zürich (STWF-21-011) für die Finanzierung sowie Inga Birkhäuser und Julia Simola für die Hilfe bei der Transkription der historischen Daten.
- 16 MeteoSchweiz. MeteoSchweiz Blog vom 18. Januar 2021. (2021). Verfügbar unter: <https://www.meteoschweiz.admin.ch/home/aktuell/meteoschweiz-blog/meteoschweiz-blog.subpage.html/de/data/blogs/2021/1/waermstes-jahrzehnt-sein-messbeginn.html>.
- 17 BAFU (Hrsg.). Klimawandel in der Schweiz. Indikatoren zu Ursachen, Auswirkungen, Massnahmen. *Bundesamt für Umwelt, Bern. Umwelt-Zustand Nr. 2013*, 105 (2020).
- 18 Mörikofer, W. Die Trockenheit des Sommers 1947 in der Schweiz. *Prisma* **2 (7)**, 201–206 (1947).
- 19 MZA. Die Dürre des Sommers 1947. in *Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt 1947, 84. Jahrgang Zürich* (1948).
- 20 Begert, M. & Frei, C. Long-term area-mean temperature series for Switzerland – Combining homogenized station data and high resolution grid data. *Int. J. Climatol.* **38**, 2792–2807 (2018).
- 21 Bider, M. Die ungewöhnliche Wärmeperiode 1947 statistisch untersucht. *Experientia* **IV/4**, 14 (1948).
- 22 MeteoSchweiz. Hitze und Trockenheit im Sommerhalbjahr 2018 – eine klimatologische Übersicht. *Fachbericht MeteoSchweiz* **272**, 38 (2018).
- 23 Bader, S. Die extreme Sommerhitze im aussergewöhnlicher Witterungsjahr 2003. *Arbeitsbericht der MeteoSchweiz* **200**, 23 (2004).
- 24 BUWAL. Auswirkungen des Hitzesommers 2003 auf die Gewässer. *Schriftenreihe Umwelt Nr. 369* 174 (2004).
- 25 Pfister, C. & Rutishauser, M. Dürresommer im Schweizer Mittelland seit 1525. *Unterlagen zum OcCC/ProClim- Work.* **1525**, (2000).
- 26 Scherrer, S. C., Hirschi, M., Spirig, C., Maurer, F. & Kotlarski, S. Trends and drivers of recent summer drying in Trends and drivers of recent summer drying in Switzerland. *Env. Res. Commun.*, 4 (2022).
- 27 MZA. Description synoptique de l'évolution du temps au cours des mois particulièrement secs de l'année 1947. in: *Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt 1947, 84. Jahrgang, Zürich* (1948).
- 28 Schorer, M. Extreme Trockensommer in der Schweiz und ihre Folgen für Natur und Wirtschaft. *Geographica Bernensia* **G40**, Bern (1992).
- 29 Isotta, F. A., Begert, M. & Frei, C. Long-Term Consistent Monthly Temperature and Precipitation Grid Data Sets for Switzerland Over the Past 150 Years. *J. Geophys. Res. Atmos.* **124**, 3783–3799 (2019).
- 30 Bieli, M., Pfahl, S. & Wernli, H. A lagrangian investigation of hot and cold temperature extremes in Europe. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **141**, 98–108 (2015).
- 31 Zschenderlein, P., Fink, A. H., Pfahl, S. & Wernli, H. Processes determining heat waves across different European climates. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **145**, 2973–2989 (2019).
- 32 Pfahl, S. & Wernli, H. Quantifying the relevance of atmospheric blocking for co-located temperature extremes in the Northern Hemisphere on (sub-)daily time scales. *Geophys. Res. Lett.* **39**, (2012).
- 33 Sousa, P. M., Trigo, R. M., Barriopedro, D., Soares, P. M. M. & Santos, J. A. European temperature responses to blocking and ridge regional patterns. *Clim. Dyn.* **50**, 457–477 (2018).
- 34 Röthlisberger, M. & Martius, O. Quantifying the Local Effect of Northern Hemisphere Atmospheric Blocks on the Persistence of Summer Hot and Dry Spells. *Geophys. Res. Lett.* **46**, 10101–10111 (2019).
- 35 Altenhoff, A. M., Martius, O., Croci-maspoli, M., Schwierz, C. & Davies, H. C. Linkage of atmospheric blocks and synoptic-scale Rossby waves: A climatological analysis. *Tellus, Ser. A Dyn. Meteorol. Oceanogr.* **60**, 1053–1063 (2008).
- 36 Woollings, T. *et al.* Blocking and its Response to Climate Change. *Curr. Clim. Chang. reports* **4**, 287–300 (2018).
- 37 Fink, A. H. *et al.* The 2003 European summer heatwaves and drought--synoptic diagnosis and impacts. *Weather* **59**, 209–216 (2004).
- 38 Black, E., Blackburn, M., Harrison, G., Hoskins, B. & Methven, J. Factors contributing to the summer 2003 European heatwave. *Weather* **59**, 217–223 (2004).
- 39 Spensberger, C. *et al.* Dynamics of concurrent and sequential Central European and Scandinavian heatwaves. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **146**, 2998–3013 (2020).

- 40 Schneidereit, A. *et al.* Large-Scale Flow and the Long-Lasting Blocking High over Russia: Summer 2010. *Mon. Weather Rev.* **140**, 2967–2981 (2012).
- 41 Trenberth, K. E. & Fasullo, J. T. Climate extremes and climate change: The Russian heat wave and other climate extremes of 2010. *J. Geophys. Res. Atmos.* **117**, 17103 (2012).
- 42 Fragkoulidis, G., Wirth, V., Bossmann, P. & Fink, A. H. Linking Northern Hemisphere temperature extremes to Rossby wave packets. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **144**, 553–566 (2018).
- 43 Shutts, G. J. The propagation of eddies in diffluent jetstreams: Eddy vorticity forcing of ‘blocking’ flow fields. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **109**, 737–761 (1983).
- 44 Steinfeld, D. & Pfahl, S. The role of latent heating in atmospheric blocking dynamics: a global climatology. *Clim. Dyn.* **53**, 6159–6180 (2019).
- 45 Röthlisberger, M., Frossard, L., Bosart, L. F., Keyser, D. & Martius, O. Recurrent Synoptic-Scale Rossby Wave Patterns and Their Effect on the Persistence of Cold and Hot Spells. *J. Clim.* **32**, 3207–3226 (2019).
- 46 Hersbach, H. *et al.* The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **146**, 1999–2049 (2020).
- 47 Sprenger, M. & Wernli, H. The LAGRANTO Lagrangian analysis tool – Version 2.0. *Geosci. Model Dev.* **8**, 2569–2586 (2015).
- 48 Scherrer, S. C., Croci-Maspoli, M., Schwierz, C. & Appenzeller, C. Two-dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region. *Int. J. Climatol.* **26**, 233–249 (2006).
- 49 Slivinski, L. C. *et al.* Towards a more reliable historical reanalysis: Improvements for version 3 of the Twentieth Century Reanalysis system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **145**, 2876–2908 (2019).
- 50 Hoskins, B. J. & Karoly, D. J. The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. *J. Atmos. Sci.* **38**, 1179–1196 (1981).
- 51 Walter, K., Luksch, U. & Fraedrich, K. A Response Climatology of Idealized Midlatitude Thermal Forcing Experiments with and without a Storm Track. *J. Clim. Clim.* **14**, 467–484 (2001).
- 52 Cassou, C., Terray, L. & Phillips, A. S. Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves. *J. Clim.* **18**, 2805–2811 (2005).
- 53 Duchez, A. *et al.* Drivers of exceptionally cold North Atlantic Ocean temperatures and their link to the 2015 European heat wave. *Environ. Res. Lett.* **11**, 074004 (2016).
- 54 Ghosh, R., Müller, W. A., Baehr, J. & Bader, J. Impact of observed North Atlantic multidecadal variations to European summer climate: a linear baroclinic response to surface heating. *Clim. Dyn.* **48**, 3547–3563 (2017).
- 55 Zhang, R., Sun, C., Zhu, J., Zhang, R. & Li, W. Increased European heat waves in recent decades in response to shrinking Arctic sea ice and Eurasian snow cover. *npj Clim. Atmos. Sci.* **2020** **31**, 3, 1–9 (2020).
- 56 Petoukhov, V., Rahmstorf, S., Petri, S. & Schellnhuber, H. J. Quasiresonant amplification of planetary waves and recent Northern Hemisphere weather extremes. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* **110**, 5336–5341 (2013).
- 57 Kornhuber, K., Petoukhov, V., Petri, S., Rahmstorf, S. & Coumou, D. Evidence for wave resonance as a key mechanism for generating high-amplitude quasi-stationary waves in boreal summer. *Clim. Dyn.* **49**, 1961–1979 (2017).
- 58 Wirth, V. Waveguidability of idealized midlatitude jets and the limitations of ray tracing theory. *Weather Clim. Dyn.* **1**, 111–125 (2020).
- 59 Trenberth, K. E. & Shea, D. J. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophys. Res. Lett.* **33**, 12704 (2006).
- 60 Hadley Centre for Climate Prediction and Research. HadISST1.1 – Global Monthly Mean Gridded SSTs (1870–2015). *NCAS Br. Atmos. Data Cent.* (2007).
- 61 Mitchell, D. *et al.* Attributing human mortality during extreme heat waves to anthropogenic climate change. *Environ. Res. Lett.* **11**, 074006 (2016).
- 62 Bastos, A. *et al.* Impacts of extreme summers on European ecosystems: a comparative analysis of 2003, 2010 and 2018. *Philos. Trans. R. Soc. B* **375**, 20190507 (2020).
- 63 Beillouin, D., Schaubberger, B., Bastos, A., Ciais, P. & Makowski, D. Impact of extreme weather conditions on European crop production in 2018. *Philos. Trans. R. Soc. B* **375**, (2020).
- 64 Meehl, G. A. & Tebaldi, C. More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science* **305**, 994–997 (2004).
- 65 Cattiaux, J. *et al.* Winter 2010 in Europe: A cold extreme in a warming climate. *Geophys. Res. Lett.* **37**, L20704 (2010).
- 66 Fischer, E. M., Seneviratne, S. I., Lüthi, D. & Schär, C. Contribution of land-atmosphere coupling to recent European summer heat waves. *Geophys. Res. Lett.* **34**, 1–6 (2007).
- 67 Seneviratne, S. I., Lüthi, D., Litschi, M. & Schär, C. Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature* **443**, 205–209 (2006).
- 68 Koster, R. D. *et al.* Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science (80-.)*. **305**, 1138–1140 (2004).
- 69 Seneviratne, S. I. *et al.* Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Rev.* **99**, 125–161 (2010).
- 70 Teuling, A. J. *et al.* A regional perspective on trends in continental evaporation. *Geophys. Res. Lett.* **36**, 2404 (2009).
- 71 Schwingshackl, C., Hirschi, M. & Seneviratne, S. I. Quantifying Spatiotemporal Variations of Soil Moisture Control on Surface Energy Balance and Near-Surface Air Temperature. *J. Clim.* **30**, 7105–7124 (2017).
- 72 Schär, C. *et al.* The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nat.* **2004** **4276972** **427**, 332–336 (2004).
- 73 Schär, C., Lüthi, D., Beyerle, U. & Heise, E. The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model. *J. Clim.* **12**, 722–741 (1999).
- 74 Pal, J. S. & Eltahir, E. A. B. Pathways Relating Soil Moisture Conditions to Future Summer Rainfall within a Model of the Land-Atmosphere System. *J. Clim.* **14**, 1227–1242 (2001).
- 75 Koster, R. D., Suarez, M. J., Higgins, R. W. & Van den Dool, H. M. Observational evidence that soil moisture variations affect precipitation. *Geophys. Res. Lett.* **30**, (2003).
- 76 Guo, Z. *et al.* GLACE: The Global Land-Atmosphere Coupling Experiment. Part II: Analysis. (2006).
- 77 Findell, K. L., Gentine, P., Lintner, B. R. & Kerr, C. Probability of afternoon precipitation in eastern United States and Mexico enhanced by high evaporation. *Nat. Geosci.* **4**, 434–439 (2011).
- 78 Christidis, N., Jones, G. S. & Stott, P. A. Dramatically increasing chance of extremely hot summers since the 2003 European heatwave. *Nat. Clim. Chang.* **2014** **51** **5**, 46–50 (2014).

- 79 Russo, S., Sillmann, J. & Fischer, E. M. Top ten European heatwaves since 1950 and their occurrence in the coming decades. *Environ. Res. Lett.* **10**, 124003 (2015).
- 80 Santanello, J. A. *et al.* Land–Atmosphere Interactions: The LoCo Perspective. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **27**, 3713–3730 (2018).
- 81 López-Moreno, J. I. *et al.* Recent temperature variability and change in the Altiplano of Bolivia and Peru. *Int. J. Climatol.* **36**, 1773–1796 (2016).
- 82 Teuling, A. J. A hot future for European droughts. *Nat. Clim. Chang.* **2018** *8*, 364–365 (2018).
- 83 Vogel, M. M. *et al.* Regional amplification of projected changes in extreme temperatures strongly controlled by soil moisture-temperature feedbacks. *Geophys. Res. Lett.* **44**, 1511–1519 (2017).
- 84 Samaniego, L. *et al.* Anthropogenic warming exacerbates European soil moisture droughts. *Nat. Clim. Chang.* **2018** *8*, 421–426 (2018).
- 85 García-Herrera, R., Díaz, J., Trigo, R. M., Luterbacher, J. & Fischer, E. M. A Review of the European Summer Heat Wave of 2003. *Crit. Rev. Environ. Sci. Technol.* **40**, 267–306 (2010).
- 86 Ogi, M., Yamazaki, K. & Tachibana, Y. The summer northern annular mode and abnormal summer weather in 2003. *Geophys. Res. Lett.* **32**, 1–4 (2005).
- 87 Miralles, D. G., Teuling, A. J., Van Heerwaarden, C. C. & De Arellano, J. V. G. Mega-heatwave temperatures due to combined soil desiccation and atmospheric heat accumulation. *Nat. Geosci.* **2014** *7*, 345–349 (2014).
- 88 Toreti, A. *et al.* The Exceptional 2018 European Water Seesaw Calls for Action on Adaptation. *Earth's Futur.* **7**, 652–663 (2019).
- 89 Dirmeyer, P. A., Balsamo, G., Blyth, E. M., Morrison, R. & Cooper, H. M. Land–Atmosphere Interactions Exacerbated the Drought and Heatwave Over Northern Europe During Summer 2018. *AGU Adv.* **2**, e2020AV000283 (2021).
- 90 Seneviratne, S. I. *et al.* Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate. in *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds. Masson-Delmotte, V. *et al.*) (Cambridge University Press, 2021).
- 91 Vogel, M. M., Zscheischler, J. & Seneviratne, S. I. Varying soil moisture-atmosphere feedbacks explain divergent temperature extremes and precipitation projections in central Europe. *Earth Syst. Dyn.* **9**, 1107–1125 (2018).
- 92 Pfister, C. *Wetternachhersage 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496–1995)*. Haupt, Bern, Stuttgart, Wien, (1999).
- 93 Schorer, M. Klimaänderung Schweiz: Trockenheit in der Schweiz. in *Workshop Bericht* (ed. OcCC) 17 (OcCC, 2000).
- 94 Brugger, H. *Statistisches Handbuch der schweizerischen Landwirtschaft*. (Kommissionsverlag, Verbandsdruckerei AG, 1968).
- 95 SNB. 40. Geschäftsbericht der Schweizerischen Nationalbank. Bern, 67 (1947).
- 96 Erdin, D. *Das Trockenjahr 2018. AGRISTAT Aktuell* (2018).
- 97 Keller, F. & Fuhrer, J. Die Landwirtschaft und der Hitzesommer 2003. *Agrar. Schweiz* **11**, 403–410 (2004).
- 98 Fossati, D. & Brabant, C. Die Weizenzüchtung in der Schweiz. *Agrarforschung* **10**, 447–458 (2003).
- 99 SBV. *Statistische Erhebungen und Schätzungen auf dem Gebiete der Landwirtschaft*. (Schweizerisches Bauernsekretariat, 1948).
- 100 SBV. *Statistische Erhebungen und Schätzungen über Landwirtschaft und Ernährung (SES)*. SBV (Ed.) (2021).
- 101 Wir danken Christoph Frei von der MeteoSchweiz für die Bereitstellung konsistenter monatlicher Niederschlags- und Temperatur-Felder für die Jahre 1947, 2003 und 2018.
- 102 Schüepp, M., Schiesser, H. H., Huntrieser, H., Scherrer, H. U. & Schmidtke, H. The winterstorm “Vivian” of 27 February 1990: About the meteorological development, wind forces and damage situation in the forests of Switzerland. *Theor. Appl. Climatol.* **1994** *493* **49**, 183–200 (1994).
- 103 Usbeck, T. *et al.* Increasing storm damage to forests in Switzerland from 1858 to 2007. *Agric. For. Meteorol.* **150**, 47–55 (2010).
- 104 Müller, H. Forstliche Chronik 1947. *Schweiz. Z. Forstwes.* **99**, 438–443 (1948).
- 105 Heinis, F. Beobachtungen über den Einfluss der Trockenheit des Sommers 1947 auf die Vegetation im unteren Baselbiet. *Tätigkeitsber. Naturforsch. Ges. Basell.* **18**, 156–159 (1949).
- 106 Zoller, H. & Lüdi, W. Einige Beobachtungen über die Dürreschäden des Sommers 1947 in der Nordschweiz und am Schweizerischen Jura. *Ber. Geobot. Forschungsinst. Rübel* **73–85** (1949).
- 107 Schweizer Illustrierte. 27.08.1947
- 108 Keller, J. Erhebung über den Borkenkäferbefall im Jahre 1949. *Prakt. Forstwirt Schweiz* **1950**, 118–127 (1950).
- 109 Bütikofer, N. Historische Waldschäden in der Schweiz 1800–1960. (Historisches Institut der Universität Bern, 1987).
- 110 Brunner, I. Naturchronik für das Jahr 1947. *Jahresber. Naturforsch. Ges. Graubünden* **81**, 9–13 (1948).
- 111 Bavier, B. Der Waldbrand am Calanda im August/September 1943. *Schweizerische Zeitschrift für das Forstwes.* **95**, 291–298 (1944).
- 112 Gimmi, U., Bürgi, M. & Wohlgemuth, T. Wie oft brannte der Walliser Wald im 20. Jahrhundert? *Schweizerische Zeitschrift für Forstwes.* **155**, 437–440 (2004).
- 113 Wohlgemuth, T. *et al.* Früher Laubfall der Buche während der Sommertrockenheit 2018: Resistenz oder Schwächesymptom? *Schweizerische Zeitschrift für Forstwes.* **171**, 257–269 (2020).
- 114 Dubach, V. *et al.* Waldschutzüberblick 2020. *WSL Berichte* **107**, 1–58 (2021).
- 115 Jakoby, O., Lischke, H. & Wermelinger, B. Climate change alters elevational phenology patterns of the European spruce bark beetle (*Ips typographus*). *Glob. Chang. Biol.* **25**, 4048–4063 (2019).
- 116 Haag, E. Die Wiederherstellung der käfergeschädigten Waldungen der ersten Jurakette ob dem Bielersee. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwes.* **112**, 693–699 (1961).
- 117 Baltensweiler, A. *et al.* Räumliche Analyse von Trockenheitssymptomen im Schweizer Wald mit Sentinel-2-Satellitendaten. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwes.* **171**, 298–301 (2020).
- 118 Pfister, C., Bütikofer, N., Schuler, A. & Volz, R. Witterungsextreme und Waldschäden in der Schweiz. Eine historisch-kritische Untersuchung von Schadenmeldungen aus schweizerischen Wäldern in ihrer Beziehung zur Klimabelastung, insbesondere durch sommerliche Dürreperioden. (1988).
- 119 BAFU. Medienmitteilung: Winterstürme Anfang 2018: Rund 1.3 Mio m³ Holz liegen am Boden. 18.01.2018

- 120 Usbeck, T. Wintersturmschäden im Schweizer Wald von 1865 bis 2014. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwes.* **166**, 184–190 (2015).
- 121 Brändli, U. B., Abegg, M. & Allgauer Leuch, B. Schweizerisches Landesforstinventar. Ergebnisse der vierten Erhebung 2009–2017. Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL, Bundesamt für Umwelt BAFU, Birmensdorf, Bern (2020).
- 122 Bürgi, M. & Schuler, A. Driving forces of forest management – an analysis of regeneration practices in the forests of the Swiss Central Plateau during the 19th and 20th century. *For. Ecol. Manage.* **176**, 173–183 (2003).
- 123 Nagel, J.-L. Influences des éléments météorologiques sur l'accroissement des forêts. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwes.* **101**, 512–530 (1950).
- 124 WGMS. Global Glacier Change Bulletin No. 4 (2018–2019). (ISC(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zürich, 2021).
- 125 Steiner, D. *et al.* Sensitivity of European glaciers to precipitation and temperature – two case studies. *Clim. Chang.* **90**, 413–441 (2008).
- 126 GLAMOS (1881–2021). The Swiss Glaciers 1880–2018/19, Glaciological Reports No 1–140. Yearbooks of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences (SCNAT), published since 1964 by VAW / ETH Zurich.
- 127 Zumbühl, H. J., Nussbaumer, S. U., Holzhauser, H. & Wolf, R. Die Grindelwaldgletscher – Kunst und Wissenschaft. (Bern: Haupt, 2016).
- 128 Haefeli, R. & Kasser, P. Beobachtungen im Firn- und Ablationsgebiet des grossen Aletschgletschers. *Schweizerische Bauzeitung* **66**, 489–494 (1948).
- 129 Huss, M. Extrapolating glacier mass balance to the mountain-range scale: the European Alps 1900–2100. *Cryosph.* **6**, 713–727 (2012).
- 130 Hoinkes, H. C. Glacier variation and weather. *J. Glaciol.* **7**, 3–19 (1968).
- 131 Brönnimann, S. *et al.* Last phase of the Little Ice Age forced by volcanic eruptions. *Nat. Geosci.* **12**, 650–656 (2019).
- 132 Huss, M. & Hock, R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nat. Clim. Chang.* **8**, 135–140 (2018).
- 133 Klebelsberg, R. Die Gletscher der österreichischen Alpen 1947–1949. Bericht über die Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins. *Zeitschrift für Gletscherkd. und Glazialgeol.* **1**, 203–219 (1950).
- 134 Ragettli, M. S., Vicedo-Cabrera, A. M., Schindler, C. & Rössli, M. Exploring the association between heat and mortality in Switzerland between 1995 and 2013. *Environ. Res.* **158**, 703–709 (2017).
- 135 Ragettli, M. S., Vicedo-Cabrera, A. M., Flückiger, B. & Rössli, M. Impact of the warm summer 2015 on emergency hospital admissions in Switzerland. *Environ. Health* **18**, (2019).
- 136 Vicedo-Cabrera, A. M., Ragettli, M. S., Schindler, C. & Rössli, M. Excess mortality during the warm summer of 2015 in Switzerland. *Swiss Med. Wkly.* **146**, w14379 (2016).
- 137 Grize, L., Huss, A., Thommen, O., Schindler, C. & Braun-Fahrlander, C. Heat wave 2003 and mortality in Switzerland. *Swiss Med. Wkly.* **135**, 200–205 (2005).
- 138 Vicedo-Cabrera, A. M. *et al.* A multi-country analysis on potential adaptive mechanisms to cold and heat in a changing climate. *Environ. Int.* **111**, 239–246 (2018).
- 139 Preston, S. H., Keyfitz, N. & Schoen, R. Causes of death: life tables for national population. (Seminar Press, 1972).
- 140 Kueh, M. T. & Lin, C. Y. The 2018 summer heatwaves over northwestern Europe and its extended-range prediction. *Sci. Reports 2020 101* **10**, 1–18 (2020).
- 141 Ragettli, M. S. & Rössli, M. Heat-health action plans to prevent heat-related deaths – experiences from Switzerland. *Bundesgesundheitsblatt - Gesundheitsforsch. - Gesundheitsschutz* **62**, 605–611 (2019).
- 142 Sera, F. *et al.* How urban characteristics affect vulnerability to heat and cold: a multi-country analysis. *Int. J. Epidemiol.* **48**, 1101–1112 (2019).
- 143 Romanello, M. *et al.* The 2021 report of the Lancet Countdown on health and climate change: code red for a healthy future. *Lancet* **398**, 1619–1662 (2021).
- 144 Zhao, Q. *et al.* Global, regional, and national burden of mortality associated with non-optimal ambient temperatures from 2000 to 2019: a three-stage modelling study. *Lancet. Planet. Heal.* **5**, e415–e425 (2021).
- 145 Green, H. *et al.* Impact of heat on mortality and morbidity in low and middle income countries: A review of the epidemiological evidence and considerations for future research. *Environ. Res.* **171**, 80–91 (2019).
- 146 Vicedo-Cabrera, A. M. *et al.* The burden of heat-related mortality attributable to recent human-induced climate change. *Nat. Clim. Chang.* **11**, 492–500 (2021).
- 147 Gasparrini, A. *et al.* Projections of temperature-related excess mortality under climate change scenarios. *Lancet. Planet. Heal.* **1**, e360 (2017).
- 148 IPCC (2021) Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.
- 149 climateactiontracker.org. Verfügbar unter: <https://climateactiontracker.org/global/cat-thermometer>.
- 150 Giorgi, F. Thirty Years of Regional Climate Modeling: Where Are We and Where Are We Going next? *J. Geophys. Res. Atmos.* **124**, 5696–5723 (2019).
- 151 Kotlarski, S. *et al.* Regional climate modeling on European scales: A joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Geosci. Model Dev.* **7**, 1297–1333 (2014).
- 152 Jacob, D. *et al.* Regional climate downscaling over Europe: perspectives from the EURO-CORDEX community. *Reg. Environ. Chang.* **20**, 1–20 (2020).
- 153 Brogli, R., Kröner, N., Sørland, S. L., Lüthi, D. & Schär, C. The Role of Hadley Circulation and Lapse-Rate Changes for the Future European Summer Climate. *J. Clim.* **32**, 385–404 (2019).
- 154 Kröner, N. *et al.* Separating climate change signals into thermodynamic, lapse-rate and circulation effects: theory and application to the European summer climate. *Clim. Dyn.* **48**, 3425–3440 (2017).
- 155 Klimaszenarien Schweiz. Verfügbar unter: www.klimaszenarien.ch.
- 156 Schweizerische Eidgenossenschaft. Anpassung an den Klimawandel in der Schweiz: Aktionsplan 2020–2025, Bern, 164 (2020).
- 157 Feigenwinter Iris *et al.* Exploring quantile mapping as a tool to produce user tailored climate scenarios for Switzerland – MeteoSchweiz. (2018).
- 158 Mastai, A. Storylines of future climate extremes in Switzerland. (Master's Thesis ETH Zurich/MeteoSwiss, 2022).

Bildnachweis

Umschlag (oben): Privates Archiv, Diakon Pascal Huguenin

Umschlag (unten): Keystone, Anthony Anex

Abb. 1.1: Keystone, Anthony Anex

Abb. 1.3: Schweizer Illustrierte, 27. August 1947, mit freundlicher Genehmigung des Ringier Axel Springer Verlags

Abb. 1.4: Privates Archiv, Diakon Pascal Huguenin

Abb. 7.1: Schweizer Illustrierte, 27. August 1947, mit freundlicher Genehmigung des Ringier Axel Springer Verlags

Abb. 7.2: Foto Ulrich Wasem

Abb. 7.3: Winterthurer Bibliotheken, Sammlung Winterthur

Abb. 8.4: Foto Paul-L Mercanton, Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses. Soixante-huitième rapport – 1947. *Les Alpes* 24, 8 (1948)

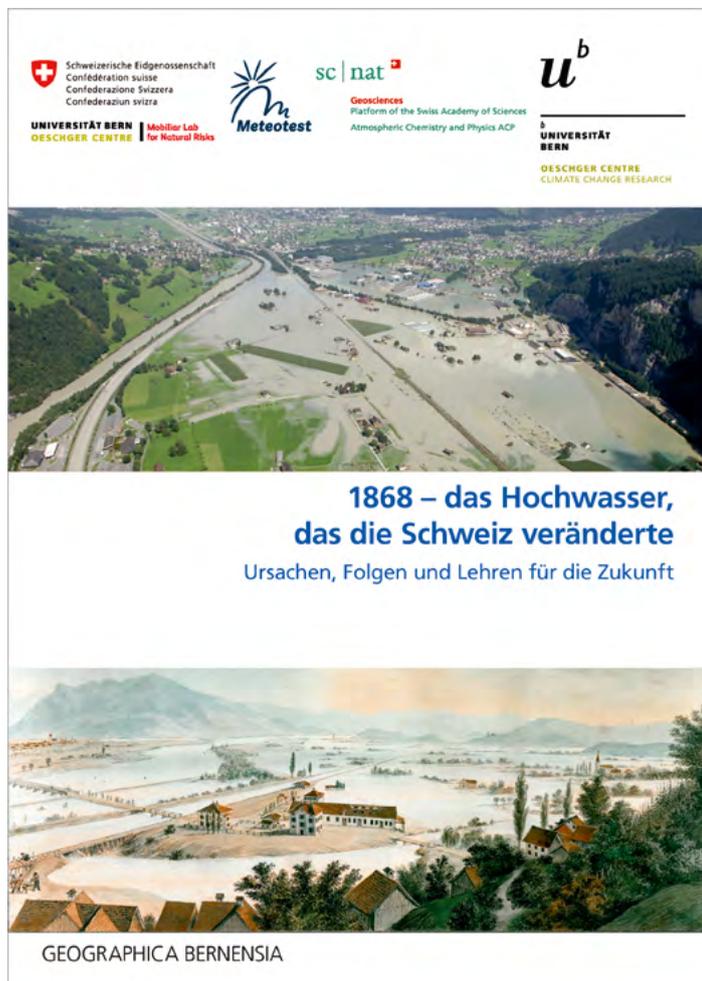
Abb. 9.2: ETH-Bibliothek Zürich, Bildarchiv / Fotograf: Comet Photo AG (Zürich) / Com_M01-0455-0006 / CC BY-SA 4.0

Abb. 10.6: Peeradontax/Shutterstock.com

GEOGRAPHICA BERNENSIA

Open Access Online Publikationen

www.geography.unibe.ch/dienstleistungen/geographica_bernensia/digitale_publikationen/



Brönnimann, S.; Rohr, C.; Stucki, P.; Summermatter, S.; Bandhauer, M.; Barton, Y.; Fischer, A.; Froidevaux, P. A.; Germann, U.; Grosjean, M.; Hupfer, F.; Ingold, K. M.; Isotta, F.; Keiler, M.; Romppainen-Martius, O.; Messmer, M. B.; Mülchi, R. I.; Panziera, L.; Pfister, L. M.; Raible, C.; Reist, T.; Rössler, O.; Röthlisberger, V.; Scherrer, S. C.; Weingartner, R.; Zappa, M.; Zimmermann, M.; Zischg, A. (2018) 1868 – das Hochwasser, das die Schweiz veränderte. Ursachen, Folgen und Lehren für die Zukunft. Geographica Bernensia G94, 51 S., doi:10.4480/GB2018.G94.01



Rutishauser, T.; Brönnimann, S.; Gehrig, R.; Pietragalla, B.; Baumgarten, F.; Vitasse, Y.; Stöckli, S.; Pfister, C.; Holzkämper, A.; Hund, A.; Fossati, D.; Meier, M.; Weingartner, R.; Buchmann, M. (2020) Klimawandel und Jahreszeiten. Geographica Bernensia G97, 27 S., doi:10.4480/GB2020.G97.01