

Mitteleuropäische Hochwasserentwicklung im Kontext atmosphärischer Zirkulationsschwankungen

Jucundus Jacobeit, Rüdiger Glaser, Matthias Nonnenmacher, Heiko Stangl

Summary

According to historical climate data Central Europe has repeatedly experienced distinct periods of significantly increased and decreased flood incidence on decadal time scales. Based on objectively reconstructed sea level pressure grids, links with atmospheric circulation dynamics could be identified: thus, during particular periods of the Little Ice Age, non-zonal circulation patterns became more important for flood events during winter. For spring and summer, long-term variations of within-type indices (referring to the relative vorticity and the amount of precipitation) are linked with the varying incidence of flood events. Thus, impacts far beyond the well-known NAO variations have to be taken into account on long-term time scales.

Zusammenfassung:

Nach historisch-klimatologischen Befunden hat es in Mitteleuropa auf multidekadischer Zeitskala wiederholt Perioden signifikant erhöhter bzw. erniedrigter Hochwasserhäufigkeit gegeben. Auf der Grundlage objektiv rekonstruierter Bodenluftdruckfelder ergeben sich dafür Verbindungen mit atmosphärischen Zirkulationsschwankungen: so ist während bestimmter Phasen der Kleinen Eiszeit die Bedeutung nicht-zonaler Zirkulationsmuster für Hochwasserereignisse im Winter erkennbar angestiegen. Im Frühjahr und Sommer stehen langfristige Variationen typinterner Parameter (relative Vorticity, Niederschlagsergiebigkeit) in Verbindung mit variierenden Hochwasserhäufigkeiten. Insgesamt sind bei langfristiger Betrachtung zahlreiche Einflussmomente jenseits der wohlbekannten NAO-Schwankungen zu berücksichtigen.

1 Einführung

Amtliche und standardisierte Meßreihen für meteorologische Größen oder Flusspegel reichen meist nicht länger als höchstens 200 Jahre in die Vergangenheit zurück. Dieser Zeitraum ist jedoch viel zu kurz, um Aussagen über langfristige Entwicklungen treffen zu können. Beispielsweise lässt sich aus der Zunahme des jährlichen Hochwasserabflusses am Pegel Köln seit 1891 (Mendel et al. 1997) nicht schlussfolgern, ob es sich dabei um einen neuartigen Trend handelt oder aber um eine Phase in der langfristigen Variabilität, die auch in weiter zurückliegenden Zeiträumen schon ähnlich aufgetreten ist. Das Fachgebiet der Historischen Klimatologie geht derartigen Fragestellungen durch eine Erweiterung der Datenbasis in die Vergangenheit nach. Als Grundlage dienen dabei die größtenteils schriftlichen Aufzeichnungen zeitgenössischer Beobachter. Zur Ergänzung und Verifizierung des Datenmaterials werden auch sog. Proxydaten (etwa aus Baumringen oder Sedimenten) herangezogen.

Hochwasserereignisse erregten zu allen Zeiten das Interesse der Bevölkerung und gaben Anlaß zur Verarbeitung und Verbreitung diesbezüglicher Informationen. In den historischen Quellen finden sich insbesondere Hinweise auf die Hochwasserfolgen sowie die sozialen und ökonomischen Auswirkungen. Alle Schaden bringenden Hochwässer setzten einen administrativen Apparat in Gang, dessen Entschlüsselung Informationen über die Art und Schwere und damit auch über die Intensität des Hochwassers gibt. Basierend auf diesen Angaben zur sozialen Dimension sowie zu den morphologischen Folgewirkungen von Hochwässern entwarfen Sturm et al. (2001) ein Schema zur Intensitätsklassifizierung derartiger Ereignisse, das kleine, regionale Hochwässer (Klasse 1), überdurchschnittli-

che oder überregionale Hochwässer (Klasse 2) sowie überdurchschnittliche, überregionale Hochwässer katastrophalen Ausmaßes (Klasse 3) unterscheidet.

Bei den resultierenden Hochwasserreihen ist zu berücksichtigen, dass sie stets sowohl natürliche Einflussfaktoren als auch anthropogene Eingriffe widerspiegeln. So führen z.B. Modifikationen im Siedlungswesen und im Katastrophenmanagement, Veränderungen im Flusseinzugsgebiet sowie Verlagerungen und Baumaßnahmen im Flusslauf zu regionalen Unterschieden im zeitlichen Verlauf der Hochwasserhäufigkeit (Beispiele hierzu in Jacobeit et al. 2004). Auf der anderen Seite steht die übergreifende klimatische Steuerung des Hochwassergeschehens, der hier dadurch Rechnung getragen werden soll, dass hochwasserreiche und hochwasserarme Zeitabschnitte betrachtet werden, wie sie sich für die letzten 500 Jahre auf der Basis von vier großen mitteleuropäischen Flusssystemen ergeben (Main sowie mittlere Flussabschnitte von Rhein, Elbe und Weser). Diese Reihen zeichnen sich sowohl durch eine qualitativ hochwertige Datenbelegung im dokumentarischen Zeitraum als auch durch möglichst weit ins 19. Jahrhundert zurückreichende Pegelaufzeichnungen aus. Regionale Unterschiede, wie sie in der Hochwasserhäufigkeit auch zwischen diesen Flussgebieten auftreten (Wanner et al. 2004), werden zugunsten der vorherrschenden Verhältnisse in Mitteleuropa hier also nicht berücksichtigt.

Sucht man nun nach Zusammenhängen zwischen Hochwasserhäufigkeit und Schwankungen der großskaligen atmosphärischen Zirkulation, lassen sich nordatlantisch-europäische Bodenluftdruckfelder heranziehen, die Luterbacher et al. (2002) mittels multivariater statistischer Methoden aus frühen Messreihen und archivarisches abgeleiteten Witterungsindizes für die letzten 500 Jahre approximativ rekonstruiert haben. Die Güte dieser Rekonstruktionen ist besonders hoch für den Winter und die Zeit seit der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts, lässt allerdings datenbedingt in den noch älteren Zeitabschnitten und den anderen Jahreszeiten etwas nach (Luterbacher et al. 2002). Gleichwohl können diese fünfhundertjährigen Druckfeldrekonstruktionen für zirkulationsdynamische Analysen herangezogen werden, wie sie zuvor fast nur seit Ende des 19. Jahrhunderts möglich gewesen sind.

Eingeschränkt sind die Analysemöglichkeiten allerdings durch die datenbedingt grobe zeitliche Auflösung (monatlich seit 1659, zuvor sogar nur saisonal). Daher können für den Gesamtzeitraum auch keine Untersuchungen synoptischer Störungssysteme angestellt werden, die zur unmittelbaren Auslösung von Hochwasserereignissen geführt haben. Vielmehr wird hier dem Konzept einer „Flood Hydroclimatology“ gefolgt, das von Hirschboeck (1988) formuliert worden ist. Demnach werden Hochwasserereignisse im Kontext längerfristig variierender Klimabedingungen und ihrer Zirkulationsverhältnisse betrachtet, wobei im Mittelpunkt Veränderungen auf übergeordneten Zeitskalen stehen, die die maßgeblichen Rahmenbedingungen für die Entstehung unmittelbar flutauslösender Prozesse konstituieren. Es wird also nicht auf die Einzelereignisse selbst, sondern auf den zirkulationsdynamischen Hintergrund abgehoben, der sie in ihrem Auftreten entweder begünstigt oder restringiert.

2 Mitteleuropäische Hochwasserentwicklung

Abb. 1 zeigt die mitteleuropäische Hochwasserhäufigkeit im Winter während der letzten 500 Jahre. Dabei sind aus Homogenitätsgründen die Hochwässer der untersten Klasse 1 nicht berücksichtigt. Für den Pegelmesszeitraum, in dem keine allgemein gültige Definition eines Hochwasserereignisses existiert, basiert die Zeitreihe auf signifikant überdurchschnittlichen

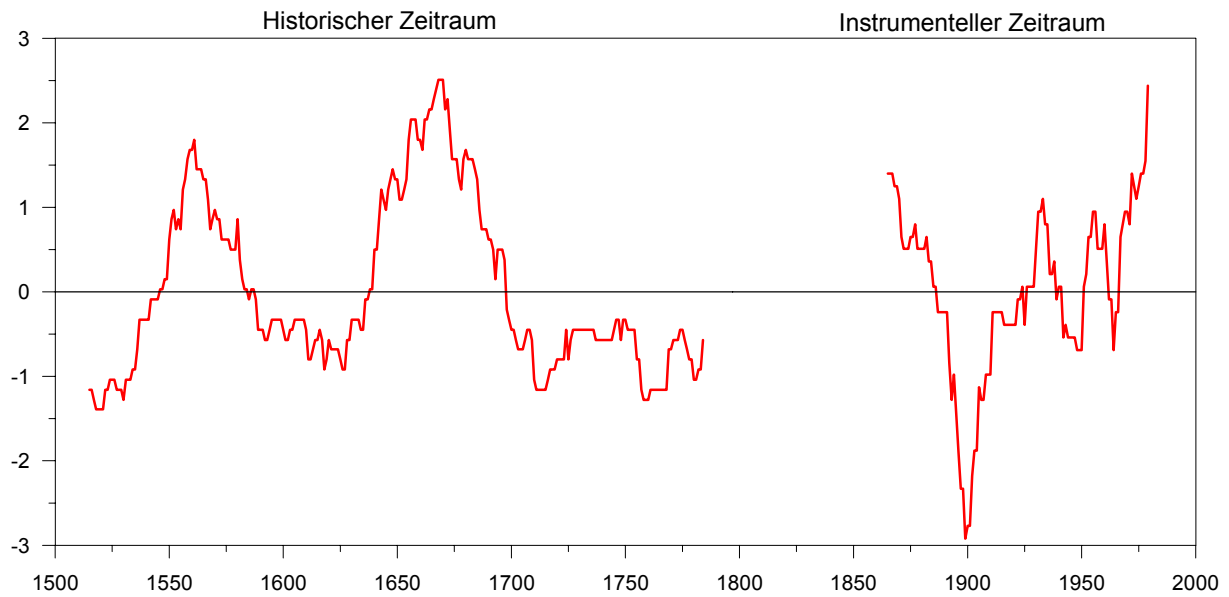


Abb. 1: Standardisierte gleitende 31-jährige winterliche Hochwasserhäufigkeiten in Mitteleuropa seit 1500 (nach Jacobeit et al. 2003b). Es liegen Daten aus vier Flussgebieten zugrunde (Main sowie mittlere Abschnitte von Rhein, Weser und Elbe). Die historische Periode beruht auf dokumentarischem Material (Glaser 2001), in der instrumentellen Periode sind Häufigkeiten signifikant überdurchschnittlicher monatlicher Maximalabflüsse dargestellt (Sturm et al. 2001).

	hochwasserreich	hochwasserarm
Winter:	1537 – 1577	1500 – 1536
	1628 – 1685	1696 – 1731
	1829 – 1883	1741 – 1783
	1916 – 1948	1786 – 1796
	1965 – ?	1884 – 1915
Frühjahr:	1534 – 1566	1611 – 1648
	1587 – 1610	1699 – 1743
	1670 – 1698	1769 – 1826
	1744 – 1768	1902 – 1939
	1827 – 1901	
Sommer:	1557 – 1600	1601 – 1654
	1655 – 1699	1700 – 1731
	1954 – 1981	1762 – 1799
		1887 – 1925

Tab. 1: Hochwasserreiche und hochwasserarme Zeitabschnitte in Mitteleuropa seit 1500 in den 4 Flussgebieten Main (Pegel Würzburg), mittlerer Rhein (Pegel Köln), Weser (Pegel Hannover-Mündungen) und mittlere Elbe (Pegel Dresden). Die Angaben beruhen im Zeitraum 1500-1800 auf der Datenbank HISKLID (Glaser 2001), anschließend auf Pegelmessreihen (Sturm et al. 2001).

monatlichen Durchflussmaxima (vgl. Sturm et al. 2001). Es zeigt sich eine klare Gliederung in Zeitabschnitte erhöhter bzw. erniedrigter Hochwasserhäufigkeit, sowohl in der historischen als auch in der instrumentellen Periode (gleiches gilt für die anderen Jahreszeiten). Zur weiterführenden Analyse werden hochwasserreiche bzw. hochwasserarme Phasen herangezogen, die als Zeitabschnitte definiert werden, in denen die gleitende 31-jährige Hochwasserhäufigkeit um mehr als eine Standardabweichung über bzw. unter dem 500-jährigen Mittelwert liegt. Tab. 1 spezifiziert diese hochwasserreichen und hochwasserarmen Phasen in Mitteleuropa getrennt für die Jahreszeiten Winter, Frühjahr und Sommer (Herbst entfällt als generell hochwasserarme Jahreszeit im größten Teil Mitteleuropas).

3 Atmosphärische Zirkulationsdynamik

Die zirkulationsdynamische Betrachtung richtet sich auf einen direkten Vergleich der unterschiedlichen Zeitabschnitte gesteigerter bzw. reduzierter Hochwasserhäufigkeit nach Tab. 1. Die Analysen basieren auf jahreszeitspezifischen grundlegenden Zirkulationsmustern, wie sie sich aus t-modalen Hauptkomponentenanalysen der rekonstruierten Bodenluftdruckfelder für den Gesamtzeitraum 1500-1999 ableiten lassen (vgl. Jacobeit et al. 2001). Die zeitliche Variabilität dieser Zirkulationsmuster wird in Anlehnung an Jacobeit et al. (2003a) über fünf verschiedene Parameter ausgedrückt:

- a) ein Index der Auftrittshäufigkeit (H), der jeweils als Summe der führenden Hauptkomponentenladungen über gleitende 30-jährige Zeitintervalle bestimmt wird (führend ist die Ladung eines Musters, wenn sie in einer bestimmten Zeiteinheit die größte unter den Ladungen aller Muster ist);
- b) ein Intensitäts-Index (I), der den Druckgradienten zwischen denusterspezifischen Aktionszentren approximiert (bei zonaler Westströmung also zwischen Azorenhoch und Islandtief);
- c) ein Vorticity-Index (V), der die zyklonale (positive) bzw. antizyklonale (negative) Abweichung der relativen Vorticity vom langzeitlichen Monatsmittel über Zentraleuropa ausdrückt;
- d) einusterspezifischer Niederschlags-Index (N), der den mittleren Niederschlag in Deutschland bei Vorherrschen des betreffenden Zirkulationsmusters wiedergibt;
- e) einusterspezifischer Temperatur-Index (T) analog zu N.

N und T beruhen auf $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ Gitterfeldern, die in ähnlicher Weise wie die Bodenluftdruckfelder zurück bis zum Jahr 1500 rekonstruiert worden sind (Luterbacher et al. 2002). Sämtliche Indizes werden in standardisierter Form verwendet und für hochwasserreiche und hochwasserarme Zeitabschnitte vergleichend gegenübergestellt.

Sommer:

Seine grundlegenden Zirkulationsmuster (Abb. 2) umfassen neben der zonalen Westlage (W) eine Hochdruckbrücke zwischen Azorenraum und Skandinavien (BR), eine Nordlage zwischen Atlantikhoch und westrussischem Tief (N) sowie eine Zentraltieflage im Bereich der Britischen Inseln (TB). Der Gesamtvarianzerklärungsanteil liegt bei rund 95%. Die spezifische Bedeutsamkeit für das langfristig variable Hochwassergeschehen in Mitteleuropa wird aus Abb. 3 ersichtlich, in der die zuvor genannten Zirkulationsparameter gemittelt über alle hochwasserreichen bzw. hochwasserarmen Phasen gegenübergestellt sind (S steht für signifikante Unterschiede). Keine Rolle für das sommerliche Hochwassergeschehen spielen die Nordlagen (N), die häufiger in hochwasserarmen Zeitabschnitten auftreten und dann sogar im

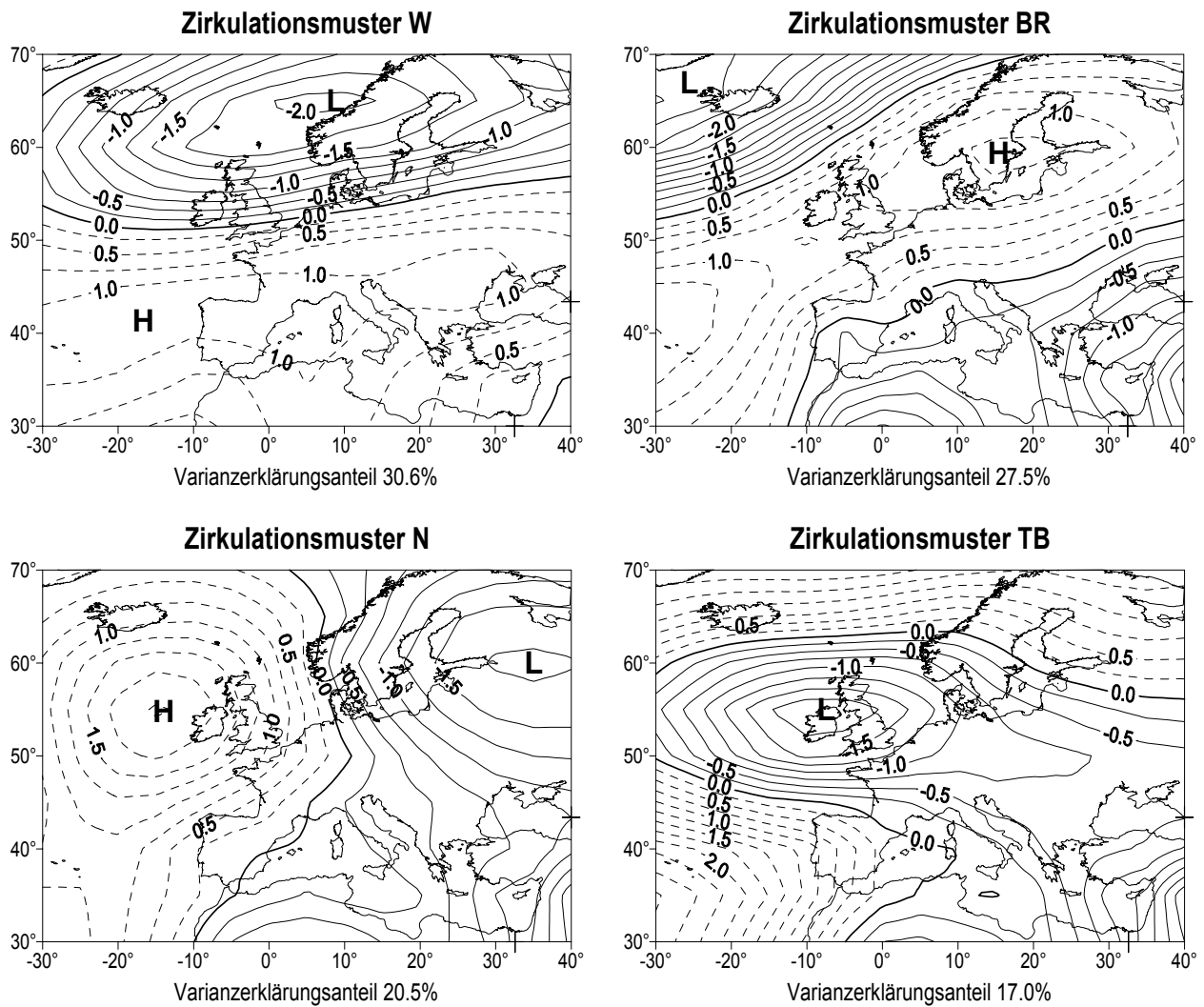


Abb. 2: Grundlegende Zirkulationsmuster aus den Bodenluftdruckfeldern Sommer 1500-1999 (nach Jacobeit et al. 2004)

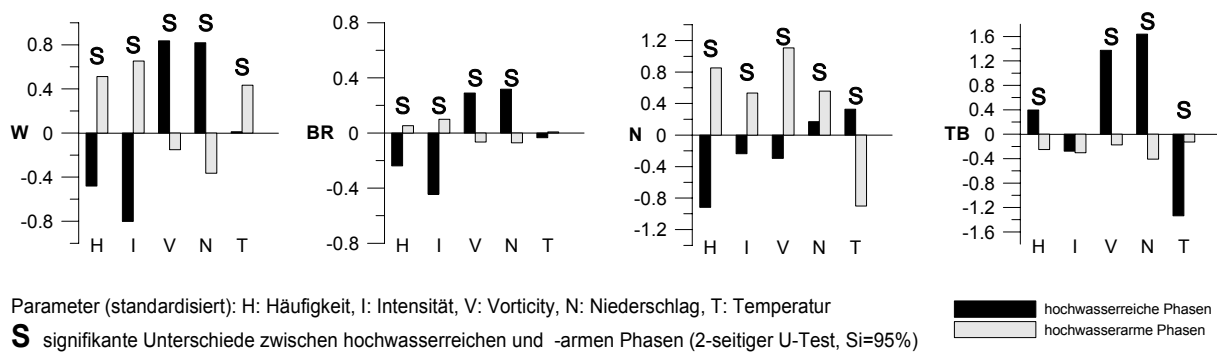


Abb. 3: Gemittelte Parameter für die Zirkulationsmuster aus Abb. 2 im Vergleich der hochwasserreichen und -armen Phasen, Sommer 1500-1999 (nach Jacobeit et al. 2004)

Mittel höhere Intensitäts-, Vorticity- und Niederschlagswerte zeigen als in den hochwasserreichen Perioden. Das einzige Zirkulationsmuster, das in diesen Zeitabschnitten signifikant häufiger auftritt, ist die Zentraltieflage über Großbritannien (TB), die dabei im Mittel auch stärker zyklonal geprägt und

mit kühleren Temperaturen und höheren Niederschlägen in Mitteleuropa verbunden ist. Entsprechend Hirschboecks „Flood Hydroclimatology“ (1988) impliziert diese Auftritts- und Wirkungszunahme des TB-Musters auf dekadischer Zeitskala begünstigende Rahmenbedingungen für die Entwicklung hochwasserauslösender Störungssysteme, die in diesem Fall etwa in Gestalt wandernder Tiefdruckgebiete mit eingelagerten Starkniederschlagszonen vermehrt zur Ausbildung gelangen können.

Die verbleibenden Zirkulationsmuster (W, BR) treten zwar in hochwasserreichen Phasen seltener auf, zeigen dann aber signifikant erhöhte Vorticity- und Niederschlagswerte (Abb. 3). Die großräumig höheren Druckgradienten (I) in den hochwasserarmen Perioden lassen sich auf den stärkeren Hochdruckeinfluss in Mitteleuropa zurückführen (antizyklonale Westlagen mit zusammengedrückter Frontalzone weiter im Norden bzw. kräftige Hochdruckkeile mit stärkerem Druckgefälle zur Umgebung). Demgegenüber stehen Hochdruckbrücken, die über Mitteleuropa deutlich abgeschwächt oder unterbrochen sind: dies scheint in hochwasserreichen Phasen vermehrt vorzukommen und schließt als Extremfall auch Situationen wie im August 2002 ein, als bei hohem Druck über Skandinavien ein von den britischen Inseln zum nördlichen Mittelmeer gewandertes Tief anschließend auf klassischer Vb-Zugbahn zu

Frühjahr:

Die grundlegenden Zirkulationsmuster im Frühjahr (Abb. 4) zeigen verbreitet Ähnlichkeiten zu denjenigen des Sommers. Der deutlichste Unterschied wird beim nördlichen Hochdruckmuster erkennbar, das nun im Gesamterklärungsanteil auf die vierte Position absinkt und anstelle einer Hochdruckbrücke eher eine geschlossene Antizyklone über Fennoskandien (HF) wiedergibt. Ihr gehäuftes Auftreten in dezidiert antizyklonaler, niederschlagsarmer und kühler Ausprägung kennzeichnet die hochwasserarmen Zeitabschnitte (Abb. 5), während die entgegengesetzten Eigenschaften zwar seltener, dann aber in hochwasserreichen Perioden zu beobachten sind mit der Implikation potentieller Starkniederschlagsereignisse. Ähnliche Gegensätze zwischen hochwasserreichen und hochwasserarmen Perioden kennzeichnen das Auftreten der britischen Zentraltiefelage (TB).

Während die Nordlagen (N) erneut keine Rolle für das Hochwassergeschehen spielen (bevorzugt antizyklonal gerade in hochwasserreichen Phasen), ergeben sich für die zonale Westlage (W, im Frühjahr mit deutlicher Südwestkomponente) spezifische Unterschiede: zwar tritt sie auch in hochwasserreichen Phasen nur mit durchschnittlicher Häufigkeit auf, jedoch mit signifikant höheren Intensitäts-, Temperatur- und Niederschlagswerten als in hochwasserarmen Zeitabschnitten. Verstärken sich also die genannten Parameter für das Westmuster im Zuge längerfristiger Zirkulationsvariabilität für einige Dekaden (sei es im Kontext verschärfter Breitengegensätze, erhöhter Meeresoberflächentemperaturen, gestiegenen Dampfdrucks o.ä.), resultieren daraus verbesserte Rahmenbedingungen für die Entwicklung hochwasserauslösender Störungssysteme und jenseits bestimmter Schwellenwerte eine substantielle Zunahme in der Hochwasserhäufigkeit.

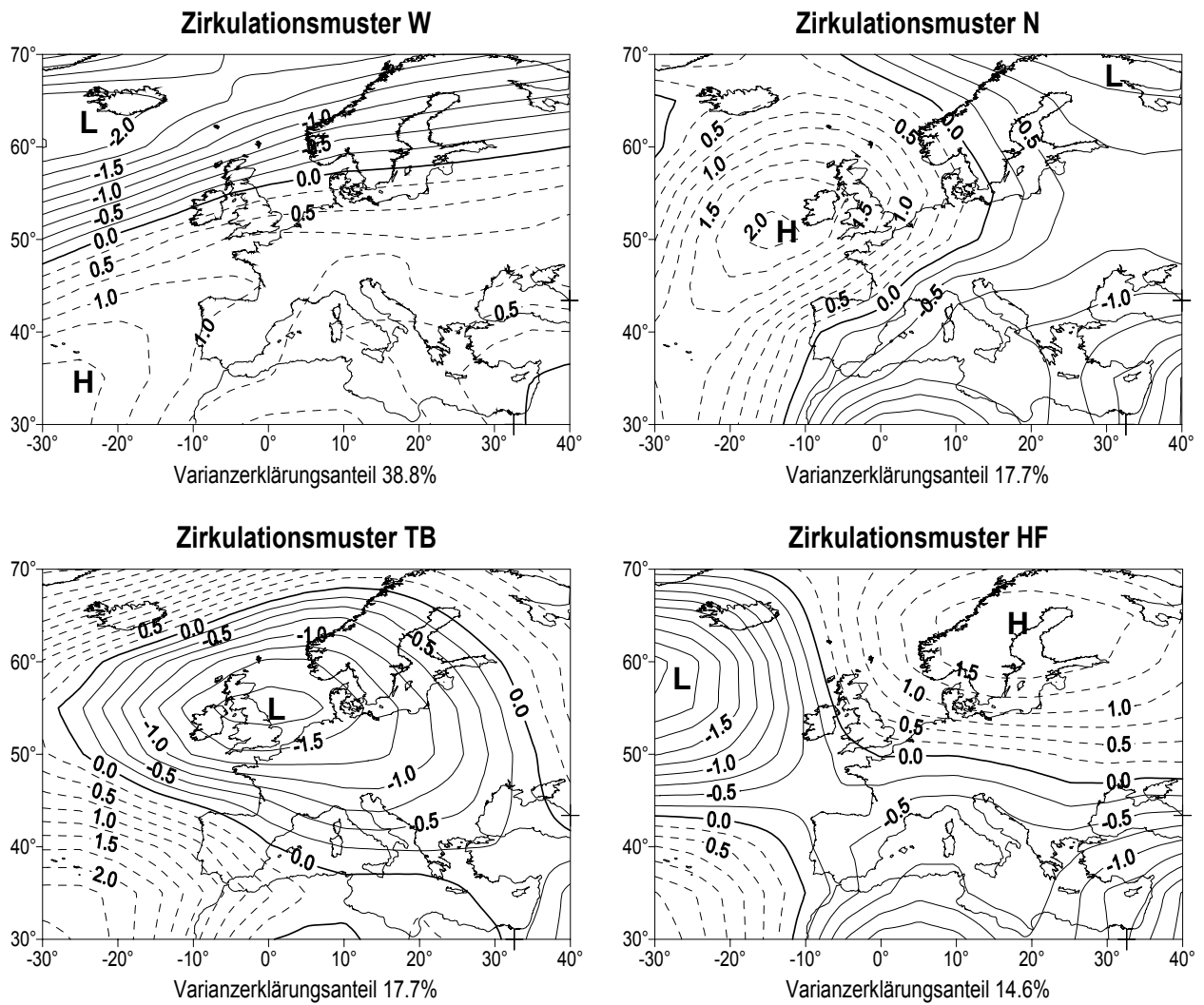


Abb. 4: Grundlegende Zirkulationsmuster aus den Bodenluftdruckfeldern Frühjahr 1500-1999 (nach Jacobeit et al. 2004)

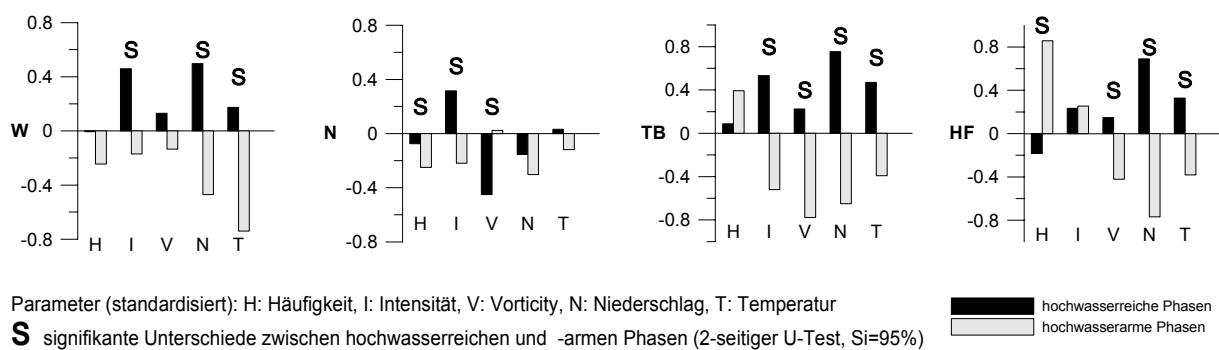


Abb. 5: Gemittelte Parameter für die Zirkulationsmuster aus Abb. 4 im Vergleich der hochwasserreichen und -armen Phasen, Frühjahr 1500-1999 (nach Jacobeit et al. 2004)

Winter:

Die grundlegenden Zirkulationsmuster im Winter (Abb. 6) umfassen neben der zonalen Westlage (W) und einem einkernigen Muster mit Zentrum über der Nordsee (L) auch Strömungskonfigurationen mit ausgeprägtem Russland-Hoch (RH) und kräftigem Atlantik-Tief. Die musterinterne Schwankungsbreite in der Lage der Druckzentren legt die Ausgliederung zweier Varianten nahe, die sich in Mitteleuropa höchst unterschiedlich auswirken: zum einen werden mit westlichen Strömungskomponenten (RHwest) maritime Luftmassen herangeführt, zum anderen gelangen mit östlichen Strömungskomponenten (RHost) kontinentale, strengwinterlich geprägte Luftmassen nach Mitteleuropa. Eine deutliche Unterscheidung hochwasserreicher und hochwasserarmer Perioden mittels dieser winterlichen Zirkulationsmuster gelingt allerdings nicht wie in den anderen Jahreszeiten, da einzelne dieser Zeitabschnitte zirkulationsdynamisch sehr unterschiedlich geprägt waren. So haben einerseits in jüngerer Zeit die zonalen Westlagen und eine betont positive Nordatlantische Oszillation (NAO) maßgebliche Bedeutung für das winterliche Hochwassergeschehen (Caspary 1995; Bendix 1997). Auf der anderen Seite waren bestimmte kleineiszeitliche Phasen mit negativer NAO auch von markant gesteigerter Hochwasserhäufigkeit gekennzeichnet. Es wird deshalb auf eine von mehreren Größen zurückgegriffen, mit denen Jacobeit et al. (2003b) die zeitlich variable Hochwasserbedeutsamkeit der winterlichen Zirkulationsmuster untersucht haben. Sie beschreibt den variablen Anteil, zu dem das Auftreten eines bestimmten Zirkulationsmusters von Hochwasserereignissen begleitet war (ausgedrückt als Quotient der Summen führender Ladungen dieses Musters, zum einen über die zugehörigen Hochwasserfälle, zum anderen über alleusterspezifischen Fälle). Abb. 7 zeigt diesen Index für die beiden hochwasserreichen Perioden um die Mitte des 16. und des 17. Jahrhunderts. Klar ersichtlich treten nicht bei der Westlage, sondern bei den RH-Varianten die höchstenusterspezifischen Anteile auf. Im 16. Jahrhundert setzte eine Zirkulationsumstellung auf ein meridionaleres Regime ein, allerdings noch bei größeren Wellenlängen, so dass kräftige Störungen vom zentralen Nordatlantik bis nach Mitteleuropa gelangen konnten (RHwest). Während der anschließenden kleineiszeitlichen Abkühlung reduzierten sich die Wellenlängen, so dass verstärkt die Variante RHost zu Wirksamkeit kam. Dies setzte der hochwasserreichen Periode des 16. Jahrhunderts ein Ende, bevor im Laufe des 17. Jahrhunderts die Hochwasserhäufigkeit mit verstärkter Eisakkumulation erneut anstieg (RHost repräsentiert also nicht die unmittelbare Auslösung eines Hochwasserereignisses, sondern ein dispositionsförderndes Regime). Der anschließende Rückgang in der Hochwasserhäufigkeit steht mit der zunehmenden Trockenheit des Late-Maunder-Minimums (1675-1715) in Zusammenhang (Wanner et al. 1995), bevor sich in der nach-kleineiszeitlichen Periode die beherrschende Rolle positiver NAO-Phasen für das Hochwassergeschehen durchsetzt.

4 Resümee und Ausblick

Die historisch belegbare Differenzierung in hochwasserreiche und hochwasserarme Zeitabschnitte lässt Zusammenhänge mit atmosphärischen Zirkulationsschwankungen erkennen. Dabei gelangen in hochwasserreichen Phasen der Kleinen Eiszeit auch winterliche Strömungskonfigurationen, die mit einem ausgeprägten Russland-Hoch verbunden sind, zu erhöhter Hochwasserbedeutsamkeit. Im Frühjahr und Sommer zeichnen sich längerfristige Variationen in zirkulationstyp-internen Eigenschaften (z.B. Abweichungen bei Vorticity und Niederschlagsergiebigkeit) als dynamischer Hintergrund für die variable Auftretshäufigkeit von Hochwasserereignissen ab. Insgesamt reicht das Einflussfeld weit über Schwankungen der NAO hinaus.

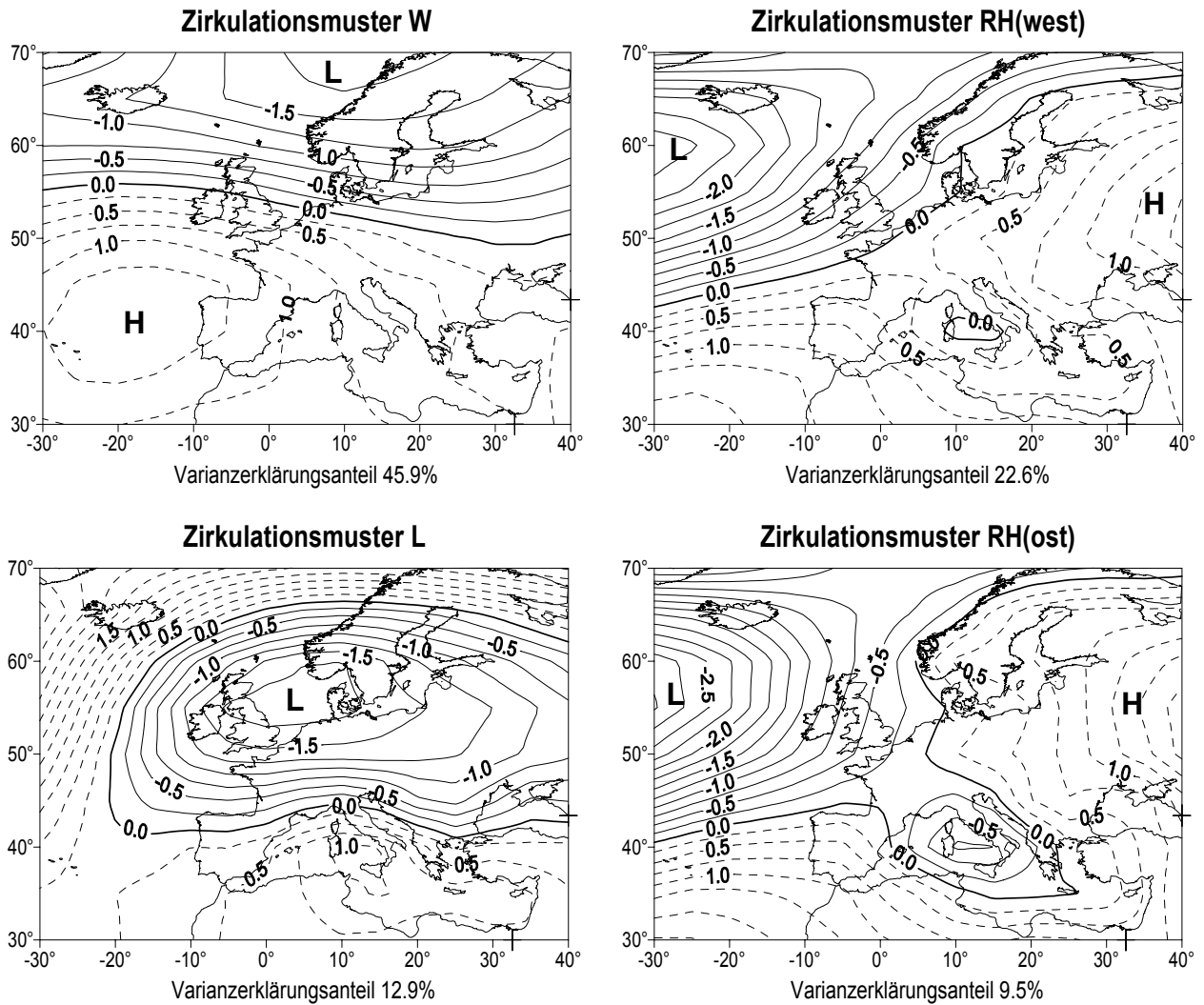


Abb. 6: Grundlegende Zirkulationsmuster aus den Bodenluftdruckfeldern Winter 1500-1999 (nach Jacobeit et al. 2004)

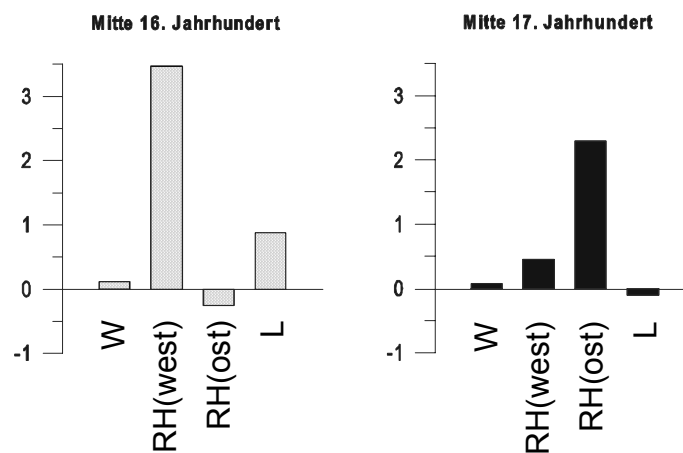


Abb. 7: Index zur Schätzung des Anteils hochwasserbegleiteter Auftrittsfälle an sämtlichen Auftrittsfällen der winterlichen Zirkulationsmuster aus Abb. 6 im Vergleich der hochwasserreichen Perioden um die Mitte des 16. und des 17. Jahrhunderts (nach Jacobeit et al. 2004)

Auch für den Küstenraum lassen sich Aussagen treffen: so hat Glaser (2001) aus Archivmaterial die Sturmfluthäufigkeiten an der deutschen Nordseeküste seit 1100 rekonstruiert (Abb. 8). Neben einem offensichtlichen Quelltrend (generell niedrigeres Niveau in den ersten 400 Jahren) treten auch hier längere Phasen unterschiedlicher Sturmfluthäufigkeit auf: erhöhte Werte ab Mitte des 16. und gegen Ende des 18. Jahrhunderts, niedrigere Werte um die Mitte des 18. und im späten 19. Jahrhundert. Interpretationen bieten sich beim rezenten Negativtrend (verbesserte Küstenschutzmaßnahmen) und beim Maximum des 16. Jahrhunderts an, das Anlehnungen an das entsprechende Hochwassermaximum zeigt (s.o. Diskussion Winter). Weitere Phasen unterschiedlicher Sturmfluthäufigkeit bleiben gesondert zu analysieren, wobei auch Vergleiche mit dem andersartig beeinflussten Ostseeraum aufschlussreich sein können.

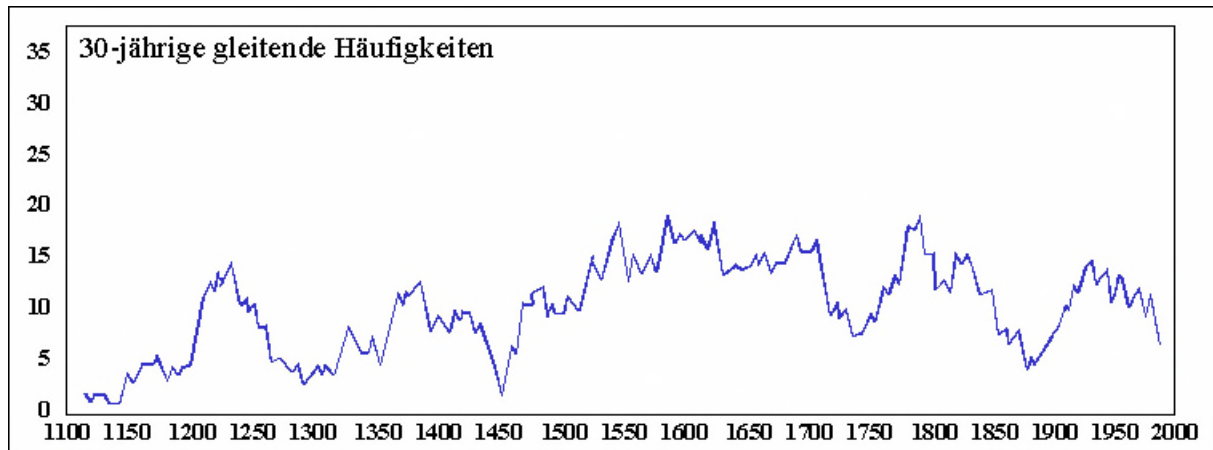


Abb. 8: 30-jährige gleitende Häufigkeiten von Sturmfluten an der deutschen Nordseeküste 1100-2000 (nach Glaser 2001)

5 Literatur:

BENDIX, J.: Natürliche und anthropogene Einflüsse auf den Hochwasserabfluss des Rheins. Erdkunde 51 (1997), S. 292-308

CASPARY, H.J.: Recent winter floods in Germany caused by changes in the atmospheric circulation across Europe. Phys. Chem. Earth 20 (1995), S. 459-462

GLASER, R.: Klimageschichte Mitteleuropas: 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. Darmstadt 2001

HIRSCHBOECK, K.K.: Flood hydroclimatology. In: V.R. Baker, R.C. Kochel und P.C. Patton (Hrsg.): Flood Geomorphology. CHICHESTER, New York 1988, S. 27-49

JACOBET, J., P. JONES, T. DAVIES UND C. BECK: Circulation changes in Europe since the 1780s. In: P. Jones, A. Ogilvie, T. Davies und K. Briffa (Hrsg.): History and Climate: Memories of the Future? New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow 2001, 79-99

JACOBET, J., H. WANNER, J. LUTERBACHER, C. BECK, A. PHILIPP UND K. STURM: Atmospheric circulation variability in the North-Atlantic-European area since the mid-seventeenth century. Climate Dynamics 20 (2003a), S. 341-352

- JACOBET, J., R. GLASER, J. LUTERBACHER UND H. WANNER: Links between flood events in Central Europe since AD 1500 and large-scale atmospheric circulation modes. *Geophysical Research Letters* 30 (2003b), S. 1172-1175
- JACOBET, J., R. GLASER, M. NONNENMACHER UND H. STANGL: Hochwasserentwicklung in Mitteleuropa und Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation. *Geographische Rundschau* 56 (2004), S. 26-34.
- LUTERBACHER, J., E. XOPLAKI, D. DIETRICH, R. RICKLI, J. JACOBET, C. BECK, D. GYALISTRAS, C. SCHMUTZ und H. WANNER: Reconstruction of Sea Level Pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500. *Climate Dynamics* 18 (2002), S. 545-561
- MENDEL, H.G., P. FISCHER UND A. HERMANN: Hochwasser: Gedanken über Ursachen und Vorsorge aus hydrologischer Sicht. Koblenz 1997
- PHILIPP, A. UND J. JACOBET: Das Hochwasserereignis in Mitteleuropa im August 2002 aus klimatologischer Perspektive. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 147 (2003) H. 6, S. 50-52
- STURM, K., R. Glaser, J. JACOBET, M. DEUTSCH, R. BRAZDIL, C. PFISTER, J. LUTERBACHER UND H. WANNER: Hochwasser in Mitteleuropa seit 1500 und ihre Beziehung zur atmosphärischen Zirkulation. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 145 (2001) H. 6, S. 14-23
- WANNER, H., C. PFISTER, R. BRÁZDIL, P. FRICH, K. FRYDENDAHL, T. JÓNSSON, J. KINGTON, S. ROSENØRN und E. *Wishman*: Wintertime European circulation patterns during the Late Maunder Minimum cooling period (1675-1704). *Theor. Appl. Climatol.* 51 (1995), S. 167-175
- WANNER, H., C. BECK, R. Brazdil, C. CASTY, M. DEUTSCH, R. GLASER, J. JACOBET, J. LUTERBACHER, C. PFISTER, S. POHL, K. STURM, P.C. WERNER & E. XOPLAKI: Dynamic and socioeconomic aspects of historical floods in Central Europe. *Erdkunde* 58 (2004), S. 1-16.

Adresse

Prof. Dr. Jucundus Jacobeit, Lehrstuhl für Physische Geographie, Universität Augsburg, Universitätsstraße 10, 86135 Augsburg;
Jucundus.Jacobeit@geo.uni-Augsburg.de

Prof. Dr. Rüdiger Glaser, Geographisches Institut der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 348, 69120 Heidelberg;
ruediger.glaser@urz.uni-heidelberg.de

Dipl.-Geograph Matthias Nonnenmacher, Geographisches Institut der Universität Würzburg, Am Hubland, 97074 Würzburg;
matthias.nonnenmacher@mail.uni-wuerzburg.de

Dipl.-Geograph Heiko Stangl, Geographisches Institut der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 348, 69120 Heidelberg;
heiko.stangl@urz.uni-heidelberg.de