

C. FREI, J. SCHMIDLI

9

Das Niederschlagsklima der Alpen: Wo sich Extreme nahe kommen

The precipitation climate of the Alps: Where extremes come close

Zusammenfassung

Die komplexen Einflüsse der Topographie hinterlassen in den Alpen einen vielfältigen Charakter im Niederschlagsklima. Hier treffen sich extreme Bedingungen über kurze Distanzen. Wir illustrieren diese Vielfalt mit Analysen von Daten der operationellen Niederschlagsmessnetze der Alpenländer. Der mittlere Niederschlag und die Häufigkeit von Starkniederschlägen und Trockenperioden weisen markante mesoskalige Strukturen auf, die mit dem hier angewendeten gesamtalpinen Blickwinkel gut sichtbar werden. Rekonstruktionen und Trendanalysen zeigen zudem, dass sich gewisse Größen des alpinen Niederschlagsklimas im Verlauf des 20. Jahrhunderts markant verändert haben.

Abstract

The complex influence of topography results in a highly diverse character of the Alpine precipitation climate. Different extremes are met over short distances. Here we illustrate the manifold patterns by means of analyses of data from operational precipitation (rain gauge) networks of Alpine countries. Mean precipitation and the frequency of heavy precipitation and dry spells exhibit pronounced mesoscale structures, which become particularly evident with the Alpine-wide viewpoint. Moreover, reconstructions and trend analyses show that certain characteristics of the Alpine precipitation climate have undergone remarkable changes during the 20th century.

1 Einleitung

In kontinentalskaligen Klimakarten des Niederschlags erscheinen die Alpen als „Halbmond“ mit Jahresniederschlagsmengen, die mehr als doppelt so groß sind wie im umgebenden Flachland. Die Alpen werden deshalb oft als „Wasserschloss Mitteleuropas“ bezeichnet. Tatsächlich sind sie die Quellregion von vier großen Flusssystemen, die alle einen überproportionalen Abflussbeitrag aus den Alpen bekommen. An der Mündung des Rheins zum Beispiel stammen etwa 44 % des langjährigen mittleren Abflusses aus den Alpen, einem Gebiet, das nur 15 % der Einzugsgebietsfläche ausmacht (VIVIROLI und WEINGARTNER 2004). Das Wasserschloss Alpen trägt damit überregional zur Sicherung von Wasserressourcen bei. Zudem wirken seine hochgelegenen Schneefelder und Gletscher als temporäre Wasserspeicher, die die jahreszeitlichen Variationen im Abfluss der Flusssysteme ausgleichen.

Aber die Sicht der Alpen als verlässlichen Wasserspender greift zu kurz für eine Beschreibung ihrer hydrologischen und klimatologischen Vielfalt. Man trifft nicht nur große mittlere Niederschlagsmengen an, vielmehr treffen sich hier die Extreme. Im Jungfraumassiv in der Schweiz, zum Beispiel, werden im Mittel mehr als 4000 mm Jahresniederschlag gemessen, während Brig im Wallis nur 750 mm aufweist. Eine Distanz von weniger als 30 km umspannt hier das Spektrum zwischen der Westküste von Schottland und dem Peloponnes. Dazu kommt eine besonders große Häufigkeit von

Starkniederschlägen, die sich in den letzten Jahren in einer Reihe schadenreicher Überschwemmungsereignisse manifestiert hat (Vaison-la-Romaine 1992; Brig 1993; Piemont 1994; Aare, Rhein, Donau 1999; Wallis, Tessin, Aostatal 2000, Zentralschweiz, Arlberg und Bayern 2005, usw.). Viele dieser Ereignisse haben sich in bekanntermaßen sonnenreichen Gegenden entlang dem Alpensüdrand zugetragen. Dies ist nur scheinbar ein Widerspruch.

Die Vielfalt des alpinen Klimas ist ein Abbild der komplexen Wettersysteme und Niederschlagsprozesse in dieser Gegend (siehe z. B. SCHÄR et al. 1998). Sie ist mitverantwortlich für die landschaftliche und die ökologische Vielfalt der Alpen, aber sie stellt auch eine Randbedingung dar für die Nutzung dieses Gebiets als Lebens- und Wirtschaftsraum.

Dieser Artikel illustriert die Vielfalt des alpinen Niederschlagsklimas anhand von verschiedenen Analysen aus den Daten der operationellen Pluviometer-Messnetze im Alpenraum. Unser Blick auf den gesamten Alpenraum macht interessante mesoskalige Strukturen sichtbar, die aus den verschiedenen nationalen Klimatologien allein nur schwer erkennbar sind. Die Analysen umfassen verschiedene Klimagrößen vom mittleren Niederschlag bis zur Häufigkeit von Starkniederschlägen und Trockenperioden. Am Ende des Artikels werden wir schließlich die im Alpenraum beobachteten Veränderungen des Niederschlags im 20. Jahrhundert diskutieren.

2 Daten

Die Alpenländer unterhalten umfangreiche Niederschlags-Messnetze konventioneller Pluviometer-Stationen (Abb. 9-1a). Mit einem typischen Stationsabstand von 10–20 km gehören diese Netze zu den dichtesten weltweit, und es gibt unseres Wissens kein Hochgebirge von der Größe der Alpen mit einer vergleichbaren Beobachtungsdichte.

In den vergangenen Jahren hat die ETH Zürich einen länderübergreifenden Datensatz für den gesamten Alpenraum zusammengetragen, der die Pluviometerdaten aus den operationellen hochauflösenden Messnetzen vereint. Heute enthält dieser Datensatz mehr als 7500 Zeitreihen in Tages-Auflösung, die mindestens einen Teil des Zeitraums 1966–2000 abdecken. Die im Stichjahr 1973 verfügbaren Stationen sind in Abb. 9-1a dargestellt. Zum Vergleich zeigt Abb. 9-1b die Verteilung der im Alpenraum betriebenen rund 270 SYNOP-Stationen, deren Daten automatisch über GTS international ausgetauscht werden. In vielen Gebirgsregionen der Erde wird nicht einmal diese äußerst grobe Stationsdichte erreicht. Die ausgezeichnete Beobachtungsdichte in den Alpen erlaubt also eine Beschreibung des Niederschlagsklimas, wie dies wohl für kein anderes Hochgebirge der Erde möglich ist.

Die Daten für den länderübergreifenden Datensatz wurden uns freundlicherweise von neun nationalen und regionalen Wetterdiensten und hydrologischen

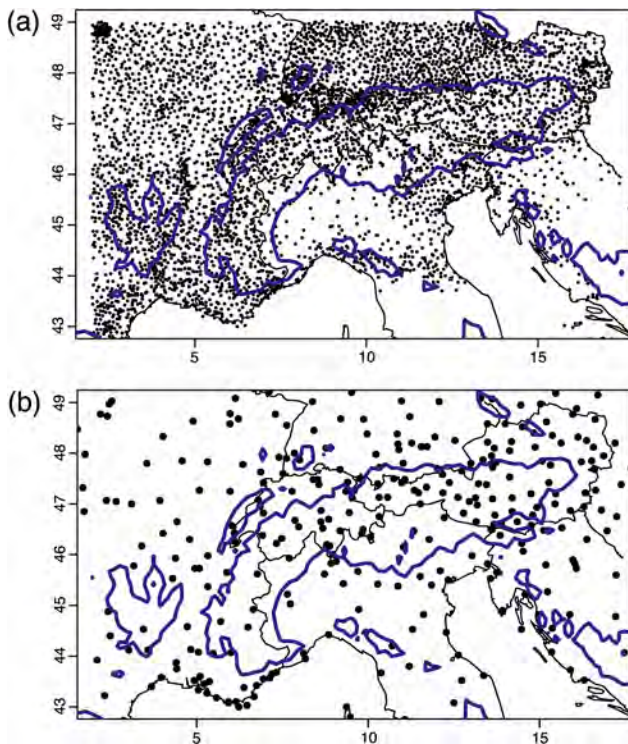


Abb. 9-1: a) Stationen im länderübergreifenden, alpinen Niederschlagsdatensatz (Stichjahr 1973, FREI und SCHÄR 1998). b) Verteilung der rund 270 SYNOP-Stationen im Alpenraum.

Zentren der Alpenländer zur Verfügung gestellt. Umfassende Angaben über Beobachtungsstrategien, die Datenquellen sowie eine ausführliche Beschreibung des Datensatzes und der angewendeten Qualitätsprüfung sind in FREI und SCHÄR (1998) zu finden. Die Analysen in diesem Artikel beruhen auf Pluviometermessungen, die nicht für systematische Messfehler korrigiert wurden.

3 Mittlere saisonale Niederschläge

Abb. 9-2 stellt die Verteilung des mittleren Niederschlags in den vier klimatologischen Jahreszeiten dar. Die Analysen beruhen auf einer hochaufgelösten Interpolation der Stationswerte mit dem PRISM Climate Mapping Verfahren von DALY et al. (2002). PRISM schätzt regionale Beziehungen zwischen dem Niederschlagsklima und verschiedenen lokalen Eigenschaften der Topographie (Meereshöhe, Neigung, Exposition) und nutzt diese für die Interpolation mit einem digitalen Höhenmodell. PRISM wurde speziell für den Alpenraum kalibriert und hochauflösende Analysen (auf einem 2 x 2 km Gitter) sind großformatig im Hydrologischen Atlas der Schweiz publiziert (SCHWARB et al. 2001). Für die Verteilungen in Abb. 9-2 wurden die Originalanalysen auf ein Gitter von etwa 15 x 15 km aggregiert.

Das räumliche Muster des mittleren Niederschlags (Abb. 9-2) lässt sich grob beschreiben als zwei langgezogene Feuchtzonen, die sich entlang dem nördlichen und dem südlichen Alpenrand erstrecken. In den inneralpinen Gebieten dazwischen findet man trockenere Bedingungen. Das allgemeine Muster stimmt gut mit früheren grob aufgelösten gesamtalpinen Klimatologien überein (z. B. FLIRI 1974). Die einzelnen Elemente der allgemeinen Struktur sind je nach Jahreszeit unterschiedlich ausgeprägt. Im Winter findet man feuchte Bedingungen entlang dem Alpennordrand und vor allem im Westen, währenddem im Sommer sich das Niederschlagsgeschehen in die zentralen und östlichen Bereiche der Alpen verschiebt. Die feuchte Anomalie entlang dem Südhang ist in zwei Zentren aufgeteilt (Südschweiz/nördlicher Piemont und Julische/Karnische Alpen nördlich der Adria), die sich vor allem in den Übergangsjahreszeiten von ihrer Umgebung deutlich abheben. Die beiden Zentren lassen sich plausibel durch den kanalisierenden Effekt der topographischen Einbuchtungen bei Südanströmung und mit der Nähe zur Küste verstehen.

Die Alpine Klimatologie zeigt auf, wie die Niederschlagsverstärkung durch die Topographie offenbar stark von den Dimensionen des Gebirges abhängt. Bei Gebirgen größerer Skala wie den Alpen (auch sichtbar am Zentralmassiv) wirkt die Verstärkung vor allem entlang dem Gebirgsrand (jeweils den Strömungsrichtungen zugewandt). In den Ostalpen (siehe Nord-Süd-Querschnitt in Abb.9-3a) kommen die größten mittlere

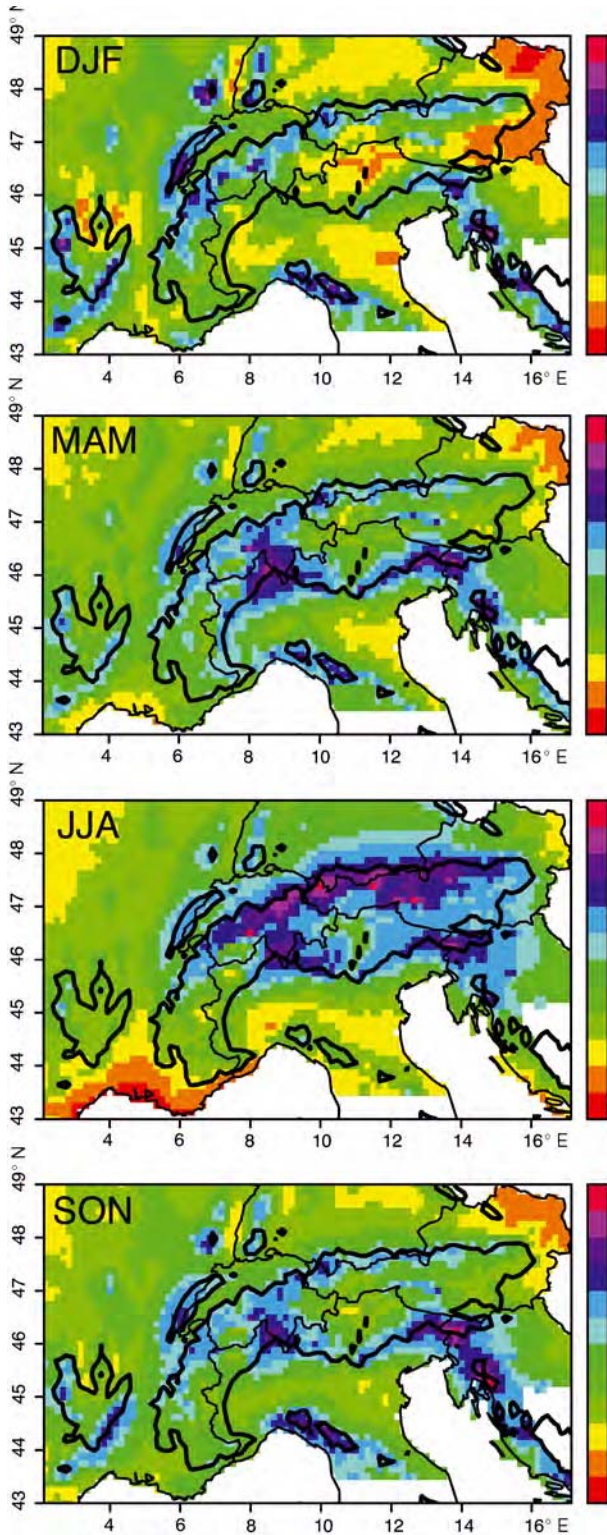


Abb. 9-2: Mittlerer saisonaler Niederschlag (in mm pro Tag) für die vier klimatologischen Jahreszeiten. Nach SCHWARB et al. (2001), aber in einer Auflösung von 15 km.

ren Niederschläge bereits auf einer Meereshöhe von etwa 1000 m vor und nehmen danach gegen die inneren Alpen trotz zunehmender Meereshöhe ab. Im Sommer reicht die nordalpine Feuchtzone weiter ins Gebirgsinnere und weiter ins nördliche Vorland als im Winter. Letzteres dürfte insbesondere auf die häufig beobachtete Bewegung von Gewittern aus ihrer Ge-

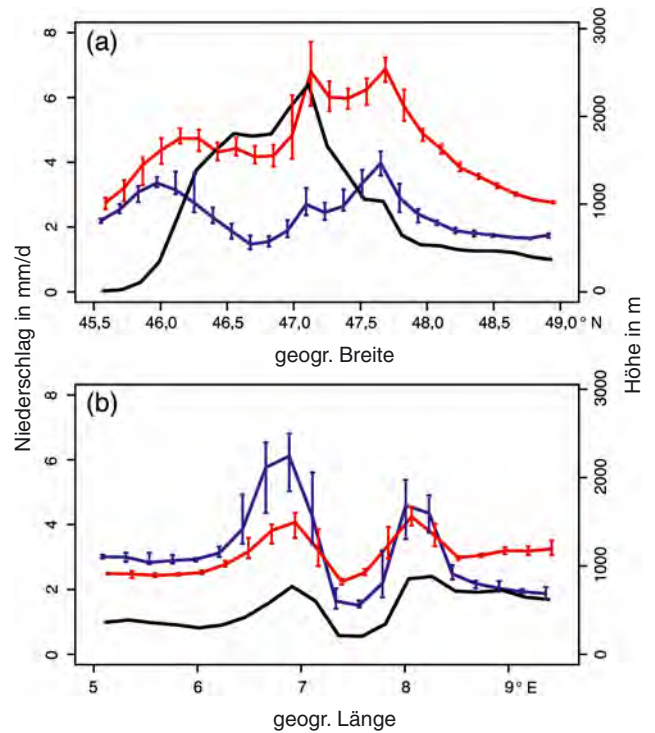


Abb. 9-3: Querschnitte des mittleren Niederschlags (blau: Winter, rot: Sommer): a) in Nord-Süd Richtung durch die Alpen um 12° E, b) in West-Ost Richtung durch Vogesen, Rheinebene und Schwarzwald um 48° N. Daten aus der 2 x 2 km-Klimatologie von SCHWARB et al. (2001). Ausgezogene Linien zeigen das Mittel, vertikale Linien das Inter-Quartil der Variationen über einen Bereich von 50 km senkrecht zur Querschnittsachse. Mittlere Meereshöhe in schwarz.

burtsstätte an den Alpen ins Vorland zurückgehen. Im Gegensatz zu den Alpen findet man bei den Mittelgebirgen (Schwarzwald, Vogesen und Jura) die Niederschlagsmaxima etwa über der maximalen Erhebung (siehe West-Ost-Querschnitt in Abb. 9-3b). Aber es gibt auch hier (zumindest bei den Vogesen) eine leichte Asymmetrie mit feuchteren Bedingungen stromaufwärts (nach Westen) und starker Abschattung in der Rheinebene, besonders im Winter.

Die grundlegenden Unterschiede in der Struktur des Niederschlagsklimas zwischen dem alpinen Hochgebirge und den Mittelgebirgen können zum Teil mit Unterschieden in den vorherrschenden Niederschlagsprozessen erklärt werden (siehe dazu SMITH 1979). Am Hochgebirge dürften Strömungssituationen mit blockierten bodennahen Luftmassen und damit einer weiter stromaufwärts reichenden Niederschlagsverstärkung häufiger vorkommen als an den Mittelgebirgen. Kommt dazu, dass die Geburtsstätten von größeren Gewittern eher am Rand der Alpen vorgefunden werden, wo das atmosphärische Feuchtereservoir des Vorlandes zur Verfügung steht. Bei den niedrigeren Mittelgebirgen dürfte dagegen die Niederschlagsverstärkung durch den Seeder-Feeder Mechanismus (Tropfenwachstum beim Fallen durch eine Wolke) mit einer über dem Gebirge (Hügel) zentrierten Nieder-

schlagsverstärkung eine Rolle spielen. Auch wenn diese klassischen Vorstellungen gewisse Muster des alpinen Niederschlagsklimas plausibel machen können, so ist die Wirkung der Alpen auf die mesoskalige Dynamik und damit auf die Niederschlagsprozesse im Allgemeinen wesentlich komplexer. Im Mesoscale Alpine Programme wurde diese Komplexität an Fallbeispielen intensiv untersucht (vgl. VOLKERT; Kapitel 8 in diesem Heft, S. 56/57). Die Niederschlagsverteilung in den Alpen dürfte deshalb das Resultat vieler Einflussfaktoren sein, von den großskaligen Klimaregimen, über die dynamischen Effekte des Gebirges auf die Wettersysteme, bis zur Geographie des Gebirges und der Land-See-Verteilung in der Region.

4 Starkniederschläge und Trockenperioden

Im Alpenraum treten Starkniederschläge hauptsächlich in Verbindung mit Gewittern (Konvektion) oder im Zusammenhang mit quasi-stationären Wetterlagen mit Stauwirkungen auf. Die Zeitaufösung der konventionellen Messnetze (1 Tag) ist sicher zu grob für eine aussagekräftige Klimatologie über konvektive Starkniederschläge. Aber Analysen der täglichen Niederschlagsvariationen erlauben trotzdem interessante Einblicke in die Verteilung von Starkniederschlägen im Alpenraum. Abb. 9-4 zeigt drei statistische Größen dieser Variationen, welche die Häufigkeit von starken Tagesniederschlägen, von langandauernden Niederschlagsperioden und von Trockenperioden charakterisieren. Diese Analysen (auf einem Gitter von 15 x 15 km) wurden mit einer modifizierten Form des Shepard Algorithmus aus den entsprechenden Statistiken der Stationen hergeleitet (Details in FREI und SCHÄR 1998).

Intensive Tagesniederschläge (Abb. 9-4a) kommen vor allem im südlichen Alpenraum vor. Vier Gebiete an den Cevennen (Zentralmassiv), an der Ligurischen Küste, in der Südschweiz/Norditalien sowie nördlich der Adria sind besonders ausgeprägt. Der maximale 40-tägige Eintagesniederschlag ist hier mehr als dreimal größer als über dem deutschen Flachland. In diesen Gebieten treten Starkniederschläge vor allem im Herbst auf, wenn feuchtwarme Luftmassen aus dem Mittelmeerraum gegen die Alpen geführt werden. Oft sind diese Wetterlagen mit charakteristischen Höhenstrukturen verbunden und der Niederschlag kann stratiform oder konvektiv sein (z. B. MASSACAND et al. 1998). Neben diesen ausgezeichneten Starkniederschlagszonen weist der gesamte Alpenbogen und die Mittelgebirge eine gegenüber dem Flachland höhere Starkniederschlagshäufigkeit auf, allerdings zu je nach Region unterschiedlichen Jahreszeiten. Entlang dem nördlichen Alpenrand und in Süddeutschland findet man die größten Häufigkeiten im Sommer.

Im Gegensatz zu den intensiven Tagesniederschlägen kommen langandauernde Regenfälle vor allem im

nördlichen Alpenraum vor (Abb. 9-4b). Sie treten vorwiegend im Winterhalbjahr (Winter und Frühling) auf. Am zentralen und östlichen Alpenrand gibt es aber auch im Sommer kontinuierliche Regenperioden von 10 und mehr Tagen. Deutlich weniger häufig als im Norden sind langandauernde Niederschlagsphasen im südlichen Rhönental, in der Po-Ebene, im Osten von Österreich, und in inneralpinen Tälern (Südtirol, Engadin, Aostatal).

Die durchschnittliche Länge der längsten jährlichen Trockenperiode (Abb. 9-4c) variiert zwischen etwa 20 Tagen nördlich des Alpenhauptkamms und über 40 Ta-

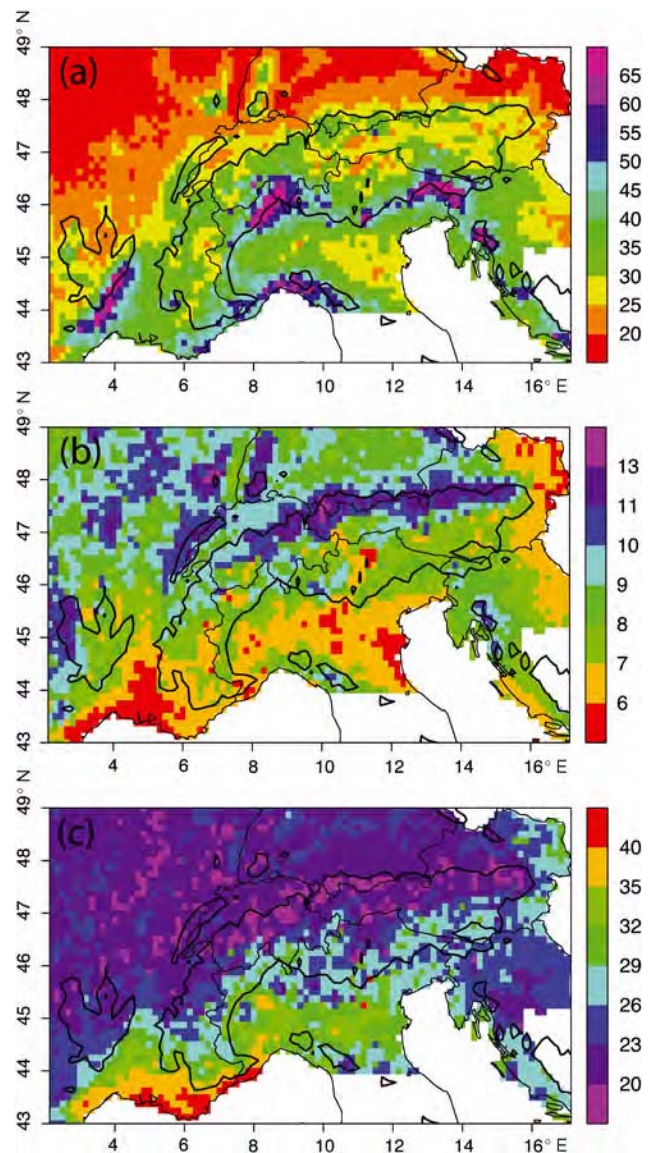


Abb. 9-4: Starkniederschläge und Trockenperioden im Alpenraum 1971–1990: (a) Das 95 %-Quantil (in mm pro Tag) der Tagesniederschläge (Niederschlagstage mit mindestens 1 mm pro Tag); dies entspricht etwa einem Niederschlag, der im Mittel alle 40 Tage überschritten wird. (b) Die durchschnittliche Länge (Median in Tagen) der längsten ununterbrochenen Niederschlagsperiode im Jahr. (c) Die durchschnittliche Länge (Median in Tagen) der längsten ununterbrochenen Trockenperiode im Jahr.

gen entlang der Mittelmeerküste. Der ausgeprägte Gradient über die Alpen und das Zentralmassiv zeigt die Abschirmung des unteren Rhône-tals und der Poebene von den synoptischen Wettersystemen im Norden. Lange Trockenperioden können im Norden in allen Jahreszeiten auftreten, im Süden (Mittelmeerküste und Poebene) dagegen bevorzugt im Sommer.

Es ist interessant, dass die klassischen Starkniederschlagsgebiete im Süden der Alpen gleichzeitig auch von längeren Trockenperioden betroffen sind. Im Norden dagegen korrelieren Starkniederschlagshäufigkeit, lange Regenphasen und kurze Trockenperioden sogar auf der Skala einzelner Gebirgsmassive. Dies demonstriert die Komplexität der Niederschlagsstatistik im Alpenraum.

5 Trends

Verschiedene Untersuchungen der letzten Jahre haben für Europa langfristige Niederschlagstrends festgestellt (z. B. SCHÖNWIESE et al. 1994). Zwar existieren heute wertvolle länderübergreifende Langzeit-Datensätze für Trendanalysen (z. B. Klein Tank et al. 2002), aber eine Beschreibung der regionalen Struktur der Trends im Alpenraum wird erschwert durch die im Vergleich zur Topographiestruktur sehr groben Stationsdichte in diesen Datensätzen.

Eine Rekonstruktion von regionalen Strukturen ist aber möglich, wenn die vorhandenen Langzeitreihen mit Information aus den dichten aktuellen Messnetzen verknüpft werden. Eine Methode für diese Kombination wurde von SCHMIDLI et al. (2002) für monatliche Niederschläge in den Alpen entwickelt, ähnlich zu den Verfahren bei der Rekonstruktion von Meeresoberflächentemperaturen. Dabei wird aus dem dichten aktuellen Messnetz der letzten Jahrzehnte eine statistische Beschreibung der raumzeitlichen Kovarianz im Niederschlagsfeld gewonnen, die schließlich mit den Langzeitreihen kombiniert wird. Gegenüber einer Analyse aus Langzeitreihen allein weisen diese Rekonstruktionen wesentlich realistischere Feinstrukturen auf. Bedingung für dieses Verfahren ist, dass sich die Kovarianzstruktur im Laufe der Zeit nicht verändert hat. In den Alpen, wo räumliche Kovarianz hauptsächlich von der Topographie bestimmt ist, ist diese Annahme gut erfüllt.

Mit Hilfe von 140 Langzeitreihen im gesamten Alpenraum haben SCHMIDLI et al. (2002) monatliche mesoskalige Niederschlagsfelder für den gesamten Alpenraum rekonstruiert. Die Rekonstruktion erstreckt sich über das 20. Jahrhundert und erlaubt deshalb die bisher räumlich detaillierteste Beschreibung der Niederschlagstrends in den Alpen. Die Trends der mittleren saisonalen Niederschläge sind in Abb. 9-5 dargestellt. Die markantesten Signale einer Niederschlagsänderung im 20. Jahrhundert werden im Winter

und im Herbst gefunden. Im Winter hat der Niederschlag über einem größeren zusammenhängenden Gebiet im Norden und Westen des Alpenraums zugenommen. Die Zunahme beträgt zwischen 20 und 30 % und ist statistisch signifikant. In derselben Jahreszeit wird eine Niederschlagsabnahme im Südosten der Alpen

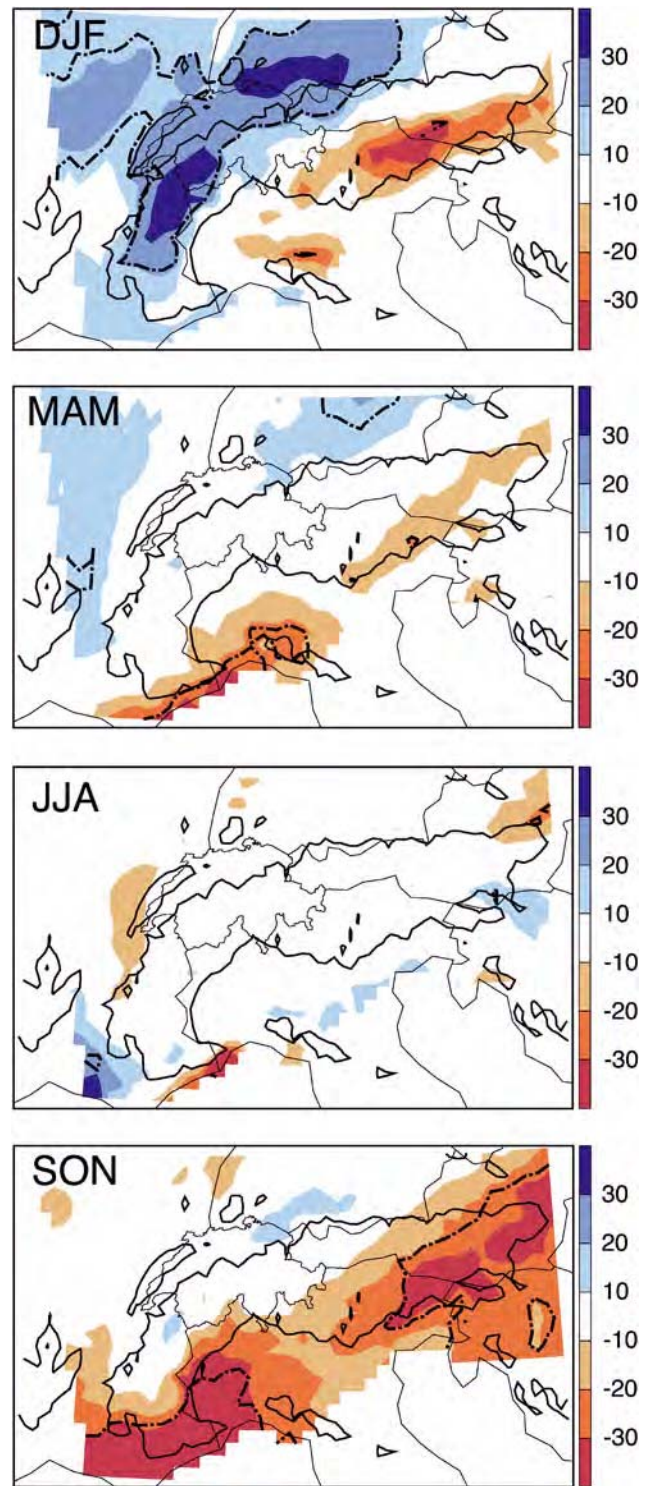


Abb. 9-5: Trends des mittleren saisonalen Niederschlags 1901–1990 (in % pro 100 Jahren). Ausgezogene Strich-Punkt Linien bezeichnen Gebiete in denen der Trend auf dem 90 %-Niveau statistisch signifikant ist (aus SCHMIDLI et al. 2002).

gefunden, welche allerdings nicht statistisch signifikant ist. Schließlich, im Herbst wird für ein größeres Gebiet im Südwesten und Südosten der Alpen eine markante Niederschlagsabnahme ebenfalls im Bereich von 20–30 % gefunden. Die Veränderungen in den anderen Jahreszeiten sind geringer, weniger kohärent und meist statistisch nicht signifikant.

Die beobachtete Niederschlagszunahme im Winter ist konsistent mit verschiedenen nationalen und kontinentalskaligen Untersuchungen und sie scheint Teil einer großskaligen systematischen Veränderung über Mittel- und Nordeuropa zu sein. In weitergehenden Analysen von täglichen Niederschlagsreihen zeigt sich zudem, dass die Zunahme im Mittel das Resultat einer Zunahme sowohl der Niederschlagshäufigkeit als auch der Niederschlagsintensität ist, und dass parallel dazu die Häufigkeit von intensiven Niederschlägen deutlich zugenommen hat (Abb.9-6). Mehr intensive Niederschläge werden auch im Herbst beobachtet und in Regionen, wo der mittlere Niederschlag keinen Trend aufweist.

Zur Zeit kann nicht abschließend beurteilt werden, ob die beobachteten Veränderungen des Niederschlags im Alpenraum eine Folge der anthropogenen Klimaänderung sind. Dies ist aber denkbar. So wird erwartet, dass die globale Erwärmung zu einer Intensivierung des Wasserkreislaufs führen könnte, die sich in einer Zunahme der mittleren Niederschläge und der Häufigkeit von Starkniederschlägen äußern könnte, insbesondere in mittleren und hohen geographischen Breiten (IPCC 2001). Viele Klimaszenarien mit globalen und regionalen Klimamodellen zeigen in diese Richtung. Es kommen aber auch natürliche Langzeit-Klimavariationen als mögliche Ursache für die Trends in Frage. Zum Beispiel könnten sie eine Folge der Änderungen in der großskaligen atmosphärischen Strömung über dem Nordatlantik sein (WANNER et al. 2001), deren Ursache im Moment nicht geklärt ist.

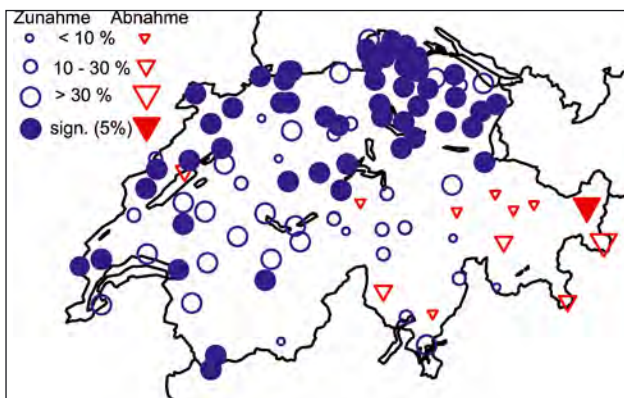


Abb. 9-6: Änderung in der Häufigkeit intensiver Winter-Niederschläge (Überschreitungen des 90 %-Quantiles) in der Schweiz 1901–2000 (aus SCHMIDLI und FREI 2005).

6 Schlussbemerkungen

Das Beispiel der Alpen macht deutlich, wie komplex die räumlichen und jahreszeitlichen Muster des Niederschlagsklimas in komplexer Topographie sein können. Die zum Teil verbreitete Vorstellung einer Niederschlagszunahme mit der Meereshöhe liefert, zumindest für den Alpenraum, ein mangelhaftes Bild der Verhältnisse. Zudem weichen die räumlichen und jahreszeitlichen Verteilungen von Extremereignissen zum Teil wesentlich von der Verteilung des mittleren Niederschlags ab.

Im Zuge der Erforschung von regionalen Auswirkungen der erwarteten globalen Klimaänderung bekommen mesoskalige Klimaanalysen wie die hier vorgestellte eine zunehmende Bedeutung. Die mesoskaligen Prozesse und die damit verbundenen Muster im Klima können in globalen Klimamodellen nicht repräsentiert werden. Hier müssen Methoden der Klimaregionalisierung wie regionale Klimamodelle oder statistische Regionalisierungsmethoden angewendet werden. Zu deren Validierung und Kalibrierung braucht es Klimaanalysen, die diese feinen Skalen auflösen. Für ersteres hat die außergewöhnliche Datendichte im Alpenraum bereits wertvolle Dienste geleistet (FREI et al. 2003). Trotzdem sind weitere Entwicklungen notwendig. Zur Kalibrierung von statistischen Methoden sowie für Untersuchungen der Klimavariationen sind weiter zurückreichende und möglichst homogene Analysen in Tagesauflösung notwendig. Wie gut sich tägliche Analysen mit statistischen Rekonstruktionsverfahren aus den weniger dichten Beobachtungen erstellen lassen, ist nicht klar.

Danksagung

Diese Arbeit entstand am Institut für Atmosphäre und Klima der ETH Zürich, Forschungsgruppe Prof. C. Schär. Wir bedanken uns bei den nationalen und regionalen Diensten für die Benützung von Niederschlagsdaten: Deutscher Wetterdienst Offenbach, MétéoFrance Toulouse, Ufficio Centrale di Ecologia Agraria Rom, Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale Rome, ARPA Bologna, Meteorologischer und Hydrologischer Dienst Zagreb, Hydrographisches Zentralbüro Wien, Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz Zürich, das Slovenische Hydrometeorologische Institut Ljubljana.

Literatur

- DALY, C., W. P. GIBSON, G. H. TAYLOR, G. L. JOHNSON, P. PASTERIS, 2002: A knowledge-based approach to the statistical mapping of climate. *Climate Res.* **22**, 99-113.
- FLIRI, F., 1974: Niederschlag und Lufttemperatur im Alpenraum. *Wissensch. Alpenvereinshefte* **24**, 110 S.

- FREI, C., C. SCHÄR, 1998: A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.* **18**, 873-900.
- FREI, C., J. H. CHRISTENSEN, M. DÉQUÉ, D. JACOB, R. G. JONES, P. L. VIDALE, 2003: Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps. *J. Geophys. Res.* **108 (D3)**, 4124 doi:10.1029/2002JD002287.
- IPCC, 2001: Climate Change 2001: The scientific basis. Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Houghton J.T. et al. (Hrsg.), 881 S.
- KLEIN TANK A.M.G. und 39 Co-Autoren, 2002: Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *Int. J. Climatol.* **22**, 1441-1453.
- MASSACAND, A. C., H. WERNLI, H. C. DAVIES, 1998: Heavy precipitation on the Alpine southside: An upper-level precursor. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 1435-1438.
- SCHÄR, C., T. D. DAVIES, C. FREI, H. WANNER, M. WIDMANN, M. WILD, H. C. DAVIES, 1998: Current Alpine climate. In: A view from the Alps: Regional perspectives on climate change, Herausgegeben von: P. Cebon, U. Dahinden, H.C. Davies, D. Imboden, C.C. Jaeger, *The MIT Press*, ISBN 0-262-03252-X, 21-72.
- SCHMIDLI, J., C. FREI, 2005: Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. *Int. J. Climatol.* **25**, 753-771.
- SCHMIDLI, J., C. SCHMUTZ, C. FREI, H. WANNER, C. SCHÄR, 2002: Mesoscale precipitation in the Alps during the 20th century. *Int. J. Climatol.* **22**, 1049-1074.
- SCHÖNWIESE C.-D., J. RAPP, T. FUCHS, M. DENHARD, 1994: Observed climate trends in Europe 1891-1990. *Meteorol. Z., N.F.* **3**, 22-28.
- SCHWARB, M., C. DALY, C. FREI, C. SCHÄR, 2001: Mean annual (and seasonal) precipitation in the European Alps 1971-1990. *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Bundesamt für Wasser und Geologie, Bern, Blätter 2.6 und 2.7.
- SMITH, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Adv. Geophys.* **21**, 87-230.
- VIVIROLI, D., R. WEINGARNER, 2004: Hydrologische Bedeutung des europäischen Alpenraums. *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Tafel 6.4.
- WANNER, H., S. BRÖNNIMANN, C. CASTY, D. GYALISTRAS, J. LUTERBACHER, C. SCHMUTZ, D. B. STEPHENSON, E. XOPLAKI, 2001: North Atlantic oscillation – Concepts and studies. *Surveys in Geophysics* **22**, 321-382.