FORUM FÜR HYDROLOGIE UND WASSERBEWIRTSCHAFTUNG

HEFT 38.17



Den Wandel messen – Wie gehen wir mit Nichtstationarität in der Hydrologie um?

Beiträge zum Tag der Hydrologie am 23./24. März 2017 an der Universität Trier

Markus Casper, Oliver Gronz, Rita Ley, Tobias Schütz (Herausgeber)

Hydrologische Wissenschaften
Fachgemeinschaft in der DWA

FORUM FÜR HYDROLOGIE UND WASSERBEWIRTSCHAFTUNG

HEFT 38.17

Den Wandel messen – Wie gehen wir mit Nichtstationarität in der Hydrologie um?

Beiträge zum Tag der Hydrologie am 23./24. März 2017 an der Universität Trier

Markus Casper, Oliver Gronz, Rita Ley, Tobias Schütz (Herausgeber)

Veranstalter:

- Universität Trier, Physische Geographie
- Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften in der DWA (FgHW), Hennef
- Hauptausschuss Hydrologie und Wasserbewirtschaftung der DWA

Mitveranstalter:

- Deutsche Hydrologische Gesellschaft (DHG)
- Luxembourg Institute of Science and Technology (LIST)

Hydrologische Wissenschaften
Fachgemeinschaft in der DWA

Markus Casper, Oliver Gronz, Rita Ley, Tobias Schütz (Herausgeber)

Den Wandel messen – Wie gehen wir mit Nichtstationarität in der Hydrologie um?

Beiträge zum Tag der Hydrologie am 23./24. März 2017 an der Universität Trier

Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung; Heft 38.17

ISBN: 978-3-88721-475-3
DOI: 10.14617/for.hydrol.wasbew.38.17

Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften, 2017

Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung

Herausgeber:
Fachgemeinschaft Hydrologische
Wissenschaften in der DWA
Geschäftsstelle
Theodor-Heuss-Allee 17
D – 53773 Hennef
Tel.: 02242/872 – 161
Fax: 02242/872 – 184
info@fghw.de
www.fghw.de

Univ.-Prof. Dr. Markus Disse
Fachgemeinschaft Hydrologische
Wissenschaften in der DWA

Dr.-Ing. Uwe Müller
Hauptausschuss Hydrologie und
Wasserbewirtschaftung der DWA

Schriftleitung:
Dr. Christian Reinhardt-Imjela

Umschlaggestaltung:
Dorit Steinberger, Ohlstadt

© FgHW – Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 2017

Alle Rechte, insbesondere die der Übersetzung in andere Sprachen, vorbehalten. Kein Teil dieser Publikation darf ohne schriftliche Genehmigung der Herausgeber in irgendeiner Form – durch Fotokopie, Mikrofilm oder irgendein anderes Verfahren – reproduziert oder in eine von Maschinen, insbesondere von Datenverarbeitungsmaschinen, verwendbare Sprache übertragen werden.

Die wissenschaftliche Richtigkeit der Texte, Abbildungen und Tabellen unterliegt nicht der Verantwortung der Herausgeber.

Vorwort

In diesem Jahr findet der Tag der Hydrologie bereits zum 19. Mal statt. Initiator der Veranstaltung ist die Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften in der DWA (FgHW). Seit 2012 wird sie dabei von der Deutschen Hydrologischen Gesellschaft (DHG) unterstützt.

In diesem Jahr wird die Tagung von der Universität Trier in Zusammenarbeit mit dem Luxembourg Institute of Science and Technology (LIST) ausgerichtet. Sie steht unter dem Motto *„Den Wandel messen – Wie gehen wir mit Nichtstationarität in der Hydrologie um?“*

Begriffe wie „Globaler Wandel“, „Klimawandel“ oder auch „gesellschaftlicher Wandel“ prägen schon einige Jahre die Diskussion in Hydrologie und Wasserwirtschaft. Während es anfänglich in diesem Zusammenhang verstärkt um Prognosen auf der Basis von Klimaprojektionen ging, sind mittlerweile reale Veränderungen in hydrologischen Systemen und daran gekoppelten Teilsystemen (Flora, Fauna, Wasserchemie u. a.) zu beobachten. Hydrologische Bemessungs- und Bewertungsverfahren beruhen jedoch weitgehend auf der Annahme, dass die zugrunde liegenden Prozesse selbst stationär sind, d. h. sich im Mittel nicht ändern. Der Wandel hydrologischer Systeme führt deshalb dazu, dass aktuelle Berechnungsansätze nebst operativer Vorhersage und Prognoseverfahren an Ihre Grenzen stoßen oder bereits über ihren validen Einsatzbereich hinweg ausgereizt sind. Entsprechend ermittelte Kennwerte sind daher zunehmend in Zweifel zu ziehen. Hinzu kommt, dass konventionelle Messnetze in ihrer räumlichen und vor allem ihrer zeitlichen Auflösung zu grob sind, um hydrologische Prozesse aufzulösen, die auf kleinen zeitlichen (und räumlichen) Skalen ablaufen.
Der Tag der Hydrologie 2017 in Trier widmet sich dem Thema Wandel in vier unterschiedlichen Bereichen:

1. Hydrologische Prozesse im Wandel

Raumzeitlich variable und sich insgesamt verändernde hydrometeorologische Randbedingungen führen zu unterschiedlichen Antworten des Wasserkreislaufs. Landnutzung und Vegetation verändern sich sowohl durch die Änderung des Klimas als auch durch direkte anthropogene Eingriffe mit allen Konsequenzen für das hydrologische Verhalten. Ein verbessertes Verständnis dieser Änderungen im Wasserkreislauf ist sowohl für die Abschätzung der ökologischen Folgen als auch für die Entwicklung robuster Modellierungsansätze für die Wasserquantität und -qualität notwendig.

2. Statistik und Modellierung des Wandels

Der Verlust der Stationaritätsannahme zwingt zur Entwicklung neuer statistischer Methoden oder zumindest zu einer veränderten Interpretation statistischer Kenngrößen. Eine modellbasierte Prognose zukünftiger Systemzustände erfordert geeignete Modellkonzepte, die die wesentlichen Rückkopplungseffekte zwischen Teilsystemen abbilden können.

3. Innovative Messtechnik und Messnetze in Zeiten des globalen Wandels
Sich wandelnde hydrologische Systeme stellen auch an unsere Messnetze und Messmethoden besondere Anforderungen. Um einen vertieften Einblick in das Funktionieren hydrologischer Systeme zu gewinnen, ist neben dem Weiterbetrieb traditioneller Messnetze, als grundlegende Voraussetzung für eine statistische Beschreibung des Wandels, auch der Einsatz innovativer Messmethoden (einschließlich Fernerkundungsmethoden) notwendig.

4. Nachhaltiges Wasserressourcenmanagement im Wandel
Hydrologische Systeme sind sowohl von natürlichen als auch von sozio-politischen Faktoren determiniert. Daher adressiert das nachhaltige Wasserressourcenmanagement den Wandel der hydrologischen Systeme und zugleich den gesellschaftlichen Wandel: Wenn eine sich ändernde Verfügbarkeit von Wasser auf steigende Ansprüche an die verfügbare Wassermenge und Wasserqualität trifft, sind geeignete Anpassungsmaßnahmen gefragt, die nicht nur im technischen sondern auch im politisch-administrativen Bereich liegen – diese Aufgaben sind je nach politischen Rahmenbedingungen und Steuerungsinstrumenten unterschiedlich gut zu bewältigen.

Im vorliegenden Tagungsband können wir Ihnen 36 höchst aktuelle Beiträge aus diesen vier Themenbereichen präsentieren.

Der Dank der Herausgeber geht an die Mitglieder des Wissenschaftlichen Komitees, die Referenten, die Gruß- und Impulsredner und an die vielen Helfer, die zum Gelingen der Tagung beigetragen haben. Namentlich genannt werden soll hier das Editorenteam, das alle Texte dieses Bandes in Form gebracht hat: Svenja Fischer, Sascha Scherer, Julius Weimper.

Ein besonderer Dank geht an das Organisationsteam zum Tag der Hydrologie 2016 in Koblenz, dessen vielfältige Unterstützung uns eine große Hilfe war.

Markus Casper
Oliver Gronz
Rita Ley
Tobias Schütz

Trier, im März 2017

Heft 38 2017 Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung

Den Wandel messen – Wie gehen wir mit Nichtstationarität in der Hydrologie um? Beiträge zum Tag der Hydrologie am 23./24. März 2017 an der Universität Trier

Eröffnungsvortrag

Esser, B.: 7

Im Wandel messen, den Wandel verstehen: Aufgaben der Bundesanstalt für Gewässerkunde

Impulsvorträge

Kron, W.: 11

Überschwemmungsrisiko: Steigt es, fällt es, bleibt es konstant?

Weingartner, R.: 21

Zur Relevanz der hydrologischen Forschung im Bereich des Klimawandels

Evers, M.: 29

Quantifizierung von Ökosystemdienstleistungen für ein integriertes Fluss-gebiets- und Hochwassermanagement

Hydrologische Prozesse im Wandel

Bogena, H., Wiekenkamp, I., Huismann, J. A., Pütz, T., Graf, A., Drüe, C., Vereeken, H.: 39

Integrierte Untersuchung der Effekte eines Kahlschlags auf das hydrologische Systemverhalten eines Kleineinzugsgebiets

Guse, B., Pfannerstill, M., Kiesel, J., Strauch, M., Volk, M., Fohrer, N.: 51

Welche hydrologischen Prozesse in Modellen ändern sich in ihrer Relevanz und raum-zeitlichen Dynamik unter veränderten Bedingungen?

Bronstert, A., Agarwal, A., Boessenkool, B., Fischer, M., Heistermann, M., Köhn, L., Moran, T., Öztürk, U., Wendi, D., Thieken, A.: 59

Die Sturzflut von Braunsbach am 29. Mai 2016: eine hydrologisch-forensische Ereignisanalyse

Koelbing, M., Schütz, T., Weiler, M.: 63

Steuerungsmechanismen der kleinskaligen Variabilität der urbanen Verdunstung

Schaffitel, A., Schütz, T., Weiler, M.: 75

Untersuchungen zum Infiltrationsverhalten verschiedener teilversiegelter urbaner Flächen

Haferkorn, U., Klöcking, B., Ihling, H.: 87
Verdunstung, Bodenwasservorratsänderung, Sickerwasserbildung und Nitratverlagerung von typischen sächsischen Ackerböden im Verlauf von 35 Jahren – Ergebnisse der Lysimeterstation Brandis

Lorza, P., Scheibel, M.: 99
Klassifizierung und Plausibilitätsbereiche von historischen und zukünftigen Wetter- und Klimaanomalien (am Beispiel des Wuppereinzugsgebietes)

Merz, C., Lischeid, G.: 111
Sölle als Indikatoren für den Wandel hydrologischer Systeme – Ein Ansatz zur Quantifizierung der regionalen Grundwasser/Soll Dynamik mit Hilfe der stabilen Isotope 18O und Deuterium

Schütz, T., Herber, A.: 115
Gebietseigenschaften als variable Steuerungsgrößen der Wasserqualität im Gewässernetz

Statistik und Modellierung des Wandels

Langstädtler, G.: 123
Hydrologische Prozesse im Wandel - Lokale Relevanz mit einem Messdaten-managementsystem ergründen

Barjenbruch, U.: 133
Spektrale Analyse langer Abflusszeitreihen zur Bestimmung klimabedingter Veränderungen in der Saisonalität

Mudersbach, C., Bender, J., Netzel, F.: 143
Instationäre Extremwertstatistik – Den hydrologischen Wandel bei der Bemessung wasserwirtschaftlicher Anlagen berücksichtigen

Mudersbach, C., Krüger, M., Pfister, A., Netzel, F.: 151
Starkregenindizes: Geeignete Instrumente für die Risikokommunikation in Zeiten des hydrologischen Wandels?

Kahl, M.,Reggiani, P.: 161
Anwendung eines probabilistischen Prozessors zur Bayes'schen Verbindung von Niederschlag- und Temperaturreanalysen für datenarme Gebiete

Kreye, P., Gelleszun, M., Meon, G.: 173
Lexikographische Kalibrierungsstrategie für eine repräsentative Parameterschätzung in hydrologischen Wirkungsmodellen

Leandro, J., Konnerth, I., Bhola, P., Amin, K., Köck, F., Disse, M.: 185
FloodEvac Interface zur Hochwassersimulation mit integrierten Unsicherheitsabschätzungen

Regenauer, J., Priesack, E., Schrempp, S., Hölscher, A., Puhlmann, H., Lange, J.: 193
Auswirkungen von Trockenperioden auf die Nitratauswaschung: Ein Vergleich von Acker- und Waldstandorten

Förster, K., Hanzer, F., Stoll, E., Schöber, J., Scaife, A., Craig, M., Huttenlau, M., Achleitner, S., Strasser, U.: 205
Die Vorhersagbarkeit der Schneeakkumulation für die nächste Wintersaison – Ein theoretisches Experiment für das Inn-Einzugsgebiet mit gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Klimamodellen und einem Wasserhaushaltsmodell

Stahl, K., Kohn, I., Böhm, M., Freudiger, D., Gerlinger, K., Seibert, J., Weiler, M.: 217
Langfristige Veränderungen der Abflusskomponenten aus Schnee- und Gletscherschmelze in Niedrigwassersituationen am Rhein

Düthmann, D., Menz, C., Vorogushyn, S., Merz, B., Kriegel, D., Bolch, T., Pieczonka, T., Farinotti, D., Jiang, T., Su, B., Güntner, A.: 227
Hydrologischer Wandel in vergletscherten Kopfeinzugsgebieten des Tarim: Modellbasierte Attributierung beobachteter Abflussänderungen und Projektionen für die Zukunft

Innovative Messtechnik und Messnetze in Zeiten des globalen Wandels

Benisch, J., Förster, C., Weber, S., Helm, B., Krebs, P.: 235
Das Urbane Observatorium – ein integriertes, hochaufgelöstes Messsystem zur Erfassung des stofflichen und hydraulischen Einflusses von Siedlungsgebieten auf Fließgewässer

Wiek, S., Koch, C., Helm, B., Six, A., Klehr, W., Kuhn, K., Tränckner, K., Krebs, P.: 245
Räumlich kontinuierliche Erfassung des Einflusses von natürlichen Zuflüssen und anthropogenen Einleitungen auf die Wasserqualität mit einem bootsgestützten Messsystem

Kopp, M., Rieger, W., Garvelmann, Fersch, J., Kunstmann, H., Disse, M.: 255
Entwicklung einer Messmethodik zur Erfassung der kleinräumigen Variabilität schneehydrologischer Prozesse im subalpinen Raum in der unteren Mesoskala

Eichendorff, P: 267
Hybrides kameragestütztes Messverfahren zur berührungslosen Messung der Fließgeschwindigkeitsverteilung an der Oberfläche von Freispiegelströmungen

Höpfner, T., Pötschke, C.: 277
Neue Verfahren mobiler Durchflussmessungen

Chwala, C., Keis, F., Smiatek, G., Boose, Y., Kunstmann, H.: 287
Niederschlagsmessung mit Richtfunkstrecken kommerzieller Mobilfunknetz-werke: Operationalisierung und hydrometeorologische Anwendung

Engel, M., Penna, D., Tirler, W., Comiti, F.: 293
Multi-Parameter-Analyse zur Charakterisierung von Landschaften innerhalb eines experimentellen Messnetzes im Hochgebirge

Nachhaltiges Wasserressourcenmanagement im Wandel

Müller, R., Burkhard, S., Fuchs-Kittowski, F., Pfützner, B.: 301
Hochwassermanagement im Wandel: Entwicklung eines VGI-basierten Hochwasserprognosesystems

Kebschull, J., Bormann, H., Spiekermann, J., Schaal, P., Ahlhorn, F.: 317
Entwicklung nachhaltiger Strategien zum Entwässerungsmanagement an der Nordseeküste unter Berücksichtigung langfristiger klimatischer Veränderungen

Ackermann, D., Westphal, H., Hesser, F., Gönnert, G.: 327
Hochwassermanagement an Hamburger Binnengewässer – eine wasserwirtschaftliche, ökologische und ökonomische Optimierung im Forschungsprojekt StucK

Blauhut, V., Stölzle, M., Caillet, V., Stahl, K.: 341
Risikobewertung von Niedrigwasserereignissen – Fallstudien am Beispiel Baden- Württemberg 2015

Eley, M., Gelleszun, M., Schöniger, H. M., Meon, G.: 353
Nachhaltige Steuerung der Wasserressourcen in norddeutschen Küsten-aquiferen im Zuge des klimatischen und demografischen Wandels

Autorenverzeichnis 365

Im Wandel messen, den Wandel verstehen: Aufgaben der Bundesanstalt für Gewässerkunde

Birgit Esser

Zusammenfassung

Die im Titel der Tagung verankerte "Messung des Wandels" ist unmittelbar gekoppelt mit der Frage nach dem "Verständnis des Wandels". So kann z. B. ein Wandel, der an einem Abflusspegel oder an einer Gütemessstation beobachtet wurde, durch ganz unterschiedliche Gründe verursacht sein. Zu hinterfragen sind stets messtechnische Homogenität, Änderungen hydrologisch relevanter Systemkomponenten im Einzugsgebiet und im Gewässernetz sowie mögliche Folgen natürlicher langperiodischer Klimavariabilitäten und des anthropogen bedingten globalen Klimawandels. Insofern betrifft "Messen im Wandel" sowohl das Erfassen einer sich ändernden Umwelt als auch die Anwendung fortschreitend weiterentwickelter Messmethoden. Damit verknüpft sind zudem die stete Erweiterung des Spektrums mess- und untersuchungsrelevanter Größen sowie die Verfeinerung der statistischen, deterministischen und probabilistischen Aus- und Bewertungsmethoden.

Die vorgenannten Aspekte sind richtungsgebend für die Aktivitäten der BfG. Sie betreibt hierzu eigene Messnetze und Untersuchungsprogramme und validiert, dokumentiert und archiviert die dabei gewonnenen Daten. Teilweise reichen diese Datenreihen über mehrere Jahrzehnte bis Jahrhunderte zurück. Diese müssen auf Basis neuen Wissens und technischer Möglichkeiten kontinuierlich überarbeitet und fortgeschrieben werden.

Eingebunden in das nationale und internationale Forschungsnetzwerk werden zunehmend Messreihen und bestehendes Wissen über Systemzusammenhänge und Ursachen des Wandels zusammengeführt. Dies ist notwendig, um Ursachen des Wandels zu verstehen sowie die Aussagefähigkeit zu potenziellen zukünftigen Zuständen, insbesondere der Bundeswasserstraßen, zu vergrößern. Im Rahmen dieses Beitrages werden exemplarische BfG-Aktivitäten vorgestellt, um einen Bogen über die bei der Tagung adressierten Themenschwerpunkte zu spannen.

Dies umfasst Untersuchungen zur Erwärmung des Rheins und deren Einfluss auf ökologisch relevante Prozesse. Die Ursachen für diesen instationären Befund sind wandelbedingt, nämlich sowohl Effekte des angelaufenen Klimawandels als auch Resultat von Wärmeeinleitungen aufgrund wachsenden Kühlwasserbedarfs. Mit Blick auf die zukünftige Entwicklung der Wassertemperaturen ist nun erneuter Wandel einzukalkulieren, indem fundierte Annahmen über die Auswirkungen der beginnenden Energiewende zu treffen und in ihrer Wirkung zu modellieren sind. Geeignete Instrumentarien und Modelle wurden bzw. werden in der BfG entwickelt. Effekte der Umstellung auf andere Energiegewinnungen sind in hydrologischen Messreihen erkennbar, z. B. als eine Folge geänderter Talsperrenbewirtschaftung. Hier, wie auch in anderweitigem Kontext, arbeitet die BfG daran, über rein naturwissenschaftliche Untersuchungen hinaus, auch die engen Wechselwirkungen von Wasserverfügbarkeit und wirtschaftlichem Handeln in sozio-hydrologischen Modellen abzubilden.

Auch im Bereich der natürlichen bzw. quasinatürlichen Prozesse gibt es viele Aufgabenstellungen, die durch Messung alleine nicht zu bearbeiten sind. Hierzu gehört z. B. die Frage

danach, in welchem Umfang der Abfluss im Rhein jeweils durch Gletscherschmelze, Schneeschmelze und Regen gespeist wird. Diese Grundlagenaufgabe, die sich die Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR) gestellt hat, wurde im Rahmen eines Projektes mit Unterstützung mehrerer Fachbehörden der Rheinanliegerstaaten sowie von Universitäten und einem Ingenieurbüro beantwortet. Dies ist insbesondere relevant vor dem Hintergrund der befürchteten negativen Auswirkungen des Klimawandels (Stichwort „Gletscherschwund und Niedrigwasser“) und den damit veränderten Abflussregimen in Mitteleuropa.
Im Rahmen der sog. Klimafolgenforschung ist es essenziell, Instationaritäten in Zeitreihen richtig zu beurteilen. Regelhaftes gilt es von Zufälligem zu unterscheiden. Große Bedeutung hat in diesem Zusammenhang z. B. die Identifikation und korrekte Berücksichtigung von Autokorrelationsstrukturen. Die BfG hat sich hier die Aufgabe gestellt, grundlegende Fakten über das Wesen dieser Phänomene zu gewinnen und geeignete Methoden zur Umsetzung dieser Erkenntnisse in der gewässerkundlichen Statistikpraxis verwertbar zu machen.
Die Auswirkungen des Klimawandels auf das Abflussgeschehen werden bereits seit langem bei der BfG für die Gegenwart aufgezeichnet und in die Zukunft projiziert. Viele dieser Arbeiten wurden im Rahmen befristeter Forschungsaktivitäten durchgeführt. Nun trifft die BfG Vorbereitungen, die dabei entstandenen Daten- und Informationsprodukte als Dienst anzubieten. Auch dabei geht es neben der Produkterstellung um die Weitergabe detaillierten Wissens über die Ursachen des Wandels. Mit Blick auf den Meeresspiegelanstieg werden etwa gemeinsam mit Schwesterbehörden (BSH/Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, BAW/Bundesanstalt für Wasserbau, Außenstelle Küste; DWD/Deutscher Wetterdienst) Versuche unternommen, die Einflüsse der regionalen tektonischen Veränderungen mit den Klimawirkungen (z. B. Wind, Eisschmelze) ins Verhältnis zu setzen. Diese Komponente des Wandels wird durch detaillierte Analysen der gewonnenen Daten des geodätischen Höhenmessnetzes ermöglicht.
Resümierend ist festzustellen, dass über die Jahrzehnte ihres Bestehens hinweg im Grunde das einzig stationäre an der Arbeit der BfG der nichtstationär angelegte Umgang mit dem Wandel war und ist; Wandel, der auf veränderten politischen, sozioökonomischen, technischen und wissenschaftlichen Rahmenbedingungen beruht. Die BfG arbeitet dabei nicht isoliert oder gar selbst-fokussiert. Sehr wichtig, und zunehmend relevant ist uns dabei das Bestreben um Zusammenarbeit und Austausch mit anderen Facheinrichtungen, Universitäten, Behörden auf dem Gebiet der Gewässerkunde und ihrer Nachbarwissenschaften: Wir denken und arbeiten interdisziplinär und Institutionen-übergreifend.

Literatur

BMVI (Hrsg.), 2015. KLIWAS Auswirkungen des Klimawandels auf Wasserstraßen und Schifffahrt in Deutschland, Abschlussbericht des BMVI, Berlin, URL: http://www.bmvi.de/SharedDocs/DE/Publikationen/WS/kliwas-abschlussbericht-des-bmvi-2015-03-12.html.

Hardenbicker, P., Viergutz, C., Becker, A., Kirchesch, V., Nilson, E., Fischer, H., 2017. Water temperature increases in the river Rhine in response to climate change. Regional Environmental Change Volume 17 Issue 1, pp. 299-308, DOI: 10.1007/s10113-016-1006-3.

IKSR, 2013. Darstellung der Entwicklung der Rheinwassertemperauren auf der Basis validierter Temperaturmessungen von 1978 bis 2011. IKSR-Bericht Nr. 209, Koblenz 2013, URL: http://www.iksr.org/index.php?id=190&tx_ttnews%5Btt_news%5D=821&cHash=f428a9f8cc59c76035f04e670882759b.

Koop, J., Bergfeld, T., Keller, M., 2007. Einfluss von extremen Niedrigwasser-Ereignissen und gleichzeitigen „Hitzeperioden“ auf die Ökologie von Bundeswasserstraßen. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 51 H.5, 202-209.

Krahe, P., Nilson, E., Knoche, M., Ebner von Eschenbach, A.-D.,2016. Modeling human-water-systems: Towards a comprehensive and spatially distributed assessment of co-evolutions for river basins in Central Europe, in: Schumann, A. H. (Ed.), The spatial dimensions of water management – Redistribution of benefits and risks. Proc. IAHS 373, pp. 119-123, URL: http://www.proc-iahs.net/373/119/2016/, DOI: 10.5194/piahs-373-119-2016.

Mosner, E., Horchler, P., 2014. Auswirkungen des Klimawandels auf die Vegetation der Flussauen. Schlussbericht KLIWAS-Projekt 5.06, KLIWAS-53/2014, BfG, Koblenz, DOI: 10.5675/Kliwas_53/2014_5.06.

Mosner, E., Weber, A., Carambia, M., Nilson, E., Schmitz, U., Zelle, B., Donath, T., Horchler, P.,2015. Climate change and floodplain vegetation – future prospects for riparian habitat availability along the Rhine River. Ecological Engineering 82, 493–511, DOI: 10.1016/j.ecoleng.2015.05.013.
URL: http://doi.bafg.de/KLIWAS/2014/Kliwas_53_2014_5.06.pdf.

Nilson, E., Krahe, P., Lingemann, I., Horsten, T., Klein, B., Carambia, M., Larina, M., 2014. Auswirkungen des Klimawandels auf das Abflussgeschehen und die Binnenschifffahrt in Deutschland. Schlussbericht KLIWAS-Projekt 4.01. KLIWAS-43/2014. BfG, Koblenz.
DOI: 10.5675/Kliwas_43/2014_4.01,
URL: http://doi.bafg.de/KLIWAS/2014/Kliwas_43_2014_4.01.pdf.

Schöll, F., 2013. Verbreitung der Körbchenmuschel Corbicula fluminea (O. F. Müller 1774) in Abhängigkeit von der Wassertemperatur in deutschen Bundeswasserstraßen. Lauterbornia 76, 85-90.

Stahl, K, Weiler, M., Freudiger, D., Kohn, I., Seibert, J., Vis, M., Gerlinger, K., Böhm, M., 2016. Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels. Bericht Nr. I-25 der KHR, Lelystad, URL: http://www.chr-khr.org/en/publications.

Weiß, R., Sudau, A., 2012. Geodätische Aspekte von Höhen und Höhenänderungen der Pegel und Pegelfestpunkte im Küstenbereich. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 56 H.5, 257–274.

Überschwemmungsrisiko: Steigt es, fällt es, bleibt es konstant?

Wolfgang Kron

Zusammenfassung

Risiko setzt sich aus den Komponenten Gefährdung, den ihr ausgesetzten Werten und ihrer Vulnerabilität zusammen. Änderungen in den drei Komponenten können gegenläufig wirken, sodass eine Aussage über das resultierende Gesamtrisiko oft nicht ohne weiteres möglich ist. Zeitreihen von beobachteten Überschwemmungsschäden in Deutschland geben keine klaren Hinweise auf etwaige Trends. Hochwasserschutzmaßnahmen maskieren vermutlich eine durch andere Ursachen bedingte Schadenzunahme. Bei extremen Ereignissen wirken Schutzmaßnahmen allerdings nur bedingt. Der Anteil des Risikos aus seltenen, aber teuren Ereignissen kann daher signifikant sein, ohne dass sich dies in einer begrenzt langen Schadendatenreihe schon zeigt. Für die Versicherungswirtschaft ist es wichtig, einen Trend bei der Gefährdung zu kennen, weil dieser sich unmittelbar auf ihre Risikoeinschätzungen und damit Prämienberechnungen auswirkt.

1. Arten von Überschwemmungen

Im Wesentlichen sind hierzulande drei Haupttypen von Überschwemmungsursachen zu unterscheiden: Sturmfluten, Flussüberschwemmungen und Sturzfluten.

Sturmfluten treten an den Küsten der Meere und großer Seen auf. Sie entstehen durch die Überlagerung der Gezeiten mit einem durch beständigen, starken Sturm erzeugten Windstau. Niederschlag spielt so gut wie keine Rolle. Sturmfluten beinhalten riesige Schadenpotenziale und fordern oft viele Todesopfer. Die letzte Sturmflut in Deutschland mit nennenswerten Folgen ereignete sich 1962 in Hamburg, kostete 318 Menschen das Leben und erzeugte 1,7 Milliarden Euro Schäden (in heutigen Werten).

Flussüberschwemmungen sind das Ergebnis intensiver und/oder tagelang anhaltender Niederschläge auf ein großes Gebiet. Der Boden wird gesättigt und kann kein Wasser mehr aufnehmen, der Niederschlag fließt direkt in die Gewässer. Denselben Effekt erzeugt auch gefrorener Boden, der Wasser am Versickern hindert. Die maßgebliche Größe ist die Niederschlagshöhe (inklusive der Vorfeuchte des Bodens). Flussüberschwemmungen treten nicht abrupt auf, sondern bauen sich auf, wenn auch manchmal in sehr kurzer Zeit. Die betroffene Fläche kann sehr groß sein, wenn das Flusstal flach und breit ist und genügend Wasser zur Verfügung steht. Oft steht eine recht lange Vorwarnzeit zur Verfügung, die Vorbereitung auf ein anlaufendes Flusshochwasser durch geeignete Vorsorgemaßnahmen ist daher sehr wohl möglich und kann Schäden beträchtlich reduzieren.

Dies ist beim dritten Typ, den Sturzfluten, praktisch ausgeschlossen. Es geht manchmal nur noch darum, Leben zu retten. Lange wurde dieses Phänomen hinsichtlich seiner Auswirkungen unterschätzt. Seit dem Sommer 2016 ist das sicher anders – zumindest für die nächste Zeit. Sturzfluten treten in aller Regel als unabhängige, einzelne, nur lokal bedeutsame Ereignisse und zufällig gestreut in Zeit und Raum auf, oft aber auch am Beginn einer großen Flussüberschwemmung (z.B. im Erzgebirge 2002). Sie entstehen durch extremen, meist kurzzeitigen Niederschlag, typischerweise in Verbindung mit Gewittern. Entscheidend ist die Niederschlagsintensität. Die Niederschlagsrate übersteigt die Infiltrationsrate, das Wasser fließt teilweise oberflächig („wild“) ab und konzentriert sich sehr schnell im Vorfluter. Folge ist eine fast schwallartige Hochwasserwelle.

Unter den Begriff Sturzflut fällt auch ein Wolkenbruch in ebenem Gelände. Dabei kommt es zu Überflutungen, weil das Wasser mangels Gefälle nicht schnell genug abfließen kann. Die Wassertiefen betragen dann meist nur wenige Zentimeter, zudem fließt das Wasser nicht oder nur sehr langsam. Allerdings kann es sich in Geländesenken sammeln, wo es bisweilen metertief steht. Die Ereignisse in Baiersdorf (2007) und Münster (2014) zeigen, dass auch dadurch zwei- bis dreistellige Millionenschäden möglich sind. In Siedlungen besteht außerdem eine Überflutungsgefahr bei zu geringen Drainagekapazitäten. Das Wasser dringt dann entweder aus dem Kanalnetz über die Hausentwässerung ein oder strömt aus Gullys auf die Straße und von dort in die Gebäude.

2. Überschwemmungsschäden

Munich Re analysiert und dokumentiert seit mehr als vier Jahrzehnten kontinuierlich Informationen zu Elementarschadenereignissen, von nur lokal bedeutsamen Ereignissen bis hin zu großen Naturkatastrophen. Der MRNatCatSERVICE (Kron et al. 2012) ist die weltweit umfassendste Datenbank ihrer Art. Sie enthält über 36 000 Datensätze, jährlich kommen 600 bis 1000 dazu. Überschwemmungen sind die häufigste Ursache von Schäden aus Naturereignissen; rund die Hälfte aller Ereignisse haben eine Überschwemmungskomponente.

Die 17 teuersten Überschwemmungskatastrophen in Deutschland seit 1990 verursachten Schäden von über 26,5 Milliarden Euro in originalen Werten, das sind 30 Milliarden Euro in Werten von 2016 (Tabelle 1). Die nicht aufgeführten vielen kleinen und mittleren, oft lokalen Überschwemmungen steuerten in der Summe ebenfalls noch einmal einen Milliarden-Schadenbetrag bei. Da auch bei den großen Hochwassern nur ein Teil der Schäden am Hauptstrom und an den großen Nebenflüssen auftritt, ist naheliegend, dass „dezentrale“ Schäden im Einzugsgebiet den Großanteil aller Überschwemmungsschäden ausmachen. Zu beachten ist, dass geschätzte Ereignisschäden oft nicht den tatsächlich angerichteten Schaden reflektieren, sondern auch die Herstellung eines verbesserten Zustands beinhalten.

In der Datenbank wird – unter anderem – unterschieden zwischen meteorologischen und hydrologischen Ereignissen; letztere sind im Wesentlichen Überschwemmungen. Zu den meteorologischen Ereignissen gehören Stürme aller Art sowie die sommerlichen Unwetter, bei denen es neben Sturm-, Tornado-, Hagel-, Hangrutsch- und Blitzschlagschäden auch zu Überflutungen – meistens Sturzfluten – kommt. Die Schadenhöhen aus den einzelnen Wetterphänomenen lassen sich – zumindest für Ereignisse in der Vergangenheit – nicht ohne weiteres aufteilen. Wenn wir also Überschwemmungsschäden darstellen, können wir a) entweder die im Rahmen von Unwettern aufgetretenen Flutschäden vernachlässigen (Unterschätzung der Schadenhöhen) oder b) Unwetterschäden komplett zu den Schäden aus hydrologischen Ereignissen addieren (Überschätzung).

Markante Ereignisse, die sowohl signifikante Überschwemmungsschäden als auch signifikante andere Schäden (Hagel) verursachten, waren zum Beispiel das Tief „Hilal“ 2008 mit der Killertal-Sturzflut und ein Unwetter, das u.a. die Baiersdorf-Flut 2007 auslöste. Einige Unwetter waren laut Datenbank-Eintrag allerdings eindeutig ohne Starkregen und Überflutungen abgelaufen (z.B. diverse Tornados, reine Hagelschläge etc.) und konnten für die folgende Betrachtung ausgemustert werden. Es blieben somit „nasse“ Unwetter, d.h. solche, bei denen zumindest ein Teil der Schäden durch Wasser entstanden ist.

Tab. 1: Die teuersten Überschwemmungskatastrophen seit 1990 in Deutschland (in Originalwerten und inflationsbereinigt in Werten von 2016)

Monat(e)	Jahr	betroffene (Fluss-)Gebiete	Schäden (in Millionen Euro) gesamt original	gesamt (Wert 2016)	versichert original	versichert (Wert 2016)
12	1993	Rhein	530	(734)	160	(222)
4	1994	Saale, Unstrut	300	(409)	150	(205)
1-2	1995	Rhein	270	(364)	100	(135)
8	1997	Oder	330	(423)	32	(41)
10-11	1998	ganz Deutschland	220*	(282)*	45*	(57)*
5	1999	Rhein, Donau	417	(531)	75	(96)
6	2002	westliches Bayern	100	(121)	50	(60)
8	2002	Elbe, Donau	11600	(14050)	1800	(2180)
8	2005	Bayern (Donau)	175	(203)	45	(52)
3	2006	Elbe	83	(96)	17	(19)
7	2007	Mittelfranken (Baiersdorf)	90*	(101)*	---	---
5-6	2008	Südwest-, Westdeutschland	400*	(435)*	100*	(109)*
8-9	2010	Sachsen	1000	(1075)	300	(323)
1	2011	Sachsen	120	(128)	35	(37)
8	2013	Donau, Elbe	8000	(8109)	1800	1824
7	2014	Münster	450	(460)	200	(205)
5-6	2016	Baden-Württemberg, Bayern	2500	(2500)	1200	1200

* geschätzter Überschwemmungsanteil bei Unwetterereignis mit Sturm und Hagel

Abbildung 1 zeigt für Deutschland die normalisierten Jahressummen der Schäden aus hydrologischen Ereignissen und nassen Unwettern seit 1980. Im unteren Teil der Abbildung sind die Balken für die Jahre mit hohen Schäden abgeschnitten, um bei einer größeren Skalierung die Entwicklung der sogenannten Basisschäden besser zu sehen. Hier sind im Hintergrund zusätzlich die Unwetterschäden allein dargestellt.

Die „wahren“ Überschwemmungsschäden liegen entsprechend den oben gemachten Ausführungen irgendwo zwischen der Höhe des Überschwemmungsanteils und der Gesamthöhe der Balken. Es wird deutlich, dass die „richtig großen“ Schäden durch Überschwemmungen erzeugt werden (2002, 2013). Allerdings können Hagelstürme wie 1984 (Münchner Hagel) und 2013 (mehrere Hagelzüge) heutzutage ebenfalls Schäden in Höhe von mehreren Milliarden Euro anrichten. Im Vergleich zu diesen Großkatastrophen sind die „normalen“ Jahre zwar nicht vernachlässigbar, aber doch deutlich weniger schadenträchtig.

Ein eindeutiger Trend ist – zumindest seit etwa 1990 – weder bei den reinen Überschwemmungen noch bei der Summe der beiden Ereignistypen zu erkennen. Dagegen ist bei den Unwettern allein ein deutlicher Anstieg der Schadenhöhen über die Jahre zu verzeichnen. Die Tatsache, dass in den 1980er-Jahren signifikant geringere Schadenhöhen auftraten, sollte allerdings mit Vorsicht betrachtet werden. Vermutlich ist dies – zumindest teilweise – auf nicht registrierte Ereignisse zurückzuführen („reporting bias“). Mathematische Trendbe-

rechnungen sind an dieser Stelle wegen der Heterogenität der Schadendaten ohnehin nicht angebracht.

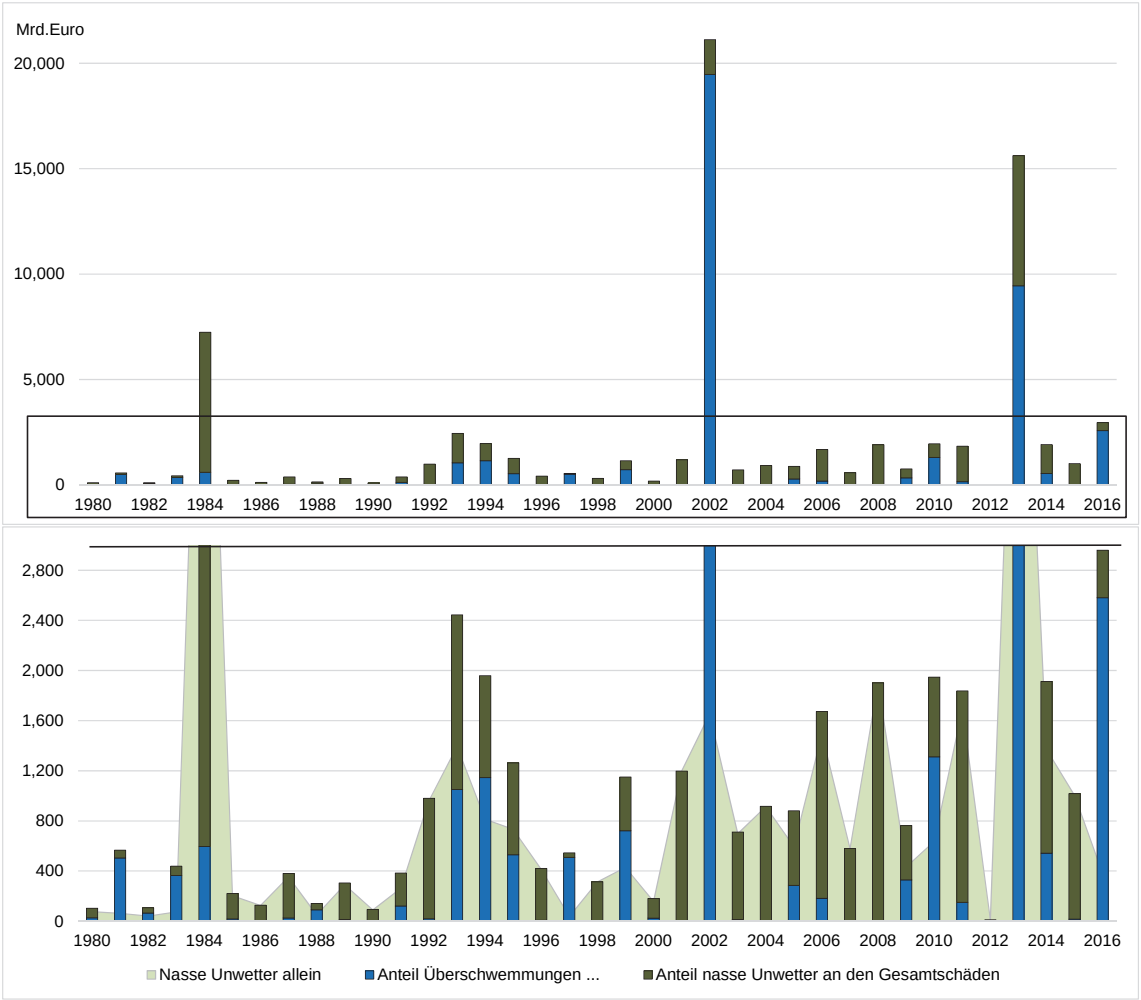


Abb. 1: Jahressummen der normalisierten Schäden aus Überschwemmungs- und Unwetterereignissen in Deutschland seit 1980. Im unteren Teil der Abbildung sind dieselben Daten in einer vergrößerten Form zu sehen. Zusätzlich ist hier im Hintergrund der Schadenanteil aus den Unwettern getrennt gezeigt. Die Schäden für das Jahr JJJJ beziehen sich auf den Zeitraum 1. April JJJJ bis 31. März JJJJ+1. Quelle: Munich Re NatCatSERVICE 2017.

Normalisierte Werte geben die Schäden wieder, welche die historischen Ereignisse an den heute in den betroffenen Gebieten stehenden Werten anrichten würden. Seither umgesetzte Hochwasserschutzmaßnahmen blieben unberücksichtigt, es wird lediglich die Wertesteigerung auf der Basis des gestiegenen Bruttoinlandsprodukts (BIP) pro Kopf in Deutschland einbezogen (Eichner et al. 2016). Die Normalisierung ist hilfreich, wenn es darum geht, Zunahme-bzw. Abnahmeeffekte zu identifizieren, die nicht der generellen Änderung des Wertebestandes und seiner Vulnerabilität zuzuschreiben sind, sondern z.B. der Änderung des Klimas oder dem Bau von Hochwasserschutzmaßnahmen. Allerdings beruhen Normalisierungsmethoden immer auf – zum Teil sehr – pauschalen Annahmen. Im vorliegenden Fall wird auf der Basis der lokalen Entwicklung des BIP normalisiert. Die verwendeten Rasterzellen sind 1 x 1 Grad groß und entsprechen in Deutschland etwa einem 70 x 110 km Raster.

Auch wenn die Entwicklung in einer ganzen Rasterzelle nicht unbedingt repräsentativ für die von Überschwemmungen betroffenen Gebiete ist, etwa weil sich die Werte in Flussauen z.B. durch Ansiedlung von Industrie- und Gewerbegebieten an manchen Orten wesentlich schneller entwickelt haben als an anderen, sind derartig normalisierte Daten ein vernünftiger Ansatz dafür, historische Schäden vergleichbar zu machen.

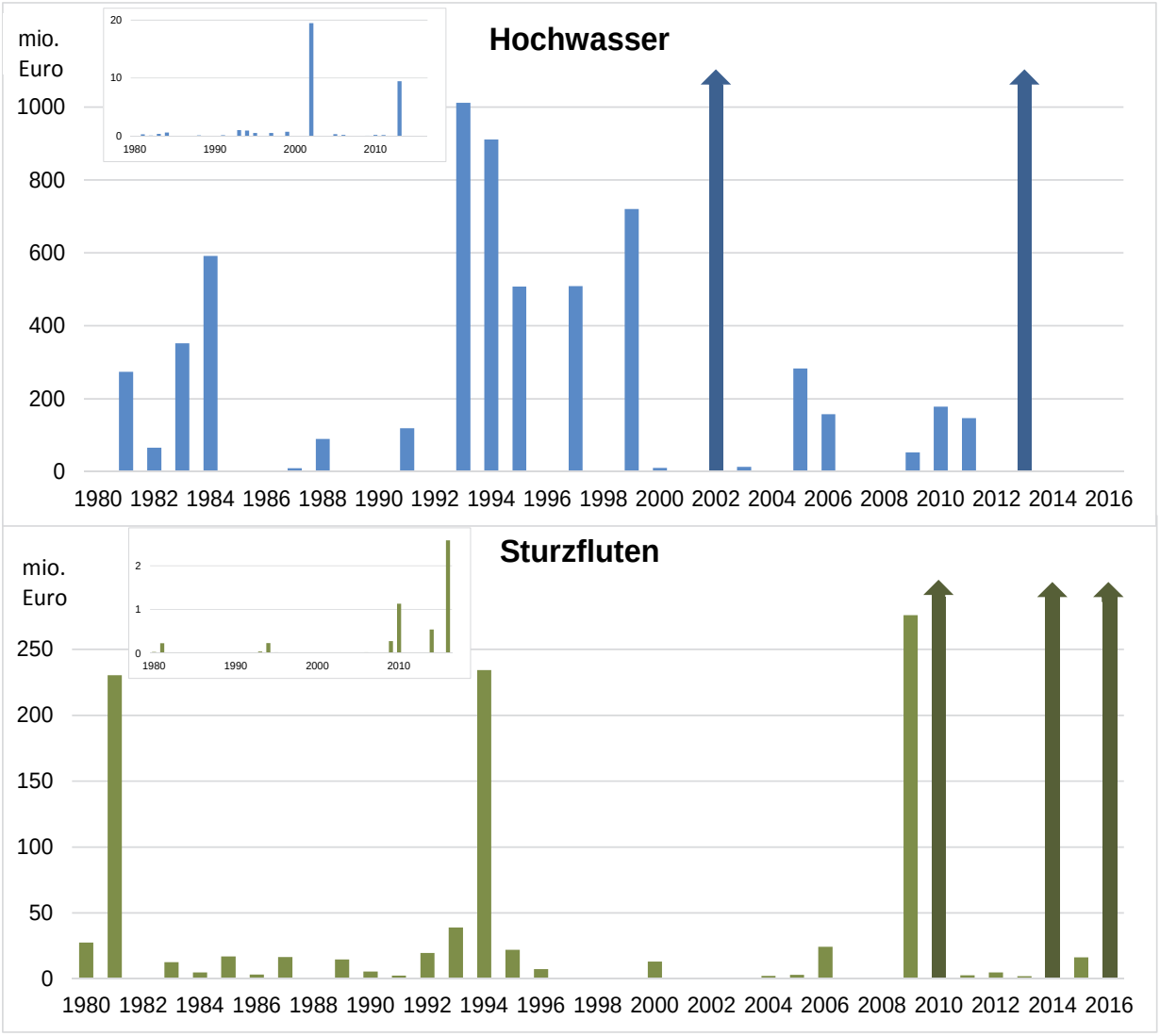


Abb. 2: Normalisierte Schäden aus großen Hochwasserereignissen und reinen Sturzfluten in Deutschland seit 1980. Die dunkleren Balken für 2002, 2013 (Hochwasser) sowie 2010, 2014, 2016 (Sturzflut) sind oben abgeschnitten. In den beiden kleinen Darstellungen links oben ist die Relation dieser Balken zu den übrigen Jahren gezeigt. Jahre sind definiert wie bei Abb. 1. Quelle: Munich Re NatCatSERVICE 2017.

Bei der getrennten Betrachtung von Hochwassern und Sturzfluten (ohne die bei Unwettern) fällt es ebenfalls schwer, eine Änderung der Schäden über die Zeit herauszulesen (Abbildung 2). Es spricht allerdings einiges dafür, dass sich teure Sturzfluten in den letzten acht Jahren häufen. Bei den Hochwassern scheinen sich die Jahresschadenhöhen mehr und mehr in zwei Typen zu separieren, kleine und sehr große, während früher immer wieder

auch mittelgroße auftraten. Dies würde zur Wirksamkeit von Hochwasserschutzmaßnahmen passen, die nicht alle Schäden verhindern, aber signifikante vermeiden und nur bei sehr großen Ereignissen ihre Wirkung verlieren.

3. Was ist Risiko?

Der Begriff Risiko wird für die unterschiedlichsten Dinge verwendet und oft fälschlich für eine „Gefährdung“ angesetzt. Bei einer wissenschaftlich-technischen Verwendung muss er klar und eindeutig definiert und gegen andere Begriffe abgegrenzt werden. Vereinfacht gesagt ist Risiko R das Produkt aus einer Gefährdung (bzw. Hazard) H und den Folgen, wenn sie sich als Naturereignis realisiert. Weiter aufgeschlüsselt lassen sich die potenziellen Folgen als Produkt der exponierten Werte E und ihrer Anfälligkeit/Vulnerabilität V darstellen. Somit gilt:

$$R = H \times E \times V$$

Die Gefährdung ist gegeben durch eine drohende Gefahr einschließlich ihrer Eintrittswahrscheinlichkeit bzw. durch das gesamte Spektrum der Intensitäten eines Naturphänomens mit ihren jeweiligen Wahrscheinlichkeiten. Die exponierten Werte (in Euro) repräsentieren die Gesamtheit der in einem möglicherweise betroffenen Gebiet stehenden Werte, und die Vulnerabilität spiegelt den Grad der Schädigung (in % der Werte) bei einer bestimmten Ereignisintensität wider. Wo keine Werte stehen, ist das Risiko gleich null. Wo ein Objekt so widerstandsfähig ist, dass ihm ein Naturereignis – egal welcher Intensität – nichts anhaben kann, ist das Risiko ebenfalls gleich null. Alle drei Komponenten der Risikogleichung sind in der Regel (wahrscheinlichkeitsverteilte) Variablen und außerdem veränderlich über die Zeit.
Die Stochastizität der Gefährdung und ihre zeitliche Veränderlichkeit (unterschiedliche Eintrittswahrscheinlichkeiten über die Jahreszeiten, Klimawandel) ist offensichtlich. Aber auch Werte können stochastischen Effekten unterliegen. Zum Beispiel weiß niemand genau, welche Güter zu einem bestimmten Zeitpunkt in einem großen Hafen lagern, da diese sich ständig ändern. Ähnlich verhält es sich mit landwirtschaftlichen Schäden: Die Empfindlichkeit einer Feldfrucht gegenüber Überschwemmung, Sturm, Hagel oder Frost hängt stark ihrem aktuellen Entwicklungsstand ab.
Die meisten Einzel-Parameter, welche die drei genannten Komponenten beim Überschwemmungsrisiko beschreiben, lassen sich nicht eindeutig einer der Komponenten zuordnen, ja sie sind oft sogar je nach Betrachtung Teil der einen oder anderen Komponente. Zum Beispiel verringert ein Hochwasserdeich:

- die Gefährdung, weil er das Hochwasser innerhalb eines vorgesehenen Bereichs schadlos abführt (Betrachtung der Belastungsgröße);
- die Exponierung, weil Teile des angrenzenden Gebiets nicht mehr vom Hochwasser bedroht sind (Betrachtung der Einzelobjekte);
- die Vulnerabilität, weil ein Hochwasser jetzt nicht mehr so viel Schaden anrichtet (Betrachtung des Gesamtsystems).

Letztlich ist die Zuordnung aber für die Risikoermittlung nicht relevant; allein der Effekt auf das Risiko ist maßgebend. Rein mathematisch betrachtet ist es bei einer multiplikativen Verbindung der Komponenten ohnehin egal, wie die Zuordnung erfolgt.

4. Wodurch kann sich das Risiko erhöhen?

Vereinfacht gesagt reflektiert die Entwicklung des Überschwemmungsrisikos einen Wettstreit zwischen allgemeinen gesellschaftlichen Veränderungen – wozu auch der Klimawandel zu zählen ist – und gezielten „wasserwirtschaftlichen“ Maßnahmen. Erstere führen in aller Regel zu einer Risikoerhöhung, letztere versuchen, das Risiko zu mindern, zu begrenzen oder zumindest seine Zunahme zu verlangsamen.

4.1 Zunehmende Werte, Empfindlichkeiten und Nutzungen

Zweifellos haben die Eingriffe des Menschen in die Umwelt den Ablauf und die Größe von Hochwasserwellen beeinflusst und damit vielerorts die Gefahr von Überschwemmungsschäden erhöht. Die Eindeichung und Begradigung von Fluss- und Bachläufen, Abholzung von Wäldern, Flurbereinigungen, Anbau von Monokulturen, Bodenbearbeitungsmethoden in der Landwirtschaft, Versiegelung durch Siedlungs- und Straßenbau und viele andere von Menschen vorgenommene Änderungen haben aus einer ehemals natürlichen Landschaft immer mehr eine Kulturlandschaft gemacht. Diese Änderungen werden immer schnell als negative Einflüsse auf Hochwasser angeführt. Doch auch wenn es manchmal zutrifft: man kann sie nicht allein für Hochwasser und deren Folgen verantwortlich machen.

Weiterhin ist die Zunahme der nominalen Schäden eine direkte Funktion der Zahl der Menschen, die in exponierten Gebieten leben. Flussauen sind in der Regel attraktives (weil in Flussnähe), einfach zu nutzendes (weil eben) und billiges Bauland, sowohl für Siedlungen als auch für Gewerbe- und Industriebetriebe.

Noch nie zuvor hatten die Menschen so viel, so wertvollen und so empfindlichen Besitz wie heute. Wo die Häuser früher Kohle- und Holzkeller, Vorratsräume mit Marmelade- und Einmachgläsern, Kartoffeln und Äpfeln hatten, finden sich heute Partyräume mit Teppichböden, Polstergarnituren und Stereoanlagen, Spielzimmer und Heimbüros mit Computern, elektronische Waschmaschinen und Gefriergeräte. In größeren Wohnanlagen oder gewerblichen Gebäuden sind im Untergeschoss oft Tiefgaragen, Steuerungszentren von Aufzugs- und Klimaanlagen, Warenlager und mitunter sogar Rechenzentren.

Die Anhäufung der Werte und damit die Zunahme des Schadenpotenzials steht oft in einem engen Zusammenhang mit dem Gefühl der Sicherheit, das den Menschen durch vorhandene Schutzeinrichtungen (Warnsysteme, Hochwasserdeiche, Katastrophenschutzorganisationen, u.a.) vermittelt wird, oder auch durch bewusste oder unbewusste Falschinformation und das Herunterspielen des vorhandenen Risikos. Die vom Fluss ausgehende Gefahr wird von vielen zunächst bewusst in Kauf genommen, gerät aber schon bald in Vergessenheit, wenn nichts passiert. Erst das Eintreten einer Gefahrensituation oder eines Schadens rüttelt die Betroffenen wieder wach.

4.2 Klimaänderung

Ein wärmeres Klima und damit ein höherer Wasserdampfgehalt der Atmosphäre wird nicht nur generell die Niederschlagsmengen ansteigen lassen, sondern auch in regionalen oder lokalen Unwettersituationen, insbesondere im Sommer, immer häufiger zu extremen Regenintensitäten führen. Eine Untersuchung anhand von Zeitreihen in hoher Auflösung (1 Minute) an 74 Regenstationen im Emscher-Lippe-Gebiet (Pfister 2016) zeigte zum Beispiel deutlich,

dass die Anzahl kurzzeitiger Starkniederschläge und somit die Sturzflutgefahr in den letzten Jahrzehnten zugenommen hat.

4.3 Hochwasserschutz

Es ist kein Versehen, dass dieser Aspekt (auch) unter dem Kapitel Risikoerhöhung steht. Zwar hat zum Beispiel ein Deich den positiven Effekt, dass häufige Schäden und Unbequemlichkeiten verhütet werden. Allerdings kann dieser Effekt aber dadurch kompensiert werden, dass das Gefühl der Sicherheit hinter dem Deich dazu verleitet, mehr und hochwertigere Dinge der Überflutungsgefahr (insbesondere bei einem extremen Ereignis) auszusetzen, als es ohne Deich der Fall wäre. Wenn es dann doch zu einem Ereignis kommt, das die vorhandenen Schutzeinrichtungen übersteigt, tritt schlagartig ein immenses Schadenpotenzial zutage.

5. Womit lässt sich das Risiko mindern?

Im Gegensatz zur Risikoerhöhung ergibt sich eine Risikominderung im Zusammenhang mit Überschwemmungen nur in Ausnahmefällen „automatisch“ aus allgemeinen Entwicklungen, die nicht unmittelbar mit Hochwasser zu tun haben. Die Eindämmung der Klimaänderung wäre eine solche, oder auch diverse Umwelt- und Naturschutzmaßnahmen und – in Bezug auf die Hochwassergefahr vorteilhafte – Änderungen in der Landnutzung. In aller Regel müssen jedoch Maßnahmen getroffen werden, die gezielt auf die Minderung des Hochwasserrisikos ausgerichtet sind. Generell lassen sich solche Maßnahmen in vier Kategorien einteilen:

1. *Verhinderung eines hohen Abflusses*, der die Drainagekapazitäten überschreitet: Dies erfolgt in erster Linie durch Rückhalteeffekte und -maßnahmen und geht von Bewuchs, Landnutzung und -bearbeitung über natürliche und dezentrale Rückhalteflächen bis hin zu gesteuerten Poldern und Talsperren. Rückhalt trägt zur Minderung des Abflussscheitels bei. Er ändert (verlängert) den zeitlichen Ablauf eines Abflussereignisses. Der Effekt erschöpft sich jedoch mit zunehmender Intensität eines Ereignisses immer mehr.
2. *Verhinderung der Überschwemmung* eines Gebietes, in dem diese nicht erwünscht ist: Hierbei steht das geordnete Abführen von Hochwasser im Vordergrund, unterstützt durch gleichzeitige Nutzung von Rückhaltemöglichkeiten. Deiche und andere Absperranlagen sowie Entlastungsgerinne und Flussausbau (z.B. Entfernen von Abflusshindernissen und Engstellen) sorgen dafür, dass das Wasser dort fließt, wo es möglichst wenig Schäden anrichtet. Während bei Sturmflut- und Flusshochwassern Schutz- und Vorsorgemaßnahmen sehr effizient Großschäden reduzieren können, ist dies bei Sturzfluten nicht der Fall, einfach weil man den Ausgangspunkt der Überflutung nicht lokalisieren kann. Im Zusammenhang mit urbanen Starkregen kommt man jedoch langsam zu der Einsicht, dass die Nutzung von Verkehrsflächen zum Abführen von Niederschlagswasser (Grau-blaue-Infrastruktur) eine sehr sinnvolle Möglichkeit der Schadenreduktion sein kann.
3. *Verhinderung von Schäden* aufgrund der Einwirkung von Wasser auf wasserempfindliche Objekte: Die wirksamste Möglichkeit Flutschäden zu reduzieren ist, erst gar nicht in potenziell betroffenen Gebieten zu bauen. Bauliche Vorsorge wie aufgeständerte Bauweise, Höherlegen des Erdgeschossniveaus, dichte Kellerwanne, erhöhte Lichtschächte,

Rückstauklappen und Ähnliches bieten zwar keine volle Schadenfreiheitsgarantie, können aber bei moderaten Ereignissen, insbesondere bei lokalen Starkregen, eine weitreichende Wirkung entfalten. Auch der Verzicht auf einen hochwertigen Ausbau tief gelegener Räume oder die Lagerung hochwertiger Dinge in ihnen sowie eine Gasheizung im Obergeschoss statt einer Ölheizung im Keller ist sinnvoll. Generell sollten wasserresistente Baumaterialien verwendet werden. Zusätzlich kann man sich auf Abschottungsmaßnahmen im Ernstfall vorbereiten und entsprechendes Material bereithalten. Entscheidend ist, sich über die individuelle Gefährdungssituation zu informieren um bei drohender Gefahr adäquat reagieren zu können.

4. *Verhinderung einer schweren finanziellen Belastung* von Betroffenen: Die finanzielle Vorsorge ist unabdingbar, denn alle vorgenannten Maßnahmen wirken nur bis zu einem gewissen Grad. Ein schwerwiegender Schaden sollte den/die Betroffenen nicht ruinieren. Da nur der Staat darauf setzen kann, eine solche Situation durch ex-post-Maßnahmen (Ausgabenumwidmung, Steuererhöhung, etc.) zu überstehen, ist der Abschluss einer Versicherung die einzig sinnvolle Maßnahme. Insbesondere gegen für einen gegebenen Ort nur sehr gering wahrscheinliche extreme Sturzfluten ist die Versicherung sogar die einzige Vorsorgemaßnahme, die sich wirtschaftlich rechnet.

6. Wie ändert sich das Überschwemmungsrisiko?

Anhand des oben Gesagten lässt sich leicht nachvollziehen, dass man kaum eine pauschale Aussage darüber machen kann, ob sich das Risiko positiv oder negativ entwickelt – oder gleich bleibt. Man muss sich mit einer solchen Feststellung letztlich auf eine bestimmte lokale oder regionale Situation beziehen. Für die verschiedenen Überschwemmungsarten lassen sich aber doch auch einige pauschale Aussagen machen.

6.1 Flusshochwasser und Sturmfluten

An Flüssen und an der Küste ist der Ausgangspunkt der Überschwemmung bekannt: das Gewässer. Hierauf lassen sich Hochwasserschutzmaßnahmen konzentrieren. Außerdem sind Vorhersagen meist gut möglich und geben die Zeit, weitergehende Vorbereitungs- und Abwehrmaßnahmen zu treffen. Da sich generell der Hochwasserschutz tendenziell weiter verbessern wird, sinkt das Risiko aus Ereignissen bis etwa zum Bemessungshochwasser BHQ/BHW (d.h. Jährlichkeiten in der Größenordnung von 100 bis 200) trotz steigender geschützter Werte und Klimaänderung. Das Risiko nur aus extremen Ereignissen (>> BHQ/BHW) wird dagegen steigen, denn Hochwasserschutz wirkt gegen diese nicht oder nur begrenzt. Über das Gesamtrisiko aus allen Ereignissen ist eine pauschale Aussage nicht möglich. Es kommt darauf an, wie sich die Bilanz aus den beiden genannten Anteilen ergibt – und das ist für jeden betrachteten Fall individuell zu ermitteln.

6.2 Starkniederschlag/Sturzfluten

Gegen Überschwemmungen durch lokale Starkniederschläge ist ein genereller Schutz kurz- und mittelfristig nicht möglich, und statt quantitativen Vorhersagen (exakte Angaben von Ort – Zeit – Intensität) sind nur qualitative Warnungen möglich. Auch wenn Schäden aus moderaten Ereignissen durch bauliche Vorsorge vermeidbar wären: diese Vorsorge ist nur bei

Neubauten problemlos umsetzbar, bei bestehenden Gebäuden wäre sie in der Regel aufwendig und teuer. Es wird daher noch lange dauern, bis eine allgemeine Wirkung aufträte – mindestens bis eine ganze Generation von Gebäuden neu errichtet ist. Andererseits steigt die Gefährdung: die Klimaänderung wird zu häufigeren und intensiveren Ereignissen führen und anthropogene Einflüsse können sich lokal sehr viel mehr negativ auswirken als in einem Einzugsgebiet. Das Risiko aus Sturzflutereignissen wird daher auf jeden Fall weiter steigen.

7. Fazit

Wir werden auch in Zukunft mit Extremereignissen leben müssen. Allerdings haben wir die Möglichkeit uns zu entscheiden, wie wir mit dem daraus resultierenden Risiko umgehen. Technische Hochwasserschutzmaßnahmen zahlen sich in aller Regel früher oder später aus. Ein markantes Beispiel ist die Verbesserung des Hochwasserschutzes der Stadt Hamburg nach der Katastrophe von 1962. Den investierten 2,4 Milliarden Euro (in heutigen Werten) stehen verhinderte Sturmflutschäden in den letzten 50 Jahren von mindestens 8,4 Milliarden Euro gegenüber, bei Berücksichtigung der Wertesteigerung sogar über 20 Milliarden Euro (Kron und Müller 2014), also ein „Nettogewinn“ von 6 bzw. 18 Milliarden Euro.

Für die Versicherungswirtschaft ist das Schadenrisiko die Basis für ihr gesamtes Geschäft. Ein nicht erkannter (Zunahme-)Trend wäre sehr problematisch. Würden nur gemittelte Schadenerfahrungen aus der Vergangenheit zur Prämienberechnung herangezogen, wäre eine systematische Differenz zwischen erwarteten und tatsächlichen zukünftigen Schäden die Folge – und damit eine zu gering angesetzte Prämie. Dabei ist es wichtig, die Gründe für den Trend zu kennen. Eine Änderung des Wertes eines versicherten Objekts ist unkritisch, da sich diese automatisch in der Versicherungsprämie, die ja als Prozentsatz des Wertes angegeben wird, abbildet. Ganz anders ist dies bei einer sich ändernden Gefährdung (zum Beispiel infolge des Klimawandels) und sich ändernder Vulnerabilitäten. Dies ist ein Grund, warum Versicherer und Rückversicherer sich intensiv mit Risiko-Entwicklungen auseinandersetzen müssen.

Literatur

Eichner, J., Löw, P., Steuer, M., 2016. Historische Schadenereignisse neu bewertet. in: Münchner Rückversicherungs-Gesellschaft: Topics Geo Naturkatastrophen 2015 – Analysen, Bewertungen, Positionen, München, pp. 62-66.

Kron, W., Steuer, M., Löw, P., Wirtz, A., 2012. How to deal properly with a natural catastrophe database – analysis of flood losses. Natural Hazards and Earth Systems Sciences (NHESS), 12, 535–550 (doi:10.5194/nhess-12-535-2012).

Kron, W., Müller, O., 2014. Erheblich mehr Nutzen als Kosten. Korrespondenz Wasserwirtschaft 11/14, 7.Jg. Nr.11, 630-633.

Pfister, A., 2016. Langjährige Entwicklung von Starkregen – Handlungsempfehlungen für die Zukunft. in Pinnecamp, J.: Proceedings zur 49. Essener Tagung für Wasser- und Abfallwirtschaft, 2.-4.3. Essen. Gewässerschutz, Wasser, Abwasser, Band 239.

Herausforderung Klimawandel, auch für die Hydrologie

Rolf Weingartner

Zusammenfassung

Die Hydrologie ist in ihrer Grundausrichtung eine angewandte Wissenschaft, die in Ihren Ursprüngen von Fragestellungen der Praxis angetrieben war. Diese Wurzeln dürfen wir gerade bei der Klimaimpaktforschung nicht vergessen. Die heutige durchaus erfolgreiche disziplinäre Hydrologie ist mit einer inter- und transdisziplinären Komponente zu ergänzen. Ein wichtiges Ziel muss die Bereitstellung von Transformationswissen sein. Es liegt in der Verantwortung der Wissenschaft, dieses Transformationswissen in kohärenter Form aufzubereiten und der Öffentlichkeit in geeigneter Form pro-aktiv zu kommunizieren.

1. Einleitung

Der Klimawandel ist da und wird uns als Gesellschaft zunehmend beschäftigen. Dabei spielt das Wasser global, regional und lokal eine zentrale Rolle. Über das Wasser als Ressource und als Gefahr ist der Mensch direkt mit dem Klimawandel verbunden. Untersuchungen zu den Auswirkungen des Klimawandels, die sog. Klimaimpaktforschung, gehören heute zum Forschungsalltag – auch in der Hydrologie. Dabei müssen wir uns als Forschende aber immer wieder die Frage stellen, ob wir auf dem richtigen Weg sind, ob unsere Beiträge überhaupt relevant sind.

Im Jahr 2015 hat das OcCC, welches die schweizerische Politik in Fragen der Klimaänderung berät, eine Handlungsempfehlung für die Schweiz herausgegeben. Der Bericht lässt sich aus der Sicht der Klimaänderung auf drei Kernaussagen reduzieren (vgl. Abbildung 1):

1. Es brennt.
2. Die Klimapolitik ist nicht da, wo sie sein sollte.
3. Es ist Zeit zum Handeln.



Abb. 1: „Es ist Zeit zum Handeln". Cartoon von Karl Herweg, Bern. Ein Schweizer Nationalrat entspricht einem deutschen Bundestagabgeordneten.

Der aktuelle IPCC-Bericht (IPCC 2014), viele regionale Studien und spezifische Datensätze belegen eindeutig, dass es brennt. So zeigt ein kürzlich veröffentlichter Datensatz (https://www.carbonbrief.org/data-dashboard-climate-change), wie viele Jahre bei den aktuellen Treibhausemissionen noch bleiben, bis eine Erwärmung der Erde um 2°C nicht mehr zu vermeiden ist. Aus dieser Datenbasis ist die Abbildung 2 entstanden. Sie belegt unmissverständlich, dass nicht mehr viel Zeit bleibt, um die an der COP 21 in Paris festgelegten Ziele auch nur annähernd zu erreichen. Es ist also Zeit zum Handeln, zumal die Klimapolitik (in der Schweiz) nicht da ist, wo sie eigentlich sein sollte. Die fehlende oder zumindest ungenügende Handlungsbereitschaft der Gesellschaft, Wirtschaft und Politik führt dazu, dass trotz der Dringlichkeit der Klimaproblematik die Planung der Massnahmen zur Mitigation und Anpassung noch vielfach am Anfang steht oder noch nicht aufgenommen wurde. Anstatt sich pro-aktiv mit der Klimaproblematik auseinanderzusetzen, sind Gesellschaft, Wirtschaft und Politik vor allem im re-aktiven Denken verhaftet und schieben sich gegenseitig den Schwarzen Peter zu, wer als erster zu handeln hat.

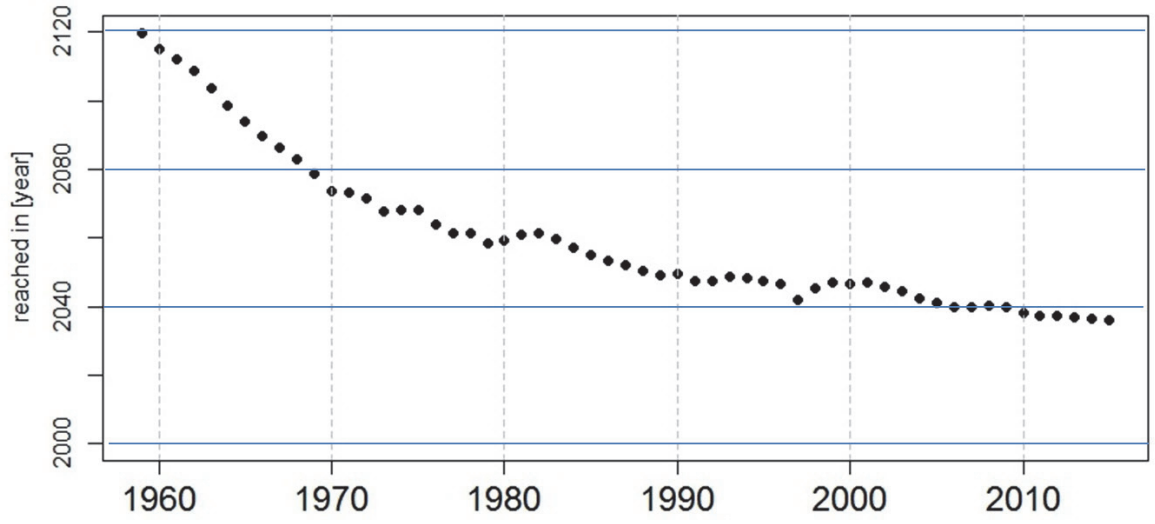


Abb. 2: Zeitpunkt, wann das CO_2-Budget für eine globale Erwärmung bis 2°C mit einer Wahrscheinlichkeit von 66 % aufgebraucht sein wird. Durch die über die Jahre kumulierten Treibhausgasemissionen rückt dieser Zeitpunkt immer näher (Daten: Global Carbon Project).

In dieser kritischen Phase kommt der Wissenschaft eine zentrale Rolle zu. Sie muss Entscheidungsgrundlagen in einer Form liefern, auf welcher die Entscheidungsträger direkt aufbauen können. Die Wissenschaft muss insbesondere auch aufzeigen, welches die Konsequenzen dieses und jenes Handelns oder Nicht-Handelns sind (vgl. Kap. 5).

2. „Future Earth" weist den Weg

Im Umfeld der Konferenz „Rio+20" präsentierte eine Allianz unter der Leitung von ICSU (International Council for Science) und ISSC (International Social Science Council) die globale Forschungsinitiative „Future Earth". Diese Initiative wurde gestartet, um in der Wissenschaft adäquat auf die Herausforderungen der Klimaänderung zu reagieren. Nach „Future Earth" muss die Klimaforschung auf folgenden drei Elementen aufbauen:

1. Lösungsorientierte Forschung.
2. Wirkliche interdisziplinäre Zusammenarbeit zwischen den Natur- und Sozialwissenschaften.
3. Partizipation der Betroffenen, um gemeinsame Forschungsagenden zu entwickeln und die Ergebnisse zu diskutieren und abschliessend einzuordnen.

Gefordert wird also eine inter- und transdisziplinäre Forschung. Heute ist die hydrologische Forschung immer noch sehr disziplinär ausgerichtet. Für interdisziplinäre Ansätze fehlen oft die institutionellen Voraussetzungen und die Anreize. Sogar die Geographie, welche traditionell beste Voraussetzungen zur interdisziplinären Zusammenarbeit besitzt, nutzt diese Chance zu wenig. Vielmehr sucht sie die Profilierung in ihren Teildisziplinen.
Mangelnde Inter- und Transdisziplinarität ist also ein grosses Defizit der Klimaimpaktforschung. Das beutet aber nicht, dass in der Hydrologie auf die disziplinäre Forschung verzichtet werden soll. Im Gegenteil: inter- und transdisziplinäre Forschung ist auf gute System- und Prozesskenntnisse angewiesen und diese basieren auf disziplinärer Forschung (vgl. Kap. 5). Es geht also nicht um ein „Entweder/Oder", sondern um ein „Sowohl/Als Auch". Wichtig ist aber auch die gegenseitige Anerkennung der disziplinären und der inter- und transdisziplinären Forschung.

3. Klimaimpaktforschung in der Schweiz

3.1 Robuste Aussagen und Unsicherheiten

Wissenschaftliche Studien im Bereich „Hydrologie und Klimawandel" werden in der Schweiz schon seit den 1990er Jahren durchgeführt. Die Ergebnisse der ersten umfassenden Studie, nämlich des Nationalen Forschungsprogramms 31 „Klimaänderung und Naturkatastrophen“, wurden 1998 veröffentlicht (Bader und Kunz 1998). Es wurde schon damals festgehalten, dass sich Politik, Gesellschaft und Wirtschaft der neuen Klimasituation anpassen müsse. Seit 1998 wurden zusätzlich drei grössere Studien im Bereich „Wasser und Klimaänderung" durchgeführt (SGHL, CHy 2011, BAFU 2012, CH2014-Impact 2014). Alle Studien zeigen klar und deutlich, dass im Alpenraum mit einer Verschiebung des saisonalen Abflussmaximums vom Sommer in den Frühling zu rechnen ist, so dass die Abflussmengen im Sommer deutlich abnehmen werden. Als Folge davon kann es in Zukunft immer häufiger zu Wasserknappheit im Sommer kommen. Dabei handelt es sich um eine robuste Aussage, weil sie auf der *sehr wahrscheinlichen* zukünftigen Zunahme der Lufttemperatur und damit zusammenhängend der abnehmenden Rolle der Kryosphäre im alpinen Wasserhaushalt beruht. Unsicherheiten bestehen vor allem beim Zeitpunkt (time of emergence) und der Intensität der Veränderungen. Aber – und das ist sehr wichtig – die Richtung der Veränderung ist eindeutig, so dass heute mit der Ausarbeitung einer Anpassungsstrategie begonnen werden kann. Letztere muss somit darauf ausgerichtet sein, die natürlichen Speicher Schnee und Gletscher durch künstliche Speicher zu ersetzen, um mit deren Wasser sommerliche Trockenperioden zu überbrücken. Dabei handelt es sich um sog. Mehrzweckspeicher. In Ergänzung zu ihrer ursprünglichen Funktion bei der Wasserkraftnutzung erfüllen sie in wasserknappen Perioden weitere Aufgaben wie das Bereitstellen von Bewässerungswasser für die Landwirtschaft, von Wasser für die Beschneiung, von Trinkwasser und von Brauch- und Kühlwasser

für Industrie und Gewerbe. Zur Verminderung der Hochwassergefahr lassen sie sich zum Hochwasserrückhalt einsetzten. Die hydrologische Zukunft des Alpenraums ist also eng an die Verfügbarkeit von Speicherraum gekoppelt.
Die Quantifizierung der Unsicherheiten der Aussagen ist ein wesentlicher Bestandteil der Klimaimpaktforschung. Unsicherheiten dürfen aber von der Praxis nicht als Alibi fürs Nicht-Handeln missbraucht werden. Deshalb sind Angaben von Seiten der Wissenschaft zur Robustheit der Aussagen sehr wichtig.

3.2 Auch die Welt ändert sich, nicht nur das Klima

Das schweizerische Nationale Forschungsprogramm 61 „Nachhaltige Wassernutzung" (Leitungsgruppe NFP 61, 2015) hat den sozio-ökonomischen Wandel ins Spiel gebracht. Die Ergebnisse zeigen nämlich klar und eindeutig, dass der Einfluss dieser Veränderungen sehr relevant ist. So belegt eine inter- und transdisziplinäre Untersuchung im Wallis, dass die sozio-ökonomische Entwicklung die Wasserversorgungssituation zumindest bis 2050 stärker beeinflusst als der Klimawandel (Reynard et al. 2014; vgl. Abb. 3). Andere Studien im Rahmen des NFP61 gelangten zu ähnlichen Aussagen bezüglich der Bedeutung der sozio-ökonomschen Komponente.

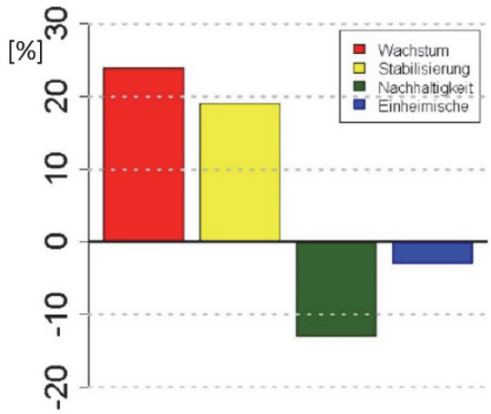


Abb. 3: Veränderung des Wasserverbrauchs in der Region Crans-Montana-Sierre (Wallis, Schweiz) gegenüber heute in Abhängigkeit der sozio-ökonomischen Entwicklung (Reynard et al 2014). Die Ergebnisse der Studie zeigen, dass diese Veränderungen einen grösseren Einfluss auf die zukünftige Wassersituation ausüben als die durch den Klimawandel ausgelösten Veränderungen im Wasserdargebot.

Paul Burger, ein Nachhaltigkeitsforscher an der Universität Basel, hat sich vor einiger Zeit zu recht darüber beklagt (Burger 2012), dass in der Klimaforschung immer noch primär von der Natur und nicht von der Gesellschaft her gedacht werde. Die Gesellschaft werde oft als „black-box“ oder gar als Störfaktor angesehen, so Burger. Er spricht dann auch davon, dass in der Klimaforschung ein „sozio-ökonomischer Paradigmenwechsel“ notwendig sei.

4. Einbezug der Praxis

Die Klimaimpaktforschung muss unbedingt die Praxis miteinbeziehen, um zu lösungsrelevanten Aussagen zu gelangen. Idealerweise steht am Anfang eines Projektes eine Fra-

gestellung aus der Praxis oder – und hier habe ich ausgezeichnete Erfahrungen gemacht – die Praxis wird von Anfang an in die Ausarbeitung eines Forschungsprojekts miteinbezogen

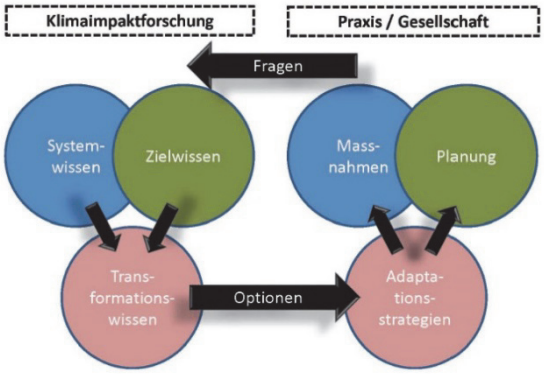


Abb. 4: Zum Einbezug der Praxis bei der Klimaimpaktforschung (aus: Weingartner 2012)

5. Bedeutung des Transformationswissens

Ziel der Klimaimpaktforschung muss es dann letztlich sein, Transformationswissen bereitzustellen, welches die Grundlagen für die Strategie-und Massnahmenplanung in der Praxis bildet. Das Transformationswissen zeigt Gesellschaft, Politik und Wirtschaft Optionen auf, mit denen man ein System in eine gewünschte Richtung verändern kann. Es baut auf dem Systemwissen und dem Zielwissen auf (vgl. Abbildung 4). Beim Systemwissen geht es um die Frage, wie das betrachtete System heute funktioniert und wie es durch die Klimaänderung verändert wird. Traditionell liegt hier die Kernkompetenz der Wissenschaft und das soll auch so bleiben, aber nicht nur. Im Zielwissen sind die Visionen und Optionen der Bevölkerung und Wirtschaft der betroffenen Region enthalten. Deren Einbezug ist entscheidend, sind doch schon manche Projekte daran gescheitert, dass sie zu wenig partizipativ waren.

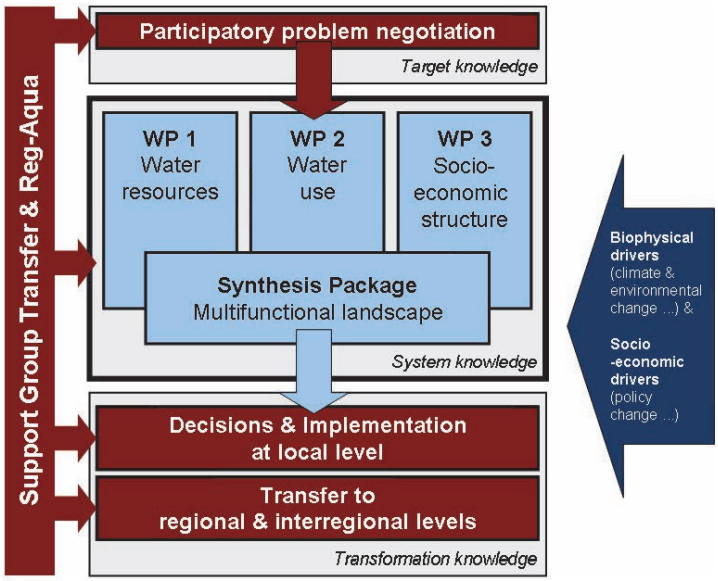


Abb. 5: Forschungsdesign des inter-und transdisziplinären Projektes MontanAqua in der Region Crans-Montana-Sierre (Weingartner et al., 2014).

Die Klimaimpaktforschung muss folglich als ein umfassender interdisziplinärer Vorgang verstanden werden, der über die Kernkompetenzen der Naturwissenschaften hinausgeht. Die Abbildung 5 vermittelt dazu ein Beispiel: Beim Projekt MontanAqua in der Region Crans-Montana-Sierre (Wallis, Schweiz) (Weingartner et al. 2014) stand die Wasserbewirtschaftung auf der regionalen Skala im Mittelpunkt. Das Forschungsteam analysierte die aktuelle Situation anhand von quantitativen, qualitativen sowie kartographischen Methoden und kombinierte diese mit Modellberechnungen (WPs). Dazu wurden die zukünftigen Auswirkungen der klimatischen und sozio-ökonomischen Veränderungen (drivers) einbezogen. Die Fragestellung des Projektes wurde vor der Projekteingabe an den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung wissenschaftlichen Arbeitens anlässlich eines Workshops geschärft (participatory problem negotiation). Eine regionale Arbeitsgruppe aus Vertretern der Politik, Administration und NGOs (Reg-Aqua) begleitete die Projektarbeiten und gewährleistete so den steten Bezug zur Realität vor Ort (Zielwissen). Für die Projektsynthese (synthesis package) wurde eigens eine post-doc-Stelle geschaffen. Die Herausforderung bestand darin, die Ergebnisse der Arbeitspakete, welche vor allem Systemwissen erzeugten, trotz teilweise unterschiedlicher wissenschaftlicher Sprache und unterschiedlicher räumlicher und zeitlicher Auflösung der Ergebnisse zu einem abschliessenden Gesamtbild zusammenzubringen und diese dann so aufzubereiten, dass sie als Entscheidungsgrundlagen in den regionalen Planungsprozess einfliessen können. Für das Aufbereiten der Projektinformation in Form von Transformationswissen wurde eigens ein Kommunikationswerkzeug entwickelt (Schneider et al. 2015). Schliesslich haben die beteiligten Forscherinnen und Forschern die Projektarbeiten in einem interaktiven Prozess zu fünf Kernbotschaften komprimiert und daraus die wichtigsten Handlungsoptionen abgeleitet (Weingartner et al. 2014):

1. **Die Auswirkungen des sozioökonomischen Wandels werden für die Wassersituation um 2050 entscheidender sein als der Klimawandel.**
   Wir empfehlen die Wahl eines Entwicklungspfades mit einer Regionalentwicklung, welche die Wasserbedürfnisse begrenzt (vgl. Abb. 3). In beiden Fällen würde dies eine wesentliche Anpassung der heutigen Praxis in Bezug auf Wasser- und Raumnutzung bedeuten.
2. **Die jährlich verfügbaren Wassermengen sind heute und um 2050 insgesamt genügend, trotzdem kann in einzelnen Gebieten eine saisonale Wasserknappheit auftreten.**
   Zusätzlich zur Wahl einer wassersparsamen Regionalentwicklung empfehlen wir, die Entwicklung einer regionalen, suprakommunalen Vision der Wasserbewirtschaftung zu fördern. Über die technische Entwicklung der Infrastrukturen wie Mehrzweckspeicher oder Verknüpfung der Versorgungssysteme hinaus sollten die rechtlichen Grundlagen vereinfacht und eine Neuverhandlung der regionalen Wasserrechte angestrebt werden.
3. **Wasserprobleme sind vor allem Managementprobleme auf regionaler Ebene.**
   Wir empfehlen eine bessere Zusammenarbeit unter den Gemeinden und eine Wende hin zur Nachfragesteuerung, um den Wasserbedarf zu senken und die Nutzung besser koordinieren zu können. Eine solche Veränderung erfordert die Gründung eines echten regionalen, suprakommunalen Verbundes mit angemessenen rechtlichen und finanziellen Mitteln.

4. **Gemeindeübergreifende Infrastrukturmassnahmen können zur nachhaltigen Sicherung der Wasserversorgung beitragen, aber nur wenn sie in umfassende sozioinstitutionelle Reformen eingebettet sind.**
   Eine gerechtere Wasserverteilung erfordert die Neuausrichtung des Wassermanagements auf das Gemeinwohl aller Einwohner. Dazu ist eine neue Aushandlung der Grundsätze und der Rechte um den Zugang zu den Wasserressourcen nötig.
5. **Für die effiziente Planung einer nachhaltigeren, regionalen Wasserversorgung sind die Datengrundlagen und die Transparenz unbedingt zu verbessern**.
   Wir empfehlen dem Kanton Wallis, eine Strategie zum Monitoring der Wasserressourcen zu entwerfen. Die Beobachtung des Wassers auf regionaler Ebene soll vergleichbare statistische Daten liefern. Ebenso empfehlen wir dem Kanton, die Nachhaltigkeit der aktuellen Praxis der Wasserbewirtschaftung auf regionaler Ebene zu begutachten.

Unsere Erfahrungen in den letzten Jahren haben gezeigt, dass Transformationswissen in Form von Kernbotschaften sehr wertvoll ist, um das Projekt zu positionieren und den Einstieg in die detaillierten Ergebnisse zu erleichtern. Um das Transformationswissen in der betroffenen Region verbreiten zu können, genügen Artikel in wissenschaftlichen Zeitschriften nicht. Es braucht dazu spezifische Produkte (Broschüren etc., sogenannte graue Literatur). Nach Projektabschluss wurden verschiedene Informationsveranstaltungen in der Region abgehalten (transfer), davon eine spezifische für die Politikerinnen und Politiker der Region.

6. Schlussfolgerungen

Das Wissenschaftsbild von „Future Earth“ (s. Kap. 2) kann ich aufgrund der gemachten Erfahrungen nur unterstützen. Lösungsorientierung, Interdisziplinarität und Partizipation sind die Schlüssel zu einer gesellschaftsrelevanten Klimaimpaktforschung. Für den Produktionsprozess der Wissenschaft bedeutet dies, dass sie (wieder) vermehrt ihren Elfenbeinturm verlassen und mit der Praxis pro-aktiv kommunizieren und interagieren muss. Für diese Kommunikation ist die sogenannt graue Literatur an der Schnittstelle zwischen Wissenschaft und Praxis auch sehr wichtig. Schenken wir ihr wieder mehr Beachtung, ohne dabei die Publikationen in begutachteten Zeitschriften zu vernachlässigen. Eine ganzheitliche Wissenschaft in allen Belangen ist gefragt!

Literatur

BAFU (Bundesamt für Umwelt) (Ed.), 2012. Auswirkungen der Klimaänderung auf Wasserressourcen und Gewässer. Synthesebericht zum Projekt „Klimaänderung und Hydrologie in der Schweiz“ (CCHydro). Umwelt-Wissen Nr. 1217, Bern.

Bader, S., Kunz, P., 1998. Klimarisiken – Herausforderung für die Schweiz. vdf, Zürich (ISBN 3-7281-3605-5).

Burger, P., 2012. Plädoyer für einen sozio-ökonomischen Paradigmenwechsel. ProClim-Flash 53, Bern, p.1.

CH2014-Impacts, 2014. Toward Quantitative Scenarios of Climate Change Impacts in Switzerland, published by OCCR, FOEN, MeteoSwiss, C2SM, Agroscope, and ProClim, Bern.

Leitungsgruppe NFP 61, 2015. Nachhaltige Wassernutzung in der Schweiz – NFP 61 weist Wege in die Zukunft. vdf, Zürich (ISBN: 978-3-7281-3611-4).

OCCC, 2015. Strategische Empfehlungen des OcCC zuhanden des UVEK 2015. http://www.occc.ch/stellungnahmen_d.html.

IPCC, 2014. Climate Change 2014: Synthesis report. Geneva.

Reynard, E., Bonriposi, M., Graefe, O., Homewood, Ch., Huss, M., Kauzlaric, M., Liniger, H., Rey, E., Rist, S., Schädler, B., Schneider, F., Weingartner, R., 2014. Interdisciplinary assessment of complex regional water systems and their future evolution: how socioeconomic drivers can matter more than climate. Wiley Interdisciplinary Reviews: Water, 1(4), pp. 413-426 (10.1002/wat2.1032).

Schneider, F., Bonriposi, M., Graefe, O., Homewood, Ch., Huss, M., Kauzlaric, M., Liniger, H., Rey, E., Rist, S., Schädler, B., Weingartner, R., 2015. Assessing the sustainability of water governance systems: the sustainability wheel. Journal of Environmental Planning and Management, 58(9), 1577-1600 (ancis (Routledge) (10.1080/09640568.2014.938804).

SGHL (Schweizerische Gesellschaft für Hydrologie und Limnologie) und CHy (HydrologischeKommission (Ed.), 2011. Auswirkungen der Klimaänderung auf die Wasserkraftnutzung – Synthesebericht. Beiträge zur Hydrologie der Schweiz, Nr. 38, Bern (ISBN 978-3-033-02970-5).

Weingartner, R., 2012. Klimaimpaktforschung mit Impakt. ProClim-Flash 55, Bern, p.1.

Weingartner, R., Schädler, B., Reynard, E., Bonriposi, M., Graefe, O., Herweg, K., Homewood, Ch., Huss, M., Kauzlaric, M., Liniger, H., Rey, E., Rist, S., Schneider, F., 2014. MontanAqua: Wasserbewirtschaftung in Zeiten von Knappheit und globalem Wandel – Wasserbewirtschaftungsoptionen für die Region Crans-Montana-Sierre im Wallis. Forschungsbericht des Nationalen Forschungsprogramms NFP 61, Bern. (ISBN 978-3-9524412-0-6).

Quantifizierung von Ökosystemleistungen für ein integriertes Flussgebiets- und Hochwassermanagement

Mariele Evers

Zusammenfassung

Gewässer und Auen liefern zentrale Ökosystemleistungen wie Trinkwasser, Hochwasser-schutz oder Nährstoffrückhalt. Mittlerweile existieren verschiedene wissenschaftliche Methoden zur Quantifizierung von Ökosystemleistungen. Der Artikel beschäftigt sich mit der Frage, inwiefern der Ansatz der Ökosystemleistungen einen Beitrag zum integrierten Flussgebiets- und Hochwassermanagement leisten kann, bzw. inwiefern die Wasserrahmenrichtlinie und die Hochwasserrisiko-Richtlinie genutzt werden können, um Ökosystemleistungen zu unterstützen. Weiterhin wird eine Methodik beschrieben, die die Möglichkeit zur praktischen Einbindung des Ökosystemleistungsansatzes bei der Umsetzung von wasserwirtschaftlichen Zielvorgaben innerhalb eines integrativen Flussgebietsmanagements untersucht.

1. Einleitung

Das Flussgebiets- und Hochwasserrisikomanagement in Europa und weltweit steht vor großen Herausforderungen. 65 % der globalen aquatischen Lebensräume gelten als mäßig bis hoch bedroht. In der Europäischen Union erreichen 54 % der Gewässerkörper den guten Zustand, in Deutschland sind es 18 %. Nach Angaben des World Resources Instituts werden sich in den nächsten 15 Jahren die Hochwasserschäden weltweit mehr als verfünffachen.

Laut dem aktuellen Zustandsbericht sind 36,1 % der Wasserkörper in einem „mäßigen“, 33,8 % in einem „unbefriedigenden“ und 19,2 % in einem „schlechten ökologischen Zustand“ (BMUB/UBA (2016). Das heißt, nur 8,2 % sind in einem guten oder sehr guten Zustand. Hauptursachen für die Beeinträchtigung sind die nachteilig veränderte Gewässerstruktur, die Beeinträchtigung der Durchgängigkeit der Gewässer für Fische und andere Organismen sowie die zu hohen Nähr- und Schadstoffbelastungen. 36 % der Grundwasserkörper Deutschlands sind in einem nicht guten Zustand. Belastungen im Grundwasser stammen hauptsächlich aus zu hohen Nitrateinträgen (BMUB/UBA 2016). Diese Zahlen machen die Defizite im Flussgebietsmanagement in Deutschland deutlich.

Der LAWA-Maßnahmenkatalog für die Wasserrahmenrichtlinie umfasst 107 Maßnahmen zur Verbesserung des Zustandes von Wasserkörpern. Es gibt eine Vielzahl von Instrumenten (Gesetze, Programme etc.) zur Umsetzung dieser Maßnahmen. Dennoch sind gravierende Hemmnisse bei der Umsetzung der Maßnahmen festzustellen. Hauptsächliche Gründe dafür sind: (1) Schwierigkeiten bei Bereitstellung finanzieller / personeller Ressourcen, (2) Schwierigkeiten bei Herstellung der Akzeptanz der Maßnahme und (3) Schwierigkeiten bei Bereitstellung von Flächen (BMUB/UBA 2012).

Es stellt sich die Frage, welche (weiteren) Ansätze gibt es, diesen Problemfeldern zu begegnen? Gibt es neue Ansätze und Instrumente zur Verbesserung des Gewässerzustandes und zur Umsetzung von Maßnahmen bzw. wie können bestehende Instrumente ggf. weiter entwickelt werden? Ein aktuell viel diskutierter Ansatz ist das Konzept der Ökosystemleistungen (ÖSL). Folgende Ausführungen sollen diese Fragen näher beleuchten.

2. Das Konzept der Ökosystemleistungen im Flussgebietsmanagement

Aquatische Ökosystemleistungen, die dem menschlichen Wohlbefinden dienen, werden in größerem Umfang genutzt und teils übernutzt.

Das Konzept der Ökosystemleistungen (engl. ecosystem services) wurde entwickelt, um die enorme Vielzahl an Leistungen, die zum Ökosystem beitragen, systematisch zu erfassen (TEEB 2010). Das Konzept kann dazu dienen, die Vor- und Nachteile der durch Änderungen der Landnutzung und der Bewirtschaftung hervorgerufenen Folgen umfassender abzuschätzen, indem es diese quantifiziert und ggf. auch einer ökonomischen Bewertung unterzieht. Der Begriff der Ökosystemleistungen erhielt vor allem durch das Millennium Ecosystem Assessment (MEA 2005) internationale Aufmerksamkeit. Im Fokus stehen insbesondere Dienstleistungen von Ökosystemen und der Biodiversität, die dem Wohlergehen des Menschen dienen. Das Millennium Ecosystem Assessment stellt eine Grundkonzeption für die Beziehungen zwischen multifunktionalen Landschaften bzw. Ökosystemen und menschlichem Wohlbefinden dar, um die globale Erhaltung der Biodiversität zu unterstützen.

Es gibt verschiedene Ansätze der Differenzierung und Typisierung der ÖSL. In diesem Beitrag wird die Systematik der TEEB-Deutschlandstudie (TEEB 2010) verwendet. Abbildung 1 illustriert beispielhaft verschiedene ÖSL für Gewässer und Auen.



Abb. 1: Beispiele von Ökosystemleistungen von Auen und Gewässern. Aus: BfN 2015.

3. WRRL/HWRM-RL und ÖSL

Zwei Rechtsinstrumente der Wasserwirtschaft haben die Europäische Wasserpolitik und das Wassermanagement maßgeblich verändert. Zum einen die Richtlinie 2000/60/EG (Wasserrahmenrichtlinie, WRRL) (EK, 2000). Das Gesamtziel der WRRL ist der Schutz und die nachhaltige Nutzung von Wasserressourcen. Zentrale Teilziele der WRRL sind (1) der gute ökologische und chemische Zustand aller natürlichen Oberflächengewässer in der EU (Art. 4.1 WRRL), (2) das gute ökologische Potenzial und der gute chemische Zustand für künstliche und natürliche, aber erheblich veränderte Gewässer (Art. 4.1 WRRL) und (3) der gute chemische und mengenmäßige Zustand der Grundwasserkörper (Art. 4.1 WRRL). Zum anderen ist es die Richtlinie 2007/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom

23. Oktober 2007 über die Bewertung und das Management von Hochwasserrisiken (HWRM-RL) (EK 2007). Das Ziel der HWRM-RL ist es: „... einen Rahmen zu schaffen für die Bewertung und das Management von Hochwasserrisiken zur Verringerung der hochwasserbedingten nachteiligen Folgen auf die menschliche Gesundheit, die Umwelt, das Kulturerbe und wirtschaftliche Tätigkeiten in der Gemeinschaft.“ (EK, 2007, Artikel 2). Zentrale Charakteristika dieser Richtlinie sind (1) der grenzüberschreitende Ansatz, (2) Hochwassermanagement auf Flussgebietsebene und (3) die Integration der für das Hochwasserrisiko im Einzugsgebiet relevanten Aspekte und eine Bewertung hinsichtlich des Risikominderungspotentials. Als zentrale Umsetzungsinstrumente sind Hochwassergefahrenkarten, Hochwasserrisikokarten und Hochwasserrisikomanagementpläne vorgegeben.
Beide Richtlinien sind Teile des integrierten Flussgebietsmanagements, deren Implementierung das Potenzial für Synergien und Vorteile im Hinblick auf umweltpolitische Ziele nutzen soll. Die Ziele sollen bis 2015 bzw. über weitere zwei Zeitintervalle (in einem adaptiven Management) bis 2012/2027 erreicht werden.
Inwiefern können diese Richtlinien ÖSL schützen oder wieder herstellen?
Wesentliche Ziele der WRRL sind die nachhaltige Bewirtschaftung und der Schutz der Süßwasserressourcen (Erwägungsgrund 3) sowie die Wasserversorgung im Sinne der Daseinsvorsorge zu sichern (Erwägungsgrund 15). Diese Leistungen sollen durch die eingeführten Instrumente reguliert werden, um den guten Zustand bzw. das gute ökologische Potenzial von Gewässern auch in Zukunft zu gewährleisten und den Nutzen für den Menschen als Ressource sicherzustellen. Trotz dieser Zielsetzung wird das Konzept der ÖSL in der WRRL nicht thematisiert. Welche Potenziale WRRL und HWRM-RL für die Unterstützung von ÖSL über Ziele und Instrumente haben illustriert Tabelle 1.

Inwiefern die beiden Richtlinien ÖSL beeinflussen können, bzw. wie der ÖSL Ansatz zur Erreichung der Ziele von WRRL und HWRM-RL genutzt werden kann, soll hier exemplarisch skizziert werden:

- Die Filter- und Pufferfunktion der Wasserkörper sind von höchster Relevanz für die Trinkwasserbereitstellung. Sind Ökosysteme zu stark eutrophiert, ist diese Funktion nur noch eingeschränkt verfügbar mit Konsequenzen für die Qualität des Grundwassers. Über das Verschlechterungsgebots, ein Grundsatz der WRRL, und das Ziel des guten chemischen Zustands, können Maßnahmen zur Reduktion von Nitrat- und Phosphateinträgen aus der Landwirtschaft formuliert werden. Maßnahmen wie eine veränderte Bewirtschaftung (bspw. konservierende Bodenbearbeitung oder begrünte Abflusswege auf Sedimenthauptlieferflächen) oder Gewässerschutzstreifen können zur Reduktion der Einträge von Phosphat bis zu 68 % oder Stickstoff bis zu 42 % führen (Grunewald 2012: 279).

Tab. 1: Übersicht über Ziele, Instrumente und Beispiele für potenzielle Unterstützung von ÖSL durch WRRL und HWRM-RL. Verändert nach Evers in: von Haaren und Albert (2016)

	Ziele	Instrumente	(potenziell unterstütze) Ökosystemleistungen			
			bereitstellend	regulierend	unterstützend	kulturell
WRRL	Die WRRL hat u.a. zum Ziel: guter ökologischer und chemischer Status aller Gewässerkörper, Verhinderung weiterer Verschlechterung und Schutz und verbesserter Status aquatischer Ökosysteme sowie Förderung nachhaltige Wassernutzung	Status-quo-Analyse Monitoringprogramme Bewirtschaftungsplan Maßnahmenprogramm Kosten-Nutzen-Analyse Verschlechterungsverbot Kostendeckung bei den Wasserdienstleistungen Auswahl kosteneffizienter Maßnahmen ökonomische Begründung von Ausnahmetatbeständen Beteiligung interessierter Stellen (Partizipation)	Oberflächen- und Grundwasser (für Trinkwasserversorgung, private, landwirtschaftliche oder industrielle Nutzungen) Energiegewinnung Transport Fischerei Biodiversität Genetische Ressourcen Biomasseproduktion	Denitrifikation Filtration Erosionsschutz CO2 Bindung (z.B. in Auenböden) Lokale Klimaregulation (Temperatur) Retention / Hochwasserregulierung u.a.m.	Nährstoffkreislauf Grundwasserneubildung Erhalt biol. Vielfalt z.B. Wiederherstellung Konnektivität, Auenrevitalisierung, u.v.m.	Erholung Tourismus Ästhetik Bildung kulturelles Erbe
HWRM-RL	Bewertung und Management von Hochwasserrisiken zur Verringerung der hochwasserbedingten nachteiligen Folgen auf die menschliche Gesundheit, die Umwelt, das Kulturerbe und wirtschaftliche Tätigkeiten in der Gemeinschaft	Vorläufige Risikobewertung Hochwassergefahrenkarte Hochwasserrisikokarte Hochwasserrisikomanagementplan Kosten-Nutzen-Analyse Beteiligung interessierter Stellen (Partizipation)	Oberflächen- und Grundwasser (für Trinkwasserversorgung, private, landwirtschaftliche oder industrielle Nutzungen) Energiegewinnung Fischerei Transport Genetische Ressourcen Andere Produkte Biodiversität	Retention / Hochwasserregulierung Denitrifikation Filtration Erosionsschutz CO2 Bindung (z.B. in Auenböden) lokale Klimaregulation u.a.m.	Nährstoffkreislauf Grundwasserneubildung Erhalt biotische Vielfalt z.B. durch Auenrevitalisierung, Anlage ökologische Polder u.v.m.	Erholung Tourismus Ästhetik Bildung kulturelles Erbe

Regulierende Dienstleistungen nehmen Oberflächengewässer und Ufer-/ bzw. Auenbereiche in Bezug auf Hochwasser- oder Starkregenereignissen ein. Deichrückverlegungen wie bspw. bei Lenzen an der Elbe führen durch die Vergrößerung des Retentionsraumes (in Lenzen um 420 ha) zur Absenkung des Hochwasserspiegels. Bei dem Hochwasser 2013 führte dies lokal zu einer Absenkung des Wasserspiegels von etwa 30 cm (Promny et al. 2014).

- Eine zentrale ÖSL ist die Kohlenstoffspeicherung in Auenböden. Scholz et al. haben rezente Auenböden mit Grünland oder Auenwaldnutzung als CO2-Senke mit bis zu 50-100 % höheren Speicherpotenzialen gegenüber ackerbaulich genutzten Altauen quantifiziert (Scholz et al. 2012). Der Schutz und die Renaturierung/-aktivierung von Auen haben nicht nur für den Hochwasserschutz eine hohe Relevanz, sondern auch als Bewertungsparameter für die Gewässerstrukturgüte.
- Bei einer aktiven Auendynamik liefern Überschwemmungen einen unterstützenden Beitrag zur Fruchtbarkeit von Überschwemmungsgebieten. Ökosysteme wie Au- und Bruchwälder profitieren von der natürlichen Hochwasserdynamik in aktiven Auen, wenn sie an das Gewässer angeschlossen sind. Nach Herbert (2008) sind 44 von 87 FFH Lebensraumtypen und 73 von 112 nach FFH geschützten Arten wasserabhängig, was die Bedeutung der beiden Richtlinien auf die ÖSL Biodiversität deutlich macht. Unterstützende Dienstleistungen können durch die WRRL z.B. durch Maßnahmen der Wiedervernässung von Feuchtgebieten (bzw. wie die WRRL formuliert: Grundwasser abhängigen Landökosystemen) bereitgestellt werden und damit wechselnde Lebensräume, genetische Vielfalt erhalten und Reproduktionsstätten für diverse Arten unterstützt werden.

4. Potenzial des ÖSL-Ansatzes im Flussgebietsmanagement

Die WRRL ist ein starkes Instrument mit deutlicher Umsetzungshandhabe. Die HWRM-RL hat klare Bezüge zur WWRL und zielt auf einen Paradigmenwechsel vom technischen Hochwasserschutz hin zum nachhaltigen Hochwasserrisikomanagement. In beiden Richtlinien wird das Konzept der ÖSL nicht explizit einbezogen, wobei es deutliche Potenziale gibt und innovative Ansätze hiermit unterstützt werden könnten.

Mit Hilfe ökonomischer Instrumente wie den Umwelt- und Ressourcenkosten sollen Kosten und Nutzen von Maßnahmen bewertet werden (Effizienzanalysen). Die WRRL fordert eine Kostendeckung bei allen Wasserdienstleistungen (vgl. Art. 5, 9, 11 WRRL). Die Wasserdienstleistung und die Auswirkung menschlicher Tätigkeit der Wassernutzung sollen bestimmt werden, um eine Bewertung der Kosten nach dem Verursacherprinzip vornehmen zu können. Als Wasserdienstleistungen werden in Deutschland jedoch nur die öffentliche Wasserversorgung und Abwasserbeseitigung gezählt. Andere Bereiche wie Hochwasserschutz, Aufstauungen für Schifffahrt und Wasserkraft oder landwirtschaftliche Düngung werden nicht dazu gezählt. Eine entsprechende ökonomische Analyse der erwähnten Dienstleistungen findet dementsprechend bisher selten in den geforderten Bewirtschaftungsplänen der WRRL Anwendung (Kusche et al., 2011). Insgesamt weisen die ökologischen (Irmer, 2000) und ökonomischen Instrumentarien der WRRL Defizite in der Implementierung, Anwendung und Weiterentwicklung auf und werden somit selten ausgeschöpft (Kusche et al., 2011). In den Umweltqualitätsstandards, den ökologischen und ökonomischen Analyse- und Bewertungs-

methoden zur Umsetzung der WRRL könnte gerade dem Aspekt von ÖSL im Gewässerbereich eine stärkere Berücksichtigung zuteilwerden. Die bereitgestellten Synergien und Interaktionen der Ökosysteme werden gegenwärtig weder in ihrer Gänze erfasst noch ökonomisch in die WRRL eingebettet und bewertet. Ebenso muss die Nutzung von Gewässern (z.B. für Trinkwasser, Energiegewinnung etc.) im Zusammenhang mit den weitreichenden Wechselbeziehungen zu anderen angrenzenden Ökosystemen (z.B. Boden) gesehen werden. Es bedarf zur Analyse einen ganzheitlichen Ansatz (Gesamtökobilanz) statt Einzelfallbetrachtung und separater Maßnahmen wie bisher. Nur so können Wirkungszusammenhänge auf lokaler, regionaler und globaler Ebene, wie Stoffkreisläufe und Einträge aus Landwirtschaft und Industrie in Gewässer, schneller identifiziert und ökologisch-ökonomisch versteckte, und damit schädliche Subventionen entlarvt und korrigiert werden (Kusche et al., 2011).
Die Integration der ÖSL kann eine bessere Kohärenz von Umweltpolitiken wie bspw. zwischen Gewässerschutz und Agrarpolitik oder Energiepolitik (z.B. Förderung von Biogasanlagen auf Kosten von Grünlanderhalt zugunsten von Maisanbau) unterstützen. Darüber hinaus sind Zeitvektoren zu betrachten, die bei der WRRL nur eingeschränkt integriert sind.
Neben der Bewertung der Gesamtökobilanz ermöglicht auch die Perspektive der ÖSL den Blick auf Synergien mit Planungsinstrumenten anderer Fachgebiete. Über eine Priorisierung von Zielen und Bündelung von Instrumenten beispielsweise der Landschaftsplanung (z.B. Landschaftspläne, Kompensationsmaßnahmen) oder Landwirtschaft (Agrarumweltprogramme, Kooperationsmodelle) könnten die Umsetzungsdefizite der Maßnahmenprogramme der WRRL v.a. in Bezug auf mangelnde Ressourcen und Flächenverfügbarkeit gemindert werden und eine Basis für neue Kooperationen entstehen lassen.
Durch die HWRM-RL wird ein Paradigmenwechsel im Hochwasserschutz etabliert, der sich im letzten Jahrzehnt schon durch verschiedene Gesetze und Programme in Deutschland abgezeichnet hat. Die Integration des ÖSL-Ansatzes kann eine weitere integrative Umsetzung des Hochwasserrisikomanagements stärken, indem über ein systemisches Verständnis eine funktionsräumliche Betrachtung der Landschaft und deren Bedeutung für den Hochwasserschutz deutlich gemacht wird. Methodische Ansätze und Ergebnisse aus Studien z.B. an der Elbe machen den Mehrwert der Betrachtung von ÖSL deutlich. Hartje und Großmann (2012) haben integrative Kosten-Nutzen-Modelle zur Auenreaktivierung entwickelt, die sowohl die vermiedenen durchschnittlichen Schäden durch Hochwasser durch die Retentionsfunktion von Auen beziffern, als auch ÖSL wie Nährstoffretention und den sozio-kulturellen Wert von Auenhabitaten integriert betrachten. Ebenfalls ist die CO2-Speicherung in Auen als ÖSL von Relevanz für den Klimaschutz.
Diese Ansätze können bei der Aufstellung der Hochwasserrisikomanagementpläne berücksichtigt werden, um die Bedeutung und Bewertung von Maßnahmen wie Deichrückverlegungen im Vergleich zu technischen Hochwasserschutzmaßnahmen in einen weiteren Kontext zu stellen. Zentrales Instrument der HWRM-RL sind die HWRM Pläne, die “angemessene Ziele” für das Hochwasserrisikomanagement enthalten, wobei der Schwerpunkt auf der Verringerung potenzieller hochwasserbedingter nachteiliger Konsequenzen für die menschliche Gesundheit, die Umwelt, das Kulturerbe und wirtschaftliche Tätigkeiten liegen soll. Art. 7.2 (Maßnahmen zur Verminderung der Hochwasserwahrscheinlichkeit) und Art. 7.3 (Aspekte, die in die Pläne einbezogen werden sollten, wie z.B. nachhaltiger Flächennutzungsmethoden

oder Verbesserung des Wasserrückhalts) der HWRM-RL machen deutlich, dass grundsätzlich ein integrativer Ansatz verfolgt wird. Dabei sollten auch ÖSL wie CO2-Speicherung oder Denitrifikation, Schadstoffrückhalt von Auen u. a. m. mit betrachtet werden und bei der Bilanz der Kosten und Nutzen von Hochwasserschutzmaßnahmen integriert werden. Dadurch könnte die auf der Hand liegende Win-Win-Situation zwischen Hochwasserschutz und ÖSL genutzt werden.
Im Hinblick auf Synergien zwischen den beiden hier betrachteten Richtlinien hat die Länderarbeitsgemeinschaft (LAWA) eine Handlungsempfehlung herausgegeben, in der folgende Kriterien zur Priorisierung von Maßnahmen abgeprüft werden sollen (LAWA 2013):

- Synergieeffekte mit Zielsetzungen der WRRL und anderer Richtlinien,
- Wirksamkeit der Maßnahme im Hinblick auf HWRM-RL und WRRL,
- Wirtschaftlichkeit der Maßnahme sowie
- Umsetzbarkeit der Maßnahme

In diesem Zusammenhang ist die Berücksichtigung von ÖSL für alle Kriterien von Relevanz. Nicht nur bei der Betrachtung von Synergien könnte die Berücksichtigung von ÖSL interessante Aspekte liefern, sondern auch und vor allem bei der Betrachtung von Wirksamkeit, Wirtschaftlichkeit sowie Umsetzbarkeit von Maßnahmen (siehe hierzu auch das Fallbeispiel im folgenden Kapitel). Der ÖSL-Ansatz kann z.B. auch über Indikatorensysteme bzw. den integrativen Analyseansatz zu funktionalen Betrachtungsweisen Hilfestellung leisten und somit auch Hinweise zu Förder- und Anreizinstrumenten liefern. Der Partizipationsansatz der WRRL mit seiner aktiven Beteiligung ist geeignet, um den gesellschaftlichen Nutzen einer sozial-ökologisch-ökonomischen Betrachtungsweise von ÖSL darzulegen und den Wert und die Wahrnehmbarkeit von Naturkapital auch den Nutzern der Leistung nahe zu bringen.

5. Fallbeispiel für die Anwendung des ÖSL-Ansatzes in der Aufstellung von Bewirtschaftungsplänen

Im Zuge des EU Projektes Strategic Alliance of Water Management Actions (SAWA) wurde eine Methodik zur Identifikation von Zielräumen entwickelt und angewendet, die Ziele und Maßnahmen von Gewässer- und Hochwasserschutz integriert (Evers 2015). Diese Methodik wurde in einer Pilotstudie angewendet, um die Möglichkeit zur praktischen Einbindung des Ökosystemleistungsansatzes bei der Umsetzung von wasserwirtschaftlichen Zielvorgaben innerhalb eines integrativen Flussgebietsmanagements zu untersuchen (Wick 2015). Als Untersuchungsgebiet diente das Einzugsgebiet des Pleisbachs, ein Nebengewässers der Sieg. Auf der Ebene des Einzugsgebietes wurden Flächen ermittelt, die besonders hohe Potenziale für ÖSL aufweisen. Anhand von kaskadierenden GIS-Abfragen (nach Evers 2015) wurden anhand des multifunktionalen Ansatzes Zielräume identifiziert (s. Abb 2). Im Vordergrund standen dabei die Habitatleistung, die Retentions- und Abflussregulationsleistung, die Versickerungsleistung und die Pufferleistung des Bodens.

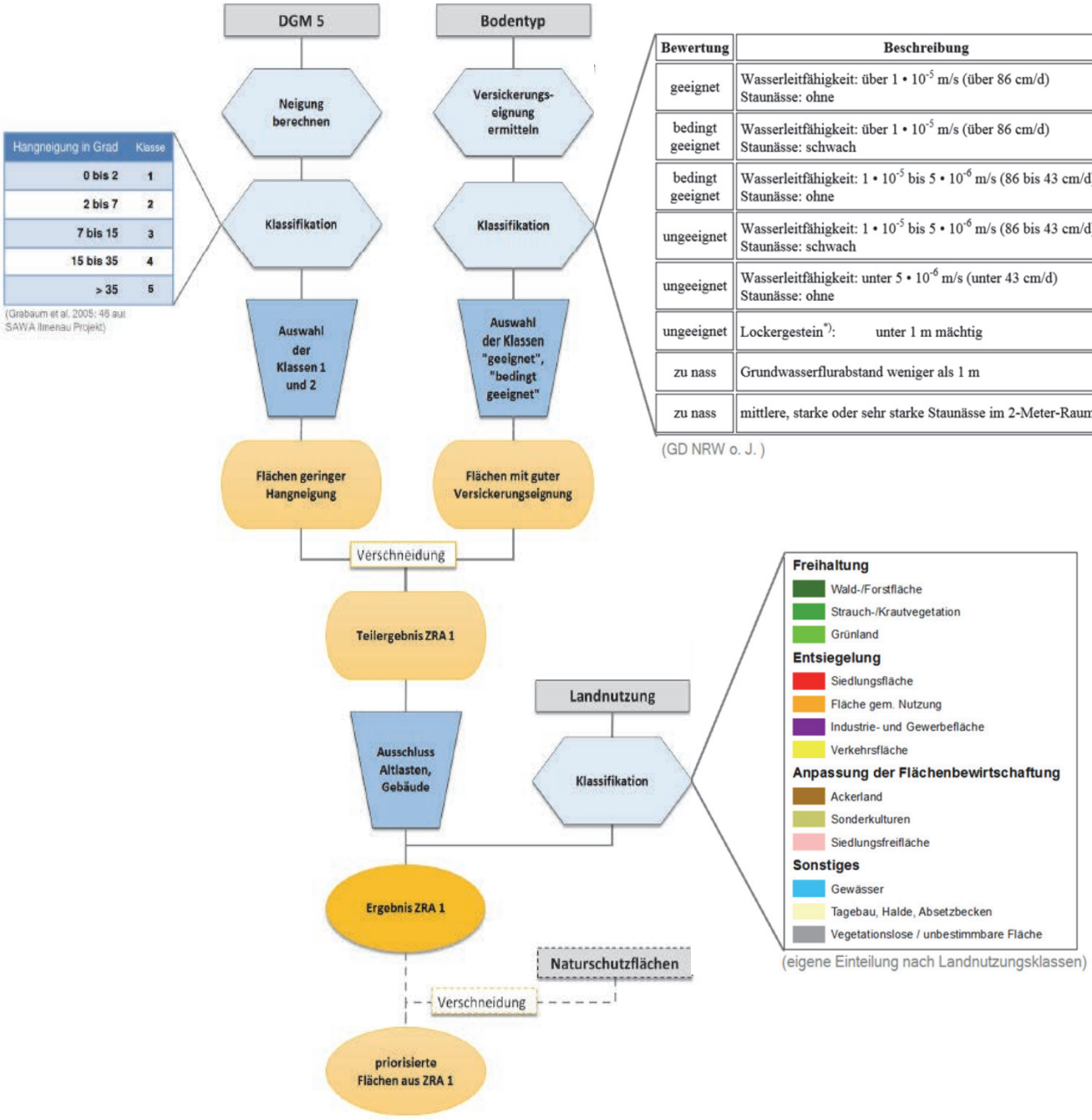


Abb. 2: Beispiel für eine kaskadierende GIS-Abfrage zur flächenkonkreten Identifikation von ÖSL am Beispiel der Versickerungsleistung. Aus: Wick (2015).

Die Studie hat gezeigt, dass über die Verschneidung aller Fachinformationen in einem GIS verhältnismäßig einfach die ÖSL in die konkrete Maßnahmenplanung (nach EU-WRRL und EU-HWRM-RL) integriert werden können. Allerdings erfordert dies einen inter- und transdisziplinaren Kontext, in dem nicht nur der Austausch von Daten verschiedener Sektoren, sondern besonders auch der Kenntnis- und Erfahrungsaustausch stattfinden kann. Die Kartendarstellung als Ergebnis der Einbindung von ÖSL in eine koordinierte Planung kann Grundlage für eine verbesserte Kommunikations- und Argumentationsgrundlage darstellen.

Hinweis

Teile des Textes sind der Veröffentlichung Evers, M. (2016) Instrumente der Wasserwirtschaft: Wasserrahmenrichtlinie und Hochwasserrisikomanagement-Richtlinie In: von Haaren, C. und C. Albert (Hrsg.) (2016) Ökosystemleistungen in ländlichen Räumen. Grundlage für menschliches Wohlergehen und nachhaltige wirtschaftliche Entwicklung (TEEB Deutschland Studie) entnommen.

Literatur

BMUB/UBA, 2016. Die Wasserrahmenrichtlinie – Deutschlands Gewässer 2015. Bonn, Dessau.

Bundesamt für Naturschutz (BfN) Ökosystemleistungen von Flussauen, 2015. https://www.bfn.de/0324flussauen-oekosystemleistung.html.

EK (Europäische Kommission), 2000. Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlamentes und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik.

EK (Europäische Kommission), 2007. Richtlinie 2007/60/EG des Europäischen Parlamentes und des Rates vom 23. Oktober 2007 über die Bewertung und das Management von Hochwasserrisiken.

Evers, M., 2015. Integratives Flussgebiets- und Hochwasserrisikomanagement – Synergien identifizieren und nutzen, in: KW Korrespondenz Wasserwirtschaft·2014 (7), Nr. 9. DOI: 10.3243/kwe2014.08.004

Evers, M., 2016. Instrumente der Wasserwirtschaft: Wasserrahmenrichtlinie und Hochwasserrisikomanagement-Richtlinie, in: von Haaren und Albert (Eds.), Ökosystemleistungen in ländlichen Räumen. Grundlage für menschliches Wohlergehen und nachhaltige wirtschaftliche Entwicklung. http://www.naturkapitalteeb.de/publikationen/projekteigene-publikationen/bericht-2.html.

Grunewald, K., 2012. Boden- und Gewässerschutz, in: Grunewald, K. Bastian, O. (Eds.), Ökosystemdienstleistungen. Konzept, Methoden und Fallbeispiele. Springer.

Irmer, U., 2000. Die neue EG-Wasserrahmenrichtlinie: Bewertung der chemischen und ökologischen Qualität von Oberflächengewässern. Acta hydrochim. hydrobiol 28, 7–4.

Hartje, V., Grossmann, M., 2012. Ökonomische Bewertung von ÖSD am Beispiel eines Deichrückverlegungsprogramms an der Elbe, in: Grunewald, K. und O. Bastian (Eds.), Ökosystemdienstleistungen. Konzept, Methoden und Fallbeispiele. Springer, pp. 281 - 289.

Herbert, M., 2008. Kohärenz von FFH-, Vogelschutz- und Wasserrahmenrichtlinie – Nachhaltige Entwicklung von Flusslandschaften durch integriertes Management. www.umweltdaten.de/wasser/veranstaltungen/wsschifffahrt/05_herbert.pdf.

Kusche, K., Bender, M., Schäfer, T., Gaulke, A., 2011. Die ökonomischen Instrumente der Wasserrahmenrichtlinie als Chance für den Gewässerschutz. Defizite und Handlungsbedarf im ersten Bewirtschaftungszeitraum. Positionspapier der GRÜNEN LIGA e.V. zu den deutschen Flussgebietsbewirtschaftungsplänen, Berlin.

LAWA, 2013. Bund/Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser, Empfehlungen zur koordinierten Anwendung der EG-HWRM-RL und EG-WRRL - Potenzielle Synergien bei Maßnahmen, Datenmanagement und Öffentlichkeitsbeteiligung.

MEA: Millennium Ecosystem Assessment, 2005. General Synthesis Report, World Resources Institute, Washington, DC.

Promny, M., Hammer, M., Busch, N., 2014. Untersuchungen zur Wirkung der Deichrückverlegung Lenzen auf das Hochwasser vom Juni 2013 an der unteren Mittelelbe. KW - Korrespondenz Wasserwirtschaft. ISSN 1865-9926.

Scholz, M., Cierjacks, A., Kasperidus, H.D., Schulz-Zunkel, C., Rupp, H., Steinmann, A., Krüger, F., 2012. Kohlenstoffvorrat in Flussauen, in: Scholz, M., Mehl, D., Schulz-Zunkel, C., Kasperidus, H.D., Born, W., Henle, K., Ökosystemfunktionen von Flussauen. Naturschutz und Biologische Vielfalt 124, pp. 73-85.

TEEB (The Economics of Ecosystems & Biodiversity), 2010. mainstreaming the economics of nature: a synthesis of the approach, conclusions and recommendations of TEEB. http://www.teebweb.org/Portals/25/TEEB%20Synthesis/TEEB_SynthReport_09_2010_online.pdf.

von Haaren, C., Albert, C., (Eds.), 2016. Ökosystemleistungen in ländlichen Räumen. http://www.naturkapitalteeb.de/publikationen/projekteigene-publikationen/bericht-2.html.

Wick, S., 2015. Integratives Flussgebietsmanagement unter Einbindung von Ökosystemleistungen – ein GIS-basierter Ansatz. Unveröffentlicht.

Integrierte Untersuchung der Effekte eines Kahlschlags auf das hydrologische Systemverhalten eines Kleineinzugsgebiets

Heye Bogena, Inge Wiekenkamp, Johan A. Huisman, Thomas Pütz, Alexander Graf, Clemens Drüe, Harry Vereecken

Zusammenfassung

In diesem Beitrag wird das TERENO Entwaldungsexperiment im Einzugsgebiet des Wüstebachs im Nationalpark Eifel vorgestellt, welches zum Ziel hat, die hydrologischen Effekte einer solchen Störung auf das Waldökosystem umfassend zu untersuchen. Die raumzeitlich hochaufgelöste Datenanalyse einer fünfjährigen Zeitreihe ermöglicht tiefergehende Einblicke in die intraannuelle Dynamik der Wasserhaushaltsgrößen und der Beziehung untereinander. So zeigte sich zum Beispiel, dass die verringerte Evapotranspiration zu einer partiellen Zunahme der gespeicherten Bodenwassermenge in der Abholzungsfläche führte. Insbesondere in den Sommerperioden waren die Böden häufiger wassergesättigt, was zu einer Verstärkung der schnellen Abflussprozesse führte. Weiterhin führte die höhere Bodenfeuchte im Zusammenhang mit der aufkommenden Grasvegetation punktuell zu höheren Verdunstungsraten auf der Kahlschlagsfläche im Sommer und zu stärker ausgeprägten Bodenfeuchtemustern. Diese Ergebnisse belegen, dass das vorgestellte integrierte und räumlich differenzierte Monitoringsystem in der Lage ist, wichtige neue Erkenntnisse über das hydrologische Systemverhaltens bei Landnutzungsänderungen zu erzielen.

1. Einleitung

Die Vorhersage von Effekten des Landnutzungswandels auf hydrologische Prozesse ist anspruchsvoll und mit großen Unsicherheiten behaftet, da sie ein tiefergehendes Verständnis der Strukturen und Funktionsweisen des hydrologischen Systems erfordert (Andréassian, 2004; DeFries und Eshleman, 2004; Jackson et al., 2008; Jung et al., 2011). Ein Ziel des TERENO-Projekts ist es, das Verständnis der Wasser-, Energie- und Stoffflüsse in terrestrischen Systemen, sowie deren biologischen und physikalischen Antrieben zu verbessern (Zacharias et al., 2011; Bogena et al., 2012). Eine Teilgebiet des TERENO-Observatoriums Niederrheinische Bucht/Eifel befindet sich im Nationalpark Eifel, wo derzeit die vorherrschenden Fichtenmonokulturen in naturnahe Laubmischwälder umgewandelt werden (Bogena et al., 2015). Die Maßnahmen beinhalten auch das Entfernen von signifikanten Teilen der Fichtenbestände. Nach Entfernung soll sich der weitaus größte Teil dieser Flächen über natürliche Sukzession wieder zu den Wald-Lebensraumtypen bachbegleitender Erlen-Eschen-Auwald und Buchenwald (vor allem Hainsimsen-Buchenwald in den die Bachauen umsäumenden Unterhanglagen außerhalb der Feucht- und Nassböden) entwickeln. In diesem Zusammenhang wird ein Entwaldungsexperiment im Einzugsgebiet des Wüstebachs durchgeführt, um die Effekte einer solchen Störung auf das Waldökosystem zu untersuchen (Wiekenkamp et al., 2016b). Hierbei wurden im Sommer 2013 ca. 23 % des Einzugsgebiets entwaldet, um eine natürliche Sukzession des Laubwaldes zu ermöglichen. Das integrierte Monitoringsystem umfasst unter anderem ein funkbasiertes Bodensensornetzwerk, Eddy-Kovarianz-, Lysimeter- und Klimastationen, sowie Abfluss- und Wassergütestationen und Grundwasserpegel (Bogena et al., 2015). Beispielsweise konnten durch das hydrometeorologische Monitoring die verschiedenen Komponenten der lokalen Wasserbilanz während der Beobachtungszeit nahezu vollständig erfasst werden (Bilanzlücke ca. 3 % vor der Abholzung und ca. 4 % nach der Abholzung) (Graf et al., 2014; Wiekenkamp et al., 2016b). Weiterhin

bietet ein benachbartes unbeeinflusstes Referenzeinzugsgebiet die Möglichkeit einer vergleichenden Analyse. In diesem Beitrag werden das integrierte Monitoringsystem, sowie erste Änderungen der hydrologischen Zustände aufgrund der Teilentwaldung vorgestellt (drei Jahre vor und 2 Jahre nach der Maßnahme).

2. Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet Wüstebach ist ein kleines Wassereinzugsgebiet und befindet sich innerhalb des Nationalparks Eifel unweit der Deutsch-Belgischen Grenze (Abbildung 1). Es umfasst das ca. 38.5 ha große Einzugsgebiet des Wüstebachs mit Höhen zwischen 595 und 628 m üNN (Graf et al., 2014). Der durchschnittliche Jahresniederschlag beträgt ca. 1200 mm. Mit der vorherrschenden Fichte (Picea abies L. und Picea sitchensis) mit einer durchschnittlichen Dichte von 370 Bäume pro Hektar repräsentiert das Untersuchungsgebiet das typische, jedoch nicht natürliche, Fichtenwaldsystem der Region (Etmann, 2009). Unterhalb einer 1-2 m mächtigen periglazialen Solifluktionsschicht befinden sich devonische Schiefer in gelegentlichem Wechsel mit Sandsteinen. In den Tälern wurden unter Grundwassereinfluss Gleyböden gebildet, während an den Hängen Braunerden und Pseudogleye überwiegen. Anfang Herbst 2013 wurde von der Nationalparkverwaltung ein etwa 9 ha großes Areal im Untersuchungsgebiet entwaldet (22,3 %, siehe Abbildung 1). Ziel der Maßnahme ist die Beschleunigung der Regeneration eines naturnahen Laubwaldes im Nationalpark.

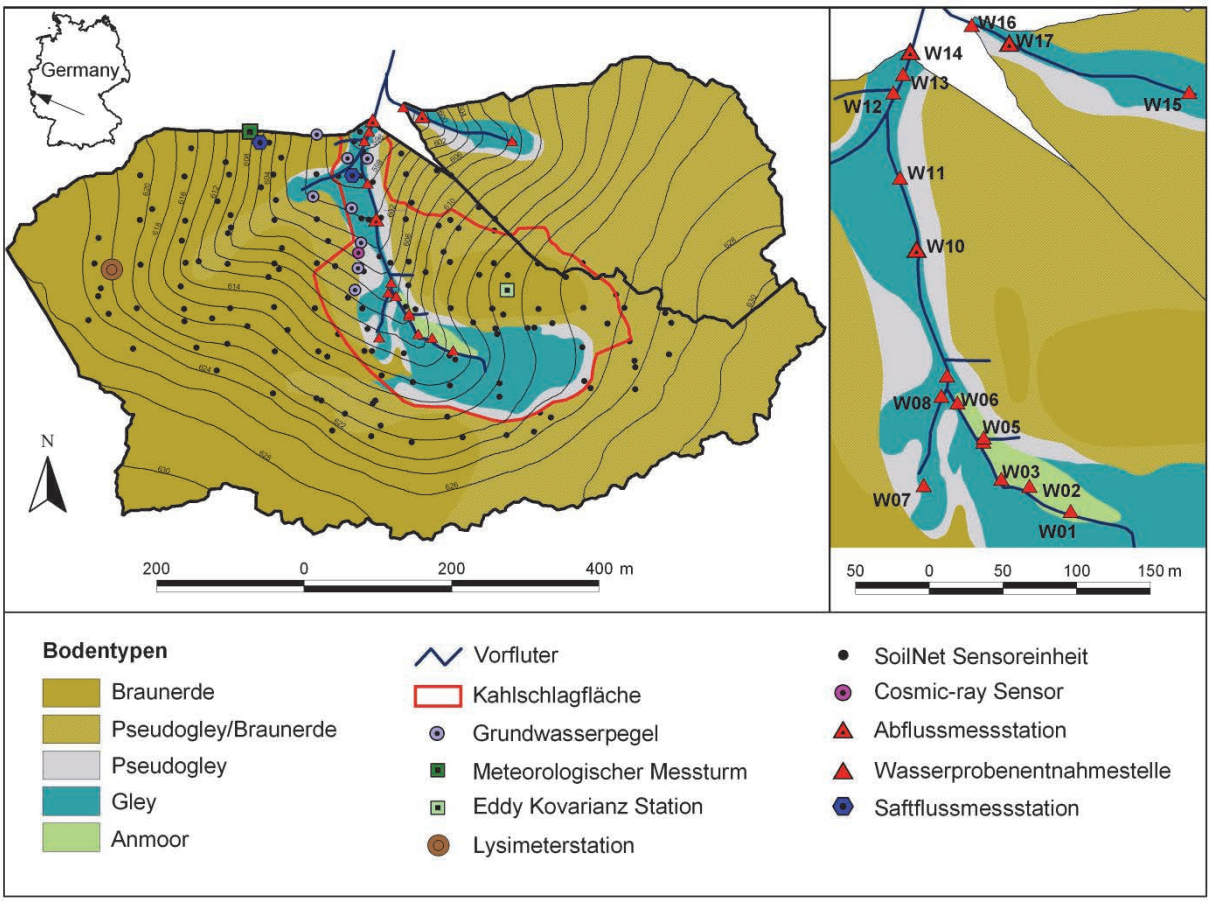


Abb. 1: Darstellung der Instrumentierung des Wüstebach Einzugsgebiets. Weiterhin sind die Verteilung der vorkommenden Bodentypen und die Kahlschlagsfläche abgebildet.

Die starken Auswirkungen dieses Eingriffs auf Boden, Wasserqualität, Austauschprozesse und die Zusammensetzung von Flora und Fauna bieten einen einmaligen Einblick in die Regeneration des Waldbestandes. Um den Wasser- und Stoffkreislauf des Waldsystems vor und nach der Entwaldung detailliert untersuchen zu können, wurde der Standort seit 2008 mit einer Vielzahl von Sensoren zur Erfassung von meteorologischen, bodenkundlichen und hydrologischen Messdaten ausgestattet. Hierzu zählen unter anderem mehrere Wetterstationen, Abflussmesseinrichtungen, wägbare Lysimeter, Cosmic-Ray Bodenfeuchtesensoren und ein drahtloses Sensornetzwerk zu Erfassung der räumlichen Bodentemperatur- und Feuchte (Bogena et al., 2010; Rosenbaum et al., 2012; Bogena et al., 2015). In diesem Beitrag wird ein 5-jähriger hydrologischer Datensatz verwendet (3 Jahre vor der Abholzung und 2 Jahre nach der Abholzung). Im nächsten Kapitel werden diese Daten im Detail vorgestellt.

3. Das hydrologische Monitoringsystem

3.1 Abfluss

Der Abfluss wurde in 10minütiger Auflösung an drei Standorten gemessen. Zwei Stationen befinden sich im Einzugsgebiet des Wüstebachs (W_{10} und W_{14}) und eine dritte Station befindet sich im angrenzenden Einzugsgebiet ohne Eingriffe (W_{17}, Abbildung 1), welches als Referenz dient. Die Abflussstationen W_{10} und W_{14} sind mit einem Thomson-Wehr und einem Venturi-Wehr ausgestattet, um sowohl Niedrigabflüsse als auch Hochwässer möglichst genau erfassen zu können. Die Messdaten des Thomson-Wehrs werden für Niedrigwasserbedingungen und diejenigen des Venturi-Wehrs werden für Hochwasserbedingungen verwendet. Im Übergangsbereich wird ein gewichtetes Mittel aus beiden Messdaten verwendet. Für die Abflussmessstation des kleineren Referenzeinzugsgebiets (W_{17}) wird ausschließlich ein RBC Venturi-Gerinne (Eijkelkamp, Giesbeek, The Netherlands) verwendet, da die Abflussrate hier deutlich niedriger ist.

3.2 Niederschlag

Für den Zeitraum vor der Abholzungsmaßnahme wurden die Niederschlagsdaten der nächsten meteorologischen Station des Deutschen Wetterdienstes Kalterherberg (ca. 8 km westlich, 595 m üNN) verwendet (Graf et al., 2014). Im Januar 2014 wurde eine neue Klimastation auf der entwaldeten Fläche eingerichtet (Abbildung 1). Niederschlag wird hier mit einem Pluviometer (Pluvio2, OTT Hydromet, Kempten, Germany) gemessen. Die täglichen Niederschlagsummen beider Stationen zeigen eine sehr gute Übereinstimmung (R^2 = 0.96, Steigung = 0.98). Dies bestätigt, dass die Niederschlagsdaten der Station Kalterherberg das Einzugsgebiet des Wüstebachs sehr gut repräsentieren. Aus Gründen der Konsistenz wurden für diese Studie nur Niederschlagsdaten der Station Kalterherberg verwendet.

3.3 Potentielle Verdunstung

Die potentielle Grasreferenzverdunstung (ET_0) wurde nach Allen et al. (1998) berechnet:

$$\lambda \cdot ET0 = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho c_p \frac{e_s - e}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (1)$$

Δ ist der Sättigungsdampfdruck geteilt durch die Temperatur repräsentiert (Pa/K), ρ ist die Luftdichte [kg/m³], R_n-G beschreibt die Differenz zwischen Nettostrahlung (R_n) und den Bodenwärmestrom G (W/m²), c_p ist die Wärmekapazität von Luft bei Normaldruck (1.013 10^3 J/K/kg), e-e_s repräsentiert das Dampfdruckdefizit (Pa), r_a und r_s sind der aerodynamische Widerstand und der Bestandswiderstand der Referenzgrassfläche [s/m], γ ist die psychrometrische Konstante (Pa/K) und λ ist die Verdampfungswärme (2.45 10^6 J/kg). Für jeden stündlichen Zeitschritt wurden r_a, r_s, ρ, γ, und e_s nach Graf et al. (2014) berechnet. Die Daten zur Berechnung von ET_0 (Windgeschwindigkeit, Luftdruck, Lufttemperatur und Luftfeuchte) entstammen der meteorologischen Station Schöneseiffen, die sich 3.5 km östlich des Wüstebach-Einzugsgebiets auf 610 m üNN befindet. Datenlücken wurden mittels linearer Regression zwischen der Station Schöneseiffen und der meteorologischen Station Selhausen (40 km nördlich) aufgefüllt. Die Nettostrahlung wurde aus der Globalstrahlung abgeschätzt (Graf et al., 2014).

3.4 Tatsächliche Verdunstung

Die Eddy-Kovarianz-Messungen des 38 m hohen meteorologischen Messturms (Abbildung 1) wurden benutzt, um die tatsächliche Verdunstung über den Waldbestand zu bestimmen. Ende 2013 wurde eine zweite Eddy-Kovarianz Station auf der entwaldeten Fläche installiert, um deren tatsächliche Verdunstung zu messen. Beide Stationen nutzen ein CSAT3-Ultraschallanemometer (Campbell Scientific, Logan, UT, USA) für Windgeschwindigkeitsmessungen und einen Li-7500 Gasanalysator (Li-Cor, Lincoln, NE, USA). Aus diesen Messungen wurden gemäß der Konvention des TERENO-Verbundes (Mauder et al., 2013) die turbulenten Flussdichten und Verdunstungsraten berechnet.

3.5 Bodenfeuchte

Um die Beeinflussung des Bodenwasserhaushalts durch die Waldumbaumaßnahme detailliert untersuchen zu können, wurde am Forschungszentrum Jülich das funkbasierte Sensornetzwerk SoilNet entwickelt. SoilNet besteht aus Sensoreinheiten, Routern und einem Koordinator (Bogena et al., 2010). Zur Messung der Bodenfeuchte wurden Bodenfeuchtesensoren (EC-5 und 5TE, Decagon Devices Inc., Pullman, USA) in drei Tiefen installiert (5, 20 und 50 cm). Das Sensorsignal wurde mittels eines zweistufigen Kalibrationsverfahren in volumetrischen Bodenwassergehalt umgerechnet (Rosenbaum et al., 2012). Alle Sensoren wurden auf Qualität geprüft (z.B. Min-Max-Filter, Spike-Filter etc.). Für diese Studie wurden stündlich aggregierte Bodenfeuchtedaten von 108 Messstationen verwendet, um Beziehungen zwischen Standardabweichung und mittlerem Wassergehalt für die bewaldeten und entwaldeten Flächen zu berechnen (Wiekenkamp et al., 2016a). Darüber hinaus wurden mittels Ordinary Kriging flächenhafte Interpolationen der Bodenfeuchtedaten durchgeführt. Hierzu wurde die räumlich Autokorrelation durch Analyse der experimentellen Semivarianzen untersucht:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} (\theta_i - \theta_{i+h})^2 \quad (2)$$

N(h) ist die Anzahl der Paare innerhalb einer Distanzklasse, θ_i ist die Bodenfeuchte an einem Standort und $\theta_{(i+h)}$ ist die Bodenfeuchte innerhalb der Distanzklasse h. In dieser Studie wur-

den sieben Distanzklassen mit einer Weite von 40 m verwendet. Zusätzlich wurde die Semivarianz für eine Distanz von 0.05 m berechnet (Distanz zwischen den parallel installierten Sensoren). Ein exponentielles Variogramm wurde mittels des MATLAB Curve-fitting Packages (MathWorks, Natick, MA) an das experimentelle Variogramm angepasst.

4. Ergebnisse

4.1 Änderungen in der jährlichen Wasserbilanz

Die jährliche Wasserbilanz eines Wassereinzugsgebiets kann folgendermaßen ausgedrückt werden:

$$P = Q - ET_a - \Delta S \quad (3)$$

P repräsentiert den Gebietsniederschlag, welcher in Abfluss Q, aktuelle Verdunstung ET_a und Speicheränderung ΔS aufgeteilt wird. Auf jährlicher Zeitskala kann der Speicherterm oft vernachlässigt werden und die Wasserbilanz lässt sich mittels Daten zu Q und ET_a schließen. Graf et al. (2014) konnte für das Wüstebach Einzugsgebiet bereits zeigen, dass vor der Entwaldungsmaßnahme die Wasserbilanz mit den Daten des meteorologischen Messturms und der Abflussmessstation W14 nahezu vollständig geschlossen werden kann. Für die Periode nach der Entwaldung wurde ein gewichtetes Mittel der Verdunstungsdaten vom bewaldeten Gebiet (ET_{af}) und der Kahlschlagfläche (ET_{ad}) zur Schließung der Wasserbilanz verwendet (ET_{am}). Abbildung 2 zeigt die kumulierten Zeitreihen der Wasserbilanzkomponenten des Wüstebach-Einzugsgebiets für die gesamten fünf Untersuchungsjahre.

In Tabelle 1 sind die jährlichen Summen der Wasserbilanzkomponenten, sowie die jährlichen Abflusskoeffizienten dargestellt. Zusätzlich sind die aktuellen Verdunstungsraten der beiden Teilflächen (ET_{af} und ET_{ad}) nach der Entwaldungsmaßnahme dargestellt.

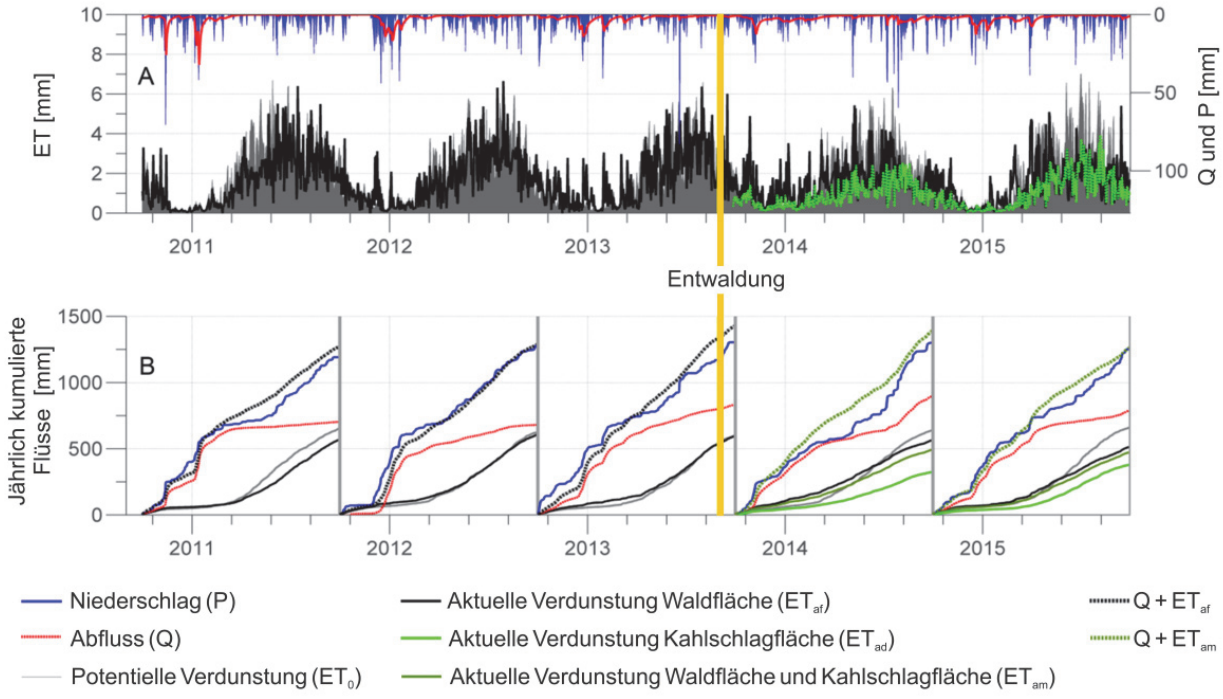


Abb. 2: Die jährlich kumulierten Terme der Wasserbilanz der fünfjährigen Untersuchungsperiode (verändert nach Wiekenkamp et al., 2016b).

Tab. 1: Die Wasserbilanzkomponenten der fünfjährigen Untersuchungsperiode (drei Jahre vor und zwei Jahre nach der Entwaldungsmaßnahme) in mm. Die Abflussdaten entstammen der Station W_{14}. Die Abkürzungen sind im Text erläutert.

Period	P	Q	ET_0	ET_{af}	ET_{ad}	ET_{am}	$Et_{af} - ET_{ad}$	$Q + Et_{am}$	Res [%]	Q/P
HY2011	1192	703	656	569[a]	-	569	-	1272	-6.7	0.59
HY2012	1279	680	626	608[b]	-	608	-	1288	-0.7	0.53
HY2013	1304	830	601	578[c]	-	578	-	1408	-8.0	0.64
HY2014	1304	898	641	566[d]	312[f]	510[h]	254	1408	-8.0	0.69
HY2015	1250	789	663	515[e]	369[g]	483[i]	146	1272	-1.8	0.63

Für alle fünf Jahre kann die Wasserbilanz nahezu geschlossen werden (die größte Abweichung beträgt -8 %). Die jährliche Niederschlagssumme schwankte in dem Untersuchungszeitraum zwischen 1192 und 1304 mm. Vor der Entwaldungsmaßnahme hatten die Werte von ET_{af} in etwa die gleiche Größenordnung wie ET_0 und betrugen 40-50 % der jährlichen Niederschlagssumme. In den hydrologischen Jahren 2011 und 2012 (HY2011, HY2012) wurden weniger als 60 % des Niederschlags in Abfluss umgesetzt. In HY2013 war der Abflusskoeffizient höher (0,64) als in den vorrangegangenen Jahren (Tabelle 1). Diese Erhöhung könnte bereits ein Resultat der Entwaldungsmaßnahme im August und September 2013 sein. Allerdings ist die Änderung des Abflusskoeffizienten gering und könnte auch noch innerhalb der natürlichen Variabilität des Einzugsgebiets liegen.
In den folgenden Jahren nach der Entwaldungsmaßnahme erhöhte sich der Abflusskoeffizient weiter (0,69 und 0,63). Wenn auch der Unterschied zwischen den Abflusskoeffizienten vor und nach der Entwaldung nur gering ausfällt, so kann ein deutlicher Unterschied in der tatsächlichen Verdunstung zwischen diesen Perioden festgestellt werden (Tabelle 1). Die Abnahme des Abflusskoeffizienten im zweiten Jahr nach der Entwaldung (HY2015) könnte bereits durch den natürlichen Aufwuchs von Gräsern und Sträuchern in der Kahlschlagsfläche begründet sein. Diese Hypothese wird durch die deutlich geringere Differenz der tatsächlichen Verdunstung zwischen Kahlschlagfläche und bewaldeter Fläche bestätigt.

4.2 Veränderungen auf der sub-annuellen Zeitskala

4.2.1 Evapotranspiration

Um die kurzfristigen Effekte der Entwaldung auf die Hydrologie im Wüstebacheinzugsgebiet analysieren zu können, wurden die sub-annuellen ET_a-Variationen der Wald- und Kahlschlagsfläche miteinander verglichen (Abbildung 3). Wie zu erwarten, ist die Verdunstung über der Waldfläche überwiegend deutlich höher. Abbildung 3 zeigt weiterhin die monatlichen Verdunstungsindexwerte (ET_a/P). Diese zeigen eine deutliche Saisonalität mit geringen Werten im Winter und höheren Werten im Sommer.

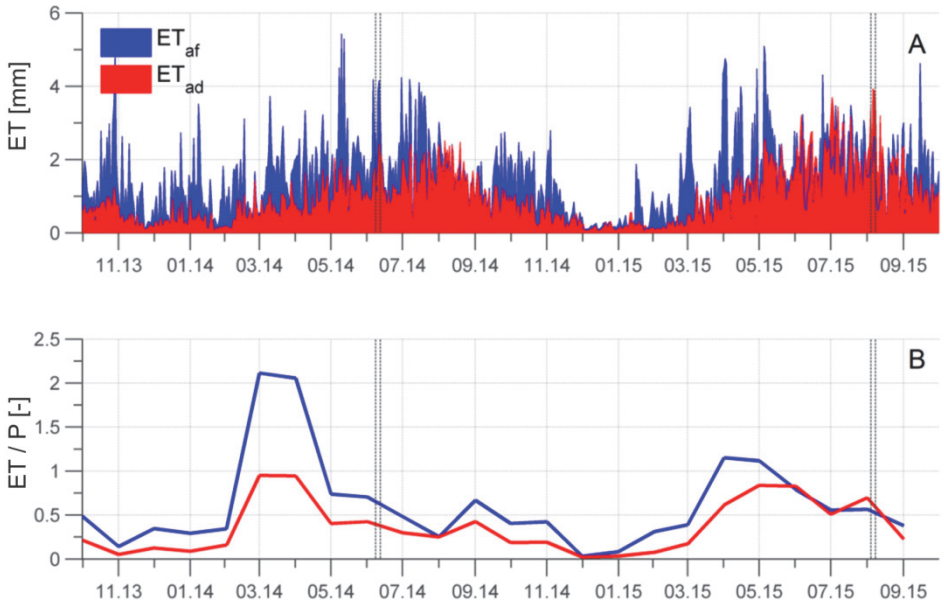


Abb. 3: Tägliche tatsächliche Verdunstung der Wald- und der Kahlschlagfläche, sowie monatliche Verdunstungsindexwerte. Die vertikalen Linien kennzeichnen die Zeitperioden, die in Abbildung 4 dargestellt sind (verändert nach Wiekenkamp et al., 2016b).

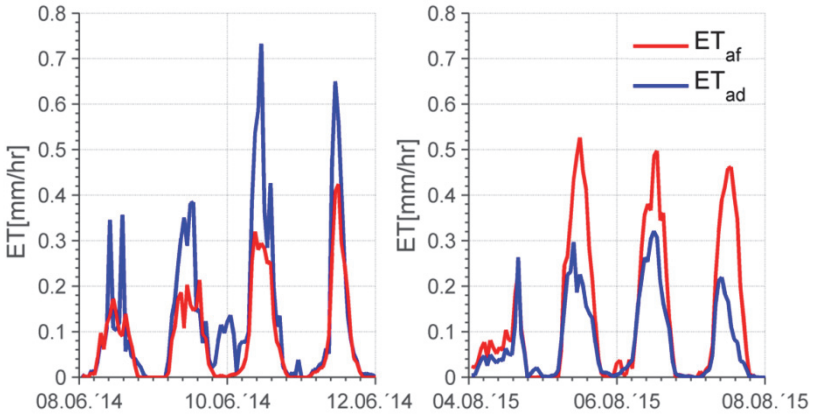


Abb. 4: Stündliche Werte der tatsächlichen Verdunstung auf der Wald- und auf der Kahlschlagfläche (ET_{af} and ET_{ad}). Die beiden Zeitreihen zeigen zwei gegensätzliche Situationen: a) Die typische Situation: $ET_{af} > ET_{ad}$ (linke Abbildung) und b) die Ausnahmesituation: $ET_{af} < ET_{ad}$ (rechte Abbildung) (verändert nach Wiekenkamp et al., 2016b).

Im Gegensatz zur Waldfläche sind die ET_a/P-Werte der Kahlschlagfläche kleiner als 1 (monatliche Verdunstung ist immer geringer als der monatliche Niederschlag). Auffällige Unterschiede in ET_a/P der beiden Teilflächen zeigen sich vor allem im Frühjahr 2014, wo ET_a/P der Waldfläche z.T. doppelt so hoch ausfällt. Die hohen Werte der Verdunstungsindizes lassen vermuten, dass in dieser Zeit die Bäume vorwiegend im Boden gespeichertes Wasser verbrauchten. Hingegen führt die geringere Verdunstungsrate aufgrund der fehlenden Vegetation auf der Kahlschlagsfläche zu deutlich geringeren monatlichen ET_a/P-Werten. Die höheren ET_a/P-Werte im Sommer 2015 auf der Kahlschlagfläche deuten darauf hin, dass der natürliche Aufwuchs zu höheren Verdunstungsraten geführt hat.

Abbildungen 4a und 4b zeigen im Detail zwei gegensätzliche Situationen: Die typische Situation ($ET_{af} > ET_{ad}$) und die Ausnahmesituation ($ET_{af} < ET_{ad}$). Die typische Situation mit einer höheren Verdunstung der Waldfläche ergibt sich durch die geringere Transpirationsrate auf der Kahlschlagsfläche. Allerdings scheint es auf der sub-annuellen Zeitskala unter bestimmten Bedingungen möglich zu sein, dass Wasserlimitation zu verringerten Verdunstungsraten der Waldfläche geführt haben, wohingegen auf der Kahlschlagsfläche keine bzw. eine deutlich geringere Einschränkung der Verdunstungsrate durch Wasserlimitation auftrat. Im Kapitel 3.2.3 werden die Auswirkungen der Abholzung auf die Bodenwasserspeicherung näher beleuchtet.

4.2.2 Abfluss

In Abbildung 5 sind die täglichen Abflüsse der Stationen W_{10} und W_{14} (Wüstebach), sowie W_{17} (Referenzbach) für den Untersuchungszeitraum dargestellt. Vor der Entwaldungsmaßnahme waren die Abflussdynamiken der beiden Bäche sehr ähnlich. Bald nach der Maßnahme zeigen sich deutliche Abweichungen in den Abflussganglinien zwischen Wüstebach und Referenzbach (insbesondere zwischen Januar und Mai 2014). Danach nehmen die Unterschiede deutlich ab.

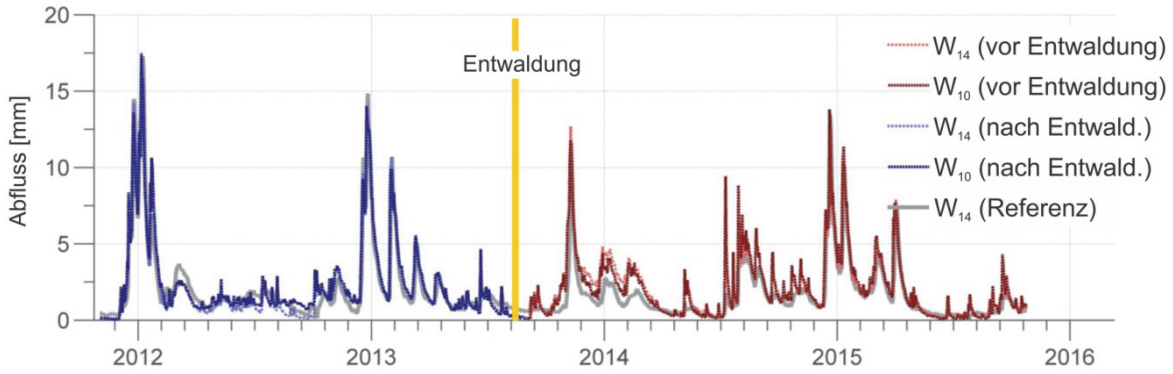


Abb. 5: Tägliche Abflussdaten der verwendeten Messstationen (Wüstebach: W_{10} und W_{14}, Referenzbach: W_{17}) vor und nach der Entwaldungsmaßnahme (verändert nach Wiekenkamp et al., 2016b).

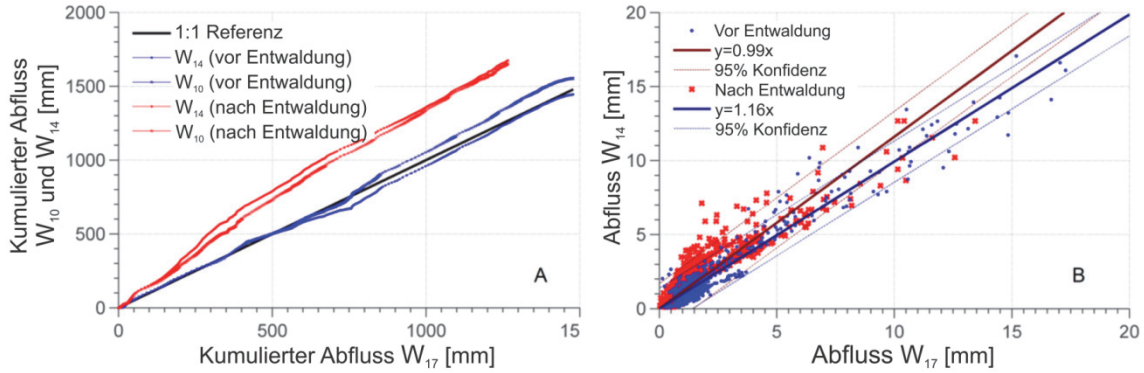


Abb. 6: A) Doppelsummenkurven für die zweijährigen Perioden vor und nach der Entwaldungsmaßnahme. B) Lineare Regression zwischen W_{14} (Wüstebach) und W_{17} (Referenzbach) für entsprechende die gleichen Zeiträume (verändert nach Wiekenkamp et al., 2016b).

Der Unterschied zwischen den Perioden zwei Jahre vor und nach der Entwaldungsmaßnahme wird besonders bei der Doppelsummenkurvenanalyse deutlich (Abbildung 6A). Danach ist der kumulative Abfluss nach der Entwaldungsmaßnahme ca. 200 mm höher. Eine Regressionsanalyse der Abflussdaten für die gleichen Perioden zeigt einen Anstieg des Abflusses um 16 % (Abbildung 6B). Darüber hinaus überschreiten nach der Entwaldung eine deutlich höhere Anzahl an Zeitpunkten die 1:1-Linie, was auf eine reaktivere Abflussbildung des Wüstebach-Einzugsgebiets hinweist.

4.2.3 Bodenwasserspeicherung

In Abbildung 7 ist die zeitliche Entwicklung der räumlich gemittelten Bodenfeuchte im Wüstebach-Einzugsgebiet dargestellt, sowie die Beziehung zwischen der Bodenfeuchte im Referenzgebiet (ohne Entwaldungsmaßnahme) und der Kahlschlagsfläche vor und nach der Entwaldungsmaßnahme.

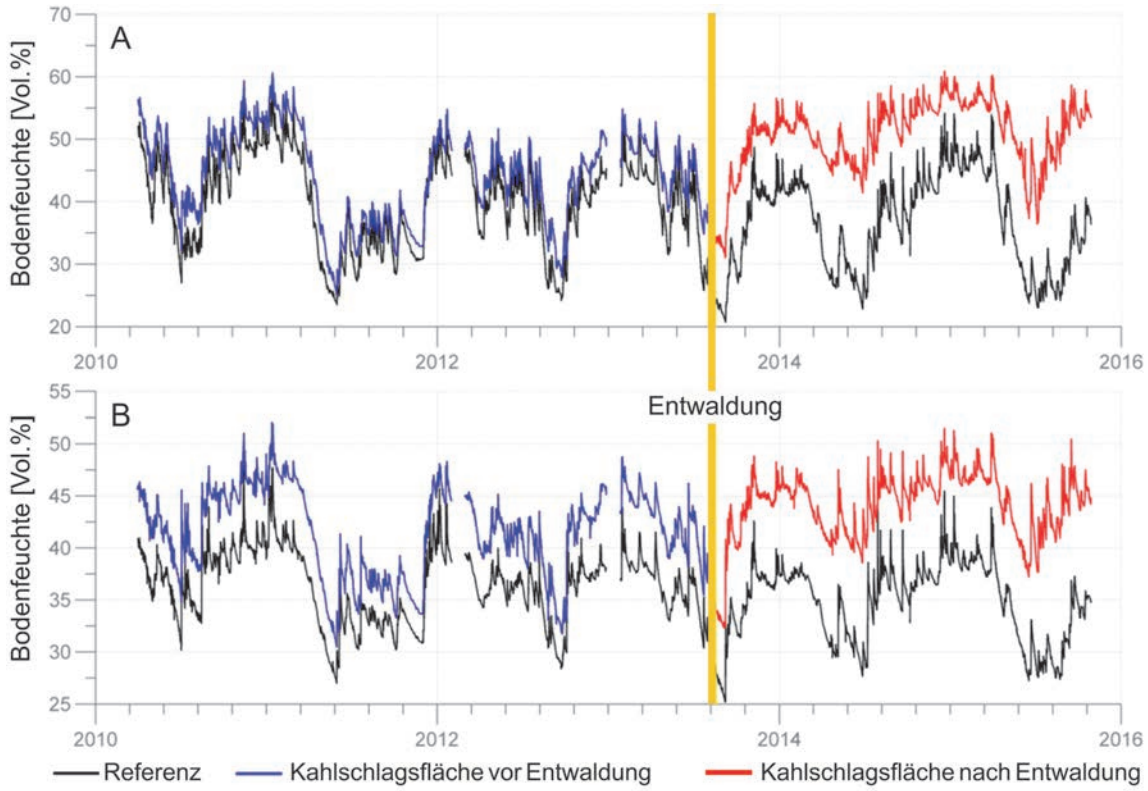


Abb. 7: Zeitreihen der räumlich gemittelten Bodenfeuchte in 5 cm Tiefe (A) und des gesamten Bodenprofils (B) im Referenzgebiet (ohne Entwaldungsmaßnahme) und der Kahlschlagsfläche vor und nach der Entwaldungsmaßnahme (verändert nach Wiekenkamp et al., 2016b).

Die Entwaldungsfläche ist deutlich feuchter, da sie einen Großteil der Flussauen einnimmt (insbesondere bezüglich der Bodenfeuchte im Profil), die stärker vom Grundwasser beeinflusst ist. Die saisonale Bodenfeuchtedynamik wird durch die Entwaldungsmaßnahme deutlich abgedämpft (insbesondere in 5 cm Tiefe). Insgesamt führt die Entwaldung zu einem Anstieg der Bodenfeuchte von 15-20 Vol.% während der Trockenphasen.

Abbildung 8 zeigt mittels Ordinary Kriging räumlich interpolierte Bodenfeuchtekarten für den Sommer 2011 (vor der Entwaldung) und für den Sommer 2014 (jeweils die zeitlichen Mittel der Bodenfeuchte aus 5 cm Tiefe).

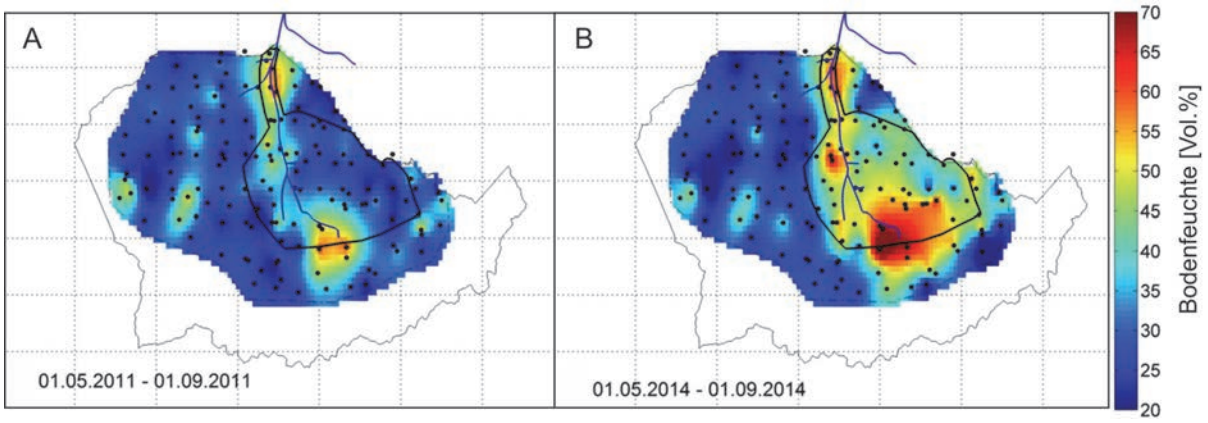


Abb. 8: Mittels Ordinary Kriging räumlich interpolierte Bodenfeuchtekarten vor und nach der Entwaldungsmaßnahme (zeitlich gemittelte Bodenfeuchte in 5 cm Tiefe): a) Sommer 2011 und b) Sommer 2014 (verändert nach Wiekenkamp et al., 2016b).

Trotz der durch die Interpolation entstandenen Glättung der Daten ist ein deutlicher Kontrast zwischen der bewaldeten Fläche und der Kahlschlagfläche erkennbar. Dies zeigt, dass die gespeicherte Menge an Bodenwasser in der Kahlschlagfläche zugenommen hat, insbesondere durch die verringerte aktuelle Verdunstung. Die höhere Bodenfeuchte erklärt die reaktivere Abflussbildung des Wüstebach Einzugsgebiets, da das Potential zur Bildung des Sättigungsflächenabflusses zugenommen hat (Stockinger et al., 2014). Außerdem erklären die feuchteren Bodenbedingungen auch die zeitweise höheren aktuellen Verdunstungsraten der Kahlschlagsfläche im Sommer 2015.

5. Schlussfolgerungen

In Übereinstimmung mit früheren Studien führte die Entwaldung zu einer Abnahme der Evapotranspiration und einer Zunahme des Abflusses auf der annuellen Skala. Die raumzeitlich hochaufgelöste Datenanalyse offenbarte tiefergehende Einblicke in die intraannuelle Dynamik der Wasserhaushaltsgrößen und der Beziehung untereinander. So zeigte sich zum Beispiel, dass die verringerte Evapotranspirationsrate zu einer partiellen Zunahme der gespeicherten Bodenwassermenge in der Abholzungsfläche führte. Insbesondere in den Sommerperioden waren die Böden häufiger wassergesättigt, was zu einer Verstärkung der schnellen Abflussprozesse führte. Gleichzeitig führte die höhere Bodenfeuchte im Zusammenhang mit der aufkommenden Gras-Vegetation punktuell zu höheren Verdunstungsraten im Sommer. Dies führte wiederum zu stärker ausgeprägten Bodenfeuchtemustern mit einer höheren räumlichen Variabilität. Diese Ergebnisse belegen, dass das integrierte und räumlich differenzierte Monitoringsystem in der Lage sind, wichtige neue Erkenntnisse des hydrologischen Systemverhaltens bei Landnutzungsänderungen zu erzielen.

Literatur

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and drainage Paper 56, Food and Agriculture Organization, Rome.

Andréassian, V., 2004. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. Journal of Hydrology 291(1–2), 1-27.

Bogena, H. R., Herbst, M., Huisman, J. A., et al., 2010. Potential of wireless sensor networks for measuring soil water content variability. Vadose Zone Journal 9(4), 1002-1013.

Bogena, H. R., Kunkel, R., Krüger, E., Zacharias, S., et al., 2012. TERENO – Long-term monitoring network for terrestrial research. Hydrologie und Wasserwirtschaft 56(3), 138-143.

Bogena, H. R., Bol, R., Borchard, N., Brüggemann, N., Diekkrüger, B., et al., 2015. A terrestrial observatory approach for the integrated investigation of the effects of deforestation on water energy and matter fluxes. Science China: Earth Sciences 58(1), 61-75.

DeFries, R., Eshleman, K.N., 2004. Land-use change and hydrologic processes: a major focus for the future. Hydrological Processes 18(11), 2183-2186.

Etmann, M., 2009. Dendrologische Aufnahmen im Wassereinzugsgebiet Oberer Wüstebach anhand verschiedener Mess- und Schätzverfahren. Masterarbeit, WWU Münster.

Graf, A., Bogena, H. R., Drüe, C., Hardelauf, H., Pütz, T., Heinemann, G., Vereecken, H., 2014. Spatiotemporal relations between water budget components and soil water content in a forested tributary catchment. Water Resources Research 50(6), 4837-4857.

Jackson, B. M., Wheater, H. S., McIntyre, N. R., Chell, J., Francis, O. J., et al., 2008. The impact of upland land management on flooding: insights from a multiscale experimental and modelling programme. Journal of Flood Risk Management 1(2), 71-80.

Jung, I. W., Chang, H., Moradkhani, H., 2011. Quantifying uncertainty in urban flooding analysis considering hydro-climatic projection and urban development effects. Hydrology and Earth System Sciences 15(2), 617-633.

Mauder, M., Cuntz, M., Drüe, C., Graf, A., Rebmann, C., Schmid, H.P., Steinbrecher, R., 2013. A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements. Agricultural and Forest Meteorology 169, 122-135.

Rosenbaum, U., Bogena, H. R., Herbst, M., Huisman, J. A., Peterson, T. J., Weuthen, A., Western, A.W., Vereecken, H., 2012. Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale. Water Resources Research 48(10), W10544.

Stockinger, M., Bogena, H., Lücke, A., Diekkrüger, B., Weiler, M., Vereecken, H. 2014. Seasonal Soil Moisture Patterns Control Transit Time Distributions in a Forested Headwater Catchment. Water Resources Research, 50(6): 5270–5289.

Wiekenkamp, I., Huisman, J. A., Bogena, H. R., Lin, H. S., Vereecken, H., 2016a. Spatial and Temporal Occurrence of Preferential Flow in a Forested Headwater Catchment. Journal of Hydrology 534, 139-149.

Wiekenkamp, I., Huisman, J. A., Bogena, H. R., Graf, A., Lin, H., Drüe, C., Vereecken, H., 2016b. Changes in Spatiotemporal Patterns of Hydrological Response after Partial Deforestation. Journal of Hydrology 542, 648-661, doi:10.1016/j.jhydrol.2016.09.037.

Zacharias, S., Bogena, H., Samaniego, L., Mauder, M., et al., 2011. A Network of Terrestrial Environmental Observatories in Germany. Vadose Zone Journal 10, 955-973.

Welche hydrologischen Prozesse in Modellen ändern sich in ihrer Relevanz und raum-zeitlichen Dynamik unter veränderten Bedingungen?

Björn Guse, Matthias Pfannerstill, Jens Kiesel, Michael Strauch, Martin Volk, Nicola Fohrer

Zusammenfassung

Modell-gestützte Analysen von nichtstationärem Prozessverhalten basieren auf einer realistischen Abbildung der hydrologischen Prozesse und ermöglichen im zweiten Schritt eine Analyse der hydrologischen Situation unter geänderten Bedingungen. Zur Analyse der Prozessabbildung im Modell werden typische Prozessmuster für vier Einzugsgebiete mit unterschiedlichen Gebietseigenschaften abgeleitet. Hierfür wird das ökohydrologische Modell SWAT in den Einzugsgebieten der Treene (Tiefland), Obere Saale, Kinzig (Mittelgebirge) und Ammer (Alpen) angewendet. Ausgehend von den Modellergebnissen werden die dominanten Modellparameter für jeden Tag mit Hilfe einer Sensitivitätsanalyse in täglicher Auflösung ermittelt. Der Vergleich dieser zeitlichen Parametermuster zeigt die Unterschiede zwischen den vier Einzugsgebieten und Unterschiede in den dominanten Prozessen im Jahreszyklus. Aufbauend darauf werden im zweiten Schritt die entscheidenden Steuerungsgrößen des Wasserkreislaufs – Niederschlag und Temperatur – modifiziert. Der Vergleich mit den dominanten Parametern der originalen Zeitreihen zeigt die Änderungen in den Parametermustern. Die Analyse der zeitlichen Dynamik zeigt, ob diese Änderungen kontinuierlich oder abrupt sind. Mit diesem Ansatz kann somit eine realistische Abbildung der hydrologischen Prozesse im Modell für jetzige und zukünftige Bedingungen untersucht werden. Es kann gezeigt werden, ob und zu welchem Zeitpunkt sich die Prozessdynamik ändert und ob diese Änderungen in ihrer zeitlichen Dynamik ein nichtstationäres Prozessmuster zeigen.

1. Einleitung

Hydrologische Modelle werden vielfach für Szenariosimulationen verwendet, um den Einfluss von Landnutzungs- und Klimaänderungen auf das hydrologische Verhalten abzubilden und Abschätzungen über zukünftige Entwicklungen zu treffen (Niehoff et al. 2002, Bronstert et al., 2007, Guse et al., 2015). Die Aussagekraft dieser Szenariosimulationen hängt neben einer Entwicklung von zielführenden Szenarien davon ab, dass das Modell die hydrologischen Prozesse in ihrer räumlichen und zeitlichen Dynamik realistisch widerspiegeln kann.

Eine Vielzahl von Studien hat gezeigt, dass sich die Relevanz der hydrologischen Prozesse in verschiedenen Landschaftsräumen ändert (Bai et al., 2009, Jothityangkoon et al., 2009, Guse et al., 2016a). Die Prozessrelevanz ändert sich beispielsweise aufgrund der unterschiedlichen geographischer Lage der Gebiete, sowie der Gebietseigenschaften wie u. A. Geländehöhe oder -neigung. Darüber hinaus ändert sich innerhalb eines Gebietes im Jahreszyklus auch die Relevanz der hydrologischen Prozesse. Durch jahreszeitliche Änderungen im Niederschlags- und Strahlungsverhalten ergeben sich charakteristische hydrologische Regime (Shamir et al., 2005, Guse et al., 2016b).

Zur Untersuchung der raumzeitlichen Prozessdynamik in Modellen bietet sich die Anwendung eines universellen hydrologischen Modells in verschiedenen, kontrastreichen Landschaftsräumen an. Um die Flexibilität eines Modells auszutesten, sollten typische Landschaftsräume berücksichtigt werden. Zudem sollten soweit möglich alle hydrologischen Prozesse, die im Modell implementiert wurden, in mindestens einem Gebiet von Relevanz sein.

Um das Modellverständnis für Szenariosimulationen zu erhöhen, können neben den modellierten Prozessen auch die Modellparameter detailliert untersucht werden. Hydrologische Modelle nutzen Parameter, um das Modell an die typischen Gegebenheiten der verschiedenen Gebiete anzupassen. Damit erreichen die Modelle einerseits eine höhere Flexibilität, andererseits ist eine konsistente Anpassung der Parameter an ihre zugehörigen Prozesse erforderlich. Zum Verständnis der Rolle der Modellparameter werden Sensitivitätsanalysen angewendet.
In den letzten Jahren hat sich die hydrologische Forschung vermehrt von einer Sensitivitätsanalyse auf die gesamte Zeitreihe zu einer Sensitivitätsanalyse in einer höheren zeitlichen Auflösung von Monaten oder Tagen bewegt (Reusser et al., 2011, Guse et al., 2014). Eine höhere zeitliche Auflösung ermöglicht eine Berücksichtigung der zeitlichen Variabilität in der Dominanz der unterschiedlichen Modellparameter. Als Repräsentanten der verschiedenen hydrologischen Prozesse zeigen auch zugehörigen Modellparameter typische Jahreszyklen in ihrer Relevanz (Guse et al., 2016b). Eine Analyse der räumlichen und zeitlichen Dynamik der modellierten Prozesse und Modellparameter zeigt, wie realistisch ein Modell die Hydrologie eines Einzugsgebietes abbilden kann (Pfannerstill et al., 2015).
Ein wesentlicher Aspekt in der Anwendung von hydrologischen Modellen in Szenariosimulationen ist die Annahme, dass das Modell an die derzeitigen Gegebenheiten angepasst wurde, und diese Bedingungen auch in Zukunft gültig sind (Vaze et al., 2010, Merz et al., 2011). Hierbei muss jedoch berücksichtigt werden, dass sich mit einer Verschiebung der Eingangsgrößen wie Niederschlag oder Temperatur auch die Bedeutung der hydrologischen Prozesse verschieben kann. Je stärker sich die Prozessdominanzen innerhalb des Modells verschieben, desto geringer kann die Qualität der Modellkalibrierung eingeschätzt werden, weil sich eine Modellkalibrierung vor allem auf die besonders relevanten Modellparameter konzentriert. Um diesen Aspekt zu berücksichtigen, sollten Parametersensitivitätsanalysen auch für Modellsimulationen mit geänderten Eingangsgrößen durchgeführt werden. Diese Studie untersucht, wie sich die typischen Prozess- und Parametermuster bei veränderten Bedingungen ändern.

2. Untersuchungsgebiete

Für diese Studie wurden vier Untersuchungsgebiete ausgewählt, welche typische Landschaftsräume in Deutschland repräsentieren. Für jedes Einzugsgebiet wurden tägliche Abflusszeitreihen eines Pegels verwendet.

2.1 Treene-Einzugsgebiet

Das Treene-Einzugsgebiet befindet sich im Norden von Schleswig-Holstein und umfasst eine Größe von 481 km² am Pegel Treia. Dieses Einzugsgebiet gehört zum norddeutschen Tiefland und hat eine maximale Geländehöhe von 80 m über NN. Die Treene ist ein Nebenfluss der Eider und der Pegel Treia ist mit einem mittleren Abfluss von 6,23 m³/s der letzte Pegel ohne Tideneinfluss. Das Gebiet ist ländlich geprägt mit einem geringen Anteil an urbanen Flächen und Wald. Die dominante Landnutzung sind Acker- und Grünland. Der hohe Anteil an Dränflächen ist ein besonderes Merkmal dieses Einzugsgebietes (Kiesel et al., 2010).

2.2 Saale-Einzugsgebiet

Als zweites Einzugsgebiet wurde die oberen Saale bis zum Pegel Blankenstein in Thüringen (1013 km²) ausgewählt. Der überwiegende Anteil dieses Mittelgebirgseinzugsgebietes (415-856 m über NN) gehört jedoch zu Bayern. Der Pegel Blankenstein, mit einem mittleren Abfluss von 13,04 m³/s, wurde ausgewählt, um den Einfluss der Stauanlagen flussabwärts zu vermeiden. Das Gebiet wird von Ackerflächen dominiert (58%), weist aber auch einen wesentlichen Anteil an Waldflächen (28%) auf.

2.3 Kinzig-Einzugsgebiet

Die Kinzig befindet sich in Hessen und ist ein Nebenfluss des Mains. Auch das Kinzig-Einzugsgebiet gehört zum Mittelgebirge mit Geländehöhen zwischen 104 und 624 m über NN. Am Gebietsauslass am Pegel Hanau mit einem mittleren Abfluss von 10,48 m³/s hat das Kinzig-Einzugsgebiet eine Größe von 925 km². Dieses Einzugsgebiet wird wesentlich von Waldflächen geprägt (50%), während der urbane Bereich nur 8% der Fläche umfasst.

2.4 Ammer-Einzugsgebiet

Die Ammer ist ein alpiner Fluss im Süden von Bayern. Unter den ausgewählten Einzugsgebieten hat die Ammer die größten Geländehöhen (551-2157 m über NN). Am Pegel Weilheim entwässert die Ammer eine Fläche von 602 km² bei einem mittleren Abfluss von 8,82 m³/s. Die Ammer hat mit 1310 mm pro Jahr den höchsten mittleren Jahresniederschlag unter den vier Gebieten.

3. Methoden

3.1 SWAT-Modell

Das ökohydrologische Modell SWAT (Soil and Water Assessment Tool, Arnold et al., 1998) wird weltweit angewendet. Räumlich wird innerhalb des SWAT-Modells in flächenverortete Teileinzugsgebiete (subbasins) und darin räumlich unverortete Hydrotope (Hydrological response units, HRUs) unterschieden. Das SWAT-Modell berechnet die Wasserbilanz in täglicher Auflösung. Für diese Studie wurde die modifizierte Version SWAT3S (Pfannerstill et al., 2014) verwendet, welche eine flexible Beschreibung der Grundwasserstruktur des jeweiligen modellierten Einzugsgebiets nutzt.

3.2 Zeitliche Parametersensitivitätsanalyse

Um die dominanten Modellparameter zu ermitteln und hieraus Rückschlüsse auf die zeitliche Prozessdynamik innerhalb der Modellstruktur zu treffen, wird eine zeitliche Parametersensitivität in täglicher Auflösung durchgeführt (temporal dynamics of parameter sensitivity, TEDPAS, Reusser et al., 2011). Zur Berechnung der Parametersensitivität wird für jeden Modellparameter die partielle Varianz als Anteil an der Gesamtvarianz ermittelt, die zwischen 0 und 1 variiert. Das Ergebnis ist eine tägliche Sensitivitätszeitreihe entsprechend der Länge des modellierten Zeitraums für jeden Parameter. Eine detaillierte Beschreibung der Methode findet sich in Reusser et al. (2011) und als Anwendung für das SWAT-Modell in Guse et al. (2014). Um die zeitlichen Muster zu interpretieren wurden die täglichen Parametersensitivitätszeitreihen für jedes Einzugsgebiet monatlich gemittelt (Guse et al., 2016a).

3.4 Simulation von geänderten Klimabedingungen

Um den Einfluss von geänderten Klimabedingungen auf die Parametersensitivitäten abschätzen zu können, ist es wichtig, dass eine direkte Rückkopplung zwischen geänderten Eingangsdaten im Modell und den resultierenden Parametersensitivitäten ermittelt werden kann. Aus diesem Grund wurden die Eingangsdaten in zwei Varianten konsistent in der gesamten Zeitreihe geändert. In der ersten Variante wurden die Niederschlagsdaten für jeden Tag um 10% erhöht. In der zweiten Variante erfolgt eine Erhöhung der Temperatur um 2K für jeden Tag. In beiden Varianten wurden die Modellsimulationen mit den gleichen Parameterkombinationen für den gleichen Zeitraum wiederholt, so dass sich im Vergleich zur Basissimulation nur jeweils eine Eingangsgröße geändert hat. Dadurch kann der direkte Einfluss der geänderten Eingangsgrößen auf die Parametersensitivitäten ermittelt werden.

4. Ergebnisse

4.1 Vergleich von monatlichen Parametersensitivitäten zwischen den vier Einzugsgebieten

Für diese Studie wurden insgesamt zwölf Modellparameter verwendet. Hier werden im Folgenden exemplarisch die Sensitivitäten von vier Parametern dargestellt: die Schneefall- (SFTMP) und Schneeschmelztemperaturen (SMTMP) sowie die Curve Number (CN2) und ein Grundwasserretentionsparameter (GW_DELAY) (Abb. 1).

Im Treene-Einzugsgebiet zeigt sich eine starke Dominanz des Grundwasserparameters GW_DELAY während des gesamten Jahres. Auch an der Saale ist GW_DELAY vor allem im Sommer dominant. Allerdings sind hier auch die Schneeparameter SFTMP und SMTMP bedeutsam. An der Kinzig zeigt sich ein Wechsel zwischen dominanten Schneeparametern im Winter und Grundwasserparametern im Sommer ab. An der Ammer sind die Schneeparameter im Winter dominant, während CN2 als Parameter zur Regulierung des Oberflächenabflusses im Sommer dominant ist. Der Grundwasserparameter GW_DELAY spielt hier eine untergeordnete Rolle.

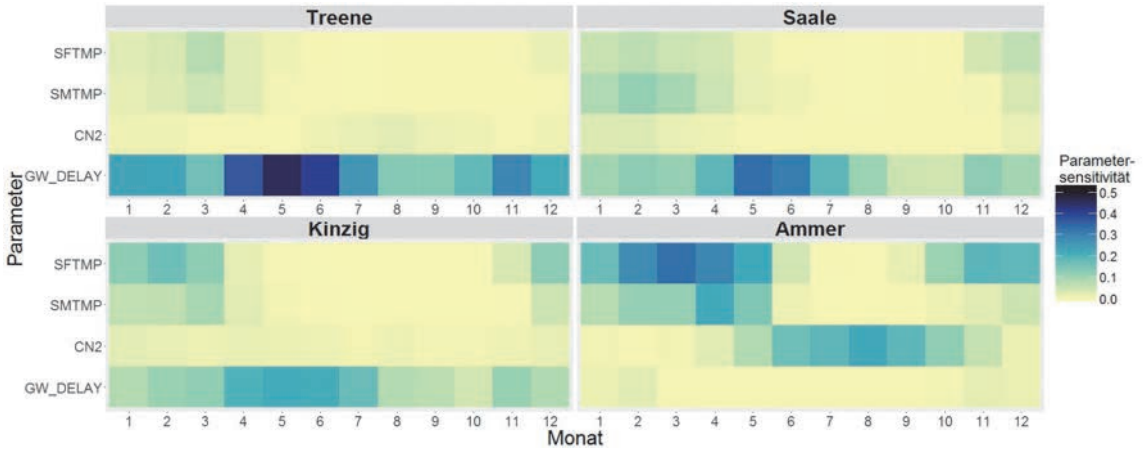


Abb. 1: Vergleich der mittleren monatlichen Parametersensitivitäten zwischen den vier Einzugsgebieten.

4.2 Monatliche Parametersensitivitäten unter Klimaänderungen

Der Einfluss von geänderten klimatischen Eingangsdaten auf die Parametersensitivitäten wird hier exemplarisch für einen Temperaturanstieg von 2K im Einzugsgebiet der Ammer dargestellt. Hierbei werden in Abb. 2 die Änderungen in den Parametersensitivitäten als Differenzen zur Basisvariante in Abb. 1 dargestellt.

Es zeigt sich, dass die Schneeparameter in ihrer Sensitivität am stärksten von den Änderungen in der Temperatur beeinflusst werden. Die rote Färbung zeigt eine Abnahme der Sensitivität. Dies zeigt, dass die Schneeparameter vor allem zum Ende der Schneeschmelzperiode im Mai an Bedeutung verlieren. Demgegenüber steht ein Anstieg in der Sensitivität der Schneefalltemperatur in den Wintermonaten. Es gibt einen leichten Anstieg in der Sensitivität von CN2 im April und Mai. Durch die erhöhten Temperaturen sinkt die Bedeutung von Schneeprozessen, während Oberflächenabfluss bedeutsamer wird. Die Relevanz des Grundwasserparameters GW_DELAY ändert sich kaum.

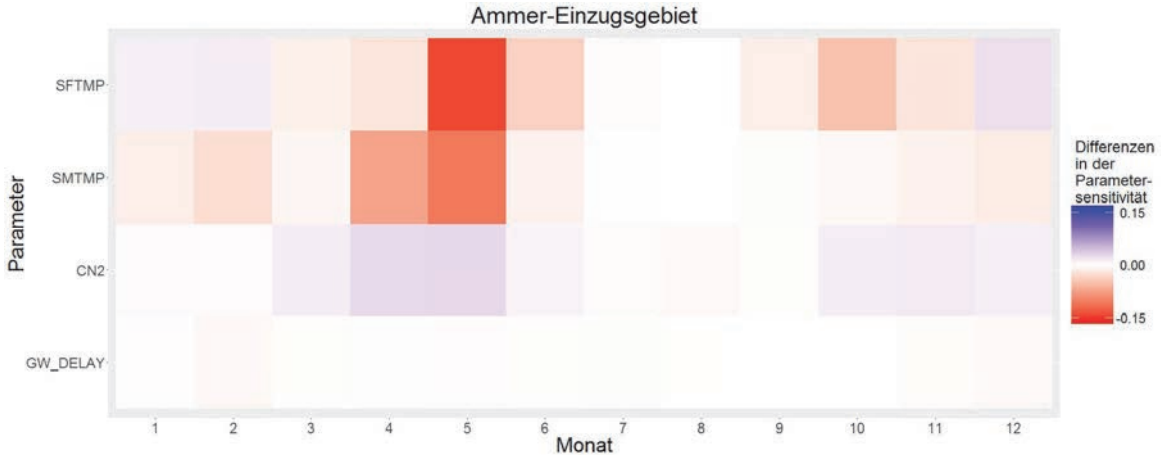


Abb. 2: Differenz der monatlich gemittelten Parametersensitivitäten zwischen den Simulationen mit veränderter Temperatur (2K) und mit den derzeitigen klimatischen Verhältnissen. Eine blaue Färbung zeigt einen Anstieg der Parametersensitivität, eine rote Färbung eine Reduktion.

5. Diskussion und Ausblick

Die Anwendung der zeitlich hoch aufgelösten Parametersensitivitätsanalyse für das SWAT-Modell in vier Einzugsgebieten entlang eines für Deutschland typischen Gradienten zeigt, dass die raumzeitliche Verteilung der Parametersensitivitäten den Erwartungen entspricht.

Darüber hinaus zeigen die Modellparameter in allen Einzugsgebieten einen charakteristischen jahreszeitlichen Zyklus. Je nach Relevanz des zugehörigen Prozesses variieren die Parametersensitivitäten in ihren Intensitäten und der Länge der Dominanz.

Das Beispiel der veränderten klimatischen Bedingungen zeigt, dass eine erhöhte Temperatur zu einer Modifikation der Parametersensitivitäten führt. Dennoch kann aufgrund der geringen Höhe der Änderungen eine zielführende Nutzung des SWAT-Modells für Klimasimulationen im Beispiel des Ammer-Einzugsgebietes angenommen werden. Die gezeigten Modifikationen in den Parametersensitivitäten zeigen jedoch, dass bei einer stärkeren Änderung der klimatischen Bedingungen mit einer noch stärkeren Verschiebung der Parametermuster zu

rechnen ist. Eine Änderung in der Relevanz der Modellparameter kann einen Einfluss auf die Modellkalibrierung und die Auswahl geeigneter Modellläufe für Szenariosimulationen haben und sollte demnach berücksichtigt werden.
Zudem ist zu betonen, dass die Änderungen der klimatischen Bedingungen mit jahreszeitlichen Variationen entsprechend den verfügbaren Klimaprognosen die Parametersensitivitätsmuster weiter verändern können. Insbesondere bei einer starken Saisonalität der Änderungen der klimatischen Größen ist mit einem stärkeren Einfluss auf die Parametersensitivität zu rechnen.

Danksagung

Diese Arbeit wurde im Rahmen des DFG-geförderten Projektes „Hydrologische Konsistenz in der Modellierung“ erstellt. Das Modell für die Saale wurde am UFZ (Department Landschaftsökologie) aufgebaut. Die Modelle für Kinzig und Ammer wurden im BMBF-geförderten Projekt GLANCE (Global change effects in river ecosystems; 01LN1320A) von JK erstellt. Für die Bereitstellung von Abflussdaten, die für diese Studie verwendet wurden, danken wir dem LKN in Schleswig-Holstein, dem TLUG Thüringen sowie dem HLNUG Hessen und dem LfU Bayern.

Literatur

Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S., Williams, J.R., 1998. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. Journal of the American Water Resources Association 1, 73–89.

Bai, Y., Wagener, T., Reed, P., 2009. A top-down framework for watershed model evaluation and selection under uncertainty. Environ. Model. Softw. 24, 901–916.

Bronstert, A., Kolokotronis, V., Schwandt, D., Straub, H., 2007. Comparison and evaluation of regional climate scenarios for hydrological impact analysis: General scheme and application example. Int. J. Climatol. 27, 1579–1594.

Guse, B., Pfannerstill, M., Fohrer, N., 2015. Dynamic modelling of land use change impacts on nitrate loads in rivers, Environ. Process. 2(4), 575-592, doi:10.1007/s40710-015-0099-x.

Guse, B., Pfannerstill, M., Gafurov, A., Fohrer, N., Gupta, H., 2016b. Demasking the integrated information of discharge: Advancing sensitivity analysis to consider different hydrological components and their rates of change, Water Resour. Res. 52, 8724-8743, doi:10.1002/2016WR018894.

Guse, B., Pfannerstill, M., Strauch, M., Reusser, D.E., Volk, M., Gupta, H.V., Fohrer, N., 2016a. On characterizing the temporal dominance patterns of model parameters and processes. Hydrol. Process. 30(13), 2255-2270, doi: 10.1002/hyp.10764.

Guse, B., Reusser, D.E., Fohrer, N., 2014. How to improve the representation of hydrological processes in SWAT for a lowland catchment - temporal analysis of parameter sensitivity and model performance. Hydrol. Process. 28, 2651–2670, doi: 10.1002/hyp.977.

Jothityangkoon, C., Sivapalan, M., 2009. Framework for exploration of climatic and landscape controls on catchment water balance, with emphasis on inter-annual variability. J. Hydrol. 371, 154–168.

Kiesel, J., Fohrer, N., Schmalz, B., White, M.J., 2010. Incorporating landscape depressions and tile drainages of lowland catchments into spatially distributed hydrologic modeling. Hydrol. Process. 24, 1472–1486.

Merz, R., Parajka, J., Blöschl, G., 2011. Time stability of catchment model parameters: Implications for climate impact analyses. Water Resour. Res., 47, W02531, doi:10.1029/2010WR009505.

Niehoff, D., Fritsch, U., Bronstert, A., 2002. Land-use impacts on stormrunoff generation: scenarios of land-use change and simulation of hydrological response in a meso-scale catchment in SW Germany. J. Hydrol. 267(1–2), 80–93.

Pfannerstill, M., Guse, B., Fohrer, N., 2014. A multi-storage groundwater concept for the SWAT model to emphasize nonlinear groundwater dynamics in lowland catchments. Hydrol. Process. 28, 5599–5612.

Pfannerstill, M., Guse, B., Reusser, D., Fohrer, N., 2015. Process verification of a hydrological model using a temporal parameter sensitivity analysis, Hydrol. Earth Syst. Sci. 19, 4365-4376, doi: 10.5194/hess-19-4365-2015.

Reusser, D.E., Buytaert, W., Zehe, E., 2011. Temporal dynamics of model parameter sensitivity for computationally expensive models with FAST (Fourier Amplitude Sensitivity Test). Water Resour. Res. 47(7), doi:10.1029/2010WR009947.

Shamir, E., Imam, B., Gupta, H.V., Sorooshian, S., 2005. Application of temporal streamflow descriptors in hydrologic model parameter estimation. Water Resour. Res. 41, W06021, doi:10.1029/2004WR003409.

Vaze, J., Post, D.A., Chiew, F.H.S., Perraud, J.-M., Viney, N.R., Teng, J., 2010. Climate non-stationary - validity of calibrated rainfall-runoff models for use in climate change studies. J. Hydrol. 394, 447–457.

Die Sturzflut von Braunsbach am 29. Mai 2016: eine hydrologisch-forensische Ereignisanalyse

Axel Bronstert, Ankit Agarwal, Berry Boessenkool, Madlen Fischer, Maik Heistermann, Lisei Köhn-Reich, Thomas Moran, Dadiyorto Wendi

1. Anlass und Untersuchungsrahmen

Die Sturzflut in Braunsbach im Nordosten Baden-Württembergs stellt ein besonders prägnantes Ereignis der Hochwasserereignisse in Süddeutschland Ende Mai und Anfang Juni 2016 dar. Das extreme Abfluss- und Geschiebefrachtereignis führte zu immensen Schäden im Ort. In diesem Artikel wird retrospektiv das Ereignis in Hinblick auf Meteorologie und Hydrologie analysiert um Ursache und Ablauf des Ereignisses quantitativ beurteilen zu können. Diese sogenannte hydrologisch-forensische Ereignisanalyse entstand innerhalb des DFG-Graduiertenkollegs 2043 „NatRiskChange“ der Universität Potsdam und deren Partnern, in welchem beobachtete sowie zukünftig mögliche Veränderungen von Naturgefahren untersucht werden. Teil des zugehörigen strukturierten Doktorandenprogramms sind sogenannte Task-Force-Einsätze, bei denen die Promovierenden zeitlich begrenzt ein aktuelles Ereignis analysieren und auswerten.

In diesem Beitrag werden diese Analysen zur Einordnung der Niederschläge, zu den hydrologischen und geomorphologischen Prozessen im Einzugsgebiet des Orlacher Bachs sowie zu den verursachten Schäden zusammengefasst. Eine ausführliche Fassung ist in Bronstert et al. 2017 gegeben.

2. Gebietsbedingungen

Der Orlacher Bach entspringt in einer überwiegend landwirtschaftlich genutzten Hochebene im Nordosten Baden-Württembergs (Teil der Südwestdeutschen Schichtstufenlandschaft) und fließt südwestlich durch ein steiles Kerbtal (Orlacher Klinge), bis er nach ungefähr 3 km in den deutlich größeren Kocher mündet. Direkt an der Mündung, wo sich die Orlacher Klinge zum Kochertal öffnet, liegt der Ort Braunsbach. Die Hänge dieses Tals sind geringmächtig (< ca. 0,5 m) und bewaldet und weisen eine sehr hohen Neigung von 20-40 % auf, weswegen dort eine landwirtschaftliche Nutzung nicht möglich ist. Die dominierenden Bodentypen in den Talbereichen und den zugehörigen Hängen sind Rendzinen und Parabraunerden, auf den Plateauflächen dominieren lehmige-tonige Substarte bzw. Pelosole und Parabraunerden. Bzgl. des Bodenwasserregimes wird vom Landesamt für Geologie, Bergbau und Rohstoffe Baden-Württemberg eine eingeschränkte bis sehr geringe Wasserdurchlässigkeit angegeben.

3. Niederschlagsbedingungen

In Braunsbach oder dem Einzugsgebiet des Orlacher Baches gibt es keine Niederschlagsstation. Die nächstgelegene Station liegt in Langenburg-Atzenrod, ca. 10 km nordöstlich von Braunsbach, wo aber nur Tageswerte verfügbar sind. Hier wurde am 29.05.2016 eine Niederschlagsmenge von 105 mm/Tag (von 7:50 Uhr am 29.05.2016 bis 7:50 Uhr am 30.05.2016) verzeichnet. Die seit 1931 existierende Messstation verzeichnete zuvor als Ma-

ximum einen Wert von 72,1 mm/Tag, so dass dieser Werte um mehr als das 1,4-fache überschritten wurde. Eine vorsichtige extremwertstatistische Analyse ergab, dass die Auftretenswahrscheinlichkeit für solch eine Niederschlagsmenge an dieser Station zwischen 1 %/Jahr und 0,1 %/Jahr lag, was bedeutet, dass das Ereignis zwischen „Jahrhundert"- und „Jahrtausendereignis" bezeichnet werden könnte. Auch 10 weitere Stationen in der Umgebung (zwischen 10 und 30 km Entfernung), 7 davon in stündlicher Auflösung, bestätigten in etwa diese Einordnung.

Ein typisches Phänomen für solche Sturzflutereignisse ist die räumlich sehr ausgeprägte Variabilität der Niederschlagsraten, was ein Blick auf die Regenvariabilität, abgeleitet aus den Radarstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD), für diesen Zeitraum zeigt. Daraus lässt sich schlussfolgern, dass eine lineare räumliche Interpolation der Stationsdaten in der Umgebung von Braunsbach nicht zulässig ist und somit nicht ohne weiteres von diesen Stationsmessungen auf die Werte im Gebiet selbst geschlossen werden kann. Eine Hinzunahme der Informationen aus Niederschlagsradaraufzeichnungen kann daher gerade hier weitere wichtige Informationen bringen. Aus dem stündlichen Radarprodukt des DWD in der Region um Braunsbach in den drei intensivsten Stunden am 29. Mai 2016 wird deutlich, dass gerade im Einzugsgebiet des Orlacher Baches die größten Intensitäten auftraten (Niederschlagssummen von mehr als 90 mm in den drei Niederschlagsstunden). Es ist wichtig zu beachten, dass diese Daten keine Korrekturen der gerade bei Starkniederschlägen auftretenden Dämpfungen des Radarsignals beinhalten.

Eine detaillierte Analyse wurde mit den Daten der nächstgelegenen Radarstation „Türkheim" des DWD, ca. 70 km südlich des Einzugsgebietes des Orlacher Baches gelegen, durchgeführt. Daraus wird klar, dass der stärkste Niederschlag zwischen 19 und 20 Uhr Ortszeit fiel. Für diese Rohdaten („DX-Produkt", in 5-Minuten Intervallen) wurde eine Dämpfungskorrektur vorgenommen, wodurch sich allein für den Kernzeitraum von 16:45 bis 18:00 Uhr (UTC) eine Niederschlagssumme von knapp 100 mm ergibt. Das ist noch eine vorsichtige Schätzung, d.h. die Parameter des Dämpfungskorrekturverfahrens sind „konservativ" gesetzt worden, was der Annahme eines relativ geringen Dämpfungsfehlers entspricht. Bei „mittleren" Parametern für die Dämpfungskorrektur erhält man für 16:45 bis 18:00 Uhr (UTC) eine Niederschlagssumme von etwa 140 mm. Man erkennt generell, dass man ohne Dämpfungskorrektur mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit die Ereignishöhe stark unterschätzt (mind. um Faktor 2). Darüber hinaus zeigt die Analyse auf eindrückliche Weise, dass das Einzugsgebiet des Orlacher Baches exakt im Spitzenbereich der lokal erreichten Niederschlagshöhen liegt.

3. Abflussanalyse

Infolge der hochintensiven Niederschläge kam es schnell und weitreichend (vermutlich großflächig im Einzugsgebiet) zu Oberflächenabfluss. Dabei trat sowohl Infiltrationsüberschuss (d.h. dass die Niederschlagsintensität größer als die Infiltrationskapazität der Bodenoberfläche war) als auch Sättigungsüberschuss (keine Infiltration infolge Bodensättigung) auf. Diese Erkenntnis beruht auf den Beobachtungen der Feldbegehungen fünf Tage nach dem Ereignis. Diese schnell entstandenen Abflussmengen sammelten sich dann in den Tiefenlinien des Geländes und flossen dem Gerinnenetz, insbesondere dem Orlacher Bach, zu.

Eine zentrale Frage für die Beurteilung der Abflussbedingungen stellt die Größe des Abflussbeiwertes dar. Bei den hier gefallenen Niederschlägen (100 bis 140 mm in weniger als zwei Stunden) gehen wir von einem Rückhaltevermögen der Einzugsgebietsfläche (Speicherung im Boden, in Oberflächenmulden und auf der Vegetationsfläche) von ca. 30 mm aus. Daraus folgt ein Abflussbeiwert ψ von etwa 75 %.
Für die hydrologischen Schadensursachen ist neben dem Abflussvolumen der Wert des Spitzenabflusses von höchster Relevanz. Da es weder ein Pegel im Orlacher Bach gibt, noch irgendwelche Messungen vor Ort während des Ereignisses erfolgen konnten, wurde dieser Wert anhand von drei unterschiedlichen Ansätzen abgeschätzt. Die Anwendung unabhängiger Methoden zur annähernden Rekonstruktion eines Ereignisses ist dabei ein typisches und wichtiges Merkmal der forensischen hydrologischen Methode:

1. *aus Schätzungen des Fließquerschnittes und -geschwindigkeit*
2. *aus Schätzungen der Abflussspende, Ereignisdauer und -verlauf*
3. *aus Analysen der Abflussganglinien des Kochers, ober- und unterhalb der Einmündung des Orlacher Bachs*

Aus dieser Analyse schlussfolgern wir zusammenfassend, dass die drei unabhängig voneinander durchgeführten Methoden zu sehr ähnlichen Ergebnissen kommen. Es ergeben sich Spitzenabflusswerte im Bereich von 100 m³/s bis 150 m³/s. Wenn man bedenkt, dass laut Aussage der örtlichen Fachleute das Mittelwasser des Baches bei unter 0,2 m³/s liegt, dann waren die Spitzenabflussraten während der Sturzflut mindestens 500 bis 800 mal größer. Diese sehr hohen Unterschiede belegen sowohl den ausgesprochenen Sturzflutcharakter des Ereignisses als auch dessen extreme Ausprägung. Es ist offensichtlich, dass - in Ermangelung direkter Abflussmessungen während des Ereignisses - die hiesige Analyse der Abflussraten mit erheblichen Unsicherheiten behaftet ist.

4. Schlussfolgerungen

Wir denken, dass der Ansatz der „forensischen Ereignisanalyse“ für solche Ereignisse ein adäquates Verfahren zur Rekonstruktion der abgelaufenen Prozesse und deren retrospektiven Quantifizierung darstellt. Tatsächlich sehen wir darin die einzige Möglichkeit, Sturzfluten solcher Art zu analysieren, da es aufgrund der Kleinräumigkeit und sehr kurzen Entstehungszeit keine Möglichkeit gibt, Messungen vor Ort vor dem Ereignis zu planen, Instrumente zu installieren oder zumindest während des Ereignisses Messungen durchzuführen. Für eine umfassende Analyse ist dabei eine interdisziplinäre Herangehensweise unabdingbar. Die besonderen Merkmale des hier untersuchten Ereignisses sind:

- die Lokation der Gewitterzelle direkt über dem Einzugsgebiet des Orlacher Baches,
- die sehr hohen Niederschlagsintensitäten über einen Zeitraum von weniger als zwei Stunden (Wiederkehrintervall deutlich > 100 Jahre),
- die hohe und schnelle Abflussbildung im Gebiet,
- die Mobilisierung von Sediment im Gebiet und von sehr viel grobem Geröll (Durchmesser von Einzelblöcken > 1 m) und Schwemmholz im Kerbtal des Orlacher Bachs und benachbarten Tälern durch die Extremabflüsse sowie

- das Ausbrechen des Baches aus dem Bachbett samt Sediment, Geschiebefracht und Schwemmholz kurz oberhalb des Ortes und die dadurch bedingte
- Geschiebeverfrachtung und Wassermassen gegen die Häuser im Ort, welche letztlich die außergewöhnlich hohen Schäden verursachten.

Zur Vorsorge vor solchen Sturzfluten sind die Handlungsoptionen des Menschen begrenzt. Ein vollständiger „Schutz“ vor solchen Ereignissen im Sinne einer Verhinderung ist nicht möglich. Es bleibt ein Restrisiko, wie bei allen Natur- und Technikgefährdungen. Gleichwohl muss es das Ziel sein, mit solchen Ereignissen in der mittleren Zukunft besser umgehen zu können. Vorsorgemaßnahmen in diesem Sinne sind:
Eine *Verbesserung der Vorhersage kurzzeitiger Extremniederschläge und den daraus resultierenden Sturzfluten.* Generell ist es aufgrund der Kleinräumigkeit und Kurzfristigkeit viel schwieriger, Sturzfluten zu prognostizieren als Hochwasser und Überschwemmungen an großen Flüssen. Künftige Anstrengungen zur Prognoseverbesserung sollten hier u.a. in den Aufbau von operationellen Systemen zur Nutzung von Radarinformationen in Kombination mit Bodenmessungen in Echtzeit gehen und zur Nutzung dieser Informationen zur Kurzfristprognose („near real time forecasting“) von Gewitterereignissen mit angeschlossener hydrologischer Vorhersage. Solche Systeme sind z.T. in den USA und in manchen Gebieten der Mittelmeerländer bereits in Erprobung.
Maßnahmen am Gewässer und im Einzugsgebiet zur Verhinderung von Engstellen bei Hochwasserabflüssen. Hierzu gehört auch die Prüfung von existierenden Brücken, Straßendurchlässen und anderen Maßnahmen an den Flüssen bzgl. deren Kapazität, Extremabflüsse abführen zu können. Auch fluvial-geomorphologische Beurteilungen der Stabilität des Gewässerbettes und der angrenzenden Hänge können wichtig sein, siehe die Analyse von Vogel et al., 2017.

Zitierte Literatur

Bronstert, A., Agarwal, A., Boessenkool, B., Fischer, M., Heistermann, M., Köhn-Reich, L., Moran, T., Wendi, D., 2017. Die Sturzflut von Braunsbach am 29. Mai 2016: Entstehung, Ablauf und Schäden eines „Jahrhundertereignisses“. 1: Meteorologische und Hydrologische Analysen – Hydrologie und Wasserbewirtschaftung (in review).

Vogel, K., Öztürk, U., Riemer, A., Laudan, J., Sieg, T., Wendi, D.,Agarwal, A., Rözer, V., Korup, O. & Thieken, A., 2017. Die Sturzflut von Braunsbach am 29. Mai 2016 - Entstehung, Ablauf und Schäden eines „Jahrhundertereignisses“. 2. Geomorphologische Prozesse und Schadensanalyse. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung (in review).

Steuerungsmechanismen der klein-skaligen Variabilität der urbanen Verdunstung

Merle Koelbing, Tobias Schütz, Markus Weiler

Zusammenfassung

Die zunehmende Urbanisierung hat einen großen Einfluss auf den städtischen Wasserhaushalt und das Klima. Immer noch ist wenig bekannt über die kleinräumig wirkenden Steuerungsmechanismen des urbanen Klimas und somit auch der Verdunstung. In dieser Studie wurden im April und Juli 2016 in einem Nord-Süd-orientierten Straßenzug in Freiburg i. Br. an mehreren Messpunkten mit einer mobilen Klimastation mikroklimatische Messungen durchgeführt und die potentielle Verdunstung bestimmt. Für Juli liegt die Verdunstung im Straßenzug im Mittel 2 mm/Tag unter derjenigen an der Referenzstation. Der Grund dafür ist vor allem die geringere Globalstrahlung im Straßenzug bedingt durch den Schattenwurf von Gebäuden und Bäumen. Die gewonnenen Daten ermöglichen eine detaillierte Anpassung der Verdunstungsbestimmung u.a. mit der Berücksichtigung des durch die Gebäude veränderten kurz- und langwelligen Strahlungshaushaltes.

1. Einleitung

Heute leben 54 % der Weltbevölkerung in Städten. Dieser Anteil wird als steigend prognostiziert (United Nations, 2014). Städte verändern den Wasserhaushalt stark. So ist für mesoskalige Einzugsgebiete bekannt, dass durch zunehmende Urbanisierung der mittlere Abfluss bei Zunahme der Abflussspitzen abnimmt (Braud et al., 2013). Im Siedlungsgebiet selbst führt die Urbanisierung zur Verringerung von Grundwasserneubildung und Verdunstung, zur Erhöhung von Abflussvolumen und Abflussspitze sowie einer Beschleunigung des Niederschlagsabflusses (z.B. Uhl, 2010). Zudem ist bekannt, dass sich in und über dichtbesiedelten Gebieten ein im Vergleich zum Umland stark verändertes Klima ausbildet. Vor allem die erhöhten Lufttemperaturen in Städten werden als problematisch angesehen. So wird das Phänomen der „Urban Heat Island“ bereits intensiv erforscht und ist Fokus vieler stadtklimatischer Modelle und Untersuchungen (Arnfield, 2003). Mit einer nachhaltigen Stadtentwicklung soll den oben beschriebenen negativen Effekten einer zunehmenden Urbanisierung entgegen gewirkt werden. Die Verdunstung bildet die Verbindung zwischen der Wasser- und der Energiebilanz. Ein gutes Verständnis über die Steuerungsmechanismen der Verdunstung kann zur Entwicklung von sogenannten Anpassungsstrategien an den Klimawandel in urbanen Gebieten beitragen.

Bisher fand bei der Simulierung des städtischen Klimas jedoch kaum eine Kopplung des Wasserkreislaufs mit der Energiebilanz statt (Cleugh et al., 2005), denn die Vielzahl an Elementen (Gebäude, Bäume, Parks, Vorgärten, Plätze etc.) mit ihren unterschiedlichen Ausprägungen machen es schwer, ihren Einfluss auf das Verhalten der Verdunstung in Städten nachzuvollziehen und in die Modelle zu implementieren (Arnfield, 2003; Grimmond & Oke, 1999). Für mesoskalige Modelle werden mittlere Gebietseigenschaften angenommen und ihre Auswirkung auf das Klima oder die Verdunstung mit Messungen oberhalb des Dachniveaus im sogenannten „Urban boundary layer“ validiert (Arnfield, 2003). Nur wenige Studien befassen sich dagegen mit dem mikroskaligen Einfluss von städtischen Strukturen auf die Verdunstung (Arnfield, 2003), obwohl auf dieser Skale eine Implementierung von Anpassungsstrategien stattfinden würde. Eine Schwierigkeit bei der Untersuchung der urbanen Verdunstung auf Mikroskale stellt die aufwendige Instrumentierung dar, die nötig wäre, um

die für eine Modellierung nötigen Variablen an vielen Stellen gleichzeitig beobachten zu können. Zudem ist es in urbanen Gebieten aus Mangel an geeigneten Standorten kaum möglich, ein kontinuierliches Messnetz zur Erfassung der Eingangsvariablen zu errichten.
Das Ziel dieser Studie war es, einen umfangreichen Datensatz zu erheben, der es ermöglicht, kleinräumige Einflussfaktoren auf die Dynamik der Verdunstung im Stundenintervall in einer urbanen Umgebung zu analysieren. Dafür wurden im April und Juli 2016 über jeweils ca. zwei Wochen in einem Nord-Süd-orientierten Straßenzug in Freiburg i. Br. (Südwestdeutschland) mit einer mobilen Klimastation Messungen durchgeführt und die potentielle Verdunstung modelliert.

2. Methodik

2.1 Untersuchungsgebiet

Der untersuchte Straßenzug weist im Norden bei vergleichbarer Bebauung einen vegetationsfreien Abschnitt und im Süden einen Abschnitt mit altem Laubbaumbestand (eine Platanenart) auf der östlichen Straßenseite entlang des Bürgersteigs auf. Diese beiden Straßenabschnitte werden lediglich durch eine Ost-West verlaufende Querstraße voneinander getrennt (Abbildung 1). Die Bebauung in beiden Straßenabschnitten ist durchgehend, sodass von einer Straßenschlucht gesprochen werden kann. Auf beiden Straßenseiten in beiden Straßenabschnitten befinden sich Parkstreifen entlang der Fahrbahn, welche z.T. direkt an den Bürgersteig angrenzen (östl. Straßenseiten) oder halb auf der Straße und halb auf dem Bürgersteig verlaufen (nördlicher Straßenabschnitt, östliche Straßenseite). Im nördlichen Straßenabschnitt beträgt die Breite der Straßenschlucht 13 m. Im südlichen Straßenabschnitt sind die Häuser auf der östlichen Straßenseite zurückversetzt (Parkplätze). Hier beträgt die Breite der Straßenschlucht 18 m. Die Häuser sind ca. 15 m hoch.

2.2 Instrumentierung

Die mikroklimatischen Messungen wurden mit einer mobilen Klimastation durchgeführt. Die verschiedenen Sensoren sind an einem speziellen Aufbau auf einem Fahrradanhänger montiert. Dieser kann mit dem Fahrrad in den untersuchten Straßenzug transportiert werden und dort als Handwagen verwendet werden (Abbildung 1). Mit der mobilen Klimastation werden die Lufttemperatur (T_a), die relative Luftfeuchte (RH), die Windrichtung (wr) und die Windgeschwindigkeit (ws), die kurzwellige Ein- und Ausstrahlung (K_{ein} bzw. K_{aus}), sowie die Infrarottemperaturen (T_{ir}) des Bodens und von den vier Himmelsrichtungen (NOSW) kommend beobachtet. Die Sensoren, die jeweils nach oben oder unten ausgerichtet sind, sind an einem Ausleger montiert, sodass der Messaufbau auf dem Anhänger einen möglichst geringen Störeinfluss ausübt. Das Messintervall liegt bei 7.5 Sekunden, die Werte werden im 15-Sekunden-Intervall als Mittelwert geloggt. Tabelle 1 gibt einen Überblick über die Ausstattung der mobilen Klimastation.

Tab. 1: Übersicht über die am Fahrradanhänger montierten Sensoren.

Variable		Sensor	Höhe ü. GOK	Genauigkeit	Ansprech-zeit
T_a	[°C]	Campbell CS215	200 cm, 50 cm	0.4°C	120 s
RH	[%]	Campbell CS215	200 cm, 50 cm	2 %	120 s
ws & wr	[m/s]; [°]	Gill WindSonic 2D	230 cm	2 %; 3°	-
T_{ir}	[°C]	Melexis MLX90614	115 cm (Boden) 215 cm (NOSW)	0.5°C	-
K_{ein} & K_{aus}	[W/m²]	Apogee Sp110 Pyra-nometer	115 cm	5 %	-

2.3 Messkonzept

In der Straße wurden an acht Standorten im April und Juli 2016 in einem rotierenden System wiederholt Messungen durchgeführt. Die Messpunkte sind so angeordnet, dass sich in beiden Straßenabschnitten auf jeder Straßenseite zwei Messpunkte befinden. Die Messpunkte befinden sich alle entlang der Straße auf dem Bürgersteig mit jeweils demselben Abstand zur Fahrbahn (50 cm). Für die folgenden Auswertungen wurden die Messungen an den zwei Messpunkten je Straßenabschnitt und Straßenseite zusammengefasst (Abbildung 1). Mittels Fotoaufnahmen mit einem Fisch-Augen-Objektiv wurde der Sky-View-Faktor (SVF) der Messpunkte bestimmt (für April und Juli separat).

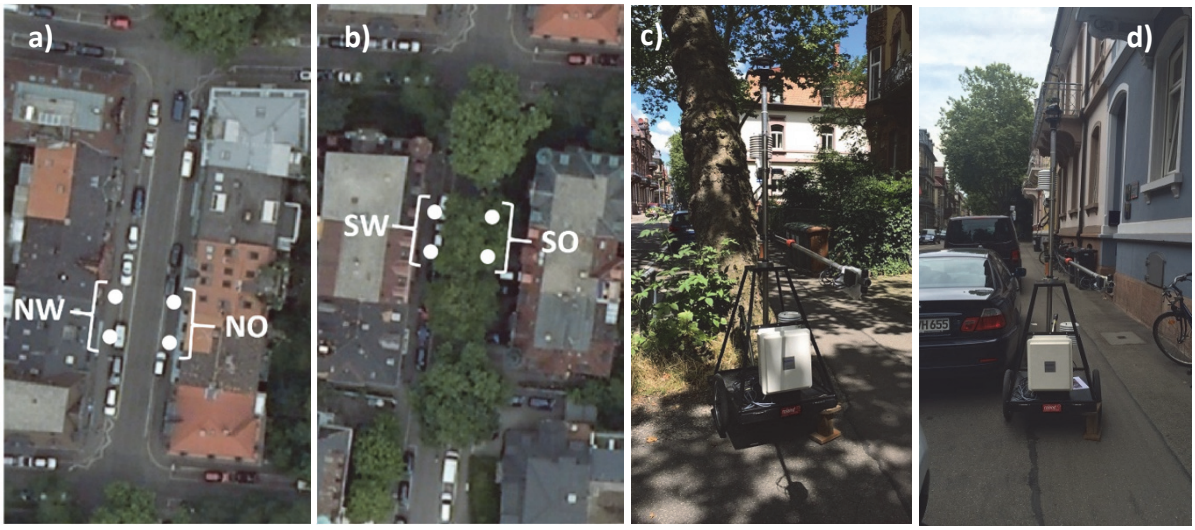


Abb. 1: Anordnung der Messpunkte im a) nördlichen und b) südlichen Straßenabschnitt; c) & d) zeigen die mobile Klimastation in der untersuchten Straßenschlucht (Juli).

Die Messpunkte wurden stets in gleichbleibender Reihenfolge angesteuert. Innerhalb einer Stunde wurde an jedem der acht Messpunkte jeweils eine vierminütige Messung durchgeführt. Dabei wurde von Tag zu Tag variiert, an welchem Messpunkt mit der Beobachtung begonnen wurde. Der Mittelwert über jede vierminütige Messung je Messpunkt wird als repräsentativ für die Stunde, in der die Messung durchgeführt wurde, angenommen. Im April

2016 fanden im Zeitraum vom 1.4. bis 14.4. an 10 Tagen zwischen 8.00 Uhr (MEZ) und 16.00 Uhr (MEZ) nach dem hier beschriebenen Schema Messungen statt. Im Juli 2016 wurden zwischen dem 13.7. und 27.7. an 12 Tagen zwischen 7.00 Uhr (MEZ) und 18.00 Uhr (MEZ) erneut Beobachtungen durchgeführt. Nicht an allen Tagen konnten die Messungen über den gesamten genannten Zeitraum stattfinden. Dies hatte z.B. witterungsbedingte Gründe: Um die Elektronik zu schonen, wurden z.B. Messungen bei Stark- oder Dauerregen vermieden. Im April beträgt die mittlere Anzahl der Messungen je Messpunkt sieben und im Juli entsprechend neun.
An einer Wetterstation (Referenzstation) auf einem Flachdach ca. 15 m über Straßenniveau wurden parallel zu den mikroklimatischen Messungen kontinuierlich alle betrachteten Klimavariablen aufgezeichnet. Die Referenzstation befindet sich ca. 2.5 km Luftlinie vom Untersuchungsgebiet entfernt in einem anderen ebenfalls dichtbebauten Stadtteil.

2.4 Auswertung

Für alle Messpunkte wurde die potentielle Evapotranspiration nach der FAO-Penman-Monteith-Grasreferenz-Methode (FAO-PM56) berechnet (Details siehe Allen et al. (1998)). In einem ersten Schritt wurde die Gleichung in ihrem originalen Parametersatz angewendet (ET_S) (entspricht ET_O für Gras, s. Allen et al. 1998).
Um die Berechnung an die Verhältnisse im Straßenzug anzupassen wurden in einem weiteren Schritt einige der Parameter in der Gleichung wie folgt angepasst: Da sich alle Messpunkte über Asphalt befinden und keine Transpiration angenommen wird, gilt für $r_s = 0$ s/m (Allen, 2006). Für Asphalt ergibt sich $r_a = \frac{702}{u_2}$ s/m (mit $z_{om} = \frac{2}{3}h;\ h = 0.001$ m; $z_{oh} = 0.1 * z_{om}$; $z_m = 2.3$ m und $z_h = 2$ m, s. Allen et al.,1998; Allen et al., 2006). Die Schätzungen für die Verdunstung sollen sich auf die Bodenoberfläche beziehen, weshalb die Bäume nicht berücksichtigt werden. Somit kann für die Bestimmung der potentiellen Evaporation in der Straßenschlucht (E_S) wie folgt gerechnet werden:

$$E_{pot} = \frac{0.408 * \Delta * (R_n - G) + \gamma * \frac{11}{T + 273} * u_2 * (e_s - e_a)}{(\Delta + \gamma)} \qquad \text{[mm/h]} \qquad (1)$$

mit:
- E_{pot} potentielle Evaporation [mm/h]
- R_n Nettostrahlungsbilanz an der Bodenoberfläche [MJ/m²/h]
- G Bodenwärmestrom [MJ/m²/h]
- T mittlere stündliche Lufttemperatur 2 m über der Bodenoberfläche [°C]
- u_2 Windgeschwindigkeit 2 m über Bodenoberfläche [m/s]
- e_s Sättigungsdampfdruck [kPa]
- e_a Dampfdruck [kPa]
- Δ temperaturabhängige Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [kPa/°C]
- γ Psychrometerkonstante [kPa/°C]

Für die Nettostrahlungsbilanz R_n gilt nach Allen et al. (1998):

$$R_n = (\alpha * R_g) - R_{nl} \quad \text{[MJ/m²/h]} \quad (2)$$

Mit: α Albedo [-]
R_g Globalstrahlung [MJ/m²/h]
R_{nl} ausgehende langwellige Nettostrahlungsbilanz [MJ/m²/h]

Statt eines konstanten Wertes für die Albedo (α=0.23) wurde hier mit den in der Straßenschlucht beobachteten Werten gerechnet. Die Formel für R_{nl} (Allen et al., 1998) wurde in einen Term für die eingehende und einen für die ausgehende langewellige Strahlung umgeformt (Rl_{in} bzw. Rl_{out}), so dass gilt:

$$R_{nl} = Rl_{out} - Rl_{in} \quad \text{[MJ/m²/h]} \quad (3)$$

$$Rl_{out} = \sigma * \varepsilon_{GRO} * (T_{irGRO} + 273.15)^4 \quad \text{[MJ/m²/h]} \quad (4)$$

$$Rl_{in} = SVF * Rl_{inATM} + (1 - SVF) * Rl_{inOBJ} \quad \text{[MJ/m²/h]} \quad (5)$$

$$Rl_{inATM} = \sigma * (T + 273.15)^4 * (0.64 + 0.14 * \sqrt{e_a}) * (1.35 - 0.35 * cc) \quad \text{[MJ/m²/h]} \quad (6)$$

$$Rl_{inOBJ} = \sigma * \varepsilon_{OBJ} * (T_{irOBJ} + 273.15)^4 \quad \text{[MJ/m²/h]} \quad (7)$$

Mit: σ Stefan-Boltzmann-Konstante = 4.903 10^{-9} /24 [MJ/K^4/m²/h]
ε_{GRO} Emmissivität des Bodens = 0.93 [-]
ε_{OBJ} Emmissivität der Wände = 0.97 [-]
T_{irGRO} Infrarottemperatur der Bodenoberfläche [°C]
T_{irOBJ} Infrarottemperatur der Wände gemittelt über die vier Himmelsrichtungen [°C]
SVF Sky-View-Faktor, Anteil des sichtbaren Himmels an der Hemisphäre [-]
cc Korrekturfaktor zur Berücksichtigung von Bewölkung [-]

Formel (6) wurde durch Umformung der in FAO-PM56 angegebenen Methode zur Berechnung von R_{nl} hergeleitet. Rl_{inATM} wurde mit den Messwerten der Referenzstation bestimmt. Nach der Empfehlung von Allen (2006) wurde die minimale Windgeschwindigkeit auf 0.5 m/s gesetzt. Sämtliche Berechnungen wurden für stündliche Zeitintervalle unternommen. Wenn nicht explizit angegeben, wurde wie in Allen et al. (1998) gerechnet. Für die Beobachtungen an der Referenzstation (folgend ET_{Ref}) wurde die ET_o bestimmt (Allen et al., 1998). Zum Vergleich wurden zudem für beide Monate für alle Messpunkte sowie für die Referenzstation eine mittlere Verdunstungstagessumme nach Haude für Grasland (Häckel, 2008) bestimmt.
Tagessummen (24h) für die Messpunkte konnten aus der mit kontinuierlichen Messungen gemittelten ET_{Ref} hergeleitet werden (Abbildung 3), indem die Summe für den Beobachtungszeitraum ins Verhältnis zur Gesamtsumme über den ganzen Tag (24h) gesetzt wurde. Das gleiche Verhältnis wurde für die E_S angenommen.

3. Ergebnisse

Die Dynamik der E_S in der Straßenschlucht unterscheidet sich stark von derjenigen der ET_{Ref} am Referenzstandort (Abbildung 2). So ist die E_S verglichen mit der ET_{Ref} an den beiden westlichen Messpunkten nachmittags und an den beiden östlichen Messpunkten vormittags stark abgeschwächt. In der jeweils anderen Tageshälfte wird die ET_{Ref} dagegen erreicht oder sogar jeweils überschritten. Eine Ausnahme bildet hier der Messpunkt SO im Juli, an dem die E_S über den ganzen Tagesverlauf stark abgeschwächt gegenüber der ET_{Ref} ist.

Die Kurven der ET_{Ref} für Juli und April verlaufen im mittleren Tagesgang (9.00 – 16.00 Uhr) fast parallel zueinander, wobei die ET_{Ref} im Juli im Mittel etwa 0.2 mm/h über derjenigen im April liegt. Dagegen gibt es zwischen den Stundensummen der E_S für April und Juli in manchen Stunden des oben genannten Zeitraums kaum Abweichungen (z.B. NO und SW jeweils 9.00 Uhr – 12 Uhr). Für den Messpunkt SO liegen die im Juli beobachteten Stundensummen der E_S sogar zeitweise unter den Werten für April.

Die Unterteilung der potentiellen Verdunstung in einen Wind- und einen Strahlungsanteil wie von Zotarelli et al. (2010) beschrieben, zeigt, dass der Einfluss des Windes auf die E_S viel geringer ist als auf die ET_{Ref} (Abbildung 3). Die Dynamik der E_S wird fast vollkommen von der Strahlung bestimmt. Für die langwellige Einstrahlung wurde beobachtet, dass diese in der Straßenschlucht immer Mittel ca. 0.1 MJ/m²/h größer ist als die atmosphärische Gegenstrahlung (Abbildung 4).

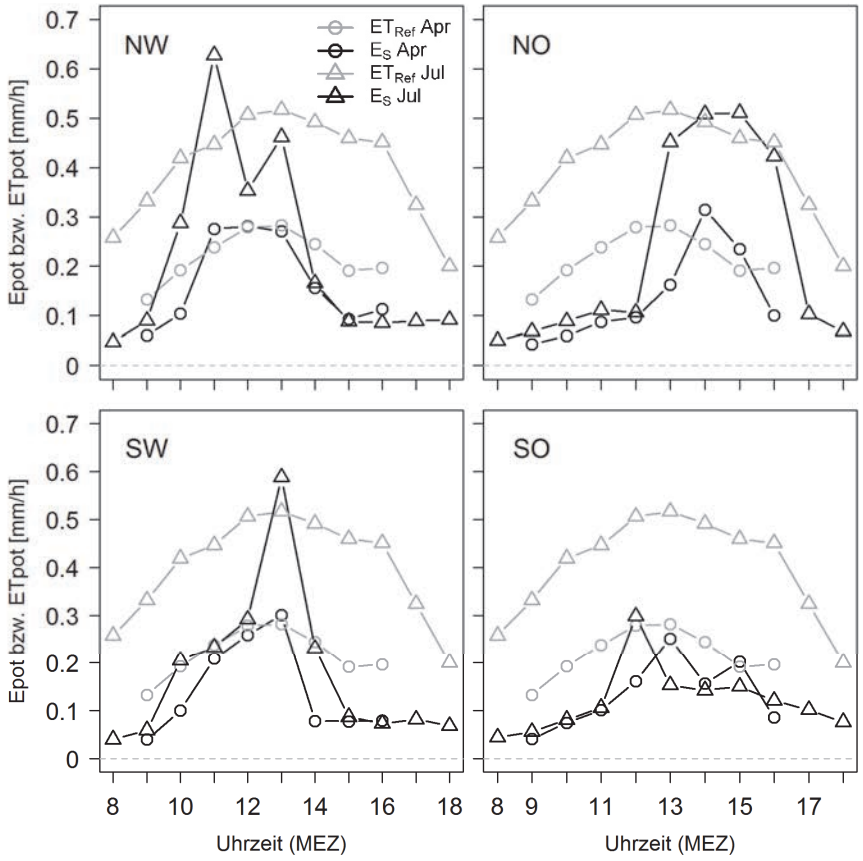


Abb. 2: Stündliche Verdunstungssummen für die Messpunkte in der Straßenschlucht (E_S) und an der Referenzstation (ET_{Ref}) in den Monaten April (Apr) und Juli (Jul).

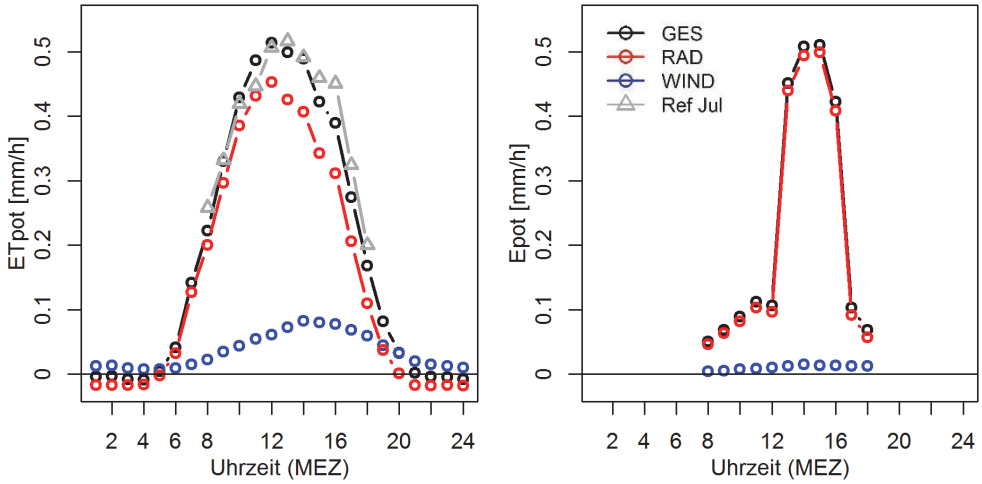


Abb. 3: Links: Mittlere ET_{Ref} [mm/h] an der Referenzstation für kontinuierliche Beobachtungen im Zeitraum 13.07.- 27.07. (GES, schwarz). Ergänzend dargestellt die Anteile, die jeweils durch die Strahlung (rot, RAD) bzw. durch den Wind (blau, WIND) indiziert sind. In grau die mittlere ET_{Ref} für diejenigen Stunden, in denen Mikroklimamessungen stattfanden (Ref Jul). Rechts: mittlere E_S am Messpunkt NO. Farbgebung wie links.

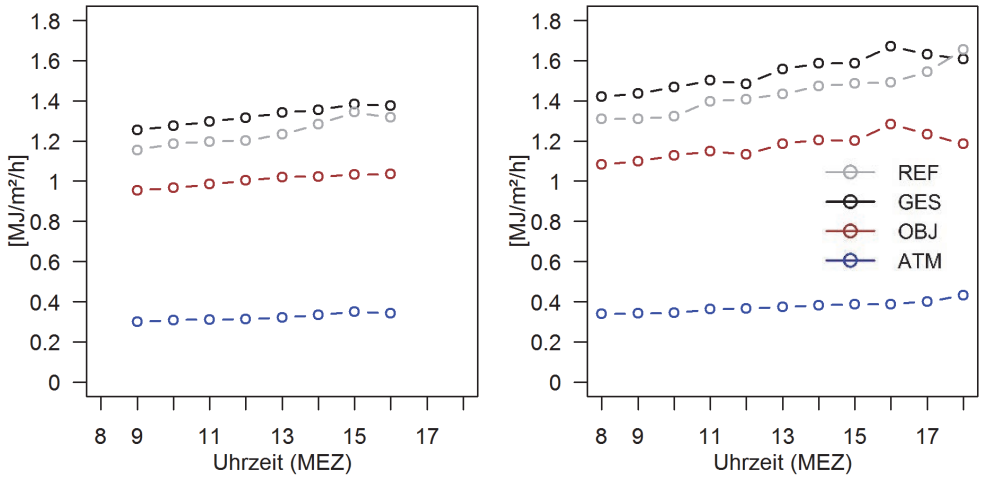


Abb. 4: Langwellige Einstrahlung [MJ/m²/h] am Messpunkt NO und an der Referenzstation für April (links) und Juli (rechts). Der Anteil der atmosphärischen Gegenstrahlung (blau, ATM) zusammen mit dem Anteil, der durch die Wände eingestrahlt wird (braun, OBJ), ergibt die langwellige Gesamteinstrahlung (schwarz, GES) am Messpunkt NO. Die langwellige Einstrahlung an der Referenzstation (grau; REF) besteht alleine aus RI_{inATM}.

Auf die mittleren Tagessummen bezogen werden für alle Messpunkte geringere Werte beobachtet als für den Referenzstandort (Tabelle 2). Für alle Messpunkte ist die nach Haude berechnete Tagessumme etwa doppelt so hoch wie nach der hier beschriebenen Methode geschätzt. Für den Messpunkt SO im Juli liegt die geschätzte Tagessumme nach Haude mit 4.8 mm sogar 3.5-mal höher als die Tagessumme für E_S.

Tab. 2: Verdunstungstagessummen [mm/Tag] bestimmt mit den in Kapitel 2.4 beschriebenen Formeln (E_S, ET_S und ET_{Ref}) sowie nach Haude.

Monat	Methode	Messpunkt				Referenz-station
		NW	NO	SW	SO	
April	E_S	1.4	1.1	1.1	1.1	1.8 (ET_{Ref})
	ET_S	1.2	1.0	1.0	1.0	
	Haude	2.3	2.3	2.2	2.3	2.1
Juli	E_S	2.4	2.5	2.0	1.3	4.5 (ET_{Ref})
	ET_S	2.2	2.3	1.7	1.3	
	Haude	5.3	5.4	4.3	4.8	4.2

4. Diskussion

Die Abschwächungen der E_S verglichen zur ET_{Ref} sind auf die Abschattung durch die Gebäude und im Juli für Messpunkt SO zusätzlich durch die belaubten Bäume zurückzuführen. Auch die Abschwächung der E_S in den Vormittagsstunden für den Messpunkt SW im Juli wird durch die belaubten Baumkronen bewirkt. Zur Mittagszeit gelingt es der Sonne dort von Süden her in die Straßenschlucht zu scheinen, wodurch E_S ET_{Ref} übersteigt.

Die geringere Albedo ($\alpha \approx 0.13$, Ergebnisse hier nicht gezeigt) sowie die höhere langewellige Einstrahlung durch die Objekte (Abbildung 4) führt bei gleicher kurzwelliger Einstrahlung zu einer höheren Netto-Strahlungsbilanz in der Straßenschlucht gegenüber zum Referenzstandort. Dadurch übersteigt E_S in Stunden mit direkter Sonneneinstrahlung in die Straßenschlucht ET_{Ref}. Die Unterschiede im aerodynamischen Widerstand führen dazu, dass der Wind die E_S im Gegensatz zur ET_{Ref} kaum beeinflusst. Dies führt insgesamt zu einer Abschwächung der E_S gegenüber der ET_{Ref} (Abbildung 2). Der Schattenwurf der Gebäude und Bäume hat den größten Einfluss auf die Dynamik der E_S. Dieser Effekt führt auch zu den vergleichsweise niedrigen Tagessummen der E_S, wie aus Tabelle 2 hervorgeht. Der Unterschied zwischen den Werten für ET_S und denen für ET_{Ref} des jeweiligen Monats wird durch die Veränderung der Eingangsvariablen bewirkt. Die Unterschiede zwischen ET_S und E_S entstehen durch die angepassten Parameter und veränderten Teilgleichungen. Für die ET_O lässt sich eine Abnahme beobachten von ET_{Ref} zu ET_S. Die Änderung der Parameter von ET_O zu E_S bewirkt eine Zunahme der Verdunstung in der Straßenschlucht. Das zeigt, dass die klimatischen Bedingungen in der Straßenschlucht insgesamt zu einer niedrigeren Verdunstung führen als am Referenzstandort. Gleichzeit wird deutlich, dass bei gleichen klimatischen Bedingungen (und gleicher kurzwelliger Einstrahlung) von einer Straßenschlucht eine höhere Verdunstungsrate zu erwarten ist, als von einer Gras-Referenzfläche (ET_O). Die hier gezeigten Ergebnisse decken sich in der Tendenz gut mit denen von Zipper et al. (2017), die anhand von Temperatur- und Luftfeuchtemessungen für Juli eine um 0.2 mm/Tag höhere Verdunstung für urbane Gebiete gegenüber dem ländlichen Umland beobachtet haben (Madison, Wisconsin, USA). Die wesentlich höheren Tagessummen für Haude als für E_S und ET_S (Tabelle 2), machen deutlich, dass ein solch einfacher Berechnungsansatz ohne Berücksichtigung der Globalstrahlung keinesfalls geeignet ist, um die Verdunstung um urbanen Raum auf Straßenniveau zu schätzen.

Die Datenerhebung per Fahrradanhänger hat sich durchaus bewährt. In einer solch beengten Straßenschlucht wäre es ansonsten nicht möglich gewesen, Messgeräte anzubringen. Abbildung 3 zeigt, dass die so gewonnenen Daten den kontinuierlichen Beobachtungen weitestgehend entsprechen. Abweichungen sind u.a. damit zu erklären, dass bei Starkregen keine Messungen stattfinden konnten. Die Ausstattung des Wagens ermöglicht es, alle nötigen Eingangsvariablen für eine Verdunstungsrechnung zu beobachten und zusätzlich die Berechnung der Nettostrahlungsbilanz in der Straßenschlucht zu verbessern. Letztere könnte allerdings noch optimiert werden, indem auch die parkenden Autos mit ihren Strahlungseigenschaften Berücksichtigung fänden. Dies ist mit der vorhandenen Ausstattung zwar möglich, wurde bisher aber nicht durchgeführt.
Bisher wurde noch keine Anpassung des Bodenwärmestroms (G) vorgenommen. Das Verhalten von G unter einfachen Asphaltoberflächen wurde z.B. von Doll et al. (1985) und Anandakumar (1999) untersucht und beschrieben. Daraus geht hervor, dass tagsüber in der Straßenschlucht vermutlich mehr Energie durch den Bodenwärmestrom entzogen wird, als hier angenommen. Die Dynamik in der E_S würde sich dadurch nochmals leicht verändern und die Tagessummen nochmal abnehmen. Der anthropogene Einfluss auf die Energiebilanz durch das Heizen der Gebäude oder durch den fließenden Verkehr wie z.B. in Oke (1988) wurde bewusst nicht gesondert betrachtet, da dieser die beobachteten Klimavariablen direkt beeinflusst und somit automatisch in die Berechnung der E_S (und ET_S) einfließt.
Es ist noch mal gesondert darauf hinzuweisen, dass sich die Referenzstation nicht im Untersuchungsgebiet selber, sondern in einem anderen Stadtteil, befindet. Unterschiede zwischen Referenzstation und Straßenschlucht im Klima (T_a, RH, Wind) können deshalb auch topographische Ursachen haben, nicht aber Unterschiede in der Globalstrahlung. Diese entstehen alleine durch die Objekte in der Straßenschlucht. Die Unterschiede in der Verdunstung zwischen den Methoden innerhalb der Straßenschlucht sind von der Lage der Referenzstation nicht beeinflusst.

5. Schlussfolgerung

Die städtischen Strukturen beeinflussen die Verdunstung stark. So führen die Gebäude durch ihren Schattenwurf vor allem zu einer Reduzierung der Verdunstung verglichen mit der Referenzstation, welche zu keiner Zeit des Tages von Objekten abgeschattet wird. Zusätzlich können urbane Standorte, je nach Ausrichtung der Gebäudestruktur, deutlich ausgeprägte, kurzzeitige Spitzen der Verdunstung im Tagesgang aufweisen. Aber auch andere Steuerungsmechanismen der Verdunstung können beobachtet werden. So tragen die Gebäude durch den zusätzlichen langwelligen Strahlungsinput und die niedrigere Albedo der Bodenoberfläche zu einer Erhöhung, die veränderten aerodynamischen Eigenschaften der Bodenoberfläche wiederum zu einer Verringerung der Verdunstung bei.
Die hohe zeitliche Auflösung macht deutlich, wie stark die Dynamik der Verdunstung im Tagesverlauf gegenüber derer an der Referenzstation verändert ist. Daher wird empfohlen, für stadthydrologische Modellierungen auf Mikroskale mit hoher zeitlicher Auflösung (1 h) zu rechnen und dabei vor allem das gegenüber einer standardisierten Wetterstation veränderte Verhalten der Globalstrahlung auf Straßenniveau zu berücksichtigen. Auch der bedeutende Effekt von großen Laubbäumen auf das mikroskalige Stadtklima kann gezeigt werden. So

bleibt die potentielle Verdunstung im Juli an SO etwa 1 mm/Tag unter derjenigen zurück, die für einen vergleichbaren Standort ohne Bäume (NO) beobachtet wird. Im April, wenn die Bäume noch keine Blätter haben, ist die Tagessumme für SO und NO gleich.

Danksagung

Diese Arbeit wird gefördert durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung im Rahmen des Verbundprojekts WaSiG (Fördermaßnahme ReWaM) sowie durch den Innovationsfonds Klima- und Wasserschutz der badenova AG & Co. KG.

Literatur

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements, FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56, United Nations Food and Agriculture Organization, Rome.

Allen, R. G., 2006. Evaporation Modeling: Potential. Encyclopedia of Hydrological Sciences. 4, 41.

Allen, R. G., Pruitt, W. O., Wright, J. L., Howell, T. A., Ventura, F., Snyder, R., Itenfisu, D., Steduto, P., Berengena, J, Besalga Yrissary, J., Smith, M., Pereira, L. S., Raes, D., Perrier, A., Alves, I., Walter, I., Elliott, R., 2006. A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ET_O by the FAO56 Penman-Monteith method. Agricultural Water Management 81, 1-22.

Anandakumar, K., 1999. A study on the partition of net radiation into heat fluxes on a dry asphalt surface. Atmospheric Environment 33, 3911-3918.

Arnfield, A. J., 2003. Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. International Journal of Climatology 23, 1-26.

Braud, I., Breil, P., Thollet, F., Lagouy, M., Branger, F., Jacqueminet, C., Kermadi, S., Michel, K., 2013. Evidence of the impact of urbanization on the hydrological regime of a medium-sized periurban catchment in France. Journal of Hydrology, 485, 5-23.

Cleugh, H., Bui, E., Mitchell, V., Xu, J., Grimmond, C., Simon, D., 2005. Evapotranspiration in urban water balance models: a methodological framework. Canberra, Australia: International Congress on Modelling and Simulation (MODSIM05).

Doll, D., Ching, J. K. S., Kaneshiro, J., 1985. Parameterization of subsurface heating for soil and concrete using net radiation data. Boundary-Layer Meteorology 32, 351-372.

Grimmond, C. S. B., Oke, T. R., 1999. Evapotranspiration rates in urban areas. IAHS Publications, 259, 235–243.

Häckel, H., 2008. Meteorologie. 6., korrigierte Auflage. UTB-Verlag, Stuttgart

Oke, T. R., 1988. The urban energy balance. Progress in Physical Geography 12, 471-508.

Uhl, M., 2010. Regenwasserbewirtschaftung im städtebaulichen Kontext. In: Haass, H. (Ed.), StadtWasser - Wasserkonzepte in der Stadtplanung. Stuttgart, Fraunhofer IRB Verlag, pp.192-207.

United Nations, 2014. World Urbanization Prospects: The 2014 Revision, Department of Economic and Social Affairs (DESA), Population Division, New York.

Zipper, S. C., Schatz, J., Kucharik, C. J., Loheide, S. P., 2017. Urban heat island-induced increases in evapotranspirative demand. Geophysical Research Letters, 44, 1-9.

Zotarelli, L., Dukes, M. D., Romero, C. C., Migliaccio, K. W., Morgan, K. T., 2010. Step by Step Calculation of the Penman-Monteith Evapotranspriation (FAO-56 Method). Agricultural and Biological Engineering Dept., Florida Cooperative Extension Service, Institute of Food and Ag Sciences, Univ. of Florida.

Untersuchungen zum Infiltrationsverhalten verschiedener teilversiegelter urbaner Flächenbeläge

Axel Schaffitel, Tobias Schuetz, Markus Weiler

Zusammenfassung

Teilversiegelte Flächenbeläge stellen eine vielversprechende Möglichkeit dar, um die negativen hydrologischen Auswirkungen der Urbanisierung zu verringern. Über die Bodenwasserbilanz unterhalb dieser Oberflächen ist dabei wenig bekannt. Die vorliegende Studie untersucht das Infiltrationsverhalten und die Bodenwasser-Speicherdynamik von acht teilversiegelten und einer unversiegelten Oberfläche anhand kontinuierlicher Bodenfeuchte-Messungen. Dazu wird deren Reaktion auf verschieden ausgeprägte Niederschlagsereignisse analysiert. Die beobachteten Unterschiede werden durch abweichende Anfangsverluste und verschiedene Bodeneigenschaften der Messflächen erklärt. Zudem wird eine Abhängigkeit der Infiltrationsgeschwindigkeit von der Niederschlagsintensität gezeigt. Unterschiede im Drainageverhalten der Messflächen werden auf unterschiedliche Bodeneigenschaften zurückgeführt.

1. Hintergrund

Innerhalb der letzten Jahrzehnte stieg die Anzahl der in Städten wohnenden Menschen kontinuierlich an. Laut Vorhersagen der Vereinten Nationen (United Nations 2014) wird die Urbanisierung in den nächsten Jahren weiter zunehmen und sich dabei noch beschleunigen. Die mit der Urbanisierung verbundene Flächenversiegelung führt zu großskaligen Veränderungen der natürlichen hydrologischen Prozesse, die weitreichende Veränderungen der Wasserbilanz und des Abflussverhaltens nach sich ziehen (Jackisch & Weiler 2015). Negative Folgen sind u. a. Erhöhung der Abflussraten, Minderung des Basisabflusses und der Grundwasserneubildung, Häufung und Intensivierung von Hochwasserabflüssen, Verkürzung der Reaktionszeit von Einzugsgebieten sowie Minderung der Infiltrations- und Verdunstungsraten (Shuster et al. 2005; Fletcher et al. 2013; Salvadore et al. 2015).

Die als aktive Regenwasserbewirtschaftung propagierten Maßnahmen stellen eine Möglichkeit dar, den negativen hydrologischen Folgen von Urbanisierung entgegenzuwirken (DWA 2007). Eine der dabei angewandten Maßnahmen ist der Einsatz von teilversiegelten Flächenbelägen. Im Gegensatz zu undurchlässigen Flächenbelägen kann Niederschlagswasser auf gepflasterten Flächen durch Fugen infiltrieren und wieder verdunsten (Nehls 2007). Die positiven Auswirkungen sind u. a. Reduzierung des Oberflächenabflusses, Minderung von Überflutungen, Erhöhung der Grundwasserneubildung und positive Einflüsse auf das Stadtklima durch Erhöhung der Verdunstung (Mansell & Rollet 2006; Prokop et al. 2011; Santamouris 2013; Park et al. 2014). Die Implementierung von Regenwasserbewirtschaftungsmaßnahmen kann einen Anstieg des lokalen Grundwasserspiegels verursachen (Göbel et al. 2004). In Siedlungsgebieten mit hohem Grundwasserspiegel birgt dies die Gefahr einer Vernässung von Kellern oder der Mobilisierung von Schadstoffen aus kontaminierten Stadtböden (Göbel et al. 2004). Daraus wird deutlich, dass zur Planung der Regenwasserbewirtschaftung Kenntnisse über die räumliche und zeitliche Ausprägung der ablaufenden hydrologischen Prozesse notwendig sind. Bezüglich der langfristigen Dynamik der Wasserbilanz von teilversiegelten Flächenbelägen besteht dabei aber ein erhebliches Wissensdefizit. So betrachtet die gängige Planungspraxis der Siedlungsentwässerung lediglich den Oberflächenabfluss von urbanen Flächen. Wenig Beachtung findet dagegen der Verbleib des nicht abflusswirksamen Niederschlags, dem Benetzungs-, Mulden-, Infiltrations- und Verdunstungsverluste zugerechnet werden

(Illgen 2009; Mansell & Rollet 2009). Literaturwerte für die Anfangsverluste von fugenarmen Pflasterbelägen schwanken zwischen 0,2 mm (Flöter 2006) und 1,4 mm (Wessolek & Facklam 1997) und erreichen Werte von 4,5 mm für Pflasterbeläge mit sehr hohem Fugenanteil und 6 mm für Rasengittersteine (Schmitt & Illgen 2001, zitiert nach Illgen 2009).
Trotz der positiven stadthydrologischen Auswirkungen von teilversiegelten Flächenbelägen existiert eine Wissenslücke bezüglich der Ausprägung der Wasserbilanz auf diesen Flächen. Untersuchungen zur Ausprägung der Versickerung unter teilversiegelten Flächenbelägen erfolgten meist mittels Doppelring-Infiltrometern (z. B. Bean 2005; Illgen 2009), mittels Tropfinfiltrometern (z. B. Borgwardt 1995; Nolting et al. 2005; Klostermann et al. 2008; Illgen 2009) und mittels Lysimetern (Berliner Wasserwerke 1984; Flöter 2006). Mehrere Studien verdeutlichen den Einfluss des Fugenzustandes (Wessolek & Facklam 1997; Flöter 2006; Illgen 2011), den Einfluss des Fugenbewuchses (Borgwardt 1995; Nolting et al. 2005; Flöter 2006) und den Einfluss der Regenintensität (Illgen 2011) auf die Infiltrationsleistung von Pflasterflächen.
Mit Ausnahme der Lysimeter Versuche betrachten alle anderen genannten Untersuchungen die Wasserflüsse an der Geländeoberfläche bei künstlich geschaffen Rahmenbedingungen. Im Gegensatz dazu werden in der vorliegenden Studie unter Freilandbedingungen die Wasserflüsse unterhalb der teilversiegelten Oberflächen betrachtet. Dies erfolgt anhand der Daten eines innovativen Messnetzwerks innerhalb des Stadtgebiets der Stadt Freiburg. Im Folgenden werden das Infiltrationsverhalten und die Dynamik des Bodenwasserspeichers anhand gemessener Bodenfeuchte- und Niederschlags-Zeitreihen untersucht. Dabei wird der Frage nachgegangen, inwiefern unterschiedliche Oberflächen- und Untergrundeigenschaften den Infiltrationsverlauf und die Bodenwasser-Speicherdynamik von teilversiegelten Flächenbelägen beeinflussen.

2. Messnetzwerk und Datenauswertung

Im Messnetzwerk in Freiburg wird die Bodenfeuchte und -temperatur unter 28 Messflächen in 2 bzw. 3 Tiefen mittels Frequency-Domain-Sonden (Truebner GmbH, Neustadt) in einem 10-minütigen Messintervall kontinuierlich aufgezeichnet (Beschreibung einer Auswahl der Messflächen in Tabelle 1). Die Messflächen wurden auf Basis der Verbreitungshäufigkeit verschiedener teilversiegelter Flächenbelägen in Freiburg ausgewählt. Um möglichst vergleichbare Rahmenbedingungen zwischen verschiedenen Oberflächentypen zu erreichen, wurden bevorzugt Standorte mit mehreren eng beieinanderliegenden, unterschiedlichen Flächenbelägen (Distanz zwischen Einzelflächen kleiner 1 m) ausgewählt und zu Clustern zusammengefasst (Lage der ausgewählten Cluster s. Abbildung 1). Wenn möglich wurde jeweils eine Grünfläche in die Cluster mit einbezogen, um die Vergleichbarkeit zu einer unversiegelten Oberfläche herzustellen. Für jede Messfläche wurden die Einflussfaktoren Fugenzustand und -bewuchs aufgenommen und die Liegezeit der Pflasterflächen erfragt. Dabei wurde der Fugenzustand in vier Klassen von „sehr gut“ (ohne ersichtliche Kolmatierung) bis „sehr schlecht“ (sehr deutlich ausgeprägte Kolmatierung) eingeteilt. Die Bewertung erfolgte sowohl visuell, als auch anhand einer Fingerprobe von ausgekratztem Fugenmaterial. Der Fugenwuchs wurde visuell bewertet und in vier Kategorien von 0 (ohne Bewuchs) bis 3 (sehr starker Bewuchs) eingeteilt.

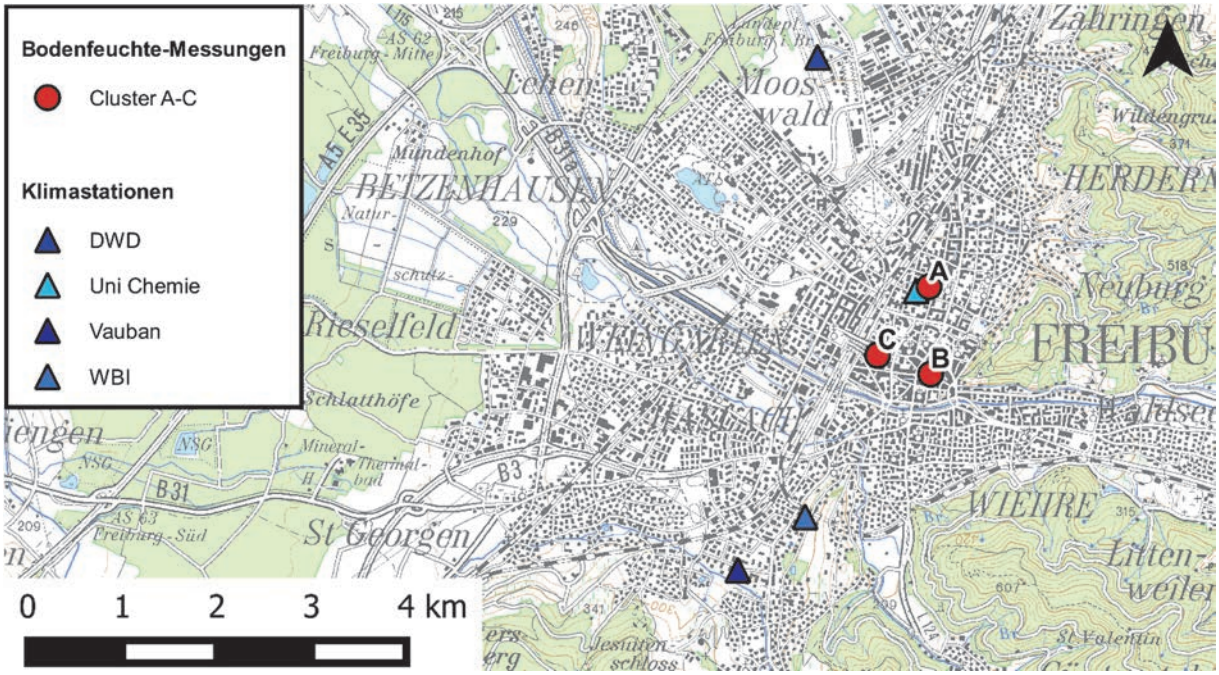


Abb. 1: Lage ausgewählter Bodenfeuchte-Messcluster (3) und Klimastationen (4)

Tab. 1: Auswahl (8) mit Bodenfeuchtesonden ausgestatteter teilversiegelter Flächenbeläge in Freiburg

Name[1]	Cluster	Liegezeit	Fugen-				
		[a]	Weite [mm]	Anteil [%]	Füllung	Zustand[2]	Bewuchs[3]
BPF_2a	A	19	5	10	Split	--	3
BPF_3	A	19	3	10	Split	--	2
NP_2a	B	18	9,5	22	Kunststoff	+	0
NP_2c	C	2	8	28	Kunststoff	++	0
NP_3b	C	2	9	23	Kunststoff	++	0
NP_4	B	18	15	17	Sand	+	0
RSG_1	A	19	116	39	Split	--	3
RSG_2	A	19	121	41	Split	--	3

1: BPF: Betonsteinpflaster; NP: Natursteinpflaster

2: Fugenzustand ++: sehr gut; +: gut; -: schlecht; --: sehr schlecht

3: Fugenbewuchs 0: ohne Bewuchs; 1: leichter Bewuchs; 2: starker Bewuchs; 3 sehr starker Bewuchs

Der Einbau der Sonden erfolgte durch Öffnen der Flächenbeläge und Einbau der Sonden in die Profilwand. Teilweise war ein Einbau in die Profilwand nicht möglich, sodass die Sonden von oben in die Grube eingebracht wurden und diese dann sukzessive mit standortspezifischem Material verfüllt wurde. Anschließend wurden die Flächenbeläge wieder geschlossen und die ursprüngliche Oberflächenform wiederhergestellt. Beim Einbau der Sonden wurde an jeder Messfläche eine Bodenansprache durchgeführt und Bodenproben entnommen.

Der Aufbau des Messnetzes erfolgte von März bis Juni 2016. Lücken in der Datenaufzeichnung entstanden durch eindringendes Sickerwasser in die Datenlogger. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit liegt der Schwerpunkt auf den Ergebnissen von 9 der untersuchten Standorte (8 teilversiegelte und 1 unversiegelte Oberfläche, s. Fotos in Abbildung 2), welche die bisher längsten Zeitreihen aufweisen.

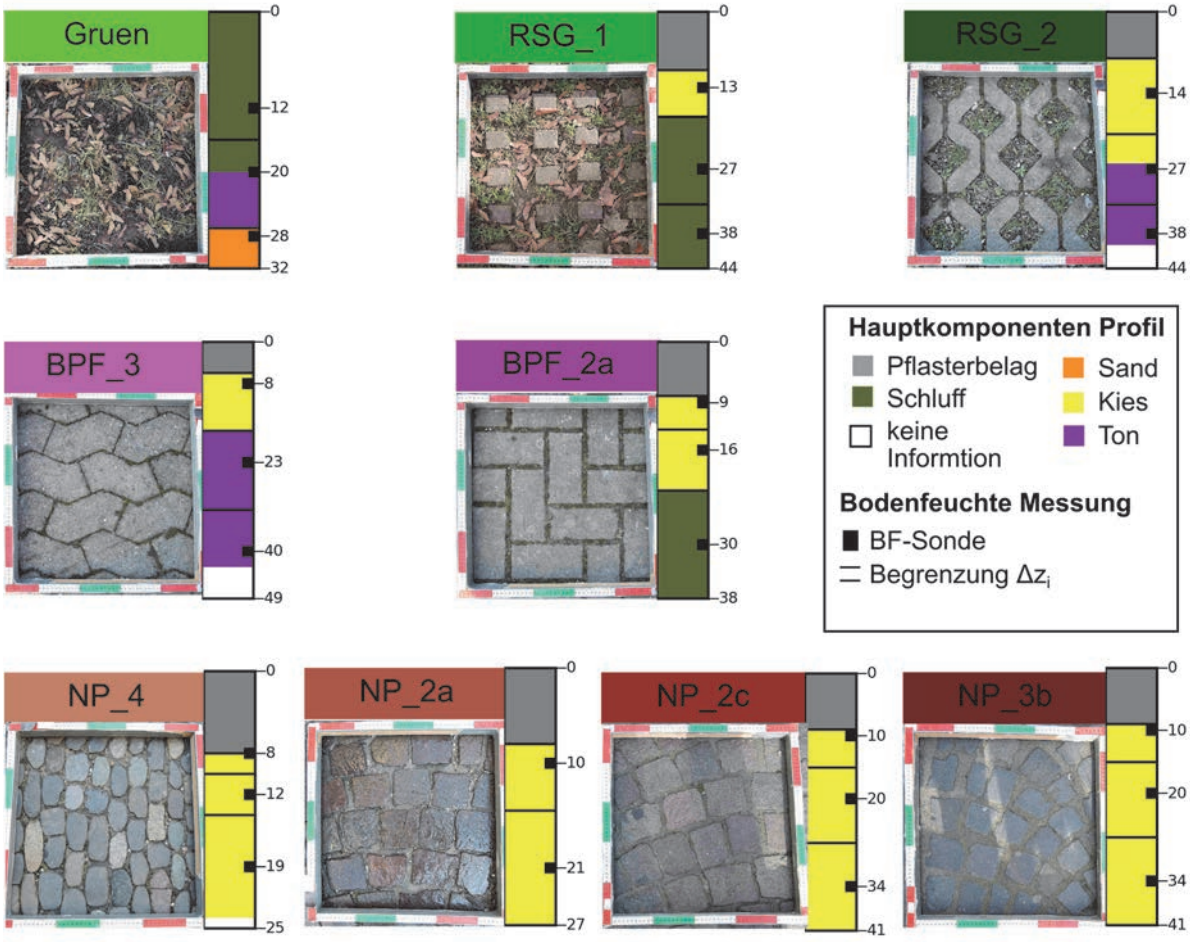


Abb. 2: Fotos der Oberflächen der betrachteten Messflächen mit Hauptkomponenten der Bodenprofile und Lage der Sonden im Bodenprofil. Tiefenangaben in cm u GOK

Zur Berechnung der Speicherdynamik im Bodenwasser wird die kumulative Bodenfeuchteänderung jeder Einzelsonde ($\Delta\theta_i$ [-]) während ausgewählter Niederschlagsereignisse berechnet und jeder Einzelsonde ein repräsentativer Tiefenbereich im Bodenprofil (Δz_i [mm]) zugeordnet. Die Grenze zwischen den Tiefenbereichen liegt auf der halben Distanz zwischen den Sonden (ggf. an stratigraphische Gegebenheiten angepasst). Mittels Gewichtung der Einzelsonden einer Messfläche über deren Δz_i errechnet sich die Änderung im Bodenwasserspeicher (ΔS [mm] Gl. 1) sowie der mittlere Wassergehalt im Profil der Messfläche ($\bar{\theta}$ [-] Gl. 2).

$$\Delta S = \sum_{i=1}^{i} \Delta\theta_i \times \Delta z_i \qquad \text{[mm]} \qquad (1)$$

$$\bar{\theta} = \sum_{i=1}^{i} \frac{\Delta\theta_i \times \Delta z_i}{\sum_{i=1}^{i} \Delta z_i} \qquad \text{[-]} \qquad (2)$$

Die $\Sigma\Delta z$ ist bei der Fläche MP_2a mit 17 cm am geringsten. Um eine Vergleichbarkeit zwischen Einzelflächen zu herzustellen, wurden ΔS und $\bar{\theta}$ für alle Messflächen einheitlich für eine Strecke von 17 cm ab Unterkante Pflasterstein, bzw. ab Geländeoberkante im Falle der Grünfläche, berechnet. Im Profil verbaute Sonden mit Lage der Δz außerhalb dieser Strecke wurden somit nicht mit in die Berechnungen einbezogen; Sonden, deren Δz teilweise innerhalb dieser Strecke liegt, wurden anteilig miteinbezogen.
Die zeitliche Abgrenzung einzelner Niederschlagsereignisse erfolgte anhand der Daten von vier über das Stadtgebiet von Freiburg verteilte Klimastationen (s. Abbildung 1). Für die weiteren Betrachtungen wird die an der Klimastation mit der geringsten räumlichen Distanz zu den Messclustern (Klimastation „Chemie“) aufgezeichnete Niederschlagszeitreihe herangezogen. Aus der gesamten Zeitreihe wurden 6 charakteristische Niederschlagsereignisse ausgewählt. Die Auswahl erfolgte dabei anhand den Variablen Ereignissumme [mm], Dauer [h] und maximale Niederschlagsintensität [mm/10 min] und deckt die Spanne der im Messzeitraum aufgetretenen Variation der Variablen ab. Für jedes Ereignis wurde die mittlere Ereignissumme der vier Klimastationen berechnet. Als Kriterium für die räumliche Variabilität eines Ereignisses dient die maximale Abweichung zwischen der Ereignissumme einer Station und der mittlerer Ereignissumme aller Stationen. Für die folgenden Auswertungen wurden nur Ereignisse mit einer maximalen Abweichung von weniger als 15 % zwischen mittlerer und Einzelstations-Ereignissumme ausgewählt. Um eine Beeinflussung des Bodenwasserspeichers durch vorangegangene Ereignisse auszuschließen, wurden die vorangehenden Klima- und Bodenfeuchtebedingungen mitbetrachtet. Dazu wurde die Dauer der vorangehenden Phase ohne infiltrationswirksamen Niederschlag berechnet. Als Grenzwert für die infiltrationswirksame Niederschlagsmenge wurde der niedrigste Literaturwert für die Anfangsverluste von Pflasterflächen von 0,2 mm (s. Kapitel 1) herangezogen. Zudem wurde die mittlere Vorfeuchte im Bodenprofil und die Änderung dieser über einen Zeitraum von zwei Stunden vor Ereignisbeginn berechnet. Zur Auswahl wurden die Kriterien Dauer von mindestens 6 Stunden ohne infiltrationswirksamen Niederschlag und Änderung der Vorfeuchte von weniger als 1 % innerhalb zwei Stunden vor Ereignisbeginn herangezogen. (Ereignis 6 erfüllt diese Kriterien nicht, aufgrund der großen Niederschlagssumme und Dauer wird jedoch davon ausgegangen, dass vorangegangene Bodenfeuchtedynamiken überprägt werden und somit vernachlässigbar sind). Das Kriterium Änderung der Vorfeuchte von weniger als 1 % vor Ereignisbeginn soll dabei gewährleisten, dass die betrachtete Bodenfeuchtedynamik möglichst unbeeinflusst von vorangehenden Niederschlagsereignissen ist. In Tabelle 2 sind die Kennzahlen der sechs für die weitere Auswertung herangezogenen Ereignisse dargestellt.

Tab. 2: Kennzahlen der ausgewählten Regenereignisse.

Nr.	Start	Dauer	∑ Regen	Δ_{max}	I_{max}	Bedingungen vorab		
		[h]	[mm]	[%]	[mm/10 min]	T [h]	$\bar{\theta}_{vor}$ [%]	$\Delta\bar{\theta}_{vor}$ [%]
1	03.06.16 04:00	1	0.2	0	0,2	16	9,80	0,10
2	30.03.16 01:00	4	1.6	13,73	1.0	28.5	8.17	0.02
3	27.03.16 07:00	4	2.2	8,33	0,4	38	8,21	0,03
4	18.04.16 04:00	16	9.0	9,38	0,6	8	11,03	0,22
5	15.04.16 04:00	9	19,4	10,36	1,6	43	11,15	0,39
6	16.04.16 10:00	27	56.2	10,76	5,4	4	11,56	0,54

Σ Regen:	Ereignis-Niederschlagssumme
Δ_{max}:	Maximale Abweichung zwischen Ereignissumme einer Einzelstationen und mittlerer Ereignissumme aller Stationen
I_{max}:	Maximale registrierte Niederschlagsintensität pro 10 min (Klimastation Chemie)
T:	Dauer vor Einsetzen des Ereignisses ohne infiltrationswirksamen Niederschlag
$\bar{\theta}_{vor}$:	$\bar{\theta}$ vor Einsetzen des Niederschlags, gemittelt über alle ausgewählten Messflächen
$\Delta\bar{\theta}_{vor}$	Änderung $\bar{\theta}$ innerhalb von 2 Stunden vorab Ereignisbeginn, gemittelt über alle ausgewählten Messflächen

3. Bodenwasser-Speicherdynamik unter teilversiegelten Flächenbelägen

Im Vergleich der Ergebnisse wird ersichtlich, dass die Bodenfeuchte unter den einzelnen Messflächen eine unterschiedliche Dynamik aufweist (siehe Abbildung 3). Während bei Ereignis 1 bei keiner der Messflächen eine Zunahme der Bodenfeuchte auftritt, nimmt diese bei Ereignis 2 und 3 bei allen konventionellen Pflasterarten zu, wobei die Zunahme meist auf den oberen Bereich des Profils beschränkt ist. Dagegen erreicht die Infiltrationsfront weder bei der Grünfläche noch bei den Rasengittersteinen (RSG_1 und RSG_2) die oberste Sonde. Bei den Ereignissen 4 bis 6 findet bei allen Flächen eine Änderung der Bodenfeuchte statt. Dabei erreicht die Infiltrationsfront die verschiedenen Messtiefen zeitlich verzögert. Diese Verzögerung ist bei Ereignis 4 am deutlichsten und bei Ereignis-Nr. 6 nur marginal bis gar nicht ausgeprägt. Während Ereignis 4 eine maximale Niederschlagsintensität von 0,6 mm/10 min aufweist, treten bei Ereignis 6 Niederschlagsintensität von 5,4 mm/10 min auf. Dies zeigt, dass sich die Infiltrationsfront in Abhängigkeit der Niederschlagsintensität unterschiedlich schnell fortbewegt. Bei Ereignis 6 stagniert die Bodenfeuchte im unteren Bereich der Bodenprofile der Flächen RSG_1, BPF_2a, NP_2c und MP_3b über einen längeren Zeitraum. Im Verlauf des Ereignisses existiert eine Zeitspanne ohne Niederschläge, welche sich zur Betrachtung der Drainage der Bodenprofile eignet. Dabei geht die Bodenfeuchte bei fast allen betrachteten Sonden auf die Ausgangswerte zurück. Lediglich bei den tiefst-gelegenen Sonden der Flächen BPF_2a, NP_2c und MP_3b stagnieren die $\Delta\theta_i$-Werte oberhalb der Ausgangswerte.

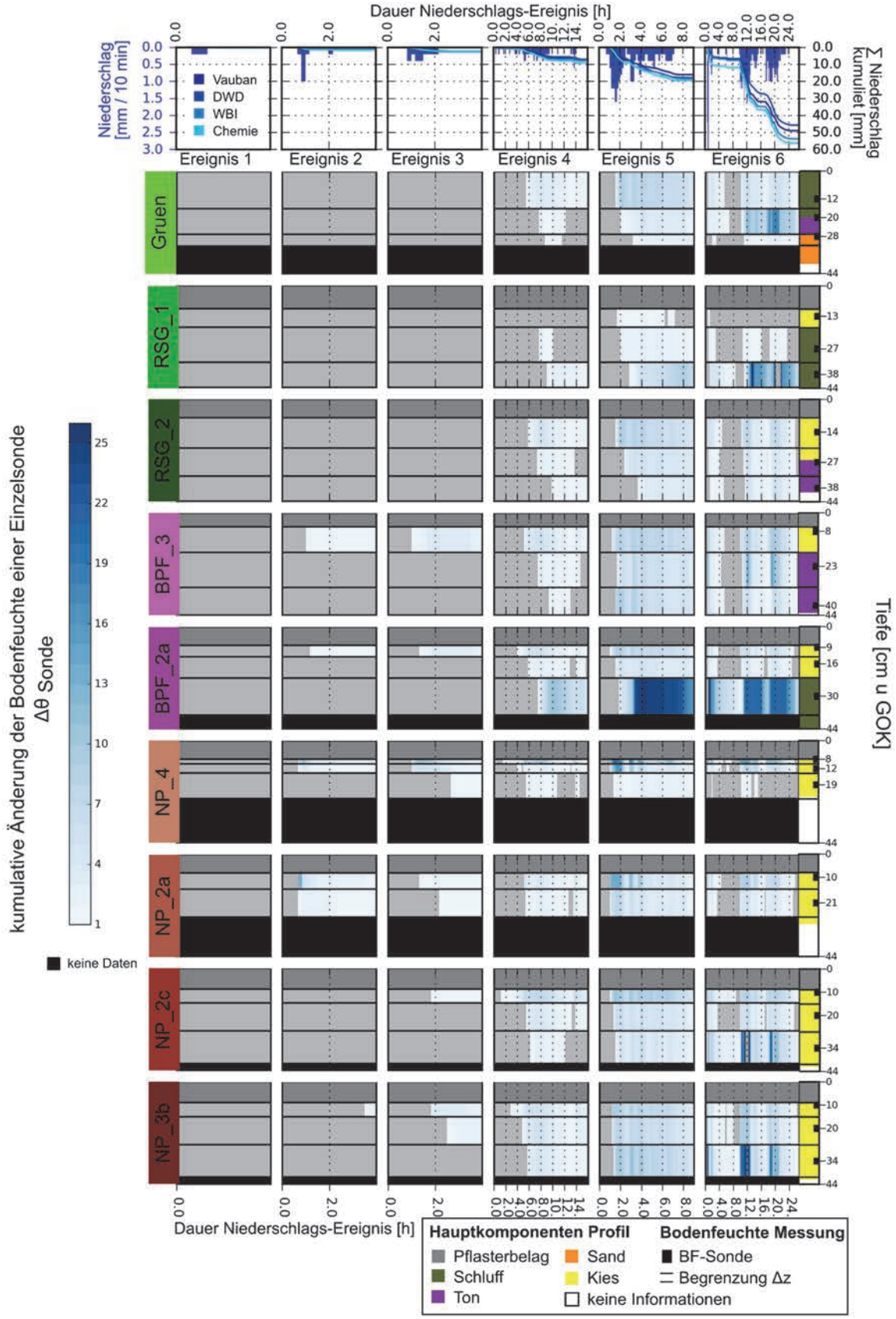


Abb. 3: Veränderungen der Bodenfeuchte unter den neun Messflächen während ausgewählter Niederschlagsereignisse. Rechts sind die Hauptkomponenten der Bodenprofile und die Lage der Bodenfeuchtesonden im Profil dargestellt.

Abbildung 4 zeigt die Dynamik im Bodenwasserspeicher während den ausgewählten Ereignissen. Dabei zeigt sich, dass es bei der Grünfläche und den Rasengittersteinen erst ab Ereignis 4 und bei den konventionellen Pflasterflächen bereits ab Ereignis 3 zu einer temporären Auffüllung des Bodenwasserspeichers kommt. Für die betrachteten Ereignisse geht daraus hervor, dass die Anfangsverluste der konventionellen Pflasterflächen (BPF_3, BPF_2a, NP_4, NP_2a, NP_2c und NP_3b) zwischen 0,2 mm und 1,6 mm liegen, während sie bei den Rasengitter- und der unversiegelten Messflächen (RSG_1, RSG_2 und Gruen) zwischen 1,6 mm und 2,2 mm liegen. Insbesondere bei Ereignis 5 weisen die untersuchten Natursteinpflaster (NP_4, NP_2a, NP_2c und NP_3b) eine stärkere Dynamik als die anderen Messflächen auf, was bedeutet, dass an diesen Messflächen die Auffüllung und Entleerung des Bodenwasserspeichers schneller abläuft. Zwar füllt sich der Bodenwasserspeicher der Betonpflaster (BPF_3, BPF_2a) ähnlich schnell, aber die Drainage geht deutlich langsamer vonstatten. Ein Vergleich der gefallen Niederschlagshöhe mit der Bodenwasser-Speicheränderung im Profil zeigt, dass die mittels der angewandten Methodik berechnete Speicheränderung ein Vielfaches der gefallenen Niederschlagsmenge betragen kann. Dies ist besonders gut zum Zeitpunkt 40 min nach Beginn von Ereignis 6 erkennbar. Während an der Station „Chemie“ bis zu diesem Zeitpunkt eine Niederschlagshöhe von 7,8 mm registriert wurde, beträgt die berechnete Änderung im Bodenwasserspeicher an der Messfläche NP_3b zu diesem Zeitpunkt 20,6 mm.

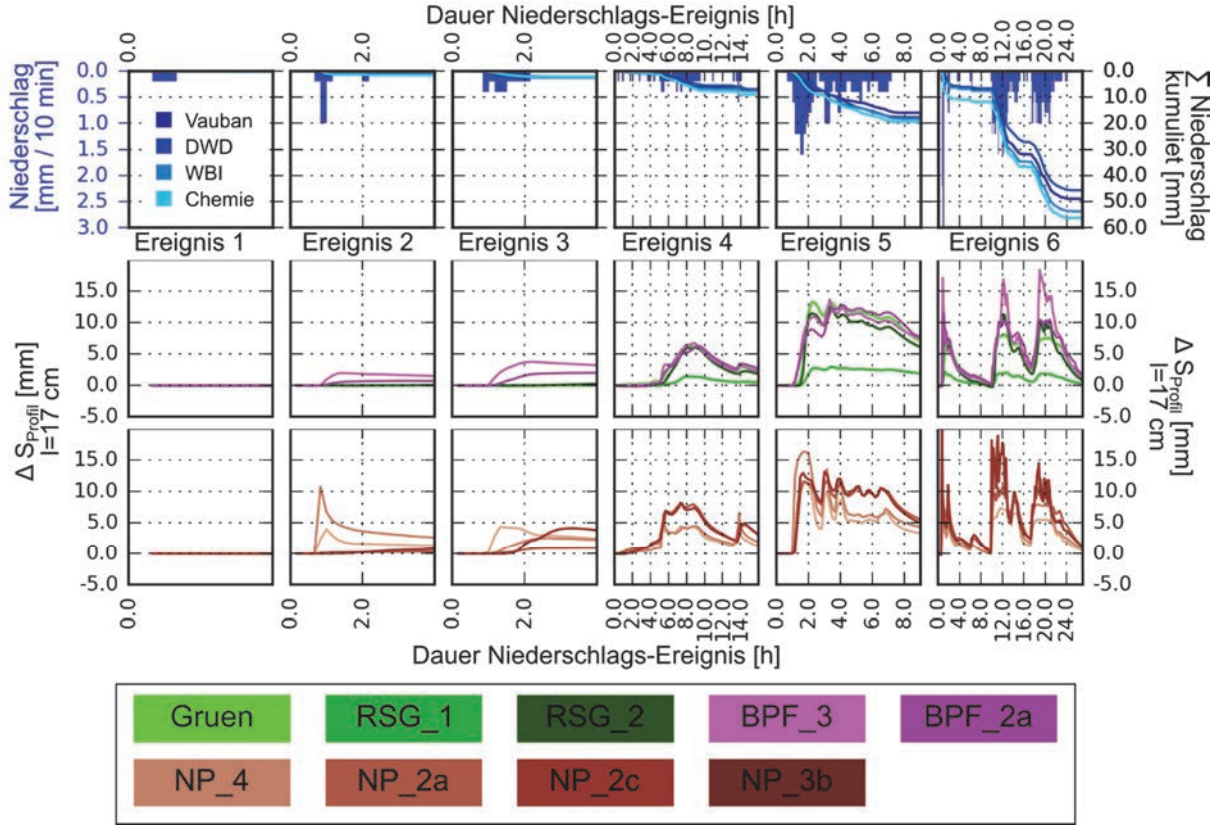


Abb. 4: Zeitreihen der berechneten ΔS-Werte für die ausgewählten Niederschlagsereignisse

4. Diskussion

Die ausgewerteten Niederschlagsereignisse zeigen, dass eine Ereignissumme von 0,2 mm nicht ausreicht, um die Anfangsverluste der Messflächen abzudecken. Dies bestätigt die in Kapitel 2 getroffene Annahme, dass Niederschlagssummen unter 0,2 mm nicht infiltrationswirksam sind. Für die betrachteten Naturstein- und Betonsteinpflaster ergeben sich Anfangsverluste zwischen 0,2 mm und 1,6 mm. Für die Rasengitterpflaster und die unversiegelte Messfläche liegen diese im Bereich 1,6 mm bis 2,2 mm. Die höheren Anfangsverluste dieser Messflächen erklären sich durch deren größeren Anteil an Fugen und Vegetation. Die aus den Auswertungen resultierenden Anfangsverluste decken sich gut mit den Literaturwerten von Flöter (2006) und Wessolek & Facklam (1997) liegen aber deutlich unter den Literaturwerten von Schmitt und Illgen (2001, zitiert nach Illgen 2009).

Die Stagnation der Bodenfeuchte bei großem Niederschlagsinput im unteren Bereich der Profile der Messflächen BPF_2a, NP_2c und MP_3b (s. Abbildung 3) wird auf einen temporären Rückstau von einem gering leitenden Unterbau zurückgeführt. Die unterschiedliche Dynamik des Bodenwasserspeichers der verschiedenen Messflächen (Abbildung 4) resultiert aus verschieden schnell ablaufender Füllung und Drainage des Speichers. Dabei wird das Drainageverhalten maßgeblich von den Bodeneigenschaften des Standortes bestimmt. Während im Untergrund der Natursteinpflaster Kiese dominieren, liegen an den anderen Standorten deutlich höhere Anteile an bindigen Bodenarten vor, welche aufgrund ihrer bodenphysikalischen Eigenschaften langsamer drainieren. In den Bodenprofilen aller untersuchten Standorte liegen hohe Anteile an Bodenskelett vor. Aufgrund der fehlenden Speicherfähigkeit dieser Bodenbestandteile verringern sie das Volumen des effektiven Wasserspeichers. Die angewandte Methode zur Berechnung der Änderung im Bodenwasserspeicher berücksichtigt den Einfluss des Skelettanteils auf das vorhandene Speichervolumen bisher noch nicht. Zusammen mit der Ausbildung von präferentiellen Fließwegen führt dies zu einer Überschätzung der Wassermenge im Bodenspeicher. Für die aufgeführten Untersuchungen der Speicherdynamik spielt diese Überschätzung keine Rolle. Zur Berechnung der tatsächlich im Speicher vorhandenen Wassermenge soll in einem nächsten Schritt das effektiv vorhandene Volumen des Bodenspeichers unter Berücksichtigung des Skelettanteils berechnet werden.

5. Schlussfolgerung

Mittels Bodenfeuchtemessungen können neue Erkenntnisse zum Infiltrationsverhalten und zur Bodenwasser-Speicherdynamik von teilversiegelten urbanen Flächenbelägen unter Freilandbedingungen gewonnen werden. Mittels der vorgestellten Methodik können die Anfangsverluste verschiedener Flächenbeläge bestimmt und Erkenntnisse zum Drainageverhalten gewonnen werden. Die Erkenntnisse dieser Arbeit liefern somit einen wichtigen Beitrag zur erfolgreichen Planung von Regenwasserbewirtschaftungsmaßnahmen in urbanen Räumen.

Danksagung

Diese Arbeit wird gefördert durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung im Rahmen des Verbundprojekts WaSiG (Fördermaßnahme ReWaM) sowie durch den Innovationsfonds Klima- und Wasserschutz der badenova AG & Co. KG.

Literatur

Bean, E.Z., 2005. A field study to evaluate permeable pavement surface infiltration rates, runoff quantity, runoff quality, and exfiltrate quality. Master Thesis, North Carolina State University.

Berliner Wasserwerke, 1984. Bericht über das Forschungs- und Entwicklungsvorhaben: Entwicklung von Methoden zur Aufrechterhaltung der natuerlichen Versickerung von Wasser. - Hrsg.: Berliner Wasserwerke. Berlin: Selbstverlag 1984. 143 S.

Borgwardt, S., 1995. Die Versickerung auf Pflasterflächen als Methode der Entwässerung von minderbelasteten Verkehrsflächen. Untersuchungen zum Infiltrationsvermögen von Pflasterbelägen mit ungebundenem Oberbau. Dissertation. In: Beiträge zur räumlichen Planung. Bd. 41. Hannover: Schriftenreihe des Fachbereichs Landschaftarchitektur und Umweltentwicklung der Universität Hannover (Hrsg.)

DWA, 2007. Handlungsempfehlungen zum Umgang mit Regenwasser, DWA-Regelwerk, Merkblatt DWA-M 153, Deutsche Vereinigung fur Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V, Hennef.

Fletcher, T.D., Andrieu, H., Hamel, P., 2013. Understanding, management and modelling of urban hydrology and its consequences for receiving waters: A state of the art. Advances in Water Resources, 51, pp.261–279.

Flöter, O., 2006. Wasserhaushalt gepflasterter Strassen und Gehwege. Dissertation. Hamburger Bodenkundliche Arbeiten, Band 58, Universität Hamburg. Verein zur Förderung der Bodenkunde in Hamburg (Hrsg.)

Göbel, P., Stubbe, H., Weinert M., Zimmermann J., Fach S., Dierkes D., Kories H., Messer J., Mertsch V., Geiger W., Coldewey W., 2004. Near-natural stormwater management and its effects on the water budget and groundwater surface in urban areas taking account of the hydrogeological conditions. Journal of Hydrology, 299(3–4), pp.267–283.

Illgen, M., 2009. Das Versickerungsverhalten durchlässig befestigter Siedlungsflächen und seine urbanhydrologische Quantifizierung. Dissertation, Technische Universität Kaiserslautern, Fachgebiet Siedlungswasserwirtschaft (Hrsg.)

Illgen, M., 2011. Quantifizierung des Abfluss- und Versickerungsverhaltens durchlässiger Flächenbeläge. In Aqua Urbanica 2011. Niederschlags- und Mischwasserbewirtschaftung im urbanen Bereich. D-A-CH Gemeinschaftstagung Graz.

Jackisch, N., Weiler M., 2015. The Hydrologic Outcome of a Low Impact Development (LID) Site Including Superposition with Streamflow Peaks. Urban Water Journal (Lid):1–17.

Klostermann, P., Coldewey, W.G., Göbel, P., 2008. Entwicklung wasserdurchlässiger und verdunstungsfähiger Pflasterstein-Beläge zum Vermeiden von Niederschlagsabflüssen und zur Erhöhung der Evaporation im urbanen Raum (1. Phase) Ergänzende Untersuchungen zur Optimierung wasserdurchlässiger Pflasterstein-Beläge als Beitrag zur Erhöhung der Evaporation im urbanen Raum (2. Phase), Abschlussbericht über ein Entwicklungsprojekt der Deutschen Bundesstifutn Umwelt, Coesfeld, Februar 2012.

Mansell, M., Rollet, F., 2009. The effect of surface texture on evaporation, infiltration and storage properties of paved surfaces. Water Science and Technology, 60(1), pp.71–76.

Mansell, M., Rollet, F., 2006. Water balance and the behaviour of different paving surfaces. Water and Environment Journal, 20(1), pp.7–10.

Nehls, T., 2007. Water and Heavy Metal Fluxes in Paved Urban Soils. Dissertation, Technische Universität Berlin, Fakultät VI – Planen Bauen Umwelt, abrufbar unter: http://dx.doi.org/10.14279/depositonce-1657.

Nolting, B., Harting K., Gabryl P., 2005. Abschlussbericht zum Forschungsprojekt “Prüfung wasserdurchlässiger Flächenbeläge nach mehrjähriger Betriebsdauer” im Auftrag des MUNLV NRW.

Park, D.-G., Sandoval N., Lin W., Kim H., Cho Y-H., 2014. A case study: Evaluation of water storage capacity in permeable block pavement. KSCE Journal of Civil Engineering, 18(2), pp.514–520.

Prokop, G., Jobstmann, H., Schönbauer, A., 2011. Report on best practices for limiting soil sealing and mitigating its effects, Brussels, Belgium. Technical Report – 2011 – 050, European Commission.

Salvadore, E., Bronders, J., Batelaan, O., 2015. Hydrological modelling of urbanized catchments: A review and future directions. Journal of Hydrology, 529, pp.62–81.

Santamouris, M., 2013. Using cool pavements as a mitigation strategy to fight urban heat island—A review of the actual developments. Renewable and Sustainable Energy Reviews, 26, pp.224–240.

Shuster, W.D., Bonta J., Thurston H., Warnemuende E., Smith D.R., 2005. Impacts of impervious surface on watershed hydrology: A review. Urban Water Journal, 2(4), pp.263–275.

United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, 2014. World Urbanization Prospects: The 2014 Revision, Highlights (ST/ESA/SER.A/352).

Wessolek, G., Facklam, M., 1997. Standorteigenschaften und Wasserhaushalt von versiegelten Flächen. Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 160, pp.41–46.

Wasser- und Stickstoffhaushalt typischer sächsischer Ackerböden im Verlauf von 35 Beobachtungsjahren – Ergebnisse der Lysimeterstation Brandis

Ulrike Haferkorn, Beate Klöcking, Heiko Ihling

Zusammenfassung

In der Lysimeterstation Brandis werden seit 1981 Klimaparameter sowie Wasser- und Stoffhaushaltsgrößen unterschiedlicher Böden bei gebietstypischer landwirtschaftlicher Bewirtschaftung erhoben, wobei eine Zunahme und innerjährliche Umverteilung der Niederschläge und erhebliche Zunahme der potentiellen Verdunstung zu verzeichnen ist. Je höher die Wasserverfügbarkeit der Böden, umso besser nutzen die Pflanzen im Frühling (März-Mai) das zunehmende Energiedargebot. Seit 1999 steigt die Verdunstung infolge veränderter Bewirtschaftung (Flächenstilllegung, ökologischer Landbau, vorwiegender Anbau von Winterfrüchten) im Sommer (Juni-Aug.) nur noch geringfügig an. Höhere Niederschläge im Herbst (Sept.-Nov.) intensivieren die sickerwassergebundenen Stickstoff-Austräge. Das Verhältnis zwischen Eintrag und Austrag und ein Versuch mit Schwarzbrache verweisen auf einen über Jahrzehnte angereicherten Stickstoff-Pool in der Dränwasserzone. Die Auswaschung dieses Pools wird durch die Sickerwasserdynamik bestimmt und ist weitestgehend unabhängig von der aktuellen Bewirtschaftung.

1. Einleitung

Gegenstand der Untersuchungen in der Lysimeterstation Brandis ist die Ermittlung von Wasserhaushalts- und Beschaffenheitsdaten typischer sächsischer Ackerböden unter dem Einfluss realer Witterungsbedingungen, atmosphärischer Deposition und landwirtschaftlicher Bewirtschaftung. Die Bewirtschaftung (Fruchtfolge, Düngung, Pflanzenschutz) der Lysimeter und des umliegenden Feldes orientiert sich seit Beginn der Messungen im hydrologischen Jahr 1981 an den Agrarbetrieben der Region und unterlag, neben sich ändernden klimatischen, auch wechselnden agrarpolitischen Rahmenbedingungen.

Die Auswertungen stellen sich der Frage: Wie beeinflussen die veränderten Randbedingungen den Wasserhaushalt der untersuchten Ackerböden und die Höhe der Stickstoffausträge, die, trotz restriktiver Düngung seit Ende der 1990er Jahre, nicht rückläufig sind?

Die Beobachtungen und Messungen werden durch Simulationen mit dem ökohydrologischen Modell ArcEGMO-PSCN (Pfützner 2002 und Klöcking et al. 2009 und 2013) begleitet. Diese Symbiose aus Monitoring und Simulation hat sich als geeignete Methodik für die Untersuchungen der Wechselbeziehungen in den Kompartimenten Vegetation und Boden unter den Bedingungen sich ändernder Umwelt- und Bewirtschaftungsbedingungen erwiesen. Einerseits erlauben die umfangreichen Messwerte den Test und die Weiterentwicklung des Modells, andererseits steht so ein validiertes Modell zur Simulation nicht direkt messbarer Prozesse zur Verfügung, das derzeit, nach Kopplung an ein Grundwassermodell, zur Planung von Maßnahmen zur Minderung der Nitratbelastung in Trinkwassereinzugsgebieten genutzt wird (LfULG 2014).

2. Material und Methoden

2.1 Messtechnik

Die 24 wägbaren Lysimeter der Brandiser Anlage (Haferkorn et al. 2013) haben eine Oberfläche von je 1 m^2, sind 3 m tief und enthalten ungestörte Bodenmonolithe. Lysimeter dieser Größe kompensieren die zahlreichen kleinräumigen Inhomogenitäten der Böden und be-

inhalten neben der Wurzelzone auch die obere Dränzone. Damit bieten sie Raum für die hier ablaufenden Umsatzprozesse und liefern günstige Voraussetzungen für eine modellgestützte Übertragung der Untersuchungsergebnisse in die Fläche. Die Böden kommen von sehr unterschiedlichen Herkunftsflächen und repräsentieren die wichtigsten Standortformen im Mittelsächsischen Lößgebiet. Um Oaseneffekte zu vermeiden sind die Lysimeter von einem gleich bewirtschafteten Feld umgeben. Die Station ist seit 35 Jahren, mit unverändertem wissenschaftlich-technischem Konzept, in Betrieb. Tabelle 1 enthält eine Zusammenstellung der Messanlagen am Standort Brandis. Die meteorologischen Größen werden, wenn nicht anders angegeben, in 2 m Höhe gemessen. Die Niederschlagsmessung erfolgt in 1 m Höhe und erdbodengleich.

Tab. 1: Messeinrichtungen am Standort der Lysimeterstation Brandis.

Messeinrichtungen	**Parameter/Geräte**	**Anzahl**	**Messbeginn**	**Aufgabenstellung**
Klimastation (Lufttemperatur in 2 m Höhe seit 1980 verfügbar)	Lufttemperatur[1]	3	1992	Erfassung der klimatischen Eingangsgrößen, Statistik, Bewertung signifikanter Änderungen
	Luftfeuchte[2]	2	1992	
	Luftdruck	1	2007	
	Windrichtung[3]	1	1992	
	Windgeschwindigkeit	2	1992	
	Globalstrahlung	1	1992	
	Sonnenscheindauer	1	1980	
Bodenmessplatz	Bodentemperatur[4]	6	1995	Vergleichsmessungen in der Freifläche
	Bodenfeuchte[5]	6	1995	
	Saugkerzen[6]	5	1995	
Niederschlagsmesser	Sammelkanne	4	1980	Erfassung des Wasser- und Energiedargebotes sowie der atmosphärischen Deposition
	Kippwaage	2	1992	
	Bulk-Sammler	3	1996	
	Ombrometer	1	2004	
wägbare Lysimeter	Sickerwasserauslauf	24	1980	Ermittlung der realen Verdunstung, Bodenfeuchte, Sickerwassermenge, Stoffein- und -austrag
	Saugkerzen[7]	33	1994	
	Bodenfeuchte[7]	33	2000	
	Bodentemperatur[7]	33	2011	

[1] in den Höhen 200, 50 und 5 cm über Gelände
[2] in den Höhen 200 und 50 cm über Gelände
[3] in den Höhen 2 und 10 m über Gelände
[4] in den Tiefen 5, 10, 20, 50, 100 und 250 cm unter Gelände
[5] in den Tiefen 10, 20, 30, 40, 60 und 100 cm unter Gelände
[6] in den Tiefen 30, 50, 100, 150 und 200 cm unter Gelände
[7] in den Tiefen 50, 150 und 250 cm unter Gelände

2.2 Eigenschaften der untersuchten Böden

Es werden sechs verschiedene Ackerböden in jeweils drei Wiederholungen untersucht, die ihrer Herkunftsflächen entsprechend durch unterschiedliche Tiefgründigkeit, Wasserspeicherkapazität und Sorptionskapazität gekennzeichnet sind (Tabelle 2 und Tabelle 3). Es handelt sich um Standorte mit Sandlöß über Schmelzwassersanden (Gr.5/D3, Gr.4/D5), Sandlöß über Geschiebelehm (Gr.8/D3, Gr.1/D6 und Gr.7/D4) und um einen Standort mit tiefgründigem Löß (Gr.9/Lö3).

Tab. 2: Bezeichnung der Lysimetergruppe (Gr.), Standorteinheit (NStE), Bodenform und Entnahmeorte von 6 Ackerböden der Lysimeterstation Brandis.

Gr./NStE	Bodenform
1/D6	lessivierter Braunerde-Pseudogley mittlerer Entwicklungstiefe über fossilem Gley im nahen Untergrund aus Sandlöß über kiesführendem Moränenlehm (Entnahmeort: Naunhof)
4/D5	Braunerde-Fahlerde mittlerer Entwicklungstiefe aus Sandlöß über kiesführendem Fluvisand (Entnahmeort: Pomßen)
5/D3	Erodierte Braunerde geringer Entwicklungstiefe aus Sandlöß über kiesführendem Fluvisand (Entnahmeort: Brandis)
7/D4	Braunerde-Pseudogley mittlerer Entwicklungstiefe aus Sandlöß über kiesführendem Moränenlehm (Entnahmeort: Beucha)
8/D3	Parabraunerde-Braunerde mittlerer Entwicklungsstufe aus Sandlöß über tiefen kiesführendem Moränenlehm (Entnahmeort: westl. Brandis)
9/Lö3	Parabraunerde mittlerer Entwicklungstiefe aus Löß (Entnahmeort: Sornzig)

Seit Beginn der Untersuchungen im Jahr 1981 kamen auf den Lysimetern und dem umliegenden Feld, entsprechend der Wirtschaftsweise der umliegenden Ackerbaubetriebe, nacheinander drei Bewirtschaftungsformen zur Anwendung (Haferkorn et al. 2013). Im Zeitraum von 1981 bis 1992 (Intensive landwirtschaftliche Nutzung) wurden im Mittel der Jahre alle Böden mit rd. 133 kg N ha^{-1} mineralisch gedüngt. Hinzu kamen eine N-Deposition von 49 kg N $ha^{-1}a^{-1}$ und eine Zufuhr von industriell hergestellten organischen Substraten in hohen Einzelgaben. Die Fruchtfolge war geprägt durch einen Wechsel zwischen Wintergetreide und Hackfrüchten. Es verblieb kein Erntegut auf den Lysimetern (bzw. Feld). Bedarfsweise kamen Pflanzenschutz- und Schädlingsbekämpfungsmittel zum Einsatz.

Tab. 3: Bodenhydrologische Kenngrößen und Verlagerungsdisposition von 6 Ackerböden der Lysimeterstation Brandis.

Gr./ NStE	SW (3 m Tiefe) [mm $Jahr^{-1}$]	FKwurzel[1] [mm] (max.)	Austausch-rate BW [%]	Dränzone Länge [dm]	Dränzone FK [mm dm^{-1}]	Dränzone Verlagerung[2] [dm $Jahr^{-1}$]	Dränzone Verlagerungs risiko[3]
5/D3	189	53 (75)	345 s. groß	27	13	14	mittel
8/D3	151	89 (142)	169 groß	26	22	7	gering
4/D5	146	93 (142)	155 groß	26	14	10	gering
1/D6	125	105 (167)	118 mittel	25	10	12	mittel
7/D4	111	117 (178)	86 gering	24	22	5	sehr gering
9/Lö3	58	170 (450)	36 s. gering	19	25	2,5	sehr gering

[1] Mittelwerte (Reihe 1981-2010), ermittelt aus Lysimetermessungen, Klammerwerte = Maximalwerte von Einzeljahren

[2] Verlagerungsgeschwindigkeit in der Dränwasserzone

[3] Bewertung nach DVWK (1994, S. 393)

In den Jahren 1993 bis 1995 wurden Stilllegungs- und Grünbrachemaßnahmen realisiert, danach drei Jahre ökologischer Landbau, ohne mineralische Düngung, nur 1996 je Lysimeter mit der Herbstfurche eine Stalldunggabe von 200 dt ha^{-1}, die im Folgejahr mit 60 kg N ha^{-1} angerechnet wurde. Die symbiontische N-Bindung bei Rotklee wurde mit 170 kg N ha^{-1} berücksichtigt. Seit 1999 erfolgt die Düngung auf Basis einer fruchtarten- und bodenspezifischen Düngebedarfsermittlung, wobei zunehmende Wetterextreme die Festlegung realisti-

scher Zielerträge erschweren. Es ist ein intensiver Marktfruchtanbau mit deutlichem Trend zur Fruchtartenkonzentration, insbesondere auf Winterweizen und Winterraps, zu verzeichnen. Auf Grund des geringen Tierbesatzes in der Region wird nahezu ausschließlich mineralisch gedüngt. Je nach Fruchtart verbleibt ein Teil der Pflanzen auf der Fläche (Lysimeter).
Seit 1981 ist ein Anstieg der Erträge zu beobachten. Auffallend ist eine zunehmende Spreizung des Ertragsniveaus. Während der Ertrag im Vergleich zwischen der 1. und 3. Bewirtschaftungsperiode auf dem leichten Sandboden (5/D3) nur um 5 Prozent ansteigt, erhöht er sich auf dem Lößstandort (9/Lö3) um 14 Prozent.

2.3 Veränderungen der klimatische Randbedingungen und der Deposition

Brandis und die Herkunftsflächen der Lysimeterböden liegen in der Trockenregion des Norddeutschen Tieflandes, das Sommerhalbjahr ist regenreicher als das Winterhalbjahr. Die Jahresmitteltemperatur der 30-jährigen Referenzperiode (1981-2010) beträgt am Standort Brandis 9,3 °C. Typisch für das Untersuchungsgebiet, bei hohem Verdunstungsanspruch der Atmosphäre, ist ein vergleichsweise geringer Jahresniederschlag von 673 mm (korrigiert). In Abhängigkeit von Bodeneigenschaften und Landnutzung kommen zwischen 10 Prozent und 25 Prozent des gefallenen Niederschlags zum Abfluss. Sickerwasserfronten bewegen sich sehr langsam in den Untergrund (Tabelle 3). Die Höhe der realen Verdunstung ist, neben dem Wasser- und Energiedargebot der Atmosphäre, stark vom Wasserlieferungsvermögen der Böden abhängig. Die nachfolgend vorgestellten Entwicklungen sind für die gesamte Region „Nordwestsachsen“ zutreffend.
Seit 1981 ist ein Anstieg der Jahresniederschläge zu verzeichnen, der aus einer kontinuierlichen Zunahme der Niederschläge im Herbst (September bis November) resultiert (Tabelle 4). Die Niederschläge fallen vorwiegend als Starkregen im Spätsommer, bei gleichzeitigem Rückgang in den Monaten April und Juni (Zunahme der Frühjahrstrockenheit). Die Anzahl der Tage mit hohen Niederschlägen (> 10 mm) steigt von durchschnittlich 114 Tage pro Jahr in der ersten Dekade auf 156 Tage pro Jahr in der dritten Dekade. Aber auch die Anzahl der niederschlagsfreien Tage nahm zu. Niederschläge fallen in kürzeren Zeiträumen und mit höherer Intensität.
Die Stickstoffeinträge aus der Atmosphäre sind seit Ende der 1980er Jahre rückläufig (Tabelle 8). Von 1980 bis 1995 wurde sie am Standort Brandis an Hand von Niederschlagsanalysen ermittelt. Seit 1996 kommen Bulk-Sammler zum Einsatz. Bulk-Sammler erfassen nur die nassen (über den Niederschlag) und trockenen sedimentierenden Partikel. Über die Höhe der N-Einträge, die den Pflanzenbeständen darüber hinaus über trockene nichtsedimentierende Partikel und Gase aus der Atmosphäre zur Verfügung stehen, gibt es große Unsicherheiten. So kommt das am Umweltforschungszentrum Halle-Leipzig entwickeltes Messsystem (ITNI, integrated total nitrogen input) mit 65 kg ha^{-1} Gesamt-N am Standort Bad Lauchstädt im Mittel der Jahre 1994-1999 zu deutlich höheren Werten (Böhme et al. 2002) als mittels Bulk-Sammler im gleichen Zeitraum gemessen wurde (21 kg N ha^{-1} (NO_3-N, NH_4-N und NO_2-N)). Die Höhe der Deposition lässt sich auch aus den N-Bilanzen langjähriger Feldversuche ohne Düngung ermitteln (Weigel et al. 2000). Für den Standort Bad Lauchstädt ergab sich eine N-Deposition in Höhe von 50 bis 58 kg $ha^{-1}a^{-1}$, die etwa auf dem Niveau der mittels ITNI-System gemessenen Werte liegt.

Die 35-jährigen Beobachtungsreihen zeigen über den gesamten Zeitraum hinweg einen kontinuierlichen Anstieg der Lufttemperatur und Sonnenscheindauer, der im Fall der Lufttemperaturen in den Monaten Februar, April, Juni, Juli und August am nachhaltigsten ist, im Fall der Sonnenscheindauer sind es die Monate April, Juni, und September. Auch die seit 1995 am Standort Brandis verfügbaren Bodentemperaturen zeigen im Messzeitraum einen starken Anstieg, dargestellt am Beispiel der Monate April und Oktober (Abbildung 1).

Tab. 4: Dekadenmittel saisonaler Werte von Lufttemperatur und Niederschlag sowie hydrologische Jahre und Halbjahre der Sonnenscheindauer und Dauer der thermischen Vegetationsperiode der Klimastation Brandis

Zeitraum	**Luft-temperatur** [°C]				**Niederschlag (korrigiert)** [mm]				**Sonnen-scheindauer** [h]			**Dauer der Vegetationsperiode** [d]
	Wi	Frü	So	Her	Wi	Frü	So	Her	WHJ	SHJ	Jahr	Jahr
1981-1990	0,6	8,7	17,4	9,7	144	153	204	141	479	1048	1527	242
1991-2000	1,0	9,0	17,8	8,9	134	163	227	153	508	1155	1663	257
2001-2010	1,0	9,3	18,6	10,0	139	163	226	172	556	1218	1774	274
1981-2010	0,9	9,0	17,9	9,5	139	159	219	155	514	1144	1658	258

Wi: Dez.-Febr.; Frü: März-Mai; So: Juni- Aug.; Her: Sep.-Nov.

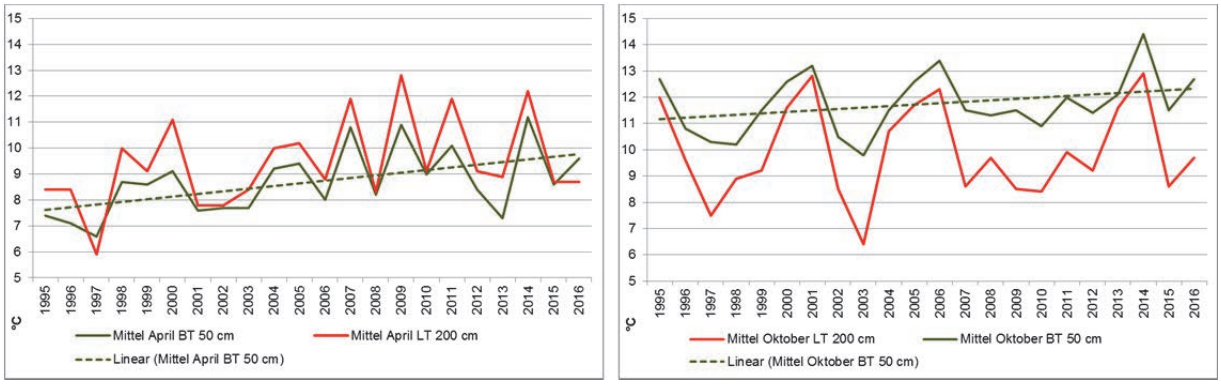


Abb. 1: Monatsmittelwerte (1995 bis 2016) der Lufttemperatur in 2 m Höhe und der Bodentemperaturen in 50 cm Tiefe unter Gras im April und Oktober am Standort der Lysimeterstation Brandis

Bei Zunahme der potentiellen Verdunstung und nahezu unveränderten Niederschlägen verringert sich im Winterhalbjahr der „Wasserüberschuss“, der zur Wiederauffüllung der im Sommer entstandenen Bodenwasserdefizite benötigt wird. Der Anstieg der potenziellen Verdunstung im Sommerhalbjahr wird durch höhere Niederschläge aufgefangen (Tabelle 5).
Der innerjährliche Verlauf der klimatischen Wasserbilanz zeigt von April bis August eine Periode mit erheblichen Wasserdefiziten, die in Einzeljahren sehr unterschiedlich ausgeprägt ist. In den für die Pflanzenentwicklung wichtigen Monaten von April bis Juni zeichnet sich eine deutliche Zunahme der Wasserdefizite ab. Daraus resultiert für landwirtschaftlich genutzte Böden mit geringer nutzbarer Feldkapazität im effektiven Wurzelraum (nFKWe) ein zunehmender Bewässerungsbedarf.

Tab. 5: Dekadenmittel (Monats- und Halbjahreswerte) der klimatischen Wasserbilanz der Klimastation Brandis.

Zeitraum	Nov	Dez	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	WHJ	SHJ	Jahr
1981-1990	37	55	38	23	9	2	-51	-24	-55	-23	-9	-1	165	-162	3
1991-2000	42	38	29	23	21	-22	-47	-41	-22	-36	-4	8	131	-142	-11
2001-2010	48	39	35	17	9	-38	-33	-62	-23	-30	4	1	110	-143	-34
1981-2010	42	44	34	21	13	-19	-43	-42	-33	-30	-3	3	135	-149	-14

Der Energiezuwachs, gemessen als Zunahme der Lufttemperatur, führt zu einer Verlängerung der thermischen Vegetationsperiode, sowohl zu einem früheren Beginn im Frühjahr als auch zu einem späteren Ende im Herbst. Auf Grund des vorwiegenden Anbaus von Wintergetreide und -raps (frühe Erntetermine) verlängert sich seit Ende der 1990er Jahre der Zeitraum zwischen Ernte und Ende der Vegetationsperiode.

3 Ergebnisse der Lysimeteruntersuchungen

3.1 Wasserhaushalt (reale Verdunstung und Sickerwasserbildung)

Im Frühling (März-Mai) ist auf allen Standorten eine Zunahme der realen Verdunstung zu verzeichnen. Beim Vergleich der drei Dekaden (1981-2010) zeigt sich: je höher die Wasserverfügbarkeit der Böden, umso besser können die Pflanzen das zunehmende Energieangebot für die Verdunstung nutzen (Tabelle 6). In der 2. und 3. Dekade steigt die reale Verdunstung im Sommer (Juni-August), trotz zunehmender potentieller Verdunstung, selbst bei den ertragsreichen Lößböden (Gr. 9/Lö3) mit hoher Wasserverfügbarkeit, nur geringfügig an. In diesem Zeitraum ist der Einfluss der Bewirtschaftung auf die Verdunstung größer als die klimatischen Veränderungen. In der 2. Dekade bewirken Flächenstilllegung und ökologischer Landbau infolge geringer Erträge, einen Rückgang der Verdunstung. Ursache für den ausbleibenden Anstieg der Verdunstung in der 3. Dekade sind die frühen Reife- und Erntetermine vorwiegend beim Anbau von Winterweizen und -raps.

Tab. 6: Dekadenmittel saisonaler 3-Monats-Werte der realen Verdunstung [mm] verschiedener Böden der Lysimeterstation Brandis.

Zeitraum	Sand (Gr. 5/D3)				Geschiebelehm (Gr. 1/D3)				Löß (Gr. 9/Lö3)			
	Wi	Frü	So	Her	Wi	Frü	So	Her	Wi	Frü	So	Her
1981-1990	36	154	196	88	36	178	236	89	35	187	302	93
1991-2000	44	164	192	99	45	192	224	101	47	196	274	102
2001-2010	40	177	191	104	41	219	220	100	39	244	281	101
1981-2010	40	165	193	97	41	196	227	96	40	208	286	99

Wi: Dez.-Febr.; Frü: März-Mai; So: Juni- Aug.; Her: Sep.-Nov.

Unter dem Einfluss der regionaltypischen Bewirtschaftung und zunehmender Wasser- und Energiezufuhr, verzeichnen wir eine leichte Zunahme der jährlichen Sickerwassermengen. Dies resultiert zum einen aus einer Zunahme der Sickerwasserbildung im Zeitraum Dezember bis Februar (Tabelle 7). Im Frühling und Sommer bleiben die ohnehin geringen Sickerwassermengen unverändert oder sind rückläufig, der Zuwachs an Niederschlägen wird für die Verdunstung verwendet und schont die Bodenwasservorräte.

Tab. 7: Dekadenmittel saisonaler 3-Monats-Werte der Sickerwasserbildung [mm] verschiedener Böden der Lysimeterstation Brandis

Zeitraum	Sand (Gr. 5/D3)				Geschiebelehm (Gr. 1/D3)				Löß (Gr. 9/Lö3)			
	Wi	Frü	So	Her	Wi	Frü	So	Her	Wi	Frü	So	Her
1981-1990	79	70	22	4	45	57	13	3	20	46	2	0
1991-2000	75	68	20	26	47	56	9	11	16	38	2	3
2001-2010	89	58	26	31	58	47	8	20	23	20	2	9
1981-2010	80	65	23	20	50	54	10	11	20	35	2	4

Wi: Dez.-Febr.; Frü: März-Mai; So: Juni- Aug.; Her: Sep.-Nov.

Infolge der höheren Niederschläge im Herbst (September bis November) kommt es dagegen zu einer erheblichen Zunahme der Sickerwassermengen und damit, vor allem bei den auswaschungsgefährdeten D3-Standorten, zu einem vorzeitigen Beginn der Sickerwasserperiode. Dies ist für die Verlagerung von Nährstoffüberschüssen aus der Wurzelzone, insbesondere von Nitrat, von außerordentlicher Bedeutung (Tabelle 8 und 9).

3.2 Höhe der Stickstoff(N)-Austräge mit dem Sickerwasser

Veränderungen der Sickerwasserbildung verändern per se Höhe und Verlauf der N-Auswaschung. Aber auch die Effizienz der Düngung (Höhe der N-Salden) und mögliche Umsatzprozesse beeinflussen die Höhe der N-Auswaschung. Eine Zunahme der Wetterextreme wie Trockenheit und starke Niederschlägen führen zu Stresssituationen bei den Pflanzen und zu einer eingeschränkten Verfügbarkeit der herkömmlichen N-Dünger. Folgt der Düngung eine Trockenperiode, kann der Stickstoff von der Pflanze nicht aufgenommen werden. Nachfolgende Starkregen im Mai oder Juni führen insbesondere bei leichten Böden zu einer schnellen N-Verlagerung in tiefere Bodenschichten, die den Pflanzen im aktuellen Wuchsstadium nicht zugänglich sind. Die Folge davon sind eine Abnahme der Ertragssicherheit und höhere N-Verluste. Die Stickstoffnachlieferung aus dem Boden (Mineralisierung) kann nur über die begleitende Modellierung abgeschätzt werden. Sie beträgt im Mittel 50 kg N $ha^{-1}a^{-1}$. Je nach Boden, Witterung und aktuellem Gehalt an organisch gebundenem Stickstoff (Humusgebundener Stickstoff sowie Stickstoff aus organischen Düngergaben sowie Ernte- und Wurzelresten) lagen im Zeitraum 1980-2015 die über diesen Prozess gelieferten mineralischen Stickstoffmengen zwischen 16 und 114 kg N $ha^{-1}a^{-1}$.

Erwartungsgemäß besteht mittel- bis langfristig eine enge Korrelation zwischen den Bodeneigenschaften (nFKWe, Verlagerungsdisposition) und der Höhe der N-Austräge über das Sickerwasser (Tabelle 8).

Tab. 8: Deposition, Komponenten des N-Saldo [kg $ha^{-1}a^{-1}$] (Düngung minus Pflanzenentzug), Sickerwassermenge (SW) [mm a^{-1}] und Nitrat-Konzentration [mg $l^{-1}a^{-1}$] von sechs Ackerböden der Station Brandis, Jahresmittelwerte von drei aufeinanderfolgenden Bewirtschaftungsperioden.

Lys.-Gruppe **NStE**		**5** **D3**	**4** **D5**	**8** **D3**	**1** **D6**	**7** **D4**	**9** **Lö3**
1. Periode 1981–1992	Deposition	49	49	49	49	49	49
	min.+org. Düngung	130+77	130+77	130+77	130+77	130+77	130+77
	Mineralisierung	43	57	33	75	51	56
	N-Entzug	97	120	112	134	133	175
	N-Fracht	46	41	32	33	18	8
	Fracht/Saldo [%]	42	47	34	45	24	25
	SW	167	131	141	107	82	57
	NO_3-Konzentration	110	136	113	117	79	109
	Deposition	29	29	29	29	29	29
2. Periode 1993–1998	Düngung (mineralisch)	0	0	0	0	0	0
	Leguminosen, Stalldung*	11	22	9	18	13	23
	Mineralisierung	48	68	44	80	55	62
	N-Entzug	49	77	57	77	68	101
	N-Fracht	33	18	16	12	4	1
	SW	196	141	159	122	122	47
	NO_3-Konzentration	83	59	61	36	18	8
	Deposition	15	15	15	15	15	15
3. Periode 1999-2015	Düngung (mineralisch)	147	143	142	139	142	134
	Leguminosen**	6	6	6	6	6	6
	Mineralisierung	37	54	35	58	47	57
	N-Entzug	60	83	85	88	97	131
	N-Fracht	70	55	42	43	31	2
	Fracht/Saldo [%]	76	84	67	76	61	21
	SW	192	152	144	138	125	59
	NO_3-Konzentration	139	145	119	114	87	11

* N-Fixierung durch Leguminosen 1995, Stalldung 1996

** N-Fixierung durch Leguminosen 2000

Tabelle 8 beinhaltet des Weiteren die durchschnittliche jährliche Düngung und die Stickstoffentzüge durch die Pflanzen. Bei der Saldenbildung (Düngung minus Pflanzenentzug) bleiben entsprechend geltender Düngeverordnung atmosphärische N-Deposition, gasförmige Verluste und N-Umsatzprozesse unberücksichtigt. Beim Vergleich der Bewirtschaftungsperioden zeigt sich, dass die mittleren jährlichen N-Austräge der 3. Bewirtschaftungsperiode (1999-2015) deutlich über dem Niveau der Intensivperiode (1981-1992) liegen. Es werden nicht nur höhere Frachten registriert sondern auch ein höherer prozentualer Anteil der N-Frachten am N-Saldo. Eine Ursache dafür ist das veränderte Abflussregime, infolge dessen im Herbst (September bis November) eine große Zunahme der N-Austräge zu verzeichnen ist (Tabelle 9).

Tab. 9: Dekadenmittel saisonaler 3-Monats-Werte der Stickstoff-Frachten [kg ha^{-1}] verschiedener Böden der Lysimeterstation Brandis.

Zeitraum	Sand (Gr. 5/D3)				Geschiebelehm (Gr. 1/D3)				Löß (Gr. 9/Lö3)			
	Wi	Frü	So	Her	Wi	Frü	So	Her	Wi	Frü	So	Her
1981-1990	24	18	5	1	14	11	2	0,3	3,5	12	1	0
1991-2000	14	12	4	6	3	4	1,6	2	1,4	2	0,1	0
2001-2010	35	19	9	16	17	11	1,4	10	4	1	0,3	0,9
1981-2010	24	16	6	8	11	9	1,3	4	3	5	0,7	0,9

Wi: Dez.-Febr.; Frü: März-Mai; So: Juni- Aug.; Her: Sep.-Nov.

Letztlich lässt sich die Auswaschung eines höheren Anteils vom N-Saldo bei steigenden oder gleichbleibenden Nitratkonzentrationen im Sickerwasser nur erklären, wenn auch Veränderungen des über Jahrzehnte akkumulierten N-Pools der Böden und Veränderungen im Fließgleichgewicht der C- und N-Vorräte Berücksichtigung finden. Wie aus Tabelle 8 hervorgeht, entspricht der N-Bilanzüberschuss nicht der tatsächlich ausgetragenen N-Menge (Fracht). Die Bewirtschaftung und vergleichsweise geringe Sickerwassermengen führten dazu, dass ein großer Anteil der N-Überschusssalden im Boden verblieb. Nicht vordergründig die aktuelle Bewirtschaftung, sondern die Höhe der jährlichen Sickerwassermenge entscheidet darüber, welcher Anteil davon ausgewaschen wird.
Um Kenntnisse zur Höhe und zum Austragsverhalten des N-Pools der Böden zu erhalten, wird seit 2006 auf zwei verschiedenen Böden (Parabraunerde-Braunerde aus Sandlöß (Gr.8/D3) und Parabraunerde mittlerer Entwicklungstiefe aus tiefgründigem Löß (Gr.9/Lö3)) eine Schwarzbrache realisiert. Auf jeweils einem Lysimeter der entsprechenden Gruppe wurde im November 2006 eine Schwarzbrache angelegt, während die zwei verbleibenden Lysimeter weiterhin der Bewirtschaftung unterliegen.

Tab. 10: Jahresmittelwerte (hydrol. Jahre 2007-2014) von N-(Bulk-)Deposition, N-Düngung, N-Pflanzenentzug und N-Austrag mit dem Sickerwasser in 3 m Tiefe am Beispiel von zwei Ackerböden der Station Brandis bei Schwarzbrache und landwirtschaftlicher Bewirtschaftung

Jahresmittelwerte	lehmiger Sand (Gr.8/D3)		tiefgründiger Löß (Gr.9/Lö3)	
[kg N $ha^{-1}a^{-1}$]	Schwarzbrache	mit Bewuchs	Schwarzbrache	mit Bewuchs
Deposition	14	14	14	14
Düngung (mineralisch)	–	149	–	141
Pflanzenentzug	–	98	–	148
N-Austrag mit dem SW	110	44	118	1

Bei einer Schwarzbrache entfallen die bewirtschaftungsbedingten N-Einträge, aber auch der Wasser- und Stoffentzug durch die Pflanzen. Das Fehlen der Transpiration führte zu höheren Bodenwassergehalten, höheren Sickerwasserraten (Tabelle 10) und verstärkter Mobilisierung des mineralischen N-Pools. Es werden Bereiche des Bodenprofils durchströmt, die sonst selten am Transport und der Befrachtung des Sickerwassers beteiligt sind. Gleichzeitig wird eine erhöhte Stickstoffmineralisation simuliert, da die Bedingungen für den mikrobiellen C/N-Umsatz im Oberboden der Schwarzbrache günstiger sind, als unter einem abschattenden Pflanzenbestand (höhere Bodenfeuchten und Bodentemperaturen). So werden mit dem

Sickerwasser unter dem Standort lehmiger Sand (Gr.8/D3) mit Schwarzbrache im Zeitraum von November 2006 bis Oktober 2014 im Mittel 110 kg N $ha^{-1}a^{-1}$ ausgetragen, obwohl als N-Eintrag nur die (Bulk-)Deposition (14 kg N $ha^{-1}a^{-1}$) von Einfluss ist (Tabelle 10).
Der tiefgründige Löß (Gr.9/Lö3) ist bei entsprechender landwirtschaftlicher Bewirtschaftung durch hohe Erträge und niedrige N-Salden gekennzeichnet. Daraus resultieren eine hohe Verdunstung, eine sehr geringe, teils fehlende Sickerwasserbildung und letztlich sehr geringe N-Austräge von jährlich 1 kg N ha^{-1}. Im gleichen Zeitraum sind es unter Schwarzbrache dagegen 118 kg N $ha^{-1}a^{-1}$, obwohl auch hier als N-Eintrag nur die (Bulk-)Deposition von Einfluss ist (Haferkorn et al. 2015).
Der Einfluss des N-Pool auf die Höhe der jährlichen N-Austräge wird voraussichtlich noch Jahrzehnte anhalten. Dazu nachfolgend eine Abschätzung der Verlagerungsgeschwindigkeit von Sickerwasserfronten am Beispiel von drei unterschiedlichen Standorten (Abbildung 2). Bei der Berechnung der Verlagerungsgeschwindigkeit (VS) auf Basis der gemessenen jährlichen Sickerwassermengen (SW) und der Feldkapazität (FK) wurde vorausgesetzt, dass sich der Aufbau der Dränwasserzone der Lysimeterböden in den Tiefen > 3 m nicht ändert (VS [dm a^{-1}] = SW [mm a^{-1}] / FK [dm mm^{-1}]).

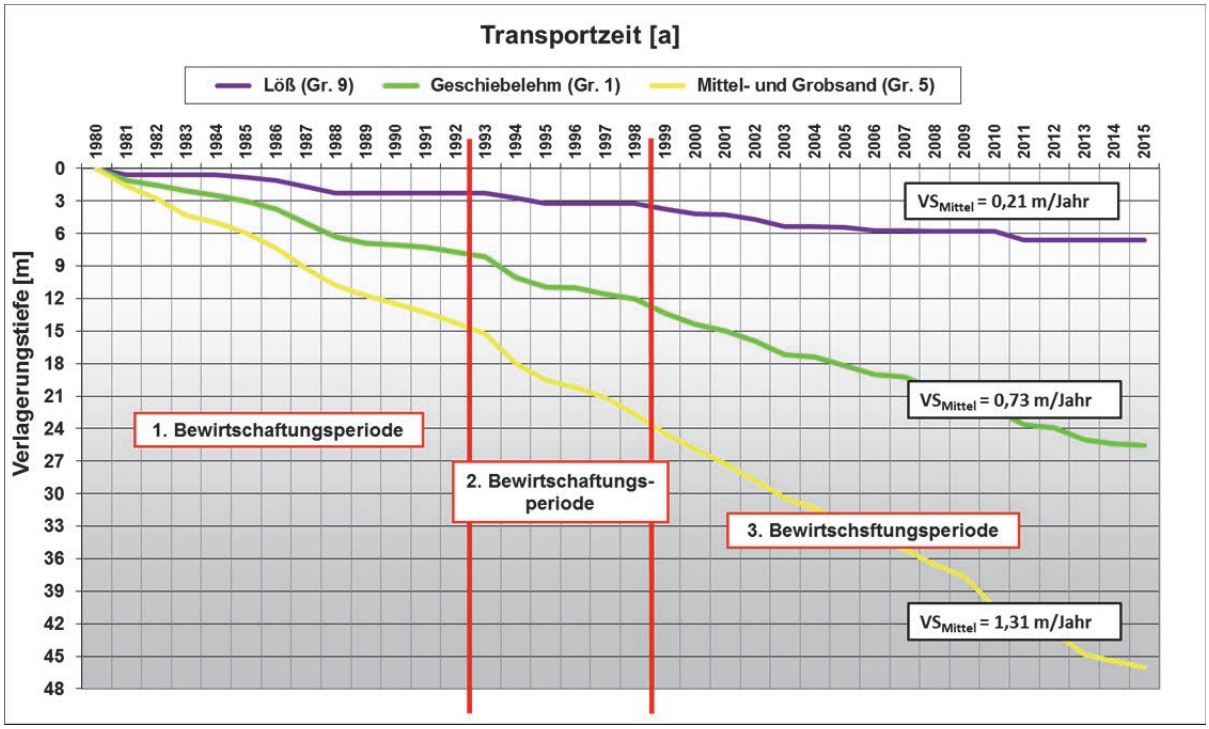


Abb. 2: Berechnete Transportzeit und Verlagerungstiefe (über die Lysimetertiefe von 3 m hinaus) einer im Jahr 1980 gestarteten Sickerwasserfronten am Beispiel von drei Böden der Station Brandis (VS Mittel – Mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit).

Bei den leichten Sandböden wurde eine mittlere Verlagerungsgeschwindigkeit von rd. 1,3 m pro Jahr ermittelt. So erreicht eine Sickerwasserfront, die z. B. im Jahr 1980 gestartet ist, den Lysimeterauslauf in 3 m Tiefe Mitte des Jahres 1982, einen Grundwasserspiegel in 12 m Tiefe aber erst nach 10 Jahren, im Jahr 1990. Auf den Lößstandorten bewegt sich die Front mit einer Geschwindigkeit von nur rd. 0,2 m pro Jahr. Hier erreicht die im Jahr 1980 gestarte-

te Sickerwasserfront den Lysimeterauslauf in 3 m Tiefe, nach vielen Jahren des Stillstandes, erst im Jahr 1995. Ein Grundwasserspiegel in 12 m Tiefe wird bei diesem Modellkonzept bis zum heutigen Tag nicht erreicht.

4. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Der Zuwachs von Wasser und Energie, zunehmende Wetterextreme und Veränderungen der Bewirtschaftung haben im Untersuchungszeitraum von 1981 bis 2015 nachweislich sowohl Einfluss auf die Ertragsbildung und damit auf die Verdunstung, als auch auf die Sickerwasserbildung und die Höhe der Stickstoffausträge. Die veränderten Randbedingungen führen bei den untersuchten Böden im Zeitraum September bis November zu einer Intensivierung der Sickerwasserbildung und Zunahme der N-Austräge. Ferner verweist das Verhältnis zwischen Stickstoffeintrag (Düngung minus Pflanzenentzug plus Deposition) und Stickstoffaustrag über das Sickerwasser in 3 m Tiefe auf einen über Jahrzehnte angereicherten Stickstoff-Pool in der Wurzel- und Dränwasserzone. Die Höhe der jährlichen Auswaschung dieses Pools resultiert aus der Höhe der Sickerwassermenge und ist weitestgehend unabhängig von der aktuellen Bewirtschaftung. Steigende Bodentemperaturen und höhere Bodenwassergehalte im Spätsommer bewirkten eine höhere N-Mineralisierung, die mittels Modellrechnungen quantifiziert wurde und Einfluss auf die Höhe der N-Austräge mit dem Sickerwasser hat. Eine Abschätzung der Verlagerungsgeschwindigkeit nitratbefrachteter Sickerwasserfronten in der Dränwasserzone verweist auf eine große zeitliche Verzögerung zwischen bewirtschaftungsbedingtem N-Eintrag und N-Verlagerung in tiefere Bodenschichten bis hin zur Grundwasseroberfläche.

Ein Schwerpunkt der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie liegt auf der Minderung der Nitratkonzentrationen in Grund- und Oberflächengewässern. Dazu werden derzeit in nitratbelasteten sächsischen Trinkwassereinzugsgebieten Nitrateintragsquellen und -pfade sowie die Wirksamkeit praxisrelevanter Bewirtschaftungsmaßnahmen untersucht. Neben einem umfangreichen Monitoringprogramm kommt dabei auch das gekoppelte Modell ReArMo zum Einsatz, einem Verbund zwischen dem Stickstoff und Humusbilanzmodell REPRO, dem Wasser- und Stoffhaushaltsmodell ArcEGMO-PSCN und dem Grundwasserströmungs- und transportmodell Modflow/MT3D (Pfützner et al. 2011). Die vorgestellten Langzeituntersuchungen mittels Großlysimeter dienten dem Grundverständnis der ablaufenden Prozesse, beim Transport des Nitrats mit dem Sickerwasser, lieferten standortspezifische Modellparameter und ermöglichten so die Testung und Weiterentwicklung des Modellverbunds.

Literatur

Böhme, F., Russow, R. and Neue, H.-U., 2002. Airborne nitrogen input at four locations in the German state of Saxony-Anhalt – measurements using the 15N-based ITNI-system. Stable isotopes in environmental research. Isot. Environ. Health S., 38: 95-102.

Haferkorn, 2013. N-Auswaschung unter Ackernutzung auf Böden der sächsischen Lößgefilde. In: Kooperation Lysimeter - Wirkung landwirtschaftlicher Nutzung auf die N-Auswaschung anhand langjähriger Lysimetermessungen in Mittel- und Nordostdeutschland und Schlussfolgerungen für die Minimierung der N-Befrachtung der Gewässer. Broschüre, Thüringer Landesanstalt für Landwirtschaft, 2013, S. 117-142.

Haferkorn, U., Klöcking, B., Winkler, A., 2015. Wasserhaushalt und Stickstoffaustrag einer mehrjährigen Schwarzbrache im Vergleich zur landwirtschaftlichen Bewirtschaftung Lysimeterbeobachtungen und Modellierung. 16. Gumpensteiner Lysimetertagung, ISBN-13: 978-3-902849-19-9.

Klöcking, B., Haferkorn, U., Bräunig, A., 2009. Auswirkungen des Klimawandels auf den Bodenwasserhaushalt in Sachsen – Modellierung und Lysimeterbeobachtungen, 13. Gumpensteiner Lysimetertagung 2009, ISBN: 978-3-902559-31-9.

Klöcking, B., Haferkorn, U., Reinicke, F., Ihling, H., 2013. Abschätzung künftiger Entwicklungen des Grundwassers hinsichtlich Menge und Beschaffenheit - Modellierung und Lysimeterbeobachtungen, 15. Gumpensteiner Lysimetertagung, ISBN-13: 978-3-902559-90-6.

LfULG, 2014. Grundwasser – Altlasten –Boden aktuell. Schriftenreihe, Heft 38/2014

Pfützner, B. (Hrsg.), 2002. Dokumentation ArcEGMO. Online 2002. ISBN 3-00-011190-5.

Pfützner, B., Klöcking, B., Knab, G., Wenske, D., Rost, A. Wagner, B., Steininger, M., Ihling, H., Kuhn, K., 2011. Konzept zur Erstellung eines gekoppelten Stofftransportmodells als Prognoseinstrumentarium für die Beschaffenheitsentwicklung im Grundwasser, Schriftenreihe des LfULG, Heft 41/2011.

Weigel, A., Russow, R., Körschens, M., 2000. Quantification of airborne N-input in Long-Term Field Experiments and its validation through measurements using 15N isotope dilution. J. Plant Nutr. Soil Sci., 163: 261-265.

Klassifizierung und Plausibilitätsbereiche von historischen und zukünftigen Wetter- und Klimaanomalien (am Beispiel des Wuppereinzugsgebietes)

Paula Lorza, Marc Scheibel

Zusammenfassung

Im Rahmen des EU Horizon 2020 Projektes BINGO werden derzeit die möglichen Auswirkungen von Klimawandel- und Nutzungsszenarien auf den Wasserkreislauf und -dargebot unter Anderem im Wuppereinzugsgebiet untersucht. Um die Vergleichbarkeit der verschiedenen räumlichen und zeitlichen Auflösungen der für die hydrologische Abbildung notwendigen Wasserhaushaltsparameter aus den jeweiligen Verfahren (Stationsdaten, Radardaten, Zirkulationsmodelle etc.) zu erreichen ist es erforderlich, vorhandene Referenzzeiträume zu vergleichen: Über die Ermittlung von repräsentativen Indizes wie z.B. dem Standardised Precipitation Index (SPI) für Trockenperioden oder anderen statistischen Kenngrößen wie Bemessungshochwasser wird die gegebene Unsicherheit minimiert. Denn die Vergleiche der einzelnen Zeitreihen und unterschiedlicher Korrekturverfahren zeigen deutlich, dass eine genaue räumliche und zeitliche Übereinstimmung einzelner Phänomene eher zufällig ist, während aggregierende Indizes „robuster“ gegenüber Unsicherheiten sind. Anstatt also einzelne ausgewählte Ereignisse auszuwerten, sollten die Datensätze auf Muster und Extrema untersucht und durch den Eingang in hydrologische Modelle und statistische Auswertungen verglichen werden. Dieses Verfahren erlaubt auch eine bessere Fortschreibung, welche zum Beispiel durch die im Projekt geplante dekadische (Ensemble) Prognose angedacht ist. Grundsätzlich weisen jedoch die verwendeten Modelle mit allen Datensätzen eine gute Übereinstimmung im Bezug zum grundsätzlichen Reaktionsverhalten des Einzugsgebietes auf.

1. Einleitung

Das Wuppereinzugsgebiet (Abbildung 1, links) ist geprägt durch hohe jährliche Niederschläge (Abbildung 1, rechts) und einer daraus resultierenden hohen Gewässerdichte. Dies hat bereits früh im Mittelalter zu einer intensiven handwerklichen und späteren industriellen Nutzung des Wassers geführt. Hier ist die erste Trinkwassertalsperre Deutschlands gebaut worden (Eschbachtalsperre) und die Nutzung des Wassers mit Trink- und Brauchwassertalsperren und unzähligen Hämmern mit ihren Teichen und Obergräben prägen noch heute teilweise das Gewässerbild. Sturzfluten im Sommer und Flusshochwasser im Winter gehören ebenso zu dem Bild wie auch – verstärkt in seinen Auswirkungen durch die intensive Besiedelung und Nutzung des Wassers – entsprechende Trockenperioden. Zusammen mit einer saisonalen Verschiebung des Niederschlagsdargebots hat das Vorkommen solcher Ereignisse in den letzten Jahren zugenommen.

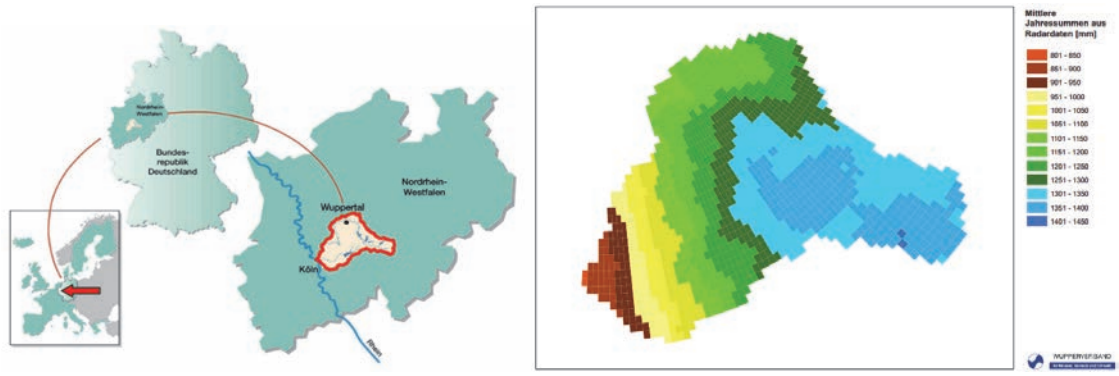


Abb. 1: Links: Lage des Wuppereinzugsgebietes. Rechts: Mittlere Niederschlagsjahressummen aus Radardaten.

Der hydrologische Untersuchungsschwerpunkt des Wupperverbandes in dem EU Horizon 2020 Projekt BINGO (Bringing INnovation to onGOing water management) konzentriert sich vor Allem auf zwei Aspekte:

a) die Identifizierung von Wetter Extremen und Anomalien durch den Klimawandel und
b) die Optimierung der Erkenntnisse zur Abbildung und Auswirkung der Bodenfeuchte auf den Wasserhaushalt und die Abflussbildenden Prozesse zur Talsperrenbewirtschaftung und Verbesserung der Vorwarnung von Hochwasserereignissen. Im folgenden Beitrag wird auf die ersten Vergleiche und Ergebnisse im Bereich der Analyse der unterschiedlichen Datensätze in Beispielen eingegangen. Weitere Untersuchungsberichte werden sukzessive veröffentlicht.

2. Vorhandene Daten und Vergleich

Zur Begründung von Maßnahmen ist die Einordnung einzelner Situationen (vor allem der als „extrem“ empfundenen) in Ihrer Ausprägung und Auftretenswahrscheinlichkeit notwendig. Da Maßnahmen jedoch in Ihrer Wirkung auf die Zukunft ausgerichtet sein sollten, reichen hier nicht nur die Einordnungen in die historischen Kenntnisse, sondern auch Entwicklungen der Zukunft müssen berücksichtigt werden. Nur so lassen sich Wirkung und Nutzen gegenüber den Aufwendungen im Zeitraum der anfallenden Kosten (Abschreibung und Betrieb) vergleichen und gegebenenfalls begründen. Damit kommen jedoch neben den Unsicherheiten der Analyse historischer Ereignisse die Unsicherheiten und Einschränkungen der Berechnung und Auswertung von Prognoseszenarien hinzu.

In historischen Datensätzen sind die Kenntnisse, je länger der Beobachtungszeitraum reicht, in räumlicher und zeitlicher Auflösung meist gröber. Hier stehen Jahrzehnte lange Aufzeichnungen von Tageswerten den kürzeren Messreihen von hochaufgelösten Stunden-, bzw. – zur Abbildung kleinräumiger Prozesse notwendige – Minutenwerten gegenüber. Räumlich hochaufgelöste Niederschlagsradardaten sind sogar erst seit ca. 1,5 Dekaden verfügbar. Hinzu kommen nun die Ergebnisse der Klimamodelle für einen historischen Referenzbereich und Realisationen für abgeschätzte zukünftige Randbedingungen.

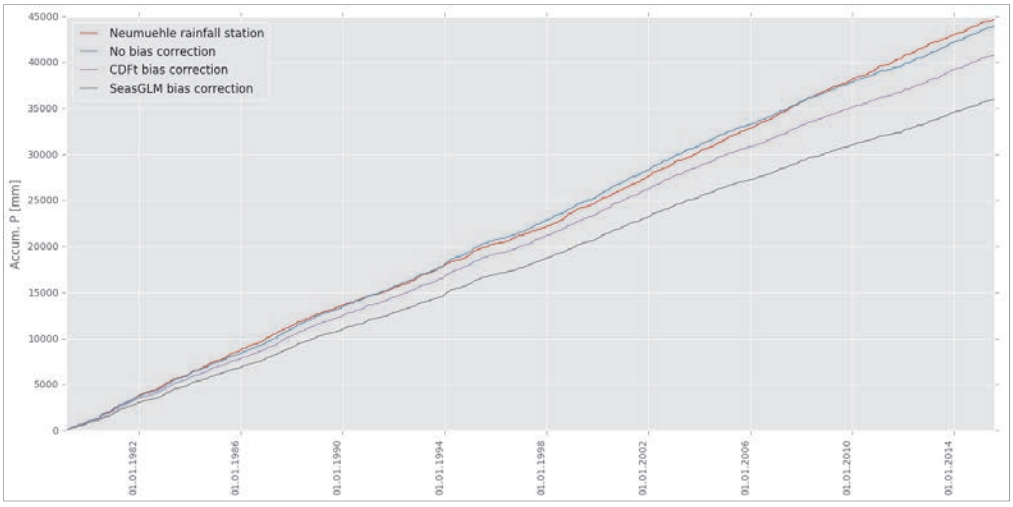


Abb. 2: Vergleich zwischen verschiedenen Bias-Korrekturverfahren und gemessenem Niederschlag im gesamten Referenzzeitraum.

Diese unterschiedlichen Datensätze müssen vergleichend in Ihrer Ausprägung der relevanten Bemessungs- und Betriebsgrößen hydrologisch ausgewertet werden. Vergleiche zwischen Stationsdaten und Niederschlagsradardaten sind bereits im Vorfeld in intensiven Untersuchungen durchgeführt worden (Einfalt & Scheibel, 2015) und sind hilfreich bei der weiteren Erkennung von Mustern in der räumlichen Verteilung der Klimarealisationen.
Die von der FU Berlin bereitgestellten Daten wurden für den Referenzzeitraum für zwei Bias-Korrekturverfahren verglichen (CDF - Cumulative Distribution Function Methode und SeasGLM - Seasonal Generalized Linear Model) und aus den Ergebnissen die Korrekturen weiter optimiert. Als Beispiel zur Erläuterung der Ergebnisse wird in Abbildung 2 der Niederschlag an einer Referenzstation dargestellt. Der nicht-bias-korrigierte Datensatz kommt für die aufsummierten Niederschläge für den gesamten Zeitraum (d.h. vom 01.03.1979 bis zum 31.07.2015) im Vergleich zu korrigierten den Niederschlagsbeobachtungen an der Station am nächsten.

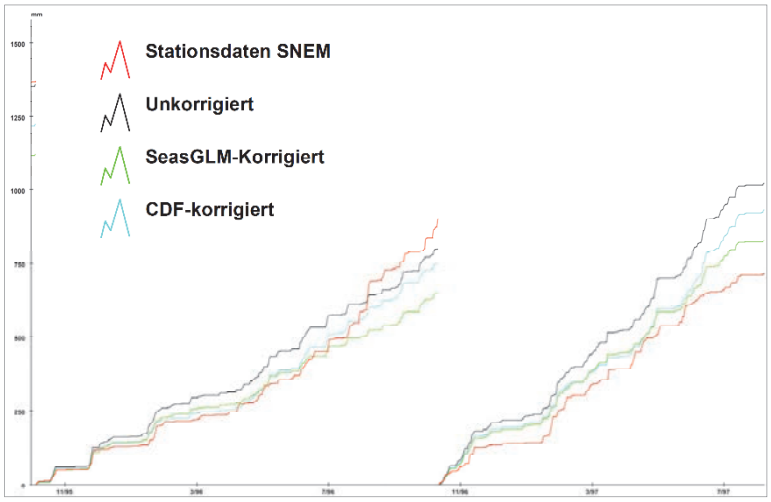


Abb. 3: Vergleich zwischen verschiedenen Bias-Korrekturverfahren und gemessenem Niederschlag für zwei unterschiedliche trockene wasserwirtschaftliche Jahre.

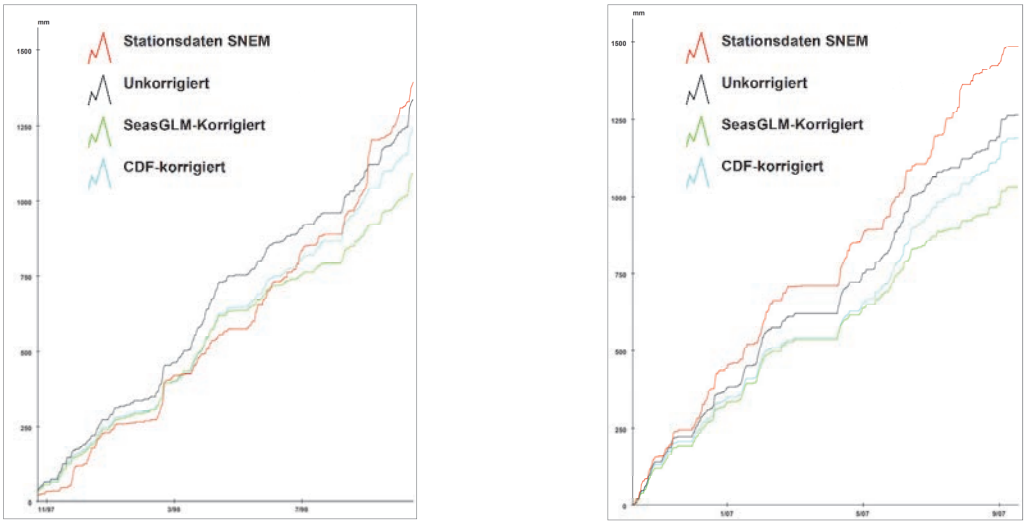


Abb. 4: Vergleich zwischen verschiedenen Bias-Korrekturverfahren und gemessenem Niederschlag für zwei unterschiedliche nasse wasserwirtschaftliche Jahre.

Dieses Bild unterscheidet sich jedoch, wenn man einzelne wasserwirtschaftliche Jahre (Abbildung 3) betrachtet. Für zwei aufeinander folgende sehr „trockene“ Jahre (WWJ 1996 und 1997) sind die Ergebnisse sehr unterschiedlich: für das WWJ 1997 gehen die Korrekturen (der schwarzen unkorrigierten Daten) in die richtige Richtung (rote Stationsdaten), überschätzen aber weiterhin. Für das WWJ 1996 nähern sich die Korrekturen bis zum Sommer sehr gut, einzelne Ereignisse an der Station werden jedoch nicht getroffen – im Winter passt es wieder.
Für zwei vergleichbar „nasse“ Jahre (Abbildung 4, WWJ 1998 und 2007) werden in einem Jahr (2007), aufgrund des allgemeinen statistischen Trends gegenüber der Station zu überschätzen, die Werte zu stark abgemindert. In einem anderen Jahr (1998) funktioniert die Anpassung bis zu einem starken Herbstereignis ganz gut. Für eine weitere Bewertung, welcher Datensatz im Mittel der geeignete ist, werden die Verwendung in Wasserbilanzmodellen und der Vergleich mit den Ergebnissen der anderen Projektpartner noch durchgeführt (größere Daten- und Modellbasis).
Die Ergebnisse zeigen uns einen ganz wichtigen Aspekt bei dem Vergleich der historischen Messgrößen und den Klimamodellen: die einzelnen Ereignisse in Raum und Zeit treten selten identisch auf. Gerade bei konvektiven Ereignissen kann nicht erwartet werden, dass ein einzelnes Ereignis genau in der Ausprägung und an der lokal gleichen Stelle auftritt – auch nicht nach Downscaling-Verfahren. Als Beispiel sei hier ein zu heftigen Schäden führendes bekanntes Ereignis aus dem Jahr 2007 im Einzugsgebiet der Wupper aufgeführt. In der Abbildung 5 kann man sehen, dass zwar am gleichen Tag tatsächlich ein Ereignis berechnet wird, allerdings ist dieses nicht im Raum um Remscheid, sondern eher 120 km südlich in der Eifel.

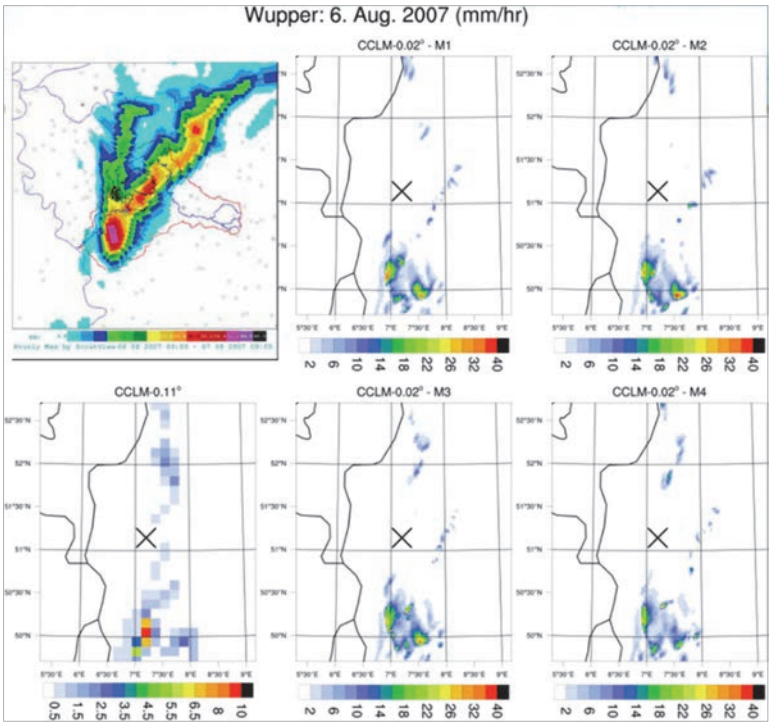


Abb. 5: Vergleich eines Radarbildes von einem ausgeprägten konvektiven Ereignis, Modellberechnungen in 12 und 2,2 km Auflösung.

Dies führt uns dazu, nicht mit dem Vergleich einzelner Ereignisse, sondern mit statistischen Indizes zu arbeiten, um eine Vergleichbarkeit zu bekommen. Hierzu zählen Wiederkehrhäufigkeiten bestimmter Werte, der Weather Extremity Index (WIE) oder SPI und SPEI, welche im Folgenden Exemplarisch erläutert werden.

3. Ermittlung von repräsentativen Indices

3.1 Standardised Precipitation Index (SPI)

Das Wuppereinzugsgebiet unterliegt wie bereits beschrieben trotz hoher Niederschlagsmengen auch Wasserknappheitsperioden (siehe Abbildung 6). Der Standardisierte Niederschlagsindex (Standardised Precipitation Index, SPI) (Edwards und McKee, 1997) dient dazu, Perioden von anormalen Niederschlagsmengen zu identifizieren bzw. Niederschlagsüberschüssen und -defiziten (DWD, 2017). Der SPI kann für verschiedene Zeiträume von dekadischen bis zu einem Monat (Kurzzeitbedingung) bestimmt werden, welche mit der Bodenfeuchte in Zusammenhang stehen. Der 3-Monate-SPI bezieht sich auf die saisonale Schätzung des Niederschlags, während der 6-Monate-SPI als Schätzung für mittelfristige Trends bei Niederschlagsmustern gilt und der 12-Monate-SPI langfristige Niederschlagsmuster anzeigt. Langzeitniederschlagsmuster sind vor Allem mit der Talsperrenbewirtschaftung und dem Grundwasserspiegel verbunden (NDCM, 2007 zitiert in Senay et al., 2015). Ein negativer SPI-Wert bezeichnet eine Periode, welche trockener als der Mittelwert ist (siehe Tabelle 1).



Abb. 6: Links: Große Dhünn Talsperre nach einer dreijährigen Trockenperiode (2012 – 2015). Rechts: Ausgetrocknete Wupper im Jahre 1968.

Tab. 1: Klassifizierung durch SPI und entsprechende Eintrittswahrscheinlichkeiten (Lloyd-Hughes und Saunders, 2002).

SPI Wert	Kategorie	Wahrscheinlichkeit [%]
> 2,00	Extrem feucht	2,3
1,50 bis 1,99	Sehr feucht	4,4
1,00 bis 1,49	Moderat feucht	9,2
0,00 bis 0,99	Mild feucht	34,1
0,00 bis -0,99	Mild trocken	34,1
-1,00 bis -1,49	Moderat trocken	9,2
-1,50 bis -1,99	Sehr trocken	4,4
< -2,00	Extrem trocken	2,3

Der SPI wurde für die einzelnen Monate mit gerasterten Referenzdaten mit unterschiedlichen Bias-Korrekturverfahren (ERA-Interim Reanalyse) von der Freien Universität Berlin, sowie mit mittelfristigen Klimaprognosen bzw. dekadischen Vorhersagen (im Projekt MiKlip erzeugt) als erster Ansatz ermittelt. Exemplarisch hier ein trockenes Muster für Juni 2011 und 2018 (Abbildung 7). Auch für diese Untersuchung werden die unterschiedlich korrigierten Datensätze verglichen. Abbildung 8 zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen den drei Datensätzen für denselben Gitterpunkt. So wird ein Eins-zu-eins-Vergleich der Datensätze (siehe oben Abbildungen 2-4) vermieden.

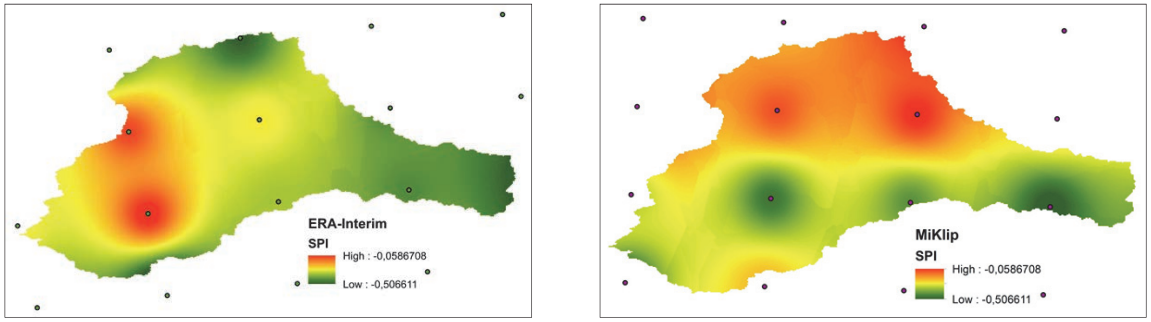


Abb. 7: Links: SPI für den Juni 2011 (ERA-Interim, keine Bias-Korrektur). Rechts: SPI für den Juni 2018 (Realisation 1 – MiKlip, keine Bias-Korrektur).

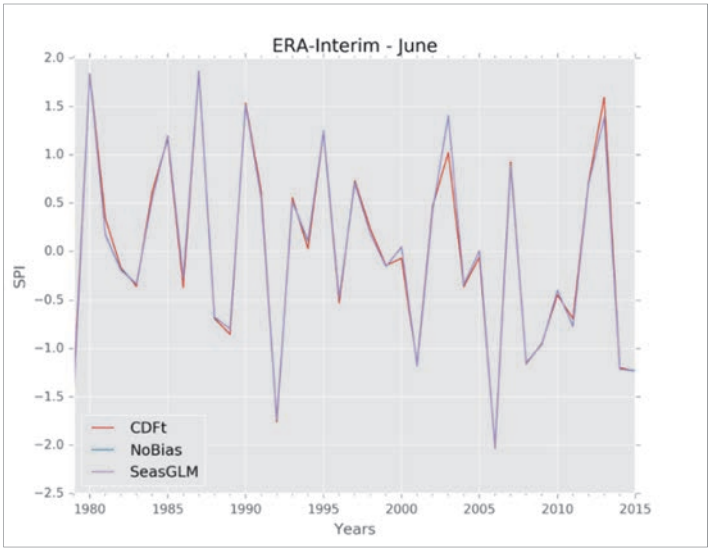


Abb. 8: Ermittelter SPI für Juni mit verschieden Bias-Korrekturmethoden für einen bestimmten Gitterpunkt (ERA-Interim).

Als ein Maßstab für die Wasserversorgungssicherheit betrachtet der SPI nicht die Evapotranspiration, was seine Fähigkeit, die Wirkung erhöhter Temperaturen (im Zusammenhang mit dem Klimawandel) auf den Feuchtigkeitsbedarf und die Verfügbarkeit zu erfassen, einschränkt (Keyantash, 2016).

3.2 Standardised Precipitation-Evapotranspiration Index (SPEI)

Der standardisierte Niederschlags-Evapotranspirationsindex (SPEI) ist auch ein klimatologischer Dürreindex, der auf der Wasserbilanz basiert. Hierin ist die Wasserbilanz als die Differenz zwischen Niederschlag und potentieller Evapotranspiration (ET_P) definiert (Vicente-Serrano et al., 2010). Ähnlich wie beim SPI zeigen negative Werte Trockenperioden an. Abbildung 9 zeigt exemplarisch den mittels Global Drought Monitor ermittelten SPEI für den Monat Juni.

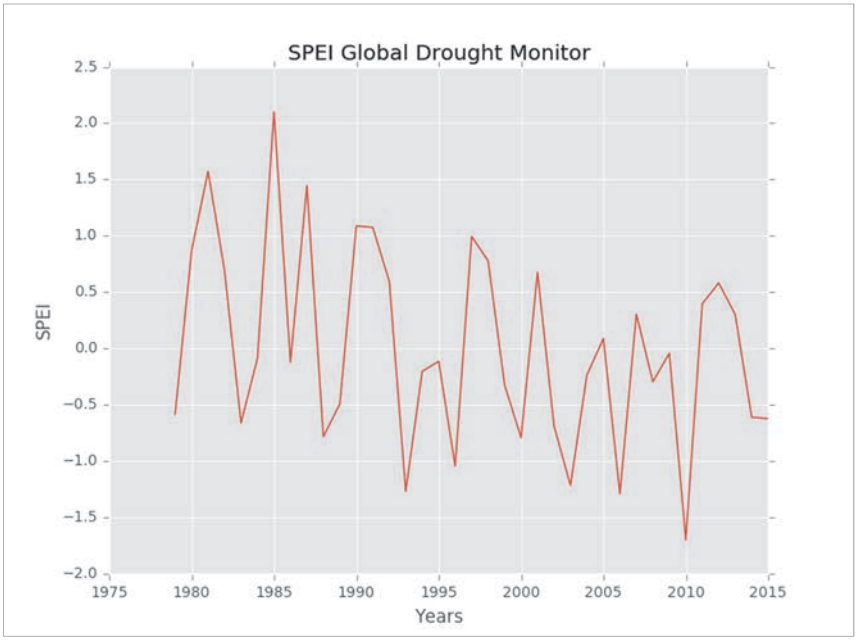


Abb. 9: Ermittelter SPEI für den Monat Juni durch den Global Drought Monitor.

Der SPEI Global Drought Monitor bietet Echtzeitinformationen über Trockenheitsbedingungen auf globaler Ebene, mit einer räumlichen Auflösung von 0,5 Grad und einer monatlichen Zeitauflösung. SPEI Zeitskalen zwischen 1 und 48 Monaten werden zur Verfügung gestellt (Beguería et al., 2016). Der Vergleich von SPI mit dem SPEI zeigt hier zwar ein ähnliches Muster, für einige Jahre zeigt der SPEI jedoch trockenere Bedingungen an (siehe z. B. das Jahr 2010, Abbildung 8 und 9). Die Jahre 2012 bis 2015, welche im Wuppereinzugsgebiet außergewöhnlich trocken waren, zeigen beim SPI höhere Varianz als beim SPEI. Diese Abweichungen müssen noch im Hinblick auf die verwendeten unterschiedlichen Datensätze betrachtet werden, die für die Schätzung beider Indizes verwendet wurden. Der SPEI eignet sich jedoch besser für die Analyse des Klimawandels als der SPI, da dieser nicht nur den Niederschlag, sondern auch die Temperatur berücksichtigt.

4. Hydrologische Modellierung

4.1 Modellvergleich der unterschiedlichen Datensätze

Die Niederschlagszeitreihen von gerasterten Vergangenheitsdaten (ERA-Interim Reanalyse) werden von der Freien Universität Berlin (als einem der BINGO-Partner) mit unterschiedlichen Bias-Korrekturverfahren und räumlicher und zeitlicher Auflösung bereitgestellt. Um das Bias-Korrekturverfahren zu bestimmen, das die hydrologische Reaktion des Einzugsgebiets

am besten widerspiegelt, werden die Zeitreihen aus den unterschiedlichen Datensätzen: a) keine Bias-Korrektur; b) CDF Bias-Korrektur; und c) SeasGLM Bias-Korrektur mittels Simulation mit einem kalibrierten hydrologischen Modell in NASIM (von der Firma Hydrotec) verglichen (Abbildungen 10-12). Die Kalibrierung des Modells wurde manuell, ereignisbasiert durch den Vergleich beobachteter und simulierter Abflüsse durchgeführt. Die verwendeten kalibrierten Parameter sind in Tabelle 2 dargestellt.

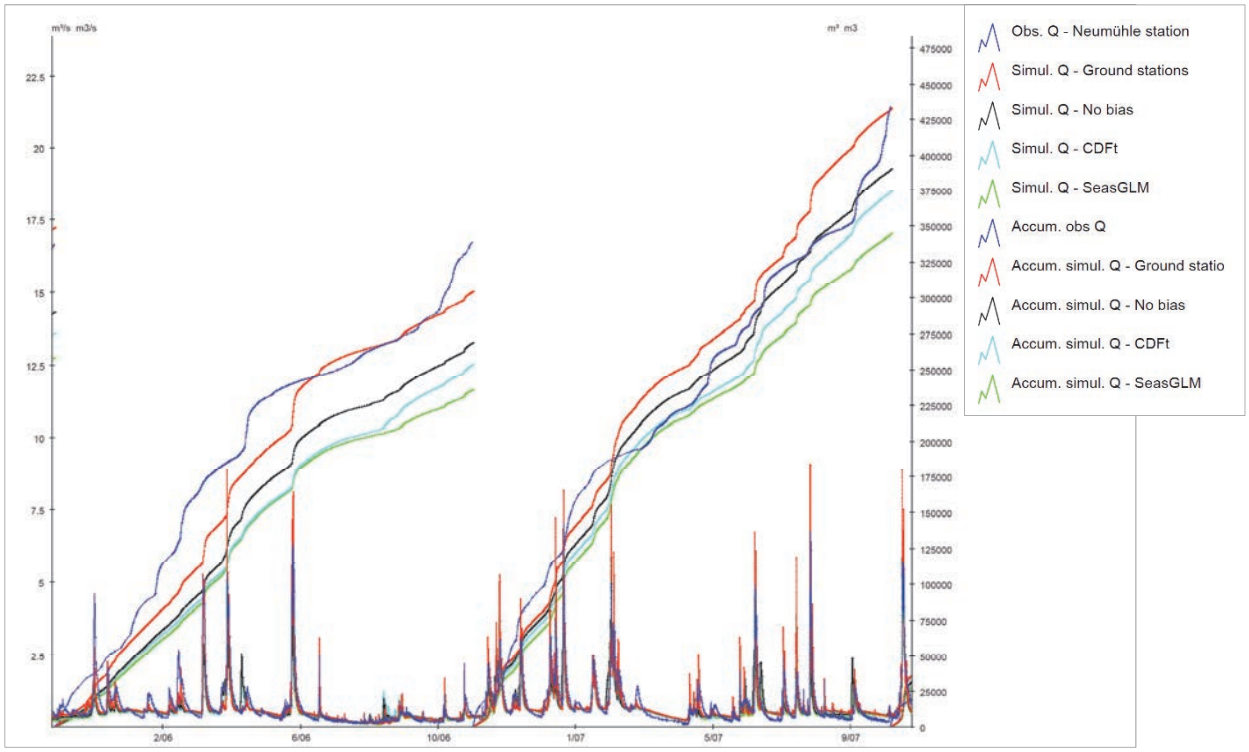


Abb. 10: Beobachteter und simulierter Abfluss für zwei wasserwirtschaftliche Jahre mit verschiedenen Datensätze (dunkel blau: beobachteter Abfluss; rot: sim. Abfluss mit Stationsniederschlag; schwarz: sim. Abfluss mit unkorrigierten Daten; türkis: sim. Abfluss mit CDF-korrigierten Daten; grün: sim. Abfluss mit SeasGLM-korrigierten Daten).

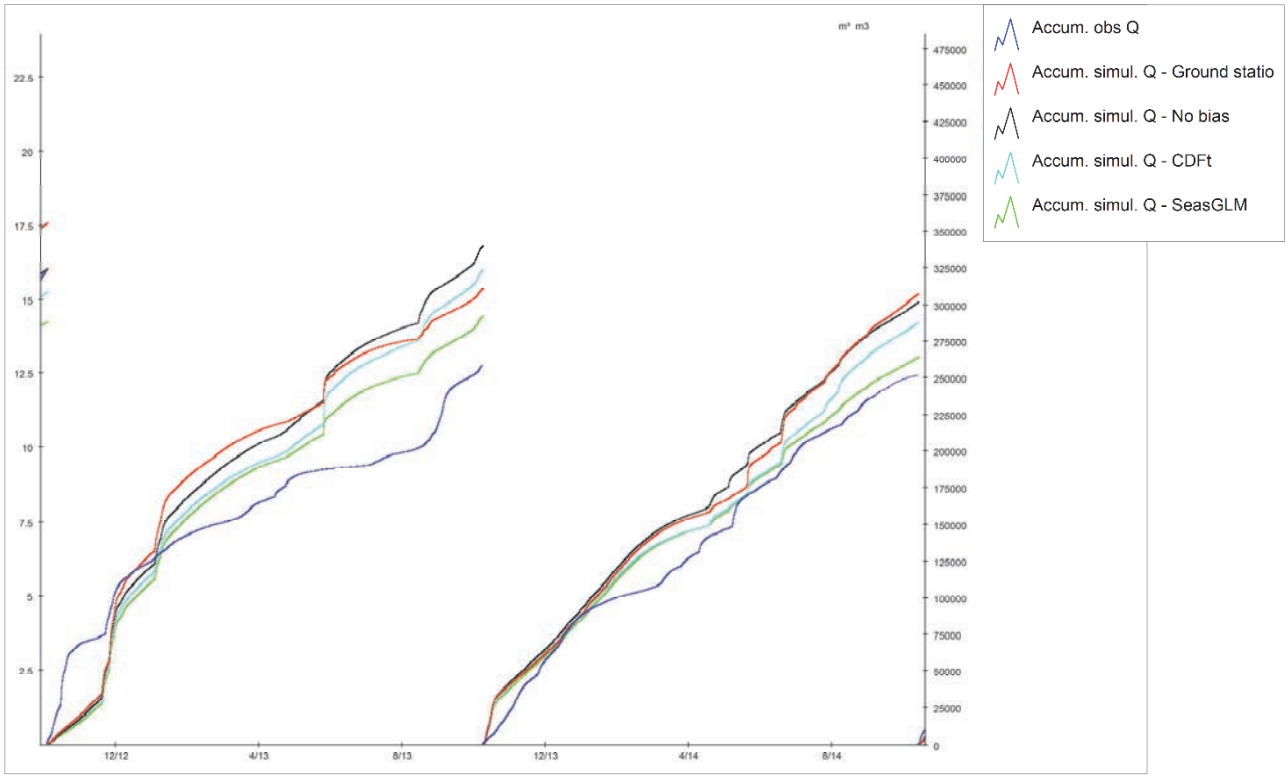


Abb. 11: Beobachteter und simulierter akkumulierter Abfluss für verschiedene WWJ mit verschiedenen Datensätzen (dunkel blau: beobachteter Abfluss; rot: sim. Abfluss mit Stationsniederschlag; schwarz: sim. Abfluss mit unkorrigierten Daten; türkis: sim. Abfluss mit CDF-korrigierten Daten; grün: sim. Abfluss mit SeasGLM-korrigierten Daten).

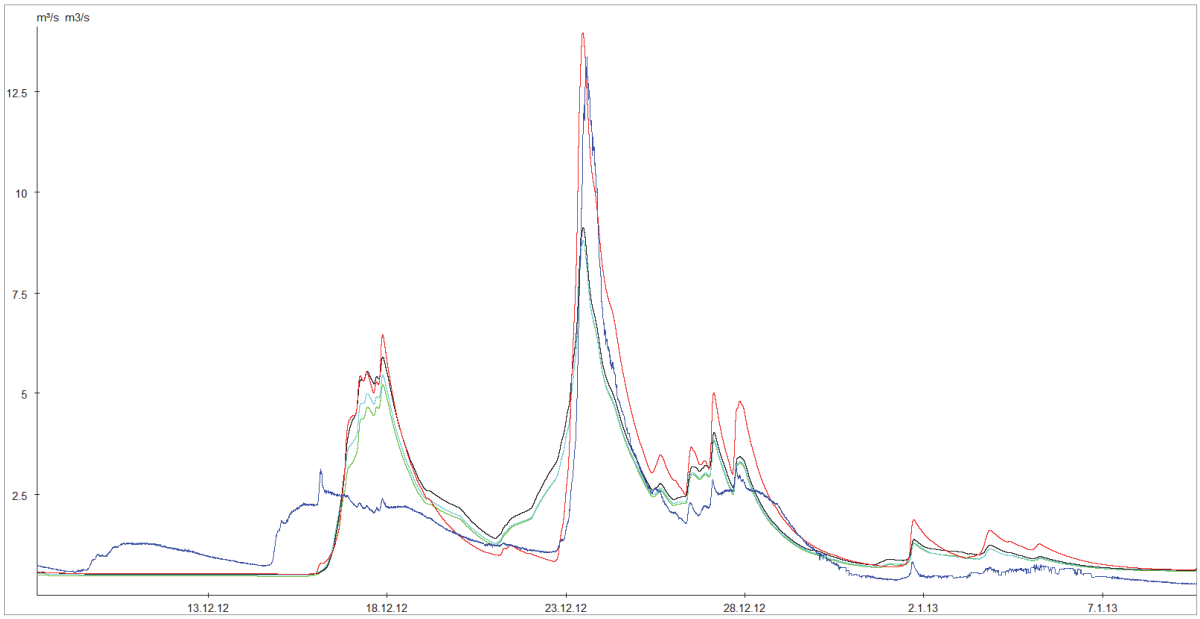


Abb. 12: Beobachteter und simulierter Abfluss vom 23.12.2012 mit verschiedenen Datensätzen (dunkel blau: beobachteter Abfluss; rot: sim. Abfluss mit Stationsniederschlag; schwarz: sim. Abfluss mit unkorrigierten Daten; türkis: sim. Abfluss mit CDF-korrigierten Daten; grün: sim. Abfluss mit SeasGLM-korrigierten Daten).

Tab. 2: Kalibrierte Parameter des hydrologischen Modells in NASIM.

Modellparameter	Einheit	Größenbereich	
		von	bis
Max. Interzeption	mm	2 (Stadt)	8 (Nadel-wald)
Ret.-konst. nat. Oberflächenabfluss	h	7	10
Ret.-konst. Interflow	h	25	30
Ret.-konst. Basisabfluss	h	700	1000
Max. Infiltration	mm/h	100	600
Vertikale Leitfähigkeit der Exfiltrationsschicht	mm/h	0,08	0,13

4.2 Ergebnisse

Die oben gewonnen Erkenntnisse der Niederschlagsmengen schlagen sich entsprechend bei der Modellierung nieder. Entsprechend den geringeren Niederschlägen des SeasGLM Datensatz z.B., ist der simulierte Abfluss für die WWJ 2006 und 2007 auch am niedrigsten (siehe Abbildung 10). In eher trockeneren Jahren weisen die einzelnen Modellläufe mit den unterschiedlichen Datensätzen größere Differenzen auf, als in nasseren. Als Beispiel für das unterschiedliche Gütemaß der Anpassung sei exemplarisch der Relative-Volume-Error (RVE) für die WWJ 2006 und 2007 dargestellt (siehe Tabelle 3). Es zeigt sich eine schlechtere Übereinstimmung zwischen beobachtetem und simuliertem Abfluss für alle Datensätze für das trockenere WWJ 2006 gegenüber dem nasseren WWJ 2007. Die Unsicherheiten der Abflussmessungen sind jedoch bei Niedrigwasser auch grösser. Grundsätzlich weisen alle Modellläufe jedoch eine gute Übereinstimmung im Bezug zum grundsätzlichen Reaktionsverhalten des Einzugsgebietes auf (Abbildung 12).

Tab. 3: Beobachteter und simulierter akkumulierter Abfluss (WWJ 2006 und 2007) mit verschiedenen Datensätzen und Relative-Volume-Error (RV_E).

WWJ	**akkum. Obs Q [m³]**	**akkum. Sim Q [m³] (SNEM)**	**akkum. Sim Q [m³] (no bias)**	**akkum. Sim Q [m³] (CDF)**	**akkum. Sim Q [m³] (SeasGLM)**
2006	339624,4	304236,2	268879,7	253653,3	235751,9
2007	433499,0	432339,4	390317,8	374323,1	344607,0

WWJ	**RVE [%] obs Q - sim Q (SNEM)**	**RVE [%] obs Q - sim Q (no bias)**	**RVE [%] obs Q - sim Q (CDF)**	**RVE [%] obs Q - sim Q (SeasGLM)**
2006	-10,42	-20,83	-25,31	-30,58
2007	-0,27	-9,96	-13,65	-20,51

5. Fazit und weitere Schritte

Bias korrigierte Daten tragen nicht immer zwangsläufig zu einer Verbesserung der Ergebnisse bei und sind wohl zu überlegen, da ein erhöhter Aufwand entsteht und weitere Unsicherheiten beinhaltet sind. Am Ende muss die Wasserbilanz für alle korrigierten Parameter wieder stimmig sein und man passt in einem Post-Processing einzelne Parameter an, welche auf Basis von abhängigen Algorithmen bestimmt wurden. Durch weitergehende Forschung

sollte die Frage diskutiert werden, ob nicht die Zirkulationsmodelle selbst besser optimiert werden sollten. Da es sich hier auch um ein Forschungsprojekt handelt werden die Untersuchungen mit den verschiedenen Datensätzen weitergeführt, um Belege für die ersten Annahmen zu finden oder zu widerlegen (breitere Datenbasis in anderen Gebieten notwendig). Die nächsten Schritte in dem beschriebenen Teilbereich der Forschung sind die weiteren Arbeiten an den Indizes wie SPI und SPEI (Vergleichbarkeit der Datensätze), Indizes für die Hochwasserabflussbildung (wie Weather Extremity Index WEI, Vorregenindex etc.) sowie der intensive Vergleich der unterschiedlichen historischen Datensätze. Parallel werden die Kenngrößen und Modellierungen mit weiteren Klimarealisationen und dekadischen Prognosen und Trends im Wasserverbrauch und der Landnutzung ermittelt und verglichen.
Die verwendeten Wasserbilanzmodelle NASIM und TALSIM sind konzeptionelle Modelle, die sehr sensitiv gegenüber den Anfangsbedingungen und der Verteilung des Niederschlages eines Abflussereignisses sind. Das Vorhersagemodell kann somit

a) durch die Verbesserung der Bestimmung der räumlichen Verteilung des Niederschlages und
b) die Bestimmung von Bodenfeuchte und tatsächlicher Evapotranspiration (ET_a) verbessert werden.

Für a) können durch die Nutzung der Niederschlagsradardaten und Disdrometerdaten weitere Erkenntnisse gewonnen werden. Durch den erfolgten Einbau von Bodenfeuchtesensoren und eines Lysimeter sollen durch Messungen für b) Erkenntnisse abgeleitet werden. Bisher werden diese Parameter durch das hydrologische Modell für jeden Zeitschritt lediglich berechnet und nicht mit Messungen verglichen.

Literatur

Begueria S., Latorre, B., Reig, F. und Vicente-Serrano, S.M., 2016. SPEI Global Drought Monitor. http://spei.csic.es/map/maps.html.

Deutscher Wetterdienst (DWD), 2017. Wetterlexikon. https://www.dwd.de/DE/service/lexikon/Functions/glossar.html?lv2=102248&lv3=603324

Edwards D.C. und McKee, T.B., 1997. Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple scales. Atmospheric Science, Paper No. 634, May; 1–30.

Einfalt, T. und Scheibel, M., 2015. Vergleich von Extremwertstatistiken aus Radarmessungen und Regenschreibern. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung Heft 35.15, May; 89-100.

Keyantash, J. und National Center for Atmospheric Research (Eds.), 2016. The Climate Data Guide: Standardized Precipitation Index (SPI). https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/standardized-precipitation-index-spi.

Lloyd-Hughes, B. und Saunders, M.A., 2002. A drought climatology for Europe. International Journal of Climatology 22 [13], 1571-1592.

National Drought Mitigation Center (NDMC), 2007. http://drought.unl.edu/.

Senay, G.B., Velpuri, N.W., Bohms S., Budde M., Young C., Rowland, J. und Verdin, J.P., 2015. Hydro-meteorological Hazards, Risks, and Disasters. Elsevier - Hazards and Disaster Series, Paron, P., Di Baldassarre G. und Shroder, J.F. (Eds.), 234-262.

Vicente-Serrano, S.M., Begueria S. und Lopez-Moreno, J.I., 2010. A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. Journal of Climate 23, 1696-1718.

Sölle als Indikatoren für den Wandel hydrologischer Systeme - Ein Ansatz zur Quantifizierung der regionalen Grundwasser/Soll Dynamik mit Hilfe der stabilen Isotope ^{18}O und Deuterium

Christoph Merz, Gunnar Lischeid, Carlos Acame

Zusammenfassung

Sölle und andere kleine Standgewässer ohne Anschluss an einen regionalen Grundwasserleiter reagieren auf Veränderungen der klimatischen Randbedingungen Niederschlag und Verdunstung. Eine Veränderung des hydrologischen Systemverhaltens ist aber aufgrund der individuellen Dynamik nur bedingt abzuleiten. Nach neueren Beobachtungen in der Uckermark (Brandenburg) spiegeln die dortigen Sölle eine freie Grundwasseroberfläche an der Schnittstelle des lokalen Grundwasserhorizontes mit der Geländeoberfläche wider. Diese Sölle sind somit ein integrativer Bestandteil einer durchflossenen Grundwasserlandschaft, mit potenzieller Aussagekraft hinsichtlich hydrologischen Systemverhaltens. Zur Ableitung regionaler Systemveränderungen wurde ein Verfahren eingesetzt, das auf der Grundlage der stabilen Isotope ^{18}O und Deuterium eine quantitative Abschätzung der Zufluss- und Verdunstungsdynamik dieser kleinen Standgewässer ermöglicht.

1. Einleitung

Das Füllungsverhalten von Söllen ohne Anschluss an einen regionalen Grundwasserleiter ist nach den bisherigen Untersuchungen auf Niederschlag und oberflächennahen Zufluss aus der direkten Umgebung des Sollkörpers zurückzuführen. Neben dem atmosphärischen Input spielen zusätzlich Schneeschmelze und Zufluss auf gefrorenen Böden eine wichtige Rolle im Füllungsverhalten. Das Soll wird in diesem Zusammenhang als abgedichtete Senke interpretiert, welches einen geringen, hydraulisch determinierten Sickerverlust und darüber hinaus einen erheblichen Verdunstungsverlust aufweist. Die beobachtete Dynamik vieler Sollwasserstände der letzten Jahre und Jahrzehnte illustriert durchaus eine Dynamik der klimatischen Situation – wärmere Winter in Folge sowie eine angespannte klimatische Wasserbilanz über längere Zeiträume lassen Sölle häufiger trocken fallen. Eine Veränderung des hydrologischen Systemverhaltens ist aber aufgrund der individuellen Dynamik nicht abzuleiten.

Neuere Beobachtungen in der Uckermark schließen auch eine weitergehende Interpretation des hydraulischen Verhaltens von Söllen nicht aus. Nach diesem Konzept spiegeln die dortigen Sölle eine freie Grundwasseroberfläche an der Schnittstelle des lokalen Grundwasserhorizontes mit der topographischen Geländeoberfläche wider. In diesem Fall sind Sölle nicht als isolierte hydrologische Senken in der Landschaft zu sehen, sondern als integrativer Bestandteil einer durchflossenen Grundwasserlandschaft mit potenzieller Aussagekraft hinsichtlich des zeitlichen Verhaltens des Grundwassersystems. Damit wären Sölle als Indikatoren für den Wandel hydrologischer Systeme hervorragend geeignet. Allein die große Anzahl von Söllen mit jeweils unterschiedlicher hydrologischer Dynamik lässt jedoch nur in Einzelfällen intensives hydraulisches Monitoring zu.

Zur Ableitung regionaler Systemveränderungen wurde daher ein alternatives Verfahren eingesetzt, das auf der Grundlage der stabilen Isotope ^{18}O und Deuterium eine quantitative Abschätzung der Zufluss- und Verdunstungsdynamik von kleinen Standgewässern mit Grundwasseranschluss ermöglicht. Einen soliden Berechnungsalgorithmus hierfür bietet der frei verfügbare Hydrocalculator von Skrzypek et al. (2015). Die Algorithmen ermöglichen die Abbildung hydraulischer Zustände, bei denen das Verhältnis von Verdunstungsverlust relativ zu einem

grundwasserbürtigen Zufluss (E/I) bestimmt werden kann. Anhand der $^{18}O/D$-Beziehung können somit die Verweilzeiten bzw. Austauschraten im Soll abgeschätzt werden. Aufgrund der einfachen Beprobung und unkomplizierten Messung der Isotope kann eine große Anzahl von Söllen über einen längeren Zeitraum analysiert werden und ermöglicht somit eine großskalige Betrachtung der hydrologischen Systemdynamik.

2. Methodik

Isotope von Sauerstoff und Deuterium sind als Tracer zur quantitativen Erfassung von Verdunstungsprozessen besonders gut geeignet. Während des Verdunstungsprozesses werden die leichteren Isotope des Wasserstoffs (^{1}H) und Sauerstoffs (^{16}O) bevorzugt und somit im verbleibenden Wasserkörper relativ zu den schwereren Isotopen (^{18}O und Deuterium) abgereichert. Anhand dieser Fraktionierung lassen sich Verdunstungsanteile berechnen. Die Quantifizierung basiert auf der globalen Beziehung von $\delta^{18}O$ und δD-Werten des Niederschlages, ausgedrückt durch die Beziehung $\delta^{2}H = 8 * \delta^{18}O + 10$ – der sog. Global Meteoric Water Line (GMWL) und einer verdunstungsbedingten Abweichung von dieser GMWL. Die Isotopie-Fraktionierung – d. h. die Anreicherung der schweren Isotope ^{18}O und ^{2}H im verbleibenden Wasser – führt zu einer Abweichung von der GMWL, die sich durch eine veränderte Steigung bemerkbar macht, dargestellt durch die Local Water Line (LWL). Grundlegend wird diese Beziehung durch das Craig-Gordon-Modell abgebildet (Craig & Gordon, 1965).

In Oberflächengewässern spiegeln die Isotopenverhältnisse einen saisonalen Trend wider, bei dem in den Wintermonaten aufgrund geringerer Verdunstungsraten und höherer Niederschlagsanteile zunächst Isotopenverhältnisse mit relativ negativen Werten im Wasserkörper beobachtet werden. Die Werte entsprechen näherungsweise der mittleren Isotopenzusammensetzung des lokalen Niederschlages, dargestellt durch die LMWL (Local Meteoric Water Line). Während der folgenden Frühjahrs- und Sommerperiode reichern sich aufgrund zunehmender Verdunstungsanteile die schweren Isotope an, mit einer verstärkten Fraktionierung in Richtung der ^{18}O Isotope. Im Herbst nimmt die Verdunstung wieder ab und der Einfluss der Niederschläge wieder zu. Dies führt zu einer Trendumkehrung mit erneut negativeren Isotopenverhältnissen. Die Werte bewegen sich im Laufe eines Jahreszyklus entlang der LWL, ausgehend vom Schnittpunkt mit der LMWL in Richtung einer Anreicherung der schweren Isotope und wieder zurück in Richtung zum Schnittpunkt mit der LMWL. Dabei zeigt die LWL Abschnitte unterschiedlicher Steigungen (Abbildung 1).

Auf Grundlage der oben skizzierten Dynamik in der Isotopenfraktionierung ermöglicht das eingesetzte Kalkulationsmodell (Hydrocalculator, Skrzypek et al., 2015) die Berechnung der Verdunstungsanteile aus einem Wasserkörper. Dabei können zwei Varianten, mit und ohne Zuflusskompensation aus dem Grundwasserkörper, berücksichtigt werden. Reine Verdunstungsverluste (f) können unter sog. „non-steady-state“ Bedingungen für spezifische Zeiträume quantifiziert werden. Hierbei wird alleine der Verdunstungsanteil aus einem Wasserkörper ohne Kompensationszufluss bestimmt. In einer zweiten Variante erfolgt die Berechnung der Verdunstung (E) unter Berücksichtigung eines Zuflusses aus dem Grundwasser (I=Inflow), dargestellt durch die Beziehung E/I. Die Berechnung kann auch hier für verschiedene zeitliche Perioden erfolgen. Voraussetzung ist allerdings ein „Steady-state“ Zustand, wie er bei der An-

nahme eines hydrostatischen Gleichgewichtes zwischen Soll und Grundwasserkörper vorausgesetzt werden kann. Ein niedriger Wert dieses Verhältnisses (< 0,1) bedeutet, dass der GW-Zufluss die Verdunstungsmenge deutlich übersteigt, während höhere Werte (0,1 bis 0,9) einen höheren Verdunstungsanteil relativ zum Zufluss widerspiegeln. Werte von 1 belegen ein mengenmäßiges Gleichgewicht zwischen Verdunstung und Zufluss. In diesem Fall wird Verdunstungsverlust zu 100% durch den Zufluss kompensiert und der Sollköper wird nicht mehr von Grundwasser durchströmt.
Für die Berechnung sind die Ausgangsisotopenzusammensetzung des Wasserkörpers und die Isotopenzusammensetzung des Restwassers nach Beendigung der Messperiode notwendig. Darüber hinaus ist die mittlere Isotopenzusammensetzung der atmosphärischen Luftfeuchtigkeit notwendig. Diese kann entweder direkt gemessen werden – was mit verschiedenen technischen Schwierigkeiten verbunden ist – oder sie kann aus den Isotopendaten des Niederschlages unter Berücksichtigung der Steigung der LWL abgeleitet werden. Sie entspricht näherungsweise der mittleren Isotopenzusammensetzung des regionalen Niederschlages. Für die Berechnungen werden zusätzlich die Parameter Temperatur und die Luftfeuchtigkeit benötigt.

3. Ergebnisse

Die bisherigen Ergebnisse zeigen für die beprobten Sölle eine deutliche verdunstungsbedingte Anreicherung an schweren Isotopen, verbunden mit einer signifikanten Abweichung der LWL von der LMWL im Jahresverlauf (Abbildung 1). Die Steigung der gemessenen LWL für die jeweiligen Zeiträume Winter/Frühling und Sommer/Herbst variiert zwischen 4,60 und 5,35.

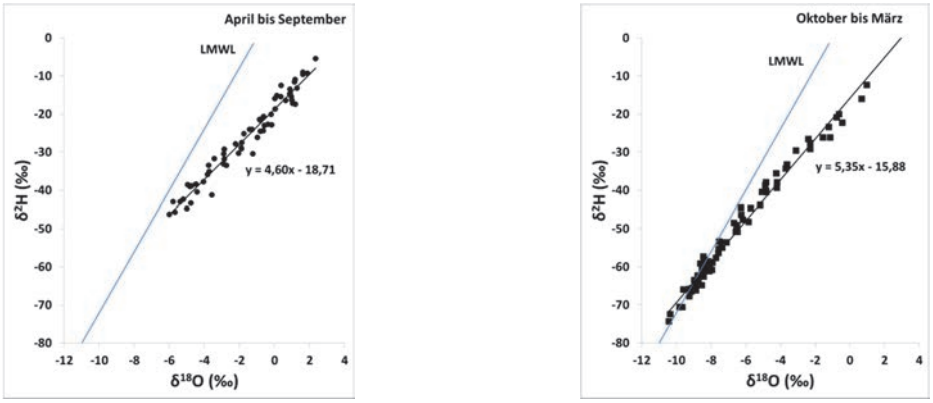


Abbildung 1: Verlauf der LWL der untersuchten Sölle in Abhängigkeit von der Jahreszeit für die Jahre 2015 und 2016.

Für mehrere ausgewählte Sölle wurden erste Berechnungen der Verdunstungs- und Zuflussanteile durchgeführt. Dabei zeigte sich, dass die Sölle für die Wachstumsperiode zwischen April und September 2015 und 2016 E/I Verhältnisse zwischen 0,19 und 0,35 aufwiesen. Bei der Annahme eines hydrostatischen Gleichgewichts zwischen Sollwasser und Grundwasser entspricht dieses Verhältnis einer 20 – 35-prozentigen Verdunstungsmenge relativ zum grundwasserbürtigen Zufluss – d.h., der Austausch zwischen Grundwasser und Soll ist ca. 3 - 5 mal höher einzuschätzen, als der Anteil des Verdunstungsverlustes. Es ist davon auszugehen,

dass jedes Soll eine individuelle Verweilzeit aufweist, die aber bei unveränderten hydrologischen Randbedingungen als relativ konstant anzusehen ist. Ziel dieses Projektes ist es, für > 50 Sölle mit Grundwasseranschluss den Anteil des grundwasserbürtigen Zuflusses jeweils für die kältere und wärmere Jahreszeit zu quantifizieren. Relative Änderungen der Zuflussanteile über längere Zeiträume erlauben Rückschlüsse auf eine Veränderung der hydrologischen Randbedingungen und somit auf eine Veränderung des hydrologischen Systemverhaltens.

Literatur

Craig, H., Gordon, L.I., 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere. in: Tongiorgi, E. (Ed.), Stable Isotopes in Oceanograpic Studies and Paleotemperatures. Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, Italy, pp. 9–130.

Skrzypek, G., Mydłowski, A., Dogramaci, S., Hedley, P., Gibson, J.J., Grierson, P.F., 2015. Estimation of evaporative loss based on the stable isotope composition of water using “Hydrocalculator”. J. Hydrol. 523, 781–789.

Gebietseigenschaften als dynamische Steuerungsgrößen der Wasserqualität im Gewässernetz

Tobias Schuetz, Alina Herber

Zusammenfassung

Obwohl es bekannt ist, dass das Auslaufen der verschiedenen Teilspeicher in hydrologischen Einzugsgebieten mit unterschiedlicher Geschwindigkeit erfolgt, wissen wir wenig über den Einfluss dieses Prozesses auf die räumliche und zeitliche Ausprägung der Wasserqualität. Speziell während sommerlichen Niedrigwasserphasen kann daraus eine besondere Bedeutung für den qualitativen Zustand aquatischer Ökosysteme entstehen.

Das Zusammenspiel der genannten Prozesse während Sommer-Niedrigwasser wurde im Gewässernetz eines landwirtschaftlichen Kleineinzugsgebietes im Oberrheingraben untersucht. Anhand von insgesamt 19 Snapshot-Beprobungen wurde das gesamte Gewässernetz sowie alle identifizierbaren Teileinzugsgebiete (Drainagenetz) auf Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit, Haupt-Ionen, gelösten Sauerstoff und pH beprobt. Im Rahmen dieses Beitrags analysieren wir mittels Hauptkomponentenanalyse den Einfluss der Wasser- und Stoffflüsse aus den Teileinzugsgebieten auf die Varianz der Wasserqualitätsparameter innerhalb des Gewässers und am Gebietsauslass. Trotz relativ geringer Variation der betrachteten Größen am Gebietsauslass, wurden für die verschiedenen Teileinzugsgebiete beträchtliche nicht-lineare Schwankungen von Frachten und Konzentrationen festgestellt. Anhand der Hauptkomponentenanalyse konnte das Verhalten der verschiedenen Teileinzugsgebiete jedoch räumlichen Gruppierungen zugewiesen werden und durch die vorkommenden Bodenarten erklärt werden.

1. Einleitung

Die Wasserqualität von Oberflächengewässern wird in der Regel an wenigen ausgewählten Standorten innerhalb größerer Flusseinzugsgebiete oder zu wenigen Zeitpunkten im gesamten Gewässernetz („Snapshot“-Beprobungen) betrachtet. Generell bestehen jedoch innerhalb eines Gewässernetzes große räumliche Unterschiede hinsichtlich der beobachtbaren Wasserqualitätsparameter (z. B. Wassertemperatur, Jackson et al., 2017). Es ist ebenso bekannt, dass das Auslaufen der verschiedenen Einzugsgebietsspeicher mit unterschiedlicher Geschwindigkeit erfolgt (z. B. Payn et al., 2012). Ursächlich dafür sind u. a. die räumlich variable Niederschlagsverteilung, Speichergrößen und -Charakteristika, räumliche Unterschiede in Bodenart und Landnutzung sowie der hydraulische Anschluss des Gewässernetzes an das Grundwasser. Ein deutlicher Einfluss dieses Prozesses auf die räumliche und zeitliche Ausprägung der Wasserqualität kann jedoch erwartet werden (Edwards et al., 2012). Die daraus entstehenden, charakteristischen Muster wurden z. B. für Nitrat in verschiedenen Gewässernetzen beschrieben (z. B. Covino et al., 2012; Schuetz et al., 2016). Die dabei beobachtbaren Konzentrationen hängen jedoch direkt vom gegenseitigen Verhältnis der Abflussspenden der Teileinzugsgebiete ab (z. B. Frey et al., 2009). Ein verbessertes Verständnis der beschriebenen Zusammenhänge ist notwendig um die bisher bestehenden Lücken in der gekoppelten Analyse von Wasser- und Stoffflüssen zwischen den bisher beschriebenen Austragsmechanismen auf der Plot- und Hangskale (z. B. Klaus und Zehe, 2011) und groß-skaligen Wasserhaushalts- und Stoffbilanzmodellen (z. B. Kattwinkel et al., 2012) zu verkleinern. Gerade während persistenter sommerlicher Niedrigwasserphasen, in denen die verzögerten Einzugsgebietsspeicher („base flow“) das Gewässer nachhaltig prägen, kann dieses Zusammenspiel ver-

schiedener Steuerungsgrößen eine besondere Bedeutung für die beobachtbaren Ausprägungen der verschiedenen Wasserqualitätsparameter und damit auch für die Einhaltung der Wasserqualitätsstandards erlangen.

2. Untersuchungsgebiet

Dieser Prozess wurde im Gewässernetz eines landwirtschaftlichen Kleineinzugsgebietes während zweier Sommer-Niedrigwasserphasen (2012 & 2013) untersucht. Der Löchernbach liegt im östlichen Kaiserstuhl bei Eichstetten und ist über Dreisam und Elz an den Oberrhein angeschlossen. Das Einzugsgebiet erstreckt sich über eine Fläche von 1,7 km^2. Die Landnutzung im Löss-dominierten Einzugsgebiet wird weitestgehend von Weinbau (63 %) und Feldbau (18 %) geprägt. Während die Geologie des Gebietes weitestgehend von carbonat- und schluffhaltigen Groß- und Abschwemmterrassen auf Löss geprägt ist, bestehen die Böden in den höheren Lagen aus Braunerde-Pelosolen, die Großterrassen dagegen werden durch tiefe Pararendzinen und die ufernahen Tieflagen durch Kolluvien (quellnah) und Gleye (pegelnah) charakterisiert. Anhand des weitverzweigten Drainagenetzes konnten insgesamt 18 eindeutige Teilspeicher (siehe Abbildung 1) identifiziert werden, die zum Sommer-Niedrigwasser-Abfluss beitrugen.

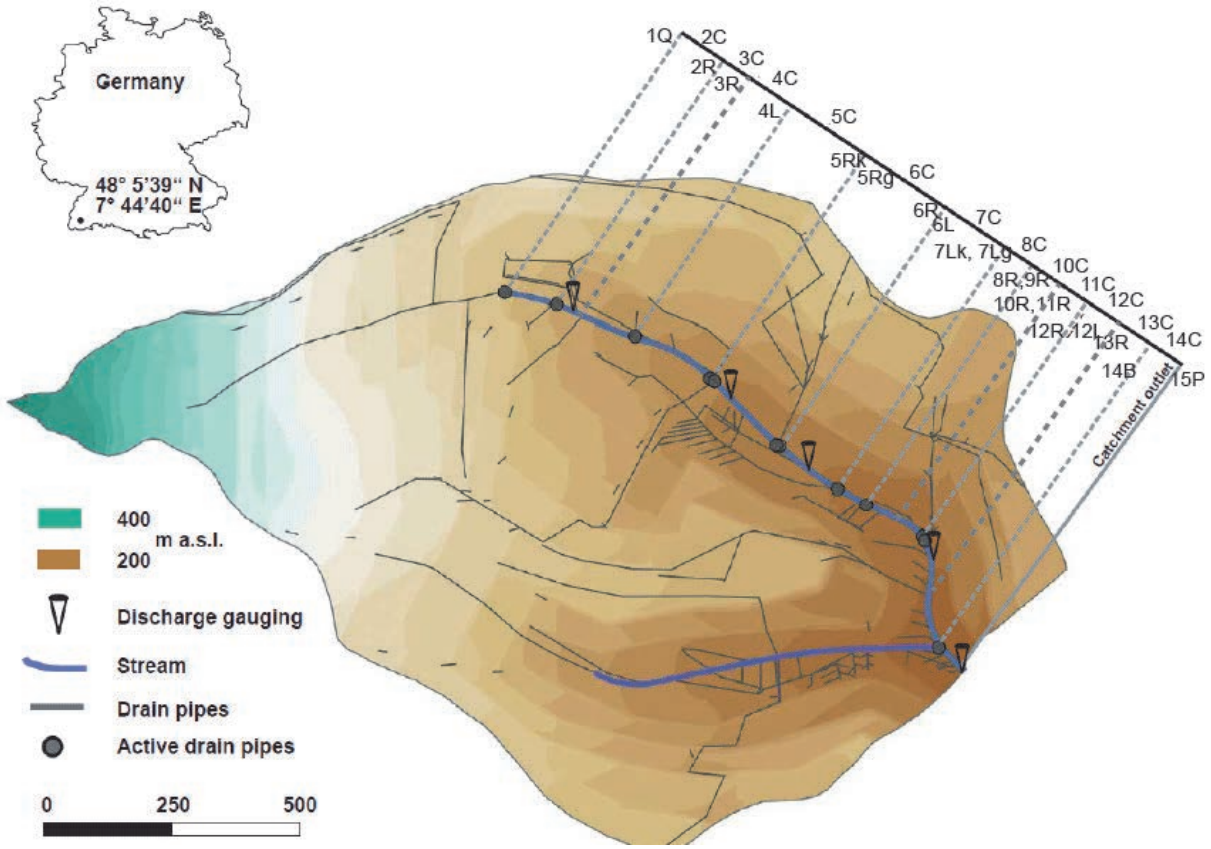


Abb. 1: Überblick über das Löchernbacheinzugsgebiet, das Gewässernetz, die Mess- und Beprobungsstandorte und die angeschlossene Teilgebietsspeicher/Drainagen (verändert nach Schuetz et al., 2016).

3. Methoden

Während insgesamt 19 Snapshot-Beprobungen (Tabelle 1) wurde das Gewässernetz sowohl in den Drainagen, als auch oberhalb und unterhalb der Drainagen im Vorfluter auf Wassertemperatur (T), elektrische Leitfähigkeit (EC), Haupt-Ionen, gelösten Sauerstoff (DO) und pH beprobt. Mittels Salzverdünnungsmethode wurden während allen Kampagnen mehrere Abflussmessungen entlang des Gewässernetzes durchgeführt. Zusätzlich wurde der Abfluss aus den Drainagen mehrheitlich mittels Eimermessung bestimmt. Für die Drainagen an denen aufgrund ihrer Lage am bzw. im Gewässerbett keine Eimermessungen möglich waren, wurden die relativen Abflussanteile anhand der Chlorid- und Sulfatkonzentrationen mittels Mischungsrechnungen nach Genereux (1998) bestimmt und in Beziehung zur nächstgelegenen Abflussmessung im Vorfluter gesetzt.

Tab. 1: Zusammenfassung der durchgeführten Snapshot-Kampagnen.

	"Snapshot"-Beprobungen Gewässernetz	
Variable	**2012**	**2013**
Abfluss	10	9
T, EC, DO, pH*	10	9
Nitrat, Sulfat, Chlorid*	2	9

*Alle Wasserqualitätsparameter wurden sowohl in, als auch Bachaufwärts und –abwärts der Drainagen erhoben.

Neben der räumlich gegliederten Analyse der erhobenen Stoffkonzentrationen und -frachten soll der Einfluss der Einzelnen Gebietsspeicher auf den räumlichen Verlauf der Wasserqualität im Gewässernetz, sowie der Einfluss der einzelnen Gebietsspeicher auf die Ausprägung der Wasserqualität am Einzugsgebietsauslass betrachtet werden. Nach Singh et al. (2004) sind besonders multivariate Verfahren zur Untersuchung von zeitlichen und räumlichen Variationen der Wasserqualität von Oberflächengewässern geeignet. Im Rahmen der vorliegenden Studie wurde dazu das Verfahren der Hauptkomponentenanalyse eingesetzt. Um diese Methode anwenden zu können, wurde der zu Grunde liegende Datensatz wie folgt aufbereitet: Nullwerte auf Grund von Trockenlage einzelner Drainagen wurden nach Sauer (2010) durch den Mittelwert der entsprechenden Messstation und Variable ersetzt. Zur Standardisierung des Datensatzes wurden für alle Variablen die z-Scores für die einzelnen Teilspeicher berechnet und zusätzlich auf die am Gebietsauslass (Pegel) beobachtete Variation der erhobenen Messwerte normiert ($z\text{-}Score_P$).

Um den räumlichen Einfluss der dominanten Hauptkomponenten zu charakterisieren, wurden sowohl die Mittelwerte der Drainagen-Messstationen als auch der Messergebnisse der jeweils bachabwärts gelegenen Stationen im Löchernbach im Biplot dargestellt. Dabei wurde nach Fischer et al. (2015) der durch die Drainagen-Scores aufgespannte Raum durch Linien markiert und auf den freien Achsen des Biplotes der dominanten Hauptkomponenten dargestellt.

4. Ergebnisse & Diskussion

Die mittlere Verteilung der direkt im Löchernbach durchgeführten Messungen und Beprobungen weist im Vergleich zu den Drainagen deutliche Unterschiede auf (siehe Abbildung 2). Während die verschiedenen Variablen in den Drainagen breit streuen, lässt sich für den Löchernbach eine geringere Variabilität feststellen, die meist zentral im breiten Streubereich der Drainagen liegt. Dies unterstreicht, dass das Wasser im Löchernbach ein Mischwasser aus den Drainagen darstellt und die meisten Variablen nur durch die Einleitung des Grundwassers aus den Teilgebietsspeichern beeinflusst werden. Die Häufigkeitsverteilungen der Haupt-Ionen und des pH im Gewässernetz (blaue Linien) weisen zwei Maxima der Dichtekurven auf. Ausnahmen bilden hier die Dichtekurve der Wassertemperatur und der Sauerstoff-Konzentration im Löchernbach. Während die Wassertemperatur im Löchernbach ein starkes Haupt- und ein schwaches Nebenmaximum zeigt, tritt bei der Dichtekurve der Sauerstoff-Konzentration nur ein Maximum auf. Beide Dichtekurven deuten auf erhöhte Werte im Bach im Vergleich zu den Mittelwerten in den Drainagen hin.

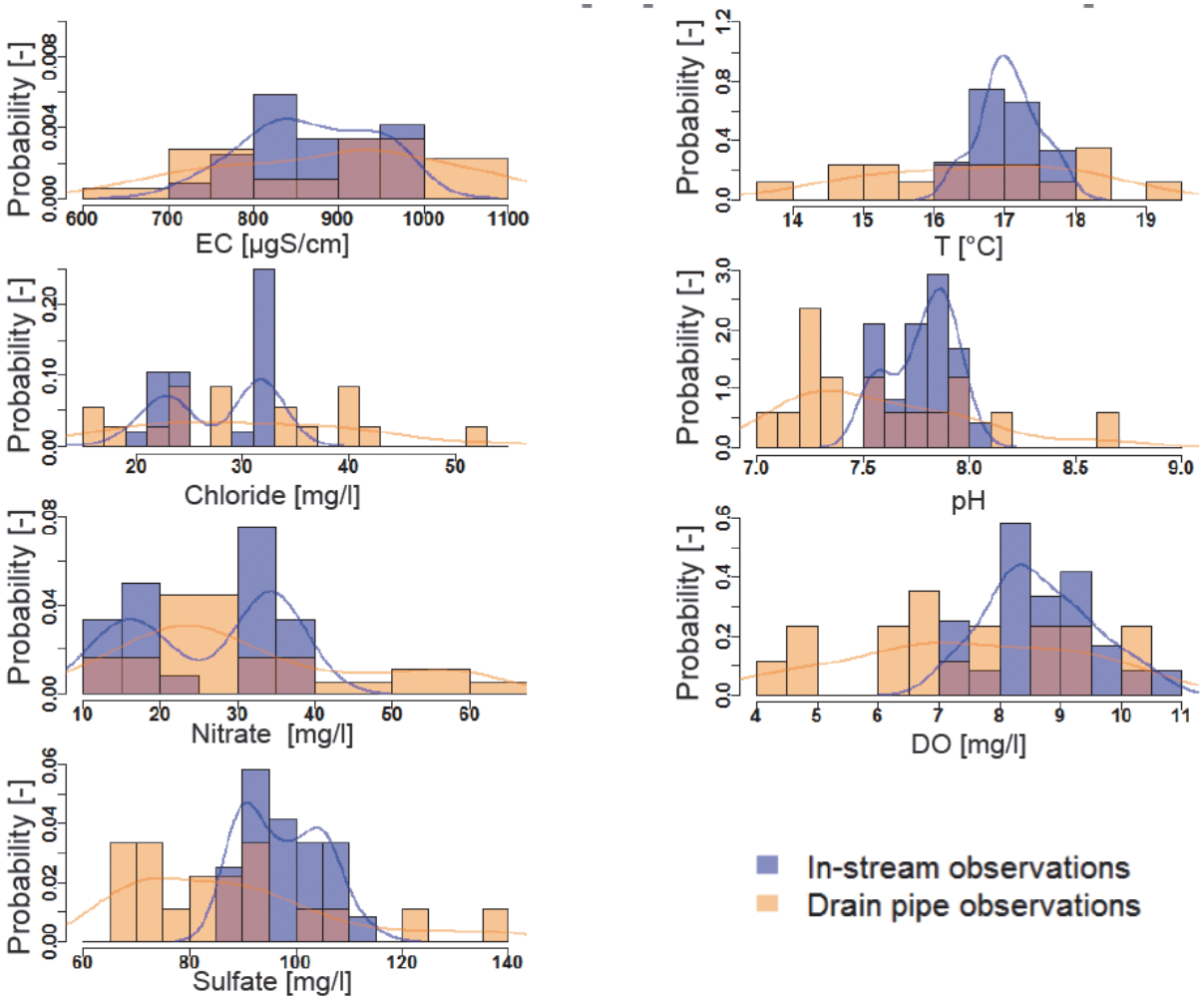


Abb. 2: Empirische Häufigkeitsverteilungen der Beprobungsergebnisse aller Teilgebietsspeicher/Drainagen und der Gewässernetzbeprobungen, sowie die Dichtekurve aller Mittelwerte für alle Messstationen. Blau steht für Messungen im Gewässer und orange für die Teilgebietsspeicher/Drainagen.

Vergleicht man die zeitliche Variabilität der exportierten Ionen-Frachten der verschiedene Teilgebietsspeicher mit der Variabilität der gemessenen Konzentrationen (Abbildung 3) werden große Unterschiede zwischen den verschiedenen Teilgebietsspeichern deutlich: So gibt es Speicher, die bei stabilen Konzentrationen große Schwankungen in den Frachten aufweisen und Speicher die bei großen Konzentrationsschwankungen relative konstante Frachten ins Gewässer emittieren während für alle betrachteten Ionen relative konstante Frachten und Konzentrationen am Pegel beobachtet werden konnten.
Die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse aller Messergebnisse (Abbildung 4) lassen erkennen, dass die EC, die Nitrat-, Sulfat- und Chlorid-Konzentrationen deutlich auf eine gemeinsame Hauptkomponente laden, die 36,25 % der Gesamtvariation erklärt. Die zweite Hauptkomponente (21,37 %) wird durch die gelöste Sauerstoffkonzentration und den pH sowie die Wassertemperatur belegt. Der pH-Wert scheint laut Biplot mit der Temperatur eher negativ und mit dem Sauerstoffgehalt positiv korreliert zu sein. Allgemein betrachtet lässt sich zusammenfassen, dass die die beiden dominanten Hauptkomponenten sowohl Gebiets- als auch Gewässereigenschaften beschreiben: Hauptkomponente 1 erklärt in erster Linie die Variabilität der Haupt-Ionen (PC1) und lässt sich damit eher den physio-geographischen Gebietseigenschaften zuordnen und Hauptkomponente 2 (PC2) erklärt in erster Line Variablen, die durch die Aufenthaltszeit im Gewässer beeinflusst werden.
Was die Verteilung der Mittelwerte der einzelnen Drainagen über die Messstage im Biplot betrifft, so fällt auf, dass die Drainagen im oberen Bachlauf in der linken Hälfte des Biplots zu finden sind, während die Drainagen, die im weiteren Gewässerverlauf in den Löchernbach münden, großteils in der rechten Hälfte des Biplots zu finden sind.
Im Vergleich der Scores der Messwerte im Löchernbach nach Einmündung der Drainagen, werden die genannten zwei Bereiche des Biplot ähnlich abgebildet wie die der Drainagen. Dabei fällt jedoch auf, dass einige der Werte außerhalb des von den Drainagen-Scores umspannten Raumes liegen und dementsprechend durch Prozesse, die im Gewässer ablaufen, beeinflusst sind.
Für die Bewertung der dargestellten Ergebnisse wird an dieser Stelle noch einmal darauf hingewiesen, dass die Drainagen während Niedrigwasserabfluss die einzigen Wasserzuflüsse ins Gewässer darstellen. Die in den Dichtekurven (Abbildung 2) angedeutete Unterteilung des Einzugsgebietes in zwei Bereiche wird bei Hinzunahme der Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse deutlicher und kann direkt mit Gebietseigenschaften (GIS-Informationen) in Zusammenhang gesetzt werden: die linke Gruppe aus Abbildung 4, die vor allem von Drainagen des ersten Teils des Gewässerverlaufes dominiert wird, weist einen erhöhten Anteil der Drainagelängen in den Bodentypen Kolluvium und Gley-Kolluvium auf. Die rechte Gruppe der Drainagen, die im flussabwärtsgelegenen Teil des Löchernbachs liegen, zeigt erhöhte Streckenanteile der Drainagen auf Gley-Böden.

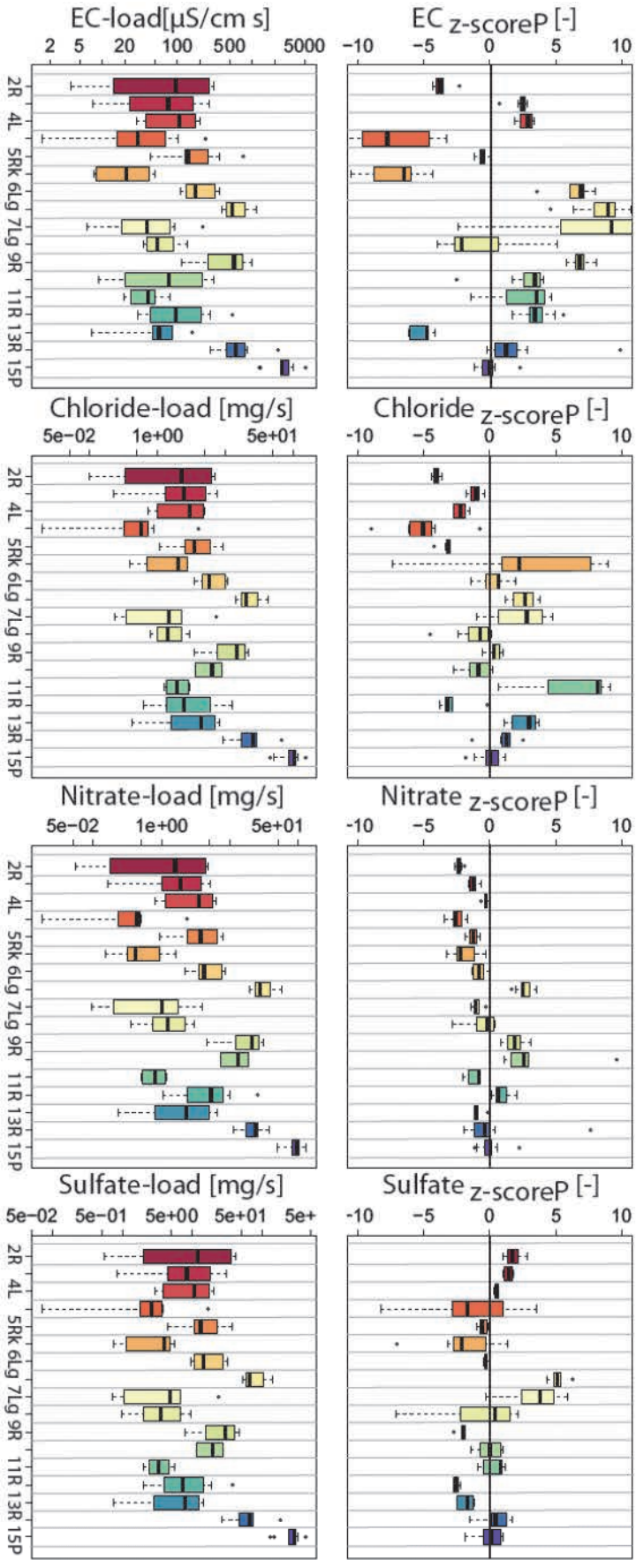


Abb. 3: Darstellung der beobachteten Variabilität der Ionen-Frachten und -Konzentrationen aller Teilgebietsspeicher/Drainagen. Die dargestellten Konzentrationen sind zur besseren Vergleichbarkeit der verschiedenen Ionen auf die Variabilität und den Mittelwert der am Pegel beobachteten Werte normiert (z-Score$_P$). Die Farbkodierung dient ausschließlich der besseren Unterscheidbarkeit.

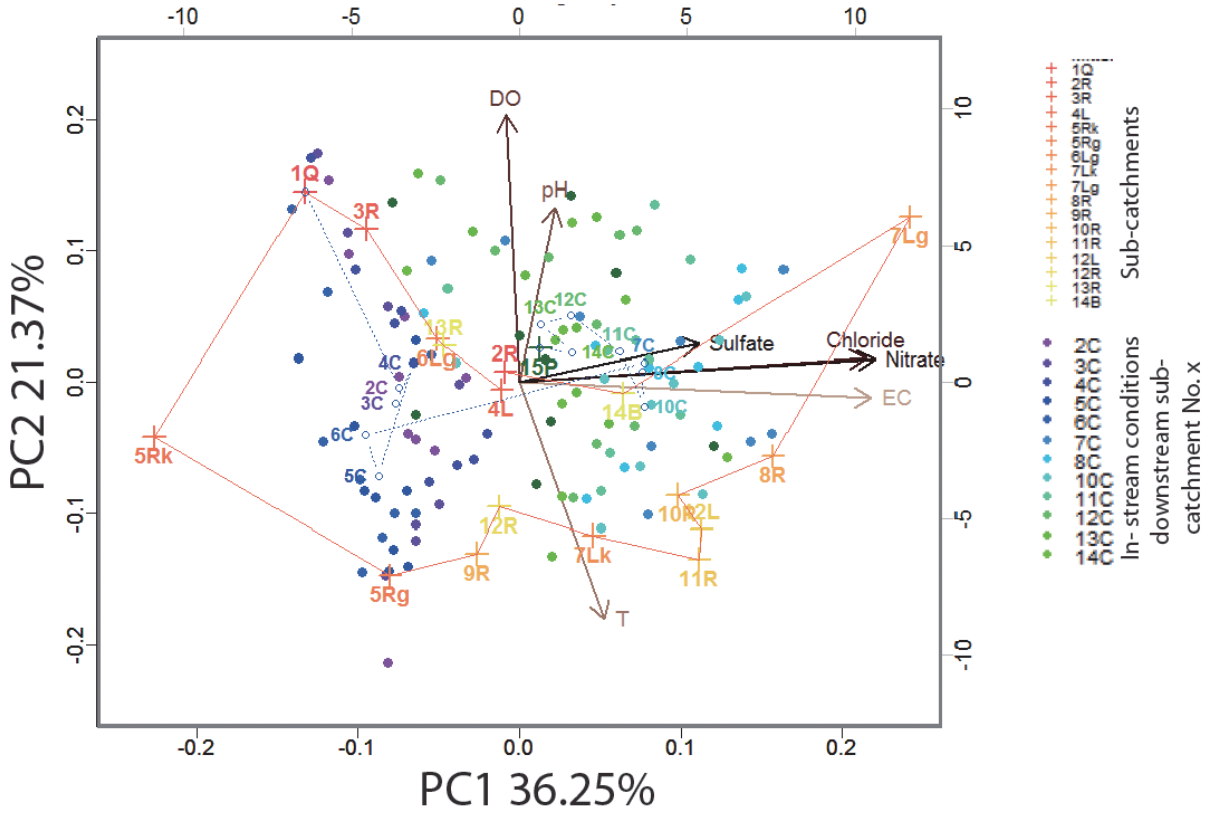


Abb. 4: Ergebnis der Hauptkomponentenanalyse aller Messergebnisse. Die Primär-Achsen bilden die beiden dominanten Hauptkomponenten ab (PC 1 + 2). Die Sekundär-Achsen spannen die z-Scores$_P$ der Mittelwerte aller Messstationen und Messwerte im Biplot auf.

Weiter lässt sich feststellen, dass lange Drainagen, die einen großen Anteil im Gebiet der Landnutzung durch Weinanbau besitzen bzw. einen damit einhergehend hohen Streckenanteil auf den Löss-Großterrassen aufweisen, eine abweichende Wasserchemie in der Hauptkomponentenanalyse zeigen. Diese Drainagen sind durch extreme Positionen im Biplot erkenntlich (siehe 1Q, 7Lg, 5Rk). Die Drainagen dagegen, die mit einem hohen Streckenanteil den ackerbaulich genutzten Flächen bzw. den Flächen mit Abschwemmterrassen als geologischem Ausgangsmaterial zugeordnet werden können, befinden sich näher des Biplot-Zentrums.

5. Fazit

Die dargestellten Ergebnisse zur raum- zeitlichen Variabilität der Wasserqualität im Gewässernetz zeigen, dass die Interpretation der Wasserqualitätsparameter die am Gebietsauslass beobachtbar sind, nicht statisch erfolgen kann, sondern in Bezug auf den aktuellen Zustand der dominierenden Teileinzugsgebiete erfolgen sollte. Dabei spielen sowohl physio-geographische Gebietseigenschaften als auch gewässerbezogene Prozesse, und damit die Aufenthaltszeit innerhalb des Gewässernetzes, eine maßgebliche Rolle. Vor dem Hintergrund zukünftiger Landnutzungs- und Klimaveränderungen erlangen die dynamischen Eigenschaften komplexer (Teil-)Einzugsgebiete eine zunehmende Bedeutung für die Bewertung des ökologischen Zustands von Fließgewässern.

Literatur

Covino, T., B. McGlynn, and R. McNamara, 2012. Land use/land cover and scale influences on in-stream nitrogen uptake kinetics, J. Geophys. Res., 117(G2), G02006.

Edwards, A. C., Watson, H. A., & Cook, Y. E., 2012. Source strengths, transport pathways and delivery mechanisms of nutrients, suspended solids and coliforms within a small agricultural headwater catchment. Science of the Total Environment, 434, 123-129.

Fischer, B., Rinderer, M., Schneider, P., Ewen, T., & Seibert, J., 2015. Contributing sources to baseflow in pre‐alpine headwaters using spatial snapshot sampling. Hydrological Processes, 29(26), 5321-5336.

Frey, M. P., M. K. Schneider, A. Dietzel, P. Reichert, and C. Stamm, 2009. Predicting critical source areas for diffuse herbicide losses to surface waters: Role of connectivity and boundary conditions, Journal of Hydrology, 365(1-2), 23-36.

Genereux, D., 1998. Quantifying uncertainty in tracer‐based hydrograph separations. Water Resources Research 34 (4), 915-919.

Jackson, F. L., Fryer, R. J., Hannah, D. M., and Malcolm, I. A., 2017. Can river temperature models be transferred between catchments? Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., doi:10.5194/hess-2017-43, in review.

Kattwinkel, M., J.-V. Kähne, K. Foit, and M. Liess, 2012. Climate change, agricultural insecticide exposure, and risk for freshwater communities, Ecological Applications, 21(6), 2068-2081.

Klaus, J., and E. Zehe, 2011. A novel explicit approach to model bromide and pesticide transport in soils containing macropores, Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 8, 991-1029.

Payn, R. A., M. N. Gooseff, B. L. McGlynn, K. E. Bencala, and S. M. Wondzell, 2012. Exploring changes in the spatial distribution of stream baseflow generation during a seasonal recession, Water Resour. Res., 48(4), W04519.

Sauer, S., 2010. Behandlung fehlender Daten in der Faktorenanalyse. Doctoral dissertation, Institut für Statistik, Universität München.

Schuetz, T., Gascuel-Odoux, C., Durand, P., and Weiler, M., 2016. Nitrate sinks and sources as controls of spatio-temporal water quality dynamics in an agricultural headwater catchment, Hydrol. Earth Syst. Sci., 20, 843-857, doi:10.5194/hess-20-843-2016.

Singh, K. P., Malik, A., Mohan, D., & Sinha, S., 2004. Multivariate statistical techniques for the evaluation of spatial and temporal variations in water quality of Gomti River (India)-a case study. Water research, 38(18), 3980-3992.

Hydrologische Prozesse im Wandel – Lokale Relevanz mit einem Messdatenmanagementsystem ergründen (und verfolgen)

Gerhard Langstädtler

Zusammenfassung

Grundvoraussetzung für die Ergründung, ob sich hydrologische Prozesse in einem konkreten Bewirtschaftungs- bzw. Planungsraum ändern, ist die Existenz und digitale Verfügbarkeit von Messreihen über viele Jahrzehnte. Entscheidend für ihre Nutzung ist aber, dass sie mit einem leistungsstarken Werkzeug selektiert und verarbeitet werden können.
Der Deutsche Wetterdienst (DWD) besitzt derartig lange Beobachtungsreihen und veröffentlicht auf Basis des DWD-Gesetzes und § 3 der GeoNutzV seit dem Sommer 2014 einen Großteil seines Datenbestandes an Stations- und Radarniederschlagsmessungen zur freien Benutzung auf seinem Portal ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC. Teilweise liegen die Stationsreihen für über 100 Beobachtungsjahre vor.
Die Nutzung dieser Daten stellt den Planer und Betreiber allerdings zunächst vor ein Problem: „Wie ziehe ich die relevanten Messdaten für mein individuelles Untersuchungsgebiet aus dem gesamtdeutschen DWD-Datenpool heraus?“
Für die praktische Anwendung stelle ich Ihnen in diesem Beitrag ein leistungsstarkes Messdatenmanagementsystem (MDMS) vor, mit dem Sie sehr einfach und gezielt auf die historischen und aktuellen Messdaten aus dem DWD-Datenpool zugreifen können. Zusammen mit den Überwachungsdaten aus Ihrem Bewirtschaftungssystem gibt Ihnen das System sowohl die Möglichkeit, langfristige Veränderungen in der klimatologischen Belastung, als auch die aktuellen Auswirkungen auf Ihr Entwässerungssystem zu ergründen.

1. Messdatenmanagementsystem (MDMS)

Unter einem Messdatenmanagementsystem versteht man ein *System zur kontinuierlichen und dauerhaften Speicherung, Aufbereitung, Auswertung sowie Austausch von Mess- und Metadaten.*

Neben dem reinen Verwalten zeitbezogener Mess- und Metadaten, stehen Werkzeuge zur Strukturierung und Verwaltung des Messnetzes, Fachverfahren zur Datenprüfung, -korrektur und Auswertung sowie zur Erzeugung benötigter Produkte, wie Grafiken und Berichte, zur Verfügung. Zudem sollen Schnittstellen zum Datenimport und -export und offene Datenschnittstellen zur bedarfsgerechten Erweiterung und Einbindung in die Systemumgebung des Anwenders vorhanden sein (DWA-M 151).

Als spezifisches Leistungsmerkmal kennt das MDMS auch den geografischen Bezug Ihres Bewirtschaftungsgebietes bzw. Planungsraumes und macht es Ihnen damit sehr einfach, alle relevanten Messdaten aus dem DWD-Portal herauszufiltern. Hierauf aufsetzend können automatisch alle Messdaten übernommen und dauerhaft aktualisiert werden. Um ein konkretes Anwendungsbeispiel darstellen zu können, sei hier der Name des eingesetzten Produktes genannt. Dieser Beitrag bezieht sich auf die Leistungsmerkmale von AquaZIS, der Vollversion des MDMS. In der Lightversion wird AquaZIS unter dem Namen „MDMS-Expert mit Radarmodul“ von der DWA angeboten.

1.1 MDMS für konkreten Planungsraum bzw. Bewirtschaftungsgebiet einrichten

Im Auslieferungszustand startet das System mit der physischen Ansicht von ganz Deutschland (Abbildung 1). Durch die Eingabe des gewünschten Ortes, z.B. “Trier*” in das Suchfeld für die Karte (Abbildung 2), erhalten Sie die Möglichkeit, Ihr konkret interessierendes Gebiet auswählen zu können (Abbildung 3).

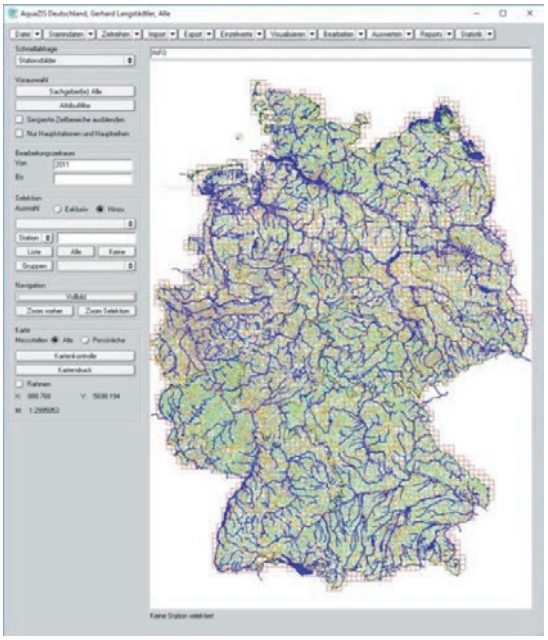


Abb. 1: MDMS startet mit der Ansicht von Deutschland.



Abb. 2: Ort suchen.

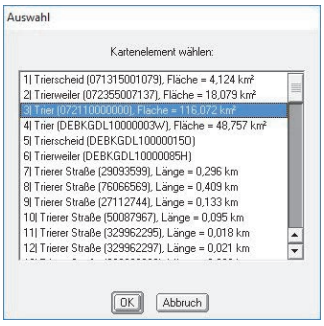


Abb. 3: Ort auswählen.

Die Karte fokussiert sich auf das gewählte Objekt (Abbildung 4). Nun zoomen Sie die Karte auf den Bereich, für den Sie DWD-Radardaten beziehen möchten (Abbildung 5).



Abb. 4: MDMS fokussiert auf gewähltes Objekt.

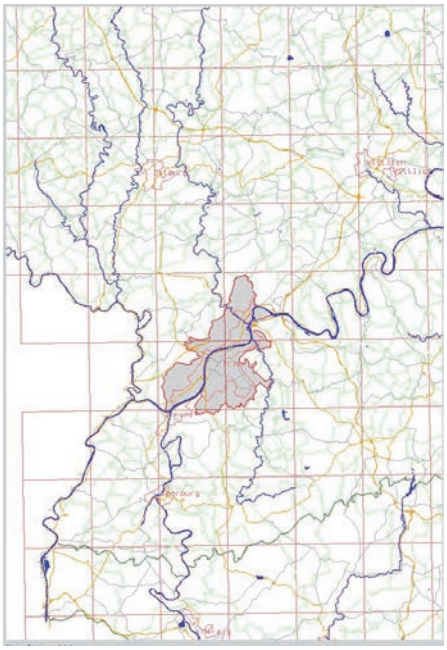


Abb. 5: Relevanter Bereich für Radardaten.

Für den gewählten Bereich können nun einfach DWD-Daten angefordert werden. Sie wählen aus, ob Stations- und/oder Radardaten für Sie relevant sind und um welchen Suchradius Sie den Kartenausschnitt für die Suche nach Stationen erweitern wollen (Abbildung 6). Wenn die Auswahl getroffen ist, fordern Sie die DWD-Daten an und richten diese ein.

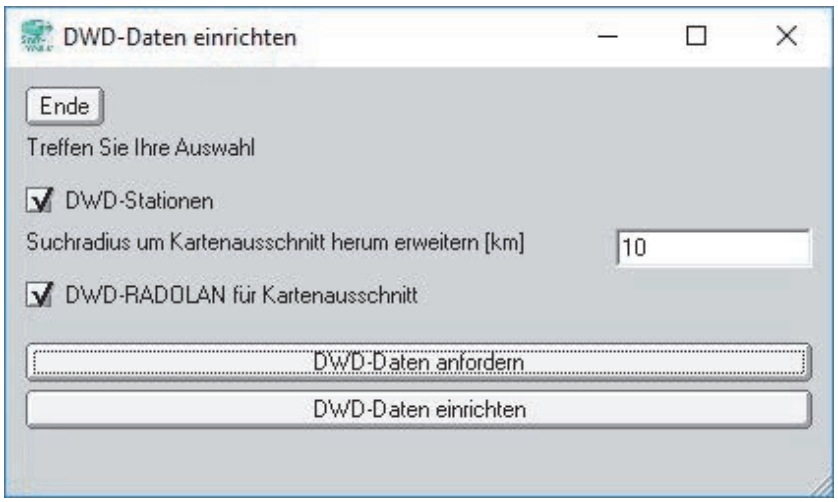


Abb. 6: DWD-Daten einrichten.

Für das Beispielgebiet Trier stellt der DWD die im nächsten Bild (Abbildung 7) dargestellten Informationen für Stationen und Radardaten aus dem RADOLAN-Produkt zur Verfügung.

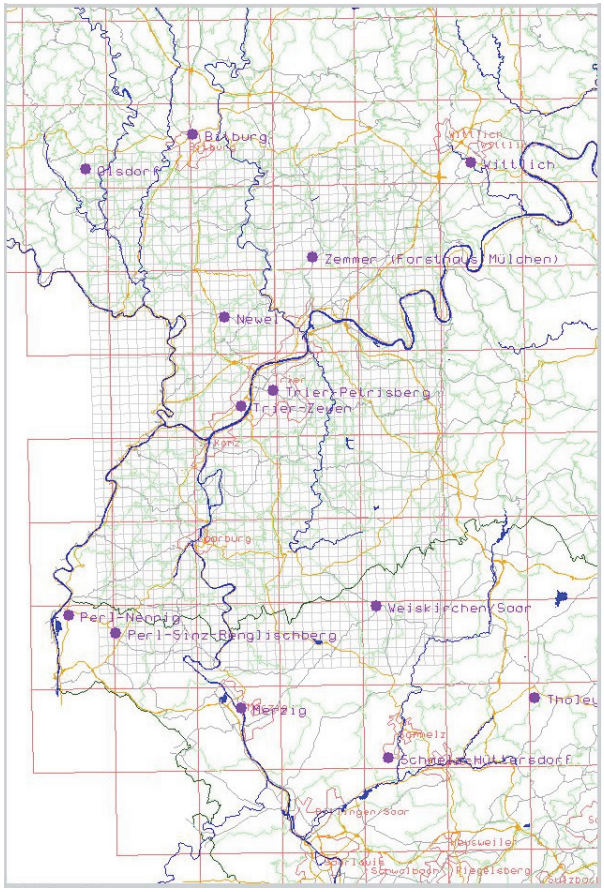


Abb. 7: DWD-Daten im Raum Trier.

Ist man mit der Auswahl der DWD-Stationen und den RADOLAN-Rasterpixeln zufrieden, lassen sich mit dem MDMS im nächsten Dialog (Abbildung 8) die DWD-Messdaten aktualisieren. In diesem Dialog können Sie für die Stationsdaten sowohl die historischen Daten, als auch die Daten für das aktuelle Jahr anfordern. Bei den RADOLAN-Daten beschränkt sich das System auf die letzten 30 Tage. Sie können später jederzeit beliebige Daten nachfordern.

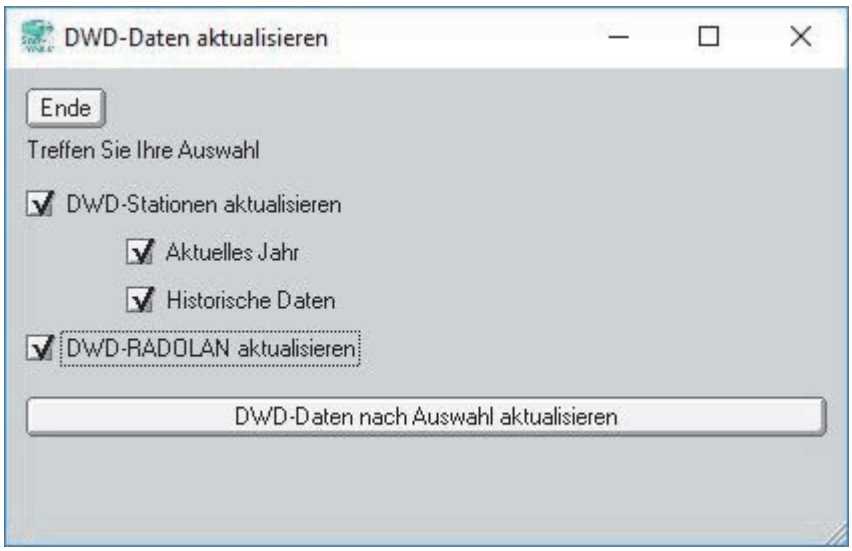


Abb. 8: DWD-Messdaten aktualisieren.

2. Langjährige DWD-Stationsdaten auswerten

An den Stationen stehen u.a. Messreihen für die folgenden Parameter zur Verfügung:

- Niederschlag (Tages- und Stundensummen)
- Lufttemperatur
- Luftfeuchte
- Luftdruck
- Dampfdruck
- Globalstrahlung
- Himmelsstrahlung
- Atmosphärenstrahlung
- Schneehöhe
- Erdbodentemperatur (in: 0; 0,05; 0,1; 0,2; 0,5 m Tiefe)
- Windgeschwindigkeit
- Windrichtung
- Bedeckungsgrad
- Sonnenscheindauer

Mit den langen Messreihen lassen sich in MDMS für einzelne Stationen und Untersuchungsgebiete sehr viele Fragestellungen untersuchen, wie z.B:

- Visualisierung beliebig langer Zeitreihen
- Abhängigkeiten zwischen unterschiedlichen Messreihen
- Trenduntersuchung beliebiger Auswertung, wie u.a.
    - Mittelwerte, Minima, Maxima wählbarer Perioden
    - Anzahl von Starkregenereignissen
    - Trockenzeiten
- Wahrscheinlichkeitsanalysen, wie u.a.:
    - Starkregenanalysen
    - Überschreitungsjährlichkeiten
    - Niedrigwert-Dauer-Häufigkeitsbeziehungen
    - Füllenstatistiken

Deutlich zeigt sich im folgenden Beispiel (Abbildung 9) eine mittlere Zunahme der Lufttemperatur von 0,026 °C/Jahr, was in den letzten 80 Jahren einen Anstieg von 2 °C ausmacht. Dieser Trend ist statistisch signifikant.

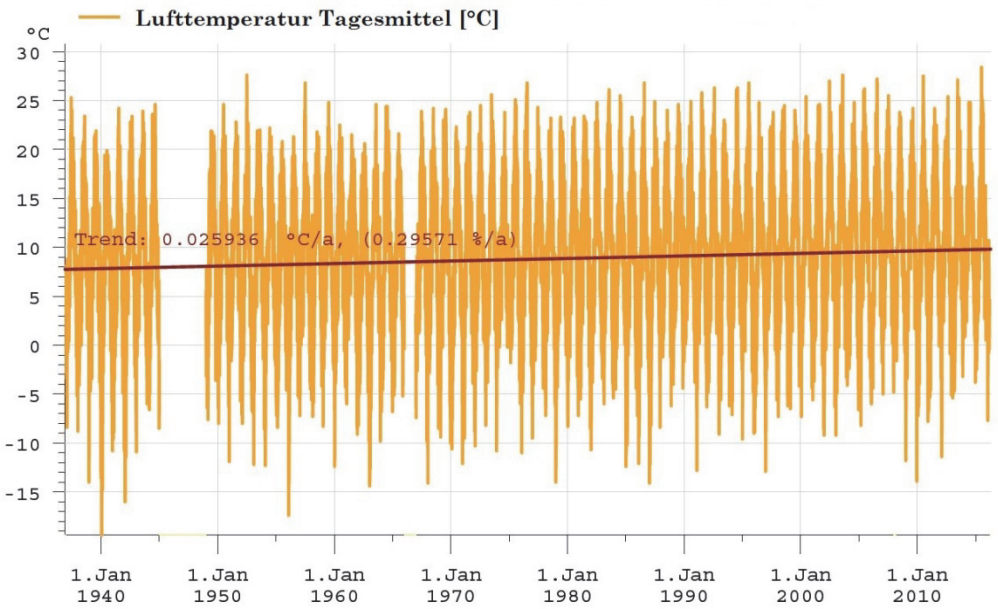


Abb. 9: Entwicklung der Lufttemperatur.

Für das Entlastungsverhalten von Regenbecken sind z.B. sowohl die Auswertung der Anzahl von Trockenwettertagen/Jahr relevant als auch die Entwicklung der Niederschlagjahres-summen. In der folgenden Abbildung 10 ist der signifikante Trend für beide Parameter deutlich zu erkennen und statistisch nachgewiesen.

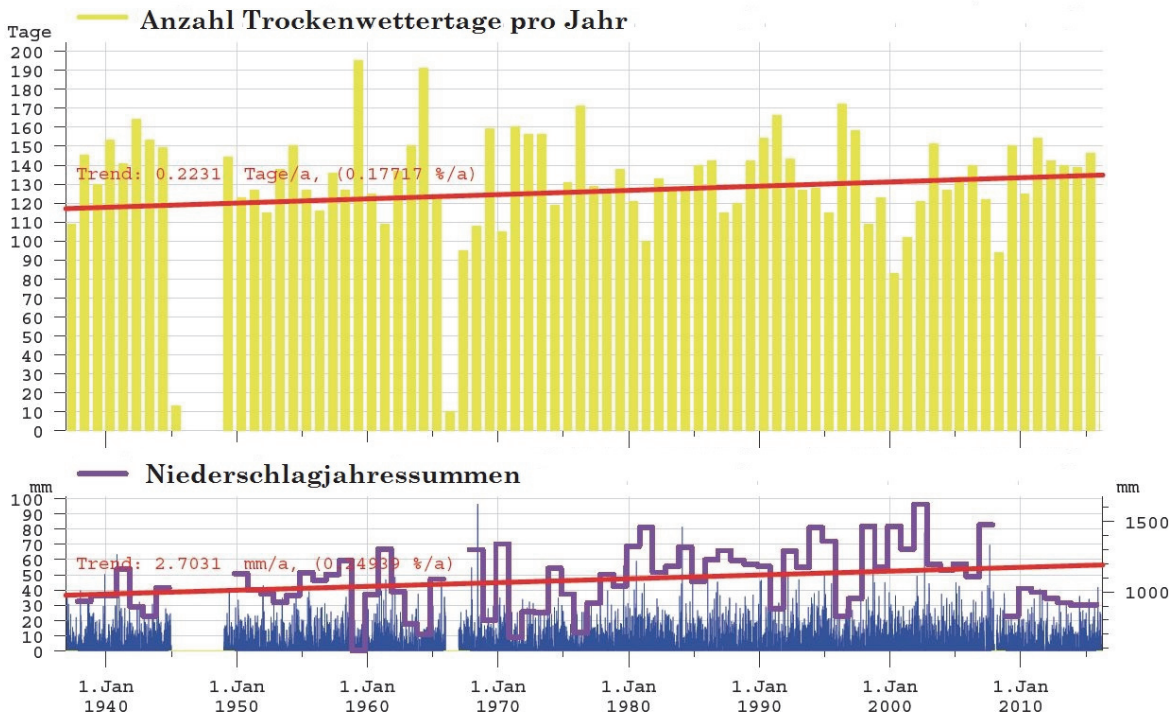


Abb. 10: Anzahl Trockenwettertage pro Jahr und Niederschlagjahressummen.

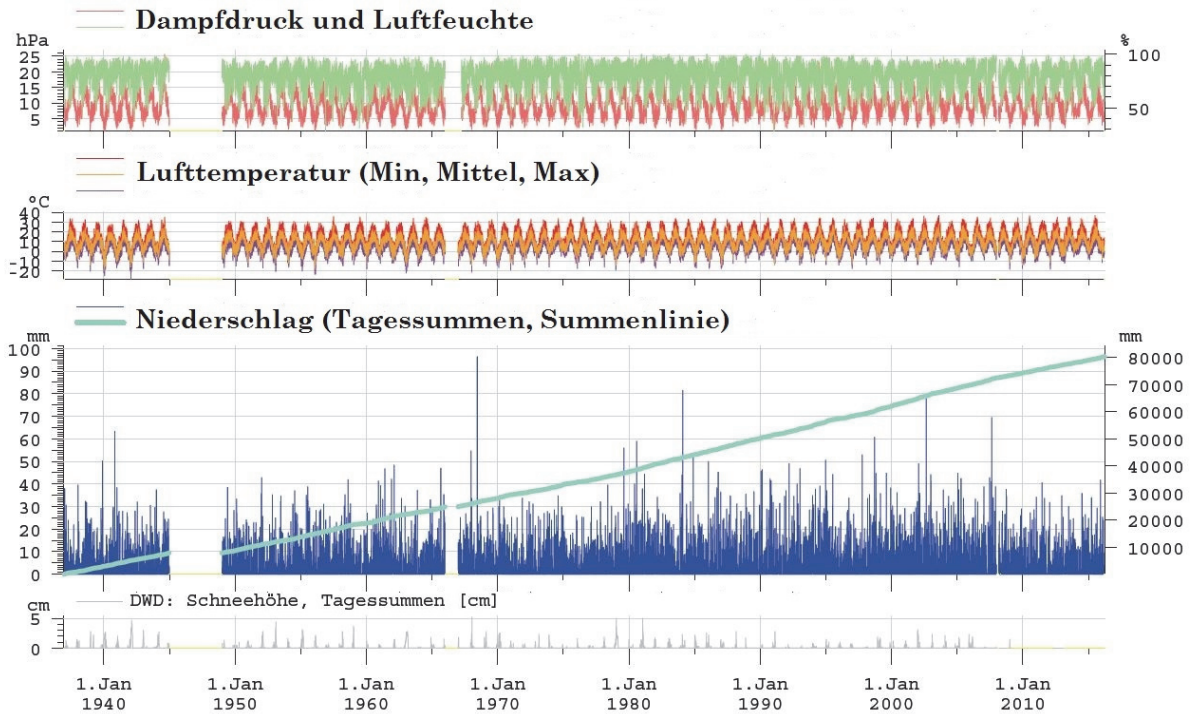


Abb. 11: Dampfdruck, Luftfeuchte und Lufttemperatur.

3. Räumlich differenziertes Wettergeschehen mit Radardaten bewerten

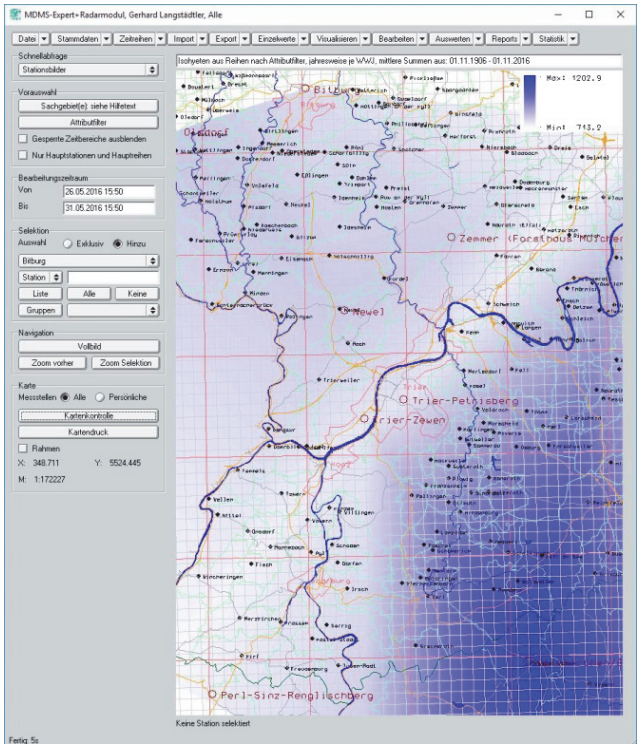


Abb. 12: Mittlere Jahresniederschlagshöhen aus Stationen.

Stationsmessungen können natürlich auch in der Fläche interpoliert werden, wie das Beispiel der mittleren Jahresniederschlagshöhen in Abbildung 12 zeigt.

Radarniederschlagsmessungen gewähren dagegen einen räumlich differenzierteren Einblick.

In Abbildung 13 ist die Verteilung der Niederschlagshöhen für das Starkregenereignis vom 26.-31.05.2016 zu sehen, welches in Abbildung 14 nach Jährlichkeiten und darauf aufsetzend nach Starkregenindex ausgewertet wurde.

Der Starkregenindex ist in Abbildung 15 detailiert für die Radarpixel tabellarisch wiedergegeben.

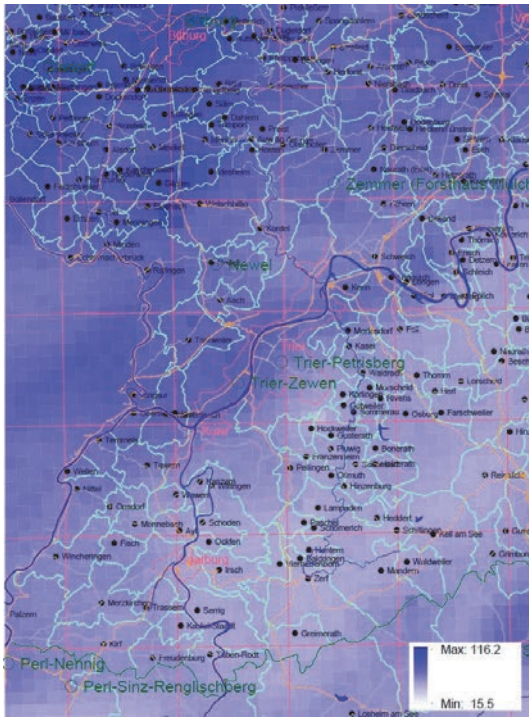


Abb. 13: Niederschlagshöhen nach Radar.

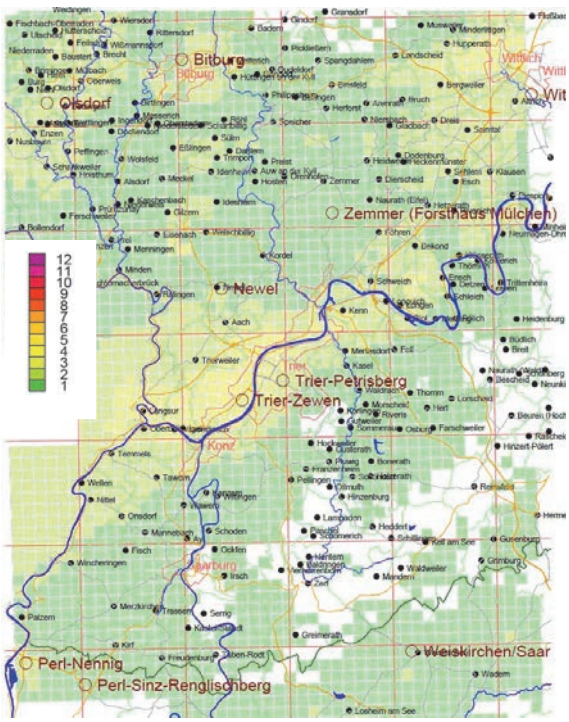


Abb. 14: Starkregenindex für 26.-31.05.2016.

TrierSRI12Mai2016.csv

	A	B	E	F	H	J
1	Maximale Niederschlagsummen für 60 Minuten, Starkregenindex_SRI12, ortsbezogen maximaler Jährlichkeit					
2	Niederschlagstation	Statistikbasis	Maximale Summe im Zeitintervall	Summe [mm]	Tn [a]	SRI 12, ortsbezogen
3	rad_265_310	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	71	43,7	5
4	rad_287_338	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	63,7	22,3	4
5	rad_281_318	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	64,6	24,3	4
6	rad_269_313	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	63,3	21,4	4
7	rad_268_313	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	62,9	20,8	4
8	rad_268_312	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	63,6	22,1	4
9	rad_267_312	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	66	27,6	4
10	rad_267_311	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	65,1	25,3	4
11	rad_266_311	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	62,8	20,5	4
12	rad_266_310	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	63,6	22,1	4
13	rad_265_311	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	62,7	20,3	4
14	rad_265_309	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	63,7	22,3	4
15	rad_264_310	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	63,7	22,3	4
16	rad_264_309	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	63,4	21,6	4
17	rad_264_308	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	63,2	21,2	4
18	rad_263_310	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	62,7	20,3	4
19	rad_263_309	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	65,2	25,6	4
20	rad_261_308	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	63,2	21,2	4
21	rad_260_322	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 31.05.2016 15:50	89,8	26,4	4
22	rad_260_321	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 31.05.2016 15:50	85,9	20,5	4
23	rad_290_338	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	56,9	11,9	3
24	rad_290_337	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	58,8	14,2	3
25	rad_290_336	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	56,1	11,1	3
26	rad_289_339	KOSTRA-DWD	29.05.2016 15:50 - 30.05.2016 15:50	61,8	18,7	3

Abb. 15: Starkregenindex für Radarpixel, tabellarisch.

4. Nutzung der DWD-Daten in einem Stadtentwässerungsgebiet

Es können mit vergleichsweise geringem Aufwand ebenfalls die Messdaten eines Entwässerungssystems aus einem Prozessleitsystem und aus offline-betriebenen Datensammlern an das MDMS angeschlossen werden. Damit gewinnt man nicht nur ein leistungsstarkes Langzeit-Monitoring-System, sondern kann u.a. auch sehr einfach und exakt, das tatsächliche Entlastungsverhalten von Regenbecken erfassen (Abbildung 16) und das Fremdwasseraufkommen diagnostizieren (Abbildung 17).

Berechnet werden u.a. auf Knopfdruck:

- TW-Tage
- Einstau- und Entlastungsereignisse in Anzahl, Dauer und Volumina
- Weiterleitungsmengen
- Abflussspenden
- Mittlerer Trockenwettertagesgang
- Fremdwasserspenden, Fremdwasseranteil, Fremdwasserzuschlag und Fremdwasserfracht nach unterschiedlichen Berechnungsmethoden
- Gleitendes 21-Tage-Minimum
- Jahresschmutzwassermenge
- Nachtminima

- Niederschlagabflussanteile, -abflussspenden und -abflussbeiwerte nach unterschiedlichen Methoden

Alle Auswertungen und Ergebnisse werden in interaktiven Grafiken präsentiert und in Tabellenform zusammengefasst. Mit den Grafiken können die Plausibilität der Grunddaten und der Auswertungsergebnisse überprüft werden. Ohne Grafiken würden diese Unsicherheiten der tabellarischen Ergebnisse in der Blackbox der Berechnungsmethoden verborgen bleiben.

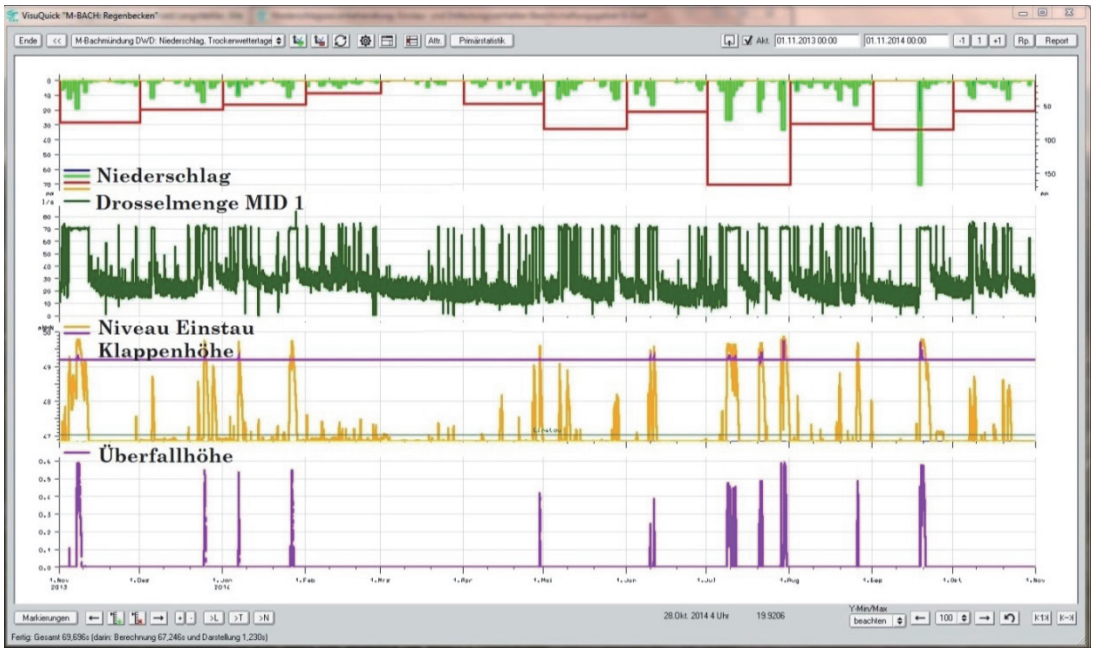


Abb. 16: Entlastungsverhalten

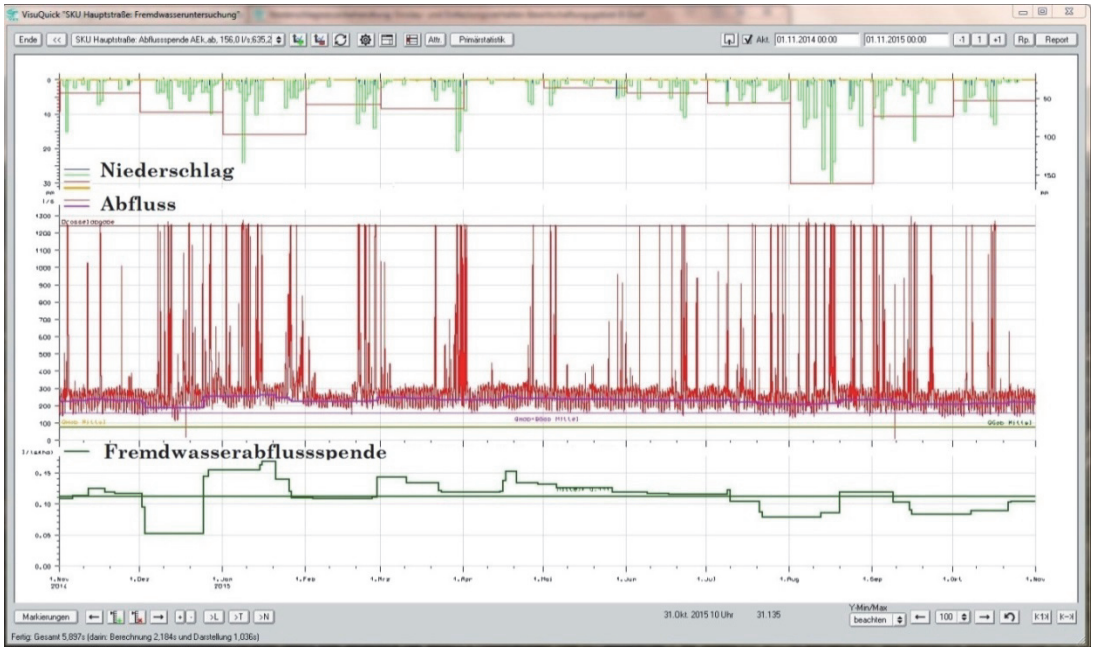


Abb. 17: Fremdwasseranalyse

5. Fazit

Den praxisorientierten Mehrwert generiert das MDMS für die Planung und in der Betriebsbegleitung u.a. durch folgende Leistungsmerkmale:

- Nutzung der kostenfreien DWD-Daten zur Ergründung der lokalen Relevanz eines Wandels hydrologischer Prozesse
- Belastungsermittlungen in Ihrem Bewirtschaftungs- bzw. Planungsraum
- Gewinnung belastbarer Grundlagen für eine bedarfsgerechte Planung und Dimensionierung neuer und ggf. Sanierung bestehender Bauwerke
- regionale Differenzierung durch Auswertung der DWD-Radarniederschlagsdaten nach Ereignissumme, Jährlichkeit und Starkregenindex (SRI)
- Bestimmung der lokalen Trockenwettertage
- Exakte Erstellung von Nachweisen für die Selbstüberwachungsverordnungen
- Optimierung von Verbundsystemen

Literatur

BGBl. I S. 2871, 1998, Gesetz über den Deutschen Wetterdienst (DWD-Gesetz).

BGBl, 2013, Verordnung zur Festlegung der Nutzungsbestimmungen für die Bereitstellung von Geodaten des Bundes (GeoNutzV).

DWA, 2016, Messdatenmanagement-Expert (MDMS) mit Radarmodul.

DWA, 2014, Merkblatt DWA-M 151 Messdatenmanagementsysteme (MDMS) in Entwässerungssystemen.

Spektrale Analyse langer Abflusszeitreihen zur Bestimmung klimabedingter Veränderungen in der Saisonalität

Ulrich Barjenbruch

Zusammenfassung

Durch eine Autokovarianz- und Autotransinformationsanalyse konnte gezeigt werden, dass eine Desaisonalisierung von langen Abflusszeitreihen mit einer Bandsperrenfilterung in ausreichender Präzision möglich ist. Die jährliche Saisonalität ist in ihrer Ausprägung längerfristigen Schwankungen unterworfen (z. B.: 7, 43, 64 Jahren). Durch den Temperaturanstieg in der nördlichen Hemisphäre wurde im Abfluss der Pegel Basel und Maxau ein Abflussregimewechsel vom nivalen zu einem mehr nivo-pluvialen Regime festgestellt. In Basel begann dieser Wechsel in den 70iger Jahren in Maxau in den 60iger Jahren des letzten Jahrhunderts. In Basel und Maxau konnte in den letzten zwei Dekaden wieder eine Entwicklung zurück zu einem mehr nivalen Regime ermittelt werden. In Köln traten in der Mitte der 70/80iger Jahre des letzten Jahrhunderts sehr ausgeprägte Saisonalitäten innerhalb eines pluvio-nivalen Abflussregimes auf.

1. Einleitung

In der klassischen hydrologischen Statistik werden lange Abflusszeitreihen durch unterschiedliche Kenngrößen im Zeitbereich charakterisiert. Es werden beispielsweise Monats-, Jahres- oder Dekadenmittel gebildet. Man setzt geeignete Summenmittel aus Winter- und Sommerhalbjahren an den verschiedenen Messstellen zueinander in Bezug oder man bestimmt die höchsten und niedrigsten Abflusswerte eines Zeitraums einer Zeitreihe. Aus den so gewonnenen Kenngrößen versucht man, wiederum mit statistischen Mitteln eine zeitliche Charakteristik bzw. Veränderung (z. B. lineare, nicht-lineare oder periodische Abhängigkeiten) zu bestimmen (Belz et al., 2007)). Alle diese Mittelwertbildungen setzten aber eine schwache Stationarität der Messdaten über den Mittelungszeitraum voraus, die in den meisten Fällen aufgrund klimatischer Veränderung oder anderweitiger Änderungen im Einzugsgebiet nicht gegeben ist.

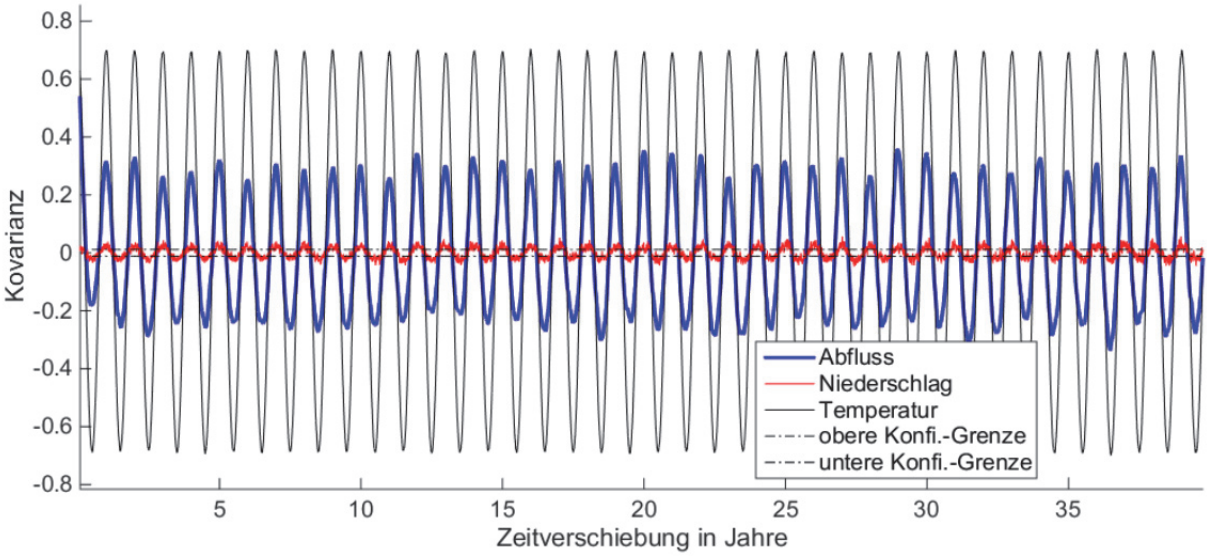


Abb. 1: Autokovarianzfunktion einer 80-jährigen Niederschlags-, Temperatur- und Abflusszeitreihe von Tagesmittelwerten mit den Konfidenzgrenzen (95%) des Verfahrens.

Im Gegensatz zu der Analyse im Zeitbereich ist die Spektralanalyse langer Zeitreihen eine voraussetzungsfreie (model-free) Analyseform (Barjenbruch, 2015) und zeigt gerade, wenn richtig angewendet, bei instationären Prozessen ihre Stärken.
Eine hohe Instationarität in langen Abflussreihen ist der jährliche saisonale Beitrag, hervorgerufen durch den Sommer-Winter Temperaturwechsel und die damit einhergehende Veränderung der Verdunstung, die sich wiederum auf den Abfluss auswirkt. Ein eindeutiges Maß zur Charakterisierung einer Saison ist die Autokovarianzfunktion (Schlittgen & Streitberg, 1999) der entsprechenden Zeitreihe. Deutlich sind in Abbildung 1 die jährlichen Abhängigkeiten in der Autokovarianzfunktion für die Temperatur- und die Abflusszeitreihe zu erkennen. Der Niederschlag hat keine große zeitliche Abhängigkeit, da die entsprechende Autokovarianzfunktion kaum über die Konfidenzgrenzen des Verfahrens herausragt. Während die Temperatur und der Niederschlag anscheinend recht homogene Verläufe in ihren zeitlichen Abhängigkeiten (siehe Abbildung 1) aufweisen, sieht das für den Abfluss wesentlich inhomogener aus.

2. Verfahren zur Desaisonalisierung von Zeitreihen

Nach dem klassischen Komponentenmodell sollten die vier Komponenten, der Trend, die Konjunktur- und Saisonkomponente und die Restkomponente (Barjenbruch, 2015) in einer Zeitreihe isolierbar sein. Zur Bestimmung der Saisonalität werden in der Literatur verschiedene Verfahren aufgezeigt. Aus der Wirtschaft und den staatlichen Statistikämtern sind das Berliner- und die Census-Verfahren bekannt (Stier, 2013), während in der Hydrologie das Phasendurchschnittsverfahren (Moosmüller, 2008) unter dem Begriff Pardè-Koeffizienten (Pardé, 1968) geläufig ist. Weiterhin werden im Küstenbereich harmonische Regressionsverfahren zur Bestimmung der Tide-Parameter genutzt. Hierbei werden aus der Zeitreihe, mittels einer harmonischen Analyse, die Komponenten aller solaren und lunaren Perioden einschließlich ihrer Oberwellen bestimmt (Dietrich, et al., 1957).
Voraussetzung für eine erfolgreiche Desaisonalisierung bzw. für eine Saisonbestimmung ist erst einmal ein empfindlicher Nachweis auf das Vorhandensein einer Regelmäßigkeit (Saison) in der Zeitreihe. Ein Nachweis wurde schon in der Abbildung 1 vorgestellt: die Autokovarianz. Ein weiterer empfindlicher Nachweis ist die Berechnung der Autotransinformation (Weingärtner, 1985). Die Transinformation (mutual information (MI)) oder die normierte Größe hierzu, die normalisierte Transinformation (normalized mutual information (NMI)) ist eine Größe, die die statistischen Zusammenhänge bzw. den gemeinsamen Informationsgehalt zweier Zeitreihen beschreibt (Singh, 2000) und besonders Regelmäßigkeiten erkennen kann, wenn diese durch starke Nichtlinearitäten bzw. Momente höherer Ordnung geprägt sind. Die Autotransinformation wird in Analogie zur Autokovarianz gebildet, in dem die Transinformation der Zeitreihe mit derselben um einen Zeitschritt Δ verschobenen Zeitreihe gebildet wird. In der Abbildung 2 ist die Autotransinformation der Zeitreihen aus Abbildung 1 dargestellt. Im Gegensatz zur Autokovarianzfunktion (Abbildung 1) ist zu erkennen, dass auch die jährliche Temperaturabhängigkeit eine Struktur hinsichtlich ihrer Stärke aufweist und dass die Abflussabhängigkeiten in ihrer Stärke unterschiedlich ausgeprägt sind. Aber unabhängig von den Unterschieden, kann aus den beiden Verfahren festgestellt werden, dass die Tempera-

tur und der Abfluss eine starke teilweise nichtlineare Saison haben, während sich beim Niederschlag diese zeitliche Abhängigkeit (Gedächtnis) nicht so deutlich darstellt.

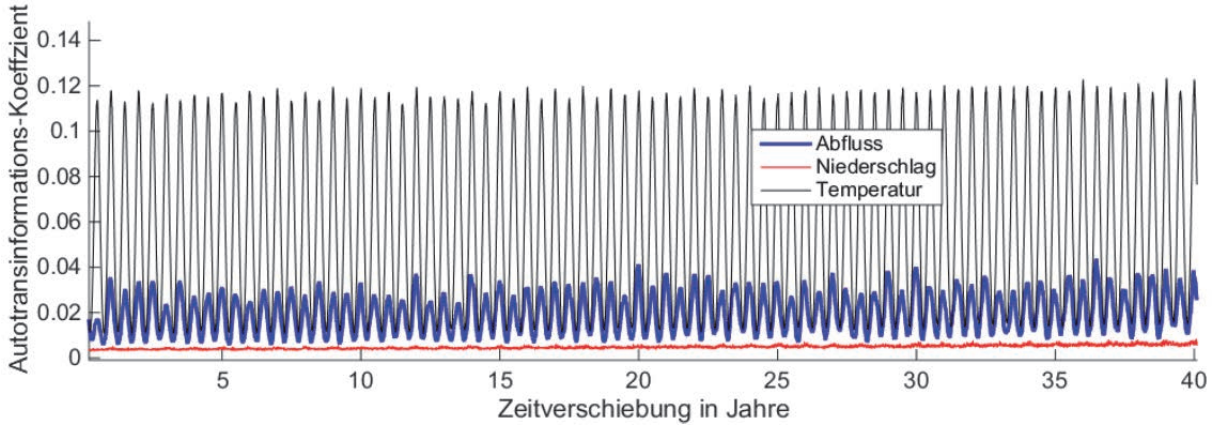


Abb. 2: Autotransinformation einer 80-jährigen Abfluss- Niederschlags- und Temperaturzeitreihe von Tagesmittelwerten.

Eine weitere Methode zum Nachweis von saisonalen Strukturen ist die Berechnung der aus der Küstenhydrologie bekannten spektralen Leistungsdichte (Schlittgen & Streitberg, 1999). Die spektrale Leistungsdichte ist ein Maß für die Änderung der Varianz bzw. Volatilität einer Zeitreihe bezogen auf einen Zeitabschnitt (skalenbezogen) bzw. die Frequenz. Mathematisch ist die spektrale Leistungsdichte eine Schätzung der Fouriertransformierten der Autokovarianzfunktion, d. h. der in Abbildung 1 im Zeitbereich dargestellten Abhängigkeiten im Frequenzbereich. In Abbildung 3 ist die spektrale Leistungsdichte für eine lange Abflusszeitreihe in Basel berechnet worden. Aufgetragen ist, in doppelt-logarithmischer Darstellung, die relative Leistungsdichte in Dezibel über der Frequenz des Zeitbereichs in Hz. 0 dB bedeutet in dieser Darstellung die mittlere Varianz der Abflusszeitreihe. Positive Werte weisen auf Varia-

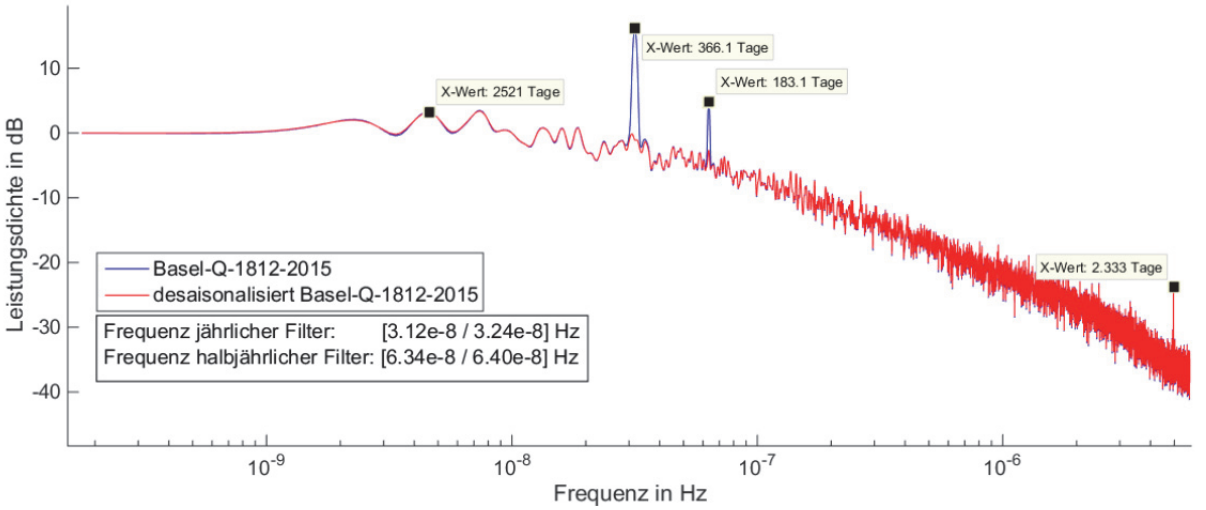


Abb. 3: Spektrale Leistungsdichte in dB einer langjährigen Abflusszeitreihe aus täglichen Werten (blau) und der desaisonalisierten Zeitreihe (rot) am Pegel Basel. Die Marker zeigen identifizierte Regelmäßigkeiten in der Zeitreihe in 1/Tagen an. Die angegebenen Grenzfrequenzen in Hz kennzeichnen die verwendete jährliche und halbjährliche Bandsperrenfilterung.

bilitäten größer als die mittlere Varianz hin, negative Werte zeigen kleine Variabilitäten für diesen Zeitbereich an. Einige Strukturen in der Grafik wurden zur besseren Orientierung mit einem Marker versehen und die Lage des Zeitbereichs (x-Achse) wurde in 1/Tage angegeben.

Der Marker ganz links (2521 Tage) zeigt beispielsweise eine Regelmäßigkeit mit biblischem Charakter an, die schon von Hurst, 1951 und Mandelbrot & Vallis, 1968 adressiert wurde. Man erinnere sich an die berühmte am Nil festgestellte sieben Jahres Variabilität im Abfluss (Die sieben fetten und mageren Jahre). Die nächsten zwei Marker (366 und 183 Tage) bestimmen die jährliche Saisonalität im Abfluss als Jahresvariabilität mit einer Oberwelle, hauptsächlich aufgrund der Nichtlinearität in der Temperatur. Ganz rechts in der Grafik wird noch eine Regelmäßigkeit (2,33 Tage) angezeigt, die mit hoher Wahrscheinlichkeit dem Abfluss in der Aare und dem im 18. und 19. Jahrhundert durchgeführten Schwallbetrieb in der Durchflusssteuerung (Vischer, 2012) zuzuordnen ist. Die 2,33-Tage-Regelmäßigkeit entspricht dem Drittel einer Woche und wurde hervorgerufen von den drei Fahrtagen auf der Aare pro Woche mit erhöhter Abflussführung, während an den anderen Tagen der Fluss aufgestaut wurde. Am Ende der ersten Juragewässerkorrektionen (1868-1891) ist diese Variabilität in der Leistungsdichte der Zeitreihe fast verschwunden. Die rote Kurve in Abbildung 3 zeigt den desaisonalisierten Abfluss in Basel. Die Desaisonalisierung der betrachteten Zeitreihe des Abfluss wurde mit einer Kerbfilterung (notch filter) für die ganz- und halbjahres Variabilität erreicht.

Ein Kerbfilter bzw. Bandsperrenfilter sperrt bestimmte Frequenzen aus einem Spektrum aus, während es alle anderen Frequenzen ungehindert durchlässt. Die Breite der Bandsperre und die Lage des verwendeten Filters wurde in diesen Fällen händisch so angepasst, dass in einer Auswertung nach Abbildung 3 die jahres- und halbjahres Saisonalitäten vollständig herausgefiltert werden konnten. Es wurde ein Fourier Bandsperrenfilter verwendet mit den Grenzfrequenzen, die in Abbildung 3 unter der Legende angezeigt sind. Weiterhin wurde der Erfolg der Desaisonalisierung, bzw. die Vollständigkeit derselben, mit einer Berechnung der

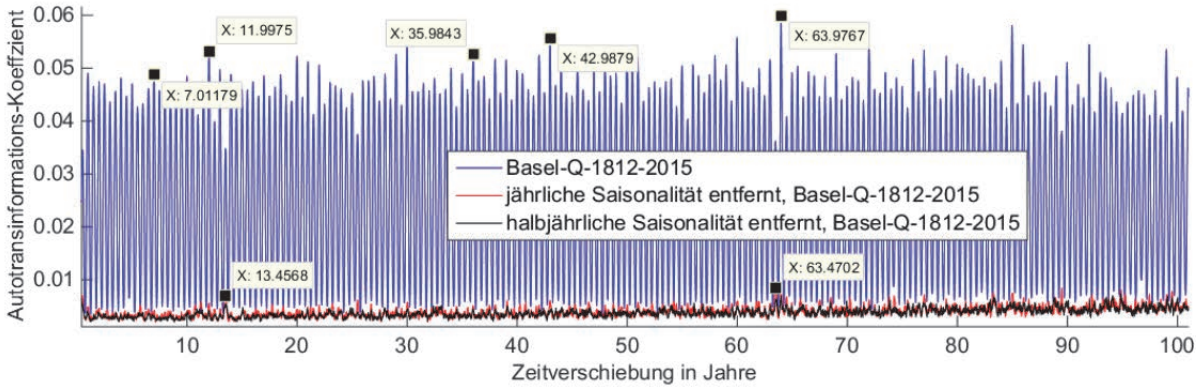


Abb. 4: Autotransinformation der Abflusszeitreihe Basel (blau), jährliche Saisonalität entfernt (rot) und zusätzlich die halbjährliche Saisonalität (schwarz) entfernt. Die Marker zeigen Regelmäßigkeiten in Jahren an, die in allen Abflusszeitreihen vorkommen. Zum Beispiel der 7-Jahre Zyklus aus Abbildung 3.

Autotransinformation überprüft. In Abbildung 4 sind die Autotransinformationen der originalen Abflusszeitreihe mit einer jährlichen und einer halbjährlichen Bandsperrenfilterung dargestellt. An dem blauen Graphen in Abbildung 4 ist zu erkennen, dass im Abfluss mannigfaltige zeitliche Abhängigkeiten in der Saisonalität vorhanden sind. In der Literatur werden in diesem Zusammenhang sehr unterschiedliche zeitliche Abhängigkeiten im Abfluss großer Ströme diskutiert (z.B.: Mitchell et al., 1979; Prokoph et al., 2012, Currie, 1984 und Pekárová et al., 2003). Einige dominante Abhängigkeiten sind mit einem Marker und der dazugehörenden Zeitkonstanten versehen. Auch die sieben Jahre aus Abbildung 3 treten hier wieder hervor. Man erkennt deutlich, dass dieses Verfahren gegenüber der Berechnung der spektralen Leistungsdichte für größere Zeitkonstanten wesentlich empfindlicher ist. Weiterhin wird deutlich, dass fast alle bedeutenden zeitlichen Abhängigkeiten in der Saisonalität stecken. Nach Entfernung der Saisonalität (schwarze Kurve, Abbildung 4) ist noch eine kleine Restvariabilität zu erkennen, die aber innerhalb dieser Arbeit nicht weiter analysiert wurde.

3. Verfahren zur Bestimmung der Saison in einer Abflusszeitreihe

Im Allgemeinen lassen sich Filter, so auch elektronische Filter (Kerbfilter bzw. Bandsperrenfilter) sehr einfach mit den gleichen Einstellungscharakteristiken ineinander überführen. Aus einem Bandsperrenfilter wird ein Bandpassfilter, aus dem hier verwendeten Filter zur Desaisonalisierung der Zeitreihen wird ein Filter, der gezielt die jährliche und halbjährliche Saisonalität herausfiltern kann. In Abbildung 5 ist der saisonale Beitrag im langjährigen Abfluss als blaue Kurve dargestellt. Zur besseren Orientierung hinsichtlich klimatischer Verhältnisse sind in Abbildung 5 zusätzlich die Temperaturanomalien (d.h. die Abweichungen von einer mittleren Bezugsperiodentemperatur) der nördlichen Hemisphäre als rote Kurve dargestellt

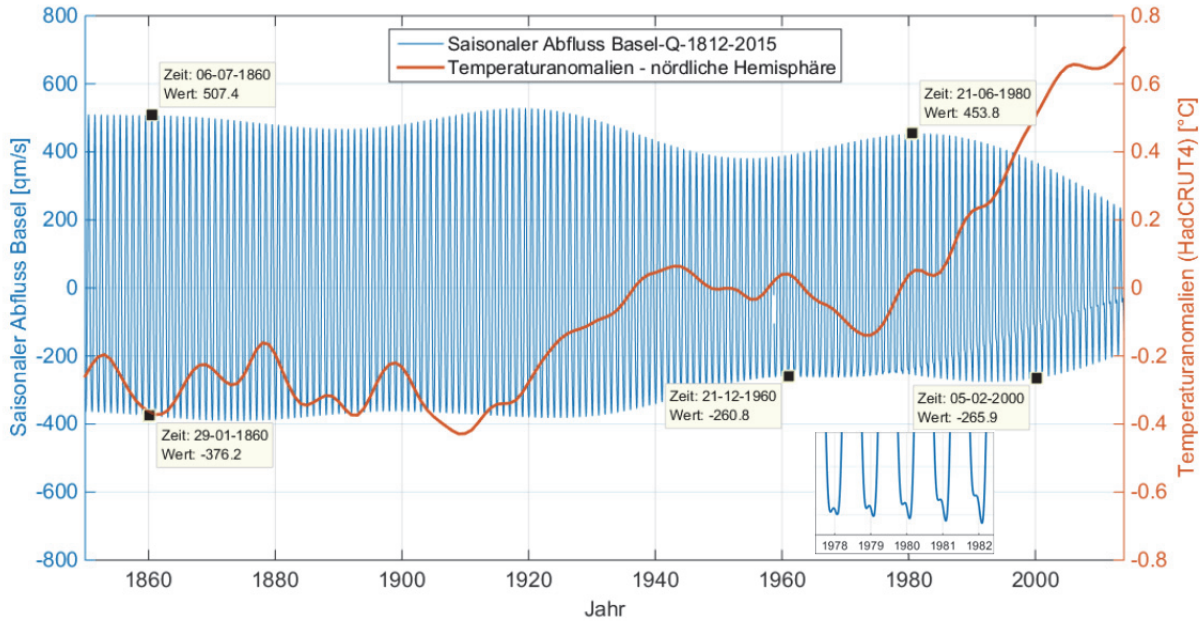


Abb. 5: Saisonaler Abfluss am Pegel Basel (blau) und die Temperaturanomalien in der nördlichen Hemisphäre (rot). Die Marker veranschaulichen Zeitpunkt und Wert der maximalen bzw. minimalen Saisonalität. Kleiner Ausschnitt im Bild unten zeigt die Veränderung des Minimums der Saisonalität ab 1978 beginnend bis 1982.

(HadCRUT4 Daten, (Morice, et al., 2012)). In Abbildung 5 wird an dieser Kurve deutlich, dass es ab ca. 1910 auf der nördlichen Erdhalbkugel einen Temperaturanstieg gegeben hat, der in den 40iger Jahren des letzten Jahrhunderts sogar zum Stillstand mit einer zeitweiligen Abkühlung in den 60- und 70iger Jahren gekommen ist, bevor er dann Ende der 70iger Jahre wieder deutlich angestiegen ist. An dem saisonalen Abfluss (blaue Kurve) ist eine grobe Korrelation mit dem Temperaturverlauf erkennbar: Das Maximum und das Minimum des saisonalen Abflusses nehmen zu Beginn des letzten Jahrhunderts parallel mit der ansteigenden Temperatur ab, zeigen in den 40-, 50- und 60iger Jahren eine Sättigung in der Abnahme bevor dann wieder mit Beginn der 80iger Jahre eine starke Abnahme erkennbar ist.
Die Strukturen im Minimum der Saisonalität (negative Werte) von ca. 1960 beginnend bis 1980 weisen auf einen deutlichen Wechsel des Abflussregimes hin, nämlich von einem schnee-geprägten (nivalem) Abflussregime in den früheren Jahren mit einem Minimum der Saison im Januar / Februar zu einem schnee-regen-geprägten (nivo-pluvialen) Regime mit einem Minimum der Saison im Oktober / November. Ab 1980 einleitend sind diese Veränderungen wieder rückläufig hin zu einem Minimum im Januar / Februar (siehe Abbildung 5 kleiner Ausschnitt im unterem Bild). Das Maximum der Saison hat sich zeitlich in der Lage nicht wesentlich geändert. Diese Strukturen lassen sich auch mit dem Phasendurchschnittsverfahren (Abbildung 6) berechnen, haben aber den entscheidenden Nachteil, dass über einen größeren Zeitraum (20 Jahre in Abbildung 6) gemittelt werden muss und trotzdem noch die einzelnen Einflüsse extremer Hoch- und Niedrigwasser erkennbar sind (roter Graph, Abbildung 6). Hier zeigt sich sehr deutlich der Nachteil dieses Mittelungsverfahrens.

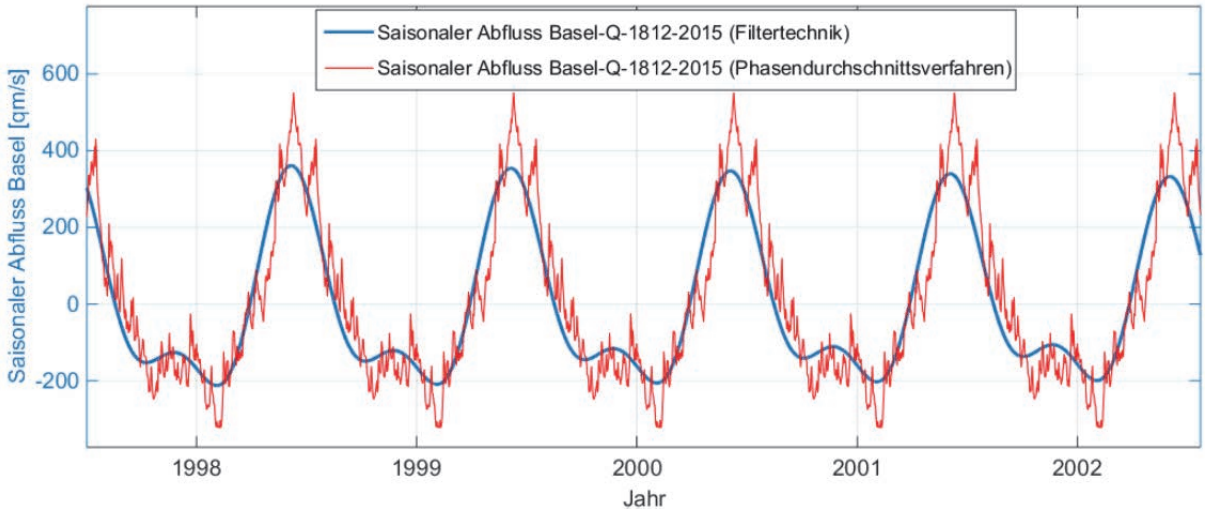


Abb. 6: Ausschnitt aus Abbildung 5 und eine Auswertung der Saison nach dem Phasendurchschnittsverfahren (Pardè, 1968)

4. Klimabedingte Veränderungen in der Saisonalität

Im letzten Kapitel wurde das Verfahren zur Bestimmung der Saisonalität anhand des Abflusses am Pegel Basel beschrieben. In der Abbildung 5 des Pegels Basel kann eine Modulation in der Höhe des Maximums der Saison festgestellt werden, die mit ansteigender Temperatur

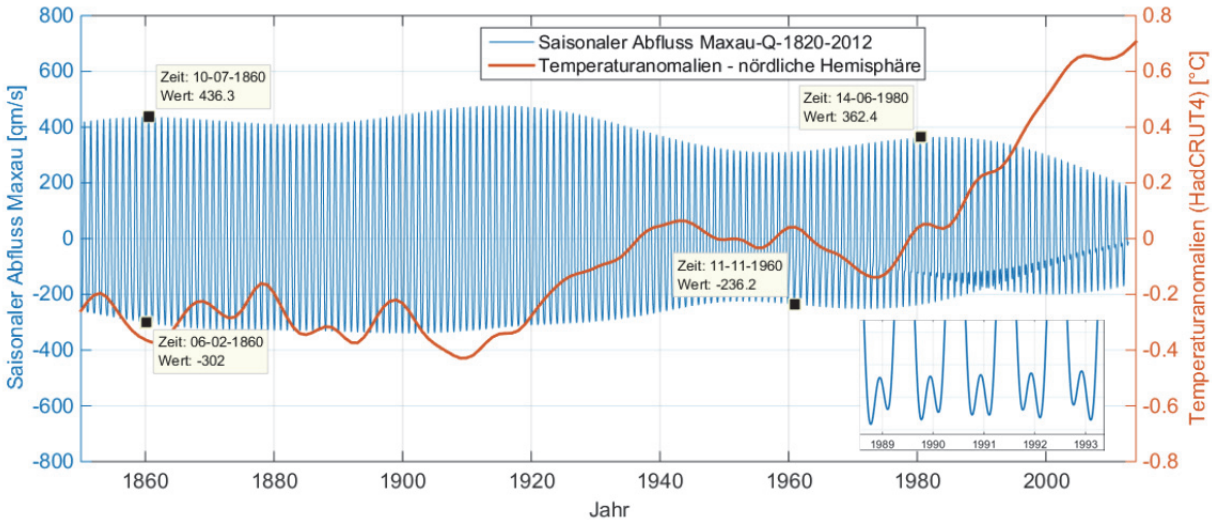


Abb. 7: Saisonale Struktur im Abfluss am Pegel Maxau(blau) und die Temperaturanomalien in der nördlichen Hemisphäre (rot). Kleiner Ausschnitt im Bild unten zeigt die Veränderung des Minimums der Saisonalität ab 1989 beginnend bis 1993.

abnimmt.

Im Minimum der Saison zeichnet sich ab ca.1960 ein Abflussregimewechsel ab. Die gleiche Situation lässt auch auf den Pegel Maxau (Abbildung 7) übertragen mit dem Unterschied, dass das Minimum der Saison schon beginnend ab ca. 1950 sich sehr schnell zu einem

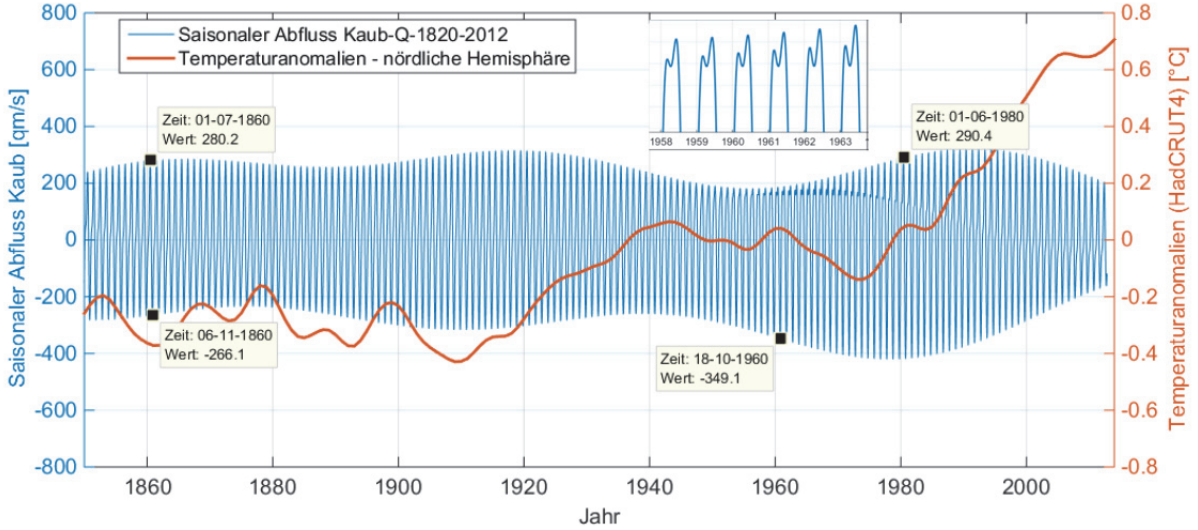


Abb. 8: Saisonale Struktur im Abfluss am Pegel Kaub. Kleiner Ausschnitt im Bild oben zeigt eine Veränderung im Maximum der Saisonalität ab 1958 beginnend, die dann 1980 wieder endet.

schnee-regen-geprägten (nivo-pluvialen) Regime (Minimum im Herbst) herausgebildet hat, wobei sich dann in den 1980iger Jahren wiederum ein nivales Regime ausprägt (Struktur rechts unten in Abbildung 7). Weitere Messungen in den nächsten Jahren können die Erkenntnis dieser Entwicklung absichern. Eine kausale Erklärung hinsichtlich des globalen Temperaturanstieges kann in diesem Zusammenhang nicht gegeben werden.
Die weitere Ausprägung (Abbildung 8) zu einem nivo-pluvialen (schnee-regengespeisten) Abflussregime setzt sich beim Abfluss am Pegel Kaub weiter durch. Geprägt sind diese Abflussregime während des gesamten Beobachtungszeitraumes durch ein Maximum der Saisonalität im Juni / Juli und durch ein Minimum der Saisonalität im Herbst, wobei bei beiden Extrema eine zeitliche Vorverlagerung festzustellen ist. Weiterhin ist hier in den 80iger Jahren des letzten Jahrhunderts ein deutlicher Anstieg der Extrema in der Saison erkennbar. In den 1960iger Jahren tritt im Maximum der Saison eine Struktur auf (kleiner Ausschnitt in der Abbildung 8 oben), die andeutungsweise einem regen-schneegespeisten Abflussregime (Pegel Köln, Maximum der Saisonalität im Frühjahr) entspricht.
Die sich schon in Kaub anzeigende Entwicklung einer zeitlichen Vorverlagerung der Extrema und der erneute Anstieg der Saisonalität in den 1980iger Jahren und Ausbildung eines Maximums der Saisonalität im Frühjahr, setzt sich im Abflussgeschehen am Pegel Köln fort (Abbildung 9). Hier hat sich dann ein pluvio-nivales (regen-schneegespeistes) Abflussregime mit einem Maximum der Saisonalität im Februar herausgebildet, wobei sich das Minimum der Saisonalität gegenüber der in Kaub (roter Graph in Abbildung 9), zeitlich noch weiter nach vorne, in Richtung Mitte September, verlagert hat. Die größte Saisonalität kann in Köln zeitlich auf 1970 datiert werden, die dann aber wie bei allen Pegeln mit dem weiteren Temperaturanstieg in der Nordhemisphäre wieder abnimmt.

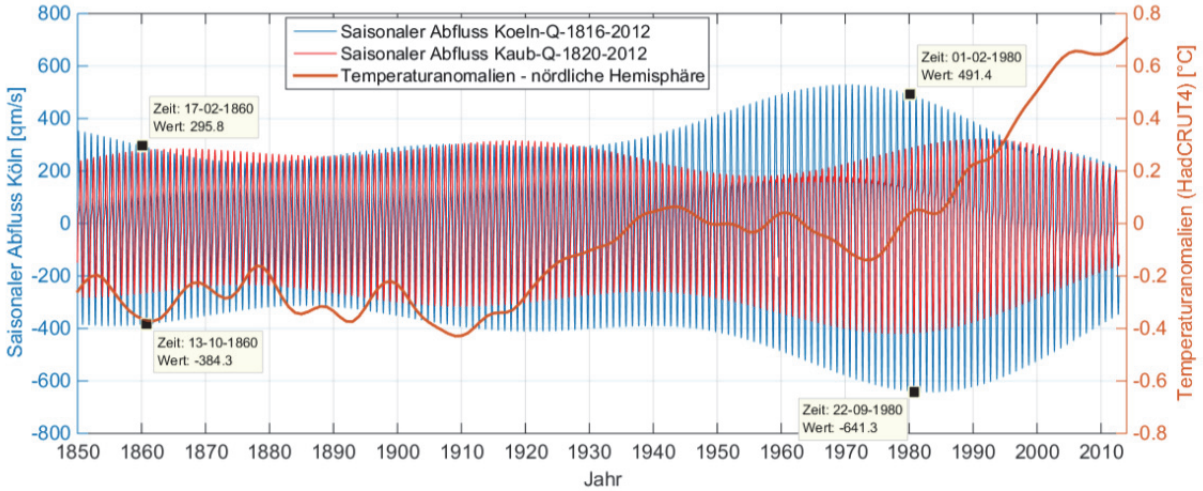


Abb. 9: Saisonale Struktur im Abfluss am Pegel Köln (blau) und Pegel Kaub (rot) und die Temperaturanomalien in der nördlichen Hemisphäre (rot). Die Marker veranschaulichen Zeitpunkt und Wert der maximalen bzw. minimalen Saisonalität.

Zusammenfassend werden in der Abbildung 10 noch einmal, in einer Vergrößerung der saisonalen Strukturen die zeitlichen klimabedingten Entwicklungen der Jahre 1860 und 2000 und die Unterschiede der verschiedenen Abflussregime von Basel und Köln gegenübergestellt. Am Pegel Köln hat sich das Maximum der Saisonalität von Mitte Februar in 1860 zu

einem breiten Maximum von Mitte Februar bis Mai entwickelt. Bei der Höhe der Saisonalität in Basel ist eine starke Abnahme zu verzeichnen und auch die Struktur hat sich wesentlich geändert. Aus dem nivalen Abflussregime der vergangenen Jahre (Minimum der Saison im Januar) am Pegel Basel ist durch den Temperaturanstieg ein mehr nivo-pluviales Abflussregime mit einem Minimum der Saison im Herbst geworden.

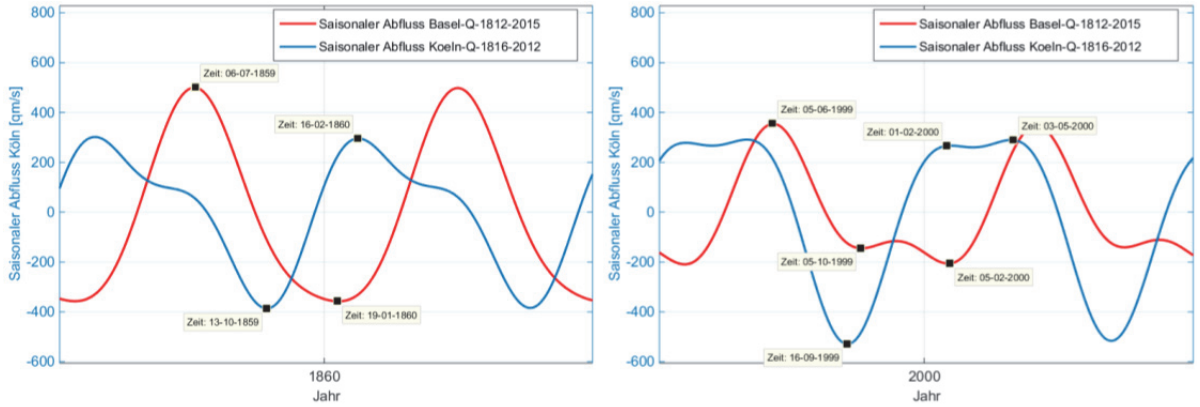


Abb. 10: Vergrößerte Gegenüberstellung der Saisonalitäten im Abfluss am Pegel Basel und Köln im Jahre 1860 und 2000

Literatur

Barjenbruch, U., 2015. Richtigkeit, Unsicherheit und Korrelationen – Grundsätze für das hydrologische Messen und Analysieren –, Internationales Wasserbau-Symposium Aachen 2014, 9. und 10. Januar 2014; Mitteilungen des Lehrstuhls und Instituts für Wasserbau und Wasserwirtschaft der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen, Seite: 55-74,

Belz, J. U., Brahmer, G., Buiteveld, H., Engel, H., Grabher, R., Hodel, H., Meuser, A. Müller G., Plonka B., Pfister L., Vuuren W. v., 2007. Das Abflussregime des Rheins und seiner Nebenflüsse im 20. Jahrhundert: Analyse, Veränderungen, Trends. Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes.

Currie, R. G., 1984. Periodic (18.6-year) and cyclic (11-year) induced drought and flood in western North America. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 89(D5), 7215-7230.

Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W., & Siedler, G.,1975. Allgemeine Meereskunde: Eine Einführung in die Ozeanographie. Gebr. Borntraeger.

Morice, C. P., Kennedy, J. J., Rayner, N. A., & Jones, P. D., 2012. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 117(D8).

Hurst, H.E., 1951. Long term storage capacity of reservoirs, Transactions of the American Society of Civil Engineers, 116, 770-799.

Mandelbrot, B. B., & Wallis, J. R., 1968. Noah, Joseph, and Operational Hydrology. Water Resources Research, 4(5), 909-918.

Mitchell Jr, J. M., Stockton, C. W., Meko, D. M.,1979. Evidence of a 22-year rhythm of drought in the western United States related to the Hale solar cycle since the 17th century. In Solar-terrestrial influences on weather and climate, pp. 125-143. Springer Netherlands.

Moosmüller, G., 2008. Methoden der empirischen Wirtschaftsforschung. Pearson Deutschland GmbH.

Pardé, M., 1968. Fleuves et rivieres: 5. ed. Armand Colin.

Pekárová, P., Miklánek, P., Pekár, J., 2003. Spatial and temporal runoff oscillation analysis of the main rivers of the world during the 19th–20th centuries. Journal of Hydrology, 274(1), 62-79.

Prokoph, A., Adamowski, J., Adamowski, K., 2012. Influence of the 11year solar cycle on annual streamflow maxima in Southern Canada. Journal of Hydrology, 442, 55-62.

Schlittgen, R., Streitberg, B. H. ,1999. Zeitreihenanalyse. Oldenbourg Verlag.

Singh, V. P.,2000. The entropy theory as a tool for modelling and decision-making in environmental and water resources. WATER SA-PRETORIA-, 26(1), 1-11.

Stier, W., 2013. Verfahren zur Analyse saisonaler Schwankungen in ökonomischen Zeitreihen. Springer-Verlag.

Vischer, D., 2012. Die Aare als ganzjähriger Wasserweg-Der Schwallbetrieb zwischen Thun und Bern. Berner Zeitschrift für Geschichte, 74(04/12), 36-49.

Weingärtner, H., 1985, Korrelation und Information. Zur Bestimmung der stochastischen Kontingenz zwischen metrisch, ordinal oder nominal skalierten Zufallsvariablen." Meteorologische Rundschau 38.1, 1-8.

Instationäre Extremwertstatistik – Den hydrologischen Wandel bei der Bemessung wasserwirtschaftlicher Anlagen berücksichtigen

Christoph Mudersbach, Jens Bender und Fabian Netzel

Zusammenfassung
Ein wesentlicher Aspekt in der wasserwirtschaftlichen Bemessungspraxis ist die Ermittlung von hydrologischen Bemessungsgrößen. Zur Festlegung dieser Bemessungsgrößen bedient man sich häufig extremwertstatistischer Methoden. Die klassischen Verfahren der Extremwertstatistik, welche sich auch in den einschlägigen Regelwerken wiederfinden, setzen voraus, dass die Daten stationär sind, also keine langfristigen zeitlichen Änderungen aufweisen. Es zeigt sich jedoch deutlich, dass hydrologische Zeitreihen zumeist kein stationäres Verhalten aufweisen. Bei instationären hydrologischen Rahmenbedingungen ändern sich nicht nur die hydrologischen Kenngrößen, sondern zugleich auch die Wahrscheinlichkeiten extremer Ereignisse. In der wasserwirtschaftlichen Praxis besteht gegenwärtig eine Lücke im systematischen Umgang mit sich ändernden Bemessungswerten. Für die nachhaltige Bemessung von wasserwirtschaftlicher Infrastrukturen bedarf es somit neuer Konzepte, die diesen Änderungen in den Zeitreihen Rechnung tragen. Mit dem vorgestellten Bemessungsansatz liegt ein systematischer Ansatz zur Bemessung von wasserwirtschaftlichen Infrastrukturanlagen bei instationären Bedingungen vor, bei dem die Bemessung auf der Vorgabe einer Bauwerkslebensdauer und einer Überschreitungswahrscheinlichkeit innerhalb dieser Bauwerkslebensdauer basiert.

1. Einleitung

Ein wesentlicher Aspekt in der wasserwirtschaftlichen Bemessungspraxis ist die Ermittlung von hydrologischen Bemessungsgrößen. Dies können Bemessungsregenereignisse, Bemessungsabflüsse oder Bemessungswasserstände sein. Zur Festlegung der Bemessungsgrößen bedient man sich i.d.R. extremwertstatistischer Methoden. Basierend auf beobachteten oder modellierten Daten (z.B. Regen- oder Abflusszeitreihen) werden mittels Extremwertverteilungsfunktionen Quantile (z. B. 99%-Quantil der Unterschreitungswahrscheinlichkeit) berechnet, die dann als Basis für die Festlegung von Bemessungswerten (z.B. HQ_{100}) verwendet werden können. Die klassischen Verfahren der Extremwertstatistik setzen voraus, dass die Daten stationär sind, also keine langfristigen zeitlichen Änderungen aufweisen (vgl. Witt et al. 1998).

Es zeigt sich jedoch deutlich, dass hydrologische Zeitreihen kein stationäres Verhalten aufweisen (vgl. Milly et al. 2008). Das IPCC (Field 2012) betont, dass eine andauernde Erderwärmung die Häufigkeit, die Intensität und die räumliche Verteilung von klimatischen Extremereignissen verändern wird. Es wurde durch vielfältige Studien gezeigt, dass klimatische Extremereignisse in den letzten Jahrzehnten zugenommen haben (Comou und Rahmstorf 2012, van den Besselaar et al. 2012). In diesem Zusammenhang wird regelmäßig einerseits die Frage nach der Signifikanz und andererseits nach der Ursache der Instationaritäten (anthropogene Ursache vs. klimatische Änderungen) diskutiert (vgl. Obeysekera und Salas 2016). Diese Fragen sind nach Meinung der Autoren berechtigt, jedoch nicht Gegenstand der vorliegenden Veröffentlichung.

Es ist auffällig, dass derzeit in den einschlägigen Regelwerken zur methodischen Ermittlung der Bemessungsereignisse noch keine instationären Ansätze implementiert sind (z.B. DWA

2012a, 2012b). In der wasserwirtschaftlichen Praxis besteht somit gegenwärtig eine Lücke im systematischen Umgang mit sich ändernden Bemessungswerten.
Für die nachhaltige Bemessung wasserwirtschaftlicher Infrastrukturen bedarf es somit neuer Konzepte, die diesen Änderungen in den Zeitreihen Rechnung tragen. Hierzu gibt es einige Publikationen mit Ansätzen, die das Konzept der Jährlichkeit auf den instationären Fall übertragen.
Für eine ausführlichere Version dieser Veröffentlichung wird verwiesen auf Mudersbach und Bender (2017).

2. Stationäre und instationäre Bemessungsansätze

Das Konzept der Jährlichkeit T basiert auf der Annahme, dass die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines Ereignisses z in jedem Jahr gleich ist und zudem voneinander unabhängig. Die Wahrscheinlichkeit p_e (engl.: exceedance probability) für das Auftreten bzw. die Überschreitung des Ereignisses z (z.B. Abfluss) in einem Jahr ergibt sich dann aus:

$$p_e = \frac{1}{T} \tag{1}$$

Der zugehörige Abflusswert kann aus der Quantilfunktion der verwendeten Extremwertverteilung (z.B. Verallgemeinerte Extremwertverteilung (GEV) oder Verallgemeinerte Pareto Verteilung (GPD)) berechnet werden. Aus der Annahme der Stationarität und der Unabhängigkeit der Ereignisse kann nun in einem weiteren Schritt mittels der Binomialverteilung das sogenannte hydrologische Risiko für das Auftreten eines Ereignisses Z innerhalb einer Zeitspanne n berechnet werden. Für eine wasserwirtschaftliche Anlage ist in der Regel die Frage von Bedeutung, wie groß die Wahrscheinlichkeit dafür ist, dass ein Ereignis Z innerhalb einer Zeitspanne von n Jahren keinmal (k = 0) eintritt. Es gilt zunächst:

$$p_{k=0} = (1 - p_e)^n \tag{2}$$

woraus beispielsweise die Wahrscheinlichkeit für das Nicht-Auftreten eines 100-jährlichen Ereignisses (z_{100}) innerhalb einer Zeitspanne von n = 100 Jahren berechnet werden kann zu:

$$p_{k=0} = (1 - p_e)^n = (1 - 0{,}01)^{100} = 0{,}366 \tag{3}$$

Das komplementäre Ereignis, welches zugleich der Überschreitungswahrscheinlichkeit für die Zeitspanne n entspricht und als hydrologisches Risiko bezeichnet wird, ergibt sich dann zu:

$$p_{k\geq 1} = 1 - p_{k=0} = 1 - (1 - p_e)^n = 0{,}634 \tag{4}$$

Für die Bemessung von wasserwirtschaftlichen Anlagen kann nun als Zeitspanne n zweckmäßigerweise die geplante Lebensdauer N des Bauwerkes angesetzt werden. Der Zusammenhang zwischen der Lebensdauer N und der Überschreitungswahrscheinlichkeit eines bestimmten Ereignisses ist in Abbildung 1 am Beispiel von drei Ereignissen mit den Jährlichkeiten T = 50 a, 100 a, 200 a dargestellt. Für die Überschreitungswahrscheinlichkeiten innerhalb der Lebensdauer N wird hier die Bezeichnung EPN (engl. exceedance probability N) eingeführt. Aus der Grafik ist ein elementarer Zusammenhang für den Fall zu erkennen, dass

die Jährlichkeit des Ereignisses gleich der Lebensdauer des Bauwerkes (T = N) ist. Für diesen Fall ergibt sich eine EPN von:

$$EPN = 63{,}4\% \tag{5}$$

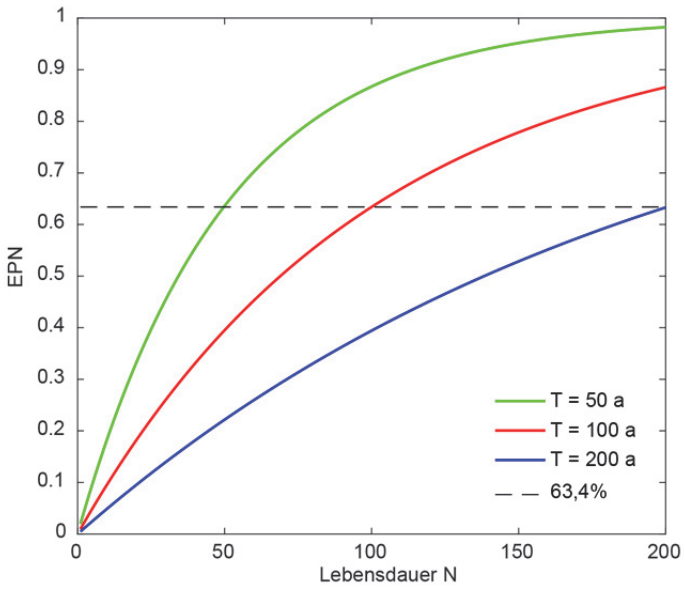


Abb. 1: Zusammenhang zwischen Lebensdauer N und Überschreitungswahrscheinlichkeit EPN eines Ereignisses mit vorgegebener Jährlichkeit T auf Basis der Binomialverteilung.

Bei instationären Bedingungen ist die Überschreitungswahrscheinlichkeit p_e eines Ereignisses z_T über die Zeit nicht konstant, sondern ändert sich. Liegt beispielsweise in der zu untersuchenden Zeitreihe ein ansteigender Trend vor, so steigt auch die Überschreitungswahrscheinlichkeit p_e stetig an bzw. die Unterschreitungswahrscheinlichkeit p_{ne} sinkt kontinuierlich. Insofern muss eine zeitliche Entwicklung von p_e und p_{ne} berücksichtigt werden, indem für jedes Jahr i entsprechende Werte $p_{e,i}$ und $p_{ne,i}$ berechnet werden. Das EPN-Konzept kann konsequent auf den instationären Fall erweitert werden, wobei die Betrachtungen immer von einem Referenzjahr (z.B. aktuelles Jahr; Index 0) und von einem Planungshorizont (= Referenzjahr + Lebensdauer N; Index N) ausgehen. Als Beispiel ist ein bestimmter Abfluss Q gegeben, der zum Referenzjahr eine Jährlichkeit von T = 100 a aufweist. Damit erhält dieser Abfluss die Bezeichnung $z_{100,0}$ mit der zugehörigen Überschreitungswahrscheinlichkeit $p_{e,0}$=0,01/a (T_0=100 a) im Referenzjahr. Unter der Annahme eines ansteigenden Trends in der Zeitreihe nimmt auch die Überschreitungswahrscheinlichkeit $p_{e,i}$ bis zum Planungshorizont stetig zu, bis dass ein Wert von $p_{e,N}$ erreicht ist.
Ausgehend von Gleichung (4) kann die EPN für den stationären Fall auch geschrieben werden als:

$$EPN = 1 - (1 - p_e)^N = 1 - \prod_{i=1}^{N}(1 - p_e) \tag{6}$$

Für den instationären Fall gilt somit analog:

$$EPN = 1 - \prod_{i=1}^{N}(1 - p_{e,i}) \tag{7}$$

Unter der Annahme, dass im stationären Fall bei einer Bauwerkslebensdauer von N = 100 Jahren eine EPN von 63,4% als ein ausreichendes Sicherheitsniveau für die zu planende wasserwirtschaftliche Anlage angesehen wird, kann nun im instationären Fall basierend auf Gleichung (7) diejenige Überschreitungswahrscheinlichkeit $p_{e,0}$ für das Referenzjahr numerisch ermittelt werden, für welche sich auch im instationären Fall eine EPN von 63,4% ergibt. Die Überschreitungswahrscheinlichkeit für das Referenzjahr $p_{e,0}$ ist im instationären Fall somit der für die Bemessung gesuchte relevante Parameter, weshalb für diesen Parameter die Bezeichnung DEP (engl.: design exceedance probability) eingeführt wird. Für die Jährlichkeit im Referenzjahr wird die Bezeichnung DRP (engl.: design return period) verwendet, wobei gilt:

$$DRP = \frac{1}{DEP} \tag{8}$$

Mit der konsequenten Erweiterung des EPN-Konzeptes auf den instationären Fall liegt somit ein systematischer Ansatz zur Bemessung von wasserwirtschaftlichen Infrastrukturanlagen bei instationären Bedingungen vor. Die eigentliche Bemessung basiert dabei im Gegensatz zum stationären Fall nicht auf der alleinigen Vorgabe eines Sicherheitsniveaus in Form einer Jährlichkeit T, sondern auf der Vorgabe einer EPN und einer Bauwerkslebensdauer N. Der beschriebene Bemessungsansatz wurde von Rootzén und Katz (2013) mit der Bezeichnung Design Life Level (DLL) erstmalig publiziert. In der vorliegenden Arbeit wird ergänzend zu Rootzén und Katz (2013) der Schwerpunkt der Bemessung auf die Bestimmung der maßgebenden Überschreitungswahrscheinlichkeit für das Referenzjahr (DEP) gelegt.
Eine wesentliche Grundlage für die Anwendung des instationären Bemessungsansatzes bildet die Berechnung der zeitabhängigen Veränderungen der Überschreitungswahrscheinlichkeiten $p_{e,i}$. Diese können über die Methoden der instationären Extremwertstatistik berechnet werden, deren Grundlagen an dieser Stelle nicht weiter ausgeführt werden und stattdessen auf weiterführende Literatur verwiesen wird (z.B. Coles 2001, AghaKouchak et al. 2013). Im sich anschließenden Beispiel finden Ergebnisse einer instationären Extremwertstatistik Anwendung.

3. Beispielauswertung am Pegel Köln

Der in Abschnitt 2 beschriebene instationäre Bemessungsansatz wird am Beispiel der Abflusszeitreihe des Pegels Köln (Rhein) angewendet. Als Ausgangsdaten standen die Abflussdaten als Tagesmittelwerte vom 01.11.1900 bis zum 31.10.2013 zur Verfügung, welche von der Bundesanstalt für Gewässerkunde (bfg) bereitgestellt wurden. Aus den Daten wurde zunächst basierend auf hydrologischen Jahren die Zeitreihe der Jahreshöchstwerte (AMAX) ermittelt. Die Zeitreihe weist einen linearen Trend von $s = 10{,}3\,\frac{m^3}{s \cdot a} \pm 5{,}3\,\frac{m^3}{s \cdot a}$ auf, was unter Zugrundelegung des 1σ-Bereiches einen signifikanten Trend darstellt.

Auf Basis der AMAX-Zeitreihe wurde eine instationäre extremwertstatistische Analyse durchgeführt, indem die Verallgemeinerte Extremwertverteilung (engl.: generalized extreme value distribution, GEV) mit zeitabhängigen Parametern an die Daten angepasst wurde. Die allgemeine Form der instationären GEV lautet (Coles 2001):

$$GEV(x,t) = exp\left[-\left(1 - k(t)\cdot\frac{x - a(t)}{b(t)}\right)^{-\frac{1}{k(t)}}\right] \quad (9)$$

wobei x der entsprechende Merkmalswert ist und a(t),b(t),k(t) die zeitabhängigen Parameter der Verteilungsfunktion (Lage-, Streuungs- und Krümmungsparameter) sind. Im vorliegenden Fall wurde nur für den Lageparameter ein lineares Zeitmodell der Form $a(t) = a_1 t + a_2$ verwendet und die Parameter a_1 und a_2 über ein gleitendes Zeitfenstermodell mit einer Fensterlänge von 30 Jahren mittels der L-Momente (Mudersbach 2009) geschätzt. Der Streuungs- und Krümmungsparameter wurden als konstant angesetzt; dieses Modell wird allgemein mit der Bezeichnung GEV(1.0.0) versehen, wobei die 1 für ein lineares Zeitmodell und die 0 für ein zeitunabhängiges Modell steht.

Mittels Gleichung (7) kann nun die EPN für jedes Hochwasserereignis mit der Jährlichkeit T_0 im Referenzjahr berechnet werden (Abbildung 2). Beispielsweise ergibt sich für das Hochwasserereignis von $z_{100,0}$ = 11.351 m³/s, was im Referenzjahr eine Jährlichkeit von T_0=100 a hat, für eine angenommene Lebensdauer eines Hochwasserschutzbauwerks (z.B. Deich) von 100 Jahren eine EPN von 87,2 %. Dies liegt deutlich über der EPN im stationären Fall von 63,4 %. Anhand der markierten Referenzlinie von 63,4 % kann abgelesen werden, dass bei den vorliegenden instationären Bedingungen am Pegel Köln ein Hochwasserereignis mit einer Jährlichkeit zwischen T_0=200 a und T_0=500 a im Referenzjahr (DRP) gewählt werden muss, um das gleiche Sicherheitsniveau wie im stationären Fall gewährleisten zu können.

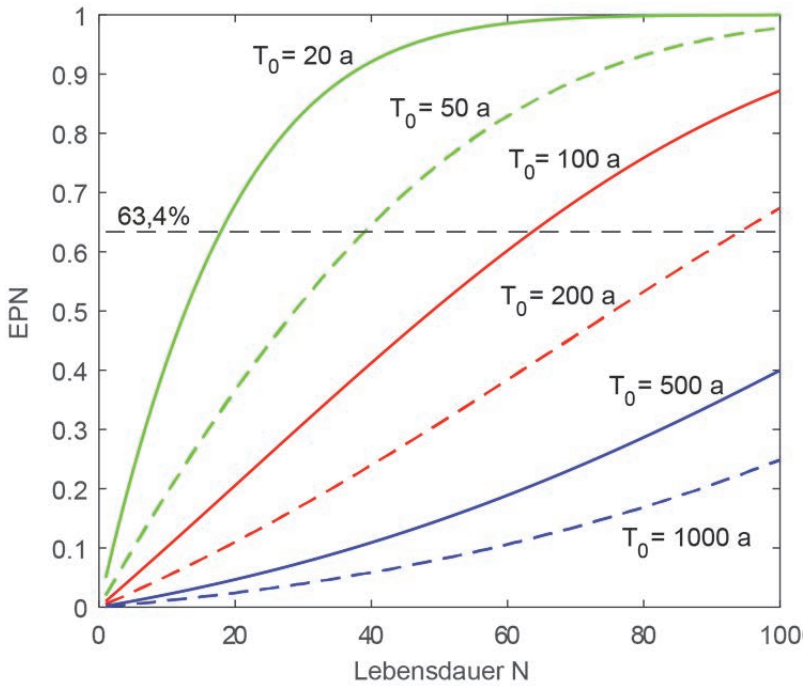


Abb. 2: Entwicklung der EPN am Pegel Köln für definierte Jährlichkeiten (Referenzjahr 2013) bei instationären Bedingungen.

Um diese Angabe weiter im Detail betrachten zu können, werden wiederum mittels Gleichung (7) die EPN für eine Lebensdauer von N = 100 a am Pegel Köln für die Jährlichkeiten T_0=(10, 20, 30, 40,…,1000) a berechnet. Hieraus ergibt sich eine benötigte Jährlichkeit im Referenzjahr von DRP = 230 a. Damit lässt sich die Bemessungsaufgabe für das behandelte Beispiel wie folgt zusammenfassen: Bei einer vorgegebenen Bauwerkslebensdauer von N = 100 a und einem gewählten Sicherheitsniveau (EPN) von 63,4 % muss bei gegebenen instationären Bedingungen am Pegel Köln eine Jährlichkeit im Referenzjahr von DRP = 230 a gewählt werden.

4. Zusammenfassung und Fazit

Für die nachhaltige Bemessung von wasserwirtschaftlichen Infrastrukturen unter instationären Bedingungen bedarf es neuer Konzepte, die diesen Änderungen in den Zeitreihen Rechnung tragen. Ein geeignetes Konzept basiert auf dem sogenannten hydrologischen Risiko, welches die Wahrscheinlichkeit dafür angibt, dass innerhalb der Bauwerkslebensdauer ein bestimmtes Ereignis überschritten wird. Diese Wahrscheinlichkeit lässt sich mittels der Binomialverteilung berechnen und auch auf instationäre Bedingungen übertragen. Die eigentliche Bemessung basiert dabei im Gegensatz zum stationären Fall nicht auf der alleinigen Vorgabe eines Sicherheitsniveaus in Form einer Jährlichkeit T, sondern auf der Vorgabe einer Bauwerkslebensdauer (N) und einer Überschreitungswahrscheinlichkeit (EPN) innerhalb dieser Bauwerkslebensdauer.

Grundsätzlich sei angemerkt, dass eine wesentliche Grundlage zur Anwendung der hier vorgestellten Methodik die vorherige instationäre extremwertstatistische Analyse der zugrunde liegenden Daten darstellt (vgl. Abschnitt 2). Für die Anwendung solcher instationärer Extremwertmethoden gibt es derzeit noch keine einheitlichen Empfehlungen, weshalb eine detaillierte Prüfung der zur Verfügung stehenden mathematischen Modelle unerlässlich ist. Für eine kritische Diskussion zu dieser Thematik wird verwiesen auf Serinaldi und Kilsby (2015). Auch im betrachteten Beispiel ist das Ergebnis abhängig von den gewählten Zeitmodellen für die Parameter der Verteilungsfunktion und deren Extrapolation in die Zukunft, was jeweils kritisch hinterfragte werden sollte. Grundsätzlich kann aber festgehalten werden, dass die Extrapolation von (Verteilungs-)Parametern in einem instationären Klima unerlässlich ist. Es ist weiterhin unwahrscheinlich, dass sich zukünftige Änderungen streng linear verhalten werden, allerdings birgt die Anwendung nicht-linearer Funktionen für eine Extrapolation häufig noch größere Unsicherheiten. Daher können lineare Funktionen durchaus als geeignete Modelle für die Beschreibung langfristiger Änderungen angesehen werden (AghaKouchak et al. 2013).

Der hier beschriebene instationäre Bemessungsansatz stellt eine systematische Methode zum Umgang mit instationären Zeitreihen dar und ermöglicht daher eine objektivere Ermittlung der benötigten Bemessungswerte unter instationären Bedingungen.

Literatur

AghaKouchak, A., Easterling, D., Hsu, K., Schubert, S., Sorooshian, S. 2013. Extremes in a Changing Climate. Detection, Analysis and Uncertainty. Dordrecht: Springer Dordrecht Heidelberg New York London. Water Science and Technology Library, 65.

Coles, S. 2001. An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values. London: Springer. Vol. 208.

Coumou, D., Rahmstorf, S., 2012. A decade of weather extremes. In: Nature Climate change. DOI: 10.1038/nclimate1452.

DWA (Hg.), 2012a. DWA-A 531 Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehrzeit und Dauer. Hennef: Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall.

DWA (Hg.), 2012b. DWA-M 552 Ermittlung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten. Hennef: Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall.

Field, C.B., 2012. Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. Special report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. New York: Cambridge University Press.

Milly, P.C.D., Betancourt, J., Falkenmark, M., Hirsch, R., Kundzewicz, Z.W., Lettenmaier, D.P., Stouffer, R.J., 2008. Climate change. Stationarity is dead: whither water management? In: Science (New York, N.Y.) 319 (5863), S. 573–574. DOI: 10.1126/science.1151915.

Mudersbach, C. 2009. Untersuchungen zur Ermittlung von hydrologischen Bemessungsgrößen mit Verfahren der instationären Extremwertstatistik. Methoden und Anwendungen auf Pegelwasserstände an der Deutschen Nord- und Ostseeküste. Dissertation. Universität Siegen, Siegen.

Mudersbach, C., Bender, J. 2017). Ein Bemessungsansatz für wasserwirtschaftliche Infrastruktur bei instationären Bedingungen. In: Hydrologie und Wasserbewirtschaftung (zur Veröffentlichung akzeptiert).

Obeysekera, J., Salas, J.D. 2016. Frequency of Recurrent Extremes under Nonstationarity. In: J. Hydrol. Eng. 21 (5), S. 04016005. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001339.

Rootzén, H., Katz, R.W. 2013. Design Life Level: Quantifying risk in a changing climate. In: Water Resour. Res. 49 (9), S. 5964–5972. DOI: 10.1002/wrcr.20425.

Serinaldi, F., Kilsby, C. G. 2015. Stationarity is undead: Uncertainty dominates the distribution of extremes. In: Advances in Water Resources 77, S. 17–36. DOI: 10.1016/j.advwatres.2014.12.013.

Van den Besselaar, E. J. M.; Klein Tank, A. M. G.; Buishand, T. A. 2012. Trends in European precipitation extremes over 1951-2010. In: Int. J. Climatol, S. n/a. DOI: 10.1002/joc.3619.

Witt, A., Kurths, J., Pikovsky, A. 1998. Testing stationarity in time series. In: Physical Review E 58 (2), S. 1800–1810.

Starkregenindizes: Geeignete Instrumente für die Risikokommunikation in Zeiten des hydrologischen Wandels?

Christoph Mudersbach, Marc Krüger, Angela Pfister, Fabian Netzel

Zusammenfassung

Starkregenereignisse prägen in regelmäßigen Abständen die mediale Berichterstattung. Während Hochwasserereignisse an den Flüssen seit vielen Jahren im Zentrum des Interesses stehen, sind Starkregenereignisse im urbanen Raum erst seit einigen Jahren in den Fokus von detaillierten Analysen gerückt. Die Erfahrung zeigt, dass für eine effektive Risikokommunikation ein dimensionsloser Index geeigneter wäre, der mit aufsteigendem Wert eine größere Gefährdung anzeigt. Mit dem DWA-Merkblatt M 119 (DWA 2016) wird bereits eine Empfehlung zur Anwendung eines Starkregenindex gegeben. Nach Meinung der Autoren sollte der wissenschaftliche Diskurs hierzu weiter vertieft werden. Ortsunabhängige Verfahren haben Vorteile in Regionen ohne örtliche Niederschlagsmessungen, ortsabhängige Verfahren werden bei Vorliegen langjähriger Messdaten bevorzugt. Mit dem vorliegenden Beitrag werden bisherige Ansätze beschrieben und die Diskussion zu diesem Thema fortgeführt.

1. Einleitung

Hochwasser- und Starkregenereignisse prägen in regelmäßigen Abständen die mediale Berichterstattung. Während Hochwasserereignisse an den Flüssen (fluviale Ereignisse) seit vielen Jahren im Zentrum des Interesses stehen, sind Starkregenereignisse (pluviale Ereignisse) im urbanen Raum erst seit einigen Jahren in den Fokus von detaillierten Analysen gerückt. Das IPCC (Field 2012) betont, dass eine fortschreitende Erderwärmung die Häufigkeit, die Intensität und die räumliche Verteilung von klimatischen Extremereignissen verändern wird. In der urban geprägten Region des Emscher Einzugsgebiets trägt die Emschergenossenschaft (EG) für das Hochwassermanagement sowie gemeinsam mit den Kommunen und betroffenen Bürgern für den Schutz vor Starkregen und Sturzfluten Verantwortung.

Dabei ist insbesondere vor dem Hintergrund des Emscher Umbaus (EG 2017), der zurzeit größten Wasser-Infrastruktur Maßnahme in Europa, das Monitoring der Niederschlag-Abfluss-Verhältnisse in der operationellen Hochwasservorhersage von essentieller Bedeutung, da zahlreiche Baustellen die Vulnerabilität der Region bei pluvialer und fluvialer Überflutung erhöhen. Ebenso betreiben Emschergenossenschaft und Lippeverband (EG/LV) zur Erfüllung ihrer Verbandsaufgaben ein langjähriges Messnetz zur kontinuierlichen Erfassung des Niederschlags. Die in diesem Netz seit mehr als 80 Jahren aufgezeichneten Regenschreiberwerte erlauben fundierte Auswertungen von Starkregen und Trendverhalten. Außergewöhnliche Starkregen werden in der Regel in Abhängigkeit der Niederschlagsdauer D und Wiederkehrzeit T_n extremwertstatistisch analysiert (DWA 2012), sodass ein Niederschlagsereignis durch die drei Parameter Dauer D, Wiederkehrzeit T_n und Regenhöhe h_N charakterisiert wird. Die Erfahrung zeigt, dass die Definition eines Niederschlagsereignisses über o. g. Parameter im Zuge einer verständlichen Risikokommunikation mit den Bürgern nicht zielführend ist. Besser wären einfachere Kennzahlen, wie z. B. ein dimensionsloser Index, der mit aufsteigendem Wert eine größere Gefährdung anzeigt. Mit dem DWA-Merkblatt M 119 (DWA 2016) wird bereits eine Empfehlung zur Anwendung eines Starkre-

genindex gegeben. Dieser Gedanke wird aufgegriffen, bisherige Ansätze werden beschrieben und die Diskussion zum Themenfeld fortgeführt.

2. Status Quo zu Starkregenindex-Verfahren

2.1 Verfahren nach Grisa

Grisa (2013) entwickelte für die geografischen Breiten der USA einen mathematischen Ansatz, Starkregenereignisse anhand ihrer Schwere mithilfe eines dimensionslosen Index einzuordnen. In Analogie zur Einordnung von Naturgefahrenereignissen, wie z. B. der Beaufort-Skala für Wind oder der Richter-Skala für Erdbeben, stellt er hierfür eine Formel auf, die es in Abhängigkeit der statistischen Wiederkehrzeit T_n und der Dauerstufe D für lokale Niederschlagsstationen ermöglicht, einen dimensionslosen und skalenbezogenen Starkregenindex zu berechnen. Im Detail ergibt sich der Starkregenindex nach Grisa auf der Grundlage des dekadischen Logarithmus zu (s. Gleichung 1):

$$SI_{T_n,D} = \left(1 + \frac{\log(T_n)}{\log(2)}\right) \cdot (DAF) \cdot (IAF)$$
$$= \left(1 + \frac{\log(T_n)}{\log(2)}\right) \cdot \left(\frac{h_N(T_n, D)}{h_N(T_n, D = 1\ d)}\right) \cdot \left(\frac{h_N(T_n, D)}{h_N(T_n = 100, D)}\right) \quad (1)$$

mit:

SI	Starkregenindex (kaufmännische Rundung auf Ganzzahl)	[-]
DAF	Dauerstufenanpassungsfaktor	[-]
IAF	Intensitätsanpassungsfaktor	[-]
T_n	Wiederkehrzeit	[a]
h_N	Niederschlagshöhe	[mm]
D	Dauerstufe	[min; h; d]

Dabei berechnet sich der eingeführte Dauerstufenanpassungsfaktor (DAF) aus dem Quotienten der Niederschlagshöhe h_N in Abhängigkeit der statistischen Wiederkehrzeit T_n und der Dauerstufe D zur Niederschlagshöhe h_N in Abhängigkeit der statistischen Wiederkehrzeit T_n für die Dauerstufe der 24 Stundensumme. Der Intensitätsanpassungsfaktor (IAF) ergibt sich als Ergebnis der Division der Niederschlagshöhe h_N in Abhängigkeit der statistischen Wiederkehrzeit T_n und der Dauerstufe D zur 100-jährlichen Niederschlagshöhe h_N für die jeweilige Dauerstufe D. Grisa nimmt mit diesen Faktoren indirekt eine Normierung der Niederschlagshöhen auf Basis von Tagessummen und der statistischen Wiederkehrzeit von einmal in 100 Jahren zur Berechnung des Starkregenindex vor. Ausgehend von dem entwickelten Index, klassifiziert Grisa diese ergänzend in fünf Bewertungen von „gering“ (“minor“) bis „katastrophal“ (“catastrophic“).

2.2 Verfahren nach Schmitt

Schmitt (2014) formuliert zunächst für die Sprachregelung zur Risikokommunikation in der Siedlungswasserwirtschaft einen Vorschlag für einen Starkregenindex (SI) im Wertebereich von 1 bis 7. Unter Berücksichtigung von Wiederkehrzeiten zwischen T_n = 1 a und T_n = 100 a

werden, ohne eine weitere Unterscheidung der Dauerstufen, Starkregenindizes mit einer Farbklassenwahl von hellgrün (T_n = 1 a, SI = 1) bis dunkelrot (T_n = 100 a, SI = 7) zugewiesen (s. Tabelle1).

Tab. 1: Vorschlag zur Zuordnung Starkregenindex – Wiederkehrzeit T_n nach Schmitt (2014, 2015)

Wiederkehrzeit T_n [a]	1	2	3	5	10	20	30	50	100
Starkregenindex	1	1	2	2	3	4	5	6	7

Dieser vereinfachte Ansatz unterliegt nach Schmitt (2015) der methodisch bedingten Vorgehensweise, dass eine Zuordnung von Starkregenindizes über ortsabhängige Starkregenstatistiken von Niederschlagsstationen (DWA 2012) oder für Starkregenstatistiken einzelner KOSTRA-DWD-Rasterfelder (DWD 2005, 2015) bzw. für einzelne Rasterfelder radargemessener Niederschläge angewandt werden kann. Durch eine Erweiterung bis zum Starkregenindex von 12 unterbreitet Schmitt (2015) eine Weiterentwicklung für ortsunabhängige Starkregenhöhen. Hierzu bezieht er sich für den siedlungswasserwirtschaftlichen Anwendungsbereich auf Erfahrungswerten zu 16 über Deutschland verteilt ausgewählten Orten unterschiedlicher Niederschlagscharakteristik nach KOSTRA-DWD-2000 (DWD 2005, Malitz 2015) für ausgewählte Dauerstufen und Wiederkehrzeiten. Damit schlägt er eine ortsunabhängige Kategorisierung von Starkniederschlagshöhen auf Basis von Starkregenindizes von 1 bis 12 vor, welche losgelöst von der ortsbezogenen Starkregenstatistik einer Niederschlagsstation angewandt werden können (s. Tabelle 2).

Tab. 2: Vorschlag zur Zuordnung Starkregenindex und Wiederkehrzeit T_n mit ortsunabhängigen Wertebereichen von Starkregenhöhen für unterschiedliche Dauerstufen nach DWA (2016) und Schmitt (2015)

Wiederkehrzeit T_n (a)	1-10	20	30	50	100	> 100				
Starkregenindex	1 - 3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Regendauer	Starkregenhöhen in mm									
15 min	10 - 20	20 - 25	25 - 30	30 - 35	> 35					
60 min	15 - 30	30 - 40	40 - 50	50 - 60	60 - 75	75-100	100-130	130-160	160-200	> 200
2 h	20 - 35	35 - 45	45 - 55	55 - 65	65 - 80					
4 h	20 - 45	45 - 55	55 - 60	60 - 75	75 - 85	85-120	120-150	150-180	180-220	> 220
6 h	25 - 50	50 - 60	60 - 65	65 - 80	80 - 90					

Mit Tabelle 2 wird dem Anwender zur Klassifizierung der Starkregenindizes ein großer Ermessungsspielraum eingeräumt. Infolge der Angabe von Spannbreiten und überlappenden Intervallgrenzen der Niederschlagshöhe für fünf Dauerstufen kann zum einen nicht immer ein eindeutiger Starkregenindex zugeordnet werden. Zum anderen wird ab einem Starkregenindex von 8 für die 15-minütige Dauerstufe ganz auf die Angabe von Intervallbreiten der Starkregenhöhen verzichtet. Die Zuordnung des Starkregenindex für ortsunabhängige Wertebereiche von Starkregenhöhen über lediglich fünf von 21 nach dem technischen Regelwerk definierten Dauerstufen (DWA 2012) wird in diesem Vorschlag als überdenkenswert bzw.

nicht allen wasserwirtschaftlichen Fragestellungen im Sinne von DWA (2012) gerecht werdend angesehen.
Mit einer weiteren Kurzveröffentlichung stellt Schmitt (2016) in Anbetracht des divergenten Starkniederschlagsgeschehens in Deutschland und aufgrund der kritischen Bewertung seines ortsunabhängigen Ansatzes nach Schmitt (2015) aus der Fachdiskussion, einen methodisch fundierteren Weg vor, um insbesondere im Starkregenindexbereich von 8 bis 12 ortsabhängige Regenhöhen zuordnen zu können. Kurz ausgeführt beschreibt er darin, wie Starkregenhöhen für Starkregenindizes größer 7 aus örtlichen Referenzwerten $h_N(T_n = 100\ a, D)$ mithilfe von Erhöhungsfaktoren für Wiederkehrzeiten seltener als einmal in 100 Jahren extrapoliert werden können.
In diesem erweiterten ortsabhängigen Ansatz ordnet er dem Starkregenindex 7 den Erhöhungsfaktor 1,0 zu. Zur Ermittlung der Erhöhungsfaktoren für den Starkregenindex 8 (1,2 - 1,4) bis 12 (> 2,8) greift er auf die Berechnung der praxisrelevanten Extremwerte des Niederschlags (PEN-Werte) nach Verworn & Draschoff (2008) zurück. Hierfür leitet er anhand der darin exemplarisch aufgeführten fünf KOSTRA-Rasterfelder (Nr. 6/S25-Z3, Nr. 211/S38-Z13, Nr. 3.154/S65-Z59, Nr. 5.008/S52-Z94 und Nr. 5.324/S61-Z101) und deren zahlenmäßig berechneten Niederschlagshöhen die Erhöhungsfaktoren im Starkregenindexbereich von 8 bis 12 ab (s. Abbildung 1) und wendet sie für ein Beispielrasterfeld aus KOSTRA-DWD 2000 (DWD 2005) im Raum Kaiserslautern an. Zum Vergleich sind in Abb. 1 die Verbandsgebiete von Lippeverband (grün) und Emschergenossenschaft (blau) dargestellt.

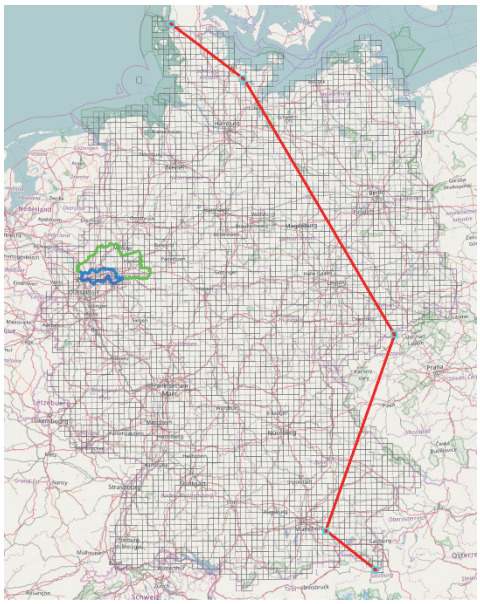


Abb. 1: Geografische Lage der verwendeten KOSTRA-DWD-Rasterfelder zur Berechnung der Erhöhungsfaktoren nach Schmitt (2016) aus Verworn & Draschoff (2008), basierend auf dem flächendeckenden, deutschlandweiten KOSTRA-Raster

Zu weiterführenden Detailauswertungen verweist Schmitt (2016) auf eine künftige ausführlichere Veröffentlichung.

2.3 Verfahren in der Emscher-Lippe-Region

Für die Emscher-Lippe-Region (ELR) beschreiben Krüger & Pfister (2016) einen Ansatz, im Folgenden auch EG/LV-Methodik genannt, der in erster Linie auf dem Verfahren von Grisa (2013) beruht. Eine Modifizierung der Methodik wird allerdings dahin gehend durchgeführt, dass die Berechnungen der Starkregenindizes auf Basis der statistischen Starkregenanalysen für die langjährig aufgezeichneten Niederschlagszeitreihen der ELR sowohl für ein Wiederkehrintervall ab T_n = 1 a als auch für die maßgeblichen Dauerstufen von fünf Minuten bis sechs Tagen nach dem DWA-Arbeitsblatt A 531 (DWA 2012) erstellt werden können. Dies wird dadurch erreicht, dass der Dauerstufenbereich nicht nur auf die langen Dauerstufen von ein bis zehn Tage unter Berücksichtigung der Normierungsgrenze auf Tagessummen extrapoliert wird, sondern auch auf die kurzen Dauerstufen von fünf Minuten bis zu einer Stunde.

Damit Starkregenindex-Kurven für Extremereignisse, ähnlich der in der Praxis etablierten Regenhöhenlinien, für Starkregenindizes SI in Abhängigkeit der Dauerstufe D und der Niederschlagshöhe h_N berechnet werden können, erreichen Krüger & Pfister (2016) durch eine Weiterentwicklung der Grisa-Formel (Grisa 2013) und unter Berücksichtigung der Stützstelle T_n = 100 a der ortsabhängigen Extremwertstatistik nach DWA (2012), folgende Beziehung mit mathematisch äquivalenter Umformung nach h_N (s. Gleichung 2):

$$h_N(T_n, D) = \sqrt{\frac{SI_{T_n,D} \cdot h_N(T_n, D = 1\ d) \cdot h_N(T_n = 100, D)}{\left(1 + \frac{\log(T_n)}{\log(2)}\right)}} \tag{2}$$

mit:

SI	Starkregenindex (kaufmännische Rundung auf Ganzzahl)	[-]
T_n	Wiederkehrzeit mit T_n = 100	[a]
h_N	Niederschlagshöhe	[mm]
D	Dauerstufe	[min; h; d]

Mit Gleichung 2 können unter Vorgabe von Starkregenindizes SI = 1 bis 12 erforderliche Niederschlagshöhen errechnet werden, die in Abhängigkeit der Dauerstufen bei vorgegebener Wiederkehrzeit zu erwarten wären. Dabei versteht sich die EG/LV-Methodik ergänzend zur klassischen statistischen Auswertung von Ereignissen zur Einordnung von extremen Starkregen und wird daher bei statistischen Wiederkehrzeiten von $T_n \geq 100$ a angewandt. Um eine einfache Bewertung der berechneten Starkregenindizes mit der EG/LV-Methodik in der ELR zuzulassen, schlagen Krüger & Pfister (2016) vier charakteristische Index-Gruppen für die Kommunikation in der Öffentlichkeit vor (s. Tabelle 3).

Tab. 3: Vorschlag zur Bewertung der Extremität eines Starkregens mithilfe des Starkregenindex-Verfahrens nach Krüger & Pfister (2016)

Starkregenindex SI [-]	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Bewertung des Starkregens	moderat			stark			heftig			extrem		

Danach wird ein Starkregenindex der Bewertungsskala „moderat“ im Wertebereich zwischen 1 und 3 (grün bis hellgelb), „stark“ im Wertebereich zwischen 4 und 6 (gelb bis hellorange), „heftig“ im Wertebereich zwischen 7 und 9 (orange bis hellrot) und „extrem“ im Wertebereich zwischen 10 und 12 (dunkelrot bis violett) festgelegt. Zudem wird anhand von zwei außergewöhnlichen Starkregenereignissen im EG/LV-Verbandsgebiet gezeigt, dass diese Methodik plausible Ergebnisse liefert. Festzustellen ist, dass eine Skala des Starkregenindex im Wertebereich von SI = 1 bis 12 (vgl. Tabelle 2 und 3) für die geografischen Breiten der Einzugsgebiete von EG/LV realistisch und zu Kommunikationszwecken geeignet erscheint, wenngleich aus rein mathematischer Sicht Starkregenindizes SI > 12 möglich sind. Letzteres ist insbesondere von der örtlichen Extremwertstatistik der betrachteten langjährigen Station abhängig. Des Weiteren zeigt sich für die kurzen Dauerstufen im Minutenbereich, dass Starkregenereignisse bei der EG/LV-Methodik mit zum Teil sehr niedrigen Indizes bewertet werden und daher unterschätzend wirken können.

2.4 Verfahren nach Mudersbach

Mudersbach (2016) hat einen Ansatz zur Berechnung eines Starkregenindex basierend auf der Einbindung der Wiederkehrzeit T_n und der Regendauer D entwickelt und klassifiziert die Starkregenereignisse bis zu einer Wiederkehrzeit von 100 Jahren und einer Dauer von sechs Tagen in elf Klassen. Der Index basiert auf der örtlichen Starkregenstatistik (z. B. nach DWA (2012) oder DWD (2015)) und ist so gewählt, dass Ereignisse mit der Wiederkehrzeit T_n = 1 a grundsätzlich den Index 1 aufweisen. Ab einer Wiederkehrzeit von T_n = 2 a errechnet sich der Index nach Gleichung 3. Der Index nimmt dabei eine stärkere Gewichtung der Wiederkehrzeit T_n als der Dauer D vor. Diese Gewichtung erscheint plausibel, da so beispielsweise bei einer Wiederkehrzeit von T_n = 100 a und niedrigen Dauerstufen (z. B. D = 5 min) bereits hohe Indizes entstehen. Es wäre für eine Risikokommunikation eher hinderlich, wenn bei solchen Ereignissen, die durchaus zu hohen Schäden führen können, nur niedrige oder mittlere Indizes angegeben würden. Diese Ausführungen machen jedoch auch deutlich, dass der Starkregenindex nach Mudersbach (2016) auf der subjektiven Einschätzung basiert, dass die Wiederkehrzeit bei der Berechnung eines Starkregenindex eine größere Bedeutung erhalten soll als die Regendauer. Konkret berechnet sich der Starkregenindex nach Mudersbach wie folgt:

$$SI_{T_n,\mathrm{D}} = \begin{cases} 1 & f\ddot{u}r\ T_n = 1 \\ \sim(1{,}5 \cdot \ln(T_n) + 0{,}4 \cdot \ln(D)) & f\ddot{u}r\ 1 < T_n \leq 100 \\ 12 & f\ddot{u}r\ T_n > 100 \end{cases} \quad (3)$$

mit:

SI	Starkregenindex	[-]
T_n	Wiederkehrzeit	[a]
D	Regendauer	[min]
~	kaufmännische Rundung auf nächste Ganzzahl	

Die o. a. Gleichung ermöglicht grundsätzlich auch die Angabe eines Index für Niederschlagsereignisse, die einer Wiederkehrzeit größer 100 Jahren entsprechen (T_n > 100 a), jedoch sollte nach Mudersbach (2016) kritisch geprüft werden, ob für eine Risikokommunikation eine solche Extrapolation erforderlich und nützlich ist, und stattdessen bei Wiederkehrzeiten größer 100 Jahren einheitlich ein Index von 12 vergeben werden sollte. In Tabelle 4 ist das Ergebnis des Starkregenindex SI auf Basis von Gleichung 3 grafisch dargestellt.

Tab. 4: Starkregenindex nach Mudersbach (2016)

Starkregenindex nach MUDERSBACH								
	Wiederkehrzeit [a]							
Dauer [min]	**1**	**2**	**5**	**10**	**20**	**30**	**50**	**100**
5	1	2	3	4	5	6	7	8
10	1	2	3	4	5	6	7	8
15	1	2	3	5	6	6	7	8
20	1	2	4	5	6	6	7	8
30	1	2	4	5	6	6	7	8
45	1	3	4	5	6	7	7	8
60	1	3	4	5	6	7	8	9
90	1	3	4	5	6	7	8	9
120	1	3	4	5	6	7	8	9
180	1	3	4	6	7	7	8	9
240	1	3	5	6	7	7	8	9
360	1	3	5	6	7	7	8	9
540	1	4	5	6	7	8	8	9
720	1	4	5	6	7	8	8	10
1080	1	4	5	6	7	8	9	10
1440	1	4	5	6	7	8	9	10
2880	1	4	6	7	8	8	9	10
4320	1	4	6	7	8	8	9	10
5760	1	5	6	7	8	9	9	10
7200	1	5	6	7	8	9	9	10
8640	1	5	6	7	8	9	9	11

3. Diskussion und Ausblick

Als zwei sehr wesentliche Unterscheidungsmerkmale in der vorliegenden Methodik der Starkregenindizes können definiert werden:

Ortsunabhängige versus ortsabhängige Indizes

Wird der Starkregenindex auf Basis von absoluten Regenhöhen definiert, die für ganz Deutschland oder zumindest für einen großen Bereich angesetzt werden, so spricht man gegenwärtig von einem ortsunabhängigen Index. Ein Vorteil dieser Methodik liegt auf der Hand: Außer der gemessenen Regenhöhe bedarf es keiner weiteren Informationen, um den Starkregenindex ermitteln zu können. Auf der anderen Seite führt dies zu einer Nichtberücksichtigung regionaler Unterschiede im Niederschlagsverhalten. Eben jene regionalen Unter-

schiede spiegeln sich in der örtlichen Starkregenstatistik wider, sodass ein auf dieser Auswertung basierender Starkregenindex als ortsabhängig bezeichnet wird.
Nach Meinung der Autoren sollten ortsabhängige Verfahren präferiert werden, um lokalen Besonderheiten gerecht zu werden und somit die regional sehr unterschiedlichen Auswirkungen eines Starkregenereignisses besser berücksichtigen zu können. In einer Region, die in einer örtlichen Starkregenstatistik tendenziell höhere Regenhöhen aufweist, sind auch die Entwässerungssysteme tendenziell entsprechend größer dimensioniert. Dadurch kann es zu geringeren Schäden kommen. Da es bei einer Risikokommunikation immer auch um die negativen Auswirkungen eines Extremereignisses geht (Risiko entspricht dem Produkt aus Wahrscheinlichkeit eines Ereignisses und den negativen Auswirkungen), sollte dieser Aspekt mit berücksichtigt werden.
Das ortsunabhängige Verfahren nach Schmitt (2015) hat demgegenüber große Vorteile in Regionen, in denen keine örtlichen Niederschlagsmessungen als geeignete Datengrundlage zur Auswertung vorhanden sind.

Indizes in Bezug zu statistischen Wiederkehrzeiten

Bezüglich verschiedener Spannbreiten der Wiederkehrzeiten gibt es bislang eine praxisrelevante Unterscheidung von Starkregenereignissen mit einer Wiederkehrzeit bis zu T_n = 100 a (z. B. KOSTRA-Werte) und darüber hinaus (z. B. PEN-Werte). Eine wesentliche Frage bei der Risikokommunikation ist nun, ob diese Grenzen auch bei einem Starkregenindex eine Rolle spielen sollten. Ganz offensichtlich divergieren hierzu aktuell die Meinungen, wobei auf der einen Seite argumentiert wird, dass es gerade dem Wesen von Starkregenereignissen entspricht, dass diese auch Wiederkehrzeiten größer 100 a erreichen können und daher hierfür auch Starkregenindizes ermittelt werden sollten. Auf der anderen Seite ist es auf Basis der vorhandenen Daten ohnehin schwer genug, Wiederkehrzeiten jenseits von 100 a zuverlässig zu ermitteln und auch ein 100-jährliches Ereignis und dessen Auswirkungen können verbal mit „extrem“ beschrieben werden. Ob es nun für eine Risikokommunikation – und nur für diese – hilfreich ist, diesen Ausdruck weiter zu steigern, kann zumindest bezweifelt werden.

Ausblick

Eine hier noch nicht diskutierte Thematik ist der Umgang mit instationären Veränderungen in der Niederschlagscharakteristik. Zeitliche Änderungen in Niederschlagszeitreihen können sich beispielsweise durch eine Zunahme der Häufigkeit und der Intensität von Starkregenereignissen ausprägen. Diese beeinflussen entsprechend die statistischen Auswertungen. Wird nun ein ortsunabhängiger Starkregenindex auf Basis von absoluten Regenhöhen verwendet, so wird sich für eine gegebene Regenhöhe der Index über die Zeit nicht ändern. Basiert ein Starkregenindex auf der örtlichen Starkregenstatistik (ortsabhängig), dann werden sich instationäre Veränderungen in dem Index widerspiegeln. Dies soll an einem fiktiven Beispiel verdeutlicht werden: Im Jahr 2017 entspricht an einem beliebigen Ort eine Regenhöhe von h_n = 60 mm (Dauerstufe 60 min) einer Wiederkehrzeit von 100 a. Durch eine Zunahme der Häufigkeit und Intensität der Regenereignisse ändert sich diese Wiederkehrzeit im Jahr 2050 auf 50 a. Wendet man in diesem Beispiel nun den Starkregenindex nach Mu-

dersbach an, so ergäbe sich im Jahr 2017 ein Starkregenindex von 9, während dieser im Jahr 2050 auf einen Wert von 8 sinken würde. Bei der Verwendung eines ortsunabhängigen Starkregenindex auf Basis von absoluten Regenhöhen ist eine instationäre Entwicklung zunächst nicht vorgesehen, womit sowohl im Jahr 2017 als auch im Jahr 2050 der gleiche Starkregenindex ermittelt würde. Es kann nun die Frage gestellt werden, ob ein Starkregenindex instationäre Entwicklungen abbilden, oder jeweils nur den Status quo beschreiben sollte. In jedem Fall sollte diese Frage im Zusammenhang mit einer flächendeckenden Einführung eines bestimmten Verfahrens zur Ermittlung von Starkregenindizes diskutiert werden, da die Wasserwirtschaft zukünftig verstärkt mit sich verändernden Randbedingungen umgehen muss (Mudersbach & Bender 2017).

Eine sinnvolle Weiterentwicklung der Starkregenindex-Thematik liegt in der Berücksichtigung der räumlichen Ausdehnung der betrachteten Ereignisse. Während derzeit die Starkregenindizes nur auf punktuellen Daten beruhen, können Angaben zur räumlichen Ausdehnung eines Ereignisses zu einer zutreffenderen Beschreibung des Risikos führen. Diese Erweiterungen setzen jedoch die räumliche Interpolation von Stationsdaten oder die Auswertung von Radardaten voraus. Auch hierfür gibt es bereits Ansätze (Müller & Kaspar 2014), die weiter auf ihre Anwendbarkeit getestet werden müssen. Die bisherigen Entwicklungen im Bereich der Starkregenindizes zeigen, dass derzeit ein großes Interesse besteht, geeignete Werkzeuge für die Risikokommunikation zu entwickeln. Die vorgestellten Ansätze weisen einige Gemeinsamkeiten, aber auch deutliche Abweichungen auf. Aus Sicht der Autoren stehen damit die verschiedenen Verfahren zur Ermittlung eines Starkregenindex noch in der Diskussion und es sollten derzeit noch keine deutschlandweiten Empfehlungen zur Anwendung einer einzelnen Methodik gegeben werden. Demgegenüber können selbstverständlich exemplarische Anwendungen der verschiedenen Methoden die Diskussion positiv lenken und Hinweise auf die Akzeptanz und Praktikabilität der Verfahren geben.

Insgesamt betrachtet besteht weiterer Untersuchungs- und Entwicklungsbedarf. Dabei sind pilothafte Anwendungen, Praxiserfahrungen und die Pflege des Erfahrungsaustausches unter Fachleuten wichtig. Künftige Erfahrungen bei extremen Ereignissen in der Emscher-Lippe-Region werden hierzu einen Beitrag leisten. Es bleibt abzuwarten, wie deutschlandweit mit diesem Thema in der Öffentlichkeit umgegangen und darauf reagiert wird. Die Anwendungsbandbreite der Verfahren und deren Praxisrelevanz wird sich nicht zuletzt in der Risikokommunikation nach zukünftigen Starkregenereignissen zeigen.

Literatur

DWA, 2012. Arbeitsblatt DWA-A 531: Starkregen in Abhängigkeit von Wiederkehrzeit und Dauer. Hennef: Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V. (DWA).

DWA, 2016. Merkblatt DWA-M 119: Risikomanagement in der kommunalen Überflutungsvorsorge für Entwässerungssysteme bei Starkregen. Hennef: Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V. (DWA).

DWD, 2005. KOSTRA-DWD-2000: Starkniederschlagshöhen für Deutschland (1951 - 2000). Offenbach: Deutscher Wetterdienst (DWD).

DWD, 2015. KOSTRA-DWD-2010: Starkniederschlagshöhen für Deutschland (Bezugszeitraum 1951 - 2010), Abschlussbericht. Offenbach: Deutscher Wetterdienst (DWD).

EG, 2017. http://www.eglv.de/wasserportal/emscher-umbau.html, zuletzt aufgerufen am 20.01.2017.

Field, C. B., 2012. Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. Special report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. New York: Cambridge University Press.

Grisa, T. M, 2013. Relabeling Extreme Rainfall Events so the Public Understands Their Severity. In: Proceedings of the Water Environment Federation, WEFTEC 2013. Chicago: Session 10 through Session 19, pp. 1335-1345 (11). DOI: http://dx.doi.org/10.2175/193864713813668051.

Krüger, M., Pfister, A., 2016. Anwendung von Starkregenindex-Verfahren zur Unterstützung der Risikokommunikation in der Emscher-Lippe-Region. In: KW Korrespondenz Wasserwirtschaft 9 (7), S. 412-419, DOI: 10.3243/kwe2016.07.004.

Malitz, G., 2015. Extremwertstatistisch ermittelte Starkniederschlagshöhen auf der Basis von Messwerten aus dem Zeitraum 1951 bis 2010. Ausblick auf KOSTRA-DWD-2010. In: KW Korrespondenz Wasserwirtschaft 8 (2), S. 79-80.

Mudersbach, C., 2016. Ableitung eines Starkregenindex in Abhängigkeit von Jährlichkeit und Regendauer, White Paper, Bochum, DOI: 10.13140/RG.2.1.1147.8006/1.

Mudersbach, C., Bender, J., 2017. Ein Bemessungsansatz für wasserwirtschaftliche Infrastruktur bei instationären Bedingungen. In: Hydrologie und Wasserbewirtschaftung Heft 37.17 (zur Veröffentlichung akzeptiert).

Müller, M., Kaspar, M., 2014. Event-adjusted evaluation of weather and climate extremes. In: Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 14 (2), S. 473-483.

Schmitt, T. G., 2014. Starkregenindex zur Kommunikation von Überflutungsursachen und Risiken. In: KA Korrespondenz Abwasser, Abfall 61 (8), S. 681-687. DOI: 10.3242/kae2014.08.001.

Schmitt, T. G., 2015. Weiterentwicklung des Starkregenindex zur Verwendung in der kommunalen Überflutungsvorsorge. In: gwf - Wasser|Abwasser 156 (7-8), S. 774-781.

Schmitt, T. G., 2016. Ortsbezogene Regenhöhen im Starkregenindexkonzept SRI12 zum Anwendungskontext Risikokommunikation in DWA-M 119. In: KW Korrespondenz Wasserwirtschaft 9 (11), S. 689-691. DOI: 10.3243/kwe2016.11.005.

Verworn, H. R., Draschoff, R., 2008. PEN-Erweiterung: Untersuchungen und Datenanalysen für ein Verfahren zur Ermittlung von extremen Starkniederschlagshöhen kurzer Dauerstufen auf der Grundlage von KOSTRA-DWD-2000 und PEN-LAWA 2005. Ein F+E-Vorhaben im Auftrag der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA), Schlussbericht. Leibniz Universität Hannover: Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftichem Wasserbau.

Anwendung eines probabilistischen Prozessors zur Bayes´schen Verbindung von Niederschlag- und Temperatur-Reanalysen für datenarme Gebiete

Michaela Kahl, Paolo Reggiani

Zusammenfassung

In datenarmen Gebieten stehen generell nur eine geringe Anzahl an meteorologischen Variablen zur Verfügung. Allerdings ist eine ausreichende räumliche Abdeckung zum Betreiben von hydrologischen Modellen oder zum Erstellen von Wasserbilanzen unabdingbar. Ein möglicher Ansatz zur Schließung dieser räumlichen Datenlücken besteht in der Nutzung von Daten aus der Fernerkundung und dem Einsatz von Reanalysen, wobei letztere im Allgemeinen über wesentlich längere Zeiträume verfügbar sind. Im Rahmen dieser Arbeit wird am Beispiel eines Teileinzugsgebiets des Indus die Anwendung eines probabilistischen Prozessors demonstriert. Dieser konditioniert zunächst sechs Reanalysedatensätze so an Bodenstationsdaten, dass der Prozessor im Anschluss unabhängig von Bodendaten nur mit Reanalysedaten betrieben werden kann. Durch den Einsatz des Prozessors konnte der Korrelationskoeffizient des besten Reanalyseproduktes für Niederschlag von 0,81 hinzu 0,92 für das Ensemble aus sechs Reanalysedatensätzen gesteigert werden.

1. Einleitung

Das in Zentralasien gelegene Karakorum wird durch extreme Höhenunterschiede und durch Gletscher, wie Siachen-, Panmah-, Baltoro-, Biafo-, Batura-, und Rimo-Gletscher, geprägt. Die Gletscherfläche im Karakorum beträgt ca. 18.000 km^2, dies entspricht fast 3 % der weltweiten Eisreserven außerhalb von Grönland und der Antarktis (Bolch et al. 2012). Der Zustand und die Veränderungen der Gletscher gelten als wichtige Indikatoren des Klimawandels. Das infolge von Schnee- und Gletscherschmelze, anfallende Schmelzwasser im Karakorum speist u. a. den Indus.

Das Einzugsgebiet des Indus oberhalb von Tarbela Dam trägt die Bezeichnung „Upper Indus Basin“ UIB. Es ist durch die Akkumulation von Niederschlag in Form von Eis und Schnee während der Monsunzeit und deren Schmelze in den Sommermonaten geprägt (Fowler & Archer 2006, Mukhopadhyay und Khan 2014a). In den letzten Jahrzehnten wurden zahlreiche Studien über das Ungleichgewicht der Gletschermassen aufgrund klimatischer Veränderungen im UIB angestellt. Ein Großteil dieser Studien basieren auf Satellitenmessungen (Gardelle 2012, Kääb et al. 2012) oder auf gravimetrischen Analysen (Jacob 2012), nur wenige basieren auf der hydrologischen Massenbilanz (Bhutiyani 2009).

Einer der Hauptgründe für die geringe Anzahl der Untersuchungen zur hydrologischen Massenbilanz im UIB ist die geringe Messnetzdichte an Bodenstationen, welche für die Erstellung einer Wasserbilanz unabdingbar sind. In der Abbildung 1 ist die Lage der vorhanden meteorlogischen und hydrologischen Messstationen im UIB dargestellt. Darüber hinaus handeltet es sich bei den primären Eingangsgrößen zur Erstellung einer Massenbilanzstudie, wie Niederschlag und Lufttemperatur, um sehr stark höhenabhängige Größen. Sowohl die Lufttemperatur als auch der Niederschlag sind durch einen sehr starken höhenabhängigen Gradienten geprägt. Aus diesem Grund neigen räumliche Lufttemperatur- und Niederschlagsprodukte, welche durch Interpolation zwischen Beobachtungen an Talstationen abgeleitet werden, zu einer systematischen Unterschätzung des Niederschlags und zu einer Überschätzung der Lufttemperatur für höhergelegene Gebiete. Dies erhöht das Risiko einer fehlerhaften Einschätzung der hydrologischen Massenbilanz.

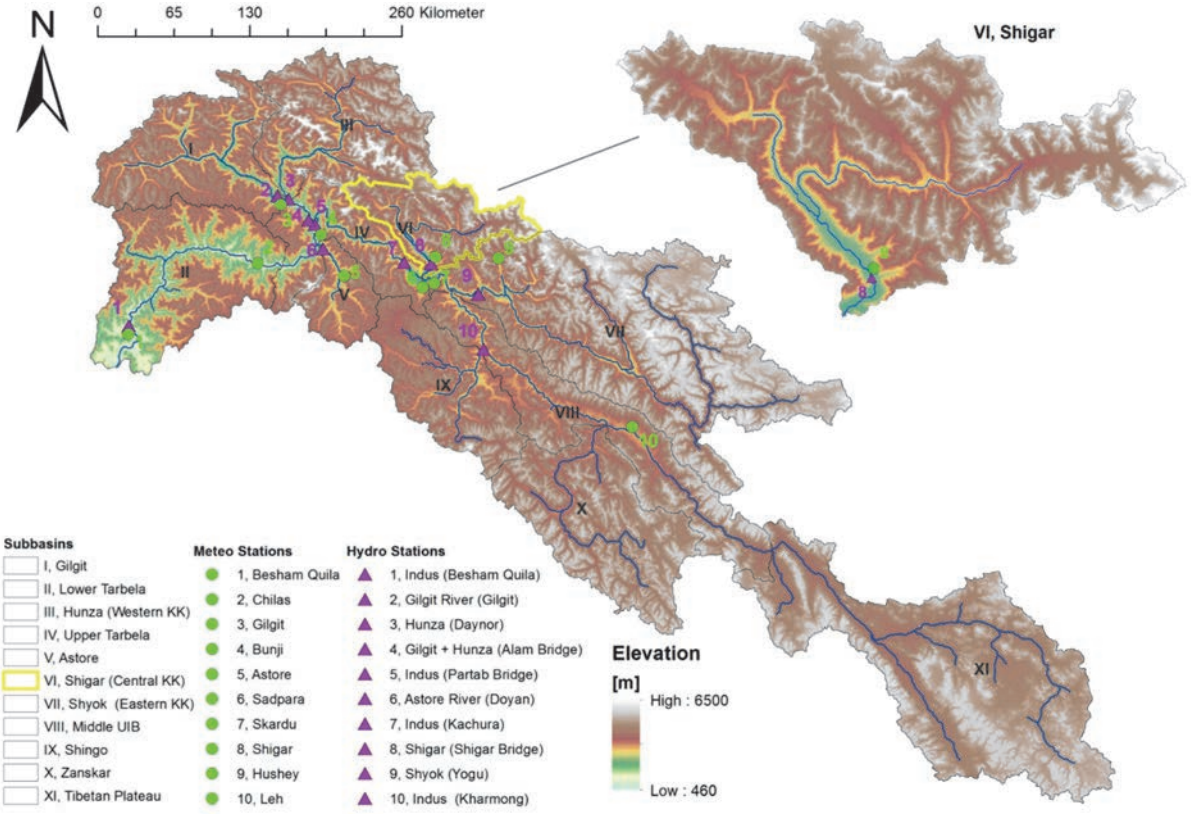


Abb. 1: Einzugsgebiet des oberen Indus und das Shigar Einzugsgebiet als Auszug. Die blauen Dreiecke zeigen die von der „Pakistan Water and Power Development Authority“ (WAPDA) betriebenen Pegel. Die grünen Punkte zeigen die vom „Pakistan Meteorological Department“ (PMD) betriebenen meteorologischen Stationen, mit Ausnahme der Station Leh, welche „India Meteorological Department“ (IMD) betrieben wird.

In Anbetracht der geringen Messnetzdichte im UIB stellen Reanalysedaten eine alternative für räumlich und zeitlich kontinuierliche Niederschlagsdaten für datenarme Gebiete dar. Vergleiche zwischen Niederschlagsdaten aus Reanalyse mit Stationsniederschlag werden u. a. von Bosilovich et al. (2009), Ward et al. (2011), Lorenz & Kunstmann (2012), Thiemig et al. (2012), Peña-Arancibia et al. (2013), Lauri et al. (2014), Gehne et al. (2016) und Hu et al. (2016) auf regionaler bis hin zu globaler Ebene angestellt. Die Ergebnisse der Untersuchungen lassen sich dahingehend zusammenfassen, dass es nicht das eine Reanalyseprodukt gibt, welches den Stationsniederschlag weltweit am besten wiedergibt. Stattdessen weist jedes Produkt seine individuellen regionalen und saisonalen Stärken und Schwächen in der korrekten Wiedergabe des Niederschlags auf. Zusätzlich vergleichen Bosilovich et al. (2009) und Peña-Arancibia et al. (2013) ein Ensemble aus Fernerkundungs- und Reanalysedatensätzen mit Bodenstationsdaten. Beide Untersuchungen kommen zu dem Ergebnis, dass ein Ensemble aus mehreren Fernerkundungs- und Reanalysedatensätzen den Niederschlag am besten wiedergibt.
Reggiani et al. (2016) verfolgen einen probabilistischen Ansatz zur Kombination von mehreren Reanalysedatensätzen (ERA-20C, ERA-Interim, JRA-55, MERRA, NCEP-CFSR, NCEP-NCAR) für den Karakorum. Sie konditionieren mittels des „Model Conditional Processor“

MCP nach Coccia und Todini (2011) die monatlichen Gebietsniederschläge und die mittlere Gebietstemperatur an Stationsmessungen und verbessern hierdurch die Güte der Prognose. Innerhalb dieser Arbeit soll aufgezeigt werden, wie sich ein Aufsplittern der Daten vor der Anwendung des MCP auf die Qualität der Prognose auswirkt. Hierzu werden die Reanalysedatensätze jeweils in zwei vom Jahresverlauf abhängige Datensätze aufgeteilt und anschließend mittels MCP an Stationsdaten konditioniert. Durch die Aufteilung und zusätzlichen Konditionierung wird aufgezeigt wie aus dem originalen Ensemble verschiedener Reanalysen ein neuer, bias-korrigierter Datensatz und dazugehörige Unsicherheitschätzung abgeleitet wird. Diese Reihen können anschließend zur Ermittlung von Gebietsniederschlag oder zur Trendanalyse eingesetzt werden.

2. Daten und Methode

2.1 Untersuchungsgebiet

Die Untersuchung beschränkt sich auf das im Norden des UIB gelegene Einzugsgebiet des Flusses Shigar. Die in Abbildung 1 (gelbe Umrandung) dargestellte Abgrenzung des Einzugsgebiets basiert auf einer topographischen Analyse des 90 x 90 m aufgelösten digitalen Höhenmodells aus der „Shuttle Radar Topography Mission“ (SRTM, Hennig et al. 2001). Der Shigar fließt bei Skardu in den Indus und wird primär durch das Schmelzwasser der Baltoro-, Biafo- und Panmahgletscher gespeist. Die hypsometrische Kurve gibt die folgende Höhenverteilung des Gebiets wieder: 267 km^2 (3,8 %) zwischen 2.000 und 2.500 m; 650 km^2 (9,3 %) zwischen 2.500 und 3.500 m; 1.960 km^2 (27,9 %) zwischen 3.500 und 4.500 m; 3.245 km^2 (46,2 %) zwischen 4.500 und 5.500 m; 811 km^2 (11,4 %) zwischen 5.500 und 6.500 m und 103 km^2 (1,4 %) über 6.500 m. Die mittlere hypsometrische Höhe beträgt 4.579 m ü. NN.

2.2 Datensätze

Aus einem Ensemble verschiedener Reanalyseprodukte wird die monatliche Gebietsniederschlagshöhe und die mittlere monatliche Lufttemperatur im Shigar Einzugsgebiet abgleitet. Für diese Analyse wurden folgende sechs Reanalyseprodukte verwendet: (1) ERA-20C (Poli et al. 2013); (2) ERA-Interim (Dee et al. 2011); (3) JRA-55 (Kobayashi 2015); (4) MERRA (Rienecker et al. 2011); (5) NCEP-CFSR (Saha 2010); (6) NCEP-NCAR (R1) (Kalnay 1996). Die wichtigsten Merkmale der Produkte, wie z. B. räumliche und zeitliche Auflösung und Anzahl der Zellen im Shigar Einzugsgebiet, sind in Tabelle 1 zusammengefasst. Die angestellten Analysen konzentrieren sich auf die beiden meteorologischen Größen Niederschlag und Lufttemperatur 2 m über Gelände für die Zeit ab 1979. Die einzelnen Reanalyseprodukte besitzen unterschiedliche räumliche Auflösungen und somit erstreckt sich das Shigar Einzugsgebiet über eine unterschiedliche Anzahl von Gitterzellen. Für die Analyse wurde das flächengewichtete Mittel der einzelnen Reanalyseprodukte für das Shigar Einzugsgebiet ermittelt.

Tab. 1: Überblick über die verwendeten Reanalyseprodukte, der zugrunde gelegte Zeitraum, der Rastertyp, die verwendete räumliche und zeitliche Auflösung und die Anzahl der Zellen für das Shigar Einzugsgebiet.

Produkt	Zeitraum	Rastertyp	räumliche Auflösung	zeitliche Auflösung	Anzahl Zellen
ERA-20C	1979-2010	N80 Gaussian	1,0° × 1,0° (~111 km)	monatliche Mittel aus Tagesmittelwerten	4
ERA-Interim	1979-2014	N128 Gaussian	0,75° × 0,75° (~83 km)	monatliche Mittel aus Tagesmittelwerten	5
JRA-55	1979-2014	TL390L60	1,25° × 1,25° (~139 km)	Monatswerte	4
MERRA	1979-2014	1/2° × 2/3°	1/2° × 2/3° (~56 km × 74 km)	Monatswerte	7
NCEP-CFSR	1979-2009	T382 Gaussian	0,313° × 0,313° (~38 km)	Monatswerte	17
NCEP-NCAR (R1)	1979-2014	1,875° × 1,875°	1,875° × 1,875° (~209 km)	Monatswerte	2

Die Auswertung der in Tabelle 1 gelisteten Reanalysedatensätze, hinsichtlich der mittleren monatlichen Lufttemperatur und des monatlichen Gebietsniederschlags für das Einzugsgebiet des Shigar für den Zeitraum von 1979 bis 2014, ist in Abbildung 2 dargestellt. Die Lufttemperaturen differieren zwischen den einzelnen Reanalyseprodukten im Jahresverlauf zwischen 4,3 °C und 7,0 °C zwischen dem kältesten und wärmsten monatlichen Produkt. Für die Reanalyseprodukte des Niederschlags ergibt sich im Februar die größte Differenz der Produkte von 104 mm und im August die niedrigste Abweichung zwischen den einzelnen Produkten von 20 mm.

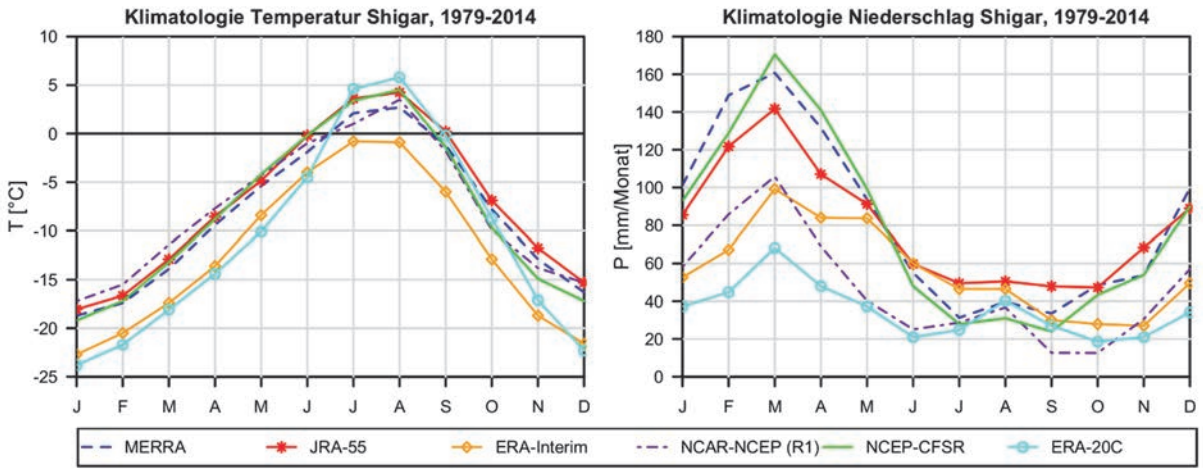


Abb. 2: Klimatologie Lufttemperatur/Niederschlag für das Shigar Einzugsgebiet abgeleitet aus sechs Reanalyseprodukten (Tabelle 1).

Für das anstellen eines Vergleichs der Bodenstationsmessungen der Station Skardu mit den Reanalysedaten wurden diese mit einem entsprechenden Gradienten beaufschlagt. Bocchiola et al. (2011) und Winiger (2005) ermittelten für das UIB die Gleichung 1 für den Niederschlagsgradienten.

$$P_z[mm/a] = 9 \cdot 10^{-6} \cdot z^{2,22} \quad (1)$$

mit P_z dem Jahresniederschlag in mm und z der Geländehöhe in m ü. NN. Infolge der mittleren hypsometrischen Höhe des Einzugsgebiets von 4.579 m ü. NN und der Höhe der Station Skardu von 2.210 m ü. NN ergibt sich die Niederschlagsdifferenz zu 907 mm/a. Die Korrektur der monatlichen Niederschlagssummen erfolgt in Abhängigkeit des prozentualen Anteils des monatlichen Niederschlags am Jahresniederschlag nach Tabelle 2.

Tab. 2: Monatliche Niederschlagsklimatologie von Skardu für den Zeitraum von 1951 bis 2012 (P), der Anteil des monatlichen Niederschlags am Jahresniederschlag (P/P_y), der Korrekturwert der Niederschlagsmenge (ΔP_{korr}) unter Berücksichtigung des Höhenunterschieds zwischen Skardu (2.210 m ü. NN) und Shigar Einzugsgebiet (4.579 m ü. NN) und die korrigierten monatlichen Niederschlagsmengen (P_{korr}).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Tot
P [mm]	30	29	39	33	30	9	11	13	10	8	5	17	233
P/P_y [-]	0,13	0,12	0,17	0,14	0,13	0,04	0,05	0,06	0,04	0,03	0,02	0,07	1,0
ΔP_{korr} [mm]	116	112	152	127	114	35	44	50	40	31	21	65	907
P_{korr} [mm]	147	142	193	161	145	44	56	64	51	40	26	83	1152

Zur Bestimmung der mittleren monatlichen Gebietstemperatur wurde ein konstanter Temperaturgradient von -6,4 °C/1.000m angenommen. Hieraus ergibt sich ein konstanter Wert für die Korrektur der Lufttemperatur zwischen der Station Skardu und der mittleren hypsometrischen Höhe des Shigar Einzugsgebiets von -15,2 °C.

Ein Vergleich der einzelnen Reanalysedatensätze mit den am Boden gemessenen und auf die mittlere hypsometrische Höhe des Einzugsgebiets bezogen monatlichen Niederschlag bzw. mittleren monatlichen Lufttemperatur ist in den Tabellen 3 und 4 zusammengestellt. Als Gütekriterien wurden die Korrelationskoeffizienten, das Verhältnis zwischen Signal und Rauschen (S/N, engl. Signal-to-noise) nach Krzysztofowicz (1999), der mittlere Fehler ME, der mittlere absolute Fehler MAE und der Nash-Sutcliffe Koeffizient NSEherangezogen.

Insgesamt betrachtet gibt die Reanalyse NCEP-CFSR den Niederschlag am besten für das Shigar Einzugsgebiet, mit einem Korrelationskoeffizienten von 0,810, MAE von 30,2 mm/Monat und NSE von 0,573 im Vergleich zu den anderen Reanalysedatensätzen, wieder (Tabelle 3).

Tab. 3: Zusammenstellung der verschiedenen Güterkriterien Korrelationskoeffizient, Verhältnis zw. Signal und Rauschen, ME, MAE und NSE für die einzeln Reanalyseprodukte des Niederschlags.

Gütekriterium	Einheit	ERA-20C	ERA-Interim	JRA-55	MERRA	NCEP-CFSR	NCEP-NCAR
Korrelationskoeff.	[-]	0,605	0,667	0,719	0,763	0,810	0,684
Signal/Rauschen	[-]	0,578	0,800	1,072	1,397	1,910	0,879
ME	[mm/Monat]	-58,6	-36,4	-14,3	-8,4	-10,5	-45,9
MAE	[mm/Monat]	60,4	43,7	32,5	31,6	30,2	49,3
NSE	[-]	-0,715	0,037	0,453	0,493	0,573	-0,171

Die mittlere monatliche Lufttemperatur im Shigar Einzugsgebiet wird am besten durch die Reanalyse JRA-55 wiedergeben (Tabelle 4). Der Korrelationskoeffizient zwischen der Reanalyse und der korrigierten Bodenstationsmessung beträgt 0,974, die Lufttemperatur wird im Mittel um 4,0 °C unterschätzt und der NSE beträgt 0,734.

Tab. 4: Zusammenstellung der verschiedenen Güterkriterien Korrelationskoeffizient, Verhältnis zw. Signal und Rauschen, ME, MAE und NSE für die einzeln Reanalyseprodukte der Lufttemperatur.

Gütekriterium	Einheit	ERA-20C	ERA-Interim	JRA-55	MERRA	NCEP-CFSR	NCEP-NCAR
Korrelationkoeff.	[-]	0,943	0,971	0,974	0,976	0,969	0,957
Signal/Rauschen	[-]	8,023	16,645	18,793	20,207	15,449	10,767
ME	[°C]	-7,6	-9,2	-4,0	-5,1	-4,9	-4,5
MAE	[°C]	7,6	9,2	4,1	5,2	5,0	4,7
NSE	[-]	0,120	-0,110	0,734	0,610	0,632	0,632

2.3 Datenaufbereitung mittels MCP

Todini (2008) entwickelte den MCP als eine alternative zum „Hydrologic Uncertainty Processor“ (HUP) und „Bayesian Model Averaging“ (BMA). Dieser ermöglicht die Kombination der Beobachtungen mit mehreren Modellprognosen, als eine mehrdimensionale Normalverteilung im normalen Raum. Dieser Ansatz setzt jedoch eine Normalverteilung der Variablen und eine Homoskedastizität der Fehlervarianz voraus. Die in der Hydrologie vorkommenden Variablen, wie Wasserstand und Abfluss in der Niederschlag-Abfluss-Modellierung und Niederschlag als meteorologische Eingangsgröße weisen in der Regel eine Schiefe Verteilung und eine Heteroskedastizität der Fehlervarianz auf (Krzysztofowicz, 1999). Dies erfordert für die Anwendung des MCP eine Transformation der Variablen mittels „Normal Quantil Transformation“ (NQT) in den normalen Raum und einer späteren Rücktransformation in den realen Raum. Coccia und Todini (2011) erweitern den MCP um das Prinzip der „Truncated Normal Distributions“ (TNDs), um das Problem der Heteroskedastizität der Fehlervarianz zu umgehen. Die nachfolgende Beschreibung des MCP beruht auf den Arbeiten von Todini (2008), Coccia und Todini (2011).

Normal Quantile Transform (NQT)

Die nicht normalverteilten Datensätze, sowohl die Stations- als auch die Reanalysedatensätze, werden einzeln mittels NQT in den Normalen Raum transformiert. Hierzu werden die Daten zunächst aufsteigend sortiert und anhand des Rangs k, der Anzahl der Daten des Datensatzes n und der Inversen der Verteilungsfunktion der Normalverteilung ϕ^{-1} transformiert (Gleichung 2).

$$\eta_{k,n} = \phi^{-1}\left(\frac{k}{n+1}\right) \tag{2}$$

Die Verteilungsfunktion dieser Daten entspricht der Standardnormalverteilung, d. h. sie besitzen einen Mittelwert von null und eine Standardabweichung von eins. Der Ausgangsdatensatz der Stationsmessung wird mit y und die Reanalysedatensätze mit $\hat{\boldsymbol{y}}_k$, $k = 1 \ldots M$ mit M der Anzahl der Prädiktoren bezeichnet. Die in den Normalen Raum transformierte Stationsmessung wird mit $\boldsymbol{\eta}$ bezeichnet und die transformierten Reanalysedatensätze tragen die Bezeichnung $\hat{\boldsymbol{\eta}}_k$.

MCP mit TNDs

Zum Erreichen der Homoskedastizität der Fehlervarianz wird die Stichprobe in zwei oder mehrere Bereiche unterteilt. Der Grenzwert a zur Aufteilung der Stichprobe wird so gewählt, dass die Varianz der oberen Stichprobe nach Gleichung 4 minimiert wird. Die Berechnung des Erwartungswertes des Niederschlags mit dem MCP erfolgt in drei Phasen.

Phase 1 (Anwendung des MCP einzeln auf jeden Datensatz)

Im ersten Schritt werden die einzeln Reanalyseprodukte am Stationswert kalibriert. Hierzu werden die Datensätze, wie oben beschrieben, zunächst in den Normalen Raum transformiert. Die Ermittlung des optimalen Grenzwertes a erfolgt für jedes Produkt separat.

$$\mu_{\eta|\hat{\eta}=\hat{\eta}^*,\hat{\eta}^*>a} = \mu_\eta + \frac{\sigma_{\eta\hat{\eta}}}{\sigma_{\hat{\eta}}{}^2}\left(\hat{\eta}^* - \mu_{\hat{\eta}}\right) \tag{3}$$

$$\sigma^2_{\eta|\hat{\eta}=\hat{\eta}^*,\hat{\eta}^*>a} = \sigma^2_\eta - \frac{\sigma_{\eta\hat{\eta}}}{\sigma_{\hat{\eta}}{}^2} \tag{4}$$

mit μ_η, $\mu_{\hat{\eta}}$ den Mittelwerten und σ_η, $\sigma_{\hat{\eta}}$ den Standardabweichungen der Stichprobe für $\eta|\hat{\eta} > a$ und $\hat{\eta}|\hat{\eta} > a$ bzw. $\eta|\hat{\eta} < a$ und $\hat{\eta}|\hat{\eta} < a$. Die Berechnung für den unteren Teil der Stichprobe erfolgt analog zum oberen Teil. Anhand des täglichen Mittelwerts und der Varianz werden bestimmte Quantil-Werte der Normalverteilung ermittelt und diese zur Ermittlung des Erwartungswertes zurück in den Realen Raum transformiert.

Phase 2 (Hyperebene im mehrdimensionalen Raum)

Die in der Phase 1 ermittelten Erwartungswerte der einzelnen Simulationen werden in den Normalen Raum transformiert und in der zweiten Phase zur Ermittlung einer Hyperebene im mehrdimensionalen Raum zusammengeführt. Die Lage der Hyperebene ergibt sich aus dem Grenzwert a_k des Modells dessen Varianz der oberen Stichprobe den geringsten Wert aufweist nach Gleichung 5 und 6.

$$\sigma^2_{\eta|\hat{\eta}_k>a'_k,\hat{\eta}^*_k} < \sigma^2_{\eta|\hat{\eta}_i>a'_i,\hat{\eta}^*_i} \quad (5)$$

$$a_k = a'_k \quad (6)$$

Die Hyperebene der einzelnen Stichprobe ergibt sich aus $H_P = \sum_{i=1}^{M} \hat{\eta}_i$. Die Berechnung des Mittelwertes und der Varianz im Normalen Raum erfolgt nach Gleichung 7 und 8, jeweils separat für den unteren und oberen Teil der Stichprobe.

$$\mu_{\eta|\hat{\eta}_k=\hat{\eta}^*,H^*_p>M\cdot a} = \mu + \Sigma_{\eta\hat{\eta}} \cdot \Sigma^{-1}_{\hat{\eta}\hat{\eta}} \cdot (\hat{\eta}^* - \hat{\mu}) \quad (7)$$

$$\sigma^2_{\eta|\hat{\eta}_k=\hat{\eta}^*,H^*_p>M\cdot a} = \Sigma_{\eta\eta} - \Sigma_{\eta\hat{\eta}} \cdot \Sigma^{-1}_{\hat{\eta}\hat{\eta}} \cdot \Sigma^{T}_{\eta\hat{\eta}} \quad (8)$$

Mit μ und $\hat{\mu}$ dem Mittelwert der Stichproben $\eta|H_P > M \cdot a$, $\hat{\eta}|H_P > M \cdot a$, $\Sigma_{\eta\eta}$, $\Sigma_{\eta\hat{\eta}}$ und $\Sigma_{\hat{\eta}\hat{\eta}}$ ergeben sich aus der Kovarianzmatrix der Stichproben nach Gleichung 9 und 10.

$$\Sigma_{\eta,\hat{\eta}_k} = \begin{bmatrix} 1 & \rho_{\eta,\hat{\eta}_1} & \rho_{\eta,\hat{\eta}_2} & \dots \rho & \rho_{\eta,\hat{\eta}_M} \\ \rho_{\hat{\eta}_1\eta} & 1 & \rho_{\hat{\eta}_1\hat{\eta}_2} & \ddots \rho & \rho_{\hat{\eta}_1\hat{\eta}_M} \\ \rho_{\hat{\eta}_2\eta} & \rho_{\hat{\eta}_2\hat{\eta}_1} & \ddots \rho & \ddots \rho & \vdots \rho \\ \vdots & \ddots & \ddots \rho & \ddots \rho & \rho_{\hat{\eta}_{M-1}\hat{\eta}_M} \\ \rho_{\hat{\eta}_M\eta} & \rho_{\hat{\eta}_M\hat{\eta}_1} & \dots \rho & \rho_{\hat{\eta}_M\hat{\eta}_{M-1}} & 1 \end{bmatrix} \quad (9)$$

$$\Sigma_{\eta,\hat{\eta}_k} = \begin{bmatrix} \Sigma_{\eta\eta} & \Sigma_{\eta\hat{\eta}} \\ \Sigma^T_{\eta\hat{\eta}} & \Sigma_{\hat{\eta}\hat{\eta}} \end{bmatrix} \quad (10)$$

Phase 3 (MCP mit Hyperebene im mehrdimensionalen Raum)

In der Phase 3 erfolgt die Berechnung der Erwartungswerte des Niederschlages bzw. der Lufttemperatur analog der Verfahrensweise in Phase 1 mit den Erwartungswerten aus Phase 2 konditioniert an der Stationsmessung.

Rücktransformation in den realen Raum

Die Rücktransformation der Daten in den Realen Raum erfolgt für die ermittelten Quantil-Werte mit der Inversen der Transformationsfunktion der Beobachtungen. Der Mittelwert im normalen Raum entspricht hierbei dem Median im realen Raum. Der Erwartungswert des Niederschlags wird aus dem Mittelwert der Quantil-Werte im realen Raum berechnet. Die Transformation der Daten in den normalen Raum bewirkt, dass Werte welche kleiner bzw. größer als der minimale bzw. maximale Wert der zur Kalibrierung des MCP verwendeten Werte sind, nur bedingt abgebildet werden können. Somit ist eine Extrapolation an den Rändern der empirischen Verteilung notwendig.

3. Ergebnisse

Die Berechnung des Ensembles aus den sechs Reanalysedatensätzen erfolgt sowohl für den kompletten und den in zwei Teile gesplitteten Datensatz. Die Teilung des Datensatzes orientiert sich an den Niederschlagsmengen im Jahresverlauf (siehe Tabelle 2) so werden die Monate von Dezember bis Mai und von April bis November unabhängig voneinander mittels MCP konditioniert.

In der Tabelle 5 sind die Werte der Gütekriterien der Prognose für den kompletten (ganzjährlich) und gesplitteten (halbjährlich) Datensatz zusammengefasst. Durch das Splitten der Datensätze vor der Berechnung des Ensembles aus sechs Reanalyseprodukten des Nieder-

schlags mittels MCP verbessern sich die Werte der Gütekriterien. Der Korrelationskoeffizient zwischen der Beobachtung und dem Ensemble steigert sich von 0,793 auf 0,920, der MAE verringert sich von 27,7 mm/Monat auf 15,8 mm/Monat und der NSE steigert sich von 0,628 auf 0,846. Zum Vergleich der MAE für das beste Reanalyseprodukt NCEP-CFSR beträgt 30,2 mm/Monat und der NSE 0,573 (Tabelle 5). Durch die Kombination der sechs Reanalyseprodukte konnte die Qualität der Niederschlagsprognose eindeutig gesteigert werden.
Die Verbesserung der Gütekriterien von der ganzjährlichen Berechnung hinzu der halbjährlichen Berechnung ist für das Ensemble der Lufttemperatur 2 m über Gelände nur geringfügig. Der NSE konnte durch die Kombination der sechs Reanalyseprodukte von 0,734 (JRA-55) auf 0,970 verbessert und der MAE konnte von 4,1 °C auf 1,2 °C verringert werden.

Tab. 5: Zusammenstellung der verschiedenen Güterkriterien Korrelationskoeffizient, Verhältnis zw. Signal und Rauschen, ME, MAE und NSE für die die Modellierung mit dem kompletten Datensatz (ganzjährlich) und für die Berechnung des gesplitteten Datensatzes (halbjährlich).

	Ensemble Niederschlag		Ensemble Lufttemperatur	
Gütekriterium	Ganzjährlich	halbjährlich	ganzjährlich	Halbjährlich
Korrelationskoeff.	0,793 [-]	0,920 [-]	0,984 [-]	0,985 [-]
Signal/Rauschen	1,691 [-]	5,487 [-]	30,724 [-]	32,134 [-]
ME	-0,1 mm/Monat	0,0 mm/Monat	0,0 °C	0,1 °C
MAE	27,7 mm/Monat	15,8 mm/Monat	1,2 °C	1,2 °C
NSE	0,628 [-]	0,846 [-]	0,968 [-]	0,970 [-]

In der Abbildung 3 ist das Ergebnis für die halbjährliche Rekonstruktion des Niederschlags aus sechs Reanalysedatensätzen für den Zeitraum von 1979 bis 1994 dargestellt.

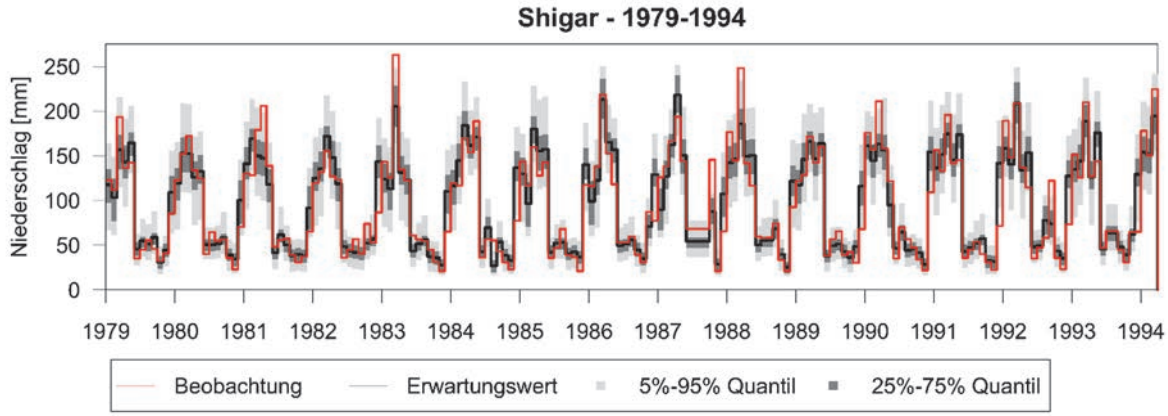


Abb. 3: Monatliche beobachtete und rekonstruierte Niederschlagsmengen und ihre Unsicherheiten für das Shigar Einzugsgebiet von 1979 bis 1994. Die höhenangepasste Beobachtung wird als rote und der Median der Vorhersage als schwarze Volllinie dargestellt. Die grau eingefärbten Bereiche zeigen die Vertrauensintervalle von 50 % und 90 % an.

4. Fazit

Innerhalb dieser Studie wurde ein probabilistischer Prozessor zur Bayes'sch Verbindung von Niederschlag- und Lufttemperatur-Reanalysen in der datenarmen Region des Shigar Einzugsgebiets angewendet. Zu diesem Zweck wurden sechs Reanalyseprodukte mittels MCP zu einem Ensemble kombiniert, um die prädiktiven Unsicherheiten der meteorologischen Variablen Niederschlag und Lufttemperatur abzuschätzen zu können. Der Prozessor wurde auf die monatlichen Niederschlags- bzw. Lufttemperaturbeobachtungen konditioniert. Die Ergebnisse zeigen, dass die Kombination der Modellvorhersagen bei der Verarbeitung zu einer deutlichen Verringerung der prädiktiven Unsicherheit und zu einer Verbesserung der Werte der Gütekriterien führt. Dieses Ergebnis konnte durch das Splitten der Daten vor der Konditionierung mittels MCP weiter verbessert werden. Es muss allerdings betont werden, dass das kombinierte Ergebnis nur so gut ist wie die zur Konditionierung verwendete Beobachtung. Die kontinuierliche Reihe von mittleren monatlichen Niederschlags- und Lufttemperaturdaten und ihre Varianz können dennoch zur Erstellung von regionalen Studien der hydrologischen Massenbilanz verwendet werden.

Literatur

Archer, D., Fowler, H., 2004. Spatial and temporal variations in precipitation in the Upper Indus Basin, global teleconnections and hydrological implications. Hydrology and Earth System Sciences, 8 (1), 47–61.

Bhutiyani, M. R., 1999. Mass-balance studies on Siachen Glacier in the Nubra valley, Karakoram Himalaya, India. Journal of Glaciology, 45 (149), 112–118.

Bocchiola, D., Diolaiuti, G., Soncini, A., Mihalcea, C., D'Agata, C., Mayer, C., Lambrecht, A., Rosso, R., Smiraglia, C., 2011. Prediction of future hydrological regimes in poorly gauged high altitude basins: the case study of the upper Indus, Pakistan. Hydrology and Earth System Sciences, 15 (7), 2059–2075.

Bolch, T., Kulkarni, A., Kaab, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J.G., Frey, H., Kargel, J.S., Fujita, K., Scheel, M., Bajracharya, S., Stoffel, M., 2012. The State and Fate of Himalayan Glaciers. Science, 336 (6079), 310–314.

Bosilovich, M.G., Mocko, D., Roads, J., Ruane, A., 2009. A Multimodel Analysis for the Coordinated Enhanced Observing Period (CEOP). Journal of Hydrometeorology, 10 (4), 912–934.

Coccia, G., Todini, E., 2011. Recent developments in predictive uncertainty assessment based on the model conditional processor approach. Hydrology and Earth System Sciences, 15 (10), 3253–3274.

Dee, D. et al., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137 (656), 553–597.

Gardelle, J., Berthier, E., Arnaud, Y., 2012. Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century. Nature Geoscience, 5 (5), 322–325.

Gehne, M., Hamill, T.M., Kiladis, G.N., Trenberth, K.E., 2016. Comparison of Global Precipitation Estimates across a Range of Temporal and Spatial Scales. Journal of Climate, 29 (21), 7773–7795.

Hennig, T., Kretsch, J., Salamonowicz, P., Pessagno, C., Stein, W., 2001. The Shuttle Radar Topography Mission, Proceedings of the First International Symposium on Digital Earth Moving 2001, Springer Verlag, London, UK.

Hewitt, K., 2007. Tributary glacier surges: an exceptional concentration at Panmah Glacier, Karakoram Himalaya. Journal of Glaciology, 53 (181), 181–188.

Hu, Z., Hu, Q., Zhang, C., Chen, X. und Li, Q., 2016. Evaluation of reanalysis, spatially interpolated and satellite remotely sensed precipitation data sets in central Asia. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121 (10), 5648–5663.

Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W.T., Swenson, S., 2012. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. Nature, 482 (7386), 514–518.

Kääb, A., Berthier, E., Nuth, C., Gardelle, J., Arnaud, Y., 2012. Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas. Nature, 488 (7412), 495–498.

Kalnay, E. et al., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bulletin of the American Meteorological Society, 77 (3), 437–471.

Kobayashi, S. et al., 2015. The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. Journal of the Meteorological Society of Japan, 93 (1), 5–48.

Krzysztofowicz, R., 1999. Bayesian theory of probabilistic forecasting via deterministic hydrologic model. Water Resources Research, 35 (9), 2739–2750.

Lauri, H., Räsänen, T.A., Kummu, M., 2014. Using Reanalysis and Remotely Sensed Temperature and Precipitation Data for Hydrological Modeling in Monsoon Climate: Mekong River Case Study. Journal of Hydrometeorology, 15 (4), 1532–1545.

Lorenz, C., Kunstmann, H., 2012. The Hydrological Cycle in Three State-of-the-Art Reanalyses: Intercomparison and Performance Analysis. Journal of Hydrometeorology, 13 (5), 1397–1420.

Mukhopadhyay, B., Khan, A., 2014a. A quantitative assessment of the genetic sources of the hydrologic flow regimes in Upper Indus Basin and its significance in a changing climate. Journal of Hydrology, 509, 549–572.

Peña-Arancibia, J.L., van Dijk, A.I.J.M., Renzullo, L.J., Mulligan, M., 2013. Evaluation of Precipitation Estimation Accuracy in Reanalyses, Satellite Products, and an Ensemble Method for Regions in Australia and South and East Asia. Journal of Hydrometeorology, 14 (4), 1323–1333.

Poli, P. et al., 2013. The data assimilation system and initial performance evaluation of the ECMWF pilot reanalysis of the 20th-century assimilating surface observations only (ERA-20C). ERA Report Series (14).

Reggiani, P., Coccia, G., Mukhopadhyay, B., 2016. Predictive Uncertainty Estimation on a Precipitation and Temperature Reanalysis Ensemble for Shigar Basin, Central Karakoram. Water, 8 (6), 263.

Rienecker, M.M., et al., 2011. MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. Journal of Climate, 24 (14), 3624–3648.

Saha, S. et al., 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Bulletin of the American Meteorological Society, 91 (8), 1015–1057.

Thiemig, V., Rojas, R., Zambrano-Bigiarini, M., Levizzani, V., Roo, A., 2012. Validation of Satellite-Based Precipitation Products over Sparsely Gauged African River Basins. Journal of Hydrometeorology, 13 (6), 1760–1783.

Todini, E., 2008. A model conditional processor to assess predictive uncertainty in flood forecasting. International Journal of River Basin Management, 6 (2), 123–137.

Ward, E., Buytaert, W., Peaver, L., Wheater, H., 2011. Evaluation of precipitation products over complex mountainous terrain: A water resources perspective. Advances in Water Resources, 34 (10), 1222–1231.

Winiger, M., Gumpert, M., Yamout, H., 2005. Karakorum-Hindukush-western Himalaya: assessing high-altitude water resources. Hydrological Processes, 19 (12), 2329–2338.

Lexikografische Kalibrierungsstrategie für eine repräsentative Parameterschätzung in hydrologischen Wirkungsmodellen

Phillip Kreye, Marlene Gelleszun, Günter Meon

Zusammenfassung

Eine zunehmend multi-variable Betrachtung des hydrologischen Systems benötigt vermehrt automatische Optimierungsverfahren. Das lexikografische Vorgehen zur Modellkalibrierung basiert auf einer Verkleinerung des Parametersuchraums mit Hilfe einer zuvor festgelegten Präferenzordnung und ermöglicht dadurch die Verwendung von lokalen Optimierungsalgorithmen, wie das Downhill-Simplex Verfahren. Die Qualität der Optimierung und die Parametersets wurden mit dem globalen Optimierungsverfahren SCE-UA[1] verglichen. Die Parametersets des lexikografischen Vorgehens erzielten in der Validierungsphase höhere Gütewerte als die des SCE-Verfahrens. Dies indiziert, dass die lexikografisch ermittelten Modellparameter das Systemverhalten repräsentativer beschreiben. Weiterhin ist die Zeiteffizienz des lexikografischen Verfahrens mit etwa 6 % der Iterationsanzahl im Vergleich zu SCE-UA hervorzuheben.

1. Einleitung

In der großskaligen hydrologischen Modellierung stehen aufwendige Konzepte zur physikalisch korrekten Abbildung der dominanten Prozesse zunehmend im Vordergrund. In vielen Fragestellungen sind, neben der zeitlichen Nachbildung des Gebietsabflusses, weitere Systemvariablen gefragt. In diesem Kontext entsteht erhöhter Bedarf an Beobachtungen, die zur Modellkalibrierung verwendet werden können. Eine sinnvolle Einbindung von Fernerkundungs- oder Grundwasserdaten in Kalibrierungsprozeduren und die Identifizierbarkeit von physikalisch plausiblen Parametersets sind Gegenstand der Forschung (Kreye 2015).

Das durch Beven (1993) in die hydrologische Wissenschaft eingeführte Konzept der Äquifinalität beschreibt das Problem der Identifikation von zur Kalibrierung genutzten Modellparametern. Die Vorstellung von der Existenz eines einzigen Modellparametersatzes, der ein hydrologisches Modell optimal kalibriert, wird in Frage gestellt. Vielmehr sei eine Vielzahl von möglichen Kombinationen in der Lage, in einer Zielfunktion ein identisches oder sehr ähnliches Resultat zu erreichen. Mit Zunahme der Komplexität eines hydrologischen Modells ist es in der Regel möglich, die Realität verbessert abzubilden und an einer Vielzahl von Zielfunktionen zu bewerten. Parallel dazu wächst aber auch die Anzahl der notwendigen Modellparameter. Dies geht einher mit einer Erhöhung der Wahrscheinlichkeit von vielen „gleichwertigen" Parametersätzen. Auf der anderen Seite ist es mit komplexen hydrologischen Modellen zunehmend möglich, die Anzahl dieser Parametersätze durch den Einsatz von verschiedenen Zielfunktionen zu verringern. Eine Möglichkeit zur Minimierung der Anzahl von „optimalen" Modellparametersets ist die Verwendung von multi-objektiven Zielfunktionen. Zusätzlich zum Gebietsabfluss lassen sich auch weitere Größen, wie Bodenfeuchtigkeit oder Grundwasserstand, mit in der Zielfunktion berücksichtigen. Eine umfangreiche Zusammenstellung von Kriterien von multi-objektiven Zielfunktionen ist in Madsen (2003) zu finden.

Gängige Praxis in der Kalibrierung von hydrologischen Modellen ist die iterative und manuelle Ermittlung von Parametersets zur Beschreibung der vom Modell nicht aufgelösten Heterogenität. In den letzten Jahren haben sich zunehmend, auch aufgrund der steigenden

[1] Shuffled Complex Evolution – University of Arizona, Duan et al. (1992).

Leistung von Computern und vor allem bei wissenschaftlichen Fragestellungen, komplexe semi- bis vollautomatische Optimierungsalgorithmen etabliert (Efstratiadis & Koutsoyiannis 2010). In der planerischen und operationellen Ingenieurspraxis ist dieser Trend bisher weitestgehend ausgeblieben (Gelleszun et al. 2015). Die Bandbreiten von möglichen, mitunter sehr verschiedenen Parametrisierungen und die daraus resultierenden Ergebnisse erschweren die Kooperation mit den Entscheidungsträgern. Darüber hinaus lässt sich ein Defizit bezüglich der Repräsentativität der resultierenden Parametersets einer Kalibrierung identifizieren: Entweder ist die Kalibrierung automatisiert und damit rein mathematisch dominiert und zeigt möglicherweise Schwächen in einer Validierung. Oder die Kalibrierung wird manuell durchgeführt, womit sich die Repräsentativität der resultierenden Parameter vielleicht erhöht, die Reproduzierbarkeit aber oft nicht gewährleistet ist. Der Fokus der vorliegenden Studie liegt auf der Erhöhung der Plausibilität und Repräsentativität in der Parametrisierung sowie Prozessbeschreibung von hydrologischen Modellen. Die vorgestellte lexikografische Kalibrierungsstrategie basiert auf der Festlegung einer Präferenzordnung, die auf die wissenschaftliche Fragestellung und auf das verwendete Modell abgestimmt wird. Gelleszun et al. (2015) haben den Begriff der lexikografischen Präferenzordnung eingeführt. In dieser Studie wurde die Strategie erstmals beschrieben und im Rahmen einer synthetischen Anwendung validiert. In der vorliegenden Studie wird die lexikografische Kalibrierungsstrategie auf großskalige Einzugsgebiete mit einem komplexen hydrologischen Modell angewendet. Durch eine Modellkalibrierung wird die Heterogenität von messtechnisch nicht erfassbaren Prozessen pauschal beschrieben. Eine fehlende Plausibilität von systeminternen Größen kann jedoch zu erheblichen Fehleinschätzungen beispielsweise in Prognoseanwendungen führen. Die Simulation der Bodenwasserbewegung nimmt daher eine zentrale Rolle in einem hydrologischen Modellsystem ein. Viele Kalibrierungsparameter des hydrologischen Modells wirken in der Beschreibung der Abflussbildung, wobei die simulierten Bodenwassergehalte großen Einfluss auf die übrigen Systemzustände haben. Insbesondere der Wassergehalt nahe der Bodenoberfläche ist ein entscheidender Faktor in der Abflussbildung (Binley et al. 1989; Beven 1995; de Roo et al. 1996; Coles et al. 1997; Bronstert 1999; Entin et al. 2000; Hasenauer et al. 2009). Aus diesen Gründen ist die spezifische Parametrisierung von Bodenwasserhaushaltsmodellen ein kritischer Aspekt in der großflächigen Modellierung. Modelle, die auf „effektiven“ Bodenparametrisierungen beruhen, bilden Subgrid-Variabilitäten möglicherweise nicht ausreichend ab. Dies kann zu einem hohen Kalibrierungsaufwand und zu physikalisch unplausiblen Prozessbeschreibungen und Kalibrierungsparametern führen. Kreye (2015) beschreibt ein neu entwickeltes Modell zur Simulation des Wasserkreislaufs im Boden, in welchem auf der hydrologischen Meso- bis Makroskala physikalische Zusammenhänge mit einer innovativen Modellstruktur verbunden werden. In der vorliegenden Studie wird das Modell in Kombination mit der lexikografischen Kalibrierungsstrategie auf zwei verschiedene Einzugsgebiete angewendet.

2. Materialien und Methoden

2.1 Das hydrologische Modellsystem PANTA RHEI

2.1.1 Modellstruktur

PANTA RHEI ist ein deterministisches, hydrologisches Modellsystem (LWI-HYWAG & IFW 2012). Es ist modular aufgebaut und bietet dadurch eine Vielzahl von Anwendungs-

möglichkeiten. Es wird für wissenschaftliche Fragestellungen (Hölscher et al. 2012; Förster et al. 2014), für Hochwasserschutzkonzepte und für die operationelle Hochwasservorhersage (Meon et al. 2015; Meyer et al. 2013) in zahlreichen nationalen und internationalen Projekten erfolgreich eingesetzt (Meon et al. 2014; Wurpts et al. 2014). Die Evapotranspiration wird modifiziert nach dem Penman-Monteith-Ansatz berechnet (Penman 1948; Monteith 1965). Transiente Pflanzenparameter können durch idealisierte Jahresverläufe vorgegeben werden, oder es erfolgt eine witterungsabhängige Anpassung dieser Parameter (Förster et al. 2012). Die Bilanzierung der Schneedeckenhöhe mit Auf- und Abbau erfolgt in Abhängigkeit von der Temperatur oder als Energiebilanzansatz (Förster et al. 2014). Die Abflussbildung erfolgt konzeptionell nach Riedel (2004) oder physikalisch orientiert nach Kreye (2015) (Details siehe Kapitel 2.1.2). PANTA RHEI berücksichtigt, neben anderen Varianten, vier Einzellinearspeicher für die Abflusskomponenten Oberflächenabfluss, schneller sowie langsamer Zwischenabfluss und Grundwasserabfluss.

2.1.2 Bodenmodell DYVESOM

Das Bodenmodell DYVESOM (DYnamic VEgetation SOil Model) wurde für hydrologische Simulationen in der Meso- bis Makroskala entwickelt und als Komponente in PANTA RHEI integriert. PANTA RHEI stellt verschiedene Ansätze für die Simulation des Bodenwasserhaushalts zur Verfügung, die je nach Fragestellung und Datenlage ausgewählt werden. Der für diese Studie genutzte Ansatz von Kreye (2015) ist eine Weiterentwicklung von Kreye et al. (2010) und Kreye et al. (2012). Durch das physikalisch orientierte Modellkonzept ergeben sich umfangreiche Kalibrierungsschnittstellen und Analysemöglichkeiten für die Simulation des Bodenwasserhaushalts.

DYVESOM nutzt eine dynamische Parameteranpassung in Abhängigkeit der Aktivität der Vegetation. Genutzt wird der Growing Season Index (GSI) als ein saisonaler Wachstumsindikator der Pflanzen. Der GSI wird durch meteorologische Daten berechnet (Jolly et al. 2005). Anhand phänologischer Messungen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und durch Satellitenaufnahmen untersuchten Förster et al. (2012) die Gültigkeit des GSI. Innerhalb von DYVESOM hat der GSI Einfluss auf die Skalierung der Evapotranspiration und auf die Simulation der Wurzelaktivität. Auf diese Weise wird die Fähigkeit des Modells verbessert, die Auswirkungen von sich ändernden Randbedingungen (z.B. klimabedingte Änderungen) auf den Wasserhaushalt zu berücksichtigen und zu quantifizieren. Ein möglicherweise früher einsetzender Beginn der Vegetationsperiode kann von dem Modell nachgebildet werden. Eine direkte Verwendung von Phänologiedaten oder Satellitenaufnahmen wäre hingegen nur für historische Zeiträume möglich.

DYVESOM verwendet in der Parametrisierung räumlich differenzierte, heterogene Eigenschaften anstatt effektiver Bodeneigenschaften. Es werden fünf Bodendomänen definiert mit jeweils individuellen Parametrisierungen in Anlehnung auf das Dual Porosity Konzept (Gerke & van Genuchten 1993a, 1993b). Innerhalb jeder Domäne werden sämtliche Bodenwasserprozesse vollständig modelliert. Die Bodendomänen sind untereinander durch potentialabhängige Austauschterme verknüpft. Ausgehend von den vorhandenen, effektiven Eigenschaften und einer Abschätzung von deren Streuung im Raum werden Verteilungsfunktionen für bodenhydraulische Parameter nach van Genuchten (1980) angepasst (Kreye & Meon 2016). Strukturell werden die Bodendomänen in einer parallelen

Anordnung vernetzt (vergleichbar mit einer Parallelschaltung in der Elektrik). Dieser Sachverhalt ist schematisch in Abbildung 1 skizziert.

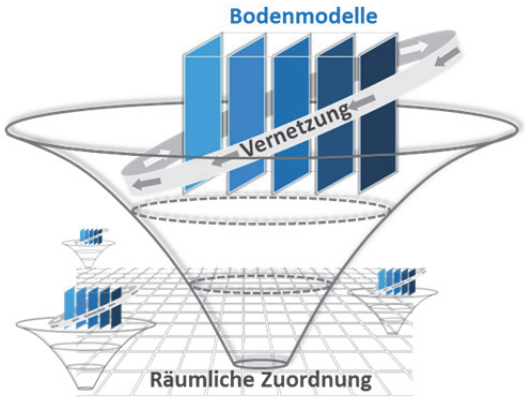


Abb. 1: Schematisierung der Struktur von DYVESOM. Mehrere Bodenmodelle, die sich in den Eigenschaften unterscheiden, werden für jede räumliche Zuordnungseinheit parallel betrieben und stehen im Austausch zueinander.

Zahlreiche Studien zeigen, dass die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit (Ks-Wert) von Böden auf der Feldskala (= Subgrid) als Log-normal verteilte Größe ausgeprägt ist (Law 1944; Baker & Bouma 1976; Sharma et al. 1980; Lauren et al. 1988; Binley et al. 1989; Goodrich 1990; Vauclin et al. 1994; Mallants et al. 1997; Bosch & West 1998; Viera et al. 2011). Die verschiedenen Bodendomänen werden in Abhängigkeit von Log-normal Verteilungsfunktionen parametrisiert. Kreye & Meon (2016) untersuchten statistische Zusammenhänge zwischen Ks-Werten und den zugehörigen Parameter Θ_R, Θ_S, α, n der bodenhydraulischen Funktionen (van Genuchten 1980). Die Datengrundlage wurde durch die Bodenkarte 1:50.000 für das Land Niedersachsen (Edt.: J. Boess et al. 2004) in Verbindung mit der Software ROSETTA geschaffen. ROSETTA basiert auf einem neuronalen Netz, welches anhand von umfangreichen Bodenproben trainiert und validiert wurde (Schaap et al. 2001; Leij et al. 1996; Nemes et al. 2001). Für verschiedene Bodenarten konnten individuelle funktionale Zusammenhänge zwischen Ks und Θ_R, Θ_S, α und n genutzt werden, um Verteilungsfunktionen von allen bodenhydraulischen Parametern zu erzeugen. Diese bilden die Grundlangen zur Beschreibung der Subgrid-Variabilität und für die Parametrisierungen der Bodendomänen (Abbildung 1). Die Berechnung der Infiltration erfolgt modifiziert nach dem physikalisch basierten Ansatz von Philip (1957), wenn die eingehenden Niederschläge mindestens stündlich aufgelöst sind. Für Tagesauflösung der Niederschlagsdaten wird eine stark modifizierten Variante des SCS-Verfahrens verwendet (US Soil Conservation Service 1985). Vertikale oder quasi-laterale (zwischen den Domänen) Wasserbewegungen werden tiefendifferenziert nach Potentialgradient beschrieben (Buckingham 1907; Richards 1931). Präferentielle Fließkomponenten werden zusätzlich empirisch abgebildet. Für die Parametrisierung werden Gebietseigenschaften in Anlehnung an Beven & Kirkby (1979) verwendet. Das Matrixpotential ist der Indikator für die bodenbedingte Reduktion der Evapotranspiration durch die Fallunterscheidung nach Feddes et al. (1978). Weiterführende Ausführungen zu den Prozessgleichungen der Bodenwasserbewegung sind in Kreye (2015) und Kreye & Meon (2016) zu finden.

2.2 Untersuchungsgebiete

Die lexikografische Kalibrierungsstrategie wurde in Verbindung mit dem hydrologischen Modellsystem PANTA RHEI mit dem Bodenmodell DYVESOM in zwei physiogeografisch unterschiedlichen Einzugsgebieten angewendet. Das Einzugsgebiet der Wümme bis zum Pegel Hellwege umfasst eine Fläche von etwa 900 km² und liegt in der Lüneburger Heide, Norddeutschland. Das Einzugsgebiet der oberen Leine bis zum Pegel Reckershausen umfasst eine Fläche von etwa 320 km² und liegt im Weser-Leine-Bergland. Die wesentlichen Gebietsinformationen der beiden Einzugsgebiete sind in Tabelle 1 aufgelistet. Die zeitliche Auflösung der meteorologischen Eingangsdaten beträgt ein Tag.

Tab. 1: Wesentliche Eigenschaften der beiden Untersuchungsgebiete der Leine, Pegel Reckershausen, und der Wümme, Pegel Hellwege.

Eigenschaft	Reckershausen	Hellwege
Gauss-Krüger Koordinaten des Pegels [m]	3564820 / 5697260	3513861 / 5882633
Fläche [km²]	321	907
Landnutzung	61 % Landwirtschaft, 29 % Wald, 10 % andere	37 % Landwirtschaft, 32 % Wiese /Weide, 21 % Wald, 10 % andere
Bodeneigenschaften	55 % toniger Lehm, 45 % sandiger Lehm	80 % Sand, 20 % Organisch
Höhe ü. NN [m]	186-470	12-121
MQ (1970-2000) [m^3s^{-1}]	2,59	9,13
P (1970-2000) [mm/a]	785	837
T (1970-2000) [°C]	8,1	8,8

2.3 Lexikografische Kalibrierungsstrategie

Je nach wissenschaftlicher Fragestellung und Datenverfügbarkeit ergeben sich unterschiedliche Anforderungen und Ziele an eine hydrologische Modellkalibrierung. Die übliche Vorgehensweise in der multikriteriellen Optimierung bedingt eine auf Expertenwissen basierenden Identifikation des „geeignetsten“ Parametersatzes im Postprocessing (Confesor & Whittaker 2007; Madsen 2000; Boyle et al. 2003). Im Gegensatz dazu wird in der lexikografischen Kalibrierungsstrategie bereits im Vorfeld der Modelloptimierung eine Präferenzordnung der zu erreichenden Ziele in Abhängigkeit der Fragestellung und Datenlage definiert. Die Formulierung von individuellen Präferenzen in einer Rangfolge kann verglichen werden mit der individuellen Festlegung der Gewichte bei der Aggregierung von mehreren Zielkriterien zu einer Zielfunktion in der multikriteriellen Optimierung (vgl. Efstratiadis & Koutsoyiannis 2010).

Die Präferenzordnung wird sukzessive in der Kalibrierung behandelt. Für jeden Schritt werden andere Modellparameter mit individuellen Zielfunktionen angepasst. Die Unterteilung der für die Kalibrierung ausgewählten Modellparameter in passende Untergruppen erfordert die Modellkenntnis des Hydrologen. Des Weiteren muss für jede Untergruppe eine passende Zielfunktion identifiziert bzw. entwickelt werden (Gelleszun et al. 2015). Für diese Studie wurde die Präferenzordnung folgendermaßen formuliert: (i) Volumen und Scheitelwerte, (ii) Saisonalität und Niedrigwasserwerte, (iii) Form der Abflussganglinie. Das übergeordnete Ziel ist eine zuverlässige Reproduktion des Abflusses basierend auf einem repräsentativen

Modellparameterset. Tabelle 2 listet die in PANTA RHEI verwendeten Modellparameter für die Kalibrierung.

Tab. 2: Präferenzordnung der lexikografischen Kalibrierung mit den verwendeten Modellparameter aus PANTA RHEI und den genutzten Zielfunktionen.

	Schritt	Parameter	Zielfunktion, Beschreibung
Volumen	1	D_r, O_s	Absoluter Fehler zwischen beobachteten und simulierten Scheitelwerten multipliziert mit der Wurzel des mittleren quadratischen Fehlers (RMSE) zwischen den logarithmierten Zeitreihen der Beobachuntung und Simulation.
Saisonalität	2	F_p, F_v	RMSE zwischen beobachteten und simulierten Niedrigwasserabflusswerten. Es werden Werte unterhalb des 40 % Perzentils der Dauerlinie verwendet.
Form	3	P_f, K_i	Modeleffizienz E_{log} aus den logarithmierten Zeitreihen der Beobachuntung und Simulation.

Im Allgemeinen ist es sinnvoll eine Volumenanpassung im ersten Optimierungsschritt vorzunehmen. Die Reihenfolge und genaue Spezifikation der Präferenzordnung ergibt sich aber immer im Kontext der vorliegenden Fragestellung. Für eine hydrologische Modellanwendung mit Fokus auf der großflächigen Nachbildung des Bodenwasserhaushalts und der Grundwasserneubildung würde ein Zielkriterium für die Anpassung der simulierten Bodenwassergehalte durch Messungen anhand von Satelliten wertvoll sein. Darüber hinaus könnten gemessene Grundwasserstandsdaten in die Kalibrierung mit einbezogen werden (vgl. Kreye 2015).

Generell besteht ein Konflikt zwischen hochaufgelösten Modellen in Verbindung mit komplexen Optimierungsalgorithmen (Zhang et al. 2009; Vaze et al. 2011; Abbaspour 2005). Für die Minimierung der jeweiligen Zielfunktion wird für diese Studie daher der Downhill-Simplex Algorithmus nach Nelder & Mead (1965) verwendet, welches zu der Gruppe der ableitungsfreien lokalen Optimierungsverfahren zählt. Das Verkleinern des Parameter-Suchraums durch ein sukzessives Vorgehen wirkt der wesentlichen Kritik entgegen, dass ausschließlich lokale Minima gefunden werden.

Der Zeitraum 11/2001-10/2011 wurde in fünf 2-Jahresabschnitte unterteilt und für beide Gebiete wurden fünf individuelle Kalibrierungen durchgeführt. Neben dem lexikografischen Verfahren wurden als Referenz Optimierungen mit dem etablierten Shuffled Complex Evolution – University of Arizona Algorithmus (SCE-UA, Duan et al., 1992) durchgeführt. Für beide Verfahren und Gebiete wurde jeder aus den 2-Jahresabschnitten resultierende Parametersatz mit den anderen Abschnitten kreuzvalidiert.

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1 Güte der lexikografischen Kalibrierungsstrategie

Die lexikografische Kalibrierungsstrategie lieferte für beide Untersuchungsgebiete hohe Anpassungsgüten. Basierend auf den fünf individuell kalibrierten 2-Jahresabschnitten liegt E_{log} für Reckershausen bei 0,93 ± 0,03 und für Hellwege bei 0,87 ± 0,05. Exemplarisch für das hydrologische Jahr 2008 sind in Abbildung 2 die Abflussgang- und Summenlinien der Beobachtungen und sowie die durch die lexikografische Kalibrierung ermittelten

Simulationen dargestellt. Die in der Präferenzordnung vorgegebenen Aspekte (Volumen, Saisonalität, Form) wurden in beiden Gebieten mit hoher Übereinstimmung an die Beobachtung angepasst.

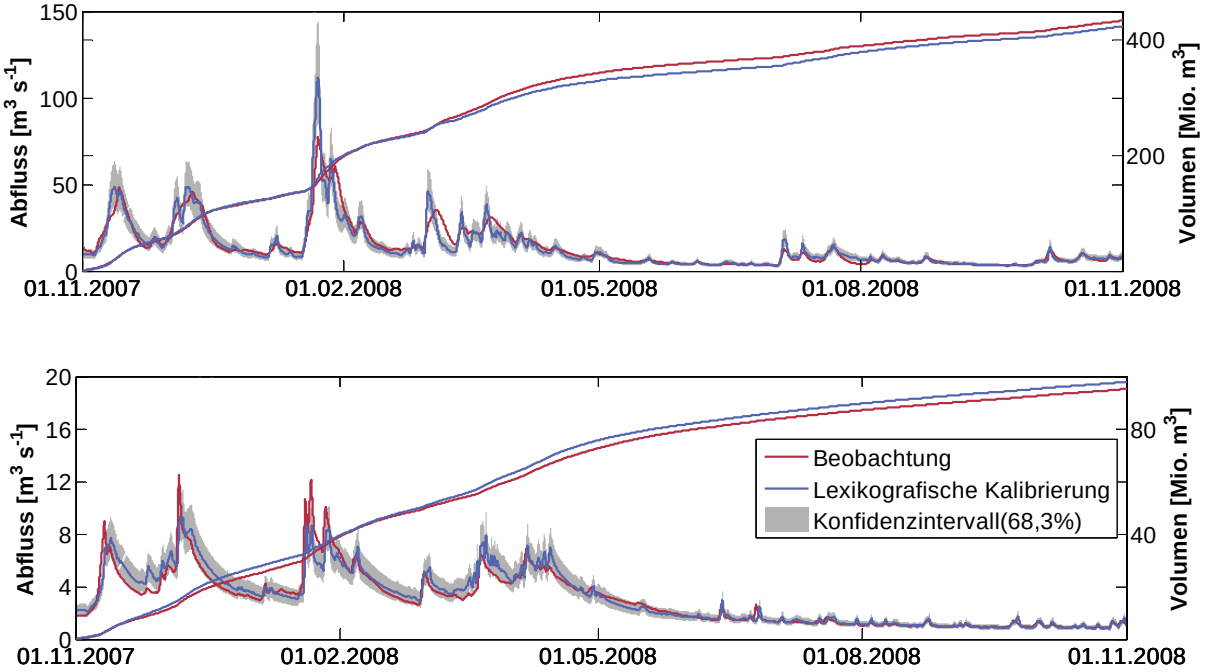


Abb. 2: Abflussgang- und Summenlinien der Beobachtung (rot) und lexikografischen Kalibrierung (blau) mit 68,3 % Konfidenzintervall der Parameterunsicherheit für das hydrologische Jahr 2008. Oben: Reckershausen, unten: Hellwege.

3.2 Validierung und Vergleich mit SCE-UA

Die fünf lexikografisch ermittelten Parametersets, die aus den Anpassungen für die fünf 2-Jahresabschnitte resultierten, wurden mit den entsprechenden Parametersets aus den Anpassungen mit dem SCE-UA Optimierungsalgorithmus verglichen.

In Abbildung 3 sind die Schwankungsbereiche der Parameterwerte abgebildet. Auf der Abszisse sind die Bezeichnungen der Modellparameter aufgeführt und auf der Ordinate die prozentualen Variationen eingetragen. In blauer Farbe sind die Ergebnisse der lexikografischen Kalibrierungsstrategie in Kombination mit dem lokalen Downhill-Simplex Algorithmus illustriert. Mit grauer Farbe sind die Ergebnisse des globalen SCE-UA Algorithmus gekennzeichnet. Auf der linken Seite von Abbildung 3 sind die Modellparametervariationen für das Untersuchungsgebiet Reckershausen und auf der rechten Seite die für das Untersuchungsgebiet Hellwege dargestellt. Es wird deutlich, dass die lexikografischen Parametersets in den numerischen Werten der sechs Parameter deutlich ähnlicher zueinander sind als die Parameter der Anpassung nach SCE-UA. Eine kleine Variation der Parameterwerte deutet auf eine höhere Repräsentativität der Parameter hin, da diese nicht willkürlich verteilt, sondern auf bestimmte Werte begrenzt erscheinen. Ein Vergleich der Ergebnisse der beiden Untersuchungsgebiete zeigt weiterhin, dass, je nach Gebiet, die Variation von unterschiedlichen Modellparametern verringert wurde (lexikografische im Vergleich zur „Referenz“ SCE-UA). Die Modellparameter haben in Relation zueinander in verschiedenen Einzugsgebieten nicht den gleichen Einfluss. Das

lexikografische Verfahren reduziert die Variation für die Modellparameter, die in dem jeweiligen Gebiet den größten Einfluss auf die Systemvariablen haben.

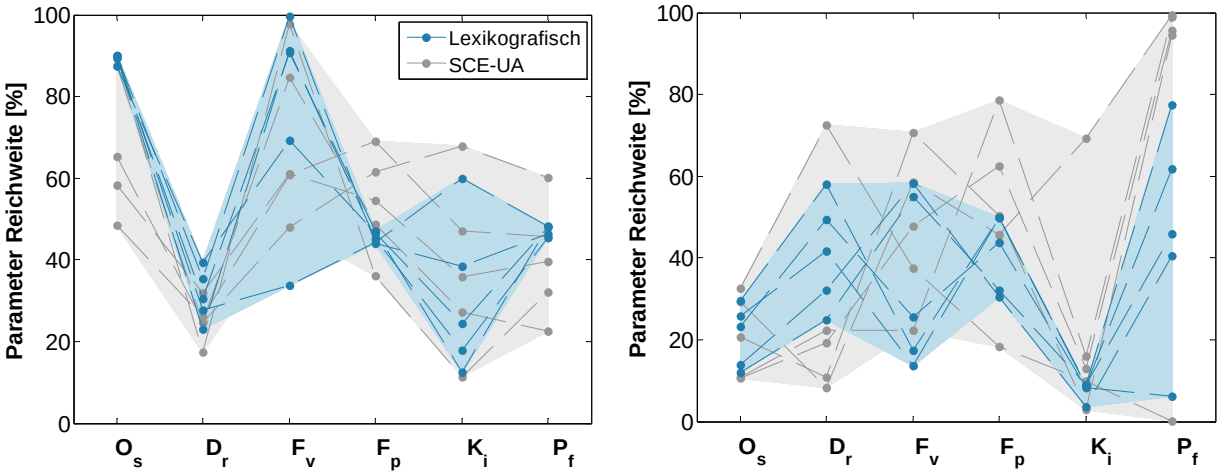


Abb. 3: Schwankungsbereich der durch die lexikografisch angepassten Modellparameter (blaue Farbe) aus den fünf 2-Jahresabschnitten im Vergleich zu der Parameter-Reichweite der Anpassung nach SCE-UA (graue Farbe). Links: Reckershausen, rechts: Hellwege.

Die Parametersets der 2-Jahresabschnitte wurden kreuzvalidiert, indem jedes Parameterset auf jeden Zeitraum sowie auf den Gesamtzeitraum (2001-2011) angewendet wurde (siehe Abbildung 4). E_{log} für die jeweils gültige Kalibrierung für jeden Zeitraum liegt bei SCE-UA leicht höher als für die lexikografische Anpassung. Dies war zu erwarten, da SCE-UA das mathematisch globale Minimum der Zielfunktion ermittelt. Interessant ist jedoch, dass die mittlere Güte der kreuzvalidierten Parametersets für die lexikografische Anpassung in jedem Zeitraum deutlich höher ist als die der SCE-UA Parametersets. Auch ist der Schwankungsbereich der E_{log} Werte für das lexikografische Verfahren deutlich geringer als für SCE-UA, was in Analogie zu den Ergebnissen aus Abbildung 3 steht.

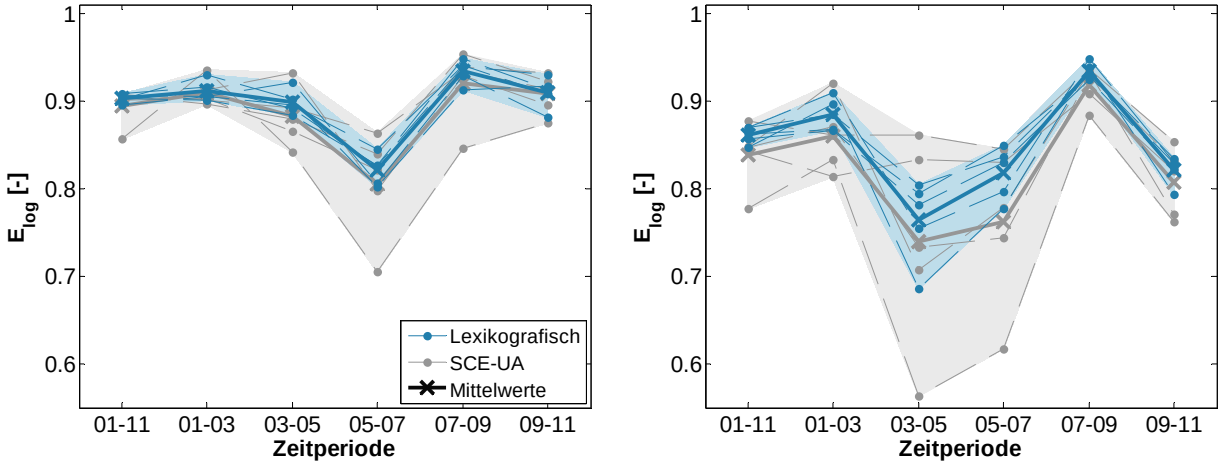


Abb. 4: Kreuzvalidierung der lexikografischen Ergebnisse (blaue Farbe) sowie der Ergebnisse nach SCE-UA (graue Farbe). Jedes der jeweils fünf Parametersets wurde für jede der 2-Jahresabschnitte sowie für den Gesamtzeitraum (2001-2011) angewendet. Auf der Y-Achse sind die resultierenden Modelleffizienzen aus logarithmierten Zeitreihen (E_{log}) dargestellt. Die arithmetischen Mittelwerte für jeden Zeitraum sind als Kreuze visualisiert. Links: Reckershausen, rechts: Hellwege.

3.3 Schlussfolgerungen

Aus den vorangegangenen Analysen lassen sich die folgenden Schlussfolgerungen zusammenfassen:

- Die lexikografische Kalibrierungsstrategie erzielt hohe Anpassungsgüten in der Kalibrierung und Validierung.
- Die lexikografisch ermittelten Modellparameter sind robust und repräsentativ für das hydrologische System, was sich insbesondere im Vergleich zu dem etablierten globalen Optimierungsalgorithmus SCE-UA zeigt.
- Die lexikografische Kalibrierungsstrategie ist sehr zeiteffizient. Es wurden im Mittel 6 % der Iterationen benötigt im Vergleich zu SCE-UA (hier nicht gezeigt).

Der Aspekt von repräsentativen Modellparametern bzw. Kalibrierungsergebnissen ist besonders wichtig, wenn „ein“ Modellparameterset für Szenario-Rechnungen (Klimawandel, Bemessungen etc.) eingesetzt wird. Mit dem lexikografischen Ansatz lassen sich die Ziele im Vorfeld der Kalibrierung auf die Fragestellung anpassen, um einen einzigen, möglichst robusten und repräsentativen Modellparametersatz zu ermitteln.

Ein anderer Aspekt, der hervorgehoben werden sollte, ist die zeitliche Effizienz der lexikografischen Kalibrierungsstrategie. Eine Iteration für das mesoskalige Einzugsgebiet Reckershausen (ca. 320 km²) benötigt auf einem Desktop PC (i7@6x3,4 GHz) etwa 6 Minuten. Ein globaler Algorithmus wie SCE-UA benötigt im Durchschnitt ca. 1000 Iterationen. Bei vielen Pegeln ergeben sich daher sehr lange Rechenzeiten. Die lexikografische Strategie kommt hingegen mit ca. 60 Iterationen aus und ermöglicht ein sehr breites Anwendungsspektrum.

Literatur

Abbaspour, K., 2005. Calibration of hydrologic models: when is a model calibrated. MODSIM 2005 International Congress on Modelling and Simulation. Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand.

Baker, F. G., Bouma, J., 1976. Variability of Hydraulic Conductivity in Two Subsurface Horizons of Two Silt Loam Soils. Soil Science Society of America Journal 40, 219–222.

Beven, K., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. Advances in Water Resources 16, 41–51.

Beven, K., 1995. Linking parameters across scales: Subgrid parameterizations and scale dependent hydrological models. Hydrological Processes 9, 507–525.

Beven, K. J., M. J. Kirkby., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d‘appel variable de l‘hydrologie du bassin versant. Hydrological Sciences Bulletin 24, 43–69.

Binley, A., Beven, K., Elgy, J., 1989. A physically based model of heterogeneous hillslopes: 2. Effective hydraulic conductivities. Water Resources Research 25, 1227–1233.

Boess, J., Gehrt, E., Müller, U., Ostmann, U., Sbresny, J., Steininger, A. (eds), 2004. Erläuterungsheft zur digitalen nutzungsdifferenzierten Bodenkundlichen Übersichtskarte 1:50.000 (BÜK50n) von Niedersachsen. Schweizerbart’sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Bosch, D. D., West., L. T., 1998. Hydraulic Conductivity Variability for Two Sandy Soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 62, 90–98.

Boyle, D. P., Gupta, H. V., Sorooshian, S., 2003. Multicriteria Calibration of Hydrologic Models 2003,185–196.

Bronstert, A., 1999. Capabilities and limitations of detailed hillslope hydrological modelling. Hydrological Processes 13, 21–48.

Buckingham, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. Govt. Print. Off., Washington.

Coles, N. A., Sivapalan, M., Larsen J. E., Linnet, P. E., Fahrner, C. K., 1997. Modelling runoff generation on small agricultural catchments: can real world runoff responses be captured? Hydrological Processes 11, 111–136.

Confesor, R. B., Whittaker, G. W., 2007. Automatic Calibration of Hydrologic Models with Multi-Objective Evolutionary Algorithm and Pareto Optimization. Journal of the American Water Resources Association 43, 981–989.

de Roo, A. P. J., Wesseling, C. G., Ritsema, C. J., 1996. Lisem: A single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: Theory, input and output. Hydrological Processes 10, 1107–1117.

Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V., 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. Water Resources Research 28, 1015–1031.

Efstratiadis, A., Koutsoyiannis, D. 2010. One decade of multi-objective calibration approaches in hydrological modelling: a review. Hydrological Sciences Journal 55, 58–78.

Entin, J. K., Robock, A., Vinnikov, K.Y., Hollinger, S.E., Liu, S., Namkhai, A. 2000. Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. Journal of Geophysical Research 105, 11865–11877.

Feddes, R. A., Kowalik, P. J., Zaradny, H. 1978. Simulation of field water use and crop yield. Wiley, New York.

Förster, K., Gelleszun, M., Meon, G. 2012. A weather dependent approach to estimate the annual course of vegetation parameters for water balance simulations on the meso- and macroscale. Advances in Geosciences 32, 15–21.

Förster, K., Meon, G., Marke, T., Strasser, U., 2014. Effect of meteorological forcing and snow model complexity on hydrological simulations in the Sieber catchment (Harz Mountains, Germany). Hydrology and Earth System Sciences 18, 4703–4720.

Gelleszun, M., Kreye, P., Meon, G., 2015. Lexikografische Kalibrierungsstrategie für eine effiziente Parameterschätzung in hochaufgelösten Niederschlag-Abfluss-Modellen. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 59, 84–95.

Gerke, H. H., van Genuchten, M. T., 1993a. A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. Water Resources Research 29, 305.

Gerke, H. H., van Genuchten, M. T., 1993b. Evaluation of a first-order water transfer term for variably saturated dual-porosity flow models. Water Resources Research 29, 1225.

Goodrich, D. C. 1990. Geometric simplification of a distributed rainfall-runoff model over a range of basin scales. Dissertation. UMI, Tucson.

Hasenauer, S., Komma, J., Parajka, J., Wagner, W., Blöschl, G., 2009. Bodenfeuchtedaten aus Fernerkundung für hydrologische Anwendungen. Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft 61, 117–123.

Hölscher, J., et al., 2012. Globaler Klimawandel. Wasserwirtschaftliche Folgenabschätzung für das Binnenland. 1. NLWKN, Norden.

Jolly, W. M., Nemani, R., Running, S. W. 2005. A generalized, bioclimatic index to predict foliar phenology in response to climate. Global Change Biology 11, 619–632.

Kreye, P., Gocht, M., Förster, K. 2010. Entwicklung von Prozessgleichungen der Infiltration und des oberflächennahen Abflusses für die Wasserhaushaltsmodellierung. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 54, 268–278.

Kreye, P., Gelleszun, M., Meon, G. 2012. Ein landnutzungssensitives Bodenmodell für die meso- und makroskalige Wasserhaushaltsmodellierung, in: Weiler, M. (ed.). Wasser ohne Grenzen. Rombach Druck- und Verlagshaus GmbH & Co. KG, Freiburg / Breisgau.

Kreye, P. 2015. Mesoskalige Bodenwasserhaushaltsmodellierung mit Nutzung von Grundwassermessungen und satellitenbasierten Bodenfeuchtedaten. Dissertation, Braunschweig.

Kreye, P., Meon, G., 2016. Subgrid spatial variability of soil hydraulic functions for hydrological modelling. Hydrology and Earth System Sciences 20, 2557–2571.

Lauren, J., Wagnet, R., Bouma, J., Wosten, J. 1988. Variability of Saturated Hydraulic Conductivity in A Glossaquic Hapludalf With Macropores. Soil Science 145, 20–28.

Law, J., 1944. A Statistical Approach to the Interstitial Heterogeneity of Sand Reservoirs. Transactions of the AIME 1944, 202–222.

Leij, F., William, J., van Genuchten, M., Williams, J., 1996. The UNSODA unsaturated soil hydraulic database: user's manual. National Risk Management Research Laboratory, Office of Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency, Cincinnati, Ohio 45268.

LWI-HYWAG, IFW. 2012. Panta Rhei Benutzerhandbuch - Programmdokumentation zur hydrologischen Modellsoftware (unveröffentlicht), Braunschweig.

Madsen, H., 2000. Automatic calibration of a conceptual rainfall–runoff model using multiple objectives. Journal of Hydrology 235, 276–288.

Madsen, H. 2003. Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives. Advances in Water Resources 26, 205–216.

Mallants, D., Mohanty, B. P., Vervoort, A., Feyen, J., 1997. Spatial analysis of saturated hydraulic conductivity in a soil with macropores. Soil Technology 10, 115–131.

Meon, G., Pätsch, M., van Phuoc, N., 2014. EWATEC-COAST: Technologies for Environmental and Water Protection of Coastal Regions in Vietnam. Contributions to 4th International Conference for Environment and Natural Resources—ICENR 2014. 1., Aufl. Cuvillier, E, Göttingen, Niedersachs.

Meon, G., Riedel, G., Anhalt, M., Hölscher, J., 2015. Innovative Hochwasservorhersage für kleine und mittlere Einzugsgebiete in M. Evers, B. Diekkrüger (Ed.). Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung. Aktuelle Herausforderungen im Flussgebiets- und Hochwassermanagement, Beiträge zum Tag der Hydrologie am 19./20. März 2015 an der Universität Bonn, Hennef.

Meyer, S., Riedel, G., Lichtenberg, T., Meon, G., Lange, S., 2013. Operationelle Hochwasservorhersage in Niedersachsen mit dem Wasserhaushaltsmodell PANTA RHEI in M. Casper, O. Gronz (Ed.). Simulation hydrologischer Systeme - wie nah kommen wir der Realität? Beiträge zum 3. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-

Modellierung am 17. und 18. September 2012 in Trier. Dt. Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall, Hennef.

Monteith, J. L., 1965. Evaporation and environment. Pages 205–234 in G. E. Fogg (Ed.). The state and movement of water in living organisms. Cambridge University Press, Cambridge.

Nelder, J. A., Mead, R., 1965. A simplex method for function minimization. The computer journal 7, 308–313.

Nemes, A., Schaap, M., Leij, F., Wösten, J. 2001. Description of the unsaturated soil hydraulic database UNSODA version 2.0. Journal of Hydrology 251, 151–162.

Penman, H. L., 1948. Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences 193, 120–145.

Philip, J., 1957. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. Soil Science 83, 345–358.

Richards, L. A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics 1, 318.

Riedel, G., 2004. Ein hydrologisches Modell für tidebeeinflusste Flussgebiete. Dissertation, Braunschweig.

Schaap, M. G., van Leij, J. F., van Genuchten, M.T. 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. Journal of Hydrology 2001, 163–176.

Sharma, M. L., Gander, G. A., Hunt, C. G., 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. Journal of Hydrology 45, 101–122.

US Soil Conservation Service. 1985. SCS national engineering handbook, section 4: hydrology. The Service.

van Genuchten, M. T., 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. Soil Science Society of America Journal, 892–898.

Vauclin, M., Elrick, D. E., Thony, J. L., Vachaud, G., Revol, P., Ruelle, P., 1994. Hydraulic conductivity measurements of the spatial variability of a loamy soil. Soil Technology 7, 181–195.

Vaze, J., Jordan, P. W., Beecham, R., Frost, A. J., Summerell, G., 2011. Guidelines for Rainfall-runoff Modelling: Towards Best-practice Model Application. eWater Cooperative Research Centre.

Viera, S. R., Ngailo, J. A., Dechen, F., Sonia C. and Siqueira, G. M., 2011. Characterizing the Spatial Variability of Soil Hydraulic Properties of a Poorly Drained Soil. World Applied Sciences Journal, 732–741.

Wurpts, A., et al., 2014. Forschungsthema 7: Küste und Küstenschutz – A-Küst in F. Beese and S. Aspelmeier, editors. Abschlussbericht des Forschungsverbundes KLIFF – August 2014. Niedersächsisches Ministerium für Wissenschaft und Kultur, Göttingen.

Zhang, X., Srinivasan, R., Zhao, K., van Liew, M., 2009. Evaluation of global optimization algorithms for parameter calibration of a computationally intensive hydrologic model. Hydrological Processes 23, 430–441.

FloodEvac Tool zur Hochwassersimulation mit integrierten Unsicherheitsabschätzungen

Jorge Leandro, Iris Konnerth, Punit Bhola, Kanwal Amin, Johannes Mitterer, Florian Köck, Markus Disse

Zusammenfassung
Jüngste Hochwasserereignisse in Deutschland sowie in der Provinz Uttarakhand in Indien haben gezeigt, dass Gebäude und Verkehrsinfrastrukturen von Überschwemmungen betroffen sind. Ausgelöst durch diese Ereignisse wurde das indisch-deutsche Forschungsprojekt FloodEvac initiiert. Im Projekt FloodEvac wollen wir ein Interface erstellen, das eine Kette von Modellen und Unsicherheitsabschätzungen verknüpft und es somit ermöglicht, Überschwemmungen zu prognostizieren und zu simulieren. Die Modellkette umfasst ein hydrologisches und ein hydraulisches Modell. Das verwendete hydrologische Modell ist LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model), ein räumlich verteiltes Wasserhaushaltsmodell. Für die hydraulischen Simulationen wird das Modell MIKE FLOOD verwendet, andere Modelle wie Hydro-AS_2D oder P-Dwave können jedoch auch eingegliedert werden. Als Eingangsdaten können entweder Prognosedaten oder aufgezeichnete Daten des Deutschen Wetterdienstes dienen. Die Unsicherheitskaskade umfasst sowohl die Unsicherheiten aus Niederschlagsdaten als auch Unsicherheiten von Modellparametern. Eine Anwendung des entwickelten Interface wird für den Oberen Main in Nordbayern (4244 km²) präsentiert.

1. Einleitung

Die Erfahrungen mit Sturzfluten in Deutschland im vergangenen Jahr haben gezeigt, dass eine engere Verknüpfung von Modellierungsansätzen notwendig ist, um solche Ereignisse vorherzusagen. Starkregenereignisse können kleine Gewässer binnen kürzester Zeit zu reißenden Flüsse werden lassen, welche über die Ufer treten und Straßen in zweidimensionale Netzwerke von Gewässern verwandeln. Das traditionelle hydrologische Modellkonzept von Fließgewässern, in denen sich Flüsse nur innerhalb abgegrenzter Querschnitte bewegen können, ist demnach nicht ausreichend, um solche Ereignisse abzubilden. Hydraulische 2D Modelle müssen hierfür verwendet werden. Die Unsicherheiten, die sich in der Vorhersage solcher Ereignisse ergeben, werden dadurch verstärkt, dass Starkregenereignisse häufig von hoher zeitlicher und räumlicher Variabilität gekennzeichnet sind, welche sich nur schwer messen und charakterisieren lassen. Das FloodEvac Tool soll die Vorhersage solcher Ereignisse durch die Kopplung eines hydrologischen und eines hydrodynamischen Modells verbessern, mit denen Unsicherheiten unterschiedlichen Ursprungs durch eine Modellkette propagiert werden.

Hydrodynamische 2D Modelle sind ein bewährtes Mittel in der Hochwasserrisikoanalyse. Sie ermöglichen es, punktförmige Abflusswerte aus Hochwasserstatistiken und aus hydrologischen Modellen räumlich aufzulösen und Überschwemmungsgebiete sowie Wasserstände und Fließgeschwindigkeiten zu bestimmen (Beven & Hall 2014). Überschwemmungsgebiete werden dann durch ihre zugrundeliegende Jährlichkeit gekennzeichnet. Unsicherheiten bezüglich der Überschwemmungsgebietsgrenzen werden selten dargelegt, entweder weil die Ursachen der Unsicherheiten nicht beachtet werden oder weil die Daten, die zu ihrer Quantifizierung notwendig wären, selten verfügbar sind (Merwade et al., 2008; Bales & Wagner 2009).

Deutschland hat ein Netz an Niederschlagsmessstationen (etwa 3000 Stationen) mit einem durchschnittlichen Abstand von zehn Kilometern, welche mit zunehmender Höhenlage ab-

nimmt (Paulat 2007; Amin 2016). Niederschlagsvorhersagen zeichnen sich in der Regel durch eine noch höhere räumliche und zeitliche Unsicherheit aus. Es ist daher wichtig, eine genaue Abschätzung der Unsicherheiten von Niederschlagsdaten in die Abflussberechnung einfließen zu lassen.

2. Methoden: Das FloodEvac Tool

Der Prototyp des FloodEvac Tools wird in MATLAB entwickelt. Das Interface ermöglicht die Kombination der Unsicherheiten aus Regendaten, aus dem hydrologischen Modell sowie dem hydraulischen Modell zu quantifizieren (Abbildung 1). Des Weiteren soll es mithilfe des Tools möglich sein, das hydrologische Modell LARSIM zu kalibrieren.

LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) ist ein konzeptionelles Wasserhaushaltsmodell, mit welchem komplexe Prozesse im Wasserkreislauf mit einfachen mathematischen Gleichungen berechnet werden (Abbildung 3). Das Modell ermöglicht die Verknüpfung von kontinuierlichen Langzeitsimulationen des Wasserhaushalts mit der ereignisbezogenen Hochwasservorhersage. Eingangsdaten des Modells sind meteorologische Mess- und Vorhersagedaten, räumlich verteilte Daten zu Landnutzung und Bodeneigenschaften, sowie Abflussmessungen und Informationen zu wasserwirtschaftlichen Maßnahmen wie der Betrieb von Talsperren oder Rückhaltebecken (Gerlinger et al., 2003). Vom Bayerischen Landesamt für Umwelt (LfU) wurde LARSIM für den Oberen Main aufgesetzt und wird aktuell im operationellen Betrieb in der Hochwasservorhersagezentrale Main am LfU in Hof verwendet. Das Modell wurde dem Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement zur Verwendung im FloodEvac Projekt überlassen.

Die blau dargestellten Parameter in Abbildung 3 sind die Kalibrierungsparameter für die Rückhaltekonstante, nämlich: EQD für den schnellen Direktabfluss, EQD2 für den langsamen Direktabfluss, EQI für den Interflow und EQB für den Grundwassersabfluss (Tabelle 1). Die Bedeutung der anderen Parameter wird in Bremicker (2000) ausführlich beschrieben.

Die Ausgabe des hydrologischen Modells wird anschließend als Randbedingung für das hydraulische Modell verwendet (Abbildung 2). Das MIKE Programmpaket wird als 1D Flussmodell, als Stadtentwässerungsmodell und als 2D hydrodynamisches Modell verwendet, um das Hochwasserrisiko für den Oberen Main zu bestimmen.

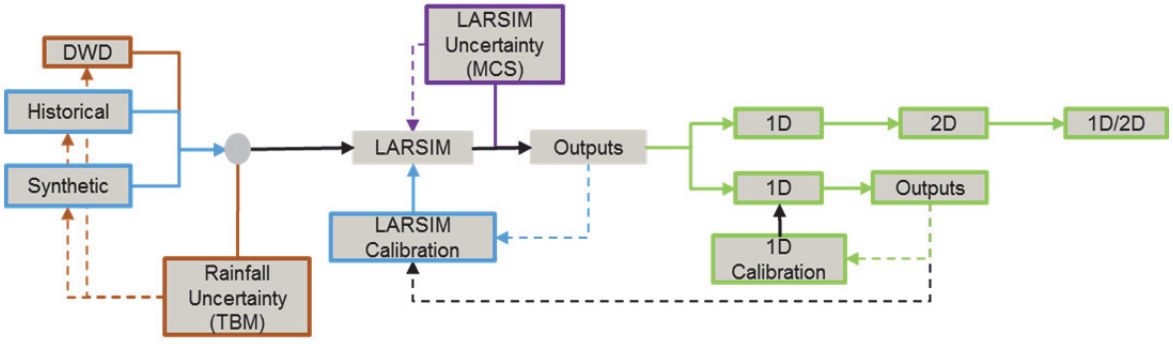


Abb. 1: MATLAB FloodEvacTool zur Propagierung von Unsicherheiten.

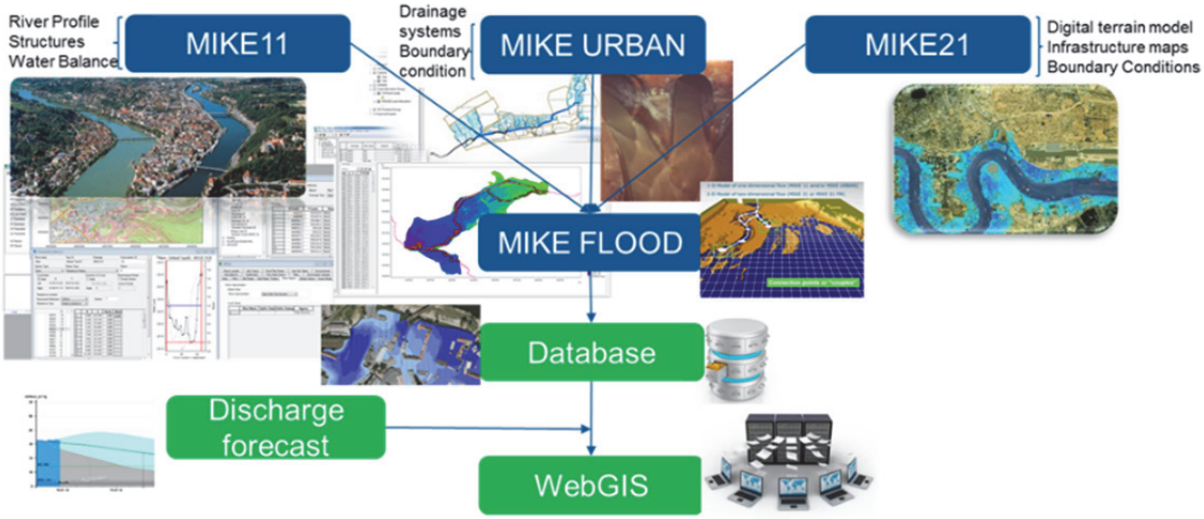


Abb. 2: Hydraulischer Modellierungsansatz.

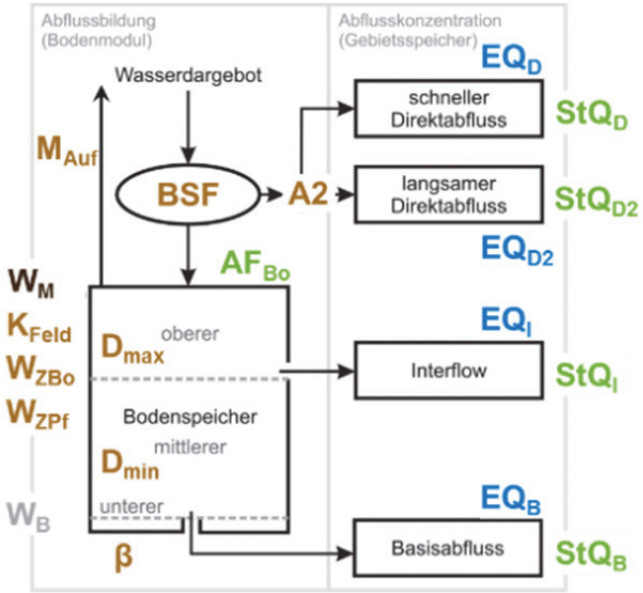


Abb. 3: Schema des LARSIM Wasserhaushaltsmodells.

Tab. 1: Beschreibung und Grenzwerten der Parametersätze im LARSIM.

Name	Min	Max	Beschreibung
EQB	10.0000	80.000	Rückhaltekonstante Basisabflussspeicher
EQI	500	15.000	Rückhaltekonstante Interflowspeicher
EQD	100	1.000	Rückhaltekonstante langsamer Direktabfluss
EQD2	10	1.000	Rückhaltekonstante schneller Direktabfluss
u.a.			

Das LARSIM Modell des Oberen Main wurde bei seiner Erstellung manuell kalibriert. Im operationellen Betrieb erfolgt die Anpassung der simulierten an die gemessene Ganglinie mittels einer ARIMA-Korrektur. Hierbei wird der berechnete Abfluss mit Hilfe eines Verschiebungsvektors korrigiert, welcher in der Regel aus gemessenem und berechnetem Abfluss des vorangegangenen Zeitschritts ermittelt wird. Die Vorhersagequalität des Modells wurde durch die Durchführung einer automatischen Kalibrierung verbessert, um somit die Notwendigkeit zur kontinuierlichen Korrektur zu verringern. Zunächst wurde eine Kalibrierung mittels eines globalen Suchalgorithmus durchgeführt, welcher auf Basis von mit dem Monte-Carlo Verfahren innerhalb von festgelegten Grenzwerten generierten Parametersätzen arbeitet (Haag, et al, 2016, siehe Tabelle 1). In Zukunft sollen unterschiedliche Optimierungsalgorithmen, wie beispielsweise das SCE-UA Verfahren (Shuffled-Complex-Evolution, Duan 1992) getestet werden.
Unsicherheiten können aus verschiedenen Quellen entstehen: Aus Eingabedaten-, Modellkalibrierungs- und Modellunsicherheiten. Die Interpolation von Regendaten ist eine Quelle von Unsicherheiten der Eingabedaten. FloodEvac verwendet die Turning Bands Methode (TBM) (Mantoglou & Wilson 1982) mit stündlich aggregierten Niederschlagsdaten. Um die Unsicherheit der Interpolation zu quantifizieren, wird eine große Anzahl von TBM Berechnungen durchgeführt und ein Raster von Niederschlagswerten für historische Ereignisse erstellt. Das gleiche Verfahren soll für die Bestimmung der räumlichen Unsicherheit von Niederschlagsvorhersagedaten in einem 1 km Raster angewendet werden. Dieses Vorgehen wird es ermöglichen, die Performance der TBM für Niederschlagsmess- und Vorhersagedaten auf der Ebene von Flussgebieten zu beurteilen. Die Performancekriterien sind hierbei die Haupteigenschaften der Hochwasserwelle (Scheitelhöhe, Scheitelzeitpunkt, Wasservolumen und Form) an den Abflussmesspegeln.
Aus der Kalibrierung des LARSIM Modells ergeben sich weitere Unsicherheiten. Diese werden mit Hilfe der Monte-Carlo Methode bestimmt, indem die Parameter innerhalb der für die Kalibrierung angesetzten Grenzwerte variiert werden (Leandro et al. 2013).

3. Fallstudie: Oberer Main

Das Einzugsgebiet des Oberen Main liegt im Nord-Osten des Freistaats Bayern (Abbildung 4). In dem 4244 km^2 großen Gebiet werden Hochwasserereignisse vorrangig von aus oberstromigen Quellflüssen stammendem Wasser dominiert. Spitzenabflüsse bis hin zu extremen Hochwasserereignissen mit erheblichen Schäden entstehen im Einzugsgebiet hauptsächlich bei Starkregenereignissen (lokale Auswirkung) oder bei kombinierten Niederschlags- und Schneeschmelz-Ereignissen (Yörük 2009; Pakosch 2011). Die Siedlungsentwicklung in Überschwemmungsgebieten hat zu einem Verlust von natürlichen Rückhalteräumen geführt (Yörük 2009). Mit einer Vielzahl von Maßnahmen zur Vorsorge, zum natürlichen und zum technischen Hochwasserschutz wird von Seiten der Bürger und Behörden versucht das bestehende Hochwasserrisiko zu minimieren. Unter anderem wurde der Ende 2010 veröffentlichte Hochwasserrisikomanagement-Plan für das Einzugsgebiet bayerischer Main erarbeitet (HOPLA Main 2016).

4. Diskussion und Ergebnisse

Das FloodEvac Tool ist ein flexibles Interface, welches erlaubt, Unsicherheiten in einer Modellkette hintereinanderzuschalten.

Zur Bestimmung der Unsicherheit von Regendaten wurden hundert Realisierungen erstellt und anschließend mit einfachen statistischen Methoden ausgewertet. Abbildung 5 zeigt den Mittelwert, die Spannweite (minimaler und maximaler Niederschlag für jede Rasterzelle) und die interquantile Spannweite (zwischen der 5 % und der 95 % Quantile) von hundert Realisierungen. Die Ergebnisse zeigen eine kleinere Unsicherheit in der Nähe der Messstationen und einen Anstieg der Unsicherheit mit der Entfernung. Die Niederschlagsergebnisse sollen als nächstes als Eingabe für LARSIM verwendet werden, um die Auswirkungen der Unsicherheiten in der Modelkette zu bestimmen.

Hinsichtlich der LARSIM Parameterunsicherheit wurde festgestellt, dass das Modell unterschiedlich auf jeden Parameter reagiert. In Abhängigkeit der Gütefunktion, die bei der Kalibrierung verwendet wurde, gewinnen verschiedene Parameter an Bedeutung: zum Beispiel kann der Parameter BSF (Parameter der Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion) den Oberflächenabfluss vergrößern indem Zwischen- und Basisabfluss verringert werden. EQD und EQD2 glätten die Abflussganglinie und verringern den Abflussscheitel. Der Schwellwert A2 reguliert die Aufteilung in die schnelle und die langsame Komponente des Direktabflusses und bewirkt dadurch ein nichtlineares Verhältnisse zwischen den beiden Komponenten und dem resultierenden Gewässerabfluss. Im Gegensatz hierzu war der Abfluss nicht sensitiv bezüglich der Stricklerbeiwerts für Gerinne. Abbildung 6 zeigt das Ausgabefenster des FloodEvac Tools für den Abfluss einschließlich der aus den LARSIM Modellparametern stammenden Unsicherheit.

Die Darstellung der Unsicherheit aus dem hydraulischen Modell ist noch in Arbeit. Die Modelle wurden mittlerweile durch die Weitergabe von Abflusskurven verknüpft. Abbildung 7 zeigt die berechnete Überschwemmungskarte für Kulmbach während des Hochwasserereignisses im Mai 2006.

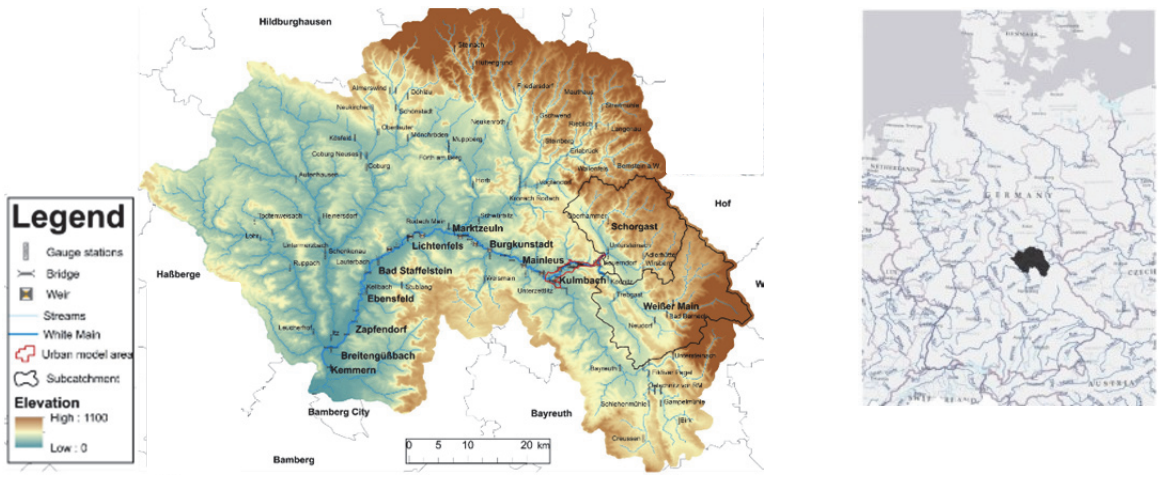
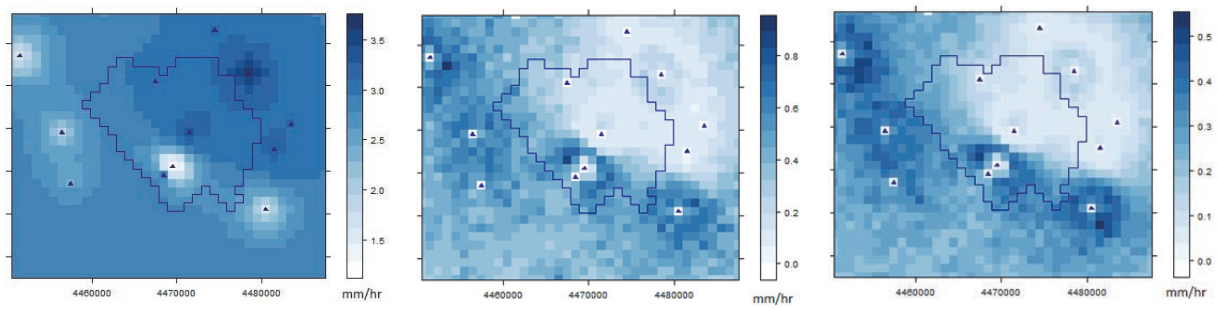


Abb. 4: Fallstudie: Oberen Main, Nord-Osten des Freistaats Bayern, Deutschland.



a) b) c)

Abb. 5: Niederschlag Mittelwert (a), die Breite der Spannweite (b) und die Breite der Interquantile (c) von 100 Realisierungen für das Kauerndorf Teileinzugsgebiet während der Hochwasserereignisse von 12.02.2005 (21:00). Dreiecke zeigen die Lage der Messstationen an.

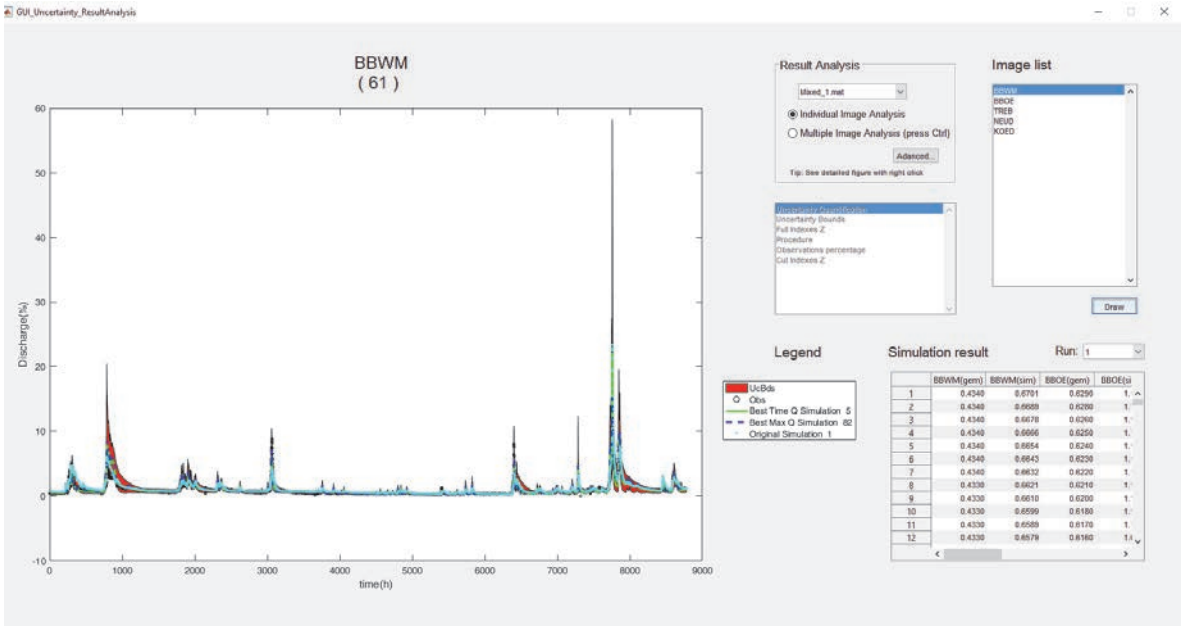


Abb. 6: Ausgabefenster des FloodEvac Tools – Abfluss Unsicherheit aus den LARSIM Modellparametern.

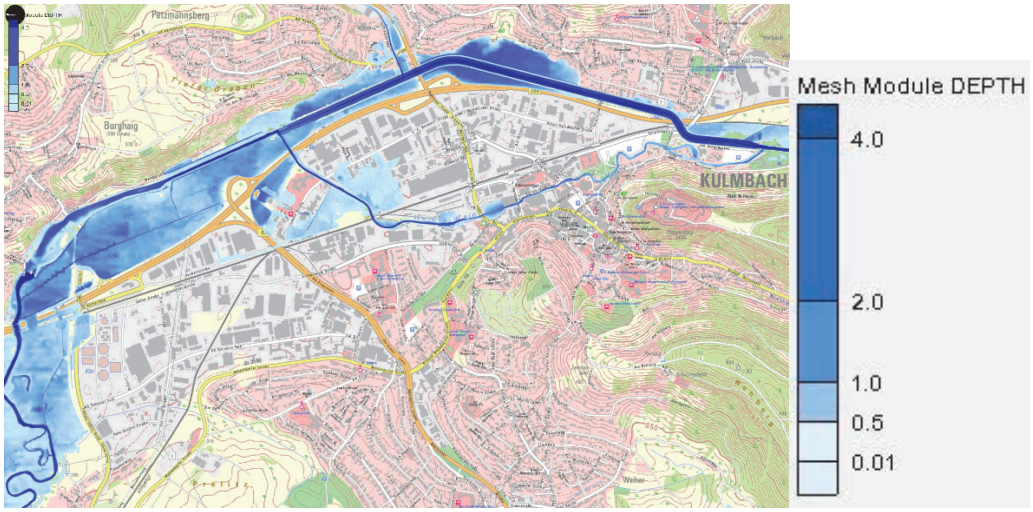


Abb. 7: Überflutungszustand für den Hochwasserscheitel des Hochwassers im Mai 2006 in Kulmbach.

4. Zusammenfassung

Die ersten Details des FloodEvac Prototyp Tools, welches in MATLAB entwickelt wird, wurden präsentiert. Das Interface erlaubt es, die Unsicherheitskette von Regendaten, hydrologischen Modellparametern sowie hydraulischen Modellparametern zu quantifizieren. Das Tool wird nach seiner Fertigstellung in der Lage sein, nicht nur historische Regendaten, sondern auch Vorhersagedaten und künstliche Niederschlagsereignisse zu verarbeiten. Derzeit kann das FloodEvac Tool: a) Aus den Niederschlagsdaten stammende Unsicherheiten bis zur Ausgabe des hydrologischen Modells (LARSIM) propagieren, b) das hydrologische und das hydraulische Modell koppeln, c) LARSIM kalibrieren und d) Unsicherheiten von Niederschlägen und des LARSIM Modells quantifizieren.

Literatur

Amin, K., 2016. Sensitivity Analysis of Rainfall Model NiedSim Focusing on the Hourly Optimization. M.Sc. Thesis, Universität Stuttgart, Institut für Wasser und Umweltsystem Modellie-rung.

Bales, J. D. und Wagner C. R., 2009. Sources of uncertainty in flood inundation maps. Journal of Flood Risk Management 2(2): 139-147.

Beven, K. J. und Hall J., 2014. Applied uncertainty analysis for flood risk management. London, Imperial College Press.

Duan, Q., Sorooshian, S., und Gupta, V., 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. Water resources research 28.4 (1992), pp. 1015-1031.

Gerlinger, Kai, Manfred Bremicker, und Ingo Haag, 2003. Echtzeit-Vorhersagen des Abflusses mit dem Wasserhaushaltsmodell LARSIM am Beispiel des Neckargebiets. Klima, Wasser, Flussgebietsmanagement im Lichte der Flut, Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung. No. 4.2003.

Haag, I., Johst, M., Sieber, A, Bremicker, M., 2016. Guideline for the Calibration of LARSIM Water Balance Models for operational Application in Flood Forecasting, LARSIM-Entwicklergemeinschaft - Hochwasserzentralen LUBW, BLfU, LfU RP, HLNUG, BAFU.

HOPLA Main, 2016. Hochwasserrisikomanagement-Plan: Einzugsgebiet bayrischer Main. Regierungen von Unterfranken, Regierung von Oberfranken, Regierung von Mittelfranken, and Regierung der Oberpfalz. http://www.hopla-main.de/. [accessed 06 February 2017].

Bremicker, M., 2000. Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM - Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 11. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg.

Leandro, J., J. P. Leitão und J. L. M. P. de Lima, 2013. Quantifying the uncertainty in the SCS flood hydrographs: a case study in the Azores islands. Journal of Flood Risk Management, Volume 6, Issue 3, pages 279–288, September 2013.

Mantoglou, A. und Wilson, J., 1982. The Turning Bands Method for simulation of random fields using line generation by a spectral method, Water Resources Research, 18 (5): 1379-1394.

Merwade, V., Olivera F., Arabi M., und Edleman S., 2008. Uncertainty in Flood Inundation Mapping: Current Issues and Future Directions. Journal of Hydrologic Engineering 13(7): 608-620.

Paulat, M., 2007. Verifikation der Niederschlagsvorhersage für Deutschland von 2001-2004, Ph.D. Thesis, University of Mainz.

Pakosch, S., 2011. Development of a Fuzzy Rule Based Expert System for Flood Forecasts Within the Meso-Scale Upper Main Basin. Ph.D. Thesis, Universität der Bundeswehr München, Institut für Wasserwesen, Wasserwirtschaft und Ressourcenschutz.

Yörük, A. U., 2009. Unsicherheiten bei der hydrodynamischen Modellierung von Überschwemmungsgebieten. Ph.D. Thesis, Universität der Bundeswehr München, Institut für Wasserwesen, Wasserwirtschaft und Ressourcenschutz.

Auswirkungen von Trockenheit auf die Nitratauswaschung

Julianna Regenauer, Eckart Priesack, Stephen Schrempp, Andrea Hölscher,
Heike Puhlmann und Jens Lange

Zusammenfassung

Hohe Nitratkonzentrationen im Grundwasser sind vor allem in landwirtschaftlich geprägten Gebieten ein häufiges Problem, das durch zunehmende Trockenperioden noch verschärft werden könnte. Allerdings ist der Klimaeinfluss in Grundwassermessdaten selten direkt nachweisbar, da er nur verzögert erfolgt und oft von anderen Faktoren überlagert wird. Es wurden deshalb Simulationen mit dem Modellsystem Expert-N durchgeführt, um den Einfluss von Trockenperioden auf die Nitratauswaschung direkt zu untersuchen. Simuliert wurden drei Ackerstandorte mit der Fruchtart Körnermais im Einzugsgebiet einer Trinkwasserfassung im südlichen Oberrheingraben. Im Simulationszeitraum (2000 bis 2016) wurde dabei ein besonderes Augenmerk auf die Dürreereignisse von 2003 und 2015 gelegt. Es zeigte sich, dass sich Stickstoff bei ausgeprägten Trockenperioden längerfristig im Boden anreicherte und danach vermehrt in Form von Nitrat ausgewaschen wurde. Nach etwa zwei bis drei Jahren übertrafen die kumulierten Nitratfrachten diejenigen von Normalperioden.

1. Einleitung

Der erhöhte Einsatz von reaktivem Stickstoff durch den Menschen wurde von Rockström et al. (2009) als eines der drei Hauptprobleme (neben Biodiversitätsverlusten und Klimawandel) für die Sicherung der menschlichen Umwelt identifiziert. Als Folge von Bevölkerungswachstum und dem damit steigenden Bedarf an Nahrungsmitteln wird weltweit zunehmend Stickstoffdünger ausgebracht. Ein Teil davon wird allerdings nicht von Pflanzen aufgenommen, sondern geht über Ausgasung, Auswaschung und Erosion verloren und verursacht so Umwelt- und Gesundheitsprobleme (Galloway et al., 2004, 2008). Trotz der Implementierung verschiedener Kontrollrichtlinien (Cunningham, 2006; European Commission, 1991, 2000, 2006) treten in vielen landwirtschaftlichen Regionen erhöhte Nitratgehalte in Oberflächengewässern und im Grundwasser auf und führen dort zur Eutrophierung und Trinkwasserverschmutzung (Arle et al., 2013; Baumann et al., 2012; Faulstich et al., 2015; Rhode et al., 2012; Spalding & Exner, 1993). Im Zuge des Klimawandels hat die Zahl von Extremereignissen wie Trockenperioden und Hitzewellen seit 1970 zugenommen (Dai et al., 2004). Im jüngsten Bericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, Stocker et al., 2013) werden häufigere und länger anhaltende Trockenperioden für viele Regionen vorhergesagt, so z.B. in Süd- und Mitteleuropa. Aufgrund der engen Verbindung zwischen Wasser- und Stickstoffhaushalt im Boden wird davon ausgegangen, dass Trockenperioden potentiell Auswirkungen auf die Nitratmengen haben, die das Grundwasser erreichen. Bisher durchgeführte Studien fanden Veränderungen der Nitratgehalte, die von sehr kleinen Veränderungen (De Jong et al., 2008; Holman et al., 2005) bis zu einer vorhergesagten Verdoppelung der Nitratkonzentrationen im Grundwasser im Jahr 2100 reichten (Ducharne et al., 2007).

Der Klimaeinfluss ist in Grundwassermessdaten nur selten direkt nachweisbar, da er nur verzögert erfolgt (Galloway et al., 2008; Sprague et al., 2011; Strebel, et al., 1989) und oft von anderen Faktoren (unterschiedlicher Düngung, Fruchtfolgen, usw.) überlagert wird (Stuart et al., 2011). Aus diesen Gründen wird der Zusammenhang in dem vorliegenden Projekt mit einem Modellansatz untersucht. Die Simulationen werden dabei mit dem Boden-Pflanzen-Atmosphären-System Expert-N durchgeführt. Dieses beschreibt eindimensional

den Bodenwasserfluss, den Stickstoff- und Kohlenstoffumsatz im Boden, den Bodenwärmehaushalt, die Pflanzenwachstumsprozesse, sowie Bodenbearbeitungs- und Düngemaßnahmen (Engel & Priesack, 1993). Die Modulkomponenten werden aus verschiedenen Standardmodellen aufgebaut, die einzelne Prozesse repräsentieren und mit anderen Modellen ausgetauscht werden können (Stenger et al., 1999, Priesack et al. 2006). Ziel der Untersuchung ist es, die Stickstoffdynamik in drei Maisfeldern mit allen relevanten Prozessen durch das Modellsystem zu beschreiben und die Auswirkungen der Trockenjahre 2003 und 2015 auf die Nitratauswaschungsmengen zu identifizieren.

2. Methoden

2.1 Untersuchungsgebiete

Die untersuchten Maisfelder liegen im südlichen Oberrheingraben in Südwestdeutschland um das Dorf Biengen auf einer Höhe von ca. 200 m ü. NN (Abbildung 1). Sie haben die Bezeichnungen H618, H1262 und H198. Die mittlere jährliche Lufttemperatur liegt bei 10.5°C und die mittlere Jahresniederschlagssumme beträgt 764 mm (Wetterstation Schallstadt-Mengen des Landwirtschaftlichen Technologiezentrums Augustenberg 1971 – 2000). Die Grabengeologie ist geprägt von komplexen Mustern aus Verwerfungsgrenzen, Schollen und kleineren Gräben, verfüllt mit mächtigen Kiesschichten aus dem Schwarzwald und den Alpen (He et al., 1999). Laut Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg (Ministerium für Umwelt und Verkehr Baden-Württemberg, 2012) reicht die hohe Variabilität an Bodentypen in diesem Gebiet von flachen, skeletthaltigen Böden auf Kies bis hin zu mächtigen Lössböden.

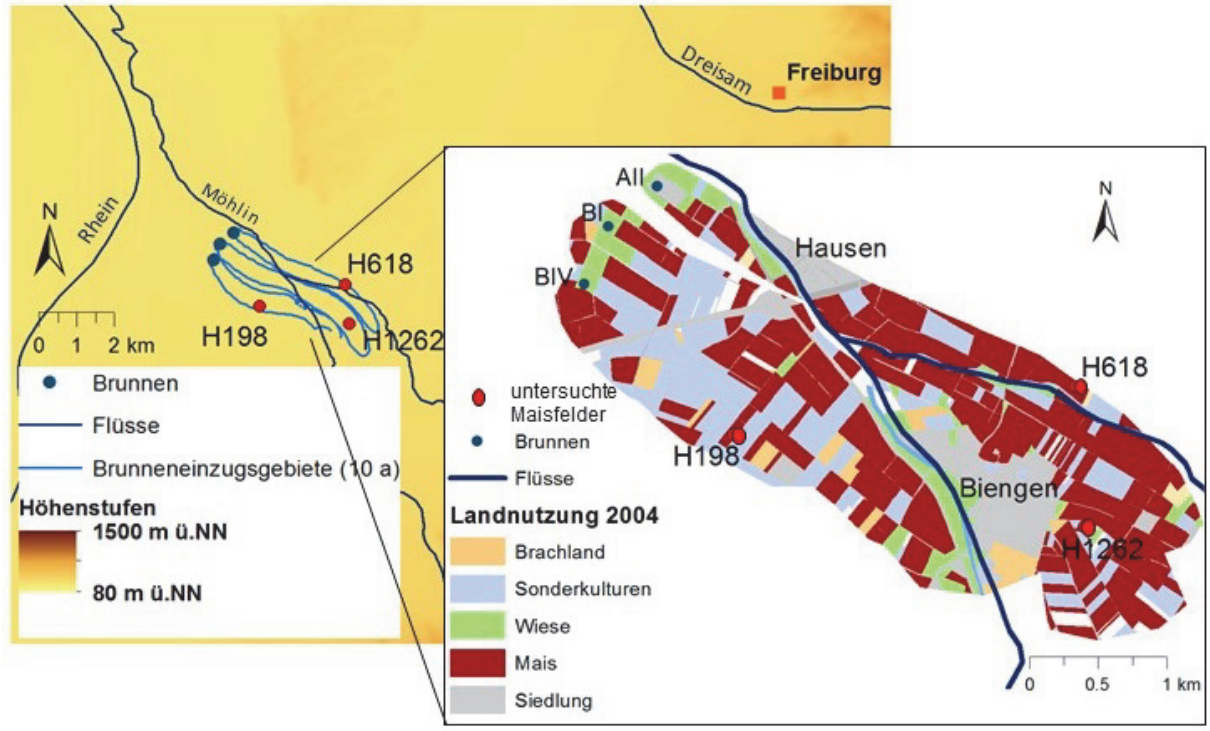


Abb. 1: Standort und Lage der drei untersuchten Maisfelder H618, H1262 und H198 sowie der Trinkwasserbrunnen AII, BI und BIV.

Das Maisfeld H618 liegt in einem vom Fluss Möhlin beeinflussten Bereich, während das Feld H198 vom Neumagen beeinflusst wird. H618 hat den höchsten Sandgehalt (ca. 18 %) und H198 den höchsten Tongehalt (ca. 30 %) der drei Felder. Das Sickerwasser der drei Felder fließt im Grundwasser den drei Brunnen AII, BI und BIV zu. Diese Brunnen dienen zur Trinkwasserversorgung der Umgebung und gehören dem Unternehmen bnNETZE. Albrecht (2006) definierte die Brunneneinzugsgebietsgrenzen über die Berechnung einer 10-jährigen Fließzeit mithilfe eines Grundwassermodells. Das Gebiet ist geprägt von intensiver Landwirtschaft mit vorherrschender Maismonokultur, aber auch Getreide, Kartoffeln, Spargel und Erdbeeren werden angebaut.

2.2 Verwendete Daten

Die Eingangsdaten für Expert-N bestanden aus Wetterdaten, Bodenparametern und Management- sowie Kultivierungsdaten. Die meteorologischen Daten zu Niederschlag, Lufttemperatur, Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit und relativer Luftfeuchte stammten von den agrarmeteorologischen Stationen Mengen, Feldkirch-Hartheim und Ehrenkirchen des Landwirtschaftlichen Technologiezentrum Augustenberg und von der Wetterstation Freiburg des Deutschen Wetterdienstes. Die Daten der vier Stationen wurden über inverse Distanzgewichtung für den Ort Biengen, der in der Mitte der drei Maisfelder liegt, interpoliert. Informationen zur Düngung (Menge, Zusammensetzung, Datum der Aufbringung), Bewässerung (Menge, Art, Datum der Aufbringung), Bodenbearbeitung (Datum, Art, Tiefe) und zu Pflanzungen (Datum der Saat/Ernte, Saattiefe, Pflanzenart) wurden von der Agentur Anna (Agentur für Nachhaltige Nutzung von Agrarlandschaften, Freiburg) für die Jahre 2008 – 2011 gesammelt. Außerdem wurden die phänologischen Entwicklungsstadien der Maispflanzen während der Jahre 2009 und 2010 für die Felder H618 und H198 beobachtet. Während N_{min}-Bodenkontrollen in den Jahren 2008 - 2015 des Wasserversorgers bnNETZE wurden in jedem Feld meist im Frühjahr und Herbst nach dem Ansatz des Technologiezentrum Wasser (Sturm et al., 2004) eine homogenisierte Mischprobe aus zwölf im Feld gesammelten Proben entnommen und auf Nitratgehalt, Ammoniumgehalt und Wassergehalt getestet. Die Bodenparameter wurden über Grabungen von Bodenprofilen und der Entnahme von sechs Stechzylinderproben pro Horizont von Solum (Büro für Boden und Geologie, Freiburg) erfasst. Die Parameter Lagerungsdichte, Gesamtporenvolumen, Feldkapazität, Textur, Humusgehalt, pH-Wert und Stickstoffgehalt der Böden wurden im Labor bestimmt. Messungen der Nitratgehalte im Wasser der Brunnen des Wasserwerks Hausen wurden monatlich seit 2000 von bnNETZE durchgeführt. Die im Pumpenhaus entnommenen Proben wurden dabei photometrisch auf Nitrat untersucht (Hach-Lange, Küvetten-Test LCK 339, Spektralphotometer DR 3900).

2.3 Modellkonfiguration

Die Modelleinstellungen wurden so gewählt, dass der Prozess der potentiellen Evapotranspiration durch das Modell von Penman-Monteith nach FAO-Standard (Allen et al., 1998) beschrieben wurde. Die potentielle Evaporation wurde unter Berücksichtigung der mit Pflanzen bedeckten Bodenoberfläche berechnet, die aktuelle Evaporation über eine limitierte Flussrate. Die Simulationen des Bodenwasserflusses in Expert-N basieren auf der numerischen

Lösung der 1D-Richardsgleichung, wie sie auch im Modell HYDRUS 6.0 verwendet wird (Simunek et al., 1998). Hydraulische Bodenkennwerte wurden über eine Pedotransferfunktion (Campbell, 1985) abgeschätzt. Die Wärmeleitung und die Prozesse von Stickstoffumsatz, -transport und -volatilisierung wurden wie in dem Modell LEACHM (Hutson & Wagenet, 1992) repräsentiert. Es wurden konstante Stickstoffdepositionsraten von 10 kg NH_4-N/ha/a und 5 kg NO_3-N/ha/a angenommen. Wachstum, phänologische Entwicklung, Photosyntheseraten, Kronenformierung, Seneszenz, Wasser- und Stickstoffbedarf sowie Wasser- und Stickstoffaufnahme wurden durch das CERES-Maize-Wachstumsmodell (Ritchie et al., 1987) simuliert. Die Bodenbearbeitungsmaßnahmen wurden durch die Modelle von Schaaf (1998) (Düngeraufbringung, Aufbringung und Effizienz der Bewässerung), von Williams et al. (1989) (Durchmischung, Einarbeitung) und von Hoffmann & Ritchie (1993) (Verlust, Volatilisierung) beschrieben.

2.4 Kalibrierung und Validierung

Die Modellkalibrierung wurde manuell vorgenommen. Dazu wurden die Parameter Porosität, Feldkapazität und permanenter Welkepunkt so angepasst, dass die modellierten Wassergehalte den gemessenen möglichst ähnlich waren. Mit Hilfe von gemessenen Nitrat- und Ammoniumgehalte im Boden wurden die Mineralisierungsraten im Modell angepasst. Über simulierte Nitratsickerung und von Albrecht (2006) berechnete Grundwasseranteile aus Grundwasserneubildung, versickertem Wasser der Oberflächengewässer und seitlichem Randzufluss aus dem Schwarzwald wurde mittels Mischungsrechnung für jedes Brunneneinzugsgebiet eine Nitratkonzentration im Grundwasser ermittelt. Für die Einzugsgebiete der Brunnen AII, BI und BIV sind die Anteile an Grundwasserneubildung jeweils 45 %, 39 % und 32 %, an versickertem Wasser der Oberflächengewässer jeweils 42 %, 56 % und 62 % und an Randzufluss jeweils 15 %, 2% und 2 %. Als Nitratkonzentration der Oberflächengewässer und im Randzufluss wurden einheitlich 10 mg NO_3/l angenommen (Albrecht, 2006).

2.5 Simulierte Zeitreihe und Szenarien

Die Simulationen wurden durchgeführt mit Wetterdaten vom 01.01.2000 bis zum 06.11.2016. Um mehr Kenntnisse über die langfristigen Konsequenzen der Trockenperiode im Jahr 2015 zu erlangen, wurden an die Zeitreihe drei Folgejahre mit den meteorologischen Bedingungen eines „mittleren“ Jahres angefügt, so dass die Zeitreihe jeweils bis zum 31.12.2018 reicht. Die drei Jahre der Zeitreihe, die der langfristigen mittleren Niederschlagssumme am nächsten kommen, sind die Jahre 2006, 2007 und 2009. Da die Niederschlagsverteilung im Laufe dieser drei mittleren Jahre sehr unterschiedlich ausgefallen ist, wurden alle drei als Ersatzjahre gewählt und somit auch der Einfluss der unterschiedlichen Niederschlagsverteilungen untersucht. Für einen Vergleich der trockenen Situationen mit feuchten/mittleren Bedingungen wurden – zusätzlich zu der oben vorgestellten Zeitreihe – Szenarien gerechnet, in denen die Wetterdaten der Trockenjahre 2003 und 2015 ersetzt wurden durch Wetterdaten der oben erwähnten Jahre mit mittleren Niederschlagsbedingungen (2006, 2007 und 2009). Um der Wahl der Startwerte weniger Bedeutung beizumessen, wurde der Zeitreihe eine dreijährige “Warm-up”-Phase vorangestellt. Hierfür wurden immer die meteorologischen Bedingungen des Jahres 2006 verwendet. Da über die Managementpraktiken nur Informationen für

die Jahre 2008 – 2011 verfügbar waren, wurden gemittelten Werte der Düngemenge, gemittelte Daten der Aufbringung, Bodenbearbeitung, Saat-, Erntedaten, usw. auf die restlichen Jahre übertragen. Es wurde außerdem angenommen, dass in allen Jahren von Mitte April bis Ende September Körnermais angebaut wurde. Die mittlere Stickstoffdüngemenge betrug für alle Felder ca. 160 kg N/a. Der Dünger enthielt Stickstoff in Form von Nitrat, Ammonium und Amiden, wobei der Anteil an Nitrat nur einen kleinen Teil ausmachte. Da die Felder in den Jahren 2008 – 2011 kaum bewässert wurden, wurde Bewässerung nicht berücksichtigt.

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1 Kalibrierung

In Abbildung 2 sind die für jeden Tag der Zeitreihe 2000 – 2016 simulierten Bodenwassergehalte sowie die von 2008 – 2015 gemessenen Bodenwassergehalte in drei Tiefenstufen für die drei Maisfelder zu sehen. Die simulierten und gemessenen Wassergehalte bewegen sich in denselben Bereichen. Größere Abweichungen gibt es im Herbst 2009 und 2011, wo die gemessenen Wassergehalte im Unterboden unter den simulierten liegen.

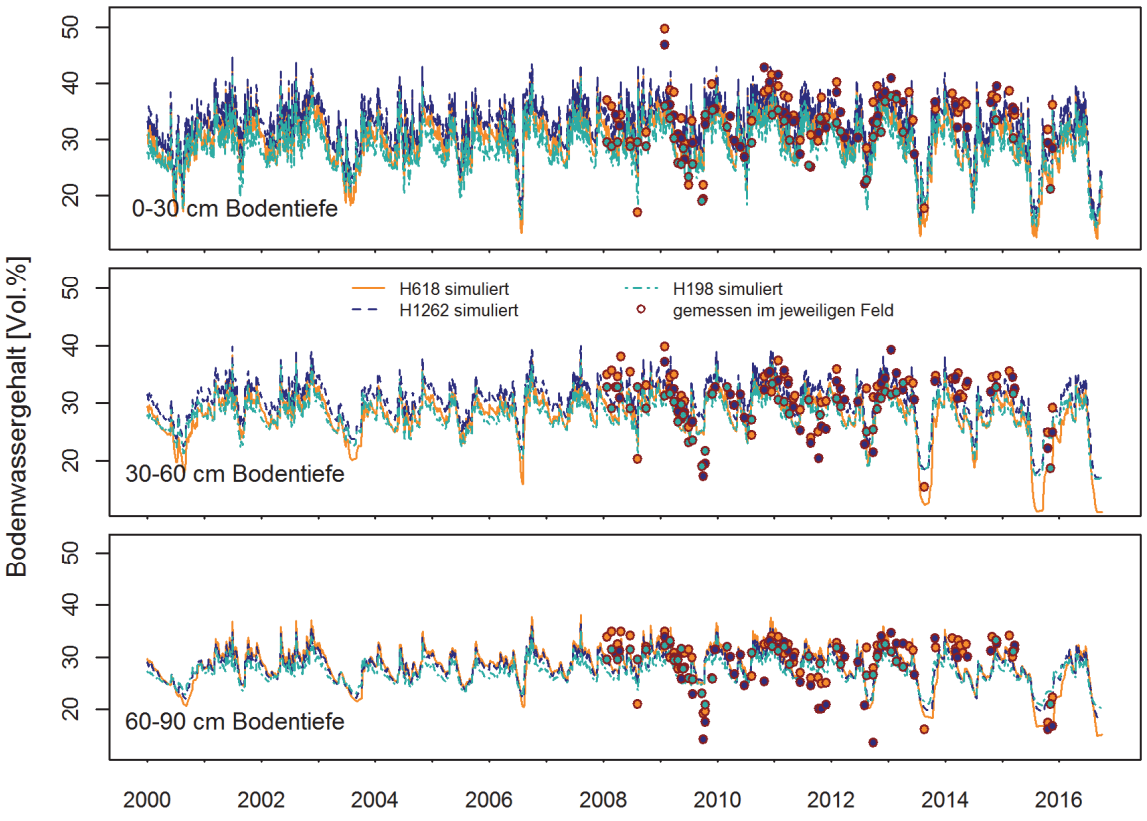


Abb. 2: Bodenwassergehalte der drei Maisfelder in den Tiefenstufen 0-30 cm, 30-60 cm und 60-90 cm, simuliert (Linien) und gemessen (Punkte).

Abbildung 3 zeigt die simulierten und gemessenen Nitrat- und Ammoniumgehalte im Boden. Die gemessenen Nitratgehalte sind in der tiefsten Bodenschicht etwas niedriger als die simulierten, jedoch wird die gedämpfte Dynamik mit der Tiefe durch das Modell gut abgebildet. In den meisten Jahren sind im Oberboden die Messwerte der Nitrat- und Ammoniumgehalte

direkt nach der Düngerapplikation geringer als im Modell. Da das Düngemittel in Form von Körnern aufgebracht wurde, die sich langsam auflösen, und da diese Körner aus den Bodenproben zur Messung entfernt wurden, kann davon ausgegangen werden, dass die Messwerte zu diesen Zeitpunkten die mittleren Gehalte im Boden unterschätzen.

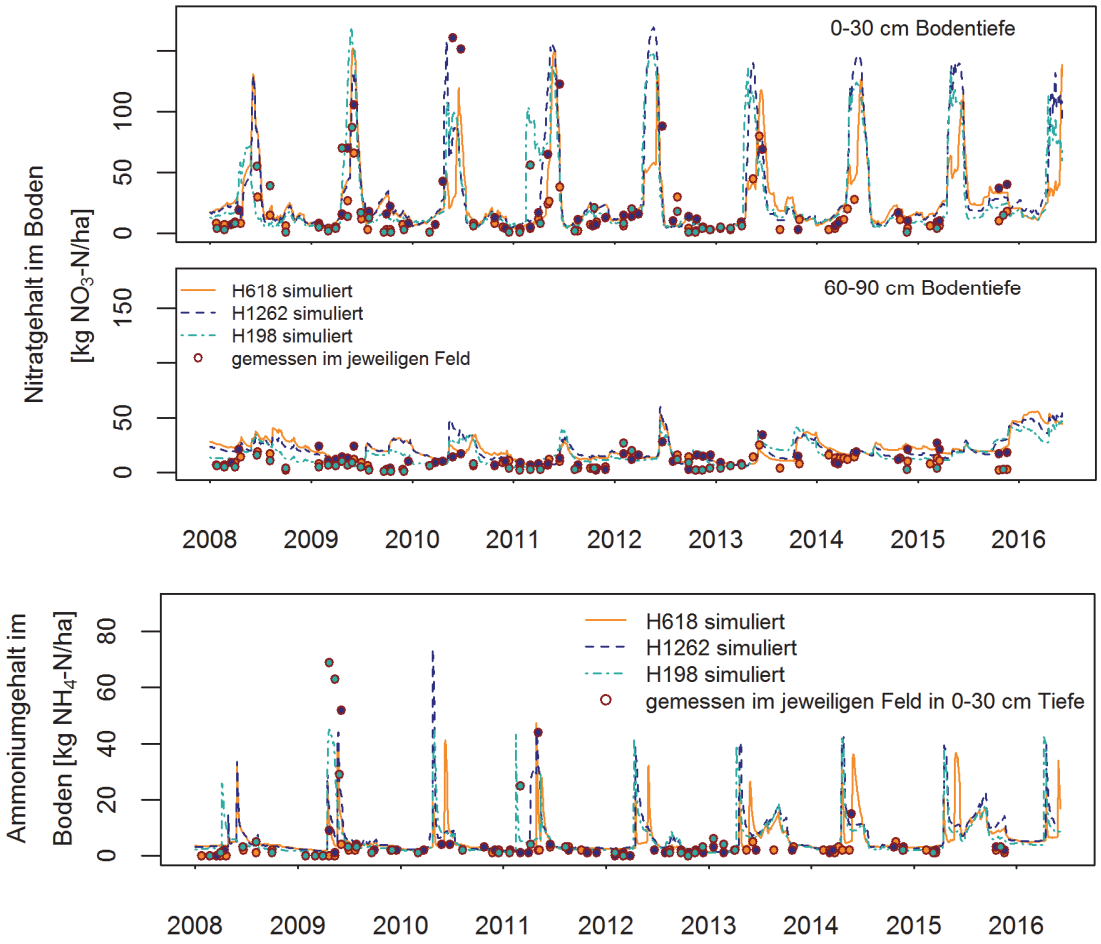


Abb. 3: Nitratgehalte und Ammoniumgehalte im Boden der drei Maisfelder für zwei bzw. eine Tiefenstufe, simuliert und gemessen.

3.2 Validierung

Die Nitratkonzentrationen in der simulierten Grundwasserneubildung, gemischt mit den entsprechenden Anteilen aus versickertem Wasser der Oberflächengewässer und dem lateralen Zufluss aus schwarzwaldbürtigem Grundwasser zu den Brunneneinzugsgebieten, zeigen Mittelwerte, die sich deutlich von den im entsprechenden Brunnen gemessenen unterscheiden (Abbildung 4). Der simulierte Mittelwert im Grundwasser unter Feld H618 und der gemessene Mittelwert im Brunnen AII sind 67 mg NO_3/l und 21 mg NO_3/l, während sie für Feld H1262 und Brunnen BI 61 mg NO_3/l und 27 mg NO_3/l und in Feld H198 und Brunnen BIV 52 mg NO_3/l und 34 mg NO_3/l betragen. Die Schwankungen in den gemessenen Werten sind kleiner, da die Messungen in den Brunnen versickertes Wasser von verschiedenen Stellen im Einzugsgebiet sowie unterschiedliche Niederschlags- und Sickerzeiten miteinschließen. Neu gebildetes Grundwasser vermischt sich mit älterem, wahrscheinlich weniger mit Nitrat

kontaminiertem Grundwasser, was über die Modellierung nicht beschrieben werden konnte. Das ist wohl auch der Grund für die wesentlich geringeren gemessenen Nitratkonzentrationen. Außerdem wird das Brunnenwasser nicht nur durch Mais, sondern durch eine Vielzahl unterschiedlicher Landnutzungen beeinflusst, die verschieden anfällig für Nitratauswaschung sind. Im Jahr 2004 wurde auf 52 % der Einzugsgebietsflächen von Brunnen AII, auf 47 % von Brunnen BI und auf 34 % von Brunnen BIV Mais angebaut. Obwohl die absoluten, simulierten Nitratgehalte den gemessenen nicht entsprechen, zeigen sie teilweise ähnliche Trends. Gegen Ende des Jahres 2003 zeigen alle Messungen und alle Simulationen steigende Nitratgehalte. Die Gehalte in den Brunnen BI und BIV folgen ab 2009 einem steigenden Trend sowie auch die simulierten Gehalte im Grundwasser aller drei Gebiete.

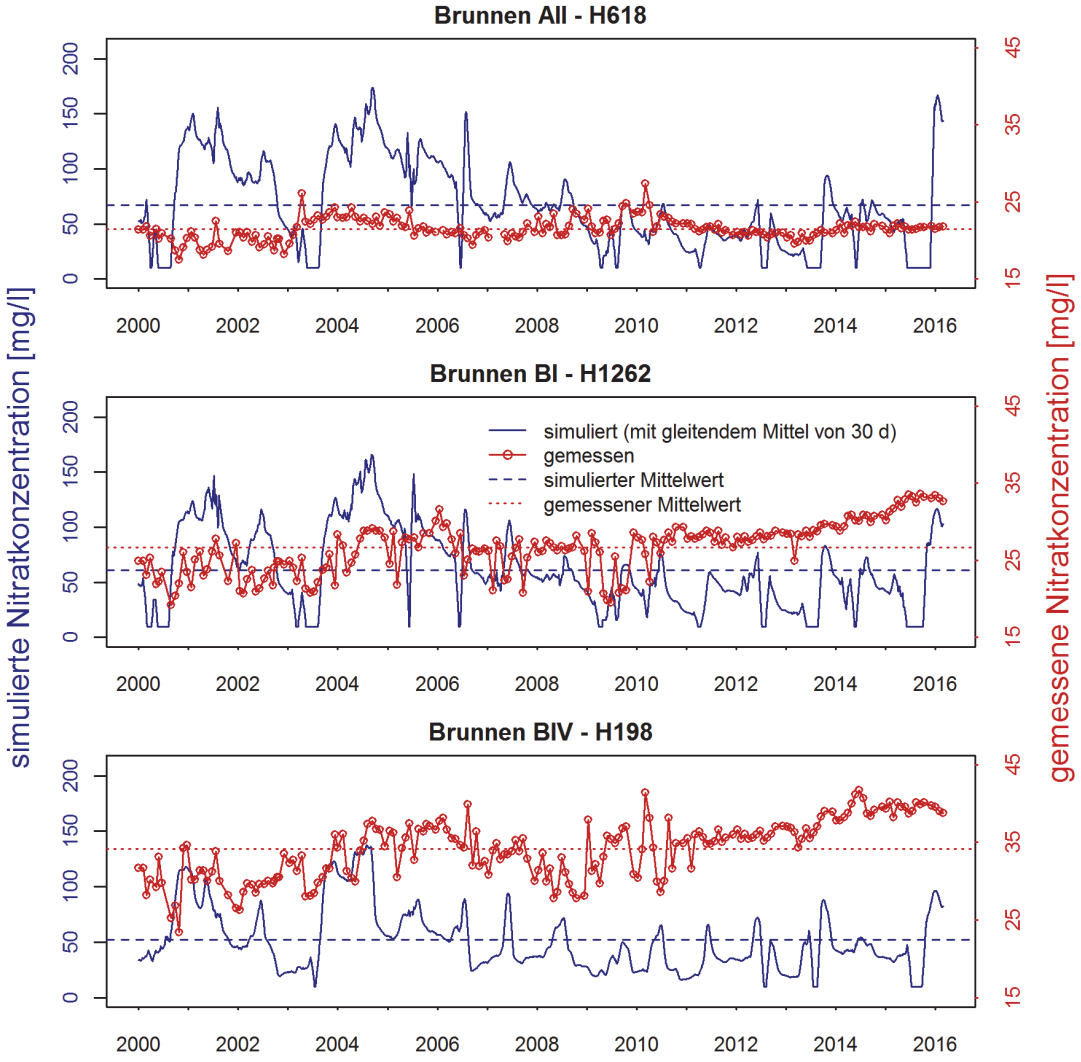


Abb. 4: Simulierte Nitratkonzentrationen für das Grundwasser in den Gebieten der drei Maisfelder und gemessene Nitratkonzentrationen in den Trinkwasserbrunnen.

3.3 Simulationen und Szenarien

Für den Vergleich der Nitratauswaschungsmengen zwischen Zeitreihen mit den Trockenjahren 2003 und 2015 und Zeitreihen, in denen die Wetterdaten der beiden Trockenjahre ersetzt wurden durch mittlere Niederschlagsverhältnisse, werden in Abbildung 5 drei Szenarien mit den Ersatzjahren 2006, 2007 und 2009 dargestellt. Bei jedem dargestellten täglichen Wert handelt es sich um einen Mittewert aus den Werten der drei Felder, umrahmt von einem Unsicherheitsbereich, der vom Maximalwert zum Minimalwert der drei Felder reicht.

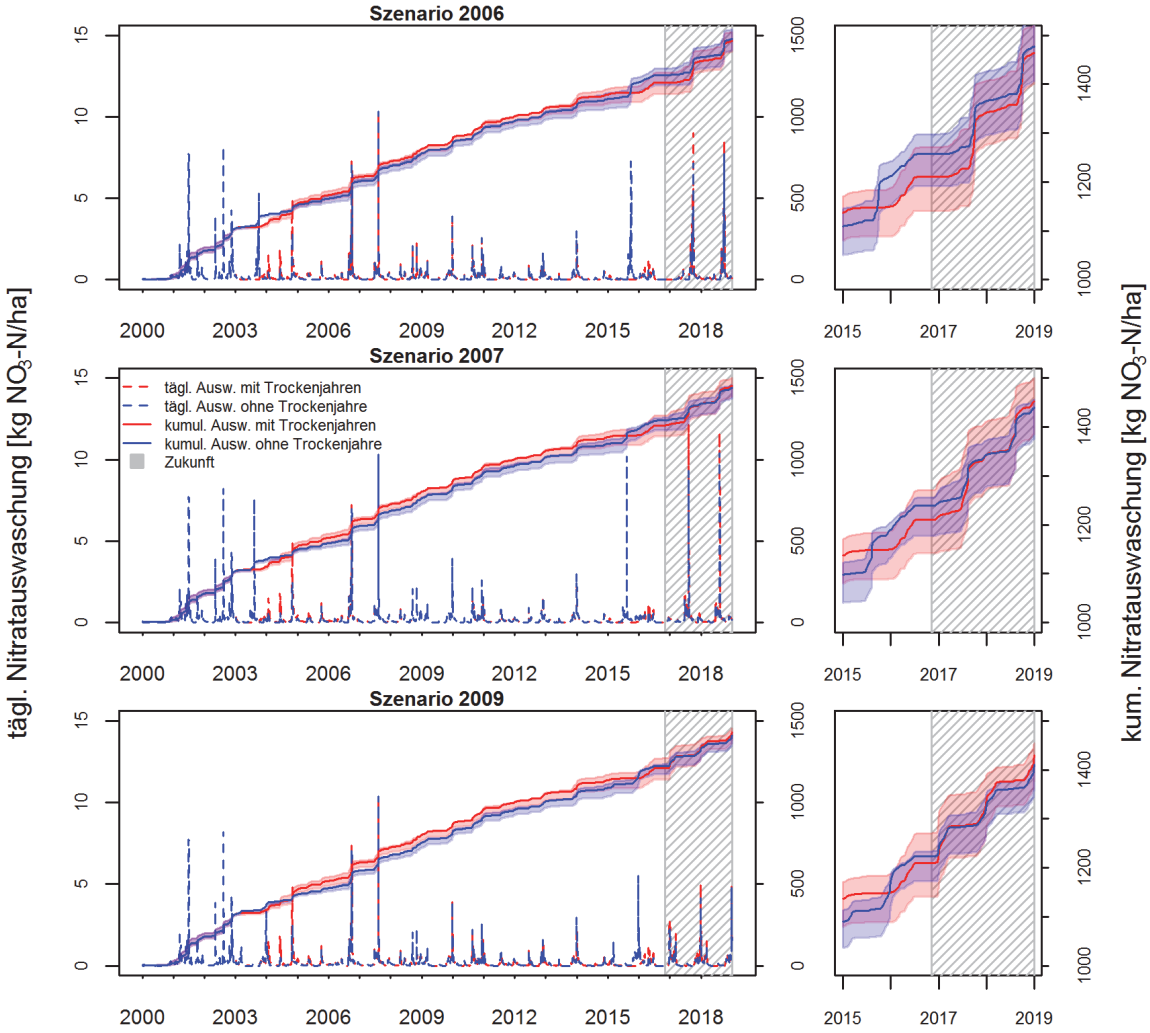


Abb. 5: Tägliche Nitratauswaschungsmenge (linke Achse) und kumulative Nitratauswaschung über den ganzen Zeitraum (rechte Achse) für drei Szenarien. Zoom auf das jeweilige Ende der Zeitreihe in der kumulativen Auswaschung (rechte Spalte). Schraffiert: verlängerte Zeitreihe mit Ersatzjahr.

Während der Trockenperiode 2003 sind die Auswaschungsmengen niedriger als bei feuchten Bedingungen. Von Ende 2003 bis Ende 2006 sind die täglichen Auswaschungsmengen im Szenario mit Trockenjahren allgemein höher als im Szenario ohne Trockenjahre, wobei die kumulativen Mengen des Szenarios mit Trockenjahren ab Ende 2005 die kumulativen Mengen des Szenarios ohne Trockenjahre überschreiten. Während der Trockenperiode

2015 findet wieder sehr wenig Nitratauswaschung statt. Der Zeitpunkt, ab dem die kumulative Auswaschungsmenge wieder die des Szenarios ohne Trockenjahre überschreitet, hängt hier allerdings stark vom gewählten Ersatzjahr ab, da die Verteilung der gefallenen Niederschläge in den Jahren 2006, 2007 und 2009 sehr unterschiedlich waren. Bei den Szenarien der Ersatzjahre 2007 und 2009 wird Ende 2018 die Überschreitung der kumulativen Auswaschungsmenge erreicht, während sie beim Szenario des Ersatzjahres 2006 noch nicht erreicht wird. Insgesamt dauert das “Aufholen” der Auswaschungsmenge im Szenario mit Trockenjahren nach der Trockenperiode 2015 länger als nach der Trockenperiode 2003, da auch im Folgejahr 2016 ein recht trockener Sommer herrschte.

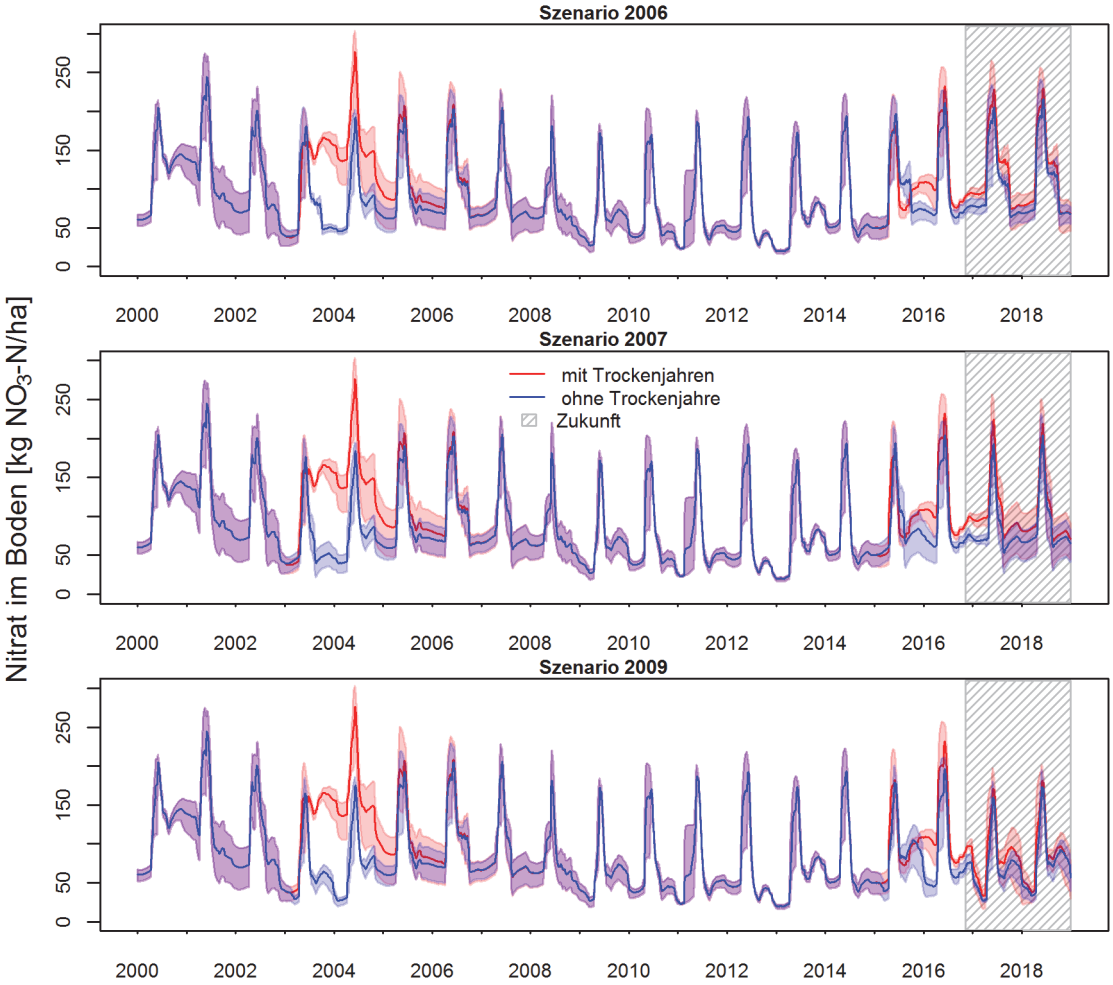


Abb. 6: Nitratgehalte im Boden für die drei Szenarien mit den Ersatzjahren 2006, 2007 und 2009, jeweils als Vergleich eines Szenarios mit Trockenjahren und eines, in dem die Trockenjahre ersetzt wurden.

Gründe für die erhöhte Nitratauswaschung nach Trockenperioden können in Abbildung 6 über die Nitratgehalte im Boden identifiziert werden. Während einer Trockenperiode ist kaum Sickerwasser vorhanden, welches Nitrat auswaschen könnte. Außerdem wird die Stickstoffaufnahme der Pflanzen bei trockenen Bodenbedingungen gehemmt. Es sammelt sich auf diese Weise mehr Stickstoff im Boden an, der während warmer, sauerstoffreicher Bedingungen stark nitrifiziert wird und in darauffolgenden niederschlagsreichen Perioden in Form von Nitrat ausgewaschen wird. Die Erhöhung der Nitratgehalte im Boden hält nach der Trocken-

periode 2003 zwei bis drei Jahre an. Dies lässt vermuten, dass es zusätzlich zu einem verstärkten Aufbau organischer Stickstoffpools in Kontext von Trockenphasen kommen könnte, die entsprechend verzögert in den Folgejahren wieder abgebaut werden. Hierzu sind Folgeuntersuchungen geplant.

4. Fazit

Die Anpassung des eindimensionalen Boden-Pflanzen-Atmosphären-Systems der drei Maisfelder durch Expert-N an vorhandene Boden-Messwerte war möglich, während eine Validierung über den Vergleich von simulierten Nitratkonzentrationen mit Messwerten aus im Gebiet vorhandenen Trinkwasserbrunnen eher schwierig war. Die Validierung ließe sich evtl. durch die Berücksichtigung einer zeitlichen Variabilität der Grundwasseranteile und eines Anteils an älterem, weniger belasteterem Grundwasser in der Mischungsrechnung verbessern. Nach Trockenperioden zeigten sich im Vergleich zu mittleren Feuchtebedingungen im Boden über einen Zeitraum von zwei bis drei Jahren erhöhte Nitratauswaschungsmengen und somit auch erhöhte Nitratkonzentrationen im Grundwasser. Dies war insbesondere im Trockenjahr 2003 deutlich und wurde hauptsächlich einer gehemmten Stickstoffaufnahme von Pflanzen, einer verstärkten Nitrifizierung während der Trockenperiode, sowie ggf. der Anlage organischer Stickstoffpools zugeschrieben. Treten infolge des Klimawandels extreme Trockenperioden häufiger auf, muss so mit einer verstärkten Nitratauswaschung gerechnet werden.

Danksagung

Wir danken dem Landwirtschaftlichen Technologiezentrum Augustenberg (Helge de Boer) und bnNETZE GmbH (Klaus Rohde) für die Bereitstellung von Daten. GIT HydroS-Consult (Laurin Wissmeier) führte die Expert-N-Kalibrierung für die Jahre 2008-2011 durch und gab wertvolle Hinweise. Die Arbeit wurde im Rahmen des DRIeR-Projekts (Netzwerk Wasserforschung Baden-Württemberg) durchgeführt.

Literatur

Albrecht, M., 2006. Entwicklung der Nitratbelastung im Rohwasser des Wasserwerks Hausen a. d. Möhlin – eine hydrologisch-modelltechnische Untersuchung. Diplomarbeit, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg.

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M., & Ab, W., 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper, 56, 1–15.

Arle, J., Blondzik, K., Classen, U., Duffek, A., Grimm, S., Hilliges, F. & Wolter, R., 2013. Wasserwirtschaft in Deutschland - Teil 2: Gewässergüte.

Baumann, R. A., Hooiboer, A. E. J., Vrijhoef, A., Fraters, B., Kotte, M., Daatselaar, C. H. G., Bosma, J. N., 2012. Agricultural practice and water quality in the Netherlands in the period 1992 - 2010.

Campbell, G. S., 1985. Soil Physics with BASIC, Transport Models for Soil-Plant Systems. In Developments in Soil Science. New York: Elsevier.

Cunningham, R., 2006. A critical assessment of Europe’s Groundwater quality protection Under the new Groundwater Directive.

Dai, A., Trenberth, K., & Qian, T., 2004. A Global Dataset of Palmer Drought Severity Index for 1870 – 2002 : Relationship with Soil Moisture and Effects of Surface Warming. Journal of Hydrometeorology, *5*, 1117–1130.

De Jong, R., Qian, B., & Yang, J. Y., 2008. Modelling nitrogen leaching in Prince Edward Island under climate change scenarios. Canadian Journal of Soil Science, 88(1), 61–78. http://doi.org/10.4141/CJSS07032

Ducharne, A., Baubion, C., Beaudoin, N., Benoit, M., Billen, G., Brisson, N. & Viennot, P., 2007. Long term prospective of the Seine River system: Confronting climatic and direct anthropogenic changes. Science of the Total Environment, 375(1-3), 292–311. http://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2006.12.011

Engel, T., Priesack, E., 1993. Expert-N, a building block system of nitrogen models as a resource for advice, research, water management and policy. In H. Hamers & T. Eijsackers (Eds.), Integrated Soil and Sediment Research: A Basis for Proper Protection. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

European Commission. Council Directive of 12 December 1991 concerning the protection of waters against pollution caused nitrates from agricultural sources, Pub. L. No. 91/676/EEC, 1991. EU, Brüssel.

European Commission. Directive 2000/60/CE of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy, Pub. L. No. 2000/60/CE, 2000. EU, Brüssel.

European Commission. DIRECTIVE 2006/118/EC OF THE EUROPEAN PARLIAMENT AND OF THE COUNCIL of 12 December 2006 on the protection of groundwater against pollution and deterioration, Official Journal of the European Union, 2006.

Faulstich, M., Hom-Müller, K., Bradke, H., Calliess, C., Foth, H., Niekisch, M., & Schreurs, M., 2015. Stickstoff : Lösungsstrategien für ein drängendes Umweltproblem. Berlin.

Galloway, J. N., Dentener, F. J., Capone, D. G., Boyer, E. W., Howarth, R. W., Seitzinger, S. P. & Vo, C. J., 2004. Nitrogen cycles: past , present , and future. Biogeochemistry, 70, 153–226.

Galloway, J. N., Townsend, A. R., Erisman, J. W., Bekunda, M., Cai, Z., Freney, J. R. & Sutton, M., 2008. Transformation of the Nitrogen Cycle: Recent Trends, Questions, and Potential Solutions. Science, 320(5878), 889–892. http://doi.org/10.1126/science.1136674

He, K., Stober, I., & Bucher, K., 1999. Chemical evolution of thermal waters from limestone aquifers of the Southern Upper Rhine Valley. Applied Geochemistry, 14.

Hoffmann, F., & Ritchie, J. T., 1993. Model for slurry and manure in CERES and similar models. J. Agron. Crop Sci., 170, 330–340.

Holman, I. P., Nicholls, R. J., Berry, P. M., Harrison, P. A., Audsley, E., Shackley, S., & Rounsevell, M. D. A., 2005. A regional, multi-sectoral and integrated assessment of the impacts of climate and socio-economic change in the UK: Part II. Results. Climatic Change, 71(1-2), 43–73. http://doi.org/10.1007/s10584-005-5956-6

Hutson, J., & Wagenet, J., 1992. LEACHM: Leaching Estimation And Chemistry Model: A process-based model of water and solute movement, transformations, plant uptake and chemical reactions in the unsaturated zone. Research Series, 93(3).

Ministerium für Umwelt und Verkehr Baden-Württemberg, 2012. Wasser- und Bodenatlas (WaBoA).

Priesack, E., Gayler, S., Hartmann, H.P., 2006. The impact of crop growth sub-model choice on simulated water and nitrogen balances. Nutr. Cycl. Agroecosys., 75, 1-13.

Rhode, K., Kiefer, J., Ball, T., Schrempp, S., Wissmeier, L., Kern, F.-J.- & Müller-Sämann, K., 2012. Entwicklung einer neuen Strategie zur Emissions- und Erfolgskontrolle im Grundwasserschutz. Freiburg und Karlsruhe.

Ritchie, J. T., Godwin, D. C., & Otter-Nacke, S., 1987. CERES-Wheat - A simulation model of wheat growth and development. Texas A&M University Press.

Rockström, J., Steffen, W., Noone, K., Persson, A., Chaplin, F. S., Lambin, E. & Foley, J. A., 2009. A safe operating space for humanity. Nature, 461, 472–475.

Schaaf, T., 1998. Integration von Modellansätzen zur Bodenbearbeitung und Düngung in den Baukasten für Stickstoffsimulationsmodelle EXPERT-N. Schriftenreihe Der Zentralstelle Für Agrardokumentation Und –information (ZADI), 10.

Simunek, J., Huang, K., & van Genuchten, M. T., 1998. The HYDRUS code for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media - Version 6.0. USDA, ARS.

Spalding, R. F., & Exner, M. E., 1993. Occurrence of Nitrate in Groundwater—A Review. Journal of Environment Quality, 22(3), 392.

Sprague, L. A., Hirsch, R. M., & Aulenbach, B. T., 2011. Nitrate in the Mississippi River and Its Tributaries , 1980 to 2008 : Are We Making Progress ? Environmental Science & Technology, 45, 7209–7216.

Stenger, R., Priesack, E., Barkle, G., & Sperr, C., 1999. Expert-N A tool for simulating nitrogen and carbon dynamics in the soil-plant-atmosphere system. In NZ Land Treatment Collective. Proceedings Technical Session 20: Modelling of Land Treatment Systems (14-15 Oct.) (pp. 19–28). New Plymouth.

Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Alexander, L., Allen, K., Bindoff, N. & Xie, S., 2013. Technical Summary. In T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tigor, S. K. Allen, J. Boschung, V. Bex (Eds.), Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK and New York, USA. http://doi.org/10.1017/ CBO9781107415324.005

Strebel, O., Böttcher, J., & Duynisveld, W. H. M., 1989. Nitrate Pollution of Groundwater in Western Europe. Agriculture, Ecosystems and Environment, 26, 189–214.

Stuart, M. E., Gooddy, D. C., Bloomfield, J. P., & Williams, A. T., 2011. A review of the impact of climate change on future nitrate concentrations in groundwater of the UK. Science of The Total Environment, 409(15), 2859–2873.

Sturm, S., Kiefer, J., & Rödelsperger, M., 2004. Validierung und Weiterentwicklung eines standortunabhängigen Bodenkontrollverfahrens in Kombination mit einfachen Nitratauswashcungsmodellrechnungen zur Ermittlung der Nitratauswaschung mit Modellrechnungen. TZW-Heft 26.

Williams, J. R., Jones, C. A., Kiniry, J. R., & Spanel, D. A., 1989. The EPIC crop growth model. Transactions of the ASAE, 32(2), 497–511.

Die Vorhersagbarkeit der Schneeakkumulation für die nächste Wintersaison – Ein theoretisches Experiment für das Inn-Einzugsgebiet mit gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Klimamodellen und einem Wasserhaushaltsmodell

Kristian Förster, Florian Hanzer, Elena Stoll, Johannes Schöber, Adam A. Scaife, Craig MacLachlan, Matthias Huttenlau, Stefan Achleitner, Ulrich Strasser

Zusammenfassung

Saisonale Vorhersagen von meteorologischen Variablen liefern eine Tendenz für die kommende Saison und werden wegen der damit verbundenen Unsicherheiten meistens in Form von Monatswerten analysiert. In diesem Beitrag wird eine systematische Untersuchung von Hindcasts (retrospektive Prognosen) von zwei verschiedenen gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Klimamodellen vorgestellt. Als Untersuchungsgebiet dient das 9310 km^2 große Inn-Einzugsgebiet bis zum Pegel Kirchbichl in Tirol. Auf Grundlage der Winter-Hindcasts der Klimamodelle von November bis Februar und eines nachgeschalteten „reverse-Ensemble Streamflow"-Experiments wurden Simulationen mit dem Wasserhaushaltsmodell AWARE durchgeführt. Der Fokus in der Prognose lag dabei auf Schneemengen als hydrologischer Modellspeicher anstelle von Modellflüssen. Die bisher vorliegenden Ergebnisse legen trotz der allgemein geringen Vorhersagegüte in Europa nahe, dass sich sinnvolle Tendenzen ableiten lassen.

1. Einleitung

Langfristige hydrologische Änderungen werden gegenwärtig auf Zeitskalen von Jahrzehnten bis hin zu einem Jahrhundert untersucht. Dabei werden Szenarien entwickelt, die zukünftige Klima- und Landnutzungsentwicklungen und in zunehmenden Maße auch unterschiedliche gesellschaftliche Entwicklungspfade in der Hydrologie berücksichtigen (Montanari et al. 2013). Sehr kurzfristige Änderungen von Systemzuständen in hydrologischen Systemen, meist dem aktuellen Wettergeschehen folgend, werden ebenfalls mit bewährten Methoden untersucht. Typische Vorhersagesysteme für Hochwasser liefern dabei robuste Aussagen für die nächsten Stunden bis Tage. Die Zeitskalen zwischen diesen beiden Anwendungsfällen umfassen die nächsten Wochen, Monate und Jahre. Man spricht dann von sub-saisonalen, saisonalen und dekadalen Vorhersagen (Doblas-Reyes et al. 2013). In der Hydrologie wurden diese längerfristigen Vorhersagen weniger intensiv untersucht als die zuvor genannten Kurzfristprognosen und Klimaszenarien, obwohl z.B. saisonale Prognosen schon fast seit einem Jahrhundert laufend erstellt werden (Pagano et al. 2004) und aktuelle internationale Forschungsprogramme wie z.B. „Future Earth" auf die Verbesserung von Vorhersagen des hydrologischen Wandels auf diesen Zeitskalen abzielen. In der Vergangenheit wurden solche Vorhersagen häufig auf Grundlage klimatologischer Vorhersagen durchgeführt, welche auf langjährigen Mittelwerten beobachteter Zustände basieren.

In den letzten Jahren wurden gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Klimamodelle speziell für saisonale Vorhersagen weiterentwickelt. Sie können auch aus technischer Sicht in den Übergangsbereich zwischen numerischer Wettervorhersage und szenarienbasierter Klimamodellierung eingeordnet werden (Yuan et al. 2015). Sie stellen ebenso wie die Wettervorhersage ein Anfangswertproblem dar und müssen wegen der gekoppelten Simulation des gesamten Klimasystems (Atmosphäre, Ozean, Eis) über längere Zeiträume ebenso mit geeigneten Randbedingungen belegt werden. Die Güte saisonaler Vorhersagen ist räumlich nicht gleich verteilt.

In Europa ist die Vorhersagegüte beispielweise relativ gering verglichen mit anderen tendenziell gut prognostizierbaren Phänomenen im Klimasystem wie z.B. El Niño Southern Oscillation (Kim et al. 2012).
Obwohl in den vergangen zehn bis 15 Jahren große Anstrengungen unternommen wurden, um Produkte für Endnutzer bereitzustellen, werden saisonale Vorhersagen bisher nur wenig genutzt, was sicher auch mit den damit verbundenen großen Unsicherheiten erklärt werden kann. Auf der anderen Seite konnte jüngst ein Bedarf an solchen Vorhersagen für viele Sektoren identifiziert werden (Bruno Soares & Dessai 2015). Um Daten besser zugänglich zu machen, werden gegenwärtig „Climate Services“ entwickelt um verbesserte Wege der Weitergabe von Klimavariablen, darunter auch saisonale Vorhersagen, zu ermöglichen (Vaughan & Dessai 2014). Ein aktuelles Beispiel dafür ist das „Copernicus“-Programm der Europäischen Union (https://climate.copernicus.eu/), das auch laufend aktualisierte saisonale Vorhersagen bereitstellt.
Im vorliegenden Beitrag wird untersucht, inwieweit saisonale Vorhersagen in Europa für hydrologische Fragestellungen zur Planung der Wasserkrafterzeugung sinnvoll verwertbar sind. Für die Wasserkrafterzeugung ist es beispielsweise interessant, eine vorlaufende Abschätzung zu haben, ob ein Winter eher schneearm oder -reich ist. Im Mittelpunkt stehen die im Frühjahr gespeicherten Schneemengen welche unter anderem Einfluss auf die Speicherbewirtschaftung haben. Damit stellt sich die konkrete Forschungsfrage: Lässt sich auf Grundlage von Klima- und Wasserhaushaltssimulationen zuverlässig abschätzen, ob der kommende Winter über- oder unterdurchschnittlich hinsichtlich der Schneeakkumulation ist?
Die alpine Schneedecke ihrerseits findet direkt Eingang in die wasserwirtschaftliche Planung von Speicherzuständen. Die grundlegende Annahme ist, dass die Schneedecke als hydrologischer Speicher besser vorhersagbar ist als hydrologische Flüsse wie z.B. Niederschlag oder Abfluss. Die Betrachtung kurzfristiger Schwankungen während des Vorhersagezeitraums ist bewusst ausgeklammert, da diese die Vorhersage des Endzustandes auch nur untergeordnet beeinflussen.
In dieser Untersuchung kommen Hindcasts (Re-Forecasts) zum Einsatz, welche retrospektiv das Wetter saisonal prognostizieren, angetrieben durch ein- und dasselbe Atmosphäre-Ozean-Klimamodell. Es erfolgt eine systematische Bewertung der Prognosegüte der Modelle durch den Vergleich von „Vorhersagen“ mit tatsächlich beobachteten Daten für vergangene Zeiträume. Die Schneebedeckung wird mit dem Wasserhaushaltsmodell AWARE (Förster et al. 2016) unter Verwendung von Hindcasts der Modelle CFSv2 (Saha et al. 2014) und GloSea5 (MacLachlan et al. 2015) simuliert. Da zum Vergleich der simulierten Schneedecke keine Beobachtungen der Schneebedeckung auf der Einzugsgebietsskala vorliegen, wird der Abfluss im Frühjahr als alternativer Vergleichswert herangezogen. Dazu werden die im November beginnenden, viermonatigen Vorhersagen mit einem nachgeschalteten sog. „reverse Ensemble Streamflow Prediction-Ansatz“ (Wood & Lettenmaier 2008) jeweils ab März ausgewertet. Ausgehend von dem zuletzt berechneten Systemzustand jedes Ensemble-Laufs, erfolgt die Simulation des Zeitraumes ab März als „perfekte Vorhersage“, angetrieben durch beobachtete meteorologische Daten. Damit werden unterschiedliche meteorologische Entwicklungen als Unsicherheitsquelle im Berechnungszeitraum ab März ausgeschlossen. Abweichungen in der

berechneten Abflusshöhe sind damit ein direktes Maß für Abweichungen der Schneeakkumulation.

2. Material und Methoden

2.1 Untersuchungsgebiet

Alle Untersuchungen in diesem Beitrag beziehen sich auf das 9310 km^2 große Inneinzugsgebiet oberhalb des Pegels Kirchbichl (Abbildung 1). Es handelt sich um ein alpines Einzugsgebiet mit einem Gletscheranteil von ca. 3 %. Das Abflussregime ist daher im Frühjahr und Sommer durch Schnee- und Eisschmelze gekennzeichnet. Die mittlere Niederschlags- und Abflusshöhe betragen für den Zeitraum 1985-2009 ca. 1225 mm/a bzw. 1000 mm/a. Im Gebiet befinden sich zahlreiche Speicher mit einer Kapazität von insgesamt ca. 638 Mio. m^3.

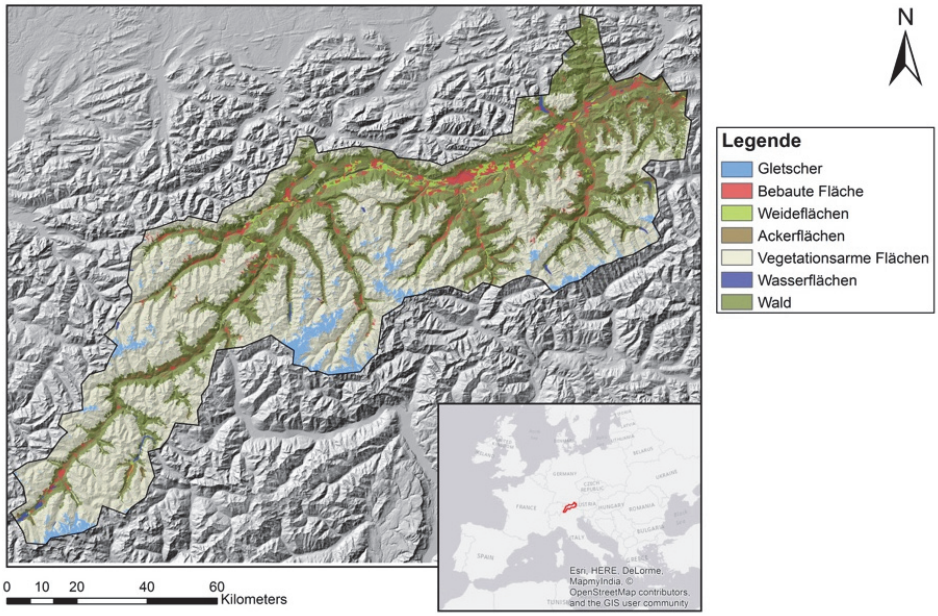


Abb. 1: Topographie und Landnutzung des Inneinzugsgebiets bis zum Pegel Kirchbichl.

2.2 Saisonale Vorhersagen

2.2.1 Klimatologische Vorhersagen

Neben den nachfolgend dargestellten Klimamodellprognosen wurde eine Reihe der klimatologischen Monatsmittelwerte aus den Messreihen erstellt. Dabei wurden aus den beobachteten Datenreihen (siehe Abschnitt 2.3) jeweils Monatsmittel aus den vergangenen Jahren gebildet. Diese langjährigen Mittelwerte von Temperatur und Niederschlag wurden als Eingangsdaten zum Modellantrieb genutzt (nachfolgend klimatologische Vorhersage genannt).

2.2.2 gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Klimamodellen

Im Gegensatz zu Wettervorhersagen müssen bei saisonalen Vorhersagen neben der Atmosphäre weitere wesentliche Subsysteme des globalen Klimasystems berücksichtigt werden.

Daher enthalten die hier verwendeten gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modelle NCEP[1] Coupled Forecast System model version 2, CFSv2 (Saha et al. 2014) und MetOffice Global seasonal forecasting system, GloSea5 (MacLachlan et al. 2015; Scaife et al. 2014) auch Teilmodelle für den Ozean und Eisflächen.
Da saisonale Vorhersagen als Übergang von Wettervorhersagen zu Langzeitklimasimulationen angesehen werden können, ist der simulierte Verlauf des Wetters – also die Schwankungen auf Zeitskalen von Tagen und Stunden – nicht als Wettervorhersage im eigentlichen Sinne zu verstehen. Dies liegt daran, dass die Initialisierung der Klimamodelle maßgeblich den Verlauf auf kurzen Zeitskalen bestimmt und erfahrungsgemäß unterschiedliche Initialisierungen nach wenigen Tagen zu völlig unterschiedlichen Verläufen führen können. Auf der anderen Seite können recht unterschiedliche Abfolgen des Wetters den gleichen Witterungscharakter eines Monats aufweisen, da ähnliche Strömungsmuster auf längeren Zeit- und größeren Raumskalen maßgeblich die Ausprägung der Witterung bestimmen. Aus diesem Grund erscheint es sinnvoll, bei saisonalen Vorhersagen Anomalien meteorologischer Variablen auf Monatsbasis zu betrachten.
Für beide Modelle liegen Hindcasts (Re-forecasts) archiviert vor. Nachfolgend werden diese der Einfachheit halber auch Vorhersagen genannt. Es wird ferner davon ausgegangen, dass die Verwendung dieser retrospektiven Vorhersagen einen Anhaltspunkt für die Eignung des Modells für Vorhersagen zukünftiger Zeiträume liefert. Die Daten des Modells CFSv2 haben eine räumliche Auflösung von 0,5° und sind frei verfügbar im Internet erhältlich[2]. Es handelt sich um ein sogenanntes „Poor Man's Ensemble". Dies bedeutet, dass die Läufe mehrerer Tage zu einem Ensemble zusammengesetzt werden, was der Einschränkung der hohen Rechenzeiten von Klimamodellen Rechnung trägt und konform hinsichtlich der Auswertung von Monatsanomalien ist. Für jeden fünften Tag stehen jeweils 4 Läufe zur Verfügung. Das Ensemble für einen Monat ergibt sich auf Basis von Läufen, die zwischen dem 8. dieses Monats und dem 7. des Folgemonats zusammengesetzt werden (Yuan et al. 2013). Somit erhält man ein Ensemble von 24 Läufen pro Monat von 1985 bis 2009.
Entsprechende Daten für GloSea5 wurden vom Met Office Hadley Center für diese Untersuchung bereitgestellt (0,25° räumliche Auflösung). Es handelt sich um Daten aus dem SPECS-Projekt (Horizontal Resolution Experiment), welche mit der neuesten Modellversion (Stand 2016) für den Zeitraum 1996-2010 berechnet wurden. Für die im November beginnenden Vorhersagen liegen jeweils 9 Läufe als Ensemble vor.

2.3 Das Wasserhaushaltsmodell AWARE

Unter der zuvor genannten Prämisse, Monatsanamolien auszuwerten, wurde das Wasserhaushaltsmodell AWARE (Alpine Water balance And Runoff Estimation model) entwickelt. Es handelt sich um ein verteiltes Rastermodell, das mit einer sehr vereinfachten empirischen und konzeptionellen Beschreibung hydrologische Prozesse auf Basis von Monatszeitschritten simuliert. Als Eingangsdaten werden nur Monatswerte von Niederschlag und Temperatur aus

---

1 National Centers for Environmental Prediction, eine Untereinheit des US-amerikanischen Wetterdienstes NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)
2 http://cfs.ncep.noaa.gov/ (letzter Zugriff am 05.01.2017)

beliebigen Datenquellen benötigt. Obwohl AWARE auch zusätzlich mit Zeitreihen der kurzwelligen Strahlung angetrieben werden kann (Förster et al. 2016), werden hier nur die Variablen Temperatur und Niederschlag verwendet, da sie bei allen Datensätzen gleichermaßen zur Verfügung stehen. Schnee und Gletscherschmelze werden mit einem Gradtagansatz berechnet. Die Potentielle Verdunstung wird mit Hilfe des Ansatzes nach Thornthwaite (1948) abgeschätzt. Ein einfaches Speicherbilanzmodell dient der Simulation des Bodenwasserhaushalts. Regen, Schneeschmelze und die potentielle Verdunstung sind die Eingangsgrößen dieses Bilanzmodells, das im Wesentlichen dem Ansatz nach McCabe & Markstrom (2007) folgt. Dabei werden zwei Abflusskomponenten berücksichtigt, eine schnelle und eine langsame. Letztere durchläuft zusätzlich einen Einzellinearspeicher, welcher vereinfacht als Grundwasserspeicher angesehen werden kann. Damit werden alle wesentlichen hydrologischen Prozesse in vereinfachter Form im Modell erfasst. Das Inneinzugsgebiet wird auf einem Quadratkilometer-Raster im Modell abstrahiert.

Für die Referenzläufe zur Kalibrierung des Modells wird der frei verfügbare HISTALP-Datensatz[3] zu Grunde gelegt (Auer et al. 2007; Chimani et al. 2013), welcher Monatsmittel der Temperatur und Monatssummen des Niederschlags von 1780 bzw. 1800 bis 2010 auf einem Raster mit einer räumlichen Auflösung von fünf Minuten (ca. 10 km) umfasst. Mit Hilfe standardisierter Anomalien werden die Klimamodelldaten zur Klimatologie des HISTALP-Datensatzes in Bezug gesetzt (Wilks 2006). Dieser Ansatz erlaubt eine pragmatische Verwendung von Klimamodelldaten ohne weitere Downscaling-Schritte, was eine hohe Flexibilität hinsichtlich der Wahl der Eingangsdaten ermöglicht. Ein ähnlicher Ansatz ohne Standardisierung wird von Marzeion et al. (2012) für ein globales Gletschermodell vorgeschlagen.

2.4 Modellexperiment zur Analyse der Vorhersagbarkeit der Schneeakkumulation

Da keine Beobachtungen des Wasseräquivalents der Schneedecke auf der Skala eines Einzugsgebietes vorliegen, wird in dieser Studie der Abfluss im nachfolgenden Frühjahr als Maß für die Anomalie der Schneebedeckung der vorhergehenden Wintersaison angenommen. Um diese Anomalie aus dem Abfluss zu isolieren, findet der folgende Ansatz mit drei einzelnen Phasen Anwendung (Abbildung 2):

1. Erste Phase - Kontinuierliche Simulation mit Beobachtungsdaten (HISTALP), um realistische Systemzustände im Oktober zu erhalten. Diese werden als Anfangsbedingung für alle Simulationsläufe in Phase 2 genutzt.
2. Zweite Phase - Start der Ensemble-Vorhersagen mit AWARE und den Klimamodelldaten von (1) CFSv2 und (2) GloSea5 sowie der (3) klimatologischen Vorhersage im Zeitraum November bis einschließlich Februar.
3. Dritte Phase - Jeder Ensemble-Lauf wird mit dem jeweiligen Endzustand aus Phase 2 als „perfekte Vorhersage“, heißt mit HISTALP-Daten angetrieben, fortgesetzt.
4. Auswertung: Als Ersatzmaß für den SWE-Zustand (Wasseräquivalent der Schneedecke) im März wird die integrierte Abflusshöhe aus Phase 3 genutzt. Die um eine perfekte Vorhersage verlängerte klimatologische Vorhersage dient als Vergleichswert, da sie ein mittleres Wintersignal enthält.

[3] http://www.zamg.at/histalp/ (letzter Zugriff am 05.01.2017)

In der Abbildung 2 wird dieses Vorgehen am Beispiel des Systemzustands „Schneebedeckung“ dargestellt. Das mittlere Wasseräquivalent der Schneebedeckung im Einzugsgebiet stellt den betrachteten Systemzustand dar. Ab Phase 2 werden stets alle Ensemble-Läufe einzeln ausgewertet. In Phase 3, dem rev-ESP-Experiment, nähern sich die Systemzustände im Sommer wieder an und laufen schließlich zusammen. Dieses Verhalten entspricht dem „Gedächtnis“ des Einzugsgebiets im Hinblick auf den dominanten Prozess „Speicherung von Schnee“. Die Abflusshöhe im Frühjahr aus jedem Lauf wird schließlich mit der mittels rev-ESP (perfekte Vorhersage) fortgesetzten klimatologischen Vorhersage verglichen, da diese als repräsentativ für „mittlere Verhältnisse“ angesehen wird. Daraus ergeben sich dann positive bzw. negative Abweichungen hinsichtlich der Schneeakkumulation.

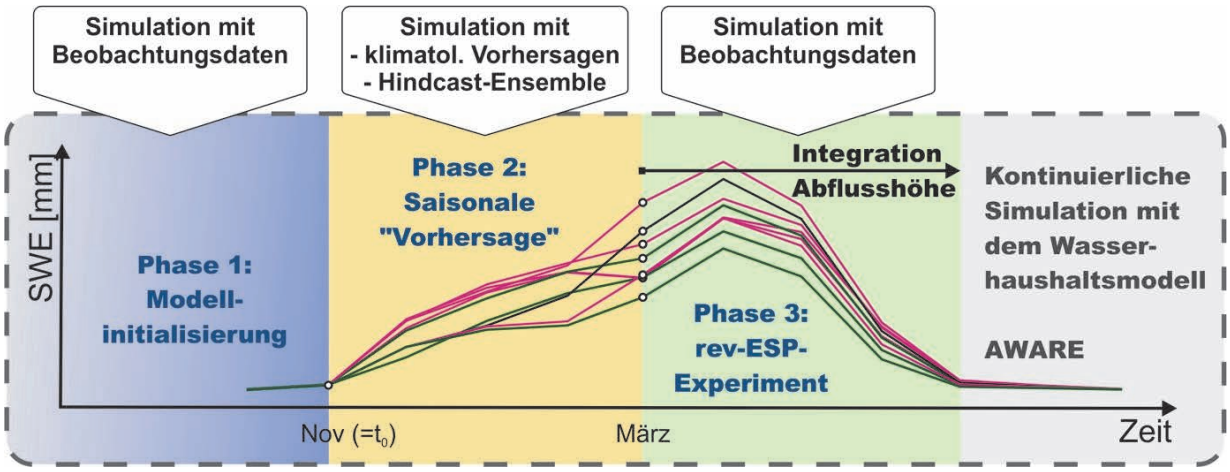


Abb. 2: Konzept des Modellexperiments: Schema der kontinuierlichen Simulation des SWE mit verschieden Dateneingängen. Die Übergabe der Systemzustände zwischen den Phasen ist jeweils durch ein kleines Kreissymbol gekennzeichnet.

3. Ergebnisse und Diskussion

Die mit der zuvor beschriebenen Methodik erzielten Ergebnisse sind in der Abbildung 3 für die AWARE-Läufe mit beiden Klimamodellen und der klimatologischen Vorhersage gezeigt. Abbildung 3(a) zeigt den AWARE-Referenzlauf mit HISTALP-Daten. Zudem sind die entsprechenden beobachteten Abflusshöhen am Pegel Kirchbichl eingezeichnet. Die Variabilität zwischen den einzelnen Jahren wird von AWARE relativ gut wiedergegeben (die hier nicht näher beschriebene Kalibrierung anhand der Pegeldaten ergab eine Nash-Sutcliffe-Modelleffizienz von 0,89). Die Ensemble-Läufe aus den Klimamodelldaten werden ebenfalls der mittels rev-ESP verlängerten klimatologischen Vorhersage gegenübergestellt (Abbildung 3(b)). Die Mittelwerte beider Datenquellen (Klimamodelle) weichen nur geringfügig von der klimatologischen Vorhersage ab, wobei einzelne Ensembles, dargestellt durch die farblich entsprechend gekennzeichneten Flächen, deutlich davon abweichen können.

Die Ensembles entsprechen einer probabilistischen Vorhersage. Dies ermöglicht, auszuzählen, wie viele Läufe des Ensembles die klimatologische Vorhersage über- bzw. unterschreiten. Diese Auszählung ist in Tabelle 1 zusammengestellt. Die „Beobachtung“ aus Abbildung 3(a) ist dichotom, d.h. der Winter ist hinsichtlich der Schneebedeckung unter- (0) oder überdurch-

schnittlich (1). Der Begriff „Beobachtung“ wird hier für AWARE-Läufe mit beobachten Eingabedaten verwendet (der auf HISTALP basierende Referenzlauf). Zur Bewertung der Ausprägung des Winters, wird auch hier die klimatologische Vorhersage als Vergleichsgrundlage angesehen. Der rechte Teil der Tabelle fasst die probabilistischen Vorhersagen zusammen, indem die Anteile auf 0 bzw. 1 gerundet werden. Damit lassen sich die falschen und korrekten Vorhersagen leichter interpretieren und untereinander vergleichen.

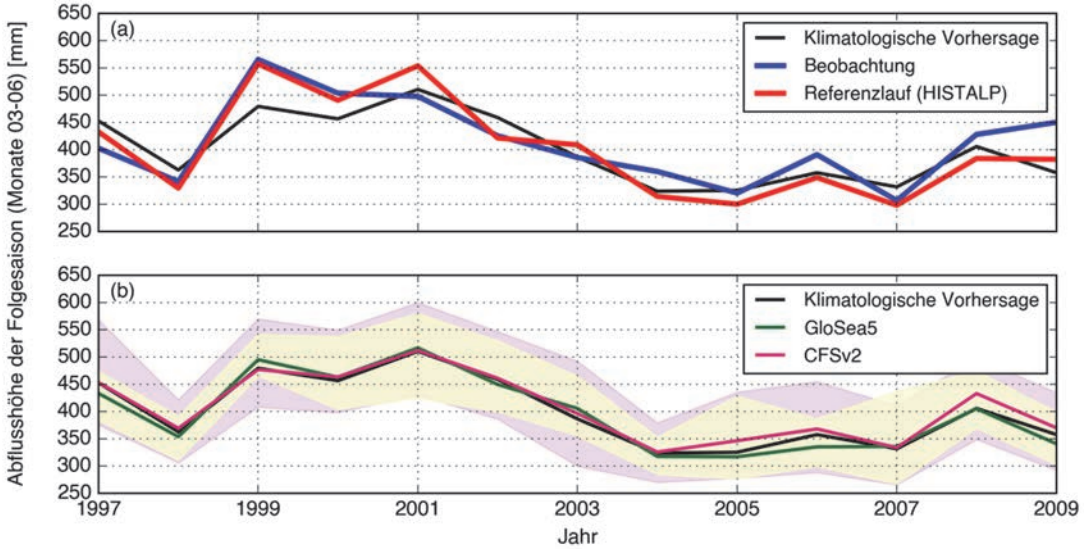


Abb. 3: Zeitreihe der auf Grundlage der Klimamodelldaten mit AWARE berechneten Abflusshöhe im Frühjahr. (a) Beobachtung und Simulation auf Grundlage historischer Daten. (b) Simulation auf Basis einer klimatologischen Vorhersage und zwei Klimamodellen (CFSv2, GloSea5). Die Flächen kennzeichnen die Standardabweichung der Ensemble-Simulationen.

Mit CFSv2-AWARE konnte die Tendenz in 7 von 13 Fällen korrekt wiedergegeben werden. Für GloSea5-AWARE beträgt die Übereinstimmung 10 von 13. Zum Vergleich liefert ein Bernoulli-Experiment (hier als Münze bezeichnet) eine Übereinstimmung von 7 von 13. Für große Zahlen sollte der Wert 50 % (=6,5) betragen und wird hier als Referenz verwendet. Nur wenn eine Vorhersage besser als ein Münzwurf ist, hat sie einen Wert. Die korrekt vorhergesagten Winter weichen bei CFSv2 kaum vom Bernoulli-Experiment ab. Im Falle von GloSea5 erhält man immerhin ~¾, was für Europa als relativ gutes Ergebnis angesehen werden kann.

Tab. 1: Auswertung der probabilistischen Vorhersagen und Vergleich mit Beobachtungen. Die dichotome Kategorisierung im rechten Teil der Tabelle bewertet die Richtigkeit der Tendenz der Simulationen. Zusätzlich werden noch Ergebnisse eines Bernoulli-Experiments (Münze) gezeigt.

	Probabilistische Vorhersage*				Dichotome Kategorisierung		
Jahr	CFSv2	GloSea5	Münze	Beobachtung	CFSv2	GloSea5	Münze
1997	0,42	0,22	0	0	OK	OK	OK
1998	0,67	0,44	1	0	-	OK	-
1999	0,46	0,56	1	1	-	OK	OK
2000	0,63	0,44	1	1	OK	-	OK
2001	0,54	0,56	0	1	OK	OK	-
2002	0,50	0,33	0	0	OK	OK	OK
2003	0,58	0,78	1	1	OK	OK	OK
2004	0,58	0,44	0	0	-	OK	OK
2005	0,71	0,33	1	0	-	OK	-
2006	0,58	0,22	1	0	-	OK	-
2007	0,46	0,44	1	0	OK	OK	-
2008	0,75	0,56	1	0	-	-	-
2009	0,67	0,22	1	1	OK	-	OK

* Anteil der Ensemble-Rechnungen, die auf einen schneereichen Winter hindeuten (0=unter-, 1=überdurchschnittliche Schneeakkumulation).

Tab. 2: Ergebnis des Binomialtests für die Vorhersagen mit CFSv2 und GloSea5.

	CFSv2	GloSea5
Anzahl n	13	13
p-Wert	0,500	0,046

Um nun zu überprüfen, wie sicher diese Erkenntnisse aus einer statistischen Perspektive sind, wurde ein Binomialtest durchgeführt. Als Nullhypothese wurde formuliert, dass die Trefferquote der Vorhersagen dem Zufallsprinzip eines Bernoulli-Experiments entspricht. Damit ergeben sich die in Tabelle 2 aufgelisteten p-Werte. Der p-Wert ist im Falle von GLoSea5 deutlich niedriger als der entsprechende Wert für CFSv2. Die Nullhypothese kann trotz des geringen Stichprobenumfangs von n=13 Jahren im Falle von GloSea5 abgelehnt werden, wenn man eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % als Maßstab heranzieht.

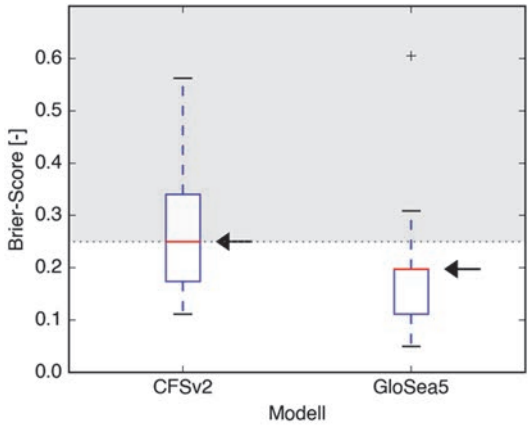


Abb. 4: Box-Plots der erzielten Brier-Score-Werte als Maß für die Güte der probabilistischen Vorhersagen. Der graue Bereich kennzeichnet falsche Vorhersagen (BS>0,25). Um die Lesbarkeit der Lage des Medians zu verbessern, wurde dieser jeweils mit einem Pfeil versehen.

Um dem probabilistischen Charakter der Vorhersagen Rechnung zu tragen, wurde anhand der einzelnen Vorhersagen (keine Zusammenfassung) der Brier-Score BS berechnet, ein bei Wettervorhersagen gängiges Maß für die Güte probabilistischer Vorhersagen (Wilks 2006):

$$BS = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(f_i - o_i)^2 \quad (1)$$

Die Abweichungen zwischen Vorhersage f_i und Beobachtung o_i werden in Gleichung 1 quadriert und gemittelt. Ein Wert von 0 ist der bestmögliche Wert, wohingegen 1 dem schlechtesten Ergebnis entspricht. Vorhersagen, die keine klare Aussage liefern, ergeben als Differenz Werte von 0,5, was quadriert 0,25 als Brier-Score ergibt. Dieser Wert ist auch als Grenze in der Abbildung 4 gekennzeichnet, welche die Box-Plots der erzielten Brier-Score-Werte zeigt. Im Falle beider Modelle ergeben sich große Spannweiten der Box-Plots. Der Median von CFSv2 liegt genau bei 0,25, also genau an dem Übergang der Aussagekraft. Für GloSea5 ergibt sich ein Median von knapp 0,20, was die zuvor erläuterten Aussagen bestätigt, dass dieses Modell in dieser Fallstudie bessere Ergebnisse liefert und eine Aussage über die Tendenz des akkumulierten Schneedeckenzuwachses über den Winter möglich ist.

4. Schlussfolgerung und Ausblick

Im vorliegenden Artikel wurde eine in drei Phasen unterteilte Methodik vorgestellt, um die aus saisonalen Vorhersagen ermittelte Tendenz der Schneebedeckung aus Abflussdaten des nachfolgenden Frühjahrs zu ermitteln. Als Tendenz wurde hier die Merkmalsausprägung des Winters als unter- bzw. überdurchschnittlich hinsichtlich der Schneebedeckung vereinbart. Es wurden Wasserhaushaltssimulationen mit dem Modell AWARE für das Inneinzugsgebiet durchgeführt, welches für die saisonale Vorhersage auf Basis der Klimamodelle CFSv2 und GloSea5 konfiguriert wurde. Die grundlegende Idee dieser Methodik ist, hydrologische Speicher anstelle der üblicherweise untersuchten hydrologischen Flüsse für die nächste Wintersaison vorherzusagen. Um eine systematische und vergleichbare Untersuchung durchzuführen, wurden retrospektive Vorhersagen (Hindcasts) beider Modelle verwendet, welche mit mittleren Zuständen verglichen werden konnten.

Anhand der Ergebnisse wird deutlich, wie schwierig saisonale Vorhersagen in Europa sind. Dies zeigt sich anhand der großen Streuung der Ensemble-Läufe in Abbildung 3(b). Das mittlere Signal weicht nur geringfügig von der klimatologischen Vorhersage ab. Dies belegt, dass das Signal-zu-Rauschen-Verhältnis bei den Vorhersagen relativ schwach ausgeprägt ist. Dennoch konnten Tendenzen der Schneebedeckung geschätzt werden, jedoch konnten nur im Falle von GloSea5 Trefferraten mit ca. 76 % jenseits eines Zufallexperiments erzielt werden. Gemessen am Vorhersagezeitraum von vier Monaten kann dies als gutes Ergebnis angesehen werden. Auch die Auswertung der Brier-Score-Werte belegt hier, dass mit dem Modell durchaus brauchbare Vorhersagen möglich sind.

Das Binomialexperiment zeigt, dass sich aus statistischer Sicht eine signifikante Verbesserung gegenüber einem Zufallsexperiment nachweisen lässt. Trotz der vielversprechenden Ergebnisse der Studie muss daher weitergehend detailliert untersucht werden, wodurch die Modellgüte kausal begründet wird. Die Alpen sind mit ihrer Lage zwischen Nord- und Mitteleuropa

auf der einen und Südeuropa auf der anderen Seite eine natürliche Grenze des Wettergeschehens in Europa. Ein klarer Zusammenhang zwischen Schnee- und Gletscherbeobachtungen und der Nordatlantischen Oszillation (NAO) lässt sich nicht in allen Teilen der Alpen, insbesondere nicht im Nordteil herstellen (Beniston & Jungo 2002; Scherrer et al. 2004; Marzeion & Nesje 2012). GloSea5 wurde gerade im Hinblick auf die NAO verbessert (Scaife et al. 2014). Daher wird angestrebt, die Auswertungen auch für andere Einzugsgebiete in den Alpen durchzuführen, um damit mögliche kausale Zusammenhängen zwischen Prozessen im Klimasystem und der Güte der Vorhersagen näher zu analysieren.

Danksagung

Das Kompetenzzentrum alpS-K1-Projekt MUSICALS II („Multiscale Snow/Icemelt Discharge Simulation into Alpine Reservoirs“) wird im Rahmen von „COMET - Competence Centers for Excellent Technologies“ durch BMVIT, BMWFW, die Länder Tirol und Vorarlberg sowie durch den Projektpartner TIWAG - Tiroler Wasserkraft AG gefördert. Das Programm COMET wird durch die FFG abgewickelt.

Literatur

Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., Müller-Westermeier, G., Kveton, V., Bochnicek, O., Stastny, P., Lapin, M., Szalai, S., Szentimrey, T., Cegnar, T., Dolinar, M., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K., Majstorovic, Z., Nieplova, E., 2007. HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. International Journal of Climatology 27, 1,17–46.

Beniston, M., Jungo, P., 2002. Shifts in the distributions of pressure, temperature and moisture and changes in the typical weather patterns in the Alpine region in response to the behavior of the North Atlantic Oscillation. Theoretical and Applied Climatology 71, 1–2, 29–42.

Bruno Soares, M., Dessai, S., 2015. Exploring the use of seasonal climate forecasts in Europe through expert elicitation. Climate Risk Management 10, 8–16.

Chimani, B., Matulla, C., Böhm, R., Hofstätter, M., 2013. A new high resolution absolute temperature grid for the Greater Alpine Region back to 1780. International Journal of Climatology 33, 9, 2129–2141.

Doblas-Reyes, F. J., García-Serrano, J., Lienert, F., Biescas, A. P., Rodrigues, L. R. L., 2013. Seasonal climate predictability and forecasting: Status and prospects. WIREs Climate Change 4, 4, 245–268.

Förster, K., Oesterle, F., Hanzer, F., Schöber, J., Huttenlau, M., Strasser, U., 2016. A snow and ice melt seasonal prediction modelling system for Alpine reservoirs. Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences PIAHS 374, 143–150.

Kim, H.-M., Webster, P. J., Curry, J. A., 2012. Seasonal prediction skill of ECMWF System 4 and NCEP CFSv2 retrospective forecast for the Northern Hemisphere Winter. Climate Dynamics 39, 12, 2957–2973.

MacLachlan, C., Arribas, A., Peterson, K. A., Maidens, A., Fereday, D., Scaife, A. A., Gordon, M., Vellinga, M., Williams, A., Comer, R. E., Camp, J., Xavier, P., Madec, G., 2015. Global Seasonal forecast system version 5 (GloSea5): A High-Resolution Seasonal Forecast System. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 141, 689, 1072–1084.

Marzeion, B., Jarosch, A. H., Hofer, M., 2012. Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers. The Cryosphere 6, 6, 1295–1322.

Marzeion, B., Nesje, A., 2012. Spatial patterns of North Atlantic Oscillation influence on mass balance variability of European glaciers. The Cryosphere 6, 3, 661–673.

McCabe, G. J., Markstrom, S. L., 2007. A Monthly Water-Balance Model Driven by a Graphical User Interface. U.S. Geological Survey Open-File report.

Montanari, A., Young, G., Savenije, H. H. G., Hughes, D., Wagener, T., Ren, L. L., Koutsoyiannis, D., Cudennec, C., Toth, E., Grimaldi, S., Blöschl, G., Sivapalan, M., Beven, K., Gupta, H., Hipsey, M., Schaefli, B., Arheimer, B., Boegh, E., Schymanski, S. J., Di Baldassarre, G., Yu, B., Hubert, P., Huang, Y., Schumann, A., Post, D. A., Srinivasan, V., Harman, C., Thompson, S., Rogger, M., Viglione, A., McMillan, H., Characklis, G., Pang, Z., Belyaev, V., 2013. “Panta Rhei—Everything Flows”: Change in hydrology and society—The IAHS Scientific Decade 2013–2022. Hydrological Sciences Journal 58, 6, 1256–1275.

Pagano, T., Garen, D., Sorooshian, S., 2004. Evaluation of official western US seasonal water supply outlooks, 1922-2002. Journal of Hydrometeorology 5, 5, 896–909.

Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y.-T., Chuang, H., Iredell, M., Ek, M., Meng, J., Yang, R., Mendez, M. P., Van den Dool, H., Zhang, Q., Wang, W., Chen, M., Becker, E., 2014. The NCEP Climate Forecast System Version 2. Journal of Climate 27, 6, 2185–2208.

Scaife, A. A., Arribas, A., Blockley, E., Brookshaw, A., Clark, R. T., Dunstone, N., Eade, R., Fereday, D., Folland, C. K., Gordon, M., Hermanson, L., Knight, J. R., Lea, D. J., MacLachlan, C., Maidens, A., Martin, M., Peterson, A. K., Smith, D., Vellinga, M., Wallace, E., Waters, J., Williams, A., 2014. Skillful long-range prediction of European and North American winters. Geophysical Research Letters 41, 7, 2514–2519.

Scherrer, S. C., Appenzeller, C., Laternser, M., 2004. Trends in Swiss Alpine snow days: The role of local- and large-scale climate variability. Geophysical Research Letters 31, 13, L13215, 1-4.

Thornthwaite, C. W., 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate. Geographical Review 38, 1, 55–94.

Vaughan, C., Dessai, S., 2014. Climate services for society: origins, institutional arrangements, and design elements for an evaluation framework. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change 5, 5, 587–603.

Wilks, D. S., 2006: Statistical methods in the atmospheric sciences. 2. Auflage, Amsterdam, Boston.

Wood, A. W., Lettenmaier, D. P., 2008. An ensemble approach for attribution of hydrologic prediction uncertainty. Geophysical Research Letters 35, 14, L14401, 5-5.

Yuan, X., Wood, E. F., Ma, Z., 2015. A review on climate-model-based seasonal hydrologic forecasting: Physical understanding and system development. WIREs Water 2, 5, 523–536.

Yuan, X., Wood, E. F., Roundy, J. K., Pan, M., 2013. CFSv2-Based Seasonal Hydroclimatic Forecasts over the Conterminous United States. Journal of Climate 26, 13, 4828–4847.

Langfristige Veränderungen der Abflusskomponenten aus Schnee- und Gletscherschmelze in Niedrigwassersituationen am Rhein

Kerstin Stahl, Irene Kohn, Mario Böhm, Daphné Freudiger, Kai Gerlinger, Jan Seibert, Markus Weiler

Zusammenfassung

Wenn im Sommer die natürlichen Gebietsspeicher entleert sind, kommt der verzögerten Schneeschmelze und der hochsommerlichen Gletschereisschmelze aus den Alpen besondere Bedeutung zur Stützung des Niedrigwasserabflusses im Rhein zu. Die Modellierung und Analyse täglicher Anteile aller Abflusskomponenten über den langen Zeitraum von 1901-2006 stand im Vordergrund des „ASG-Rhein-Projekts“, das im Rahmen des Wirkens der Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR) durchgeführt wurde. Hierfür wurde eine Modellkette erstellt, die eine nichtstationäre Gletscher-Landbedeckung und Speicherbewirtschaftung berücksichtigt. Die Abflusskomponenten aus Regen, Schnee- und Gletscherschmelze wurden in den Modellen von der Abflussbildung durch das Gewässernetz bis zur Mündung des Rheins auf Tagesbasis verfolgt und quantifiziert, und zwar als direkte Abflussreaktion. So kann derjenige tägliche Anteil am Abfluss quantifiziert werden, der fehlen würde, wenn jeweils kein Regen-, Schnee- oder Gletscherabfluss gebildet würde. Während die Gletschereisschmelze für den Abfluss am Mittel- und Niederrhein im langjährigen Mittel eher unbedeutend ist, zeigt sie bei Niedrigwasser im Sommer und Herbst deutlich höhere Beiträge. In den extremen Trockenjahren 1921, 1947, und 2003 wurden z. B. am Pegel Köln Spitzenanteile von mehr als einem Fünftel des Abflusses berechnet. Eine Trendanalyse der einzelnen Abflusskomponenten zeigt, dass die Abnahme spätsommerlicher Abflüsse am Rhein insgesamt stark durch die Regen- und Schneekomponente geprägt ist. Die Gletschereiskomponente im Abfluss hat, trotz eines starken Rückgangs der Gletscherfläche, im Mittel in den letzten Jahren des Untersuchungszeitraums sogar zugenommen. Die Modellstudie zeigt damit die Notwendigkeit der Berücksichtigung nichtstationärer Prozesse im Modell und der differenzierten Bewertung des Einflusses der einzelnen Abflusskomponenten zu unterschiedlichen Jahreszeiten hinsichtlich zukünftiger Risiken für Niedrigwasser entlang des Rheins.

1. Einführung und Zielsetzung

Entlang des Rheins kehrt sich das Abflussregime vom nival und glazial geprägten Oberlauf mit Sommermaxima in den Alpen bis zum komplex und stark pluvial gesteuerten Regime im Mittel- und Unterlauf mehr oder weniger um. Spätsommerliche Niedrigwasserphasen profitieren deshalb mutmaßlich vom Beitrag der Gletscherschmelze. Auch im Rheingebiet zeigten langjährige beobachtete Abflusszeitreihen Veränderungen der Abflussregime (Belz et al., 2007). Insbesondere die alpine Hydrologie ist stark von klimatisch bedingten Veränderungen hydrologischer Prozesse in der Kryosphäre betroffen (z. B. Klein et al., 2016). Die Modellierung der Hydrologie der alpinen Kopfeinzugsgebiete, die oft wichtige Wasserlieferanten für die Tiefländer sind, muss solche Veränderungen berücksichtigen. Eine hydrologische Modellierung, die insbesondere den Beitrag von Schnee und Eis zum Abfluss quantifiziert, kann somit wichtige Informationen zur Abschätzung der Klimafolgen für Wassernutzung und Wasserressourcenmanagement erlauben.

Modellierungsarbeiten berechneten deshalb den Beitrag der Gletscher zum Abfluss an verschiedenen Pegeln rheinabwärts und auch seine Veränderung in der Vergangenheit sowie als Projektion für die Zukunft. Huss (2011) berechnete den Abflussbeitrag der Gletscher auf der Basis von monatlichen, saisonalen oder jährlichen Summen der Speicheränderung und unter Berücksichtigung zeitlicher Verzögerungen durch den Wellenablauf in Relation zu gemessenen Abflussdaten. Diese Studie stellte damit eine gute Vergleichsbasis für die neuere Modellierung und Analyse täglicher Anteile aller Abflusskomponenten des „ASG-Rhein-

Projekts“, das im Rahmen des Wirkens der Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR) durchgeführt wurde, dar (Stahl et al., 2016 a,b). Ziel der Modellierung war eine Ausgabe der drei aus Regen (Q_R), Schnee- (Q_S) und Gletschereisschmelze (Q_E) resultierenden Abflusskomponenten in jedem Modellelement an jedem Tag über einen sehr langen modellierten Zeitraum von 1901-2006, d. h. in einem Zeitraum, in dem deutliche klimatische Veränderungen stattfanden.
Diese, im Rahmen des ASG-Rhein-Projekts simulierten, Tageswerte stellten auch die Basis für eine Analyse spätsommerlicher Niedrigwassersituationen dar. Ziel der genaueren Untersuchung dieser Ereignisse aus dem Blickwinkel des Mittel- und Niederrheins war zum einen eine Quantifizierung und Charakterisierung der Beiträge der einzelnen Abflusskomponenten zur Verteilung der planungsrelevanten NM_7Q Werte. Zum anderen sollten vor dem Hintergrund des Klimawandels Veränderungen dieser Komponenten über den langen Zeitraum untersucht werden, die insbesondere einen Ausblick auf ein zukünftiges Wegfallen des Abflussbeitrags durch Gletschereisschmelze erlauben.

2. Methoden

2.1 Modellierung und Daten

Die für diese Studie verwendeten simulierten Abflusswerte stammen aus einer mehrstufigen hydrologischen Modellkette für den Rhein, die im Rahmen des ASG-Rhein-Projekts zur Modellierung der Abflusskomponenten entwickelt wurde. Die Details der Modelle sind ausführlich in den Projektberichten beschrieben (Stahl et al., 2016 a, b), weshalb hier nur auf einige wichtige Besonderheiten hingewiesen wird. Alle vergletscherten Kopfeinzugsgebiete des Rheingebiets wurden mit dem Modell HBV-light (Seibert & Vis, 2012), das gesamte verbleibende nicht-vergletscherte Teilgebiet bis Lobith an der deutsch-niederländischen Grenze mit dem Wasserhaushaltsmodell LARSIM (Ludwig & Bremicker, 2006) modelliert. Bei Letzterem wurde die Modellkonfiguration “LARSIM-Hochrhein“ (1x1 km²) für das Teilgebiet oberhalb Basels und “LARSIM-ME-Rhein“ (5x5 km²) für das Teilgebiet unterhalb Basels eingesetzt.
Um Aussagen über die quantitativen Auswirkungen sich verändernder Inputkomponenten (z. B. aus Schnee- und Eisschmelze) auf den gesamten Rheinabfluss machen zu können, mussten die eingesetzten Modelle in der Lage sein, die aus der verschiedenen Abflussbildung resultierende Reaktion des Gerinneabflusses abzubilden. Die angepassten Modelle erlauben deshalb die Verfolgung der einzelnen Abflusskomponenten durch das Modellsystem. Parallel zur jeweiligen Modellspeicherstruktur wurden zusätzlich virtuelle „Mischungsbehälter“ simuliert, in welchen die gebildeten und bereits vorliegenden Komponenten aus Regen und Schneeschmelze, vermischt und mit dem resultierenden anteiligen Mischungsverhältnis innerhalb der Modellstruktur weitergegeben werden.
Als meteorologischer Input für die hydrologischen Modelle diente der HYRAS-Datensatz, der interpolierte Klimavariablen (Niederschlag, Lufttemperatur und relative Feuchte) für das Rheingebiet in der Periode 1951-2006 bereitstellt (Rauthe et al., 2013; Frick et al., 2014). Mittels eines auf verfügbaren langen Klimastationsdatenreihen basierendem „Analogtage-Resampling“ des HYRAS-Datensatzes wurden meteorologische Daten für den Zeitraum von 1901-1950 rekonstruiert, um über den Gesamtzeitraum von 1901-2006 einen konsistenten Modelleingangsdatensatz auf dem gleichen Raster zu erhalten (Stahl et al., 2016a).

Für die Modellierung der langfristigen, nichtstationären, Veränderungen im Einzugsgebiet waren u. a. eine konzeptionelle Abbildung der Schneeumverteilung in den alpinen Hochlagen zur Vermeidung sogenannter Schneetürme (Freudiger et al., im Review), eine modellinterne jährliche Anpassung der Gletscherflächen basierend auf dem "Δh-Ansatz" (Huss et al., 2010), die auch temporäre Gletschervorstöße abbilden kann, und die Berücksichtigung wasserwirtschaftlicher Speichervolumen in Talsperren sowie vor allem auch deren sukzessive Zunahme über den Simulationszeitraum erforderlich.
Die Modellierung der teilvergletscherten Kopfeinzugsgebiete verwendete zur Kalibrierung und Validierung neben vorhandenen Abflussbeobachtungsdaten auch den Schneebedeckungsgrad, das Schneewasseräquivalent und langfristige Gletschervolumenveränderungen. Insbesondere sämtliche verfügbare Beobachtungsdaten von Abflüssen der alpinen teilvergletscherten Kopfeinzugsgebiete standen dafür bereit. Ebenso stand eine Kartenserie der Schneewasseräquivalentwerte für die Monate November-Mai aller Winter seit 1971/1972 des Schweizer Instituts für Schnee- und Lawinenforschung (SLF) zur Verfügung (OSHD-SLF, 2013). Die Gletscherentwicklung wurde mittels verschiedenster beobachtungsbasierter Daten berücksichtigt. Details zu den Datensätzen sind in Stahl et al. (2016a) zu finden.

2.2 Auswertung der Niedrigwasserereignisse

Bespielhaft für den Niederrhein wurden beobachtete Abflussdaten der Bundesanstalt für Gewässerkunde und simulierte Daten der Abflusskomponenten aus den ASG-Rhein Modellen am Pegel Köln verwendet. Zur Auswahl der Niedrigwasserereignisse wurden zunächst jährliche NM_7Q-Werte als niedrigste gleitende Mittelwerte von sieben aufeinanderfolgenden Tagesabflusswerten innerhalb jedes Kalenderjahrs sowie deren Auftrittszeitpunkte berechnet. Neben der jährlichen Serie wurden zur genaueren Betrachtung der Abflusskomponenten die zehn niedrigsten Ereignisse in der Periode 1901-2006 ausgewählt. Hierin wurde weiterhin nach Auftrittszeitpunkt unterschieden und Niedrigwasserereignisse, deren NM_7Q (frostbedingt) in den Wintermonaten auftrat, ausgeschlossen, da der Abflussbeitrag alpiner Schmelzwässer während solcher winterlicher Ereignisse nur eine untergeordnete Rolle spielt und die Niedrigwasserereignisse im Sommer und Herbst häufig mit vielfältigeren Auswirkungen einhergehen. Für die verbleibenden ausgewählten sechs extremsten Sommer-/Herbst-Ereignisse wurden speziell zum Auftrittszeitpunkt des NM_7Q die Simulationsergebnisse der Abflusskomponenten und insbesondere der Anteil von Q_E quantifiziert. Des Weiteren wurden für diese Ereignisse basierend auf der Allgemeinen Extremwertverteilung (AEV) und Parameteranpassung mittels Maximum-Likelihood-Methode zum einen die Jährlichkeit für die jeweils beobachtete Kenngröße NM_7Q und zum anderen eine „hypothetische Jährlichkeit" für den NM_7Q-Abfluss bei Abzug der für diesen Zeitpunkt simulierten Abflusskomponente Q_E geschätzt.
Zur Charakterisierung von Veränderungen der saisonalen Steuerung des Abflusses wurden für 7-tägige gleitende Mittelwerte für jeden Tag des Jahrs Trendanalysen durchgeführt. Basierend auf dem Mann-Kendall Trend (Sen Slope) wurde so die Veränderung des Abflussregimes bzw. einzelner Komponenten über die Gesamtperiode (1901-2006) und über die Teilperiode 1951-2006 ermittelt.

3. Ergebnisse

3.1 Die Schmelzkomponenten extremer Niedrigwasserereignisse

Abbildung 1 zeigt die für den Rheinpegel Köln ermittelten NM_7Q-Jahreswerte über die Periode 1901-2006. Unter den hervorgehobenen Jahren der zehn niedrigsten NM_7Q-Abflüsse wurden die Jahre 1920, 1929, 1953 und 1954 mit einem Auftreten des NM_7Q zwischen Dezember und Februar als primäre Winterniedrigwasserereignisse definiert und nachfolgend nicht weiter behandelt. Bei allen verbleibenden sechs Jahren, 1921, 1947, 1949, 1959, 1972 und 2003, mit niedrigsten NM_7Q-Abflüssen handelt es sich um Ereignisse, in denen nach vorausgegangenen deutlich ausgeprägten Niedrigwasseranomalien im Sommer der NM_7Q im Herbst (September/Oktober), also um den Zeitpunkt des typischen saisonalen Minimums des Abflussregimes am Niederrhein, aufgetreten ist. Am wenigsten deutlich ausgeprägt ist die sommerliche Niedrigwasseranomalie im Jahr 1972. Dagegen sind die Jahre 1921, 1947, 1949, 1959 und 2003 allgemein als bedeutende historische europäische Niedrigwasserjahre und Trockensommer bekannt (siehe z. B. Bonacina, 1923; Schorer, 1992; Briffa et al., 1994; Koehler et al., 2006).

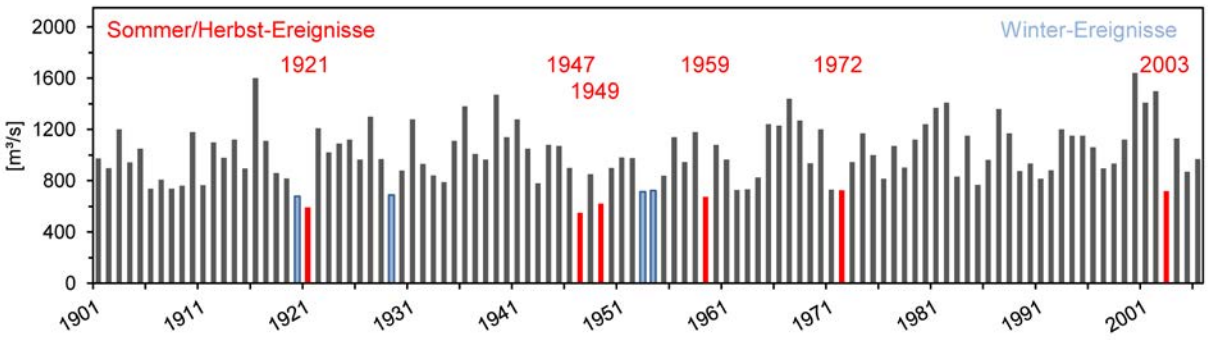


Abb. 1: NM_7Q-Jahreswerte der beobachteten Abflüsse des Rheins am Pegel Köln; farbig hervorgehoben sind die zehn niedrigsten aufgetretenen Werte in der Periode 1901-2006.

Abbildung 2 zeigt die gemessenen und simulierten Ganglinien mit den einzelnen Abflusskomponenten in den ausgewählten Niedrigwasserjahren für den Rheinpegel Köln. Bei den ersten drei gezeigten Niedrigwasserjahren, 1921, 1947 und 1949, liegt eine etwas geringere Übereinstimmung des simulierten mit dem gemessenen Abfluss vor, was vorwiegend auf den Antrieb mittels rekonstruierter Klimaeingangsdaten in der Teilperiode vor 1951 zurückzuführen ist. Generell ist jedoch eine akzeptable Übereinstimmung festzustellen. Beim Vergleich der Ereignisse heben sich vor allem die beiden extremsten Niedrigwasserjahre 1921 und 1947 ab. Während Ersteres sich durch extrem geringe Abflussmengen und langandauernde Niedrigwasserbedingungen mit früh auftretenden Unterschreitungen des vieljährigen NM_7Q-Mittels auszeichnet, wurde im Oktober 1947 der niedrigste NM_7Q-Wert der Reihe 1901-2006, trotz vergleichsweise hoher Abflüsse im Frühjahr, beobachtet. Der Verlauf aller Jahre ist unterschiedlich; gemeinsam ist der Niedrigwassertiefpunkt im Herbst, mit Auftreten des NM_7Q im Oktober, nur 2003 bereits im September (Tabelle 1). Während das absolute Maximum von Q_E gewöhnlich im Spätsommer erreicht wird, tritt, bedingt durch den abnehmenden Gesamtabfluss, das Maximum des relativen Q_E-Anteils meist etwas später auf und korrespondiert somit in solchen Trocken- und Niedrigwasserjahren häufig mit dem Auftreten

der Abflussminima (speziell NM_7Q). Während der Rezessionsphase deckte die Komponente Q_E in den Jahren 1921, 1947, 1949 und 2003 einen bedeutenden, 1959 hingegen einen etwas geringeren und 1972 nur einen unwesentlichen Anteil ab. Ein Anteil von 3 % zum Auftreten des NM_7Q um den 20. Oktober 1972 entspricht ungefähr auch dem vieljährigen Oktober-Monatsmittel des Q_E-Anteils am Pegel Köln. Anders sah es bei den Ereignissen 1921, 1947, 1949 und 2003 mit Q_E-Anteilen zwischen 12 und 23 % aus. Diese waren in dieser Phase vergleichbar oder sogar größer als die Q_S-Anteile (Abbildung 2 und Tabelle 1).

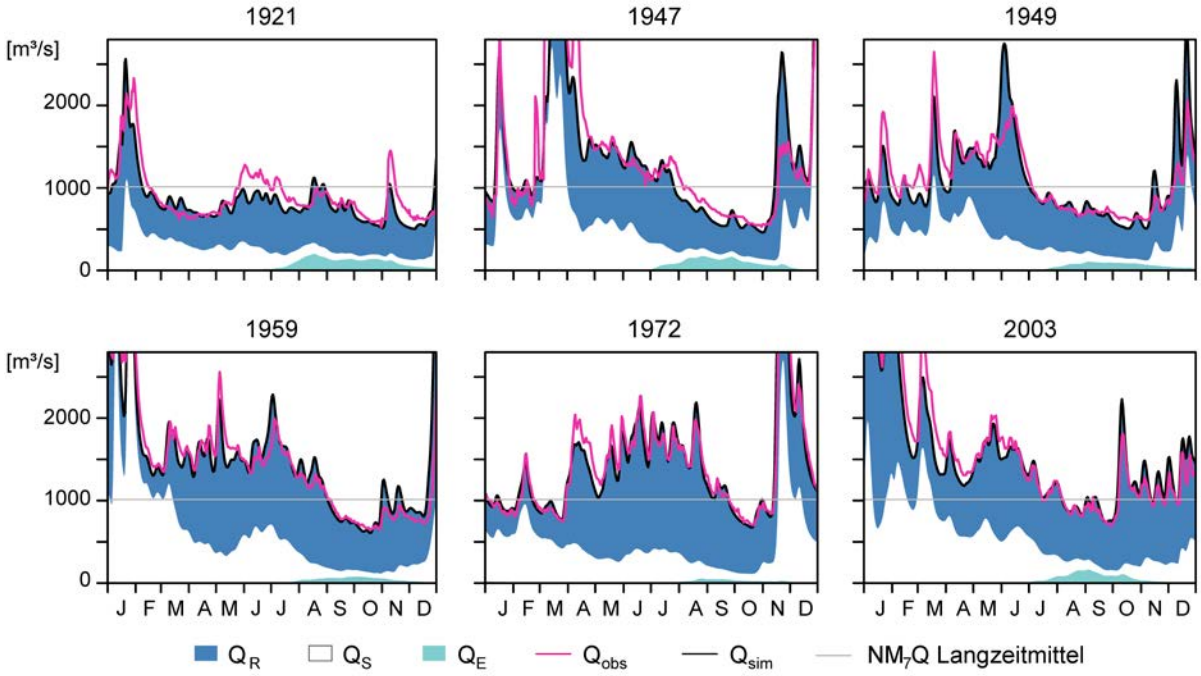


Abb. 2: Beobachtete (Q_{obs}) und simulierte Abflüsse (Q_{sim}) mit den simulierten Abflusskomponenten am Pegel Köln/Rhein in ausgewählten Niedrigwasserjahren (vgl. Abbildung 1).

Die Ereignisse weisen Jährlichkeiten von um die 10 (Ereignisse 1972 und 2003), 20-60 (1949, 1959, 1921) und >100 Jahren (1947) auf. Ohne die Eisschmelzkomponente im Abfluss würden die Jährlichkeiten gemäß der gleichen angepassten Verteilung deutlich höher ausfallen (Abbildung 3). Der NM_7Q beim Niedrigwasser 2003 beispielsweise hätte ohne den Beitrag von Q_E eine Jährlichkeit im Bereich 20-50 erreicht, ähnlich dem beobachteten NM_7Q des Jahrs 1949. Den stärksten Einfluss hat der Q_E-Anteil von 23 % im Ereignis des Jahrs 1921, für dessen um Q_E verminderten NM_7Q sich eine Jährlichkeit von > 1000 ergäbe.

Tab.1: Simulationsergebnisse für die Tage des Auftretens des beobachteten NM_7Q, der maximalen Eisschmelzabflusskomponente und des maximalen relativen Q_E-Anteils am Abfluss am Pegel Köln/Rhein in ausgewählten Niedrigwasserjahren.

	Jahr 1921	**Jahr 1947**	**Jahr 1949**	**Jahr 1959**	**Jahr 1972**	**Jahr 2003**
NM_7Q (Q_{obs})	592 m³/s	550 m³/s	620 m³/s	672 m³/s	725 m³/s	719 m³/s
Tag	21. Okt	25. Okt	20. Okt	16. Okt	20. Okt	27. Sep
Q_E	137 m³/s	82 m³/s	85 m³/s	69 m³/s	24 m³/s	89 m³/s
Q_E-Anteil	23 %	15 %	14 %	10 %	3 %	12 %
Q_S-Anteil	9 %	12 %	9 %	10 %	12 %	9 %
Max. Q_E	200 m³/s	175 m³/s	106 m³/s	78 m³/s	54 m³/s	163 m³/s
Tag	18. Aug	28. Aug	5. Sep	4. Okt	26. Aug	4. Sep
Q_E-Anteil	18 %	24 %	13 %	11 %	4 %	16 %
Max. Q_E-Anteil	25 %	28 %	17 %	12 %	5 %	18 %
Tag	27. Okt	23. Sep	10. Okt	10. Okt	08. Sep	28. Aug
Q_E	137 m³/s	150 m³/s	91 m³/s	74 m³/s	46 m³/s	151 m³/s

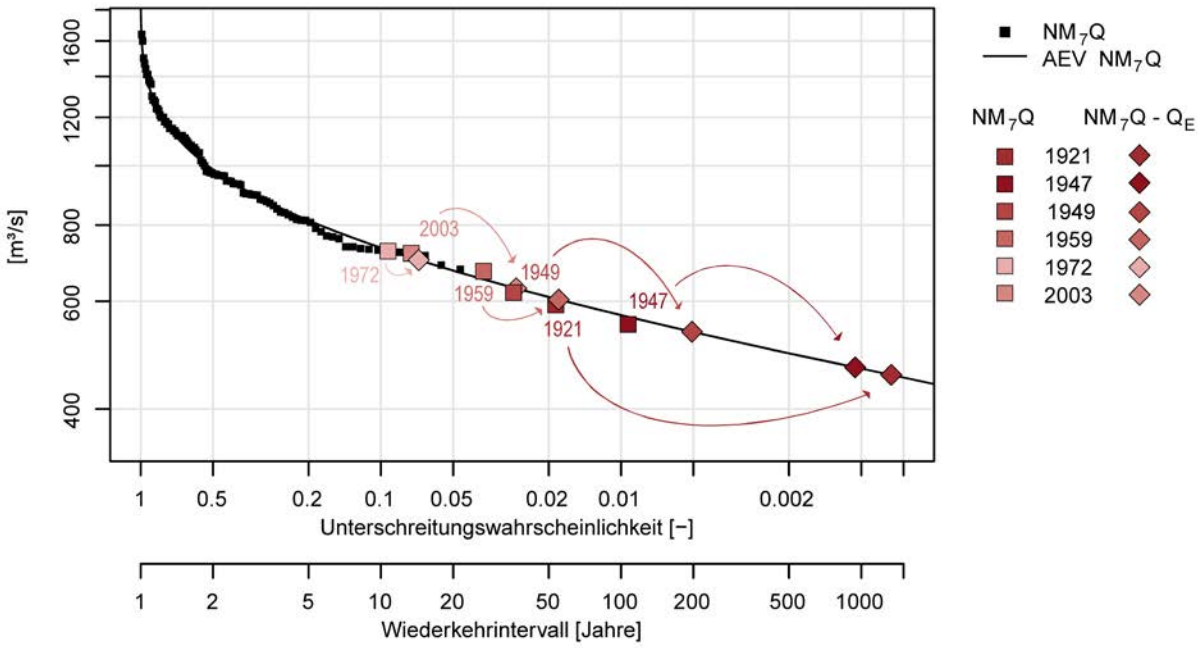


Abb. 3: Verteilung aller NM_7Q-Jahreswerte der beobachteten Abflüsse am Pegel Köln/Rhein in der Periode 1901-2006 mit angepasster AEV und Hervorhebung der NM_7Q-Werte für die ausgewählten Niedrigwasserereignisse sowie theoretische reduzierte Abflusswerte und erhöhte Jährlichkeiten dieser Ereignisse bei Abzug der simulierten Abflusskomponente Q_E.

3.2 Langfristige Veränderungen

Die Gletscherfläche im Rheingebiet ging über den Zeitraum 1901-2006 etwa zur Hälfte zurück. Zudem ist zu erwarten, dass sich infolge der Erwärmung die nivale Regimekomponente verändert hat. Eine Frage war deshalb, wie sich diese Veränderungen langfristig auf die Schmelzkomponenten und Sommerniedrigwasserverhältnisse auswirkten. Abbildung 5 zeigt wieder exemplarisch für den Pegel Köln die aus den Trends der Gesamtzeitreihe und der Teilzeitreihe von 1951-2006 rekonstruierten Veränderungen der Abflussregime. Insgesamt

dominieren in den Beobachtungen positive Trends, nur von Juli bis September, d. h. in der jährlichen Rezessionsphase, sind die Trends negativ. Für die Gesamtperiode, wofür bis 1950 rekonstruierte Klimaeingangsdaten verwendet werden mussten, werden die beobachteten Trends vor allem die abnehmenden Sommerabflüsse nur eingeschränkt abgebildet, für die Teilzeitreihe ab 1951 werden sie jedoch gut vom Modell wiedergegeben.
Die Trends in den einzelnen Abflusskomponenten zeigen, dass die Ursache der negativen Sommertrends in einer parallelen Abnahme der Regenkomponente und der Schneekomponente liegt. Für die Schneeschmelzabflusskomponente ist einerseits anhand der Ergebnisse für die Gesamtzeitreihe eine zeitliche Verlagerung der Schmelzsaison mit Zunahmen von Q_S im Spätwinter und signifikanten Abnahmen im Sommer ersichtlich, andererseits zeigen die Ergebnisse für die Periode nach 1951 deutlich den insgesamt zurückgehenden Beitrag von Q_S und insbesondere signifikante Abnahmen während der jährlichen Rezessionsphasen und im September/Oktober zum Regime-Minimum und bevorzugtem Niedrigwasserzeitpunkt.
Die Eisschmelzkomponente weist über den Gesamtzeitraum, korrespondierend zum Rückgang der Gletscherfläche über diesen Zeitraum insgesamt negative Trends auf, während über die Periode 1951-2006 jedoch signifikant positive Trends im August und September festzustellen sind. Hierbei ist zu beachten, dass sich diese Periode aus einer Phase relativ stabiler Gletscherentwicklung, dominiert von ausgeglichenen oder sogar positiven Massenbilanzen, in den 1960/70ern und einer direkt anschließenden Phase des bis heute anhaltenden starken Gletscherrückgangs infolge der Erwärmung zusammensetzt. Das Ergebnis einer Zunahme der Eisschmelzkomponente über den Zeitraum 1951-2006 zeigt, dass die höheren Temperaturen den Verlust der Gletscherfläche bis 2006 noch überkompensieren konnten. Für die Erklärung der allgemeinen Veränderungen des mittleren Abflussregimes des Niederrheins hat die Eisschmelzkomponente gegenüber den aufgrund der unterschiedlichen Größenordnungen klar dominierenden Komponenten Q_S und Q_R eine nur untergeordnete Bedeutung. Die oben gezeigten Auswertungen zeigen jedoch, dass die Größe von Q_E im Fall herbstlicher Niedrigwasserereignisse eine anteilsmäßig beachtlichere Rolle spielen kann. Insofern sind die rekonstruierten Veränderungen des Abflusses und der einzelnen Abflusskomponenten speziell im Zeitraum September/Oktober zu erörtern. Diesbezüglich ist interessant, dass sich bei den Gesamtabflüssen und den Komponenten Q_R genau während dieser Monate ein Wechsel von abnehmenden zu zunehmenden Abflusstrends vollzieht. Der Beitrag von Q_S ist in dieser Jahresphase zwar generell gering, jedoch auch eindeutig durch signifikant negative Trends geprägt. Wie bereits diskutiert, hat nach den resultierenden durchweg positiven Trends von Q_E über die Periode 1951-2006 noch kein Rückgang der Eisschmelzbeiträge infolge des Gletscherrückgangs stattgefunden, d. h., während der Herbstniedrigwasserphase profitierte der Rheinabfluss bis 2006 noch von einer insgesamt zwar anteilsmäßig untergeordneten aber stabilen oder sogar zunehmenden Abflusskomponente Q_E.

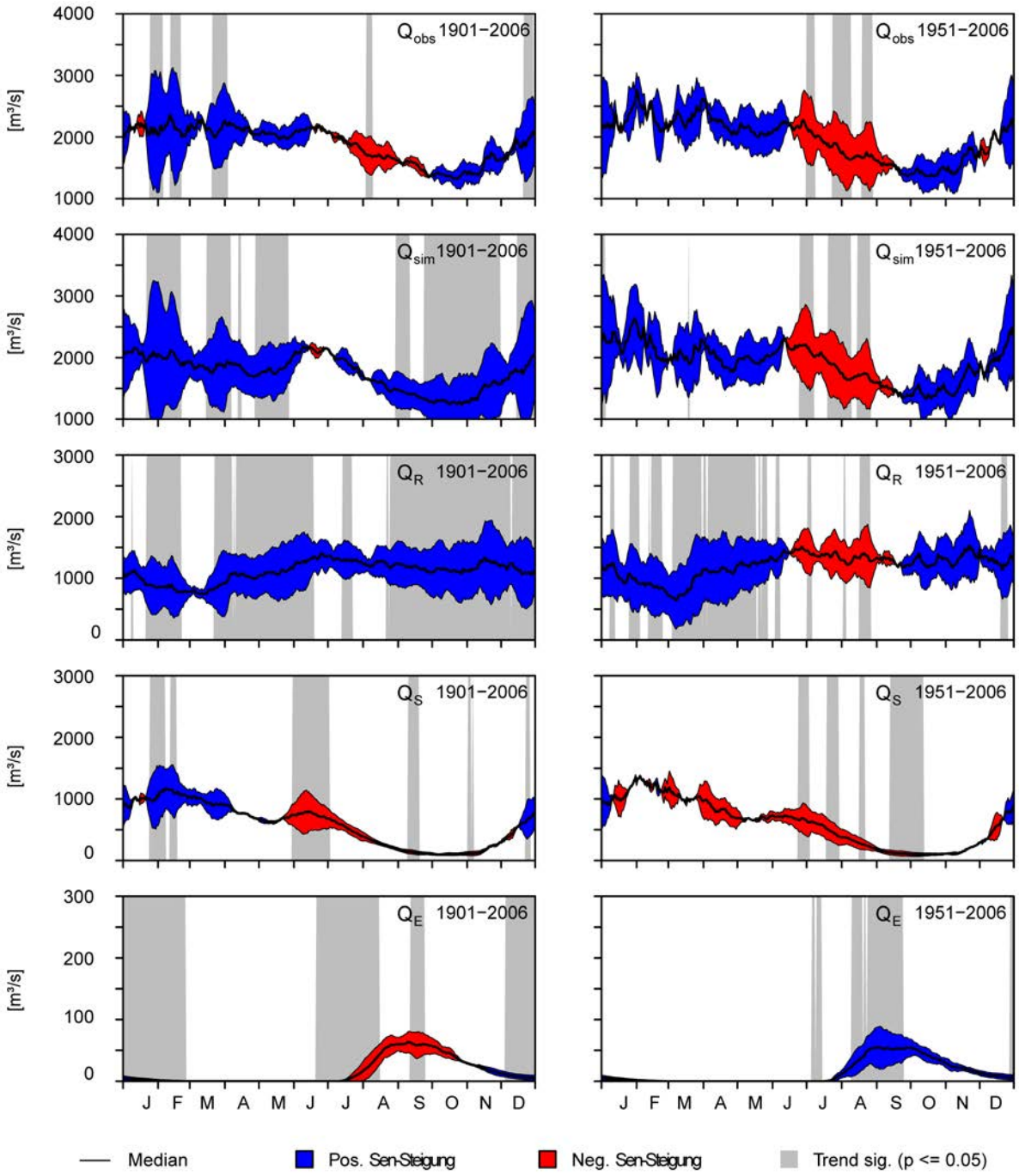


Abb. 5: Rekonstruierte Veränderung der beobachteten und der simulierten Gesamtabflüsse sowie der einzelnen simulierten Abflusskomponenten Q_R, Q_S und Q_E am Pegel Köln/Rhein über die Perioden 1901-2006 (links) und 1951-2006 (rechts) gemäß des Trends, berechnet aus der Sen-Steigung für jeden Tag des Jahres (unter Verwendung von gleitenden Mittelwerten für 7 Tage) und Signifikanz nach Mann-Kendall-Test. Zu beachten sind die reihenweise verschiedenen Y-Achsen-Skalierungen.

4. Schlussfolgerungen

Die Ergebnisse hängen wie bei jeder Modellierung zu einem gewissen Teil von Annahmen der Modellstruktur und Parametrisierung ab und bergen somit gewisse Unsicherheiten, die

während der frühen Jahre des 20. Jahrhunderts aufgrund der rekonstruierten Klimaeingangsdaten sicherlich größer sind. Die Größenordnungen der berechneten Abflusskomponenten sind, aggregiert auf Monats- und Jahresbasis, auch vergleichbar mit denen der Studie von Huss (2011).

Bei der Bewertung eines derzeitigen und eines möglichen zukünftigen Niedrigwasserrisikos aus der Sicht des Niederrheins sind die besonderen Steuerungsfaktoren zu berücksichtigen. Extreme Niedrigwasser treten jahreszeitlich am Ende des saisonalen Einflusses der Schneeschmelzkomponente auf, können jedoch momentan noch deutlich von der Gletschereisschmelze gestützt werden. Trotz negativer Trends der Herbstabflüsse ergibt sich bis 2006 laut Modellergebnissen kein Rückgang der Eisschmelzkomponente und seit 1951 eher eine Zunahme. Die Trends sind neben dem Rückgang der Schneeschmelzkomponente insbesondere Veränderungen der Regenkomponente zuzuschreiben. Diese Ergebnisse bestätigen auch die Interpretation der Ergebnisse früherer Analysen von Veränderungen des Abflussregimes des Rheins und seiner Nebenflüsse im 20. Jahrhundert (Belz et al., 2007).

Vor dem Hintergrund einer unklaren zukünftigen Entwicklung des Sommerniederschlags führt eine erwärmungsbedingt frühere Schneeschmelze (bereits festzustellen) und ein nachlassender Gletscherschmelzbeitrag (zu erwarten) insgesamt zu einem zurückgehenden Einfluss der nivalen und glazialen Regimekomponente im Herbst. Dadurch könnte es in Trockenjahren mit spätsommerlichen, herbstlichen Niedrigwasserereignissen, mit ähnlicher Genese wie die hier untersuchten früheren Ereignisse, zukünftig zu einer Verschärfung der Niedrigwasserbedingungen am Niederrhein kommen.

Danksagungen

Die Arbeiten basieren auf den Ergebnissen des Forschungsprojekts „Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels“ (ASG-Rhein), das von der Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR/CHR) finanziert wurde. Die Autoren bedanken sich bei allen Beteiligten und allen Datengebern, die hier leider nicht im Einzelnen genannt werden können. Eine Liste befindet sich im Abschlussbericht des ASG-Rhein-Projekts.

Literatur

Belz, J.U., Brahmer, G., Buiteveld, H., Engel, H., Grabher, R., Hodel, H., Krahe, P., Lammersen, R., Larina, M., Mendel, H.-G., Meuser, A., Müller, G., Plonka, B., Pfister, L., Vuuren, W. v. 2007. Das Abflussregime des Rheins und seiner Nebenflüsse im 20. Jahrhundert, Analyse, Veränderungen, Trends, Bericht Nr. I-22 der KHR, Lelystad.

Bonacina, L.C.W. 1923. The European drought of 1921. Nature 112, 488-489.

Briffa, K.R., Jones, P.D., Hulme, M. 1994. Summer moisture variability across Europe, 1892–1991: an analysis based on the Palmer drought severity index. International Journal of Climatology 14, 475-506.

Freudiger, D., Kohn, I., Seibert, J., Stahl, K., Weiler, M. Snow redistribution in hydrological models for mountainous catchments. Im Review für WIREs Water.

Frick, C., Steiner, H., Mazurkiewicz, A., Riediger, U., Rauthe, M., Reich, T., Gratzki, A. 2014. Central European high-resolution gridded daily data sets (HYRAS): Mean temperature and relative humidity. Meteorologische Zeitschrift 23, 15-32.

Huss, M., Jouvet, G., Farinotti, D., Bauder, A. 2010. Future high-mountain hydrology: a new parameterization of glacier retreat. Hydrology and Earth System Sciences 14, 815-829.

Huss, M. 2011. Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe. Water Resources Research 47, W07511, doi: 10.1029/2010WR010299

Klein, G., Vitasse, Y., Rixen, C., Marty, C., Rebetez, M. 2016. Shorter snow cover duration since 1970 in the Swiss Alps due to earlier snowmelt more than to later snow onset. Climatic Change 139, 637-649. doi: 10.1007/s10584-016-1806-y

Koehler, G., Schwab, M., Hauff, M. v., Kluth, K., Finke, W., Belz, J.U. 2006. Niedrigwasserperiode 2003 in Deutschland. Ursachen-Wirkungen-Folgen. BfG-Mitteilungen 27, Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG), Koblenz.

Ludwig, K., Bremicker, M. (Hrsg.) 2006. The Water Balance Model LARSIM - Design, Content and Applications. Freiburger Schriften zur Hydrologie 22, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg, Freiburg. www.hydrology.uni-freiburg.de/publika/FSH-Bd22-Bremicker-Ludwig.pdf

Rauthe, M., Steiner, H., Riediger, U., Mazurkiewicz, A., Gratzki, A. 2013. A Central European precipitation climatology – Part I: Generation and validation of a high-resolution gridded daily data set (HYRAS). Meteorologische Zeitschrift 22, 235-256, doi: 10.1127/0941-2948/2013/0436.

Seibert, J., Vis, M.J.P. 2012. Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. Hydrology and Earth System Sciences 16, 3315-3325, doi: 10.5194/hess-16-3315-2012.

Schorer, M. 1992. Extreme Trockensommer in der Schweiz und ihre Folgen für Natur und Wirtschaft. Geographica Bernensia G40, Geographisches Institut, Universität Bern.

Stahl, K., Weiler, M., Freudiger, D., Kohn, I., Seibert, J., Vis, M., Gerlinger, K., Böhm M. 2016a: Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels. Abschlussbericht an die Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR). Bericht CHR 00-2016 2016. www.chr-khr.org/en/publications

Stahl, K., Weiler, M., Kohn, I., Freudiger, D., Seibert, J., Vis, M., Gerlinger, K., Böhm, M. 2016b: Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels. Synthesebericht. Bericht Nr. I-25 der KHR/CHR, Lelystad.

OSHD-SLF 2013: Datenblatt zur SWE-Kartenserie 1972-2012 // KHR-Projekt. Stand 30.11.2013. Operationeller Schneehydrologischer Dienst des SLF (OSHD-SLF), WSL-Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Davos (unveröffentlichtes Dokument).

Hydrologischer Wandel in vergletscherten Einzugsgebieten des Tarim, Zentralasien: Modellbasierte Attributierung beobachteter Abflussänderungen und Projektionen für die Zukunft

Doris Duethmann, Christoph Menz, Sergiy Vorogushyn, Bruno Merz, Daniel Farinotti, David Kriegel, Tobias Bolch, Tino Pieczonka, Tong Jiang, Buda Su, Andreas Güntner

Zusammenfassung

Ziel der Studie ist es, die beobachteten Änderungen des Abflusses in Gebirgseinzugsgebieten des Aksu im Nordwesten Chinas über die letzten 50 Jahre besser zu verstehen und mögliche zukünftige Änderungen der Gletscher und des Wasserhaushalts infolge des Klimawandels abzuschätzen. Dazu wird ein hydrologisches Modell für die Region erstellt und unter Verwendung von täglichen Abflussdaten, langfristiger Abflusstrends und Gletschermassenbilanzen kalibriert. Simulationen mit trendbereinigten Temperatur- bzw. Niederschlagszeitreihen zeigen, dass der Abflussanstieg über die letzten 50 Jahre zu einem großen Teil durch eine Zunahme der Temperatur und einer damit einhergehenden Zunahme der Gletscherschmelze beeinflusst ist. Die Simulationen mit Klimaszenarien weisen für das 21. Jahrhundert auf eine, aufgrund der steigenden Temperaturen zunächst noch weiter zunehmende, dann aber mit zunehmendem Gletscherschwund abnehmende Gletscherschmelze hin. Zusammen mit der zunehmenden Verdunstung führt dies für 2070-2099 trotz Zunahme der Niederschläge zu einer Abnahme des Gesamtabflusses im Vergleich zu 1971-2000. Die Ergebnisse sind für das Wassermanagement der Region von großer Bedeutung.

1. Einleitung

Das Tarimbecken im Nordwesten Chinas ist durch ein extrem trockenes Klima gekennzeichnet. Für die Wasserversorgung der Bevölkerung, im Tarimbecken leben über 10 Millionen Menschen, sind Wasserressourcen aus den umliegenden vergletscherten Gebirgsregionen daher von sehr großer Bedeutung. Der wichtigste Zufluss des Tarim-Flusses ist der Aksu, dessen Einzugsgebiet in Kirgistan und China liegt. Diese Studie konzentriert sich auf die Gebirgseinzugsgebiete des Aksu, die für die Abflussbildung eine zentrale Rolle spielen (Abbildung 1). Aufgrund der Beeinflussung durch Bewässerungslandwirtschaft nimmt der Abfluss im Unterlauf des Aksu nicht weiter zu.



Abb. 1: Die Gebirgseinzugsgebiete des Aksu: die Einzugsgebiete des Kakshaal und des Sari-Djaz.

Über den Zeitraum 1957-2004 hat der Abfluss in diesem Gebiet um 30% zugenommen. Es stellt sich daher die Frage nach den Ursachen dieses Abflussanstiegs und wie sich der Abfluss möglicherweise in der Zukunft unter dem Einfluss des Klimawandels weiter ändern wird. Die Untersuchung dieser Fragen wird allerdings durch die nur spärlich vorhandenen Daten in der Hochgebirgsregion erschwert. Diese Arbeit verfolgt den Ansatz, möglichst alle vorhandenen Daten über ein hydrologisches Modell zu integrieren, um damit den Wasserhaushalt der Region besser quantifizieren zu können. Davon ausgehend wird dann der Versuch einer Attributierung der Abflusstrends in der Vergangenheit sowie der Projektion für die Zukunft unternommen.

2. Methoden

2.1 Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfasst zwei Teileinzugsgebiete, das Gebiet des Kakshaal mit einer Gesamtfläche von etwa 18000 km² und einer Gletscherfläche von 4% (Stand 2008), und das des Sari-Djaz mit einer Gesamtfläche von etwa 13000 km² und einer Gletscherfläche von 20% (Abbildung 1). Die beiden Gebiete werden getrennt modelliert, aber für die Auswertung als Gebirgseinzugsgebiete des Aksu gemeinsam betrachtet.

2.2 Hydrologische Modellierung

Für die hydrologische Modellierung wird das semi-distributive Modell WASA (Güntner & Bronstert, 2004) verwendet. Die räumliche Diskretisierung des Modells beruht auf einer Einteilung in Teileinzugsgebiete und Höhenzonen. Das Modell berechnet u. a. Schnee- und Gletscherschmelze, Evapotranspiration, Infiltration und Bildung von Oberflächen-, Zwischen-, und Grundwasserabfluss. Änderungen der Gletschermächtigkeit infolge von Niederschlags- und Temperaturänderungen werden durch eine Parametrisierung berücksichtigt (Huss et al., 2010). Für die Simulationen in der Beobachtungsperiode werden Änderungen der Gletscherfläche aus zwei vorhandenen Gletscherinventaren für 1975 und 2008 verwendet (Pieczonka & Bolch, 2015) und linear interpoliert. Für die Simulationen im Szenarienzeitraum werden hingegen sowohl Gletschermächtigkeiten als auch Gletscherflächen simuliert. Die dazu benötigten Anfangsgletschermächtigkeiten wurden mit dem räumlich verteilten Modell GlabTop2 abgeschätzt (Frey et al., 2014). Aufgrund der Unsicherheiten in den Niederschlagsdaten enthält das Modell einen Niederschlagskorrekturfaktor, der über die Modellkalibrierung bestimmt wird (Duethmann et al., 2013).

Im Rahmen einer multivariaten und multiobjektiven Kalibrierung werden tägliche Abflussdaten, langfristige Abflusstrends, satellitenbasierte und aus glaziologischen Messungen resultierende Daten zu Gletschermassenänderungen für die Modellkalibrierung herangezogen. Für die Modellkalibrierung wird der Zeitraum 1976-1999 verwendet, da für diesen Zeitraum satellitenbasierte Gletschermassenänderungen für zwei Teilgebiete vorhanden sind. Der restliche Teil der vorhandenen Abflusszeitreihe (1957-1975 und 2000-2004) wird für die Modellevaluierung genutzt. Um Abflusstrends über einen möglichst langen Zeitraum zu berechnen, wird für die Trendevaluierung der Gesamtzeitraum 1957-2004 verwendet. Die Kalibrierung erfolgt mit einem

multiobjektiven Algorithmus (Kollat & Reed, 2006). Die für die weitere Auswertung verwendeten Parametersätze werden anhand von Mindestkriterien für die einzelnen Gütemaße einschließlich der Abflusstrends ausgewählt.

2.3 Trendattributierung

Für die Trendattributierung werden Simulationen mit unveränderten und trendbereinigten Temperatur- und Niederschlagsreihen sowie mit und ohne Änderungen in der Gletschergeometrie miteinander verglichen. Daraus lässt sich eruieren, welcher Anteil des beobachteten Trends sich auf welche Ursache zurückführen lässt.

2.4 Szenariensimulationen

Für die Projektion zukünftiger Änderungen der Gletscher und des Wasserhaushalts wird ein Ensemble mit drei Emissionsszenarien, neun Klimamodellen und mehreren Parametrisierungen des hydrologischen Modells verwendet. Dies ermöglicht eine Einschätzung der Unsicherheiten. Die globalen Klimamodelle werden so ausgewählt, dass sie 90% der Spannbreite der Niederschlags- und Temperaturänderungen der verfügbaren CMIP5-Modelle (Climate Model Intercomparison Project; Taylor et al., 2012) abdecken. Für die Bias-Korrektur wird ein Quantile-Mapping-Ansatz verwendet (Gudmundsson et al., 2012).

3. Ergebnisse

3.1 Hydrologische Modellierung

Anhand der Mindestkriterien für die Gütemaße werden 28 und 6 Parametersätzen für das Kakshaal- bzw. das Sari-Djaz-Gebiet ausgewählt. Abbildung 2 illustriert beispielhaft die Güte des Modells in Bezug auf tägliche und interannuelle Abflussvariationen, langfristige Abflusstrends, den Vergleich der simulierten Gletschermassenbilanz zur glaziologischen Zeitreihe und zur geodätischen Massenbilanz. Insgesamt kann das Modell die Beobachtungen sehr gut abbilden.

Das kalibrierte Modell ermöglicht eine Quantifizierung des Wasserhaushalts der Region. Der mit dem kalibrierten Niederschlagskorrekturfaktor abgeschätzte mittlere Gebietsniederschlag für das Untersuchungsgebiet beträgt demnach 400-450 mm a^{-1}. Der Unsicherheitsbereich ergibt sich aus den Parameterunsicherheiten des hydrologischen Modells. Die über die Modellierung abgeschätzte Niederschlagsmenge ist etwa 50% höher als der ursprünglich aus den Niederschlagsstationen interpolierte Niederschlag. Die starke Unterschätzung des Gebietsniederschlags durch die Stationswerte ist sowohl auf Niederschlagsmessfehler als auch auf die geringe Anzahl (13 Stationen) und nicht repräsentative Lage der Stationen zurückzuführen. Die Verdunstung wird durch das Modell mit 250-260 mm a^{-1} berechnet. Die berechnete Schmelze von Gletschereis beträgt, auf das gesamte Untersuchungsgebiet bezogen, 65-100 mm a^{-1}. Unter der Annahme, dass der Anteil der Gletscherschmelze, der verdunstet, vernachlässigt werden kann, ergibt sich für den Zeitraum 1957-2004 damit ein Gletscherschmelzbeitrag zum Abfluss von 27-37%.

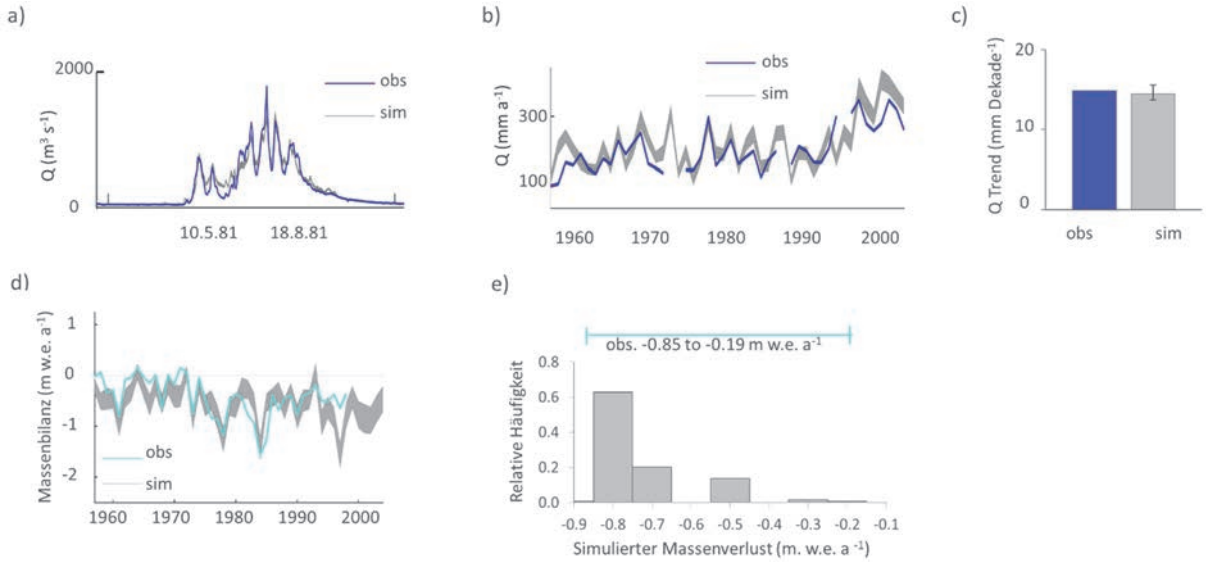


Abb. 2: Gemessene (blau/türkis) und simulierte (grau) Daten für das Gebiet des oberen Aksu (Summe der Gebiete Kakshaal und Sari-Djaz). Unsicherheitsbänder für die simulierten Daten zeigen die Spannweite der Parameterunsicherheiten. a) täglicher Abfluss, b) interannuelle Abflussvariation, c) Abflusstrend, d) interannuelle Variation der beobachteten Gletschermassenbilanz des Karabatkak-Gletschers (42°06'N, 78°18'O) und der simulierten Gebietsmassenbilanz (zur Evaluierung der Korrelation zwischen beiden Reihen), e) Unsicherheitsspanne des beobachteten Gletschermassenverlusts aus den geodätischen Messungen (türkis) und Histogramm des simulierten Massenverlusts über 1976-1999 (grau).

3.2 Trendattributierung

Aus dem Vergleich der Simulationen mit unveränderten und trendbereinigten Niederschlags- und Temperaturreihen sowie mit und ohne Berücksichtigung von Änderungen der Gletschergeometrie zeigt sich, dass die Abflusszunahme im Zeitraum 1957-2004 hauptsächlich durch die Zunahme der Temperatur und der damit einhergehenden Zunahme der Gletscherschmelze verursacht wurde (Abbildung 3). Etwa ein Drittel der Abflusszunahme ist außerdem auf eine Zunahme des Niederschlags in diesem Zeitraum zurückzuführen. Eine detailliertere Betrachtung (Duethmann et al., 2015) zeigt, dass die Abflusszunahme im stärker vergletscherten Sari-Djaz-Gebiet fast ausschließlich durch die Temperaturzunahme verursacht wird, während im Kakshaalgebiet die Niederschlags- und die Temperaturzunahme etwa ähnlich bedeutend sind.

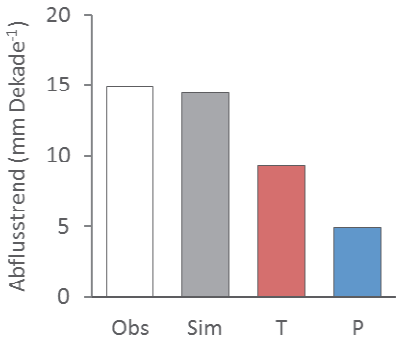


Abb. 3: Simulierter und beobachteter Abflusstrend über 1957-2004 für die Gebirgseinzugsgebiete des Aksu sowie Beiträge der Temperatur (T) und des Niederschlags (P) zum Gesamttrend.

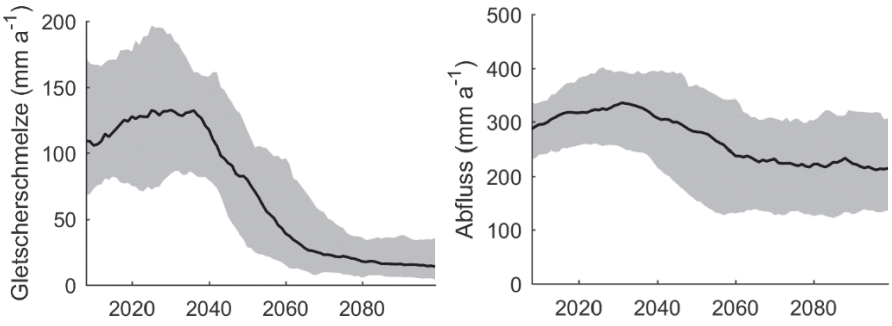


Abb. 4: Projektionen für die Gletscherschmelze (links) und den Gesamtabfluss (rechts) im Verlauf des 21. Jahrhunderts im Untersuchungsgebiet. Dargestellt sind 10-jährige gleitende Mittelwerte des Medians (schwarze Kurve) und des 5-95%-Unsicherheitsbereichs (grau schattiert) des Ensembles.

3.3 Einfluss des Klimawandels auf Gletscherflächen und Abfluss

Steigende Temperaturen und eine verstärkte Gletscherschmelze führen zu Beginn des 21. Jahrhunderts zunächst zu einem erhöhten Gletscherabfluss, der im Laufe des 21. Jahrhunderts aber aufgrund der reduzierten Gletscherflächen deutlich abnimmt (Abbildung 4). Die Simulationen zeigen für das Ende des Jahrhunderts eine drastische Abnahme der Gletscherflächen in den Gebirgseinzugsgebieten des Aksu um 32 bis 90% (im Vergleich zu 2008) (Duethmann et al., 2016). Die Spannweite gibt dabei jeweils den 5-95% Unsicherheitsbereich des Ensembles an. Dies führt im Zeitraum 2070-2099 zu einer um 72-86% niedrigeren Gletscherschmelze als im Referenzzeitraum 1971-2000. Da die Niederschlagszunahme die Zunahme der Verdunstung und die Abnahme der Eisschmelze nicht kompensieren kann, wird für die 2080er im Vergleich zum Referenzzeitraum auch für den Gesamtabfluss eine Abnahme um 1-20% simuliert (Abbildung 4). Die Unsicherheiten werden durch Unterschiede zwischen den globalen Klimamodellen dominiert, während Unterschiede zwischen den Emissionsszenarien erst ab Mitte des 21. Jahrhunderts und Unsicherheiten der hydrologischen Parameter insgesamt eine geringere Rolle spielen.

4. Diskussion und Schlussfolgerungen

Im Gegensatz zur bisherigen Literatur weist unsere Studie der Temperaturzunahme in den Gebirgseinzugsgebieten des Aksu eine deutlich wichtigere Rolle für den Abflussanstieg in den letzten Jahrzehnten zu. So haben Zhao et al. (2013) den Abflussanstieg in den letzten Jahrzehnten fast ausschließlich durch den Niederschlagsanstieg erklärt. Allerdings wurden in der genannten Studie weder Gletschermassenbilanzen oder langfristige Abflusstrends für die Modellkalibrierung herangezogen noch Änderungen der Gletschergeometrie und Parameterunsicherheiten in der Modellierung berücksichtigt. Der starke Einfluss der Temperaturzunahme in unserer Studie zeigt, dass der Abflussanstieg zu einem großen Teil durch die Abnahme des Gletscherspeichers bedingt ist. Langfristig ist daher damit zu rechnen, dass dieser zusätzliche Gletscherabfluss mit der Reduktion der Gletscher wieder abnimmt.

Dieses Bild ergibt sich auch aus den Klimaprojektionen, die für das Ende des Jahrhunderts eine Abnahme des Gesamtabflusses simulieren, auch wenn die Projektionen mit großen Unsicherheiten behaftet sind. Die Verwendung von unterschiedlichen globalen Klimamodellen, Emissionsszenarien und hydrologischen Modellparametern ermöglicht eine Einschätzung der Größenordnung der Unsicherheiten. Im Gegensatz zu anderen Studien in vergletscherten Hochgebirgseinzugsgebieten (Finger et al., 2012; Ragettli et al., 2013) sind in unserer Studie die durch hydrologische Modellparameter verursachten Unsicherheiten deutlich kleiner als diejenigen, die durch globale Klimamodelle oder Emissionsszenarien verursacht werden. Dies lässt sich darauf zurückführen, dass die vorhandenen geodätischen und glaziologischen Massenbilanzdaten die Unsicherheiten in den Parametern des hydrologischen Modells stark reduzieren. Weitere Unsicherheiten stammen aus der groben Auflösung der globalen Klimamodelle, welche die Topografie des Untersuchungsgebietes nur unzureichend abbilden können und eine Bias-Korrektur der Klimazeitreihen erforderlich machen. Für das glazio-hydrologische Modell liegen die Unsicherheiten in den Eingangs- und Kalibrierdaten und der Modellstruktur. Unsicherheiten der Anfangsgletschermächtigkeiten werden z. B. auf etwa 30% geschätzt (Huss et al., 2014). Offene Fragen bestehen hinsichtlich der Auswirkungen von Änderungen der Schuttbedeckung von Gletschern oder des Einflusses von Änderungen der Vegetation auf den Wasserhaushalt.

Die Ergebnisse dieser Studie sind für das Landnutzungs- und Wassermanagement von großer Bedeutung. Aufgrund der massiven Zunahme der Bewässerungsflächen über die letzten 60 Jahre hat der Abfluss im Unterlauf des Tarim trotz des zunehmenden Abflusses aus den Gebirgseinzugsgebieten des Aksu abgenommen (Feike et al., 2015; Zhang et al., 2012). Folgen davon waren eine Degradation der Vegetation entlang des Tarim, die Austrocknung der früheren Endseen Lop Nur und Taitema, sowie die Austrocknung eines Teils des Flussbettes im Unterlauf des Tarim (Hao et al., 2009). Eine Abnahme der Wasserressourcen aus den Gebirgseinzugsgebieten würde die Region daher vor enorme Herausforderungen stellen. Trotz der bestehenden Unsicherheiten der Szenarienrechnungen wird empfohlen, für langfristige Planungen im Bereich des Landnutzungs- und Wassermanagements eine mögliche Abnahme der Wasserressourcen aus den Gebirgseinzugsgebieten unbedingt zu berücksichtigen.

Literatur

Duethmann, D., Menz, C., Jiang, T., Vorogushyn, S., 2016. Projections for headwater catchments of the Tarim River reveal glacier retreat and decreasing surface water availability but uncertainties are large. Environ. Res. Lett. 11, 5, 054024.

Duethmann, D., Zimmer, J., Gafurov, A., Güntner, A., Kriegel, D., Merz, B., Vorogushyn, S., 2013. Evaluation of areal precipitation estimates based on downscaled reanalysis and station data by hydrological modelling. Hydrol. Earth Syst. Sci. 17, 7, 2415-2434.

Duethmann, D., Bolch, T., Farinotti, D., Kriegel, D., Vorogushyn, S., Merz, B., Pieczonka, T., Jiang, T., Su, B., Güntner, A., 2015. Attribution of streamflow trends in snow- and glacier melt dominated catchments of the Tarim River, Central Asia. Water Resour. Res. 51, 6, 24.

Feike, T., Mamitimin, Y., Li, L., Doluschitz, R., 2015. Development of agricultural land and water use and its driving forces along the Aksu and Tarim River, P.R. China. Environmental Earth Sciences 73, 2, 517-531.

Finger, D., Heinrich, G., Gobiet, A., Bauder, A., 2012. Projections of future water resources and their uncertainty in a glacierized catchment in the Swiss Alps and the subsequent effects on hydropower production during the 21st century. Water Resour. Res. 48, 2, W02521.

Frey, H., Machguth, H., Huss, M., Huggel, C., Bajracharya, S., Bolch, T., Kulkarni, A., Linsbauer, A., Salzmann, N., Stoffel, M., 2014. Estimating the volume of glaciers in the Himalayan–Karakoram region using different methods. The Cryosphere 8, 6, 2313-2333.

Gudmundsson, L., Bremnes, J. B., Haugen, J. E., Engen-Skaugen, T., 2012. Technical Note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations - a comparison of methods. Hydrol. Earth Syst. Sci. 16, 9, 3383-3390.

Güntner, A., Bronstert, A., 2004. Representation of landscape variability and lateral redistribution processes for large-scale hydrological modelling in semi-arid areas. J. Hydrol. 297, 1-4, 136-161.

Hao, X., Chen, Y., Li, W., 2009. Impact of anthropogenic activities on the hydrologic characters of the mainstream of the Tarim River in Xinjiang during the past 50 years. Environmental Geology 57, 2, 435-445.

Huss, M., Jouvet, G., Farinotti, D., Bauder, A., 2010. Future high-mountain hydrology: A new parameterization of glacier retreat. Hydrol. Earth Syst. Sci. 14, 5, 815-829.

Huss, M., Zemp, M., Joerg, P. C., Salzmann, N., 2014. High uncertainty in 21st century runoff projections from glacierized basins. J. Hydrol. 510, 35-48.

Kollat, J. B., Reed, P. M., 2006. Comparing state-of-the-art evolutionary multi-objective algorithms for long-term groundwater monitoring design. Adv. Water Resour. 29, 6, 792-807.

Pieczonka, T., Bolch, T., 2015. Region-wide glacier mass budgets and area changes for the Central Tien Shan between ~1975 and 1999 using Hexagon KH-9 imagery. Glob. Planet. Change 128, 1-13.

Ragettli, S., Pellicciotti, F., Bordoy, R., Immerzeel, W. W., 2013. Sources of uncertainty in modeling the glaciohydrological response of a Karakoram watershed to climate change. Water Resour. Res. 49, 9, 6048-6066.

Taylor, K. E., Stouffer, R. J., Meehl, G. A., 2012. AN OVERVIEW OF CMIP5 AND THE EXPERIMENT DESIGN. B. Am. Meteorol. Soc. 93, 4, 485-498.

Zhang, X., Yang, D., Xiang, X., Huang, X., 2012. Impact of agricultural development on variation in surface runoff in arid regions: a case of the Aksu River Basin. Journal of Arid Land 4, 4, 399-410.

Zhao, Q., Ye, B., Ding, Y., Zhang, S., Yi, S., Wang, J., Shangguan, D., Zhao, C., Han, H., 2013. Coupling a glacier melt model to the Variable Infiltration Capacity (VIC) model for hydrological modeling in north-western China. Environmental Earth Sciences 68, 1, 87-101.

Das Urbane Observatorium – ein integriertes, hochauflösendes Messsystem zur Erfassung des stofflichen und hydraulischen Einflusses von Siedlungsgebieten auf Fließgewässer

Jakob Benisch, Björn Helm, Christian Förster, Sebastian Grummt, Steffen Weber, Stefanie Wiek, Peter Krebs

Zusammenfassung

Die Auswirkungen der Urbanisierung auf hydraulische und stoffliche Gewässerqualität sind ein intensiv untersuchtes Forschungsfeld. Auf Grund der hohen Dynamik der Transportprozesse bei Niederschlag-Abflussereignissen in Siedlungsgebieten können Belastungsereignisse nur mit hohem operativem Aufwand repräsentativ erfasst werden. Die Arbeitsgruppe Siedlungshydrologie der Professur Siedlungswasserwirtschaft der TU Dresden betreibt Messstationen im Einzugsgebiet eines Mittelgebirgsbaches, um den Einfluss eines urbanen Teileinzugsgebiets auf das Fließgewässer zu ermitteln. Vier Messstationen wurden dafür so eingerichtet, dass sowohl die Hintergrundbelastung des ländlich geprägten, oberen Einzugsgebietes als auch die Zuflüsse im Stadtraum durch räumlich und zeitlich hochaufgelöste Messungen quantifiziert werden können. Für die vorliegende Arbeit werden beispielhaft die Zeitreihen für Durchfluss, Stickstoffverbindungen und Temperatur ausgewertet, die mit online-Sensorik aufgezeichnet wurden. Dabei kommen Methoden der Zeitreihen- und Frequenzanalyse zum Einsatz. Am Beispiel der Stickstoffverbindungen wird eine hoch aufgelöste Frachtbilanzierung durchgeführt. Auf dieser Grundlage werden die hydraulischen, stofflichen und thermischen Auswirkungen der Urbanisierung auf das Fließgewässer aufgezeigt. Der Durchfluss wird in der urban geprägten Fließstrecke in trockenen Perioden kaum erhöht, bei Niederschlagsereignissen stammt er zeitweise zu 80% aus dem Siedlungsgebiet. Die Stickstoffspezies Ammonium und Nitrat weisen deutlich unterschiedliche Ereignisdynamiken auf. Nitrat zeigt eine weniger starke aber länger anhaltende Zunahme der Fracht bei Regenereignissen. Im Gegensatz dazu erhöht sich die Ammoniumfracht kurzzeitig auf bis auf den 30-fachen Trockenwetterwert. Die bisher gewonnenen Erkenntnisse stellen die Möglichkeiten eines solchen integrierten Messnetzes dar, heben aber auch die Relevanz von hochauflösender online Messtechnik für Ereignisdynamiken hervor.

1. Einleitung

Ziel der Bewirtschaftung von Wasserressourcen im urbanen Raum muss es sein, die Auswirkungen der Interaktion zwischen technischer Infrastruktur und angrenzendem Ökosystem zu begrenzen. Um effiziente Ansätze zur nachhaltigen Bewirtschaftung entwickeln zu können, müssen die relevanten Stoffströme zeit- und raumkonkret beschrieben werden. Durch den Aufbau eines zeitlich und räumlich detaillierten Messsystems sollen Prozesse des Wasser- und Stofftransports sowohl im Entwässerungs- als auch im Gewässersystem erfasst werden (Glasgow et al., 2004). Die Messungen ermöglichen ein besseres Verständnis für die Dynamik von Belastungssituationen, liefern aber auch die Grundlage für die Bewertung der Auswirkungen der Siedlungsentwässerung auf den ökologischen Zustand des betroffenen Gewässers.

2. Material und Methoden

2.1 Einzugsgebietscharakteristik

Als Gebiet zur Untersuchung des Einflusses eines dicht besiedelten Einzugsgebietsabschnittes auf ein Fließgewässer wurde der Lockwitzbach ausgewählt, ein grobmaterialreicher, silikatischer Mittelgebirgsbach (Typ 5, Landeshauptstadt Dresden (2010)). Das Einzugsgebiet des Lockwitzbaches erstreckt sich über eine Fläche von 84 km², mit 24 km Länge ist er einer

der größten Zuflüsse der Elbe im Stadtgebiet von Dresden. Das unmittelbare Umfeld des Lockwitzbachs von der Quelle bis zur Stadtgrenze ist relativ dünn besiedelt.
Das Landschaftsbild vor dem Stadtgebiet Dresdens ist besonders von Ackerflächen, Weiden, Wiesen, Au- und Nadelwäldern, Viehwirtschaft und Obstanbau geprägt, insgesamt mit einem geringen Versiegelungsgrad von 3,79% (Langanke, 2017). Der unmittelbare Uferbereich ist über weite Strecken baumbestanden und beschattet. Der darauf folgende Bereich, von der Dresdner Stadtgrenze bis zur Mündung, ist jedoch von einer starken Bebauung in direkter Nähe des Gewässers sowie einer Einengung des Fließquerschnitts gekennzeichnet (Versiegelungsgrad: 41%, Langanke (2017), Landeshauptstadt Dresden, 2010). Aufgrund der landwirtschaftlichen Nutzung im Einzugsgebiet, der kleinen und mittelgroßen Gewerbegebiete entlang des Lockwitzbachs und Einleitungen aus der Siedlungsentwässerung im Unter- und Mittellauf kommt es zu erhöhten stofflichen Einträgen in das Gewässer (Lindenberg et al. 2009).

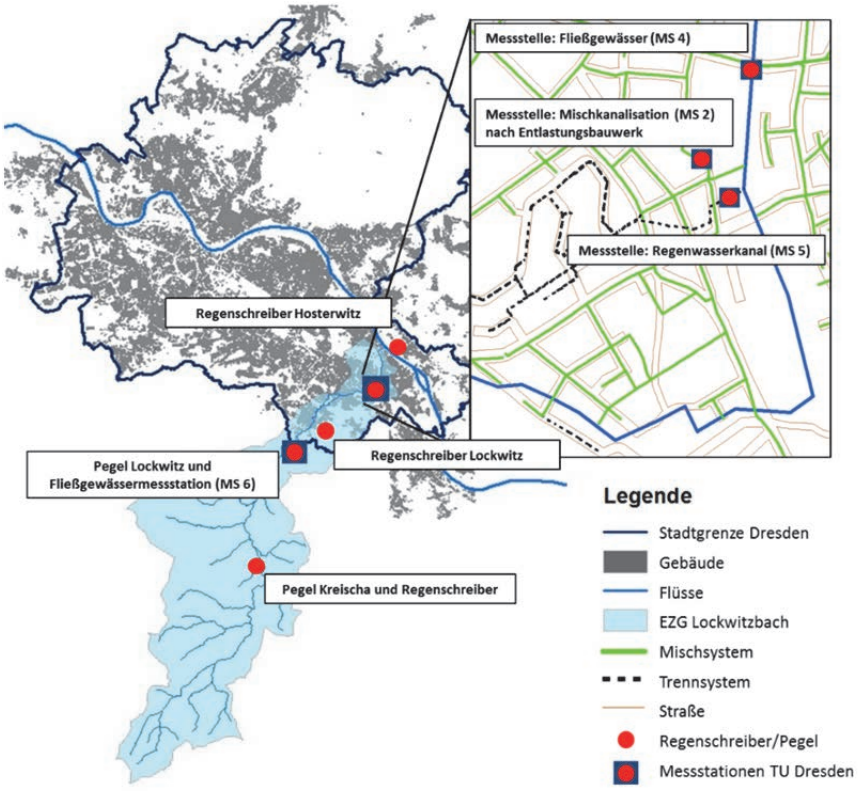


Abb. 1: Übersicht der Messstationen im Stadtgebiet Dresdens und im Einzugsgebiet (EZG) des Lockwitzbaches.

Die daraus resultierenden chemischen und ökologischen Belastungen machen den Lockwitzbach zu einem relevanten Untersuchungsgewässer für integriertes urbanhydrologisches Monitoring und Modellierung. Besonders die unterschiedlichen Belastungssituationen, die durch Starkregenereignisse ausgelöst werden, können dabei in den Fokus gerückt werden (Krebs et al., 2012).

2.2 Messstationen und Parameter

Wie in Abbildung 1 erkennbar ist, werden derzeit von der Professur Siedlungswasserwirtschaft der Technischen Universität vier modular aufgebaute Messstellen im Stadtgebiet von Dresden im Einzugsgebiet des Lockwitzbaches betrieben (Helm et al. 2015):

- MS 2: Mischwasserkanale nach Entlastungsbauwerk, Einzugsgebiet: 144 ha
- MS 5: Regenwasserkanal, Einzugsgebiet: 17,64 ha, davon versiegelt: 6,37 ha
- MS 6: (upstream) Lockwitzbach, am Stadteingang unterstrom des ländlichen EZG
- MS 4: (downstream) Lockwitzbach, vor Mündung in die Elbe, urbanes Teil-EZG

Mit diesem Netz, v. a. den beiden zuletzt genannten, kann der urbane Einfluss auf das Gewässer durch einen Vergleich der Messwerte beider Stationen erfasst werden, zwischen denen insgesamt 11 Regenwassereinleitungen und 7 Mischwasserentlastungsbauwerke liegen (Lindenberg et al., 2009). Darüber hinaus sind Pegel und Regenschreiber der Landestalsperrenverwaltung des Freistaates Sachsens und der Stadtentwässerung Dresden als weiter Datenquelle verfügbar. Die Auswahl der Messtechnik, Betriebsoptimierung und Datenhaltung sind in Helm et al. 2015 zusammengefasst.
Die Messergebnisse sollen eine Datengrundlage zur Untersuchung des Einflusses von Eigenschaften der Einzugsgebiete auf den Verlauf und die stoffliche Belastung von Niederschlags-Abflussereignissen schaffen. Um die unterschiedlichen Teileinzugsgebiete und deren Einfluss auf das Gewässer zu erfassen, wird der Durchfluss des Gewässers über eigens aufgestellte W-Q-Beziehungen ermittelt, während im Kanalnetz Ultraschallsensoren zur Durchflussbestimmung zum Einsatz kommen. Weitere Parameter werden ebenfalls in-situ gemessen, wie in Tabelle 1 dargestellt:

Tab. 1: Übersicht über installierte Sensoren und gemessene Parameter an den Messstationen.

Sensor		Parameter[1]	MS 2	MS 4	MS 6	MS 5
AN-ISE sc	(HACH)	NH_4-N, NO_3-N, K, Cl, Temp.	x	x	x	x
LDO sc	(HACH)	O_2, Temp.		x	x	x
3798-S sc	(HACH)	Leitfähigkeit, Temp.	x	x	x	x
1200-S sc	(HACH)	pH, Temp.		x	x	x
spectro::lyser	(s::can)	TOC_{eq}, DOC_{eq}/CSB_{eq}, NO_3-N_{eq}, TSS_{eq}/$Trübung_{eq}$	x	x	x	x

3. Ergebnisse und Diskussion

Im Folgenden sollen erste Ergebnisse aus den hochaufgelösten Messungen im Fließgewässer vorgestellt werden. Der Schwerpunkt liegt dabei auf hydrologischen Kenngrößen, Stickstoff- und Temperaturhaushalt.

[1] *Cl: Chloridkonzentration (mg/l), CSB_{eq}: Chemischer Sauerstoffbedarf (Äquivalentkonzentration, mg/l), DOC_{eq}: gelöster organischer Kohlenstoff (Äquivalentkonzentration, mg/l), K: Kaliumkonzentration (mg/l), NH_4-N/NO_3-N: Ammonium- und Nitratstickstoff (mg/l), O_2: Sauerstoffkonzentration (mg/l), TSS_{eq}: abfiltrierbare Stoffe (Äquivalentkonzentration, mg/l), TOC_{eq}: gesamter organischer Kohlenstoff (Äquivalentkonzentration mg/l), Temp: Temperatur (°C)*

3.1 Hydraulik

Ein Vergleich der Durchflussganglinien der Messstationen im Fließgewässer, in Abbildung 2A verdeutlicht, dass es im Stadtgebiet Dresdens zu einer deutlichen Erhöhung des Durchflusses bei Regenereignissen kommt. Im Gegensatz dazu unterscheidet sich der mittlere Durchfluss der beiden Messstation nicht wesentlich (MS 6: 221 l/s, MS 4 232 l/s). Dieser Zunahme kann die Regenwasserableitung von versiegelten Flächen und die Entlastung aus der Mischwasserkanalisation zugeordnet werden.

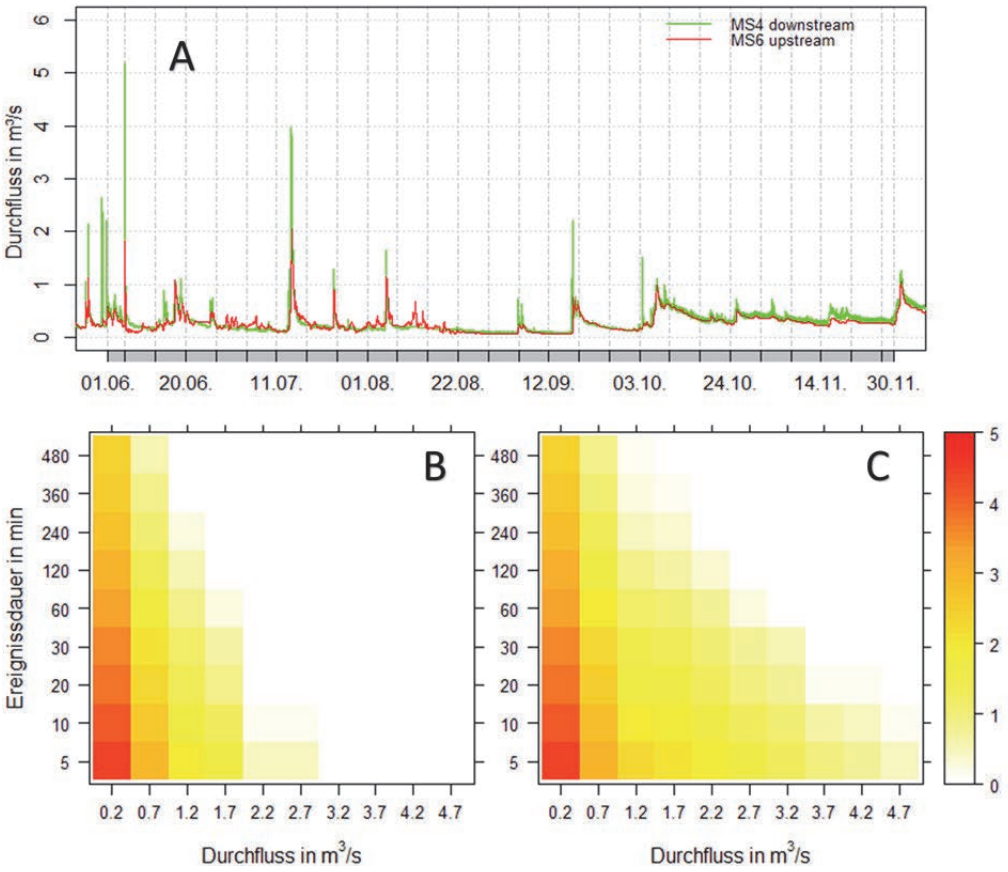


Abb. 2: (A): Durchflussganglinien vom 14.05.- 04.10.2016 der beiden Messstationen; (B) & (C): Häufigkeits-Dauer-Intensitäts-Diagramme ab 0,2 m³/s an der Messstation MS 6 (B) am Stadtausgang (upstream) und (C) am Stadteingang und weiter flussabwärts MS 4 (downstream) (Häufigkeiten mit dekadischem Logarithmus transformiert, der Wert 3 entspricht 10^3, also 1000 Ereignissen).

Besonders deutlich wird das durch die Darstellung in einem Häufigkeits-Dauer-Intensitäts-Diagramm; während am Stadteingang Dresdens die höchste Dichte an Ereignissen im kurzen und niedrigen Abflussbereich liegen, nimmt bei der Messstelle weiter flussabwärts die Häufigkeit von intensiveren Ereignissen zu (siehe Abbildung 2 B und C), dabei ist die Zunahme bei Dauern von unter einer Stunde besonders ausgeprägt. Im Trockenwetterfall stammt der Abfluss zu 98% aus dem natürlichen Einzugsgebiet, bei Regenereignissen hingegen trägt der Siedlungsraum im Mittel 21% des Abflussvolumens bei. Die Konzentrationszeit zwischen Ereignisbeginn und Maximalabfluss für zwölf Ereignisse lag im natürlichen

Einzugsgebiet bei 2,38 Stunden (25%/75% Quantil: 1,25/3,5 h), im Siedlungsgebiet findet eine dispersionsbedingte Erhöhung auf 3,58 Stunden (25%/75% Quantil: 1,06/3,56 h) statt. Zusätzlich zu diesen Abflussereignissen im Gewässernetz finden Entlastungsereignisse aus der Kanalisation statt, die ausschließlich aus dem Stadtgebiet stammen. Dabei treten sie entweder als Spitze vor der eigentlichen Welle oder singulär bei starken, lokalen Niederschlagsereignissen auf, und haben eine deutlich kürzere Konzentrationszeit von 1,05 Stunden (25%/75% Quantil: 0,5/1,42 h). Maximale Durchflussereignisse, die aus Entlastungen der Siedlungsentwässerung stammen, weisen mit 1,05 m³/s im Mittel eine ähnliche Größe wie der fünffache mittlere Durchfluss an den Messstellen auf und können temporär bis zu 80% des Gesamtabflusses ausmachen.

Der Beitrag der Kanalisation zur Durchflusszunahme konnte an zwei Messstellen beispielhaft erfasst werden und wird im Folgenden für die drei Regenereignisse ausgewertet, an denen eine Entlastung aus dem Mischwassersystem stattfand. Während bei dem längsten Ereignis (18,6 h), 54,3 mm Regen fielen (13.-14.07.2016; 5-jähriger Niederschlag, nach Deutscher Wetterdienst (1999)) und mehrere Mischwasserüberlaufe registriert wurden, waren die beiden anderen halbjährlichen Niederschläge deutlich kürzer, mit einer Niederschlagsdauer von jeweils zehn und sechs Stunden (05.08.2016, 27,3 mm und 17.09.2016, 25,4 mm). In Summe wurden während des Messzeitraums 8983 m³ verdünntes Abwasser und 7577 m³ Regenwasser in den Bach entlastet. Die Durchflusszunahme innerhalb des Stadtgebiets wurde über die Durchflussdifferenz der beiden Fließgewässermessstationen nach einer Vereinheitlichung des Zeitstempels (bezogen auf MS4) berechnet: ($\Delta Q = Q_{downstream} - Q_{upstream}$).

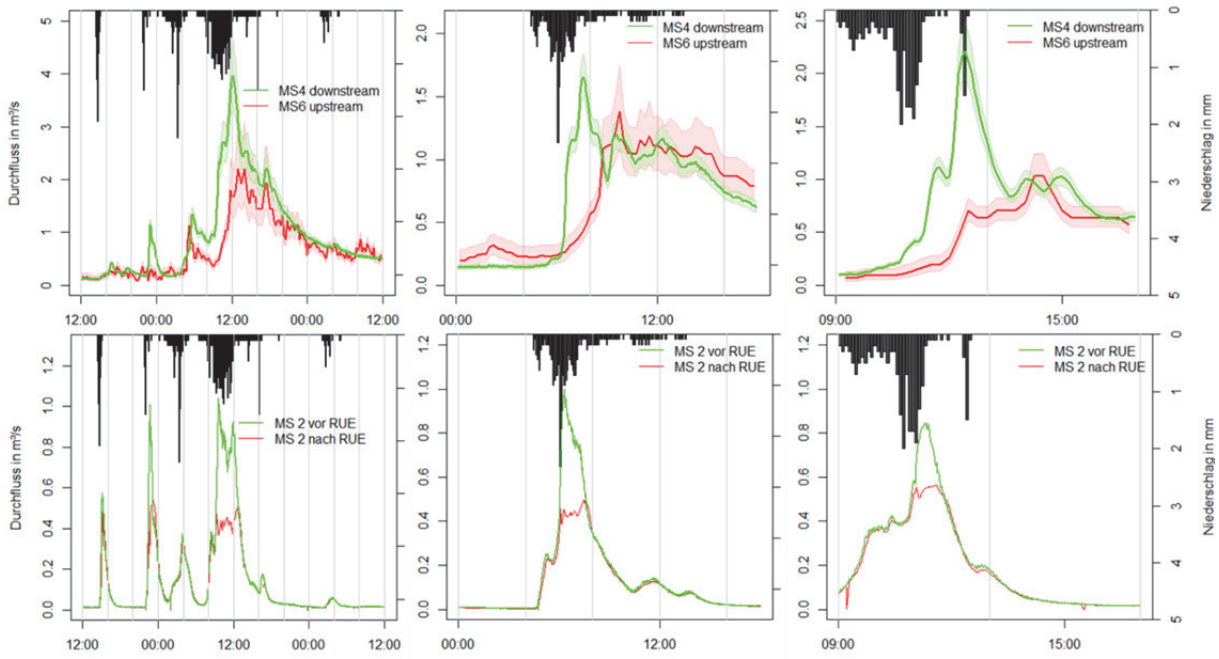


Abb. 3: Obere Grafiken: Abflussganglinien des Lockwitzbaches für die drei Regenereignisse an der MS 6 (rot) und der MS 4 (grün) mit 95%-Konfidenzintervall Untere Grafiken: Abflussganglinien der Entlastungsereignisse aus dem Mischkanal vor und nach Regenüberlauf (RUE) (v.r.n.l.: 13.07.2016, 05.08.2016, 17.09.2016).

Die daraus ermittelten Durchflusszunahmen zwischen MS 6 und MS 4, geordnet nach Ereignisdauer, lagen bei: 42 279 m³, 10 253m³ und 6379 m³. Für das lange und kurze Ereignis war der Eintrag der messtechnisch erfassten Mischwasserentlastung mit 14% und 7% gering, jedoch wurde für den mittellangen Niederschlag ein Anteil von 35% errechnet. Die Regenwassereinleitung verhielt sich ähnlich, mit dem höchsten Volumenanteil für das mittlere mit 37% und 9% bzw. 12% für das kurze bzw. lange Ereignis. In Summe konnte an den beiden Stationen im Kanalnetz ein Gesamtbeitrag von 72% für den mittleren Niederschlag gemessen werden, jedoch ist davon auszugehen, dass der Pegel an der MS 6, der zur Durchflussberechnung verwendet wurde, durch starke Sedimentanlagerungen beeinflusst wird und ein unsicheres Signal liefert. Dies wird auch durch den hohen Anteil an negativen ΔQ in der mittleren Ganglinie in Abb. 4 widergespiegelt.

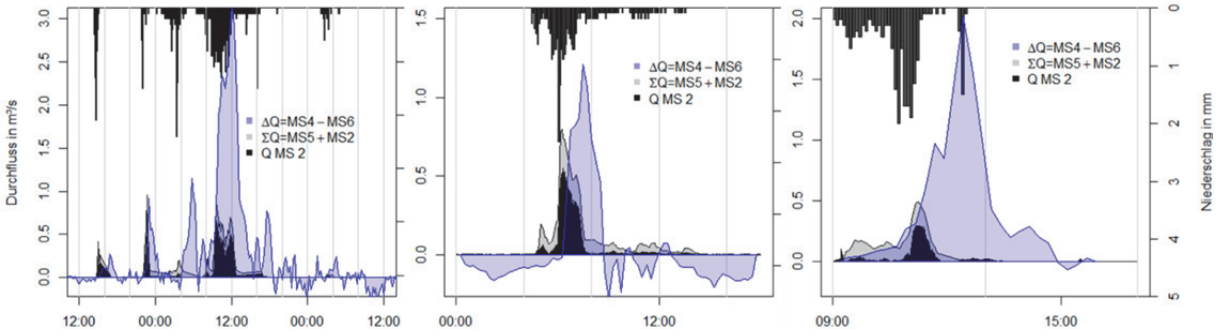


Abb. 4: Durchflussdifferenzen zwischen MS 4 und MS 6 („urbaner Abfluss“ in blau), Durchfluss der Mischwasserentlastung (MS 2) in schwarz und Durchflusssumme von Regenwassereinleitung (MS 5) und Mischwasserentlastung (MS 2) in grau (v.r.n.l.: 13.07.2016, 05.08.2016, 17.09.2016)

Die Hydrographen zeigen, dass sich die Abflussganglinie auf den sechs Kilometern Fließstrecke bei Niederschlagsereignissen stark erhöht. Mischwasserentlastungen und die Einleitung von Regenwasser, das von den versiegelten Flächen abfließt, sind der Grund hierfür. Während das urbane Teileinzugsgebiet schnell und mit hohen Oberflächenabflüssen reagiert, zeigt das ländliche Einzugsgebiet ein weniger dynamisches Verhalten mit deutlich geringeren Durchflussspitzen bei gleicher Regenintensität. Die Betrachtung der Entlastungsganglinien macht deutlich, dass diese stark von Intensität und räumlicher Ausdehnung der Regenzellen abhängen. Am Beispiel der beiden kürzeren Regenereignisse wird ersichtlich, dass die entlasteten Mischwassermengen trotz ähnlichem Gesamtniederschlag hohe Unterschiede aufweisen (2225 m³ und 708 m³). Erklärend für dieses Verhalten ist die Niederschlagzeit mit hohen Intensitäten, die für kritische Abflussspitzen sorgt, die Wehrkanten der Entlastungsbauwerke überfließen können. Die direkte Regenwassereinleitung hingegen verhält sich proportionaler zur Gesamtniederschlagsmenge.

3.2 Ammonium- und Nitratstickstoff

Beispielhaft für die Ereignisdynamik sind die Ganglinien der Ammonium- und Nitratstickstoffkonzentrationen für den Betrachtungszeitraum vom 5.9. bis zum 27.9.2016 in Abbildung 5 dargestellt. Die Messwerte werden minütlich erfasst. Die für die Kläranlagensteuerung aus-

gelegten ionenselektiven Sensoren erfassen die Ammoniumstickstoffkonzentration (NH_4-N), jedoch liegen die Werte an der unteren Nachweisgrenze. Trotz wöchentlicher Kalibration und einer aufwendigen Driftkorrektur unterliegen die Messwerte hohen Unsicherheiten[2]. Im Gegensatz dazu liegt die Nitratstickstoffkonzentration deutlich über der Konzentration von NH_4-N und im Messbereich des Sensors. Bei der Frachtbetrachtung während Niederschlagsereignissen kann man feststellen, dass die Gesamtfracht der Stickstoffspezies trotz einer Verringerung der Konzentration der beiden Parameter zunimmt. Dabei zeigt die Ammoniumfracht ein deutlich dynamischeres Verhalten, mit einer Erhöhung gegenüber der mittleren Trockenwetterfracht um den Faktor 9,29 (MS 6) und 30,7 (MS 4). Im Gegensatz dazu, ist der Anstieg der Nitratfracht weniger ausgeprägt, mit einer Erhöhung um das 3,32-fache (MS 6) bzw. 8,27-fache (MS 4) gegenüber den Werten vor dem Ereignis, dafür dauert die Erhöhung für den gesamten Rückgang der Durchflussganglinie an. Die Veränderungen zwischen den beiden Messstationen für die mittleren Nitratstickstofffrachten in Trocken- und Regenwetterbedingungen fallen gering aus (7% und -9%, bezogen auf die Messungen an der MS 6). Die mittlere Ammoniumstickstofffracht erhöhte sich jedoch im Mittel um 26 % während der niederschlagsrelevanten Ereignisse an der Messstelle unterhalb der Siedlungseinleitungen. Im Trockenwetterfall hingegen unterschieden sich die Frachten nur um -2%.

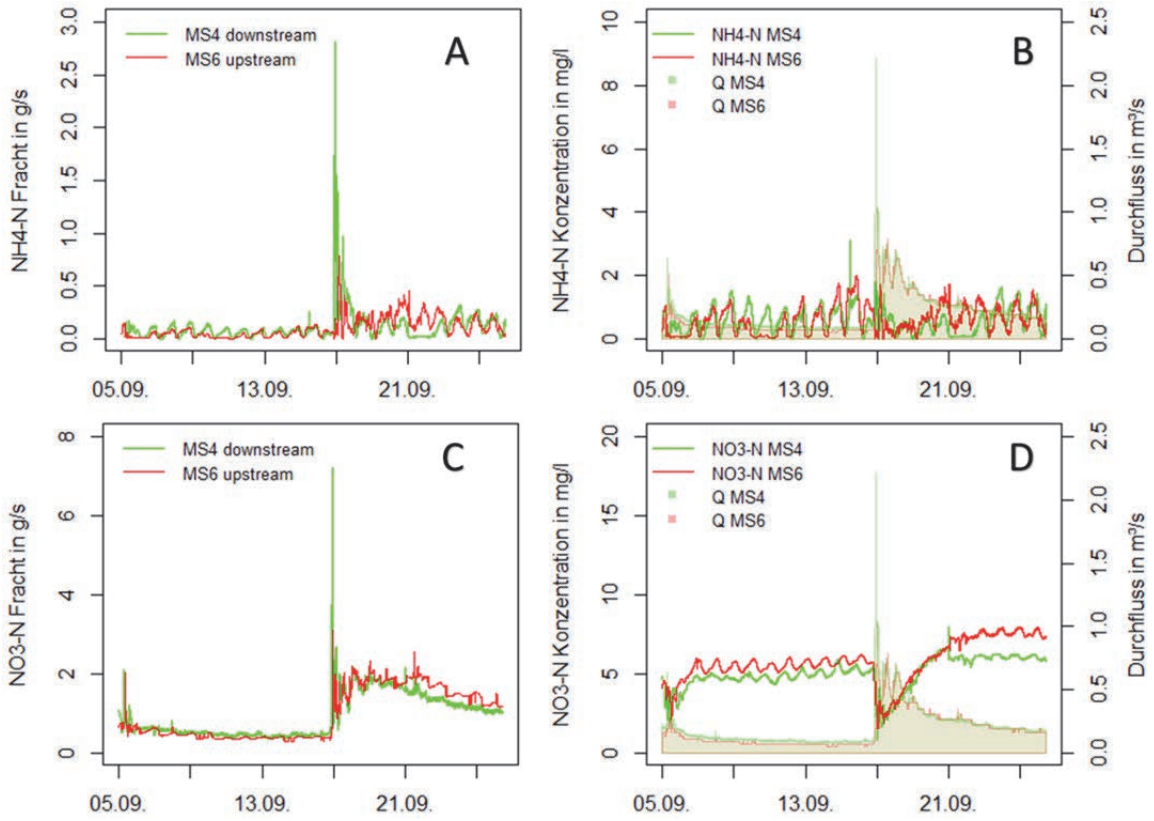


Abb. 5: (A & C) Ganglinien für die Ammonium- und Nitratstickstofffracht, (B & D) Konzentrationsverlauf mit dem Durchfluss an beiden Messstationen in der Zeit vom 5.9. bis 27.9.2016

[2] *Laut Herstellerangabe reicht der Messbereich von 0 bis 1000 mg/l NH_4-N, (Hach, 2012) nach telefonischer Auskunft durch den Technischen Support wird jedoch empfohlen den Sensor erst ab Konzentrationen von >1 mg/l zu verwenden*

3.3 Temperaturdifferenzen im Fließgewässer

Die Wassertemperatur ist ein wichtiger Parameter für z.B. Stoffumsetzungsprozesse und Gaslöslichkeit im Fließgewässer, außerdem ist sie ein limitierender Faktor für das Vorkommen von stenothermen Wasserorganismen. Laut dem OGewV (Oberflächengewässerverordnung, Bundesministerium der Justiz und für Verbraucherschutz, 2016) werden Anforderungen *für den sehr guten ökologischen Zustand und das höchste ökologische Potenzial* und an *den guten ökologischen Zustand und das gute ökologische Potenzial* von Fließgewässern gestellt. Bei dem Lockwitzbach handelt es sich um ein salmonidengeprägtes Gewässer des Metarhithrals (Dußling, 2014), damit gelten jeweils zwischen Sommer und Winter folgende Grenzwerte für die Zustandskategorien:

Tab. 2: Anforderung an salmonidengeprägte Gewässer des Metarhithrals.

Parameter	Sehr guter Zustand	Guter Zustand
T_{max} Sommer (April bis November) [°C]	< 18	≤ 20
T_{max} Winter (Dezember bis März) [°C]	≤ 10	≤ 10

Die mittlere Temperatur an den beiden Fließgewässermessstationen betrug am Stadteingang (MS 6) 14,6° C und weiter flussabwärts (MS 4) 16° C.

Des Weiteren ist diese Temperaturzunahme auch stark tagesganggeprägt, im ländlichen Teileinzugsgebiet ergibt sich eine mittlere tägliche Temperaturdifferenz von 2,2° C, im städtischen Einzugsgebiet hingegen beträgt diese 4° C. Ähnlich verhält es sich auch mit der maximalen aufgezeichneten täglichen Tagesschwankung an der MS 6 mit 6,7° C und der MS 4 mit 8,9° C. Wendet man nun die Vorgaben der OGewV für physikalisch-chemische Qualitätskomponenten auf die Temperaturmessung an den Fließgewässermessstationen an, so wird deutlich, dass das natürliche Einzugsgebiet (MS 6) den Temperaturvorgaben für einen guten Zustand mit wenigen Ausnahmen gerecht wird (siehe Abbildung 5). Die Messstelle im Stadtgebiet (MS 4) hingegen überschreitet mit einer hohen Regelmäßigkeit die Sommertemperaturvorgaben. Mit einer maximalen Temperaturerhöhung von fast neun Grad auf sechs Kilometer Fließstrecke zwischen den beiden Messstellen wird ein deutlicher Einfluss des Stadtgebiets auf das Gewässer erkennbar. Um die Temperaturunterschiede zwischen den Messstellen explizit darzustellen, wurde die tägliche Durchschnittstemperatur gebildet, zusätzlich wurde die Tagesamplitude mitabgebildet (siehe Abbildung 6). Die Wassertemperatur liegt danach im Stadtraum im Sommer deutlich über der des ländlichen Einzugsgebiets, es zeigt sich aber auch, dass sich die Temperaturen zum Herbst stark angleichen und sich der ausgeprägte Sommertagesgang stark verringert. Der natürliche Bachlauf scheint durch die Beschattung im Ober- und Mittellauf von der Sonneneistrahlung abgeschirmt zu werden. Im Gegensatz dazu scheint dieser Effekt im Stadtgebiet durch einen reduzierten Bewuchs deutlich geringer auszufallen. Im Winter kommt es durch die negative Strahlungsbilanz sogar zu einer zeitweise stärkeren Auskühlung an der städtischen Messstelle.

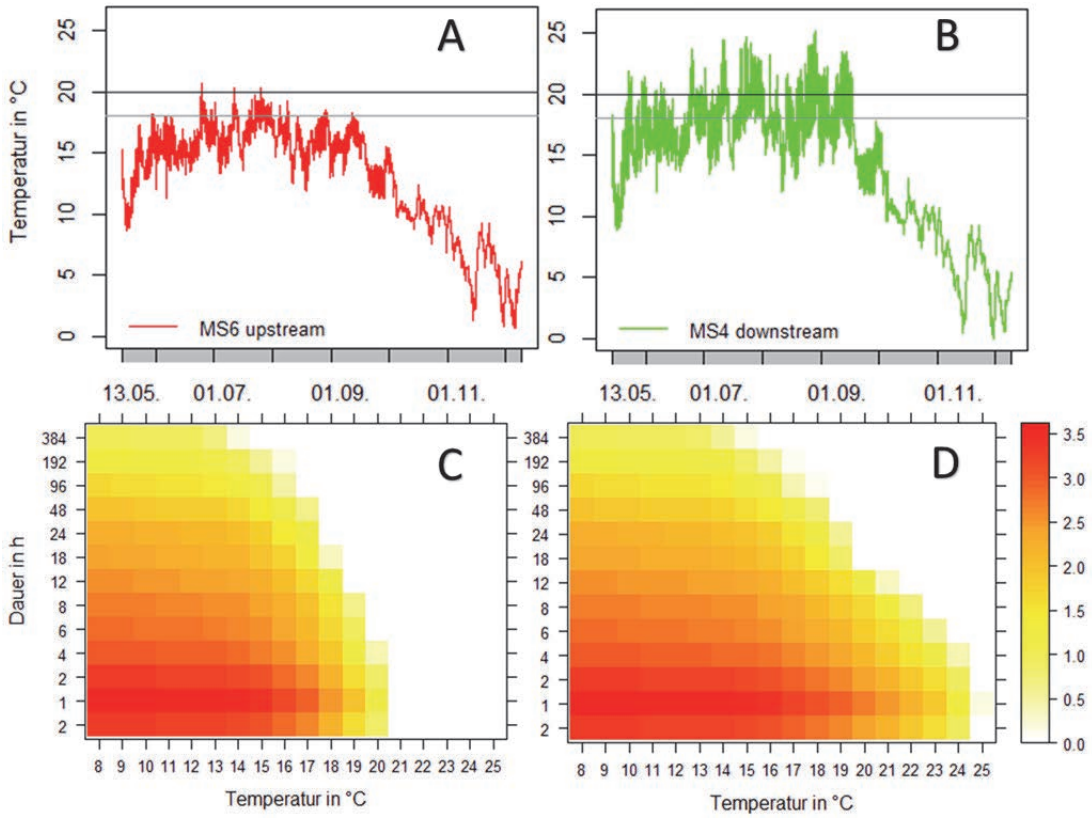


Abb. 6 (*A & B)* Temperaturganglinien an MS 6 (A) und MS 4 (B) (13.05.-07.12.2016) mit den Grenzwerten bei 18° und 20° C *(C & D*) Häufigkeits-Dauer-Diagramm der Temperaturganglinien an MS 6 (C) und MS 4 (D), (Häufigkeiten mit dekadischem Logarithmus transformiert).

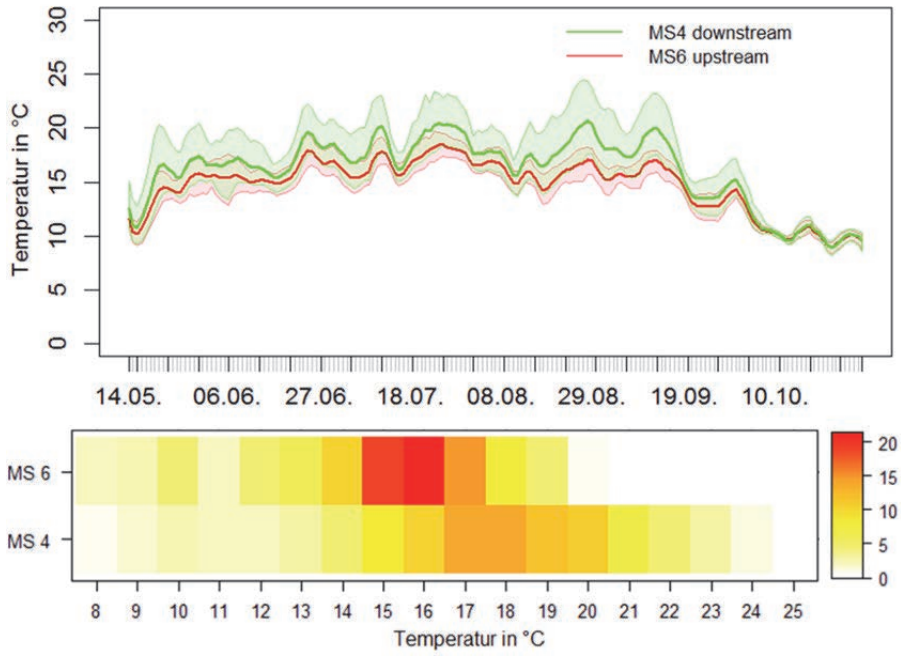


Abb. 7: Mittlere tägliche Wassertemperatur mit Tagesmaximum und -minimum an den Fließgewässermessstationen (geglättet), darunter relative Auftretenshäufigkeit (in %) für den Temperaturbereich an beiden Fließgewässermessstationen.

4. Fazit

Anhand der drei Beispiele wurden Effekte eines urbanen Teileinzugsgebiets auf ein Fließgewässer aufgezeigt. Die erhobenen Daten unterstreichen die Bedeutung hochaufgelöster stofflicher und hydraulischer Messungen für die Belastungscharakterisierung von Niederschlags-Abflussereignissen und für die saisonalen Komponenten von Wassergüteparametern. Sie bilden eine Grundlage für die Untersuchung von Prozessdynamiken und für ein detailliertes Verständnis der Ursache-Wirkungsbeziehungen zwischen Belastungsursachen und ökologischem Zustand. Darüber hinaus bilden die Ergebnisse eine Grundlage für die integrierte Modellierung siedlungshydrologischer Systeme und schließlich für die Bewertung von Belastungsminderungsmaßnahmen.

Literatur

Bundesministerium der Justiz und für Verbraucherschutz, 2016. Verordnung zum Schutz der Oberflächengewässer (Oberflächengewässerverordnung - OGewV).

Deutscher Wetterdienst, 1999. Starkniederschlagshöhen hN(D;T) in Abhängigkeit von der Niederschlagsdauer und der Wiederkehrzeit (Jährlichkeit) für die Stadt Dresden.

Glasgow, H.B., Burkholder, J.M., Reed, R.E., Lewitus, A.J., Kleinman, J.E., 2004. Real-time remote monitoring of water quality: a review of current applications, and advancements in sensor, telemetry, and computing technologies. J. Exp. Mar. Biol. Ecol. 300, 409–448. doi:10.1016/j.jembe.2004.02.022.

Helm, B., Schiffner, S., Krause, T., Grüner S., Weber S., Käseberg, T., Zhang, J., Krebs, P., 2015. Das Urbane Observatorium Dresden - Integriertes Monitoring für ein verbessertes Systemverständnis in der Siedlungswasserwirtschaft. In: Dresdner Wasserbauliche Mitteilungen (53), ISBN 978-3-86780-420-2, S. 561-570.

Hach, 2012. Datenblatt: AN-ISE sc: Kombinationssensor für Ammonium und Nitrat.

Krebs, P., Tränckner, J., Seydel, J., 2012. Abschlussbericht Teilprojekt 3.2.4 REGKLAM Auswirkungen des Klimawandels auf die Emission aus Kanalnetzen - Strategien zur Verringerung der Frachtspitzen.

Landeshauptstadt Dresden, 2010. Gewässersteckbrief Lockwitzbach, Plan Hochwasservorsorge Dresden. Dresden.

Langanke, T., 2017. High Resolution Layer: Imperviousness Change (IMC) 2009-2012 [WWW Document]. GIO Land GMESCopernicus Initial Oper. Land High Resolut. Layers HRLs – Summ. Prod. Specif. URL http://land.copernicus.eu/pan-european/high-resolution-layers/imperviousness/imperviousness-change-2009-2012/view

Lindenberg, M., Günther, S., Seggelke-Krebs, K., 2009. Immissionsorientierte Bewertung von Einleitungen der Stadtentwässerung Dresden in den Lockwitzbach. Dresden.

Merigoux, S., Doledec, S., 2004. Hydraulic requirements of stream communities: a case study on invertebrates. Freshw. Biol. 49, 600–613. doi:10.1111/j.1365-2427.2004.01214.x.

Räumlich kontinuierliche Erfassung des Einflusses von natürlichen Zuflüssen und anthropogenen Einleitungen auf die Wasserqualität mit einem bootgestützten Messsystem

Stefanie Wiek, Christian Koch, Björn Helm, Achim Six, Wolfgang Klehr, Karin Kuhn, Jens Tränckner, Peter Krebs

Zusammenfassung

Etablierte Messungen beschränken sich auf stationäre Messstellen, an denen die stofflichen und hydraulischen Belastungen in einem Gewässerabschnitt repräsentativ erfasst werden. Mit den gewonnenen Daten ist es nur eingeschränkt möglich, Aussagen zum Verlauf der betrachteten Parameter zu treffen oder die Ursachen von Belastungen zu erkennen. Es wurden im Rahmen des Projektes Boot-Monitoring zwei bootgestützte Messsysteme entwickelt, mit denen jeweils ein repräsentatives Mittel- und Tieflandgewässer wiederholt longitudinal befahren wurden. Neben der Ermittlung der Fließgeschwindigkeit wurden Messungen mit einem Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) zur morphologischen Erfassung des Gewässerquerschnitts genutzt. Gleichzeitig wurde ein breites Spektrum an physikalischen und chemischen Wasserqualitätsparametern teilweise redundant mit einer Messfrequenz von ≤ 1 min gemessen und mittels Schöpfproben verifiziert. Erste Ergebnisse zeigen deutliche örtliche und zeitliche Unterschiede auf.

1. Einleitung

Die Europäische Wasserrahmenrichtlinie sieht vor, dass regulär 2015, jedoch nach drei Maßnahmenzyklen bis spätestens 2027, alle Gewässer in einen guten ökologischen und chemischen Zustand erreichen. Die Erfassung des Zustandes beschränkt sich bislang auf einzelne Standorte an Fließgewässern. Bei der Wahl eines geeigneten Messstandortes sollten stoffliche und hydraulische Belastungen in einem Gewässerabschnitt repräsentativ erfasst werden. Die stationäre Datenerhebung zur Wasserquantität und -qualität erfordert Annahmen zum Verlauf der betrachteten Parameter zwischen den Messstellen. Diese können zu epistemischen und aleatorischen Unsicherheiten führen, aber auch zu einer Fehleinschätzung der Belastungsursachen beitragen. Forschungsbedarf besteht daher in der Aufnahme kontinuierlicher, orts- und zeitkonkreter Kenndaten zur Wasserqualität und -quantität.

Im Rahmen des Projektes BOOT-Monitoring wird ein bootgestütztes Messsystem zur räumlich-kontinuierlichen Erfassung der Hydrometrie, Wasserqualität und Morphometrie entwickelt. Im Fokus stehen dabei kleine und mittlere Gewässer, die mit bisher verfügbaren Messbooten (Guerrero et al. 2013) nicht befahren werden können. Bei bisherigen bootsgestützten Messungen wurden vorwiegend Multiparametersonden verwendet (Mei et al. 2011, Casper et al. 2012). Ziel im Projekt Boot-Monitoring ist es, mit einem breiten Spektrum von Sensoren und einem modularen Aufbau, viele unterschiedliche Befahrungssituationen abdecken zu können. Eine redundante Erfassung der Parameter mit unterschiedlichen Messprinzipien erlaubt es, die erhobenen Messwerte zu plausibilisieren. Durch georeferenzierte Messungen können die Daten sowohl im zeitlichen als auch im räumlichen Kontext ausgewertet werden. Eine zentrale Steuerungseinheit regelt das Energie- und Datenmanagement.

2. Untersuchungsbiete

Um eine Übertragbarkeit der eingesetzten und entwickelten Analyseverfahren auf unterschiedliche Gewässertypen zu gewährleisten, findet die Entwicklung des Messbootes an zwei Gewässern statt. Die Tollense in Mecklenburg-Vorpommern repräsentiert dabei Gewässertypen des Tieflandes. Die Freiberger Mulde ist ein sächsischer Vertreter von Gewässern des Hügel und Berglandes.

2.1 Freiberger Mulde

Die Freiberger Mulde ist ein silikatischer Fluss der Mittelgebirge. Im Rahmen des Projekts steht zunächst der zwölf Kilometer lange Abschnitt zwischen Döbeln und Westewitz im Vordergrund. Die Messtrecke ist in Abbildung 1 hellblau dargestellt. Auf dieser Messstrecke können die unterschiedlichsten Einflussfaktoren auf die Gewässercharakteristik untersucht werden. Das urbane Gebiet rund um Döbeln entwässert mit einem Mischsystem in die Freiberger Mulde. Aufgrund der Topographie reagiert das Entwässerungssystem im Regenwetterfall schnell und erzeugt dadurch ausgeprägte hydraulische und stoffliche Belastungsspitzen. Die zwei Querbauwerke im derzeitigen Messabschnitt stellen zum einen Wanderbarrieren für aquatische Organismen dar, zum anderen können sie den Sedimenttransport erheblich beeinträchtigen und in längeren Aufstaubereichen zu einer signifikanten Veränderung der Gewässereigenschaften beitragen. Gleichzeitig kommt es an einem Querbauwerk zu einer Ableitung von Wasser in ein Sägewerk, dieses wird erst 200 m unterstrom wieder eingeleitet. Auf diesem Abschnitt sind aufgrund des sehr geringen Wasserstandes und starker Verkrautung keine Messungen möglich, weshalb es zu einer Unterbrechung der Messstrecke kommt. Die Rückführung der großen Wassermenge bedeutet eine zusätzliche hydraulische Belastung für das Gewässer. Direkt unterhalb dieses Querbauwerkes befindet sich als mögliche Schadstoffquelle der Kläranlagenauslass der Stadt Döbeln. Der größte natürliche Zufluss in die Freiberger Mulde im Messgebiet ist die Zschopau. Im weiteren Projektverlauf ist eine systematische Erweiterung des Untersuchungsgebietes stromabwärts vorgesehen.

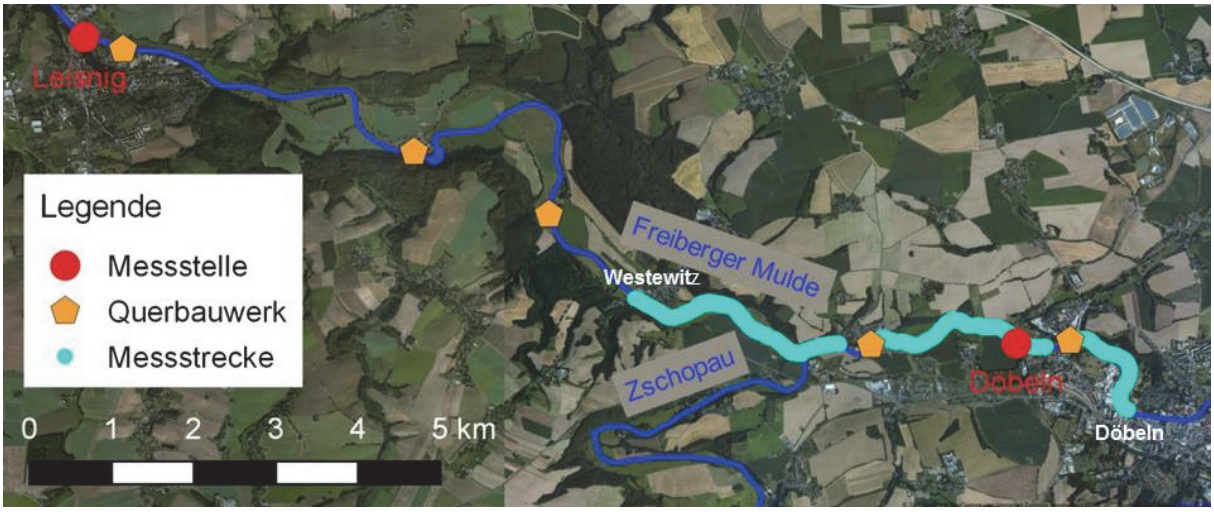


Abb. 1: Derzeitige Messstrecke in der Freiberger Mulde mit den in der Nähe befindlichen Oberflächenmessstellen und Querbauwerken.

2.2 Tollense

Bei der Tollense handelt es sich um einen organisch geprägten Tieflandfluss, dessen Belastungen aus diffusen Punktquellen der landwirtschaftlichen Drainagesysteme stammen. Der untere Flussabschnitt wird durch Rückstau aus der Peene beeinflusst. In bisher 4 Messkampagnen wurde der 28 km lange projektierte Abschnitt des Flusses zwischen Klempenow und Demmin (Abbildung 2) komplett befahren, bei der sich der Augraben als einzige signifikante Punktquelle herausstellte. Im untersuchten Abschnitt wurde das Gerinne zu einem gleichmäßigen Trapezprofil ausgebaut. Dieser begünstigt durch die geringe resultierende Fließgeschwindigkeit das Wachstum von Makrophyten und die Akkumulation von Sedimenten, was zu hohen Kosten bei der Unterhaltung des Gewässerabschnittes durch das Staatliche Amt für Landwirtschaft und Umwelt Mecklenburgische Seenplatte (Stalu MS) führt (Krautung Grundräumung). Daher ist es ein Ziel diese Mechanismen besser zu verstehen, um die Gewässerbewirtschaftung zu optimieren.

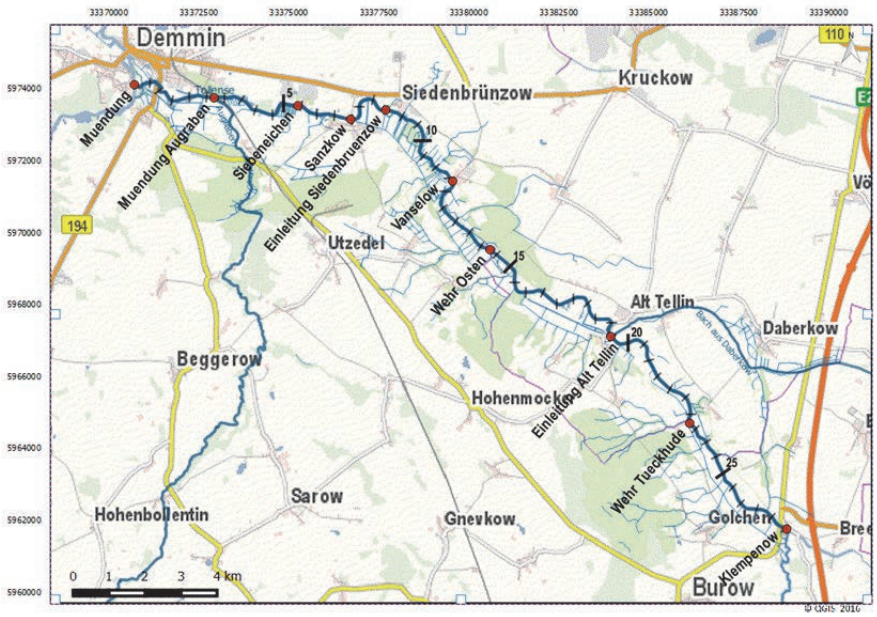


Abb. 2: Derzeitige 28 km lange Messstrecke in der Tollense zwischen Klempenow und Demmin.

3. Messsystem

Es wurden zwei Messkonfigurationen entwickelt, die den unterschiedlichen Randbedingungen der untersuchten Gewässer Rechnung tragen. Durch die starke Tiefenvarianz in Kombination mit häufigen Querbauwerken wird an der Freiberger Mulde ein Schleppverband bestehend aus Schlauchboot und Sondenträger verwendet. Das Schlauchboot wird neben der Steuerung auch zum Transport der zentralen Steuer- und Speichereinheit verwendet. Der Messaufbau ermöglicht ein Umtragen der Querbauwerke und besitzt gleichzeitig einen so geringen Tiefgang, dass eine Befahrung ab einen Wasserstand von 10 cm möglich ist. Die lange Befahrungsstrecke, kombiniert mit der geringen Fließgeschwindigkeit der Tollense erfordert eine motorgestützte Befahrung, welche aufgrund der größeren Wassertiefe auch

mit einem größeren Boot realisierbar ist. Aufgrund der starken Verkrautung wird ein leistungsstarker Benzinmotor genutzt.
In Abbildung 3 sind die Sensoren zur Bestimmung der Wasserqualitätsparameter und der Hydrometrie zusammengefasst. Bei den Wasserqualitätsparametern soll ein möglichst breites Spektrum abgedeckt werden, bei gleichzeitig redundanter Messung mit unterschiedlichen Messprinzipien. Die teilweise unterschiedliche Instrumentierung spiegelt auch unterschiedliche Teilfragestellungen wieder: die Schwermetallbelastung durch Kupfer ist in der Freiberger Mulde infolge des Altbergbaus vordringlich. Für ein verbessertes Verständnis der Makrophyten und Primärproduktion in langsam fließenden Gewässern soll die räumlich differenzierte Messung von photosynthetisch nutzbarer Strahlung in der Tollense beitragen. Die Fließgeschwindigkeit wird kombiniert mittels ADCP, Ultraschallkreuzkorrelation und Magnetisch Induktiven Durchflussmesser (MID) längskontinuierlich erfasst und mit herkömmlichen Querbefahrungen zur Extrapolation eines längskontinuierlichen Durchflussprofils kombiniert.

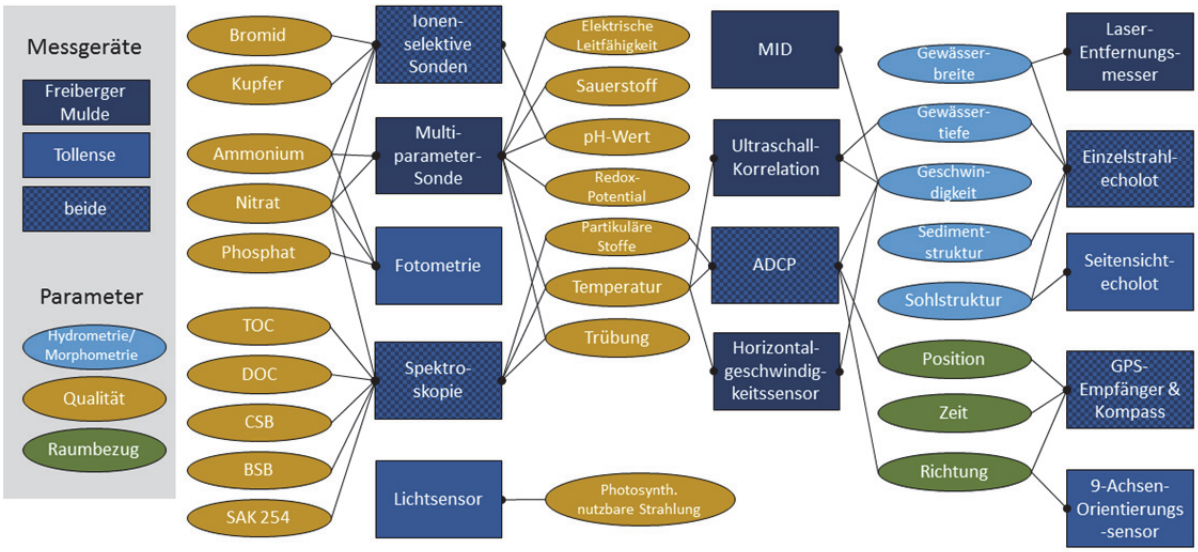


Abb. 3: Verwendete Messgeräte und Messgrößen für das modulare Messsystem, die Messgrößen für die Spektroskopie sind: gesamter organischer Kohlenstoff (TOC), gelöster organischer Kohlenstoff (DOC), chemischer Sauerstoffbedarf (CSB), biologischer Sauerstoffbedarf (BSB), Spektraler Absorptions-Koeffizient bei einer Messwellenlänge von 254 nm (SAK 254).

4. Messergebnisse

Aus der Synopse von Durchfluss- und Konzentrationswerten können Profile der Stofffrachten abgeleitet werden. Zurzeit dienen längskontinuierlich verfügbare Messwerte für Gewässertiefe und Gewässerbreite zur Approximation des durchflossenen Querschnitts. Für die Geschwindigkeit wird der Mittelwert der überfahrenen Lotrechten angenommen. Diese Messanordnung ermöglicht es Eintrags-, Umsatz- und Transportprozesse längskontinuierlich zu quantifizieren.

4.1 Nitratkonzentration und Frachten an der Freiberger Mulde

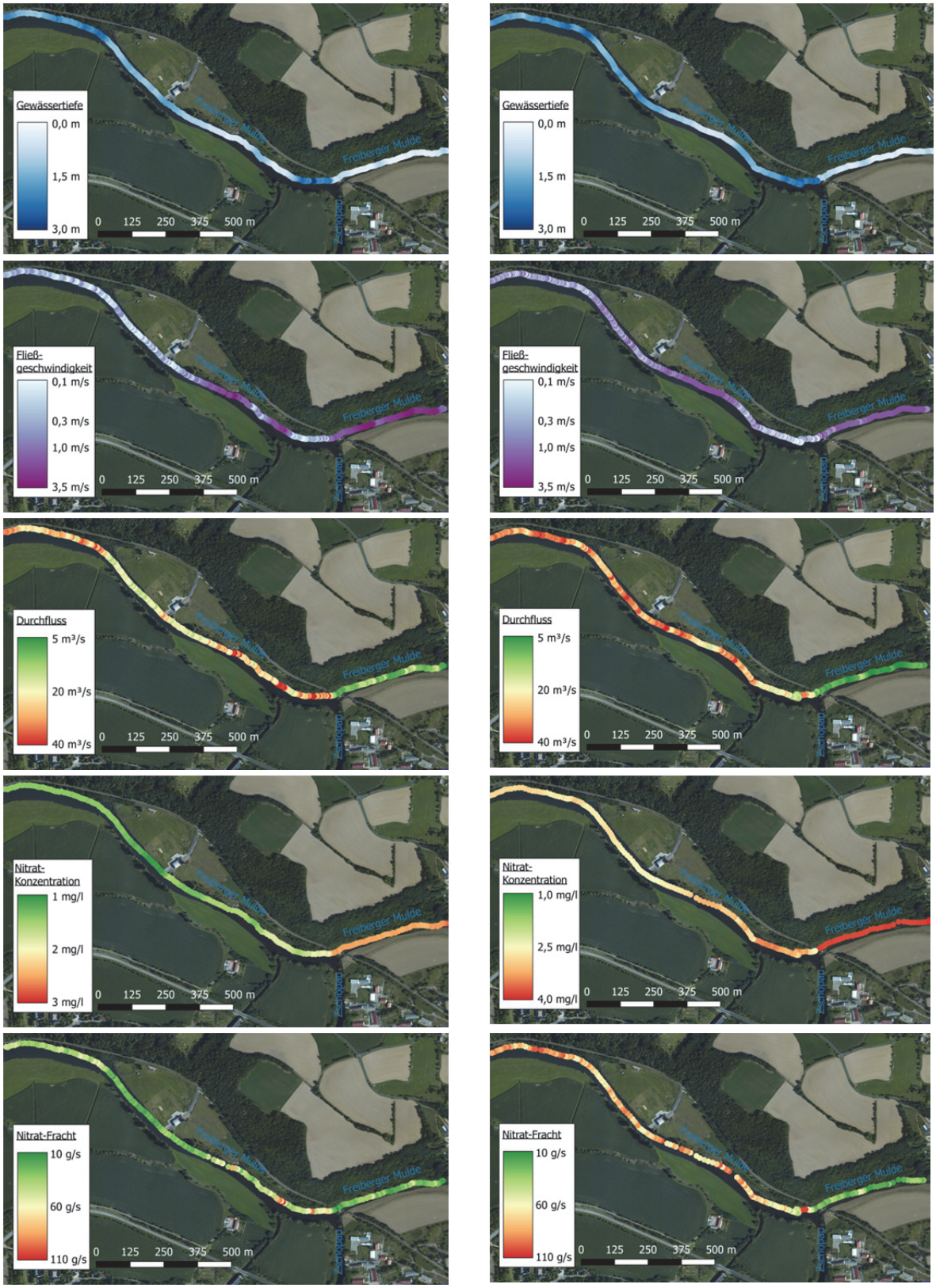


Abb. 4: Messergebnisse der Gewässertiefe, Fließgeschwindigkeit und Nitratkonzentration für die Messfahrten vom 14.09.2016 (links) und 26.09.2016 (rechts) mit den daraus berechneten Werten des Durchflusses und der Nitratfracht.

Bespielhaft soll der Mess- und Auswerteansatz am Beispiel einer spektroskopischen Nitratmessung in Abbildung 4 für zwei Messfahrten im September 2016 demonstriert werden. Die Freiberger Mulde wurde longitudinal an der Stelle mit der schnellsten Strömung befahren. Die Messwerte des Wasserstandes und der Fließgeschwindigkeit wurden den ADCP-Messungen entnommen und daraus der Durchfluss mittels ersten Abschätzungen zur Morphologie berechnet. An dem in Abbildung 4 dargestellten 2 km langen Abschnitt am Zufluss der Zschopau in die Freiberger Mulde kann eine starke kleinräumige Variabilität nachgewiesen werden. Neben der zu erwartenden Varianz der Fließgeschwindigkeit, die an den Wasserstand gekoppelt ist, kommt es nach dem Zufluss der Zschopau zu zusätzlichen starken Schwankungen in den Messungen der Fließgeschwindigkeit durch hohe Turbulenzen. Diese erschweren eine Abschätzung des Durchflusses, weshalb Fragmente mit plötzlich geringeren Durchflüssen entstehen. Die Nitratkonzentration verringert sich bei beiden Messfahrten nach dem Zufluss der Zschopau, trotzdem kommt es im Unterschied zur ersten Messfahrt zu einem Anstieg der Nitratfracht während der zweiten Messfahrt. Die Hauptfracht an Nitrat wird durch die Freiberger Mulde transportiert, während der zweiten Messfahrt kommt es aber zusätzlich zu einem Eintrag von Nitrat über die Zschopau. Dies könnte unter anderem durch starke Regenfälle von bis zu 40 mm im Einzugsgebiet eingetragen worden sein.

4.2 Weitere Parameter an der Freiberger Mulde

Die Ergebnisse aus der Analyse der Nitratkonzentrationen werden in den parallel durchgeführten Messungen zu den gelösten Stoffen bestätigt. In den Abbildungen 5 und 6 wurde eine klassische grafische Darstellung gewählt. Die abgebildete Messstrecke ist identisch geblieben. Jeweils bei einer gefahrenen Strecke von 500 m mündet die Zschopau in die Freiberger Mulde. Ebenfalls kommt es bei beiden Messfahrten zu einer Verdünnung der Konzentration an gelösten Stoffen. Die Messwerte wurden aus einer Umrechnung der gemessenen Leitfähigkeit gewonnen. Sowohl in den gewonnenen Durchflüssen, als auch in den Konzentrationen zeigen sich die Strömungsturbulenzen im Zusammenfluss, die mindestens über 1 km anhalten und die Messungen stark beeinflussen.

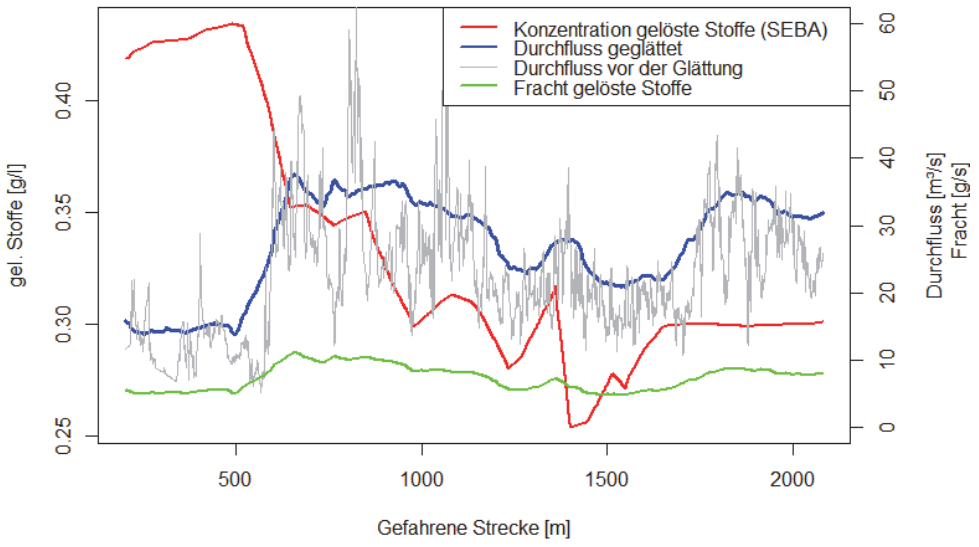


Abb. 5: Verlauf der Konzentration der gelösten Stoffe, des berechneten Durchflusses und der daraus ergebenen Fracht in Fließrichtung (Messfahrt am 14.09.2016).

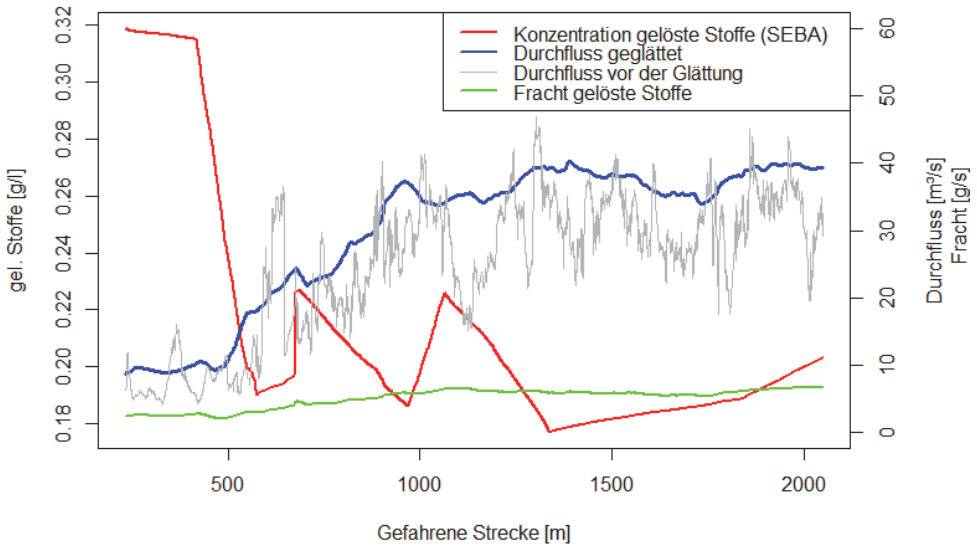


Abb. 6: Verlauf der Konzentration der gelösten Stoffe, des berechneten Durchflusses und der daraus ergebenen Fracht in Fließrichtung (Messfahrt am 26.09.2016).

Als weiterer Parameter wird die Trübung vorgestellt. Diese wird redundant sowohl mit einer Multiparametersonde als auch mit einer Spektroskopiesonde ermittelt. In den Ergebnissen in Abbildung 7 und 8 ist zu erkennen, dass sich beide Ergebnisse gut vergleichen lassen. Unterschiede entstehen durch die bisher niedrigere Messfrequenz der Multiparametersonde. Hier zeigt sich, dass die Zschopau vor dem Regenereignis eine höhere Trübung aufweist. Nach dem Regenereignis ist die Trübung in beiden Flüssen nahezu identisch.

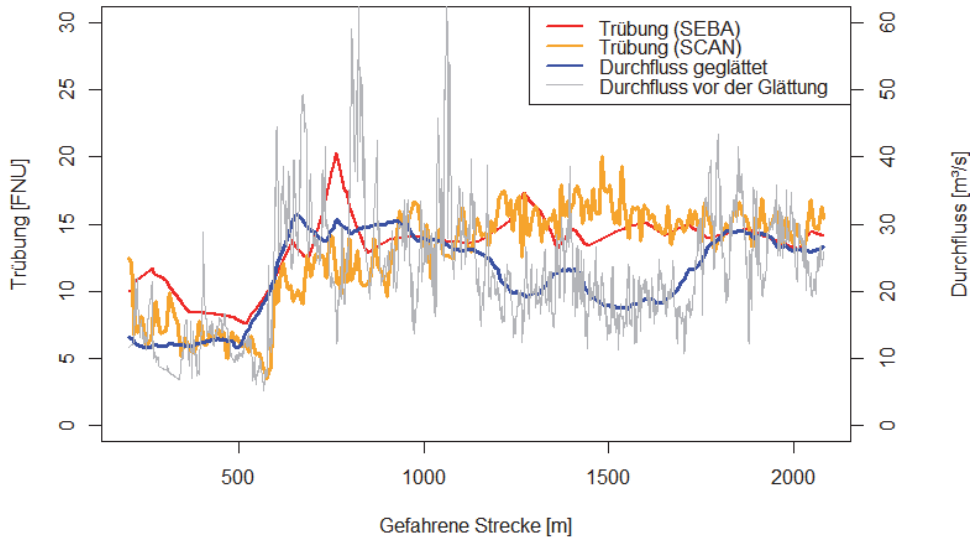


Abb. 7: Verlauf des berechneten Durchflusses und der Trübung, ermittelt aus der Messung einer Spektroskopiesonde der Firma SCAN mittels molekularer Absorptionsmessung und einer Multiparametersonde der Firma SEBA mittels Reflexionsbestimmung in Fließrichtung (Messfahrt am 14.09.2016).

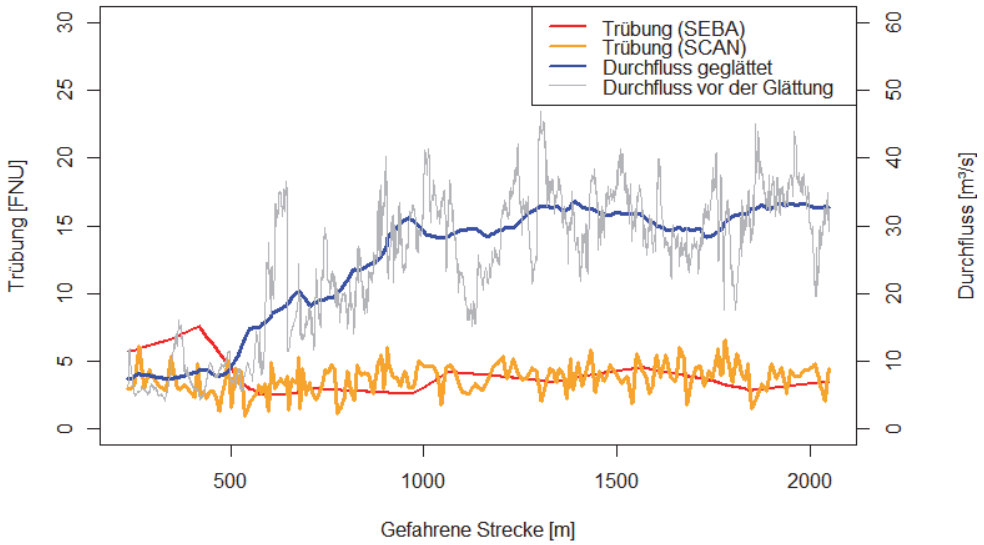


Abb. 8: Verlauf des berechneten Durchflusses und der Trübung, ermittelt aus der Messung einer Spektroskopiesonde der Firma SCAN mittels molekularer Absorptionsmessung und einer Multiparametersonde der Firma SEBA mittels Reflexionsbestimmung in Fließrichtung (Messfahrt am 26.09.2016)

4.3 Nitratkonzentration und Frachten an der Tollense

Für die Darstellung der Ergebnisse wurde der 10 km lange Abschnitt vor der Mündung der Tollense in die Peene ausgewählt, da auf diesem Abschnitt der Augraben in die Tollense mündet. Die Ergebnisse für die Messungen sind in Abbildung 9 dargestellt

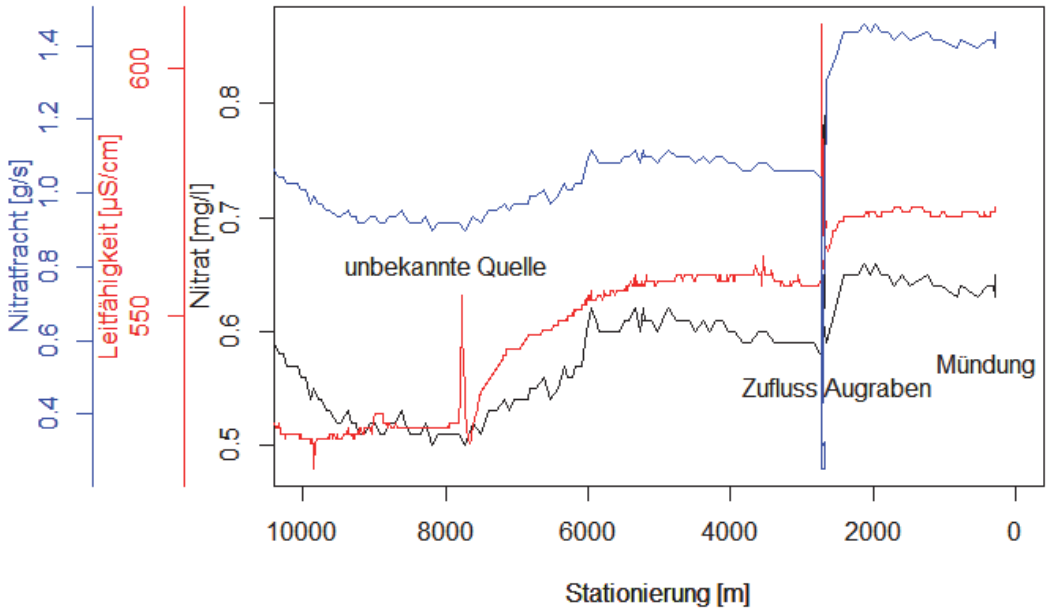


Abb. 9: Verlauf der Leitfähigkeit (rot), der Nitratkonzentration (schwarz) und der Nitratfracht (blau)

Die Nitratwerte wurden mit Stichproben und monatlichen Messungen des Stalu MS plausibilisiert. Bei der Gegenüberstellung von Nitrat und Leitfähigkeit zeigt sich, dass Nitrat der Leitfähigkeit folgt auch bei dem Zufluss des Augrabens. Der Peak bei Station 2800 m spiegelt die Konzentration im Augraben wieder, da mehrere Meter mit dem Boot in den Zufluss hineingefahren wurde. An einer Unbekannten Quelle bei etwa 7800 m zeigt die Leitfähigkeit einen Peak das Nitrat jedoch nicht, worauf ein gleichmäßiger Anstieg von Nitrat und Leitfähigkeit folgt. Die Ursache für solche Phänomene ist bisher noch nicht vollständig geklärt. Vermutet wird eine Überlagerung longitudinaler Einmischungsprozesse mit parallel ablaufenden Transformationsprozessen stickstoffhaltiger Verbindungen. Dieser Vorgang lässt darauf schließen dass es bei ausschließlicher Befahrung im Stromstrich schwierig wird, Quellen sicher zu lokalisieren.
Der Durchfluss wurde mittels ADCP Quermessung vor und nach dem Augraben bestimmt, Die Bestimmung des Durchflusses aus dem Geschwindigkeitsprofil in der Strommitte ist in der durch Verkrautung und Verwirbelung geprägten Tollense nicht möglich. Die nachfolgende Massenbilanz in Tabelle 1 zeigt, dass die Einmischung bereits nach 200 m abgeschlossen ist.

Tabelle 1: Durchfluss und Massenbilanz von Nitrat für die Messstrecke der Tollense

	Durchfluss [m³/s]	Konzentration NO3-N [mg/l]	Fracht NO3-N [g/s]
Tollense	1,8005	0,59	1,062295
Augraben	0,4095	0,86	0,35217
Frachtsumme Tollense und Augraben	2,21		1,414465
Tollense 200 m nach Zusammenfluss	2,21	0,64	1,4144

5. Ausblick

Um die starken Unsicherheiten in der Durchflussbestimmung zu verringern, muss die Hydrometrie genauer erfasst werden. Hierfür sollen Daten aus mehreren Messgeräten miteinander kombiniert werden. Zur Erfassung der Morphologie soll ein Einzelstrahl-Echolot an den Sondenträger angebracht werden. Dieses wird geschwenkt und die Ausrichtung über Neigesensoren ermittelt. Das Signal wird mit den bereits vorhandenen Tiefeninformationen aus den Einzelbeams des ADCP verbunden. Eine Interpolation der punkt- und linienförmig erfassten Messdaten erfolgt unter Nutzung geografischer Methoden, z.B. Inverse Distance Weighted (IDW) oder Kriging. Um eine bessere Extrapolation des Durchflusses zu ermöglichen, werden zusätzliche Fließgeschwindigkeiten im Querprofil über ein Horizontal-ADCP gemessen.
Im Projekt BOOT-Monitoring wird ein Messsystem entwickelt, dass die Erfassung von Gewässereigenschaften entlang der Fließstrecke ermöglicht. Multiskalige Satellitendaten werden einbezogen, um Gewässerkörper und Gewässerumfeld integriert zu beschreiben und zu bewerten. Auf Grundlage der räumlich und zeitlich hoch aufgelösten Daten können Prozesse des Stofftransports quantifiziert und defizitäre Gewässerabschnitte lokalisiert werden. Sie

bilden damit die Grundlage um Bewirtschaftungs- und Entwicklungsmaßnahmen des Gewässers auf Grundlage der verbesserten Beschreibung in Simulationsmodellen zu bewerten, Handlungsempfehlungen abzuleiten und deren Wirksamkeit nachzuweisen.
Erste Ergebnisse zur längskontinuierlichen Bewertung der Gewässerstrukturgüte basieren auf der Auswertung von Fernerkundungsdaten (Hunger et al. 2016) sollen den Ergebnissen der bootgestützten Messungen kombiniert und erweitert werden. Hierfür wird sich an den Vorgaben der Übersichtsverfahren der Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA, 2003) orientiert.
Das Forschungsvorhaben BOOT-Monitoring (FKZ 033W039A) wird vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) gefördert.

Literatur

Casper, A., Dixon, B., Steimle, E., Hall, M., & Conmy, R., 2012. Scales of heterogeneity of water quality in rivers: In-sights from high resolution maps based on integrated geospatial, sensor and ROV technologies, Applied Geography 32, 455-464.

Guerrero, M., Frederico, V., Lamberti, A., 2013. Calibration of a 2-D morphodynamic model using water-sediment flux maps derived from an ADCP recording, Journal of Hydroinformatics 15, 813-828.

Hunger, S., Karrasch, P. and Wessollek, C., 2016. Evaluating the potential of image fusion of multispectral and radar remote sensing data for the assessment of water body structure. In SPIE Remote Sensing, International Society for Optics and Photonics, 999814-999814-11.

LAWA - Länderarbeitsgemeinschaft Wasser, 2003. Arbeitshilfe zur Umsetzung der EGWasserrahmenrichtlinie.Teil 1: Einführung; http://lawa.de/documents/Arbeitshilfe_30-04-2003_314.pdf.

Mei, K., Zhu, Y., Liao, L., Dahlgren, R., Shang, X., & Zhang, M., 2011. Optimizing water quality monitoring networks using continuous longitudinal monitoring data: a case study of Wen-Rui Tang River, Wenzhou, China. Journal of Environmental Monitoring 13(10), 2755-2762.

Entwicklung eines Messnetzes zur Erfassung der kleinräumigen Variabilität schneehydrologischer Prozesse im subalpinen Raum in der unteren Mesoskala

Matthias Kopp, Wolfgang Rieger, Jakob Garvelmann, Benjamin Fersch, Markus Disse, Harald Kunstmann

Zusammenfassung

Die Entwicklung der Schneedecke im Verlauf des Winters wird im subalpinen Raum von vielen verschiedenen, räumlich sehr variablen Faktoren, wie der Exposition und der Landnutzung beeinflusst. Dies führt zu einer stark heterogenen Verteilung der Schneehöhe, beziehungsweise des Schneewasseräquvalents (SWE) in subalpinen Einzugsgebieten. Zur Messung der räumlichen Variabilität der Schneedeckekennwerte und zur Evaluierung von (schnee)hydrologischen Modellierungsmethoden führen der Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement der Technischen Universität München und das Institute of Meteorology and Climate Research – Atmospheric Environmental Research des Karlsruhe Institute of Technology experimentelle Messungen im Einzugsgebiet des Dreisäulerbachs in den Ammergauer Alpen durch. Die Daten aus dem Gebiet zeigen, dass mit dem Messkonzept die relevanten Schneeprozesse, sowie die räumliche und zeitliche Heterogenität der Schneehöhe und des SWE erfasst werden können.

1. Motivation

Durch die Vielzahl von Einflussgrößen auf die Prozesse der Scheeakkumulation und der Schneeablation, wie die Waldbedeckung, die Höhenlage, die Exposition des Standortes oder die herrschende Windverfrachtung (siehe z.B.: Elder et al., 1991, Jost et al., 2007), ergibt sich für subalpine Einzugsgebiete eine stark heterogene Verteilung der Schneedecke. Insbesondere unterscheidet sich der subalpine vom alpinen Raum im Auftreten von mehreren Schneeakkumulations und -ablationsphasen während eines Winters mit mehrmaligem Aufbau und komplettem Abschmelzen der Schneedecke, wodurch eine korrekte Modellierung der Schneedecke erheblich erschwert wird.

Sowohl für die 1-D-Simulation von Schneedecken, als auch in der Anwendung von 2-D-Schneemodellen wird die sogenannte Energiebilanzmethode zur Modellierung der Schneeschmelze schon seit geraumer Zeit erfolgreich eingesetzt (siehe z.B.: Strasser et al., 2010; Rutter et al., 2009, Liston and Elder, 2006). Aber auch in physikalisch-basierten hydrologischen Modellen werden komplexe Energiebilanzmethoden zur Simulation der Schneeschmelze immer häufiger verwendet (Warscher, 2014). Zur Zeit wird daran gearbeitet, die bereits existierenden, detaillierten Modellierungsmethoden für die reine Schneedeckensimulation auf flächenverteilte Niederschlags - Abfluss Modelle zu übertragen und diese dadurch zu verfeinern. Dabei stellt sich die Frage nach den skalenabhängigen dominanten Prozessen und nach geeigneten, einfach zu erhaltenden, räumlichen Parametrisierungen für die neuen Modellansätze, um ein Upscaling der Methoden zu ermöglichen.

Hopmans and Pasternack (2006) beschreiben wie experimentalhydrologische Versuchsaufbauten zur Evaluation der Resultate neuer Modellierungsmethoden und zur Sicherstellung hinreichend guter Paramenterisierungen der numerischen Modelle verwendet werden können. Aufgrund seiner hohen räumlichen Variabilität stellt der subalpine Raum besonders große Anforderungen an die Modelle zur Simulation von Schnee-

prozessen und eignet sich somit sehr gut, die Güte der verwendeten Modellierungsmethoden zu evaluieren.
Das im vorliegenden Beitrag vorgestellte Messkonzept ist Bestandteil eines vom Bayerischen Landesamt für Umwelt beauftragten Forschungsvorhabens, das die qualitative Bewertung der Anwendung moderner Ansätze zur Modellierung von Schneeprozessen in flächenverteilten, hydrologischen Simulationen anhand von Messergebnissen aus experimentalhydrologischen Einzugsgebieten zum Ziel hat. Es wird überprüft, ob durch ein Upscaling der erprobten Modellierungsansätze auf größere Einzugsgebiete eine verbesserte Vorhersage der durch Schmelzprozesse befeuerten Hochwasserereignisse im süddeutschen Raum möglich ist.

2. Messmethoden

Mit dem, in Kooperation mit dem Institute of Meterology and Climate Research des Karlsruhe Institute of Technology in Garmisch-Partenkirchen, aufgebauten Messnetz im Dreisäulerbach-Einzugsgebiet in den Ammergauer Alpen (siehe Übersichtskarte Abbildung 1) verfügt der Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement der Technischen Universität München über ein Messgebiet zur Erfassung von Schneeprozessen im subalpinen Raum. Der Fokus der Messungen in diesem Gebiet liegt auf den Auswirkungen verschiedener Landnutzungsarten und der unterschiedlichen Topographie (z. B.: der Exposition und der Höhenlage) auf die Schneedecke und ihres Energiehaushalts.

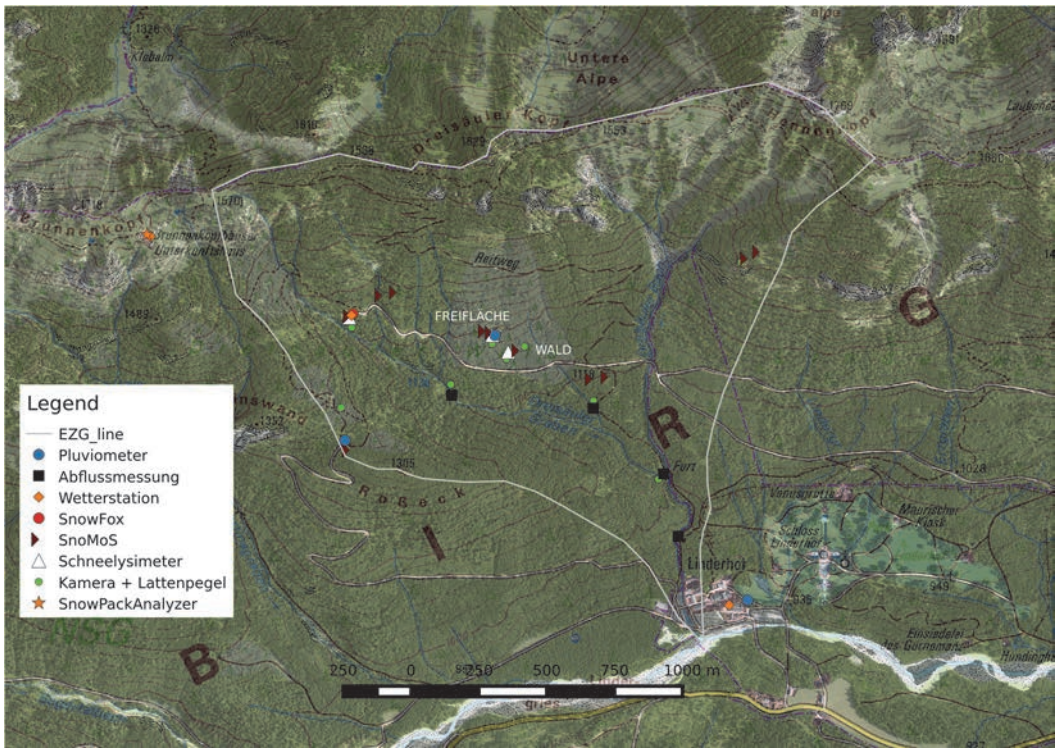


Abb. 1: Karte des Messnetztes im Dreisäulerbach-Einzugsgebiet in den Ammergauer Alpen mit den Standorten der einzelnen Messgeräte.

Die dabei zum Einsatz kommenden Instrumente ermöglichen das Aufstellen der einzelnen Bestandteile der Energiebilanz und somit die Parameterisierung und Validierung der physikalisch basierten Schneemodelle. Im Folgenden wird die Messmethodik anhand der Beschreibung des Messnetzes im Dreisäulerbacheinzugsgebiet erläutert.

Durch seine wechselhafte Topographie eignet sich das Dreisäulerbacheinzugsgebiet sehr gut um die kleinräumige Variabilität der Schneedecke zu erfassen. Die geodätische Höhe reicht von 950 m üNN an der Mündung des Dreisäulerbaches in die Linder bis zu 1769 m üNN am Hennenkopf. Im Gebiet findet man sowohl südlich exponierte Hänge als auch Hanglagen mit nördlicher Ausrichtung. Die Hangneigung nimmt mit steigender Höhe stark zu. Das Einzugsgebiet ist überwiegend von Nadelwald bedeckt. Es kommen jedoch auch Mischwälder und reine Laubwälder, sowie vor allem in höheren Lagen, freie Wiesenflächen vor. Die eingesetzte Messtechnik soll die Auswirkungen dieser Heterogenitäten auf die Schneedecke herausarbeiten.

In Zusammenarbeit mit der Meter Group AG entwickelte der Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement der Technischen Universität München wägbare Schneelysimeter, die speziell für den Einsatz im subalpinen Bereich gedacht sind. Sie bestehen aus einer dreieckigen Edelstahlwanne (siehe Konstruktionszeichnung Abb.2), an deren spitzen Ende sich ein Abfluss zu einer im Erdreich vergrabenen Kippwaage befindet, die den Ausfluss aus der vier Quadratmeter großen Wanne registriert. Das Gewicht, der mit Substrat gefüllten Wannen wird über drei Wägezellen gemessen.

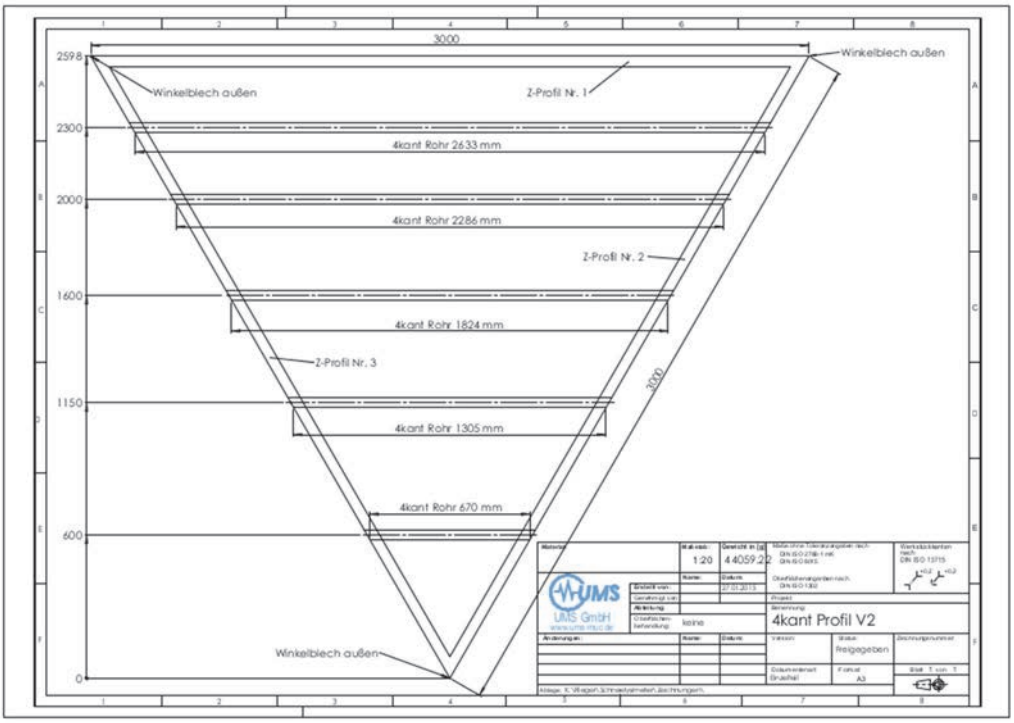


Abb. 2: Konstruktionszeichnung der Edelstahlwanne und des Unterbaus der Schneelysimeter. (c) Meter Group AG.

Die Schneelysimeter erfassen sowohl das Schneewasseräquivalent (SWE), als auch den Wasserausfluss aus der Schneedecke in sehr hoher zeitlicher Auflösung und kommen im Dreisäulerbach in Kombination mit einem Netto-Radiometer in vierfacher Ausführung zum Einsatz. Durch eine zusätzliche, kameraüberwachte Messlatte an jedem Lysimeter lässt sich auch die Dichte der Schneedecke ermitteln. Mit Hilfe dieses Messaufbaus kann die Simulation der Energiebilanz der Schneedecke punktuell und detailliert evaluiert werden. Zwei Schneelysimeter sind als Messpaar installiert, deren Standorte sich nur hinsichtlich der vorherrschenden Landnutzung (Nadelwald und Freifläche) unterscheiden und somit deren Auswirkungen dokumentieren. Abbildung 3 zeigt den Geräteaufbau auf einer Freifläche im Gebiet.



Abb. 3: Messaufbau des Schneelysimeters auf einer Freifläche im Gebiet.

Die Installation von mobilen SnoMoS Messstationen (siehe Abbildung 4) (Pohl et al., 2014) zur kontinuierlichen Messung von Schneehöhe und Schneeoberflächentemperatur, sowie meteorologischen Parametern (Lufttemperatur, relative Feuchte, Luftdruck, einfallende und abgehende Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit) an vielen verschiedenen Standorten im Untersuchungsgebiet sind ein weiterer wichtiger Bestandteil des Messkonzeptes zur Erfassung der räumlichen Variabilität der Schneedecke. Außerdem sind im gesamten Areal verteilt Messlatten installiert, die mit Hilfe von Zeitrafferaufnahmen, neben der Schneehöhe Informationen über wichtige Prozesse wie Schneeinterzeption und Niederschlagsphase (Garvelmann, 2013) liefern. Daneben wurde auch ein sogenannter SnowFox zur kontinuierlichen Aufzeichnung des SWE installiert.
Die im Gebiet gemessenen Schneehöhen können mit Hilfe der kontinuierlich gemessenen Schneedichte an den Schneelysimetern und am SnowFox und durch manuelle Schneedichtemessungen im Rahmen von Gebietsbegehungen in das SWE überführt werden. Durch die geringere räumliche und zeitliche Variabilität der Schneedichte reicht hierzu eine überschaubare Anzahl an Messstandorten.



Abb. 4: Im Gebiet installiertes SnoMoS – System. Die Schneehöhe wird durch einen Ultraschallsensor am Ende des Auslegers erfasst.

Zusätzlich ist das Messgebiet mit meteorologischen Stationen in verschiedenen Höhenlagen zur Aufzeichnung der für die hydrologische Simulation benötigten Inputgrößen ausgestattet. Durch den Pegel Dreisäulerbach des Wasserwirtschaftsamtes Weilheim bei Schloss Linderhof und dreier Messwehre kann die Wasserbilanz des Einzugsgebietes und seiner Teileinzugsgebiete überprüft werden.

3. Messergebnisse

Die Daten aus den ersten beiden Wintern zeigen, dass mit dem Messkonzept die relevanten Schneeprozesse, sowie deren räumliche Variabilität erfasst werden kann. Nachfolgend werden die Möglichkeiten des Messnetzes exemplarisch anhand eines Einzelereignisses des Winters 2017 und der, durch die kameragestützten Schneehöhenmessungen im Winter 2015/16 erhobenen Daten diskutiert:

Abbildung 5 zeigt den Vergleich der Messdaten der beiden Schneelysimeter auf der Freifläche (blau) und im Wald (grün) vor und während des ersten Schneeschmelzereignis des Jahres 2017. Bei steigenden Temperaturen und hohen Strahlungsenergieeinträgen in die Schneedecke (Abb. 5, Plot 1 und 2) setzen circa ab dem 26.1.2017 Schmelzprozesse ein, die zu einer „Reifung“ der Schneedecke führen, ohne jedoch nennenswerten Schmelzwasserausfluss zu produzieren (siehe Abb. 5, Plot 3). Kurz nach dem Beginn des folgenden, zwei Tage dauernden Regenereignisses (siehe Abb. 5, Plot 4) setzt am 31.1.2017, bei Temperaturen knapp über dem Gefrierpunkt auf der Freifläche der Ausfluss von Wasser aus der Schneedecke ein. Dagegen wird das Regenereignis am Lysimeter Wald durch Interzeptionsprozesse so gut wie nicht abflusswirksam. Der gemessene Verlust an SWE in der Schneedecke am Standort Wald muss somit durch Sublimation erklärt werden (siehe Essery et al., 2002). Am 2.2.2017 klart das Wetter wieder auf und die hohen Nettostrahlungswerte führen an beiden Standorten zu einer

verstärkten Schneeschmelze. Der höhere Nettostrahlungseintrag in die Schneedecke im Wald (vgl. Abbildung 4 Plot 2) macht sich nun auch durch einen größeren Schmelzwasserausfluss bemerkbar.

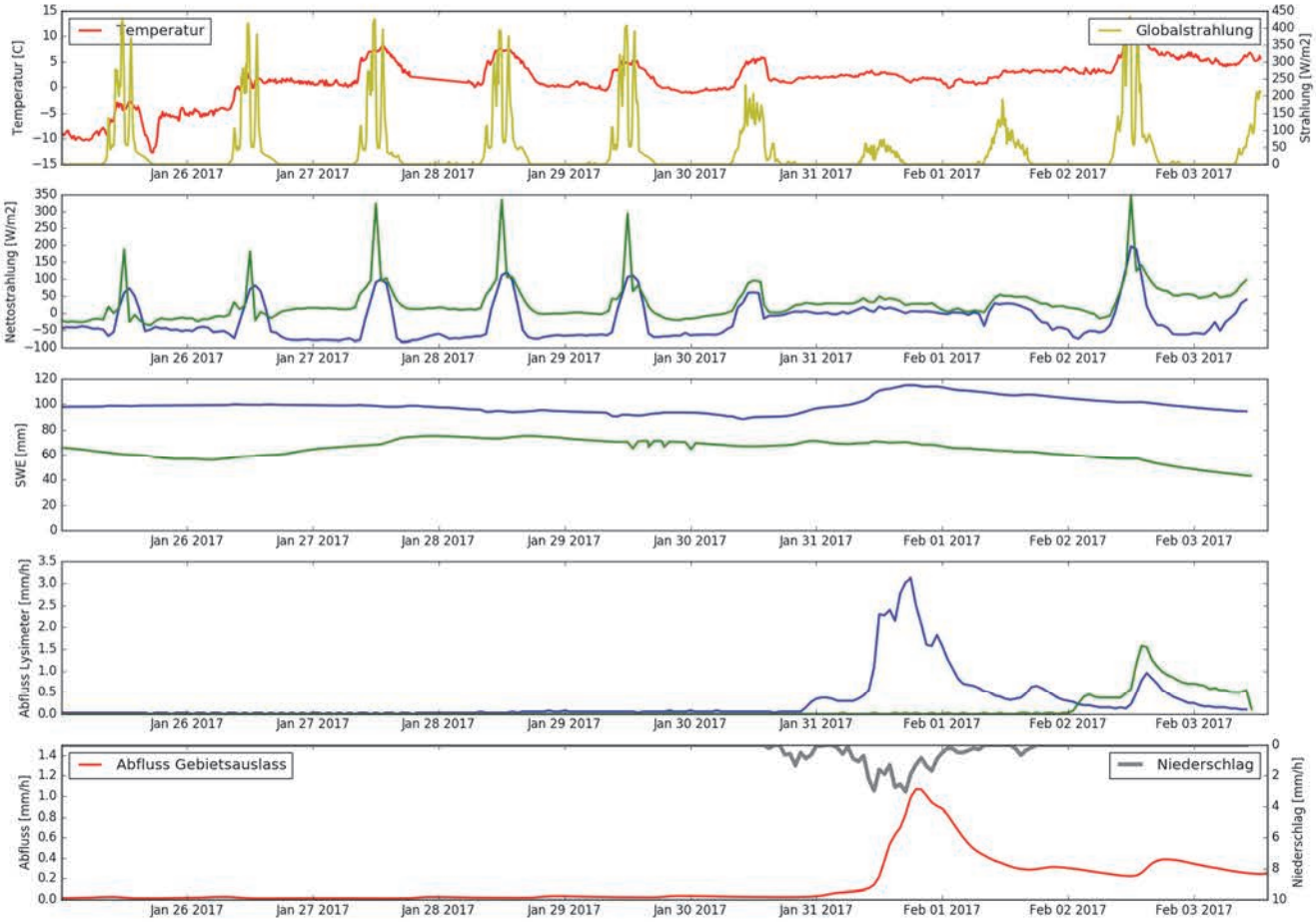


Abb. 5: Vergleich der Messwerte der Schneelysimeter Freifläche (blau) und Wald (grün) zwischen dem 25.1.2017 und dem 3.2.2017.

Während des Niederschlagsereignisses vom 30.1.2017 bis zum 2.2.2017 wurden vom Pluviometer auf der Freifläche ca. 39 mm Niederschlag gemessen. Am Schneelysimeter Wald wurde nur ein Abfluss von 1 mm registriert, auf der Freifläche flossen jedoch 49 mm Wasser aus der Schneedecke (Abbildung 6). Dies bedeutet, dass hier während des Regenereignisses, auch 10 mm Schmelzwasser gebildet wurden. Abbildung 6 veranschaulicht sehr deutlich die Auswirkungen der Regeninterzeption durch Waldbedeckung während einer andauernden Schneeschmelze.

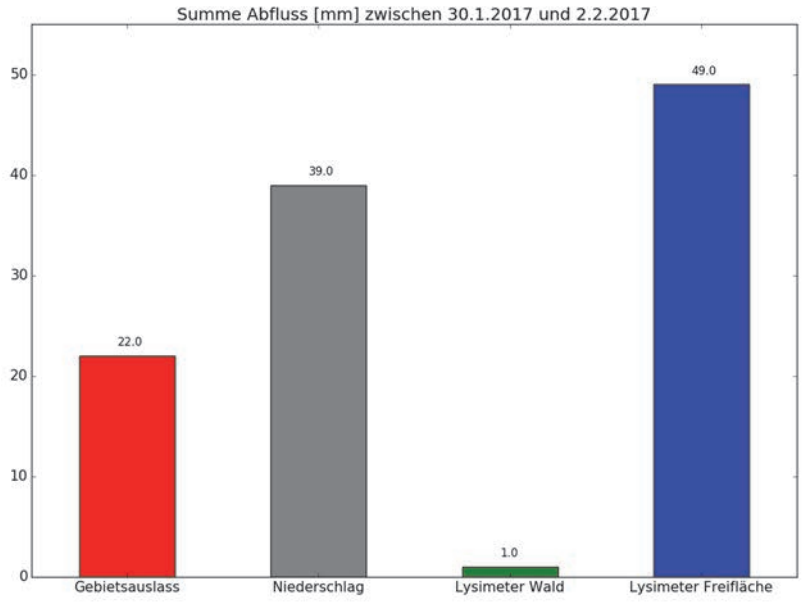


Abb. 6: Vergleich des Niederschlags mit dem summierten Abfluss aus dem Gebiet und an den Schneelysimetern zwischen dem 25.1.2017 und dem 3.2.2017.

Zur Veranschaulichung der hohen Variabilität der Schneehöhe im Einzugsgebiet werden im Folgenden die Tageswerte der Schneehöhenmessungen des Winters 2015/16 betrachtet. Tabelle 1 verdeutlicht die Unterschiede der Standorte in der Höhenlage, der Exposition und der Landnutzung der eingesetzten Schneelattenmessungen.

Tab. 1: Auflistung Standorte der Schneehöhenmessungen im Einzugsgebiet während des Winters 2015/16.

Name	**Abkürzung**	**Geodätische Höhe [m üNN]**	**Exposition**	**Landnutzung**
Position 1	P1	1264	ebene Fläche	Freifläche
Position 2	P2	1282	S	Nadelwald
Position 3	P3	1282	S	Laubwald
Position 4	P4	1200	SO	Freifläche
Position 5	P5	1171	SO	Nadelwald
Position 6	P6	1205	SO	Laubwald
Position 7	P7	1426	S	Freifläche
Position 9	P9	1260	N	Freifläche
Position 10	P10	1260	N	Nadelwald

In Abbildung 7 sind die zeitlichen Verläufe der Schneehöhen, der in Tabelle 7 aufgeführten Messstandorte visualisiert. Man erkennt deutlich, dass nur an zwei Standorten (P1 und P9) eine saisonale Schneedecke ausgebildet wurde. An den restlichen Standorten

wurde die vorhandene Schneeschicht während des Winters mehrmals komplett abgetragen. Die entscheidenden Alleinstellungsmerkmale dieser beiden Standorte sind, dass es sich um unbewaldete Flächen handelt, die nur wenig Einstrahlung erfahren. Dabei stellt P1 eine Besonderheit dar, da es sich um eine verhältnismäßig große, ebene Freifläche nahe am Talschluss handelt, die in einen südlich exponierten Hang eingebettet ist, und durch die vorgelagerten Bergrücken lange Abschattungsphasen erfährt. Bei P9 handelt es sich um eine nördlich exponierte Freifläche auf dem kleinen Berghang im Süden des Gebietes (siehe Abbildung 1).

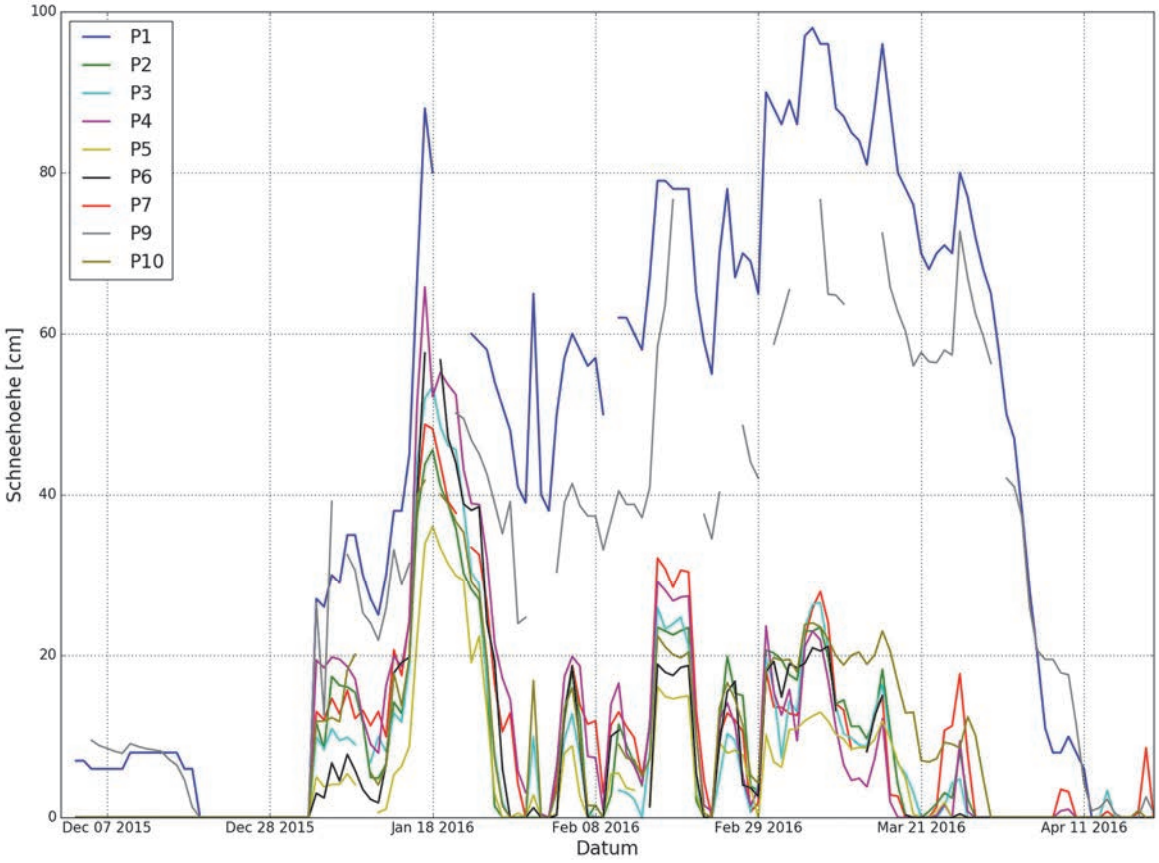


Abb. 7: Vergleich der zeitlichen Verläufe der Schneehöhen im Gebiet während des Winters 2015/16.

Abbildungen 8 -10 verdeutlichen den Befund, dass in diesem Einzugsgebiet die Landnutzung und die Exposition die dominierenden Faktoren für die Ausprägung der Schneedecke sind. Dargestellt sind jeweils die Daten der neun Schneehöhenmessungen im Gebiet und zusätzlich, um den Höhengradienten stärker zu betonen die Daten einer Schneehöhenmessstation in Graswang (fünf Kilometer entfernter Ort im Lindertal) nach den Schneefallereignissen am 17.1.2016, 16.2.2016 und am 8.3.2016. Für die saisonale Schneedecke an den Positionen P1 und P9 wurde am 8.3.2016 die größte Schneehöhe des Winters erreicht. Für Abbildung 8 und 9 wurden die Schneehöhen über die maximale, ereignisbezogene Schneehöhendifferenz normiert.

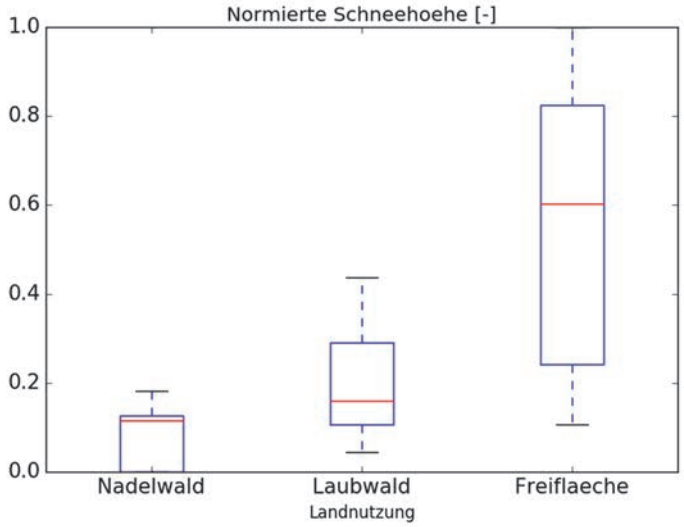


Abb. 8: Vergleich der Schneehöhen im Gebiet in Abhängigkeit von der Art der Landnutzung. Anzahl der Stichproben ist n = 9 für Freiflächen, n = 9 für den Nadelwald und n = 6 für den Laubwald.

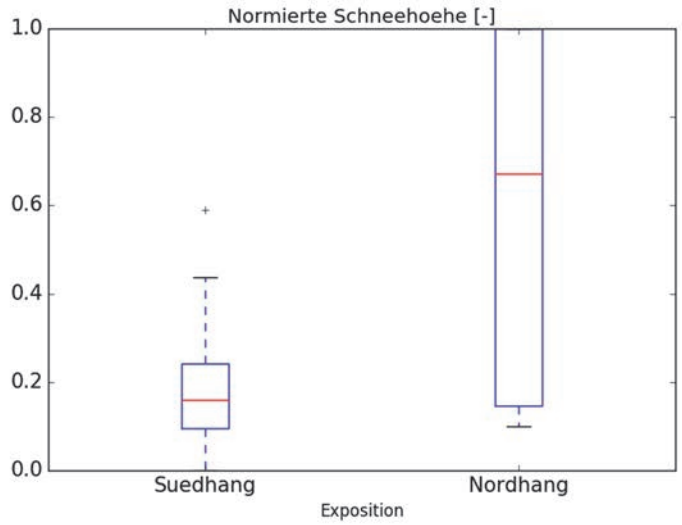


Abb. 9: Vergleich der Schneehöhen im Gebiet in Abhängigkeit von der Exposition. Anzahl der Stichproben ist n = 18 für Südhänge und n = 6 für Nordhänge.

Man erkennt, dass sowohl die Landnutzung, als auch die Exposition einen starken Einfluss auf die Schneehöhe haben. Bemerkenswert ist der verhältnismäßig große Einfluss von Schneeinterzeptionsvorgängen in Laubwäldern (siehe Abbildung 8). Aufgrund der schwachen Korrelation ($R^2 = 0.39$) zwischen Höhenlage und Schneehöhe in Abbildung 10 erkennt man, dass in diesem subalpinen Einzugsgebiet die Auswirkungen der Höhenlage auf die Schneehöhe deutlich hinter den Faktoren Landnutzung und Exposition zurückbleiben.

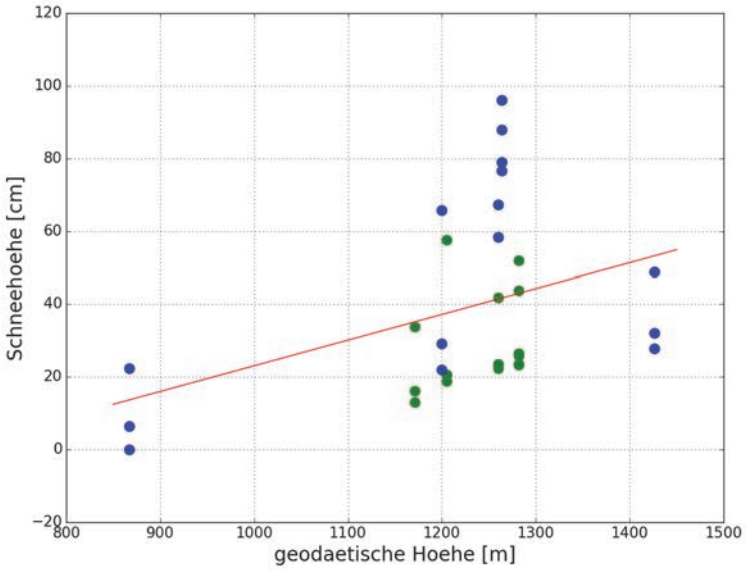


Abb. 10: Darstellung der Schneehöhe an bewaldeten (grün) und unbewaldeten (blau) Standorten in Abhängigkeit von der geodätischen Höhe. $R^2 = 0.39$.

4. Fazit

Es konnte gezeigt werden, dass das Messnetz im experimentalhydrologischen Untersuchungsgebiet am Dreisäulerbach Schneeprozesse sowohl räumlich als auch zeitlich mit einer hinreichend guten Auflösung erfassen kann, um die relevanten Schneeprozesse, sowie die hohe räumliche Variabilität der Schneedecke im subalpinen Raum abzubilden. Erste Ergebnisse deuten daraufhin, dass für dieses Einzugsgebiet die Landnutzung und die Exposition die dominierenden Einflussgrößen auf die Parameter der Schneedecke sind.

5. Ausblick

Um Besonderheiten des Gebiets und Artefakte in der Messtechnik ausfindig zu machen, werden die Messdaten einer statistischen Analyse unterzogen und mit den, in der Literatur beschriebenen Erkenntnissen verglichen und bewertet. Unter Verwendung des physikalisch basierten, flächenverteilten hydrologischen Modells WaSiM (Schulla, 2015) werden neue Ansätze in der Modellierung der Schneedecke, zum Beispiel für die Minderung der Globalstrahlung durch die Vegetation, simuliert und die Ergebnisse mit den verschiedenen, raumbezogenen Messdaten des Winters 2016/2017 aus dem oben beschriebenen experimentalhydrologischen Einzugsgebiet verglichen, um eine qualitative Einschätzung der Simulationsergebnisse zu erhalten. Durch die Anwendung der neuen Modellierungsansätze auf andere subalpine Untersuchungsgebiete, wie etwa das experimentelle Einzugsgebiet des Sachenbach in der Jachenau, können Rückschlüsse auf die Representativität des Gebietes für den subalpinen Raum gezogen werden.

Literatur

Elder, K., Dozier, J., Michaelsen, J., 1991. Snow accumulation and distribution in an alpine watershed. Water Resources Research.

Essery, R., Pomeroy, J., Parviainen, J., Storck, P., 2003. Sublimation of snow from coniferous forests in a climate model. Journal of Climate, 16 (11), 1855-1864.

Garvelmann, J., Pohl, S., Weiler, M., 2013. From observation to the quantification of snow processes with a time-lapse camera network. Hydrology and Earth System Sciences 17, 1415–1429.

Hopmans, J. W., Pasternack, G. (Eds.), 2006. Experimental hydrology: A bright future. Advances in Water Resources 29(2), 117-381.

Jost, G., Weiler, M., Gluns, D. R., Alila, Y., 2007. The influence of forest and topography on snow accumulation and melt at the watershed-scale. Journal of Hydrology 347, 101-115.

Liston, G. E., Elder, K., 2006. A Distributed Snow-Evolution Modeling System (SnowModel). Journal of Hydrometeorology, 7(6), 1259-1276.

Pohl, S., Garvelmann, J., Wawerla, J., Weiler, M., 2014. Potential of a low-cost sensor network to understand the spatial and temporal dynamics of a mountain snow cover. Water Resources Research 50(3), 2533-2550.

Rutter, N. et al., 2009. Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2). Journal of Geophysical Research, 114.

Schulla, J., 2015. Model Description WaSiM. Technical Report.

Strasser, U., Marke, T., 2010. ESCIMO.spread – a spreadsheet-based point snow surface energy balance model to calculate hourly snow water equivalent and melt rates for historical and changing climate conditions. Geoscientific Model Development 3, 643-652.

Warscher, M., 2014. Performance of Complex Snow Cover Descriptions in a Distributed Hydrological Model System and Simulation of Future Snow Cover and Discharge Characteristics. A Case Study for the High Alpine Terrain of the Berchtesgaden Alps. PhD Thesis. Fakultät für Angewandte Informatik. Universität Augsburg.

Hybrides kameragestütztes Messverfahren zur berührungslosen Messung der Fließgeschwindigkeitsverteilung an der Oberfläche von Freispiegelströmungen

Peter Eichendorff

Zusammenfassung

Der Artikel stellt ein neuartiges hybrides Verfahren zur messtechnischen Erfassung der Verteilung der Oberflächengeschwindigkeit in Freispiegelgerinnen vor. Das Messverfahren kombiniert Aufnahmen einer vorkonfigurierten Kamera mit Höhenmessungen, welche der Bestimmung der Höhenlage der Kamera über dem Wasserspiegel dienen. Das Verfahren eignet sich für kontinuierliche wie auch für mobile Messanwendungen. Anhand eines Prototyps wurde das Messverfahren im mobilen Einsatz an mehreren Fließgewässern getestet und der Nachweis der Funktionalität durch Vergleichsmessungen erbracht. Es bietet gegenüber konventionellen kameragestützten Messverfahren den Vorteil, dass es ohne die Einmessung von Georeferenzpunkten am Ufer und deren Abbildung im aufgenommenen Bildausschnitt auskommt.

1. Einleitung

Kameragestützte Messverfahren zur Erfassung der Oberflächengeschwindigkeit werden auch als optische oder videobasierte Verfahren bezeichnet, im englischen Sprachraum werden je nach verwendeter Methode zur Geschwindigkeitsberechnung die Begriffe LSPIV (Large Scale Particle Image Velocimetry) und LSPTV (Large Scale Particle Tracking Velocimetry) als übergeordnete Begriffe verwendet. Die Oberflächengeschwindigkeiten werden dabei in Kombination mit dem Wasserstand meist zum Zweck der Durchflussermittlung von Fließgewässern erfasst. Kameragestützte Geschwindigkeitsmessungen arbeiten berührungslos und eigenen sich sowohl für den mobilen (Muste et al., 2008) als auch kontinuierlichen Messeinsatz (Hauet et al., 2008). Der mobile Einsatz umfasst dabei auch spezielle Anwendungen mit Fluggerätunterstützung (Detert & Weitbrecht, 2015).

Kameragestützte Messungen von Strömungsgeschwindigkeiten nutzen sequentielle Bildaufnahmen eines Strömungsprozesses, welche digital verarbeitet und ausgewertet werden. Im Zuge der Auswertung werden sichtbare Strömungsmuster an der Wasseroberfläche auf den Einzelbildern lokalisiert und über die Bildsequenz verfolgt. Unter Einbeziehung der Bildaufnahmefrequenz werden anhand der ermittelten Lageänderungen der Strömungsmuster Geschwindigkeitsvektoren berechnet. Da die Videoaufnahme zumeist schräg zum Wasserspiegel erfolgt, ist eine maßstabgerechte perspektivische Entzerrung der Bilder oder der erzeugten Geschwindigkeiten durchzuführen.

Das hybride kameragestützte Messverfahren vereinfacht den Prozess der perspektivischen Entzerrung, indem es über die Bildaufnahmen hinaus Höhenmessungen zur Bestimmung der Höhenlage der Kamera über dem Wasserspiegel einbezieht und eine automatisierte maßstäbliche Entzerrung ermöglicht.

Zunächst wird in Kapitel 2 die grundlegende, herkömmliche Vorgehensweise kameragestützter Messungen der Oberflächengeschwindigkeit dargelegt. In Abgrenzung dazu folgt in Kapitel 3 eine detaillierte Beschreibung des hybriden Messansatzes. In Kapitel 4 werden die prototypische Umsetzung und ein Anwendungsbeispiel des hybriden Verfahrens erläutert. Der Artikel schließt mit einem Ausblick in Kapitel 5.

2. Ablauf der kameragestützten Geschwindigkeitsmessung

Die kameragestützte Messung von Oberflächengeschwindigkeiten lässt sich wesentlich in vier einzelne Arbeitsschritte untergliedern: die Videoaufnahme, die Aufbereitung der Einzelbilder, die Entzerrung und die Geschwindigkeitsanalyse. Die Durchflussermittlung kann als zusätzlicher Arbeitsschritt nachgeschaltet folgen. Abbildung 1 fasst den gesamten Ablauf

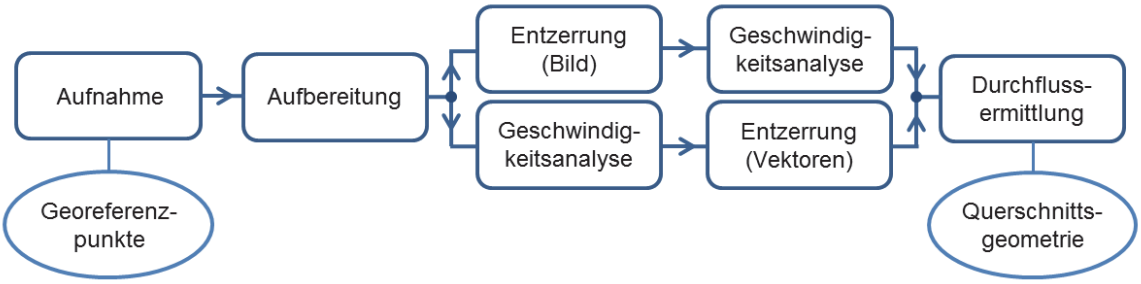


Abb. 1: Allgemeine Vorgehensweise bei kameragestützten Geschwindigkeits- und Durchflussmessungen.

Die Bildaufnahme kann mittels handelsüblicher Digitalkameras als Videoaufnahme entweder in rechtem Winkel oder schräg zur Wasseroberfläche vom Ufer oder einer Brücke aus erfolgen. Im Video müssen Strömungsmuster an der Wasseroberfläche erkennbar sein, welche sich z.B. aus schwimmenden Partikeln, Schaum oder turbulenten Strukturen ergeben. Darüber hinaus sind an beiden Ufern insgesamt mindestens 6 Georeferenzpunkte abzubilden, welche deutlich sichtbar anzulegen und einzumessen sind (Muste et al., 2008). Im Zuge der digitalen Aufbereitung werden Einzelbilder aus dem Video herausgelöst. Bei Bedarf kann die Bildqualität durch geeignete Filter aufgewertet werden.

Die Entzerrung der Bilder umfasst, je nach verwendetem Objektiv und Genauigkeitsanspruch eine Verzeichnungskorrektur und die perspektivische Entzerrung unter Verwendung der zuvor angelegten Georeferenzpunkte. Die Entzerrung kann entweder vor oder nach der Geschwindigkeitsanalyse vollzogen werden. Im ersten Fall werden die aufbereiteten Rohbilder entzerrt und die Geschwindigkeitsanalyse auf Grundlage der entzerrten Bilder ausgeführt. Im zweiten Fall werden die Geschwindigkeitsvektoren, welche auf Basis der aufbereiteten Rohbilder gewonnen werden, perspektivisch entzerrt.

Zur eigentlichen Geschwindigkeitsanalyse eigenen sich unterschiedliche Verfahren wie z. B. das PIV-Verfahren (Particle Image Velocimetry), siehe Fujita et al. (1998), das PTV-Verfahren (Particle Tracking Velocimetry), siehe Patalano et al. (2015), oder auch das STIV-Verfahren (Space Time Image Velocimetry), siehe Fujita et al. (2007). Die Geschwindigkeitsanalyse endet mit der Filterung und zeitlichen Mittelung der erzeugten Geschwindigkeitsvektoren.

Auf Basis der gewonnenen Geschwindigkeitsverteilung an der Wasseroberfläche kann bei bekannter Querschnittsgeometrie an der Messstelle anschließend der Durchfluss erhoben werden. Dabei sind in Abhängigkeit der lokalen Verhältnisse unterschiedliche Ansätze anwendbar, wie z. B. die Geschwindigkeit-Index-Methode (Rantz, 1982) oder modellhafte An-

sätze wie z. B. das SIMK-Modell (Kölling & Petroff, 1994), welche die Geschwindigkeitsverteilung über die Tiefe und Breite des Fließquerschnitts annähern.

3. Vorstellung des hybriden Messansatzes

Das hybride Messverfahren kombiniert Aufnahmen einer zuvor im Labormaßstab für unterschiedliche Aufnahmeeinstellungen vorkonfigurierten Kamera mit Höhenmessungen. Die Höhenmessungen dienen der Positionsbestimmung des Kameraobjektivs über der Wasseroberfläche. Anhand einfacher geometrischer Beziehungen lassen sich die Bedingungen der labormäßigen Messkonfiguration auf die Feldmessung übertragen.

Dieser Messansatz unterscheidet sich im Bereich der perspektivischen Entzerrung von bisher in der Literatur beschriebenen Anwendungen, weswegen das Hauptaugenmerk der folgenden Beschreibung des Verfahrens auf diesen Teilprozess gelegt wird. Der Prozess der perspektivischen Entzerrung wird dabei in zwei Teilprozesse untergliedert:

1. die projektive Transformation des von Verzeichnungen korrigierten Rohbildes,
2. die höhenabhängige maßstäbliche Skalierung.

Die projektive Transformation erfolgt anhand der einmalig im Labormaßstab ermittelten Transformationsparameter und erzeugt eine perspektivisch entzerrte Abbildung der Wasseroberfläche im Labormaßstab. Der Labormaßstab wird anschließend anhand der gemessenen Höhenlage des Kameraobjektivs über dem Wasserspiegel, genauer anhand eines davon abgeleiteten Skalierfaktors in den Feldmaßstab überführt.

Im Rahmen der Vorkonfigurierung werden neben Parametern zur Verzeichnungskorrektur die Parameter der perspektivischen Transformationsmatrix für eine horizontale Konfigurations-Ebene ermittelt. Die Parameter zur Verzeichnungskorrektur sind labormäßig einmalig für die einstellbaren Brennweiten zu erfassen, für Kameras mit fester Brennweite also genau ein Parametersatz. Die perspektivischen Transformationsparameter werden nach vollführter Verzeichnungskorrektur mittels der projektiven Transformationsgleichung (Gleichung 1) bestimmt. Anhand von vier in der Konfigurationsebene liegenden Punkten mit bekannten Lagekoordinaten werden die Elemente der Transformationsmatrix berechnet (Abbildung 2).

$$\begin{pmatrix} x \\ y \\ 1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \bar{x} \\ \bar{y} \\ 1 \end{pmatrix} \quad (1)$$

x	projizierte x-Koordinate des entzerrten Bildes [px] im Maßstab M_1
y	projizierte y-Koordinate des entzerrten Bildes [px] im Maßstab M_1
a_{ij}	Elemente der projektiven Transformationsmatrix mit Normierung $a_{33} = 1$
$\bar{x}$	x-Koordinate des verzerrten Bildes [px]
$\bar{y}$	y-Koordinate des verzerrten Bildes [px]

Die Transformationsparameter werden für unterschiedliche definierte Kameraneigungen hinsichtlich einer horizontalen Konfigurierebene bestimmt und die zugehörige Höhe des Kameraobjektivs über dieser Ebene erfasst. Somit wird für jeden einstellbaren Neigungswinkelwinkel eine Transformationsmatrix ermittelt. Die Ermittlung der Transformationsparameter erfolgt bevorzugt im Labor (Abbildung 2), alternativ kann sie auch im Feld vor der eigentlichen Mes-

sung durchgeführt werden. Die Reproduzierbarkeit bzw. Beibehaltung der jeweiligen bei der Konfigurierung verwendeten Aufnahmeeinstellungen im Feld stellt eine Grundvoraussetzung der Messanwendung dar. Abbildung 3 verdeutlicht die höhenabhängige Skalierung des Abbildungsmaßstabs M_1.

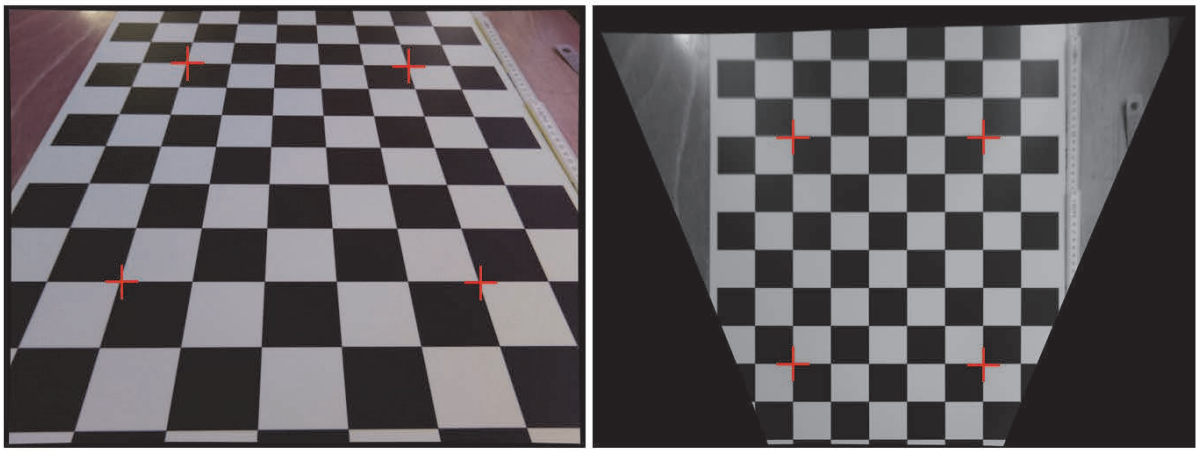


Abb. 2: Verzerrtes Bild nach Verzeichnungskorrektur (links) und entzerrtes Bild nach projektiver Transformation mit dem Maßstab M_1 (rechts), jeweils mit vier Passpunkten (rot) zur Bestimmung der Transformationsmatrix im Zuge der labormäßigen Vorkonfigurierung.

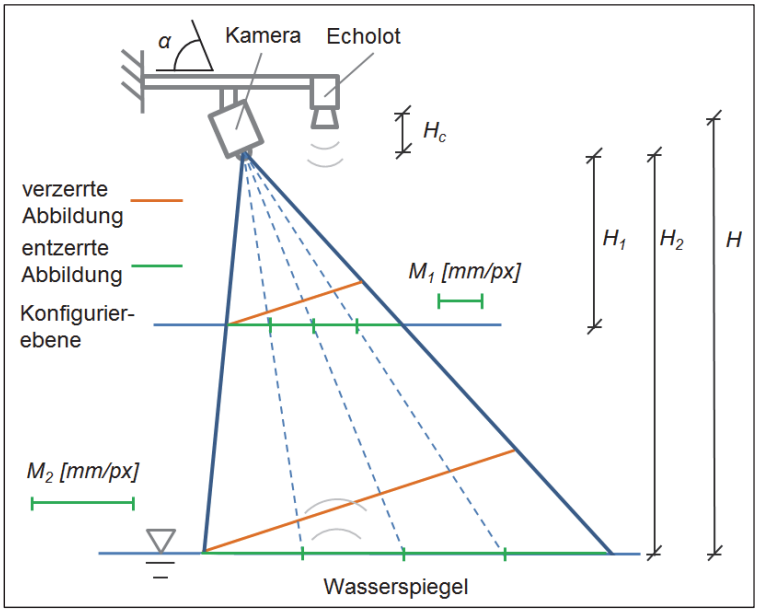


Abb. 3: Schematische Darstellung der höhenabhängigen Skalierung der entzerrten Abbildung.

Die Höhenlage des Kameraobjektivs über der Wasseroberfläche ergibt sich aus der Differenz der gemessenen Höhe H und des Höhenunterschieds H_C zwischen Objektiv und Höhenmessgerät. Anhand der Höhenmessung wird unter Verwendung des Strahlensatzes der Abbildungsmaßstab der Konfigurierung M_1 in den vorliegenden Feldmaßstab M_2 überführt

(Gleichung 2). Durch Multiplikation des Konfiguriermaßstabs mit dem Skalierungsfaktor F_l ergibt sich der Feldmaßstab M_2, welcher die Umrechnung der entzerrten Bildkoordinaten in Weltkoordinaten ermöglicht.

$$M_2 = M_1 \cdot \frac{H_2}{H_1} = M_1 \cdot F_l \qquad (2)$$

M_2	Längenmaßstab des entzerrten Bildes des Wasserspiegels [cm/px]
M_1	Längenmaßstab des entzerrten Bildes der Laborkonfiguration [cm/px]
H_2	Höhe des Kameraobjektivs über der Wasseroberfläche im Feld [cm]
H_1	Höhe des Kameraobjektivs über der Konfigurierebene im Labor [cm]
F_l	Skalierfaktor der Längen [-]

Die eigentliche Geschwindigkeitsauswertung wird durch Gebrauch der zuvor genannten Methoden (z. B. PIV, PTV, STIV) erreicht. Die daraus resultierenden Geschwindigkeitsvektoren sind anschließend anhand des berechneten Längenmaßstabs M_2 unter Einbeziehung der Aufnahmefrequenz zu skalieren.

Mit Hilfe der höhenabhängigen Skalierung werden somit die entzerrten Bildkoordinaten in Weltkoordinaten überführt und die Geschwindigkeitsvektoren auf den realen Wert mit der Einheit Meter pro Sekunde transferiert. Die Weltkoordinaten können anschließend auch in ein lokales Messkoordinatensystem überführt werden, welches den Ursprung am Fußpunkt des Kameraobjektivs in der Messebene hat. Auch die Synthese mehrerer Bilder zur Abdeckung breiter Gewässer wird damit möglich. Abbildung 4 verdeutlicht dies beispielhaft anhand zweier Messaufnahmen der Wupper, welche mit geringer Überlappung zusammengefügt die gesamte Breite des Flussquerschnitts im Umfeld einer Schwelle abdecken. Die Ufer sind an den seitlichen Rändern der Abbildung zu erkennen. Der Ursprung des dargestellten Kamerabezugssystems weist den Kamerastandort aus.

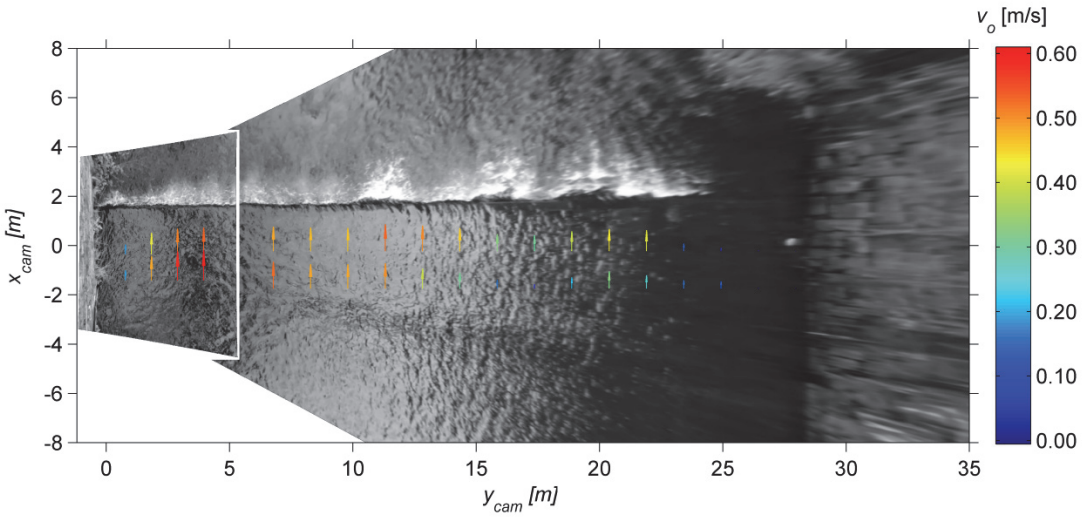


Abb. 4: Beispiel der Synthese zweier entzerrter, unter verschiedenen Neigungswinkeln vom linken Ufer aus aufgenommenen Bildaufnahmen der Wupper, dargestellt im Kamerabezugssystem.

4. Prototypische Umsetzung

Zur Erprobung des hybriden Messverfahrens wurde ein Prototyp entwickelt. Dieser basiert auf einem Einplatinencomputer (Raspberry Pi 2) und verfügt neben einem HD-Kameramodul über einen Ultraschallsensor zur Höhenmessung nach dem Echolot-Prinzip bis zu 10 Metern. Die Horizontierung des Geräts wird anhand einer stufenlos neig- und schwenkbaren Halterung und einer Libelle realisiert. Das angeschlossene Kameramodul mit fester Brennweite ist abgestuft neigbar angebracht und ermöglicht somit stufig variabel einstellbare Aufnahmewinkel. Die Reproduktion der Aufnahmebedingungen der labormäßigen Konfigurierung wird im Feld anhand der horizontalen Ausrichtung des Messgeräts in Kombination mit der Neigungsarretierung des Kameramoduls in den vorgesehenen Stufen ermöglicht.
Mit Hilfe eines Laptops wird der Prototyp angesteuert, die Höhenmess- und Videodaten werden auf einer Micro-SD-Karte und zudem auf der Laptop-Festplatte abgelegt. Die eigentliche Auswertung der Rohdaten wird direkt am Laptop oder im Nachgang an einem Desktop-PC ausgeführt.
Abbildung 5 zeigt exemplarisch den Aufbau des Messgeräts am Flehbach in Köln, die Videoaufnahme erfolgte bei Windstille von einer Brücke in Fließrichtung blickend, die Höhe des Kameraobjektivs über dem Wasserspiegel betrug 3,82 Meter. Im Messbereich ist der Bach als Regelprofil ausgebaut, durch Ablagerungen und Geröll ist das Profil auf der rechten Seite etwas flacher ausgebildet (siehe Abbildung 7).



Abb. 5: Aufbau des Messgeräts am Flehbach in Köln mit Blick in Fließrichtung (links); Roh-Einzelbild aus Messaufnahme, Blick in Fließrichtung (rechts).

Die Dauer der Videoaufnahme beträgt 20 Sekunden bei einer Aufnahmefrequenz von 30 Hertz. Die Datenauswertung erfolgt automatisiert mit der Software MATLAB (MATLAB, 2013), die Geschwindigkeitsanalyse wird dabei unter Zuhilfenahme des PIV-Analyse-Moduls PIVlab (Thielicke & Stamhuis, 2014) ausgeführt. Abbildung 6 stellt die skalierten Analyseergebnisse dar.
Zur Validierung der erfassten Geschwindigkeiten wurden in einem Messquerschnitt Vergleichsmessungen mit einem Ultraschall-Doppler-Geschwindigkeitsmesser und einem hydrometrischen Flügel unmittelbar unterhalb der Wasseroberfläche durchgeführt. Die Messergebnisse sind in Abbildung 7 zusammengestellt.

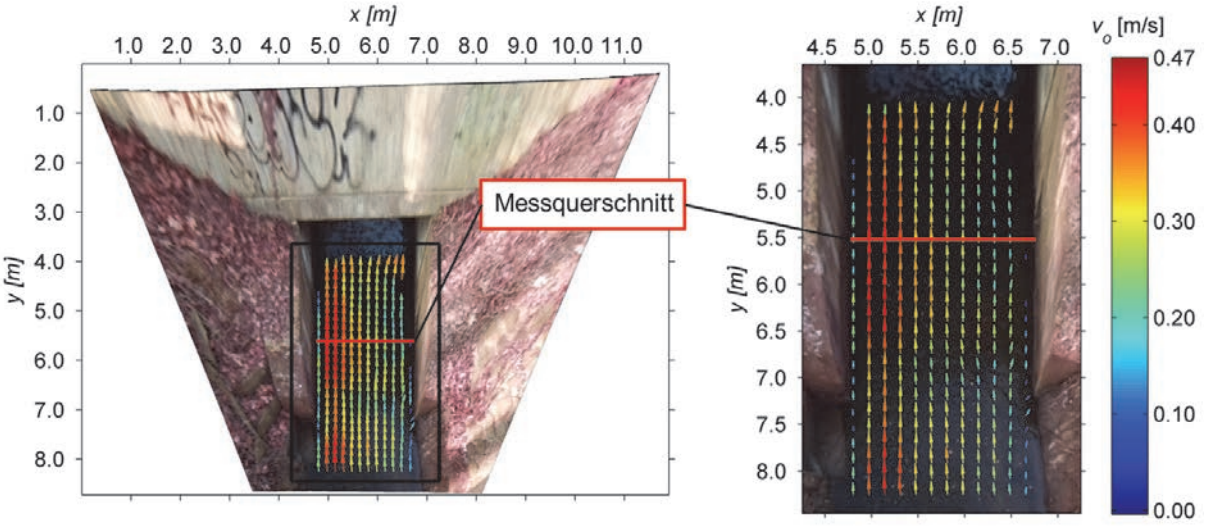


Abb. 6: Entzerrtes Einzelbild mit berechneter, über 20 Sekunden gemittelter Geschwindigkeitsverteilung an der Wasseroberfläche (links), im Detail (rechts).

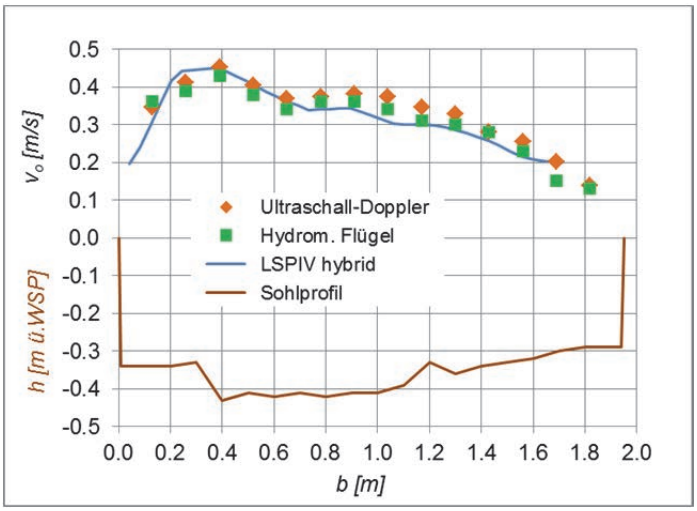


Abb. 7: Vergleich der unterschiedlichen Messverfahren am betrachteten Messquerschnitt.

Abbildung 7 stellt die Ergebnisse der verwendeten Messverfahren dar, welche eine hohe Übereinstimmung aufweisen. Das ungleichmäßige Geschwindigkeitsprofil an der Wasseroberfläche wird durch die kameragestützte Messung detailliert erfasst. Der rechte Rand des Messprofils wird durch die kameragestützte Messung aufgrund der Beschattung dieses Bereiches in Verbindung mit der kurzen Belichtungszeit nicht abgedeckt.
Unter der vereinfachten Annahme eines konstanten Geschwindigkeitsindex-Faktors von 0,85 ergibt sich aus der hybriden kameragestützten Messung bei den gemessenen Bedingungen ein Durchfluss von etwa 200 Litern pro Sekunde.

5. Bewertung und Ausblick

Zur berührungslosen messtechnischen Erfassung von Oberflächengeschwindigkeiten stehen nach Morgenschweis (2017) im Wesentlichen kameragestützte und Radar-Doppler-

Verfahren zur Verfügung. Kameragestützte Messungen zeichnen sich gegenüber Radar-Doppler-Messungen vor allem durch die Erfassung der Geschwindigkeitsverteilung an der Oberfläche des betrachteten Gewässerausschnitts aus. Auch unregelmäßige Geschwindigkeitsprofile sind dabei ohne Versatz des Messgeräts in einem Messdurchgang differenziert erfassbar.

Das in Kapitel 3 eingeführte hybride kamerabasierte Messverfahren ermöglicht einen vielfältigen Einsatz kameragestützter Messungen. Der mobile Einsatz wird durch die höhenabhängige Skalierung des Bildmaßstabs wesentlich vereinfacht, da das Anlegen und Einmessen von Georeferenzpunkten am Ufer entfällt. Die Bildaufnahme kann also ohne Abbildung von Uferbereichen erfolgen, wodurch die Untersuchung von einzelnen Teilabschnitten eines Fließgewässers ermöglicht wird. Die untersuchten Teilabschnitte eines Fließgewässers können nachträglich zu einer Gesamtbetrachtung zusammengesetzt werden. Diese Vorteile sind vor allem mit Blick auf Messungen bei Hochwasser von Relevanz. In diesem Fall können fest angelegte Georeferenzpunkte überströmt werden oder der infolge von Ausuferungen verbreiterte Fließquerschnitt erschwert eine Aufnahme über die gesamte Breite des Gerinnes.

Im Bereich des kontinuierlichen Messeinsatzes ist über diese Vorteile hinaus, gegenüber konventionellen kameragestützten Messverfahren mit bildbasierter Erfassung des Wasserstands, abhängig vom verwendeten Höhensensor eine Genauigkeitssteigerung der Wasserstandserfassung zu erwarten. Der kontinuierliche Messeinsatz des hybriden Messverfahrens ist künftig noch zu erproben.

Der in Kapitel 4 beschriebene Prototyp bietet zahlreiche Möglichkeiten zur Weiterentwicklung. Durch Verwendung alternativer Höhenmesssensoren (z. B. Radar-Echolot) kann beispielsweise die Reichweite der Höhenmessung vergrößert werden, welche aktuell, bedingt durch den verwendeten Ultraschall-Sensor, auf 10 Meter limitiert ist. Damit wäre auch der Einsatz von höheren Brücken aus und bei hohen Schwankungsbereichen des Wasserstands möglich. Auch die Verwendung von Neigungssensoren, Objektiven mit variabler Brennweite oder Weitwinkelobjektiven würde je nach Anwendungszweck Vorteile mit sich bringen.

Mit ausreichend leichten und leistungsfähigen Sensoren eignet sich das hybride Messverfahren auch grundsätzlich für Anwendungen mit Fluggeräten. Ein weiteres mögliches hydrometrisches Anwendungsfeld des hybriden Messverfahrens, genauer der höhenabhängigen Skalierung des Bildmaßstabs, wird vom Autor im Bereich der Durchflussmessung mit aufsteigenden Luftblasen (Hilgersom & Luxembourg, 2012) gesehen.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass das vorgestellte hybride kameragestützte Messverfahren die Anwendungspalette der optischen Messverfahren erweitert und als ein weiterer Schritt der Entwicklung kamerabasierter Messsysteme in Richtung einer ubiquitär einsetzbaren Messtechnik betrachtet werden kann.

Literatur

Detert, M., Weitbrecht, V., 2015. A low-cost airborne velocimetry system: proof of concept. Journal of Hydraulic Research, 53:4, 532-539.

Fujita, I., Muste, M., Kruger, A., 1998. Large-scale particle image velocimetry for flow analysis in hydraulic engineering applications. Journal of Hydraulic Research, 36:3, 397-414.

Fujita, I., Watanabe, H., Tsubaki, R., 2007. Development of a non-intrusive and efficient flow monitoring technique: The space time image velocimetry (STIV), International Journal of River Basin Management, 5(2), pp.105-114.

Hauet, A., Kruger, A., Krajewski, W., Bradley, A., Muste, M., Creutin, J.-D., Wilson, M., 2008. Experimental system for real-time discharge estimation using an image-based method, Journal of hydrologic Engineering, 13(2), 105–110.

Hilgersom, K.P., Luxemburg, W.M.J., 2012. Technical Note: How image processing facilitates the rising bubble technique for discharge measurement, Hydrology and Earth System Sciences, 16(2), 345-356.

Kölling, C., Petroff, A. M., 1994. New Finite Element Model accurately predicts velocity profiles. Proc. of the 67th Water Environment Federation Conference, pp. 327 - 338. Chicago.

MATLAB inkl. Image Processing Toolbox, Version 2013b. The MathWorks, Inc., Natick, Massachusetts, USA.

Morgenschweis, G., 2017. Hydrometrie, Theorie und Praxis der Durchflussmessung in offenen Gerinnen. 2. Aufl. (im Druck), Springer, Heidelberg.

Muste, M., Fujita,I., Hauet, A., 2008. Large-scale particle image velocimetry for measurements in riverine environments. Water Resources Research, Vol. 44.

Patalano, A., Garcia, C.M., Brevis,W. et al., 2015. Recent Advances in Eulerian and Lagrangian Large-Scale Particle Image Velocimetry. E-proceedings of the 36th IAHR World Congress 28 June – 3 July, 2015.

Rantz, S. E., 1982. Measurement and computation of streamflow. Vol. 1, Measurement of stage and discharge, Water-Supply Paper 2175. U. S. Geological Survey, Washington.

Thielicke, W., Stamhuis, E.J., 2014. PIVlab – Towards User-friendly, Affordable and Accurate Digital Particle Image Velocimetry in MATLAB. Journal of Open Research Software 2(1):e30.

Neue Verfahren mobiler Durchflussmesstechnik in der Praxis

Thomas Höpfner, Constanze Pötschke

Zusammenfassung

Im Bereich der Ermittlung von Durchflüssen in offenen Gerinnen mit mobilen Geräten ist es in den letzten Jahren zu einigen Neuentwicklungen gekommen, von denen sich besonders die ADCP-Messtechnik weit verbreitet hat.
Auf der Basis von Testmessungen werden diese Verfahren sowie auch berührungslose Durchflussmessverfahren erläutert und verglichen. Grundlage dafür sind die Anwendung in der Praxis sowie die Erfahrungen besonders im Bereich der Hochwassermessungen.

1. Einführung

Die Staatliche Betriebsgesellschaft für Umwelt und Landwirtschaft (BfUL) hat unter anderem die Aufgabe, das sächsische Pegelmessnetz zu betreiben. Dazu gehören auch das zuverlässige Messen von Wasserständen und Durchflüssen bei allen Abflusssituationen.
Im Rahmen dieser Aufgabe ist die BfUL bestrebt, eine breite Palette anwendungsbereiter Messverfahren vorzuhalten sowie neuentwickelte Verfahren auf ihre praktische Anwendbarkeit und die Zuverlässigkeit ihrer Ergebnisse zu testen. Im besonderen Fokus stehen dabei die in der Praxis zu berücksichtigenden Anwendungsgrenzen und Einschränkungen des jeweiligen Verfahrens. Bei Durchführung eigener Vergleichsmessungen, aber auch durch Organisation von oder Teilnahme an Vergleichsmessungen mit Beteiligung anderer Institutionen aus dem Bundesgebiet oder darüber hinaus werden neue Verfahren getestet und bewertet.

2. Ein kurzer Abriss über die Entwicklung mobiler hydrometrischer Messgeräte

Mit der Erfindung des Woltmann-Flügels 1790 ist es nun auch möglich, Durchflüsse in offenen und unregelmäßigen Gerinnen zu messen. Seit der Entwicklung des Ott-Flügels 1875 war der hydrometrische Messflügel über fast 130 Jahre das Mittel der Wahl, wenn es um Punkmessungen des Durchflusses ging. Ihm wurden ab den 70er Jahren des letzten Jahrhunderts Messgeräte nach dem Magnetisch-Induktiven Messprinzip für besonders geringe Fließgeschwindigkeiten und Tracermessungen für besonders inhomogenes Fließverhalten zur Seite gestellt. Eine Reihe weiterer Messverfahren konnten sich in der breiten Anwendung nicht durchsetzen. Beispielhaft seien hier der Tauchstab nach Jens als Vertreter der Pendeldurchflussmesser oder das Prandtl-Staurohr genannt.
In den 90er Jahren wurden erstmals ADCP- Geräte (Acoustic Doppler Current Profiler) zur Durchflussmessung in Binnengewässern eingesetzt. Seitdem, und in Sachsen besonders nach dem Hochwasser von 2002, haben sich die Geräte in ihren unterschiedlichen Konstruktionsformen als mobile oder stationäre Einheiten etabliert.
In mehreren groß angelegten Vergleichsmessungen wurden die Geräte getestet, unter anderem durch die BfG in den Jahren 2007 und 2009, an denen auch die BfUL teilnahm. Eigene Versuche und Vergleichsmessungen verdichteten die Daten- und Erkenntnislage, sodass heute festgestellt werden kann, dass das Messen mit dem ADCP als vollwertiges Messverfahren in der Praxis anerkannt ist.

Im Zuge der technischen Weiterentwicklung wurden in den letzten Jahren auch berührungslose mobile Messverfahren angeboten. Etabliert haben sich mobile Radargeräte, bei denen nach dem Section-by-Section-Prinzip Oberflächengeschwindigkeiten erfasst werden. In jüngster Vergangenheit wurden bildverarbeitende Verfahren entwickelt, bei denen die Geschwindigkeit der Wasseroberfläche durch Auswertung eines mit dem Smartphone aufgenommenen Videos ermittelt wird.

3. Das Hochwasser von 2002 in Sachsen und die Schlussfolgerungen für die Erneuerung der mobilen Durchflussmesstechnik

Im Jahr 2002 erlebte Sachsen eines der bis dahin größten Hochwasser. Im Einzugsgebiet von Elbe und Mulde wurden, ausgelöst von sommerlichen Starkniederschlägen besonders im Bereich des östlichen und mittleren Erzgebirges, Hochwasserstände gemessen, die alle bisherigen weit überschritten.
Eine Reihe stationärer Pegelanlagen im Bereich von Elbe, Mulde und deren Zuflüssen wurden von den Wassergewalten in ihrer Funktion stark beeinträchtigt. 43 Pegel wurden beschädigt, 5 komplett zerstört.
Auch bei den mobilen Durchflussmessgeräten wurden die beschränkten Einsatzmöglichkeiten deutlich. Es konnten zwar vereinzelt Messungen im oberen Durchflussbereich des Hochwassers durchgeführt werden, aber vielfach erreichte die Ausstattung mit Messflügel, Brückenausleger oder Hochwassermessanhänger ihre Grenzen. Hinzu kam, dass vielfach vorhandene Seilkrananlagen beschädigt, oder durch Defekte in der Elektroinstallation betriebsunfähig waren. Ein weiterer limitierender Faktor war die lange Messdauer bei Flügelmessungen. Im Zusammenhang mit langen Anfahrzeiten, die durch zerstörte Straßen und damit verbundene Umleitungen bedingt waren, konnten dadurch meist nur eine sehr geringen Anzahl von Messungen pro Tag durchgeführt werden.
Im Zuge der Neukonzeption und des Wiederaufbaus des sächsischen Pegelmessnetzes wurde neben der Erarbeitung neuer Richtlinien für die Ausstattung von Hochwassermeldepegeln auch über die Erneuerung mobiler Messeinheiten nachgedacht.
Folgende Aspekte wurden dabei als prioritär angesehen:

- stabile Funktionalität
- hohe Flexibilität im Einsatz
- hohe Messgenauigkeit bei möglichst kurzer Messdauer
- große Einsatzbreite, möglichst von Niedrigwasser bis HHW
- einfache Bedienung und Anwendung
- Robustheit gegenüber Treibgut

In den Jahren 2003 und 2004 wurden in der BfUL die ersten ADCP-Boote beschafft. In den darauffolgenden Jahren wurden die Geräte in mehreren Messkampagnen getestet. Durch diese Tests, umfangreiche Schulungen und eine intensive Beschäftigung mit der Auswertesoftware konnte eine hohe Bediensicherheit erreicht werden.
Auf der Grundlage der eigenen Erfahrungen und der Auswertung von Vergleichsmessungen sowie den Vorgaben der Hersteller wurde im Rahmen der Qualitätssicherungsmaßnahmen eine Standardarbeitsvorschrift „Durchführung von ADCP-Messungen“ erarbeitet.

Immer wieder wurden auch die Anwendungsgrenzen der Geräte ausgetestet. Im Nachgang erfolgte dann eine umfangreiche Analyse der Messfehler.
Besonders bei höheren Wasserständen und größeren Durchflüssen trat immer wieder das Problem der sich bewegenden Sohle auf. Gemeint ist damit der Transport von Sediment über der Sohle, der es dem Boot unmöglich macht, sich korrekt per bottom-track zu orientieren. Dadurch kann es zu groben Fehlmessungen kommen. Das Auswerteprogramm AGILA liefert einen mathematischen Korrekturansatz, unterdessen ist es aber auch möglich, Durchflussmessungen mit hinreichender Genauigkeit GPS-gestützt durchzuführen.



Abb. 1: Am Pegel Mahlitzsch durch Treibgut zerstörter Messgeräteträger mit Rio Grande Messkopf.

Basierend auf den Erfahrungen im praktischen Einsatz wurden auch die Geräteträger angepasst und Umbauten vorgenommen. So wurden z. B. Trimarane mit separaten Stabilisierungsflossen versehen oder ein Q-Boat mit besseren Akkus und einer Halterung für einen StreamPro – Messkopf versehen.

4. Erfahrungen im Hochwasser 2013

Im Juni 2013 wurde Sachsen erneut von einem großen Hochwasser heimgesucht. Diesmal waren neben dem Mulde-Einzugsgebiet hauptsächlich die Einzugsgebiete der Weißen Elster und der Pleiße betroffen.
An Pegeln wie z. B. Kleindalzig am Unterlauf der Weißen Elster wurden die höchsten Wasserstände seit Messbeginn beobachtet.
Die zahlenmäßig ausreichende und gut angepasste Geräteausstattung hat sich bei diesem Hochwasser bewährt. Im Gegensatz zu 2002 konnten nahezu alle Pegelanlagen das Hochwasser ohne Ausfälle dokumentieren. Zum Teil wurde der Spitzendurchfluss direkt mit einer mobilen Einheit gemessen.
Durch deutlich verkürzte Messzeiten konnten vom gleichen Messtrupp eine höhere Anzahl von Messungen durchgeführt werden.

Am Pegel Bad Düben wurde z. B. am 05.06.2013 bei einem Wasserstand von 7,45 m mit einem ADCP ein Durchfluss von 1038 m³/s gemessen. Die Dauer der Messung betrug 1 Stunde und 51 Minuten. Zum Vergleich: Am 16.08.2002 wurde am gleichen Pegel bei einem Wasserstand von 6,56 m ein Durchfluss von 604 m³/s gemessen. Die Messung mit einem hydrometrischen Flügel dauerte 4,5 Stunden.



Abb. 2: Durchflussmessung am Pegel Bad Düben am 05.06.2013.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass der nach dem Hochwasser 2002 eingeschlagene Weg der Neuausstattung und aktiven Testung der ADCP-Geräte ein wichtiger Schritt bei der Erhöhung Datendichte und damit letztendlich in der Auswertung des Hochwassers der Aussagefähigkeit und -sicherheit war.
Unterdessen ist die Zahl der unterschiedlichen auf dem Markt verfügbaren ADCP-Messgeräte recht groß geworden. Verschiedene Hersteller bieten neben angepassten Geräteträgern mit einer großen Anwendungsbreite auch spezialisierte Messköpfe an.
In der BfUL sind unterdessen 14 ADCP-Messgeräte mit unterschiedlichen Geräteträgern vorhanden, davon 2 Rio Grande, 6 StreamPro, 3 River Ray 2 RiverPro und 1 Q-Liner.

5. Vergleich von ADCP mit Oberflächenradar und bildbasierten Verfahren

Durch den Einsatz von ADCP-Technik konnte sowohl die Quantität als auch die Qualität von Hochwassermessungen im Freistaat Sachsen deutlich erhöht werden.
Trotzdem gibt es noch eine Restmenge von Messsituationen, für die auch eine ADCP-Messung keine Lösung bringt, da z. B. dem Verfahren eigene physikalische Grundlagen dem entgegenstehen. Beim ADCP sind das vor allem:

- Temperaturschichtungen im Gewässer
- große Turbulenzen/ Eintrag von Luftblasen
- Treibgut
- Schichtungen durch unterschiedliche Salzgehalte im Wasser
- sehr hohe oder sehr niedrige Fließgeschwindigkeiten

Einige dieser Beschränkungen sind direkt durch das Verfahren einer Acoustic-Doppler-Messung bedingt, andere basieren schlicht und einfach auf dem Umstand, dass der ADCP-Messkopf, wie der Messflügel auch, in das Messmedium Wasser eingetaucht sein muss.

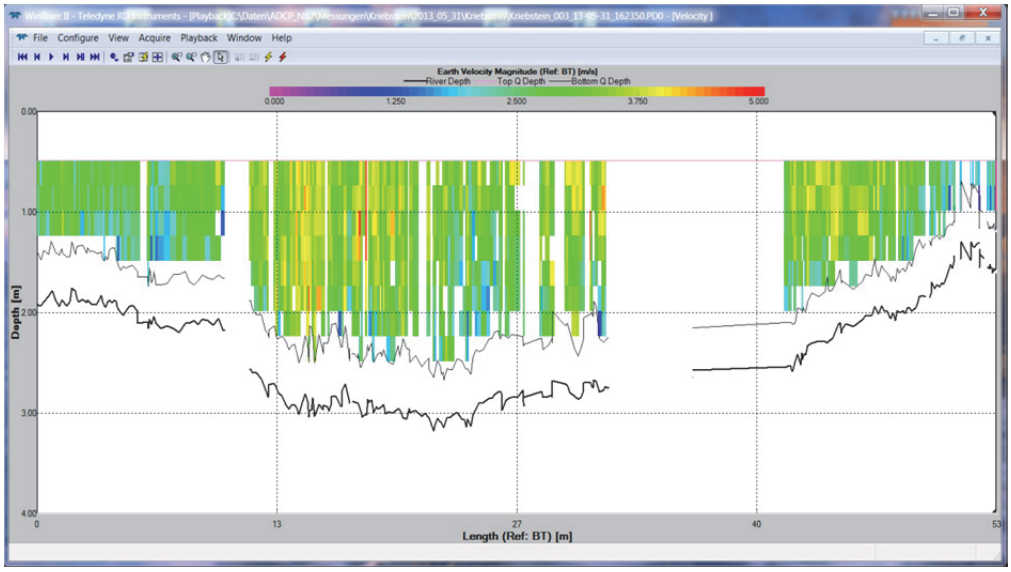


Abb. 3: Ausfälle und Verlust des Grundkontakts bei einer ADCP-Hochwassermessung durch Verwirbelungen unterstrom eines Brückenpfeilers.

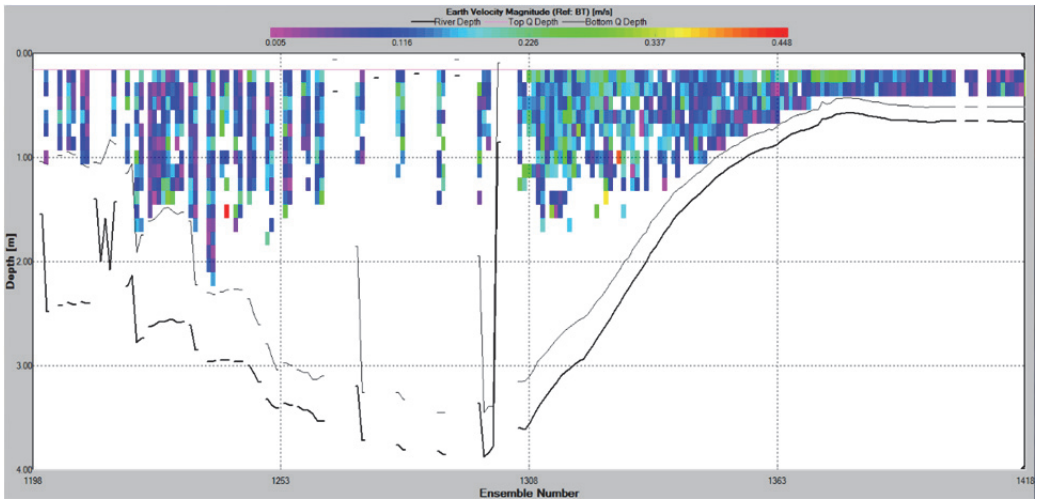


Abb. 4: Aufgrund sehr niedriger Fließgeschwindigkeiten im Zusammenhang mit Ablagerungen von feinkörnigem Schlamm erfolgt keine korrekte Erfassung der Sohle.

Es liegt also nahe, für Nischen, in denen ADCP-Messungen nicht erfolgreich durchgeführt werden können, berührungslose Messungen anzustreben.
Berührungslose Durchflussmessungen basieren darauf, dass man mit einem geeigneten Messverfahren die Oberflächengeschwindigkeit des Wassers ermittelt und diese dann unter Kenntnis der Gerinnegeometrie und deren Parameter durch Anwendung allgemeiner Fließformeln in einen Durchfluss umrechnet.
Die Messung der Oberflächengeschwindigkeit mit Radar gibt es als stationäre Einheit zur festen Installation bereits seit einigen Jahren. Das Problem dabei war immer:

- einen für alle Wasserstände repräsentativen Messpunkt an der Wasseroberfläche festzulegen, der dann auch noch technisch messbar ist und
- von dieser einen Punktmessung einen für alle Wasserstände korrekten Rechenmodus zu finden, der aus der gemessenen Punktgeschwindigkeit einen Gesamtdurchfluss errechnet.

Ergänzend zu den stationären Verfahren wurden mobile Radar-Verfahren entwickelt. Nach dem Section by Section-Verfahren wird in einem vorgeplanten Lamellenraster die Oberflächengeschwindigkeit gemessen und daraus ein Gesamtdurchfluss errechnet. Testmessungen mit verschiedenen Gerätetypen zeigten sowohl die Vorteile des Messverfahrens als auch die Einschränkungen.

Beispiel 1: Pegel Krummenhennersdorf

Am 08.03.2016 wurde am Pegel Krummenhennersdorf 1 an der Bobritzsch eine Vergleichsmessung durchgeführt. Zum Einsatz kamen ein Messflügel als Stangenflügel, ein ADCP-StreamPro, ein Radar-Sensor-Kalesto, umgebaut für mobile Messungen und ein Radar-Sensor RP30.

Der Pegel Krummenhennersdorf hat ein ausgebautes Profil mit einer gut egalisierten Strömung. Störungen sind im Gerinne nicht vorhanden. Der Wasserstand von 46 cm entspricht einem leicht erhöhten Mittelwasser. Die maximale gemessene Oberflächengeschwindigkeit betrug ca. 1 m/s.

Die Messergebnisse im Einzelnen wie folgt:

Tab. 1: Vergleichsmessung am 08.03.2016 am Pegel Krummenhennersdorf

Datum	Pegel	Messgerät	Wasserstand cm	Durchfluss m³/s
08.03.2016	Krummenhennersdorf 1	RP-30	46	2,72
08.03.2016	Krummenhennersdorf 1	ADCP	46	2,32
08.03.2016	Krummenhennersdorf 1	Kalesto	46	2,54
08.03.2016	Krummenhennersdorf 1	Flügel	46	2,46

Während der Messungen war es nahezu windstill, es gab keine Wasserstandsänderungen. Die Messungen zeigen eine gute Übereinstimmung. Nimmt man das Ergebnis des Messflügels als Kalibrierwert, so beträgt die größte Abweichung gerade einmal 260 l/s.

Beispiel 2: Kleindalzig

Am 15.04. und am 30.04.2015 wurden am Pegel Kleindalzig, Weiße Elster Vergleichsmessungen durchgeführt. Das Profil der Weißen Elster ist in diesem Bereich bergbaubedingt als künstliches Gerinne in Trapezform ausgebaut und mit Asphaltbeton befestigt. Die Messungen wurden von der Straßenbrücke Kleindalzig aus durchgeführt.

Der Mittelwasserabfluss liegt bei 16,9 m³/s.

Tab. 2: Vergleichsmessungen am 15. und 30.04.2015 am Pegel Kleindalzig

Datum	Pegel	Messgerät	Wasserstand cm	Durchfluss m³/s
15.04.2015	Kleindalzig	RP-30	77	10,2
15.04.2015	Kleindalzig	ADCP	73	13,1
30.04.2015	Kleindalzig	RP-30	85	15,0
30.04.2015	Kleindalzig	ADCP	86	16,2

Bei beiden Messungen liegt das Ergebnis der Radarmessung deutlich unter dem der ADCP-Vergleichsmessung. Auffällig sind die ermittelten maximalen Oberflächengeschwindigkeiten. Während das ADCP einen errechneten Wert von 1,05 m/s am 15.04. und 1,26 m/s am 30.04. ausweist, werden vom RP30 an diesen Tagen nur 0,77 m/s und 0,99 m/s gemessen. Verursacht wird diese Differenz durch einen starken stromauf gerichteten Wind, der den Abfluss der obersten Lamelle behindert. Da das Radarmessgerät seine Werte ausschließlich über das Abflussverhalten der Wasseroberfläche ermittelt, ist hier eine große Beeinflussung gegeben.
Es ist anzunehmen, dass mit steigender Fließgeschwindigkeit der Wert der Windbeeinträchtigung stark zurückgeht. Versuche, die Größe der Beeinträchtigung über ein Verhältnis von Fließgeschwindigkeit und gemessener Windgeschwindigkeit einzugrenzen, haben bisher noch keine verwertbaren Ergebnisse erbracht.

Beispiel 3: Kriebstein UP

Deutlich wird die Bedeutung der Windbeeinträchtigung auch am Beispiel der Messung am Pegel Kriebstein UP (Messort Straßenbrücke Kriebethal) vom 10.12.2015. Hier wurde bei starkem Wind von Oberstrom mit dem RP30 ein deutlich höherer Wert erzielt als bei der Vergleichsmessung mit dem ADCP.

Tab. 3: Vergleichsmessung am 10.12.2015 am Pegel Kriebstein

Datum	Pegel	Messgerät	Wasserstand cm	Durchfluss m³/s
10.12.2015	Kriebstein UP	RP-30	86	34,9
10.12.2015	Kriebstein UP	ADCP	86	28,0

Dass Verfahren, die ihre Ergebnisse über die Ermittlung der Oberflächengeschwindigkeit gewinnen, unter geeigneten Randbedingungen anderen Messverfahren gleichwertig sind, zeigt das Ergebnis einer weitere Vergleichsmessung, die vom Amt für Umwelt des Kantons Thurgau am 06.04.2015 organisiert wurde.
Unter Beteiligung von Teilnehmern aus der Schweiz, Österreich und Deutschland wurden an mehreren Messorten nicht nur bereits etablierte Verfahren wie ADCP-Messungen oder Durchflussmessungen mit Messflügel verglichen, sondern neben Radarmessungen auch innovative bildverarbeitende Verfahren.

Tab. 4: Ringversuch Durchflussmessung am 06.04.2016 im Kanton Thurgau, Schweiz

Datum	Pegel	Messgerät	Durchfluss m³/s	Abweichung vom Mittelwert %
06.04.2015	Thur	ADCP	37,4	-3,5
		ADCP	36,8	-5,0
		ADCP	37,2	-4,0
		ADCP	37,4	-3,5
		ADCP	38,0	-1,9
		Radar	39,2	1,2
		Radar	40,3	4,0
		Radar	40,8	5,3
		Radar	41,0	5,8
		Bildbasiertes System	39,4	1,7
06.04.2015	Murg	Radar	2,37	-3,8
		Radar	2,22	-9,9
		Induktiv	2,50	1,4
		ADCP	2,60	5,7
		Flügel	2,59	5,3
		Flügel	2,45	-0,4
		Bildbasiertes System	2,50	1,6

Die Randbedingungen an beiden Messorten waren für alle Verfahren sehr gut. Die Messstrecken waren ausgebaut, an der Murg auch z. T. befestigt, eine Windbeeinträchtigung war nicht gegeben.

Auf besonderes Interesse stieß die Messung mit dem bildbasierten System. Über eine App wird ein mit dem Smartphone aufgenommenes Video anhand vorher eingegebener Profilwerte berechnet.

In einem ersten Test im Messnetzbetrieb Wasser und Meteorologie in Leipzig wurde an einem gut ausgebauten und bekannten Profil mit der App ein zutreffender Messwert ermittelt. Der gemessene Wert von 1,04 m³/s stimmt gut mit dem Wert aus der Wasserstands-Durchflussbeziehung von 1,04 m³/s und dem von einer stationären Durchflussmesseinrichtung an diesem Standort überein, die einen Durchfluss von 0,92 m³/s auswies.

Hat man einmal das Profil eingegeben, so sind die Messdauer und auch die Auswertezeit bestechend kurz, sodass bei entsprechender Ausrüstung der Messtrupps mit Smartphones im Hochwasserfall die Durchführung einer großen Anzahl von Messungen möglich wäre. Allerdings werden nur der Durchfluss und eine Fließgeschwindigkeit ausgegeben.

Weitere Tests sind vorgesehen.

6. Eine Bewertung der Messverfahren aus der praktischen Anwendung

6.1 Messflügel

Nach wie vor ist der Messflügel das Standardinstrument für Durchflussmessungen. Durch seine große Anwendungsbreite, sei es als Stangenflügel oder als Schwimmflügel mit Brü-

ckenausleger oder Seilkrananlage, ist er nahezu universell einsetzbar. Als etabliertes Verfahren ist die Flügelmessung von fundierten Auswertealgorithmen und Fehlerbetrachtungen flankiert. Eingeschränkt wird die Anwendbarkeit durch die sogenannte Anlaufgeschwindigkeit, eine Mindestfließgeschwindigkeit, die am Messpunkt vorhanden sein muss, um den Propeller zum Rotieren zu bringen.
Vor allem an größeren Gewässern sind Durchflussmessungen mit dem Messflügel sehr zeit- und personalintensiv. Messungen können mehrere Stunden dauern und oft wird neben den beiden eigentlich Messenden noch eine Person zur Bedienung des Geräteträgers, eines Bootes oder einer Seilkrananlage, benötigt.
Als Gerät mit beweglichen Teilen verursacht ein Messflügel regelmäßigen Wartungs- und Kalibrieraufwand. Als eintauchendes Gerät kann es bei Transport von Feststoffen im Gewässer, wie z. B. Treibeis und Treibgut nicht eingesetzt werden und ist auch empfindlich gegenüber Schwemmgut wie z. B. Gras oder Gestrüpp, da damit die rotierenden Teile des Messgerätes behindert werden. Gleiches gilt bei starkem Krautbewuchs.

6.2 ADCP-Messboot

Die ADCP-Messtechnik ist aufgrund ihrer Praktikabilität als Durchflussmessgerät weit verbreitet. Es gibt unterdessen viele Vergleichsmessungen, die belegen, dass die Technik mit hinreichender Genauigkeit misst. Auswerteprogramme werden vom jeweiligen Hersteller bereitgestellt. Ein Auswerteprogramm, welches eine Kompatibilität zur Pegelvorschrift herstellt, gibt es ebenfalls. Für Fehlerbetrachtungen von Einzelmessungen existiert derzeit keine befriedigende und praktikable Lösung.
Die Boote haben ein sehr breites Anwendungsgebiet, das allerdings durch eine Mindestwassertiefe, die trotz neuer Sensorik in der Praxis immer noch bei etwa 0,25 m Wassertiefe liegt, eingeschränkt wird. Auch bei geringeren Tiefen liefert der Sensor unter Umständen noch Werte, allerdings übersteigt der Anteil des berechneten Durchflusses den des gemessenen im Abflussprofil bei Weitem, sodass die Messung aufgrund der erarbeiteten Qualitätsrichtlinien nicht mehr zu einer Auswertung herangezogen werden sollte.
Die zur Durchführung einer Moving-Boat-Messung benötigte Mindestfließgeschwindigkeit (die größer sein sollte als die Bootsgeschwindigkeit) kann man durch eine Section-by Section-Messung umgehen.
Weitere Einschränkungen ergeben sich bei einer starken Trübung des Wassers (z. B. bei Hochwasser) im Zusammenhang mit größeren Gewässertiefen. Das StreamPro ist dann nicht mehr in der Lage, bis zum Gewässerboden vorzudringen, auch wenn die Sohle sich noch innerhalb des vom Gerät her theoretisch messbaren Tiefenbereichs befindet. Bei anderen Gerätetypen wurde dieser Effekt nicht beobachtet. Das Vorhandensein von Luftblasen im Wasser behindert eine Messung stark, Messungen unterhalb von Überfallwehren sollten vermieden werden. Die Bedienung der Messboote ist unterdessen sehr einfach geworden. Da die Messungen auch recht schnell durchgeführt werden können, ist auch im Hochwasserfall eine gute Belegung der Hochwasserwellen mit Messungen möglich. Allerdings stellen gerade bei Hochwasser vorkommende raue Abflussverhältnisse wie Treibgutvorkommen, stehende Wellen oder sehr hohe Fließgeschwindigkeiten die Geräteträger wie auch die Ge-

räteführer vor hohe Anforderungen, sodass ein Einsatz bei großen Hochwässern immer auch mit der Gefahr eines Verlusts des ADCP-Gerätes verbunden ist.

6.3 Berührungslose Messverfahren

Berührungslose Messverfahren wie Radar oder bildverarbeitende Verfahren haben den äußerst großen Vorteil, auch bei sehr großen Hochwässern und sehr rauen Abflussverhältnissen ohne die Gefahr eines Verlusts eingesetzt werden zu können.

Da beide Methoden auf der Registrierung der Bewegung von an der Wasseroberfläche bewegten Partikeln oder Strukturen basieren, ist eine höhere Fließgeschwindigkeit sogar von Vorteil und erhöht die Genauigkeit des Verfahrens. Dabei sei auch noch einmal auf den Einfluss des Windes hingewiesen. Besonders bei niedrigen Fließgeschwindigkeiten führt eine windbewegte Wasseroberfläche zu groben Fehlmessungen (siehe Tabellen 2 und 3). Höhere Fließgeschwindigkeiten lassen den Einfluss des Windes zurücktreten. Eine weitere Einschränkung ergibt sich daraus, dass für beide Verfahren eine genaue Kenntnis des Messprofils zum Messzeitpunkt erforderlich ist. Erfolgreiche Messungen können also nur dort durchgeführt werden, wo aktuelle Profildaten vorliegen. Gegebenenfalls kann das Profil auch nach der Messung, nach dem Hochwasser, aufgenommen werden. In jedem Fall muss aber sichergestellt werden, dass das Profil während des Hochwassers keine Veränderung durch Auskolkung und/oder Sedimentation erfahren hat. Das schränkt die Verwertbarkeit von Hochwassermessungen in freien Profilen ein. Derartige Messungen sind also auch weiterhin an eingemessene und nach Möglichkeit befestigte Profile gebunden.

Berührungslose Durchflussmessverfahren stellen nach unseren Erkenntnissen eine wertvolle Ergänzung der Messgeräteausstattung dar, ohne eintauchende Verfahren ersetzen zu können. Besonders die Notwendigkeit einer separaten Einmessung des Messprofils sowie die Anfälligkeit für eine Beeinflussung der Messergebnisse durch Wind schränken sie in ihrer Anwendungsbreite ein. Einsatzgebiet werden in der BfUL im Wesentlichen Messungen unter Verhältnissen sein, bei denen Messungen mit Flügel oder ADCP nicht oder nur unter starken Einschränkungen möglich sind.

Literatur

Maniak, U., 1993. Hydrologie und Wasserwirtschaft, 3. Aufl., Berlin.

Morgenschweis, G., 2010. Hydrometrie, 1. Aufl., Berlin.

Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (Hrsg.), 2004. Hochwasser August 2002 in den Osterzgebirgsflüssen – Ereignisanalyse, Dresden.

Staatliche Umweltbetriebsgesellschaft (Hrsg.), 2005. Der Wiederaufbau des sächsischen Pegelmessnetzes, Radebeul.

Niederschlagsmessung mit Richtfunkstrecken kommerzieller Mobilfunknetzwerke: Operationalisierung und hydrometeorologische Anwendung

Christian Chwala, Felix Keis, Gerhard Smiatek, Yvonne Boose, Harald Kunstmann

Zusammenfassung

Genaue Niederschlagmessungen sind unabdingbar für hydrologische Anwendungen. Die hohe raumzeitliche Variabilität von Niederschlag und die systemimmanenten Fehlerquellen von Wetterradar und Pluviographen führen jedoch zu großen Unsicherheiten. Die neue Methode der Niederschlagsmessung mittels Richtfunkstrecken bietet komplementäre Niederschlagsinformation und kann sowohl in Kombination mit existierenden Messungen als auch unabhängig davon genutzt werden. Wir stellen hier das Messprinzip und die notwendige Datenprozessierung kurz vor. Zusätzlich zeigen wir, dass diese neue Datenquelle zur Verbesserung in der Abflussmodellierung beitragen kann und geben einen Ausblick auf die Weiterentwicklung der Methode in Deutschland und anderen Ländern.

1. Motivation

Die exakte Erfassung der raumzeitlichen Niederschlagsvariabilität bleibt eine Herausforderung: die Interpolation zwischen Niederschlagsstationen kann gerade im komplexen Gelände oder bei geringen Stationsdichten zu großen Unsicherheiten in der Niederschlagsbestimmung führen. Ebenso bleibt die Ableitung von Niederschlagsmengen aus Radarreflektivitäten für hydrologische Anwendungen häufig problematisch. Neben diesen beiden klassischen Punkt- und flächenhaften Niederschlagsmessungen (Station und Radar) gibt es jedoch auch zusätzlich die Möglichkeit linienintegrierte Werte für Niederschlagsmengen zu erhalten.

Wie Messer et al. (2006) zeigen konnten, lässt sich aus den Dämpfungsdaten kommerzieller Richtfunkstrecken (CMLs von engl. commerical microwave links) Niederschlag ableiten. Da diese CMLs genutzt werden um die Kommunikation zwischen einzelnen Handymasten zu realisieren, ist ihre Verbreitung direkt an das Vorhandensein eines Mobilfunknetzes gekoppelt. Dieses wurde in den letzten Jahren weltweit stark ausgebaut, so dass auch in entwicklungsschwachen Ländern, die meist nur ein dünnes meteorologisches Stationsmessnetzen besitzen, ein landesweites CML-Netzwerk existiert.

Doumounia et al. (2015) konnten an einem einzelnen CML in Burkina Faso zeigen, dass diese neue Technik auch in Afrika anwendbar ist. Wenn Dämpfungsdaten eines gesamten CML-Netzwerks vorliegen, können damit, und mit entsprechenden Interpolationsverfahren, landesweite Niederschlagsfelder abgeleitet werden (Overeem et al., 2013).

In Deutschland existieren mehrere zehntausend CMLs. Sie bieten gerade in Städten und in Bergregionen, in denen Stationsmessungen selten sind und Regenradare systembedingt Probleme haben, wertvolle Zusatzinformation. Außerdem können CML-Daten in Echtzeit verfügbar gemacht werden (Chwala et al., 2016), was sie für zeitkritische Anwendungen wie nowcasting attraktiv macht.

2. Messprinzip

Die meisten CMLs verwenden Frequenzen zwischen 10 und 40 GHz. In diesem Frequenzbereich führen Regentropfen zu einer starken Dämpfung der Mikrowellenstrahlung. Das heißt,

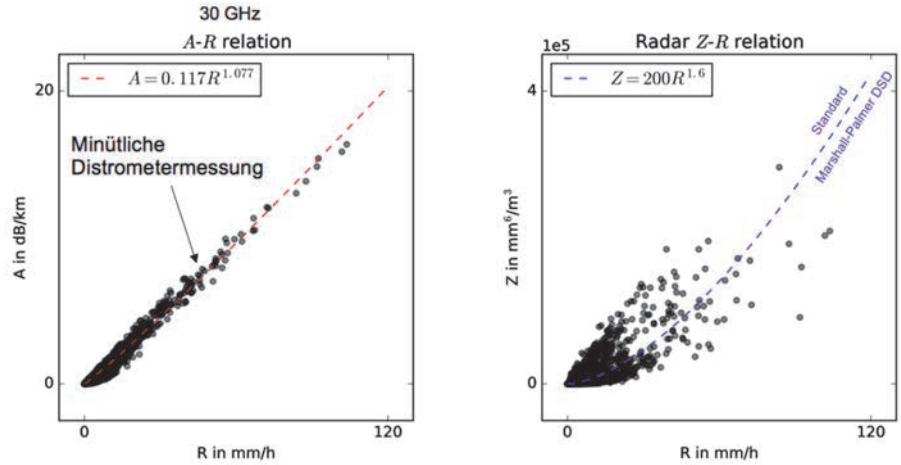


Abb. 1: Illustration des Zusammenhangs zwischen Regenrate *R* und jeweiliger Messgröße, für Richtfunkstrecken Dämpfung *A*, und für Wetterradar Reflektivität *Z.* Die Werte für *R, A* und *Z* wurden aus minütlichen Distrometermessungen über einen Zeitraum von einem Jahr berechnet. Für die *A*-*R*-Beziehung ist ein Fit der Datenpunkte gezeigt (rot gestrichelte Linie). Für die *Z*-*R*-Beziehung ist der Verlauf für eine theoretische Marshall-Palmer-DSD eingezeichnet.

bei gleichbleibender Sendeleistung wird der Empfangspegel durch Regen stark abgeschwächt. Dieser, für die Betreiber der CML-Netzwerke unangenehme Effekt, lässt sich umgekehrt dazu nutzen, aus einer gemessen Dämpfung Regenraten abzuleiten. Ähnlich wie beim Wetterradar, mit seiner Z-R-Beziehung, lässt sich für CMLs die Beziehung zwischen Dämpfung *A* in dB/km und Regenrate *R* in mm/h als Potenzgesetz der Form

$$A = a\,R^b \tag{1}$$

darstellen, wobei die Konstanten *a* und *b* hauptsächlich von der verwendeten Frequenz abhängen. Wie bei der Z-R-Beziehung haben *a* und *b* auch hier eine Abhängigkeit von der Tröpfchengrößenverteilung (DSD). Diese Abhängigkeit ist, wie in Abbildung 1 zu sehen, für die A-R-Beziehung jedoch um ein vielfaches kleiner. Daher ist die für das Wetterradar so problematische, von der DSD herrührende, Unsicherheit der Niederschlagsbestimmung für CMLs nur von geringer Bedeutung. Da CMLs jedoch nicht als Messinstrumente konzipiert wurden, gibt es andere Einflussfaktoren die die Unsicherheit bei der Abschätzung von Regenraten erhöhen.

3. Datenprozessierung und Validierung

Niederschlag ist nicht der einzige Störfaktor bei der Ausbreitung von Mikrowellenstrahlung in der Atmosphäre. Wasserdampf hat ebenfalls einen messbaren Einfluss. Er kann, neben zusätzlicher Dämpfung, genau wie Lufttemperaturschwankungen, zu geänderter Strahlbrechung und Ablenkung führen, was wiederrum eine starke Änderung des Empfangspegels zur Folge

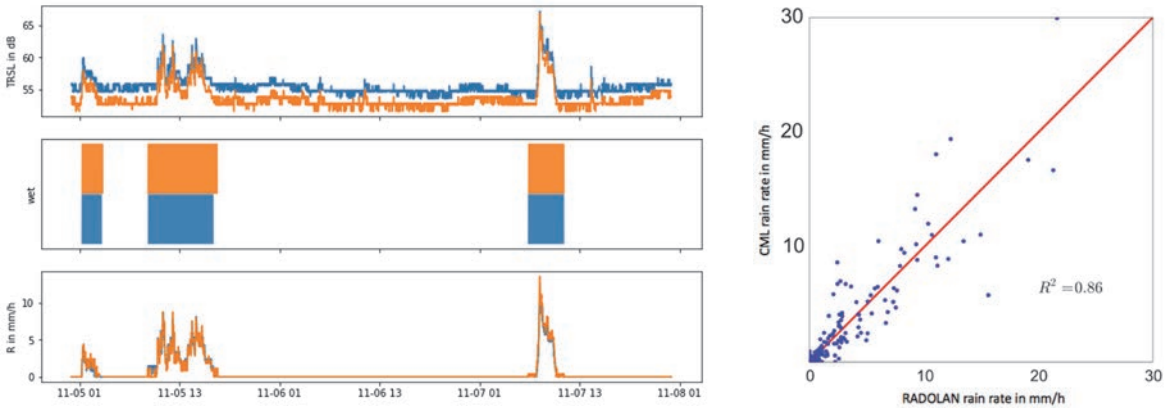


Abb. 2: (links) Ein Beispiel für CML Rohdaten und deren Prozessierung. Im oberen Plot ist die Pfaddämpfung (TRSL) für beide Richtungen des CML gezeigt. Der mittlere Plot zeigt das Ergebnis einer automatisierten wet-dry Klassifizierung die zur Erkennung von Regenereignissen in den verrauschten Rohdaten nötig ist. Im untern Plot ist die resultierende Regenrate dargestellt. (rechts) Vergleich von CML-basierten Regenraten mit RADOLAN, dem mit Pluviometermessungen angeeichten Radarprodukt des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Der Vergleich zeigt Daten einer Stunde von ca. 200 CMLs in Südbayern während starker Schauer. Verglichen wurden die Pixel entlang der CMLs.

haben kann. Somit kann die Dämpfung entlang eines CMLs auch ohne Niederschlag schwanken. Diese Schwankungen sind oft sehr viel kleiner als die von Niederschlag induzierten Dämpfungsereignisse. Sie können jedoch unvorhergesehen und in der Größenordnung der Dämpfung durch Niederschlag auftreten. Daher ist vor der Umrechnung von Dämpfung in Regenraten eine Analyse der CML-Daten notwendig.

Da moderne CML-Systeme den Sendepegel bei kleinen Dämpfungsereignissen anpassen, muss immer die Differenz aus Sende- und Empfangspegel TRSL (von engl. Transmitted minus Received Signal Level) betrachtet werden.

Als erster Schritt wird zur Identifikation von Regenereignissen in den TRSL-Daten eine sogenannte wet-dry Klassifizierung durchgeführt. Dafür wurden verschiedene Verfahren entwickelt, die die TRSL-Zeitreihen analysieren, z.B. mittels rollender Standardabweichung (Schleiss et al., 2010) oder Short-term Fourier Transformation (Chwala et al., 2012). Ein weiteres Verfahren entscheidet anhand der Korrelation zwischen räumlich nahe gelegenen CMLs ob in deren TRSL-Zeitreihe eine Periode als Regenereignis klassifiziert werden soll (Overeem et al., 2013).

Für alle Verfahren gleich ist die Tatsache, dass die Wahl der verwendeten Parameter Einfluss auf die Qualität der abgeleiteten Regenraten hat. Daher ist immer noch eine Kalibrierung der Parameter notwendig. Neue robustere Verfahren sind aktueller Gegenstand der Forschung.

Abbildung 2 zeigt für einen CML wie ausgehend von den TRSL Rohdaten mittels der Detektion von Regenereignissen eine Niederschlagszeitreihe frei von Artefakten erzeugt wird. Rechts in Abbildung 2 ist zusätzlich noch der Vergleich mehrerer CMLs mit dem Radarniederschlagsprodukt RADOLAN des DWD zu sehen, der eine sehr gute Übereinstimmung zeigt.

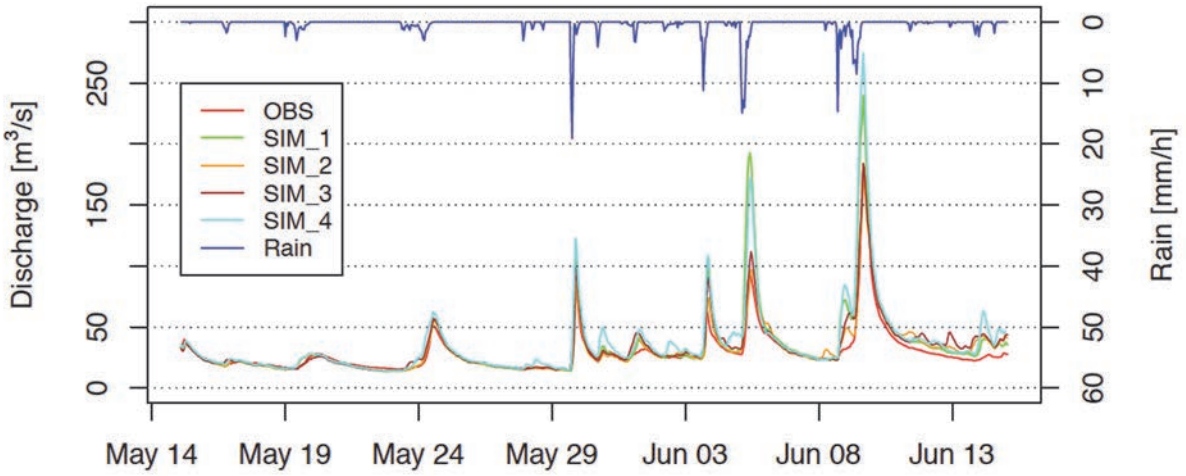


Abb. 3: Vergleich von gemessenem und modelliertem Abfluss für die Ammer am Pegel Weilheim. Der modellierte Abfluss stammt von vier Simulationen mit WaSiM-ETH, für die jeweils der Niederschlagsinput geändert wurde. SIM_1 nutzt die Daten der verfügbaren automatischen Niederschlagsstationen. SIM_2 und SIM_3 nutzen die Daten von SIM_1 plus die Daten von 10 CMLs die im oder nahe des Einzugsgebiets liegen. SIM_4 wird mit RADOLAN Niederschlagsfeldern angetrieben. Die gezeigte Niederschlagskurve entspricht SIM_1. Sowohl SIM_1, mit ausschließlich Stationsmessungen, als auch SIM_4, mit Radarmessungen, überschätzen den Abfluss bei den Ereignissen mit sehr hohem Abfluss.

4. Anwendung in der hydrologischen Modellierung

Um das Potential der CML-Daten für die hydrologische Modellierung zu untersuchen, testeten Smiatek et al. (2017) diese als zusätzlichen Niederschlagsinput für das Modell WaSiM-ETH. Das Modell wurde für das Einzugsgebiet der Ammer für das hydrologische Jahr 1997 mittels Stationsdaten und des Gauss-Marquardt-Levenberg Algorithmus kalibriert. Die Untersuchung des Potentials von CML-Daten wurde für Sommer 2016 durchgeführt. Als Niederschlagsinput dienten dabei Stations- und Radardaten, sowie die Kombination aus Stations- und CML-Daten. Die Ergebnisse für starke, lokale Niederschlagsereignisse zeigten, dass die Erhöhung der Dichte des Messnetzwerks durch die Hinzunahme der CML-Daten zu einer signifikanten Verbesserung der Modellperformanz führt. Wie in Abbildung 3 zu sehen, überschätzte die Simulation basierend auf reinen Stationsdaten die starken Abflussereignisse massiv. Der Grund dafür war die räumliche Interpolation der Stationsdaten, die in diesem Fall den Niederschlag stark überschätze. Die Simulation basierend auf Radardaten überschätze die starken Abflussereignisse ebenfalls, was, trotz Aneichung mit Stationsmessungen, auf die Unsicherheiten der Radarmessung zurückzuführen ist.

CML-Daten bieten demnach, vor allem in Bereichen mit hoher CML-Dichte, wertvolle Niederschlagsinformation die zu signifikanten Verbesserungen bei der Modellierung und Kurzfristvorhersage von Abfluss beitragen können.

5. Zukünftige Operationalisierung

Momentan werden in Deutschland, im Rahmen einer Kooperation zwischen der Firma Ericsson und dem Karlsruher Institut für Technologie (KIT), Daten von 3300 CMLs mit einer zeitlichen Auflösung von einer Minute aufgezeichnet. Die Daten stehen wenige Sekunden nach der Aufzeichnung in der Datenbank des KIT zur Weiterverarbeitung bereit. Im Frühjahr 2017 wird die Datenerfassung erweitert, um mit zukünftig 10.000 CMLs ganz Deutschland abzudecken. Gleichzeitig arbeitet das KIT an einer robusten echtzeitfähigen Prozessierung, um für ganz Deutschland echtzeitnahe CML-basierte Niederschlagsfelder zu erzeugen.
Dieses erste Testprodukt soll dann Stück für Stück verbessert und verstetigt werden. Zusammen mit dem DWD wird in Zukunft ebenfalls untersucht inwieweit CML-Daten bei der Erstellung nationaler und internationaler Niederschlagsprodukte unterstützen können.

6. Ausblick

Neben der Operationalisierung der CML-Datenanalyse in Deutschland steht für das KIT ebenso die Verbreitung der Methode in Regionen mit schlechtem Stationsmessnetz im Vordergrund. Im Rahmen eines von der DFG geförderten Projekts werden CML-Daten in Palästina aufgezeichnet und analysiert. Diese werden in Zukunft genutzt, um für einzelne Wadis westlich des Jordan verbesserte Niederschlagsinformation zur Verfügung zu stellen und darauf aufbauend die hydrologische Modellierung dieser hydrologisch komplexen Einzugsgebiete zu verbessern.
Eine weitere Zielregion ist Westafrika. Dort wurde zusammen mit weiteren internationalen Forschergruppen der RainCell Workshop veranstaltet um junge afrikanische Wissenschaftler auf dem Gebiet der Niederschlagsmessung mittels CML-Daten auszubilden (Gosset et al., 2016). Für diese Region, die stark auf ein verlässliches Wassermanagement und damit auf genaue Niederschlagsmessung angewiesen ist, versprechen die dadurch angestoßenen Projekte wichtige zusätzliche Niederschlagsinformationen.

Danksagung

Wir bedanken uns bei Ericsson Deutschland, die uns ermöglichen CML-Daten aufzuzeichnen und in Echtzeit verfügbar zu machen. Des Weiteren danken wir der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), die diese Arbeiten im Rahmen des Projekts “Integrating Microwave Link Data For Analysis of Precipitation in Complex Terrain: Theoretical Aspects and Hydrometeorological Applications” (IMAP) unterstütz. Darüber hinaus gilt unser Dankt der Stiftung Energieforschung Baden-Württemberg.

Literatur

Chwala, C., Keis, F., Kunstmann, H., 2016. Real-time data acquisition of commercial microwave link networks for hydrometeorological applications, Atmos. Meas. Tech., 9 (3), 991-999.

Chwala, C., Gmeiner, A., Qiu, W., Hipp, S., Nienaber, D., Siart, U., Eibert, T., Pohl, M., Seltmann, J., Fritz, J., Kunstmann, H., 2012. Precipitation observation using micro-wave backhaul links in the alpine and pre-alpine region of southern Germany. Hydrol. Earth Syst. Sci., 16(8), 2647-2661.

Gosset, M., Kunstmann, H., Zougmore, F., Cazenave, F., Leijnsee, H., Uijlenhoet, R., Chwala, C., Keis, F., Doumounia, A., Boubacar, B., Kacou, M., Alpert, P., Messer, H., Rieckermann, J., Hoedjes, J., 2016. Improving rainfall measurement in gauge poor regions thanks to mobile telecommunication networks. Bulletin of the American Meteorological Society 97, ES49–ES5.

Doumounia, A., Gosset, M., Cazenave, F., Kacou, M., Zougmore, F., 2014. Rainfall monitoring based on microwave links from cellular telecommunication networks: First results from a West African test bed. Geophysical Research Letters 41 (16), 6016–6022.

Messer, H., Zinevich, A., Alpert, P., 2006: Environmental monitoring by wireless communication networks. Science, 312, (5774), 713.

Overeem, A., Leijnse, H., Uijlenhoet, R., 2013. Country-wide rainfall maps from cel-lular communication networks. Proceedings of the National Academy of Sciences, 110(8), 2741-2745.

Schleiss, M., Berne, A., 2010. Identification of dry and rainy periods using telecommunication microwave links. IEEE Geoscience and Remote Sensing 7, 611–615.

Smiatek, G., Keis, F., Chwala, C., Fersch, B., Kunstmann, H., 2017. Potential of commercial microwave link network derived rainfall for river runoff simulations, Environ. Res. Lett., in press.

Multi-Parameter-Analyse zur Charakterisierung von Landschaftsmerkmalen innerhalb eines experimentellen Messnetzes im Hochgebirge

Michael Engel, Daniele Penna, Werner Tirler, Francesco Comiti

Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, mit Hilfe hydrochemischer Parameter auf Landschaftsmerkmale von vergletscherten Teileinzugsgebieten in einem Untersuchungsgebiet in den Italienischen Ostalpen zu schließen. Dabei wurden Gletscherschmelz- und Schneeschmelzwässer, Bäche, ein Hochgebirgssee sowie verschiedene Quellen beprobt und ihre hydrochemische Signatur anhand von stabilen Wasserisotopen, der elektrischer Leitfähigkeit sowie der Konzentration von Haupt-, Neben- und Spurenelementen analysiert. Erste Ergebnisse deuten darauf hin, dass sich die Teileinzugsgebiete aufgrund von mit Metallen angereicherten Schmelzwässern und Grundwasser- bzw. Schmelzwasser dominierenden Abflussanteilen differenzieren lassen. Der Einfluss eines Sees konnte hydrochemisch nachgewiesen werden und eine Reduzierung der Elementenanalyse zur Vereinfachung des Messprogramms ist möglich.

1. Einleitung

Alpine Einzugsgebiete sind komplexe und sensible Systeme, die aufgrund des Rückgangs von Schneebedeckung, Gletschern und Permafrost durch Änderung des Klimas stark beeinflusst werden. Dieser Wandel zeigt sich am deutlichsten in der sich verändernden Landschaft, geprägt durch verschiedene Stadien des Gletscherrückzugs, Seenbildung oder Änderung des Gewässernetzes. Es stellt sich die Frage, inwiefern sich solche Veränderungen in der Landschaft durch Abflussdynamik und Hydrochemie bestimmen lassen und welche Parameter ein solches Messprogramm enthalten müsste.

In diesem Zusammenhang wurden innerhalb der letzten Jahrzehnte hydrochemische Analysen und Wasserisotopen als wichtiges Instrument benutzt, um komplexe Eigenschaften von Einzugsgebieten wie z.B. Bodenbedeckung, Landnutzung oder mittlere Verweildauer (Rodgers et al., 2005; Soulsby et al., 2006) abzuleiten. Insbesondere Nowak and Hodson (2014) nutzten die hydrochemische Variabilität kleiner Einzugsgebiete in der hohen Arktis, um den Zusammenhang von Wasserchemie und die durch den Landschaftswandel geprägten, geomorphologischen Eigenschaften des Untersuchungsgebiets zu erforschen

In Abhängigkeit von der jeweiligen Fragestellung ist die Wahl des Probenahmekonzepts von großer Bedeutung: ein räumlicher Beprobungsansatz wird z.B. verwendet, um die räumliche Variabilität von Niederschlag entlang eines Höhengradienten abzudecken (Maurya et al., 2011) oder von Flusswasser mit zunehmender Entfernung vom Gletscher zu charakterisieren (Baraer et al., 2009; Zhou et al., 2014). Die zeitliche Variabilität ist bei diesen meist kurzen Beprobungsphasen zu vernachlässigen. Ähnliches gilt auch für das *snapshot sampling,* bei dem innerhalb weniger Stunden die hydrochemische Signatur unter besonderen Bedingungen, wie z:B. zu hohen Abflüssen (Fröhlich et al., 2008) oder Basisabfluss (Fischer et al., 2015) im Einzugsgebiet analysiert wird. Zur Bestimmung von komplexer, räumlich-zeitlicher Dynamik über einen längeren Zeitraum hinweg sollten jedoch aufwändige Beprobungsansätze mit einzelnen und mehreren Messstandorten sowie unterschiedlichen Messintervallen und –dauer gewählt werden (Gurnell and Fenn, 1985).

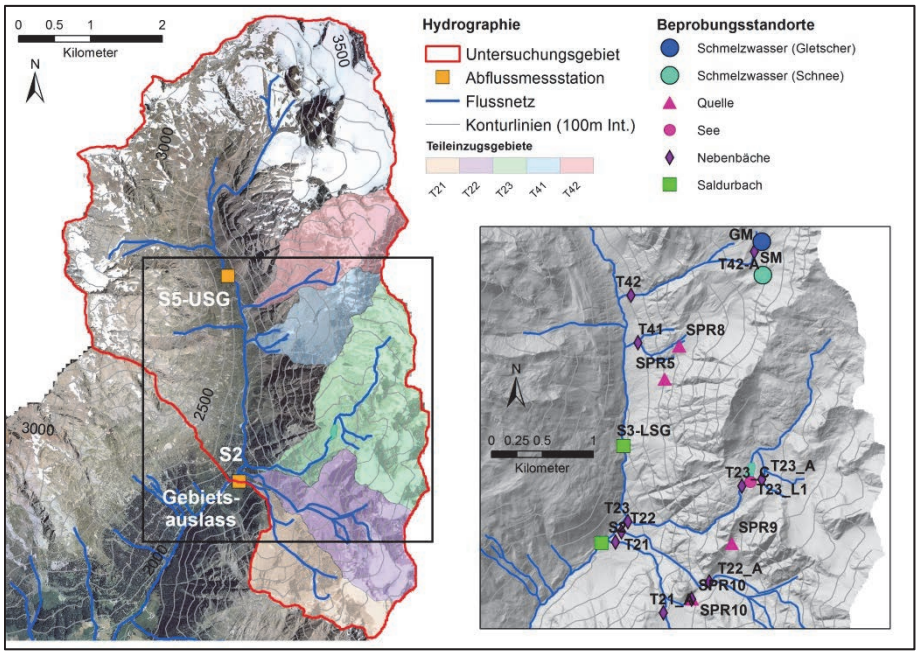


Abb. 1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebiets mit Beprobungspunkten und Mess-einrichtungen im Matschtal (Südtirol, Italien).

2. Methode

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im oberen Matschtal (Südtirol, Norditalien) und wird vom Saldurbach und seinen zahlreichen Nebenbächen durchflossen (Einzugsgebietsgröße: 27 km², Abbildung 1). Aus dem Gewässernetz lassen sich verschiedene Teileinzugsgebiete mit unterschiedlichen Landschaftsmerkmalen (z.B. Größe des Teileinzugsgebiets, Anteil der Gletscherbedeckung, Präsenz von Seen) ableiten, geologisch gesehen ist das Gebiet jedoch vollständig metamorphen Gesteinen des Ötztal-Stubai-Komplexes zuzuordnen. Innerhalb der Teileinzugsgebiete befinden sich Gletscher in unterschiedlichen Rückzugsstadien, die bis auf den Oberettesferner im Teileinzugsgebiet T42 nicht zugänglich waren. Weiterhin ist darauf hinzuweisen, dass sich drei Seen mit ständiger Wasserführung innerhalb des Teileinzugsgebiets T23 befinden.

Die synoptischen Beprobungen fanden im Herbst 2015 (17.09.2015) und Spätsommer 2016 (26.08.2016 und 9.09.2016) an nahezu niederschlagsfreien Tagen mit spätsommerlichen Temperaturen (teilweise über 11°C auf 3035 m ü.NHN) statt. Daraus resultierten relative hohe Tagesmaxima des Durchflusses am Standort S5-USG (Tabelle 1).

Es wurden zwei Abschnitte des Saldurbachs S2 und S3-LSG, ausgewählte Nebenbäche im Unterlauf (T21 – T42) sowie im proglazialen Oberlauf (T21_A – T42_A), ihre Quellen (SPR5, SPR8, SPR9 und SPR10) und der Untere Saldursee ausgewählt. Des weiteren wurde Gletscherschmelzwasser des mit Blockschutt bedeckten Oberettesferners sowie eine Altschneefläche einer Lawine beprobt.

Es wurden in-situ-Messungen der elektrischen Leitfähigkeit durchgeführt (nur die geschmolzene Schneeprobe wurde im Labor gemessen) und Wasserproben zur Bestimmung der stabilen Wasserisotope δ^2H und $\delta^{18}O$ mittels Laserspektrometer (Picarro L 2130i) genommen. Die

Konzentrationsbestimmung der Haupt-, Neben- und Spurenelemente (Li, B, Na, Mg, Al, K, Ca, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Mo, Ba, Pb und U) erfolgte mittels Massenspektrometer mit induktiv gekoppeltem Plasma (Thermo Fischer).
Zur Auswertung der Daten wurde eine Hauptkomponentenanalyse mit auf Null zentrierten und anschließend auf Varianz eins skalierten Variablen durchgeführt (R core team, 2016).

Tab. 1: Meteorologische und hydrologische Bedingungen am Beprobungstag sowie in der davorliegenden Woche. T entspricht der Lufttemperatur gemessen an der Wetterstation Teufelsegg auf 3035 m ü.NHN. N entpricht der Niederschlagsmenge gemessen in Melag-Pratznerberg auf 2450 m ü.NHN. Q ist der an der Messstelle S5-USG gemessene Durchfluss auf 2334 m ü.NHN.

Beprobungstag	T_{max_1d} (°C)	T_{max_7d} (°C)	T_{median_7d} (°C)	N_{sum_1d} (mm)	P_{sum_7d} (mm)	Q_{max_1d} (m³/s)
17.09.2015	7.6	7.6	1.1	0.4	13.2	1.03
26.08.2016	11.4	7.2	7.6	0.0	16.6	2.92
09.09.2016	9.6	10.4	4.5	0.0	10.6	1.73

3. Ergebnisse

3.1 Hydrochemische Charakterisierung

Die Variabilität der isotopischen Zusammensetzung und der elektrischen Leitfähigkeit zeigt, dass das Schneeschmelzwasser als isotopisch ausgezehrter (δ^2H: -114.6 ‰) als die Isotopenzusammensetzung der übrigen Wassertypen angesehen werden kann (Abbildung 2). Sowohl Schneeschmelzwasser als auch das Flusswasser des Saldurbachs besaßen eine geringerere Variabilität, während die Quellen eine relative hohe Spannbreite an isotopischer Zusammensetzung (δ^2H: -114.6 – 114.5 ‰) aufwiesen.
Hinsichtlich der elektrischen Leitfähigkeit fallen die Quellwässer mit insgesamt hohen Leitfähigkeiten und hoher Variabilität (elektrische Leitfähigkeit: 195 – 1057 µS/cm) auf. Die Schmelzwässer von Schnee und Gletschereis zeichnen sich normalerweise durch die geringsten Leitfähigkeiten (elektrische Leitfähigkeit: 3.5 - 48 µS/cm) aus, während für eine Schmelzwasserprobe des Gletschers einmalig 339 µS/cm gemessen wurden.
Eine zusätzliche Möglichkeit der Charakterisierung liefert die Hauptkomponentenanalyse unter Verwendung aller hydrochemischen Daten (Abbildung 3). Die höchste Varianz in dieser Datenmenge wird mit 44.6 % durch die Hauptkomponente PC1 auf der x-Achse erklärt und resultiert vermutlich aus dem Einfluss von Schnee- bzw. Gletscherschmelze, die mit metallischen Elementen (z.B. Al, Co, Cd, Ni, Pb und Zn) angereichert ist. Erhöhte Konzentrationen dieser Elemente traten jedoch nicht in allen Schmelzwasserproben auf. In diesem Zusammenhang kann die Freisetzung von Metallen aus auftauendem Permafrost, dessen Schmelzwasser eine dem Gletscherschmelzwasser ähnliche Isotopensignatur aufweisen kann, nicht ausgeschlossen werden.
Die zweithöchste Varianz mit 18.4 % ist der y-Achse zuzuschreiben, die vermutlich einen Gradient aus mehr oder weniger stark Grundwasser oder Schnee- und Gletscherschmelze beein-

flusstem Wasser repräsentiert. Dieser Gradient definiert somit die Wasserchemie der Nebenbäche, des Sees, des Saldurbachs und einem Teil der Quellen. Auch der Einfluss von infiltriertem Niederschlagswasser kann eine Rolle spielen, da kumulierte Niederschlagsmengen von ca. 10.6 – 16.6 mm innerhalb der jeweiligen Woche vor einer Beprobung registriert wurden (Tabelle 1). Im Gegensatz dazu bilden die restlichen Quellen (SPR5 und SPR9) eine zweite Gruppe, zu der auch ein Teil der Nebenbäche (T21 und T41) zählt, die die Vorfluter dieser Quellen darstellen. Diese Gruppe fällt durch insgesamt hohe Leitfähigkeitswerte sowie hohe Konzentrationen an Alkali- und Erdalkalielementen (z.B. Na, Mg, Ca, Sr) und As auf.

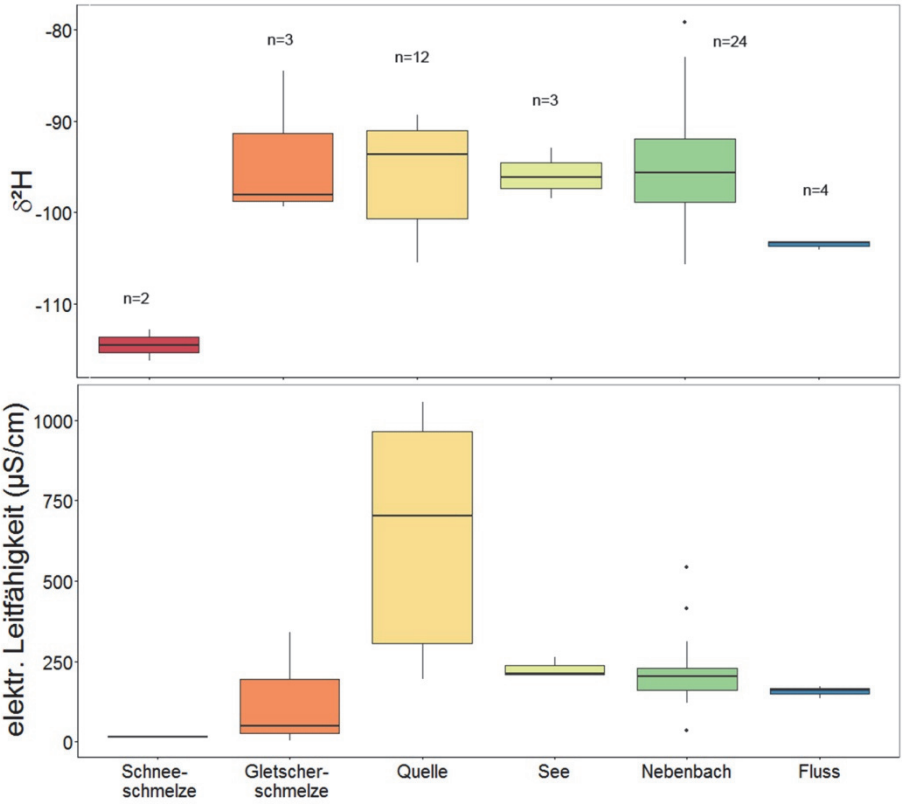


Abb. 2: Boxplot-Diagramm für δ²H und elektrischer Leitfähigkeit für ausgewählte Wasser-typen.

3.2 Einfluss von Quellen und See

Die Hydrochemie der Quellwässer scheint bei relativ ähnlichen Witterungsbedingungen trotz einer hohen räumlichen Distanz eine vergleichbare Charakteristik zu zeigen: Quellen mit relativ hoher Schüttung sind isotopisch negativer bei geringerer Leitfähigkeit, während Quellen mit niedriger Schüttung isotopisch angereicherter waren und eine sehr hohe Leitfähigkeit besaßen. Dies zeigt, dass bei gut an den Grundwasserleiter angebundenen Quellen auch im Spätsommer bis Herbst noch hohe Quellschüttungen durch Schneeschmelzwasser zu erwarten sind, während Quellen mit geringerer Quellschüttung vermutlich mehr Niederschlagswasser gespeist sind.

Der Effekt des Saldursees auf die Hydrochemie am Standort T24 lässt sich gut im Vergleich zu den beprobten Standorten innerhalb des Teileinzugsgebiets verdeutlichen: während der

Gletscherbach (T24_A) oberhalb des Saldursees am 26.8.2016 höhere Konzentrationen an Al, Co, Cd, Ni, Pb und Zn aufwies als der Bach am Standort im Tal (T24), zeigt sich ein deutlich entgegengesetztes Muster für den 09.09.2016. Es kann vermutet werden, dass sich die im Gletscherbach gelösten Metalle zunächst im See anreichern, welcher durch das Bachwasser eines weiteren Zulaufs mit relativer konstanter Wasserchemie verdünnt wird. Innerhalb von 2 Wochen hat sich die Konzentration im Gletscherbach jedoch stark reduziert, während sich der See angereichert hat und sein Wasser kontinuierlich an den Standort T24 weiter gibt.

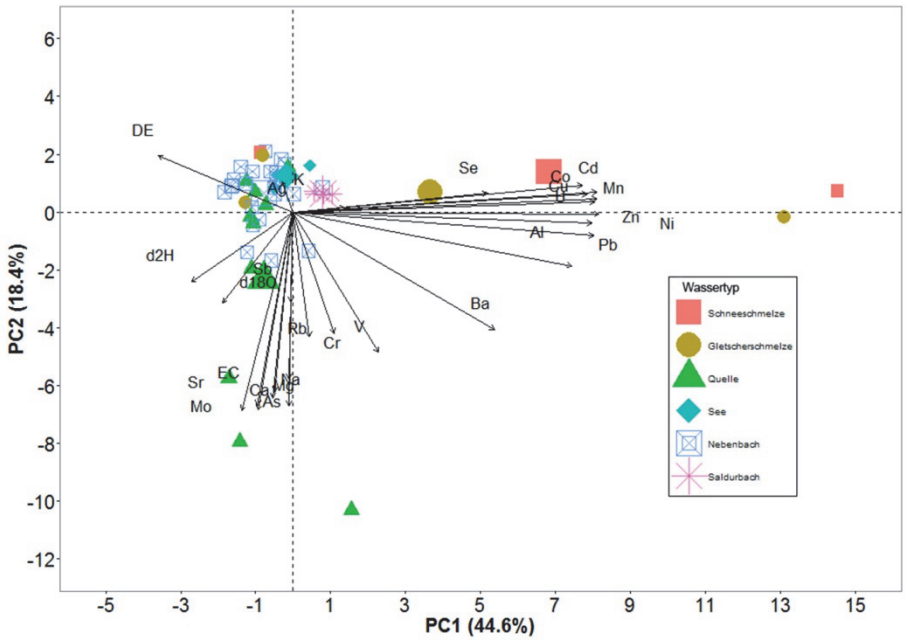


Abb. 3: Hauptkomponentenanalyse der hydrochemischen Parameter bestehend aus stabilen Wasserisotopen, elektrischer Leitfähigkeit sowie Haupt-, Neben- und Spurenelementen. PC1 und PC2 stellen die Hauptkomponente 1 und 2 dar.

4. Schlussfolgerung

Eine Vorstudie kann eine wichtige Rolle spielen, um Messprogramme und Messnetze zu konzipieren und zu testen. Die vorliegenden Daten legen nahe, dass konstante meteorologische Bedingungen eine Voraussetzung für ein räumliches Beprobungsschema im Hinblick auf den Vergleich unterschiedlicher Einzugsgebiete sind. Dies setzt eine genaue Abstimmung des Messprogramms mit den jeweiligen Witterungsbedingungen voraus. Es zeigt sich dennoch, dass nicht nur im Frühjahr und Sommer Schmelzwässer die hydrochemische Charakteristik von Hochgebirgsbächen vereinheitlichen können (Penna et al., 2017), sondern Schmelzwässer auch im Spätsommer und Herbst auftreten können. Diese speisen als Quellwässer den Bach und beeinflussen mit entsprechender Verzögerung seine Hydrochemie.

Die Ergebnisse dieser Untersuchung deuten eine Reduzierung der Messparameter auf stabile Wasserisotope, elektrische Leitfähigkeit und eine Auswahl an metallischen Elementen (z.B.

Al, Co, Cd, Ni, Pb und Zn) an. Es ist zu bedenken, dass diese Auswahl möglicherweise nur im Hinblick auf den vorliegenden Beobachtungszeitraum und die gewählten Messstandorte gilt. Die räumliche Auflösung des Messnetzes wird zunächst durch das Gewässernetz, seine Teileinzugsgebiete und Landschaftsmerkmale wie Gletscher, Quellen und Seen bestimmt. Unsere Beobachtungen zeigen, dass hydrochemisch nachweisbare Eigenschaften wie schmelzwasser- oder grundwasserdominierte Abflussanteile oder Verdünnungs- bzw. Speicherungseffekte von Seen zur Identifizierung von Landschaftsmerkmalen innerhalb von alpinen Einzugsgebieten herangezogen werden können.

Danksagung

Wir möchten uns bei Giulio Voto von Eco Research s.r.l. (Bozen) für die ICP-MS-Analyse und beim Hydrographischen Amt der Autonomen Provinz Bozen-Bolzano für die Bereitstellung meteorologischer Daten bedanken. Nicht zuletzt gilt ein großes Dankeschön Edwin Heinisch von der Oberetteshütte für seine nützlichen Ortskenntnisse und die logistische Unterstützung während der letzten Jahre. Das Matschtal gehört zum nationalen sowie internationalen Netzwerk ökologischer Langzeitforschung (LTER-Italien LTER Europa und ILTER).

Literatur

Baraer, M., McKenzie, J.M., Mark, B.G., Bury, J., Knox, S., 2009. Characterizing contributions of glacier melt and groundwater during the dry season in a poorly gauged catchment of the Cordillera Blanca (Peru). Advances in Geosciences 22, 41-49.

Fischer, B.M.C., Rinderer, M., Schneider, P., Ewen, T., Seibert, J., 2015. Contributing sources to baseflow in pre-alpine headwaters using spatial snapshot sampling. Hydrological Processes. 29, 5321-5336.

Fröhlich, H.L., Breuer, L., Frede, H-G., Huisman, J.A., Vaché, K.B., 2008, Water source characterization through spatiotemporal patterns of major, minor and trace element stream concentrations in a complex, mesoscale German catchment. Hydrological Processes 22, 2028-2043.

Gurnell, A., Fenn, C.R., 1985. Spatial and temporal variations in electrical conductivity in a pro-glacial stream system. Journal of Glaciology 31, 108-114.

Maurya, A.S., Shah, M., Deshpande, R.D., Bhardwaj, R.M., Prasad, A., Gupta, S.K., 2011. Hydrograph separation and precipitation source identification using stable water isotopes and conductivity: River Ganga at Himalayan foothills. Hydrological Processes 25, 1521-1530.

Nowak, A., Hodson, A., 2014. On the biogeochemical response of a glacierized High Arctic watershed to climate change: revealing patterns, processes and heterogeneity among micro-catchments. Hydrological Processes. 29, 1588-1603.

Penna, D., Engel, M., Bertoldi, G., Comiti, F., 2017. Towards a tracer-based conceptualization of meltwater dynamics and streamflow response in a glacierized catchment. Hydrology and Earth System Sciences 21, 23-41.

R Core Team, 2016. R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.

Rodgers, P., Soulsby, C., Waldron, S., Tetzlaff, D., 2005. Using stable isotope tracers to assess hydrological flow paths, residence times and landscape influences in a nested mesoscale catchment. Hydrology and Earth System Sciences 9, 139-155.

Soulsby, C., Tetzlaff, D., Rodgers, P., Dunn, S., Waldron, S., 2006. Runoff processes, stream water residence times and controlling landscape characteristics in a mesoscale catchment: An initial evaluation. Journal of Hydrology 325, 197-221.

Zhou, S., Wang, Z., Joswiak D.R., 2014. From precipitation to runoff: stable isotopic fractionation effect of glacier melting on a catchment scale. Hydrological Processes 28, 3341-3349.

Hochwassermanagement im Wandel: Entwicklung eines operationellen VGI- Hochwasserinformationssystems für kleine Einzugsgebiete

Ruben Müller, Simon Burkhard, Bernd Pfützner, Frank Fuchs-Kittowski

Zusammenfassung

Hochwasser gehören zu den Naturgefahren, welche die Bevölkerung direkt bedrohen. Eine frühzeitige Warnung ist notwendig, aber in kleinen Einzugsgebieten, die zumeist Städte und Kommunen betreffen, besonders schwierig. Volunteered Geographic Information (VGI) können Messdaten, die für eine rechtzeitige und verlässliche Prognose in kleinen Einzugsgebieten oft nicht in ausreichendem Maße vorhanden sind, teilweise ersetzen. In diesem Beitrag soll die Konzeption eines operationellen VGI-Hochwasservorhersagesystems (VGI4HWM-Plattform) für kleine Einzugsgebiete vorgestellt werden. Durch eine niederschlagsbasierte Vorhersage wird das Sammeln von VGI-Daten auslöst, die dann einem N-A-Modell zur Verfügung stehen können. Ereigniswarnungen an Personen der lokalen Ämter werden bei Überschreiten von Schwellenwerten des Wasserstands, von Niederschlagsintensitäten oder beidem ausgelöst, um eine frühzeitige Bereitschaft zu gewährleisten. In einem Fallbeispiel des Hochwassers in Braunsbach 2016 wird der Ablauf der niederschlagsbasierte Vorhersage diskutiert. In einer zukünftigen Pilotphase soll dann die generelle Praktikabilität und Effizienz des VGI-Ansatzes in Zusammenarbeit mit den Praxispartnern des Projekts beurteilt werden.

1. Einleitung

Hochwasser gehören zu den Naturgefahren, welche die Bevölkerung direkt bedrohen, regelmäßig große materielle Schäden verursachen und Menschenleben kosten. Veränderte Auftretenswahrscheinlichkeiten bestimmter großräumiger Wetterlagen führten in großen Teilen von Zentral- und Westeuropa in den letzten 30 Jahren vermehrt zu einer Hochwassergefahr (Werner et al., 2003). Die dadurch verursachten Schäden haben in den letzten Jahrzehnten stark zugenommen (Müller, 2010). Künftig könnten Häufigkeit und Intensität von Hochwasserereignissen zunehmen (Neumayer und Barthel, 2011).

Der moderne Hochwasserschutz in Deutschland basiert auf einem drei Säulen Konzept und vereint das Hochwasserflächenmanagement, den technischen Hochwasserschutz und die Hochwasservorsorge zu einem integrierten Ansatz. Da es keinen hundertprozentigen Schutz vor Hochwasser gibt, kommen Hochwasserinformationen und Hochwasservorhersagen besondere Bedeutung im Sinne der weitergehenden Hochwasservorsorge zu. Frühzeitig verfügbare Informationen über aktuelle und prognostizierte Wasserstände eines Hochwasserereignisses in der Kurzzeitvorhersage zielen auf die Unterstützung des operationellen Hochwasserschutzes. Längerfristige Vorhersagen erlauben die Durchführung von Maßnahmen zur Schadensvorbeugung und Schadensminimierung vor dem Eintreten kritischer Wasserstände (Du Plessis, 2002).

Hochwasservorhersagen werden in der Praxis durch Niederschlags-Abfluss-Modelle (N-A-Modelle) und hydrodynamische Modelle zur Wellenablaufmodellierung erstellt. Ausreichend lange Vorwarnzeiten von zwei Tagen und mehr lassen sich für Orte an den Mittel- oder Unterläufen von größeren Flüssen, wie z. B. der Elbe bei Dresden, aufgrund der langen Fließzeiten durch eine hydrodynamische Modellierung des Wellenablaufs der im Oberstrom beobachteten Welle erreichen. Höhere Genauigkeiten liefern zusätzlich Niederschlags-Abfluss-Modellierungen von größeren Zwischengebieten. Diese Vorhersagehorizonte lassen sich durch meteorologische Vorhersageprodukte weiter verlängern.

Mit abnehmender Größe der Einzugsgebiete dominieren zunehmend die Prozesse der Abflussbildung und Abflusskonzentration über den Wellenablauf im Gewässer. In kleinen Ein-

zugsgebieten bietet daher die Dauer des Wellenablaufs keine bedeutsame Vorwarnzeit. Relevante Vorwarnzeiten lassen sich hier nur durch eine Vorhersage des Niederschlags realisieren (Blöschl, 2008). Der Deutsche Wetterdienst bietet hierfür verschiedene Vorhersageprodukte von numerischen Wettermodellen (z. B. COSMO-DE, ICON sowie Ensemble-Vorhersageprodukte wie COSMO-LEPS) an. Weiterhin stellt der DWD mit RADVOR eine Vorhersage durch Verlagerung von radarbasiert gemessenen Niederschlagsfeldern als „Nowcasting“ mit einem Vorhersagezeitraum von 2 Stunden bereit.

Für kleine Einzugsgebiete sind vor allem konvektive Niederschläge maßgebend, die mit einer geringen Ausdehnung von 10 bis 100 km² hohe räumliche Gradienten der Niederschlagsintensitäten aufweisen. Die Vorhersage konvektiver Niederschläge gestaltet sich nach wie vor schwierig, da diese auf Grund der räumlichen Auflösung der meteorologischen Vorhersagemodelle nicht durch Modellphysik beschrieben werden können, sondern parametrisiert werden müssen (Clark et al., 2009). Somit erweist sich die räumliche Lokalisierung der Niederschlagszellen, die Angabe der Niederschlagsintensitäten sowie die Vorhersage des zeitlichen Ablaufs des Ereignisses für kleine Einzugsgebiete als sehr unsicher. Durch die geringe Größe der Einzugsgebiete werden Fehler in der Niederschlagsvorhersage nur geringfügig gedämpft. Abweichungen in der Lokalisierung der Niederschlagszellen um eine Gitterzelle können dazu führen, dass ein Einzugsgebiet überhaupt von einer Niederschlagszelle überregnet wird oder nicht. Das Risiko für fehlerhafte Vorhersagen ist hier also besonders hoch (Blöschl, 2008).

Die Hochwasserzentralen der Bundesländer liefern Hochwasservorhersagen für Hochwassermeldepegel an Gewässern 1. Ordnung und weitere in den jeweiligen Hochwassermeldeverordnungen festgeschriebene hochwassergefährdete Gewässer. Für Städte und Kommunen mit nicht als hochwasserführend eingestuften Gewässern 2. Ordnung mit kleinen Einzugsgebieten führt dies dazu, dass keine auf diese Einzugsgebiete zugeschnittenen Warnungen verfügbar sind. Für die Hochwasservorhersage vor Ort werden jedoch oft selektive, ereignisbezogene Informationen gewünscht (Phillip et al., 2016). Diese können die Hochwasserzentralen der Bundesländer durch die derzeitigen Rahmenbedingungen oftmals nicht bieten.

Auch der eigenverantwortliche Betrieb von lokalen Lösungen zur Untersetzung der Hochwasserwarnungen durch lokale Vorwarnsysteme stößt auf eine Vielzahl von Problemen: (1) Für viele Kommunen und Städte wären Installation und Unterhalt von stationären Pegelanlagen selbst nicht finanzierbar. Die für eine lokale Untersetzung der offiziellen Hochwasserwarnungen erforderlichen Beobachtungsdaten für N-A-Modelle können somit nicht geschaffen werden. Weiterhin fehlt die Infrastruktur für die Bewertung der Lage anhand von Wasserstandmessungen während eines Ereignisses. (2) Kommunen und Städte haben aufgrund der derzeitigen gesetzlichen Lage bisher keinen Zugriff auf wesentliche amtliche meteorologische Vorhersageprodukte des DWD, die für eine eigene Abschätzung der zukünftigen Abflussbedingungen notwendig sind. Hier wäre COSMO-DE sehr vorteilhaft. Aufgrund der Maschenweite von 2,8 km ist COSMO-DE näherungsweise in der Lage, das Auftreten von Gewittern und die damit verbundenen hohen Intensitäten abzubilden. (3) Durch die fehlenden Beobachtungswerte zur Validierung von N-A-Modellen und fehlende amtliche Niederschlagsvorhersagen stellt sich natürlich die generelle Frage der erreichbaren Vorhersagesicherheit für Hochwasser in kleinen Einzugsgebieten. (4) Expertenwissen ist in Kommunen

oftmals nicht vorhanden und Personalmangel erlaubt lediglich den Betrieb von hoch automatisierten Vorhersagesystemen.

Das Interesse von Städten und Kommunen an auf ihre Anforderungen zugeschnittene Hochwasservorhersagen für kleine Einzugsgebiete besteht trotz der aufgeführten Probleme. Es sind daher Lösungsansätze zu entwickeln, um die herausgegebenen regionalen Warnungen der Hochwasserzentralen mit lokalen Ereignishinweisen zu untersetzen und so im Notfall frühzeitig mit Personal und Material reagieren zu können. Dafür ist eine auf den Zentimeter genaue Vorhersage von Wasserständen nicht nötig und auch nicht möglich. Eine Ereignisabschätzung für die lokalen Gegebenheiten einer Kommune mit lokal abgeleiteten Hinweisstufen ist oft ausreichend. Da Ämter jedoch vor allem in Extremsituationen vor personellen Engpässen stehen, muss ein solches lokales Hochwasserinformationssystem mit möglichst geringem personellem Aufwand betreibbar sein. Möglichst viele der vor, während und nach dem Hochwasserereignis anfallenden lokalen Informationen sind über einen Informationskanal zu sammeln und aufzubereiten.

Mit fortschreitender Leistungsfähigkeit der Informationstechnik und schnellen Internetverbindungen ist der Betrieb einer solchen lokalen Entscheidungshilfe zunehmend realisierbar. Neue Entwicklungen deuten auf eine zunehmende Verfügbarkeit von amtlichen Wetterdaten für die Allgemeinheit[1], meteorologische Vorhersageprodukte des DWD wie RADVOR oder ICON sind in der Grundversorgung bereits frei verfügbar[2]. Neue Innovationen ermöglichen die Minderung der Probleme durch nicht vorhandene Infrastruktur zur kontinuierlichen Messung benötigter Größen. Einen relativ neuen Weg, um kostengünstig an aktuelle Beobachtungsdaten zu gelangen, bietet das mobile Crowdsourcing. Hierunter wird die Erfassung von Daten durch Freiwillige mittels ihrer eigenen mobilen Endgeräte (Smartphones, Tablets etc.) verstanden (Fuchs-Kittowski et al., 2015). Bürger übermitteln dabei auf freiwilliger Basis ortsbezogenen Daten, die mit den in privaten mobilen Endgeräten (z. B. Smartphones) eingebauten Sensoren erfasst werden und stellen diese zur weiteren Nutzung bereit. Diese Daten werden als VGI-Daten (Volunteered Geographic Information) bezeichnet (Goodchild, 2007). Sollte sich z. B. durch eine Niederschlagsvorhersage eine mögliche Hochwassersituation abzeichnen, können VGI-Teilnehmer koordiniert und beauftragt werden (Mobile Tasking), um an relevanten Gewässerabschnitten Wasserstände zu er- und übermitteln (Mobile Sensing). Damit freiwillige Daten möglichst ohne großen Aufwand und mit ausreichender Genauigkeit liefern können, sind innovative Verfahren gefragt.

In diesem Beitrag soll ein operationelles VGI-Hochwasserinformationssystem für kleine Einzugsgebiete (VGI4HWM-Plattform) vorgestellt werden, das auf die Einbeziehung von mobilen VGI-Daten fokussiert. Es wird im Rahmen des Projekts VGI4HWM entwickelt und soll Kommunen und Städten mit lokalisierten Ereignisvorwarnungen helfen und die amtlichen Hochwasserwarnungen ergänzen. Die Plattform soll die Arbeit in Hochwassersituationen durch die Bündelung lokaler Informationen und Kommunikations- und Datenflüsse unterstützen. In Zusammenarbeit mit den Praxispartnern konnte die Analyse der Anforderungen an

[1] http://www.berliner-zeitung.de/wirtschaft/neues-gesetz-beschlossen-deutscher-wetterdienst-will-daten-kostenlos-verfuegbar-machen-25572336

[2] http://www.dwd.de/DE/fachnutzer/dienstleister/grundversorgung/grundversorgung_node.html

die VGI4HWM-Plattform abgeschlossen werden. Dieser Artikel soll die bisherige Konzeption der Plattform umreißen und erste Umsetzungen vorstellen.

2. Konzeption der VGI4HWM-Plattform

In Anlehnung an Burkard et al, 2016 lässt sich die VGI4HWM-Plattform in vier funktionale Komponenten unterteilen. Wie auch in klassischen Hochwasservorhersageplattformen (u. a. Werner et al., 2013; Belger et al., 2009) gibt es Komponenten zur Interaktion mit dem Nutzer über eine grafische Benutzeroberfläche (Dashboard) und einer Komponente zur Vorhersage der hydrologischen und meteorologischen Lage (Vorhersagesystem). Neue Komponenten der Plattform sind die Komponenten zum mobilen Tasking und die zur Plattform zugehörige, jedoch auf den Mobilgeräten der VGI-Teilnehmer installierten Smartphone Applikation (mobile Smartphone-App). Abbildung 1 stellt die funktionalen Komponenten dar und skizziert die Interaktionen und Datenflüsse innerhalb der Komponenten.

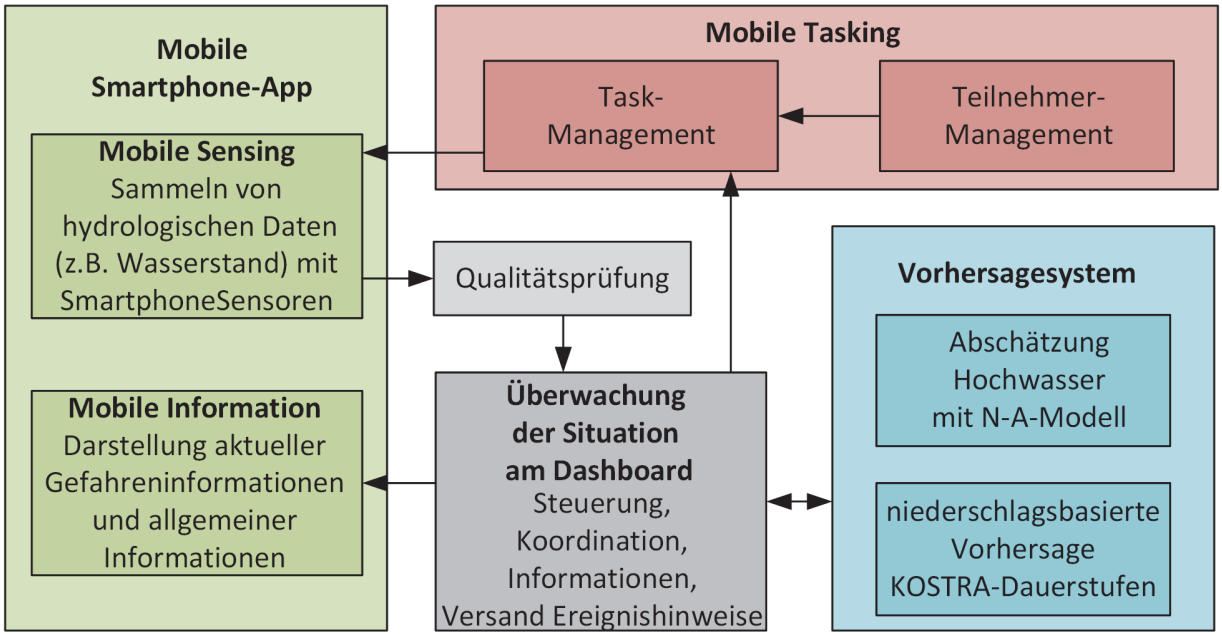


Abb. 1: Konzeptionelle Architektur einer VGI-basierten Hochwassermanagementplattform (adaptiert aus Burkard et al., 2016)

Das Vorhersagesystem stellt drei Arbeitsmodi bereit. Je nach Datenverfügbarkeit basieren die Ereignisvorhersagen nur auf Niederschlagsvorhersagen, nur auf Durchflussvorhersagen mittels N-A-Modell oder auf einer Kombination aus beiden. Frühzeitige Ereigniswarnungen können VGI-Freiwillige per Nachricht aktivieren, um Daten für die operationelle Nachführung des N-A-Modells bereitzustellen oder Messungen während eines Ereignisses zu liefern. Die Nachrichten werden automatisiert oder manuell versendet. VGI-Teilnehmer führen die Messungen mit der mobilen Smartphone-Applikation aus und erhalten über diese Nachrichten. Nutzer in Ämtern vor Ort verwenden das Dashboard zur Situationsüberwachung und Administration. Die einzelnen funktionalen Komponenten werden in diesem Abschnitt näher beschrieben.

2.1 Mobile Tasking

Zusammengefasst unter dem Teilnehmer-Management sind die Akquirierung von freiwilligen Teilnehmern und die Administration der VGI-Teilnehmer. Ziel des Freiwilligen-Managements ist es, Bürger als freiwillige Teilnehmer zu gewinnen. Hierfür bieten sich Werbung auf Webauftritten, in lokalen Printmedien, Vorstellungen auf Bürgerversammlungen etc. an. Teilnehmer aus der Öffentlichkeit stellen die ungebundene Nutzergruppe dar. Demgegenüber lassen sich VGI-Nutzer aus kommunalen Angestellten, wie dem Ordnungsamt, oder anderweitig verpflichteten Bürgern in der gebundenen Nutzergruppe zusammenfassen.
Eine weitere zentrale Aufgabe des Task Management ist die Mobilisierung von Freiwilligen, um bestimmte Messungen durchzuführen bzw. Informationen zu sammeln. Das passive Tasking stellt Nachrichten an VGI-Teilnehmer aus und lässt diese entscheiden, welche Messungen wann durchzuführen sind. Periodische Erinnerungen sollen die Teilnahme der Freiwilligen fördern. Proaktives Tasking beinhaltet die Koordination der gebundenen VGI-Teilnehmer mit konkreten Aufgaben. Die VGI4HWM-Plattform nutzt eine Kombination aus proaktivem und passivem Tasking. Proaktives Tasking erfordert eine Frühwarnung, um Messungen vor einem Hochwasserereignis durchführen lassen zu können.

2.2 Mobile Smartphone-App

Die Applikation für Smartphones bietet unterschiedliche Funktionalitäten. Diese beinhalten neben der (1) Registrierung als VGI-Freiwilliger, (2) dem Empfang von Benachrichtigungen wie Messaufforderungen/-Erinnerungen und Ereigniswarnungen, (3) die Darstellung allgemeiner Informationen und (4) die Messfunktionalität zur Aufnahme und Übermittlung relevanter Größen wie Wasserstände, Schneehöhen und Niederschlagsintensitäten sowie das Bereitstellen von Fotos zur Lageneinschätzung und Dokumentation von Ausuferungen. Die jeweilige Position einer Messung oder eines Fotos wird durch GPS bestimmt.
Der Wasserstand und der daraus abgeleitete Durchfluss sind nach Blöschl (2008) die mit Abstand wichtigsten hydrologischen Größen für die Hochwasservorhersage. Die Messung des Wasserstandes ist im Rahmen des VGI-Hochwasserinformationssystems an ausgesuchten Gewässerquerschnitten vorgesehen. Diese müssen schnell und gefahrlos zugänglich sein und sich auf öffentlichem Gelände befinden. Das Querschnittsprofil muss klar definiert sein, um eine kostengünstige Abschätzung der W-Q-Beziehung nach Manning-Strickler zu erlauben. Die am einfachsten umzusetzende Lösung zum Messen des Wasserstands ist das manuelle Ablesen des Wasserstands an installierten Lattenpegeln durch VGI-Freiwillige. Die vollautomatische bildbasierte Wasserstandmessung wendet Bildanalysealgorithmen auf Fotoaufnahmen an. Das Verfahren ist jedoch bei schlechten Lichtverhältnissen sehr fehleranfällig (Burkard et al., 2016). Die meisten Vorteile bietet die halbautomatische bildbasierte Messung, die einen Mittelweg zwischen manuellem Ablesen und vollautomatischer bildbasierter Wasserstandmessung darstellt. Hier existieren nach Burkard et al. (2016) zwei Varianten, die die Interaktion des Nutzers erfordern und unterschiedliche Bedingungen an den Standpunkt des Nutzers bei der Messung stellen.
Beide Varianten arbeiten mit Hilfe von markanten Fixpunkten am Messstandort, wie z. B. Kanten von Bauwerken oder Brückengeländer (Abbildung 2). Die Verfahren nutzen Positionen von Smartphone, Wasseranschlagslinie am Ufer und die Fixpunkten im 3D-Raum, um den Wasserstand geometrisch zu berechnen (Burkard et al., 2016).
Prototypen beider Varianten zeigten in ersten Tests gute Genauigkeiten bei der Messung des Wasserstandes in kleineren Fließgewässern.

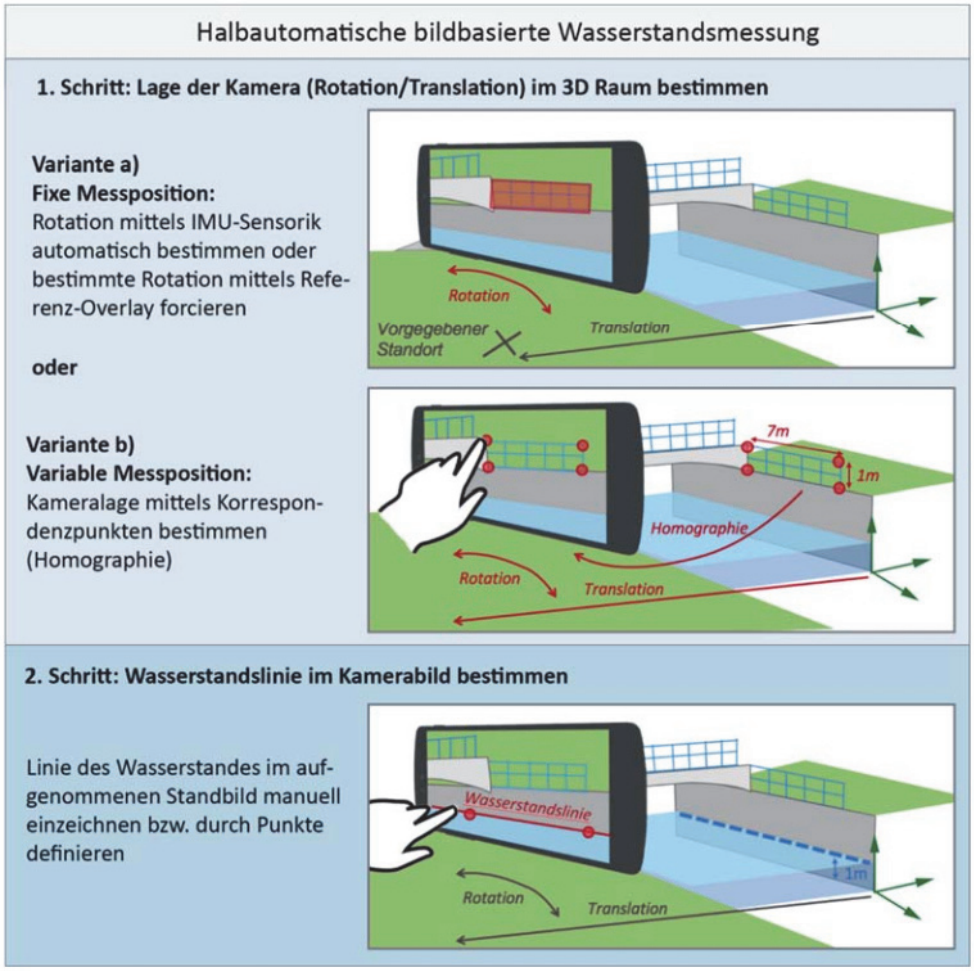


Abb. 2: Zwei mögliche Methoden der halbautomatischen bildbasierten Messung des Wasserstands durch VGI-Freiwillige: a) Methode „fixe Messposition“; b) Methode „variable Messposition“. Die Bestimmung des Wasserstands im Gewässer erfolgt bei beiden Methoden in zwei Schritten. (Abbildung entnommen aus Burkard et al. (2016))

Die Schneehöhe ist eine weitere durch VGI-Freiwillige bestimmbare Größe. Sie ist Ersatzgröße des eigentlich benötigten Schneewasseräquivalents, für welche keine robuste Messmethode mit mobilen Sensoren bekannt ist. Durch räumlich verteilte VGI-Messungen ist jedoch die Verteilung und Dicke der Schneedecke im Einzugsgebiet gut abschätzbar.
Weiterhin soll es möglich sein, Informationen zum aktuellen Niederschlag im Einzugsgebiet mitzuteilen. Ziel ist es dabei nicht, die Niederschlagsintensität zu messen, sondern den Niederschlag in Klassen einzuordnen. Die Klassen sollen dabei von „Kein Regen“, „Leichter Regen“ bis „Starkregen/Wolkenbruch“ reichen. Über die sich ergebende, räumliche Verteilung der eingehenden VGI-Niederschlagsklassen soll die Verifikation einer Niederschlagsvorhersage oder eines Niederschlagsradarbildes ermöglicht werden.
Fotos von VGI-Teilnehmer aus dem Einzugsgebiet veranschaulichen die Situation vor Ort. Bildinformationen sind wichtig (1) während eines Hochwasserereignisses, um sich ein Bild von der aktuellen Situation machen zu können und (2) nach dem Hochwasserereignis zur Nachbereitung und Dokumentation. Durch Auswertung der Fotos zusammen mit räumlichen und zeitlichen Informationen lassen sich Verläufe von Wasserständen und Überflutungsflä-

chen ableiten. Weiterhin lassen sich Schäden dokumentieren sowie Verklausungen und Ausuferungen bzw. Oberflächenabfluss erkennen.

2.3 Vorhersagesystem

Die VGI4HWM-Plattform bietet die Möglichkeit, die Ereigniswarnungen ausschließlich auf Grundlage des vorhergesagten Niederschlags zu generieren, diese durch ein N-A-Modell zu untersetzen oder ausschließlich ein N-A-Modell zu betreiben. Der Einbezug von VGI-Daten soll die Unsicherheiten in den Vorhersagen mindern. Bevor die VGI-Daten genutzt werden können, müssen diese auf Plausibilität geprüft werden. Die Wasserstandsdaten werden in mehreren Schritten verifiziert. Der erste Schritt prüft auf einen physikalisch plausiblen Wertebereich. Die nächsten Schritte hängen von der jeweils verfügbaren Datenbasis ab und beinhalten den Vergleich zeitlich eng aufeinanderfolgender Messungen an einer Messstelle, den Vergleich mit historischen Messungen und den räumlichen Vergleich zeitlich eng aufeinanderfolgender Messungen. Identifizierte Ausreißer werden aus dem Datensatz entfernt und in einer separaten Datenbank für spätere Analysen abgelegt.

Vorhersage mit N-A-Modell

Hinsichtlich der besseren Eignung von räumlich verteilten Modellen oder Blockmodellen zur Vorhersage in kleinen Einzugsgebieten herrscht derzeit noch Uneinigkeit in Fachkreisen. Zum Beispiel berichten Moore et al. (2006), dass räumlich verteilte Modelle plausiblere Ergebnisse in der Modellierung von Extremereignissen erreichen, während Reed et al. (2011) für Blockmodelle eine bessere Performanz ermittelten. Für beide Modellarten ist eine Kalibrierung anhand beobachteter Abflüsse und hydrologischer Sachverstand notwendig, um die Zuverlässigkeit zu erhöhen (Blöschl, 2008). Datengetriebene Modelle sind für kleine Einzugsgebiete ungeeignet, wenn diese ohne kontinuierliche Beprobung durch Pegelanlagen die zur Modellerstellung benötigten langfristigen Beobachtungen des Gebietsabflusses nicht besitzen (Hapuarachchi et al., 2011). Ohne kontinuierliche Beobachtungen durch Pegelanlagen bietet der VGI-Ansatz die Möglichkeit, diesen Datenbestand über die Zeit aufbauen.
In einem Modellvergleich von Schwarze et al. (2016) zeigte das N-A-Modell ArcEGMO für die Sachsen weite Modellierung des Wasserhaushalts die besten Ergebnisse ohne Kalibrierung sowie den geringsten Kalibrierungsaufwand, da alle wesentlichen Prozesse simuliert werden konnten. Erfahrungen mit ArcEGMO in der Hochwasservorhersage existieren durch den operationellen Betrieb für die Mulde in Sachsen und die Selke in Sachsen-Anhalt und durch Studien zu Ensemble-Hochwasservorhersagen (Dietrich et al. 2008, 2009). Die VGI4HWM-Plattform setzt daher auf ArcEGMO als N-A-Modell, lässt sich jedoch auch leicht an andere Modelle adaptieren.
Abbildung 3 zeigt schematisch den Ablauf der operationellen Vorhersage. Das Kernstück ist der operationelle Vorhersage Service, der zu vorgegebenen Zeitpunkten die Verfügbarkeit der meteorologischen Vorhersageprodukte prüft. Gegenwärtig sind dies Niederschlagsdaten aus dem numerischen ICON-Wettermodell des DWD und das Nowcast-Produkt (FZ-Produkt) als Extrapolation der radarbasierten Niederschlagsmessung. Der maximale Vorhersagehorizont liegt bei 72 Stunden für ICON und 2 Stunden für das FZ-Produkt. Weiterhin wird auf Klimadaten des DWD aus dem Climate Data Center (CDC) zurückgegriffen.
Nach dem Bezug der Vorhersagedaten erfolgt eine Prüfung der Daten und die Übertragung der Niederschlagsdaten in ein ArcEGMO konformes Datenformat. Der ICON-Datensatz in der Grundversorgung erlaubt keine Berechnung der potentiellen Evapotranspiration im Vor-

hersagezeitraum. Die mittlere aus den Klimastationsdaten berechnete ETP der letzten zwei Tage gilt daher als Ersatz über den Vorhersagezeitraum. Die Simulation des Abflusses erfolgt mit jeder neuen Vorhersage ab dem Zeitpunkt der letzten Modellnachführung. Nach Abschluss der Simulation erfolgt die Abschätzung des Wasserstands aus den Abflussdaten.

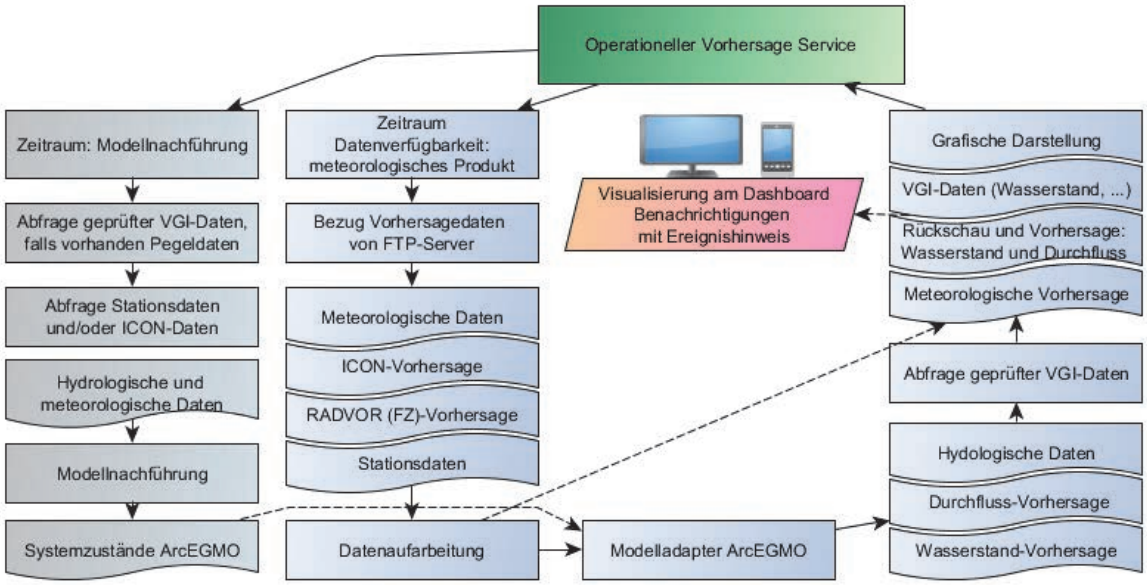


Abb. 3: Ablauf der operationellen Vorhersage im VGI-Hochwasserinformationssystem.

Zusammen mit den VGI-basierten Wasserstandmessungen erfolgt die Abbildung aller für den Zeitpunkt gültigen Wasserstandvorhersagen aus den unterschiedlichen meteorologischen Vorhersageprodukten, den eingegangenen VGI-Wasserstandsdaten und der Abflussschwellenwerte im Dashboard. Die VGI-Messdaten dienen zur Plausibilitätsabschätzung vergangener Vorhersagen. Bei Überschreiten von Abflussschwellenwerten werden Warnhinweise vermerkt. Diese werden im Anschluss weiter verarbeitet und dann versendet.
Die periodische Nachführung des N-A-Modells erfordert je nach verfügbarer Datengrundlage unterschiedliche Vorgehensweisen, wie Abbildung 4 darstellt.
Da der derzeitige ICON-Datensatz nicht alle notwendigen Daten zur Berechnung der potentiellen Evaporation enthält, erfolgt die Modellnachführung auf Basis der Klimastationsdaten des CDC. Dieser ist jeden Tag aktualisiert bis zum Ende des vorhergehenden Tages abrufbar. Aufgrund der räumlichen Auflösung und der höheren zeitlichen Verfügbarkeit wären die meteorologischen Daten des COSMO-DE-Modells vorzuziehen, falls diese in Zukunft verfügbar frei sein sollten. Für die meisten kleinen Einzugsgebiete ist davon auszugehen, dass keine kontinuierliche Beobachtung des Wasserstands vorliegt. In diesem Fall ist die Modellnachführung mit VGI-Daten durchzuführen. Die sogenannte ereignisbasierte Modellnachführung wird dann durchgeführt, wenn (1) die niederschlagsbasierte Vorhersage ein Hochwasser auslösendes Niederschlagsereignis in einem für Messungen ausreichend großem zeitlichen Abstand vermuten lässt und nach dem Versand von Messaufforderungen durch das mobile Tasking VGI-Messungen eingehen. Der ungünstigste Fall, der die unsichersten Vorhersagen produzieren sollte, wäre die ereignisbasierte Nachführung zusammen mit Klimastationsdaten. Hier liegen die letzten verfügbaren meteorologischen Daten dann bis maximal

24 Stunden gegenüber den letzten aufgenommenen Durchflussdaten in der Vergangenheit. Die periodische Nachführung erfolgt jeweils bei verfügbar werdenden Klimadaten.
Der Umgang mit den Unsicherheiten in der räumlichen Verortung der Niederschläge erfordert weitere Untersuchungen. Möglich wäre es, Szenarioanalysen durchzuführen indem das Einzugsgebiet mit den zeitlichen Verläufen der mittleren Niederschläge einzelner Warnzonen aus der niederschlagsbasierten Vorhersage (siehe nachfolgend) überregnet wird. Es ist unklar, inwieweit die zusätzliche Information für Endanwender, als Nichtexperten ein Mehrgewinn wäre.

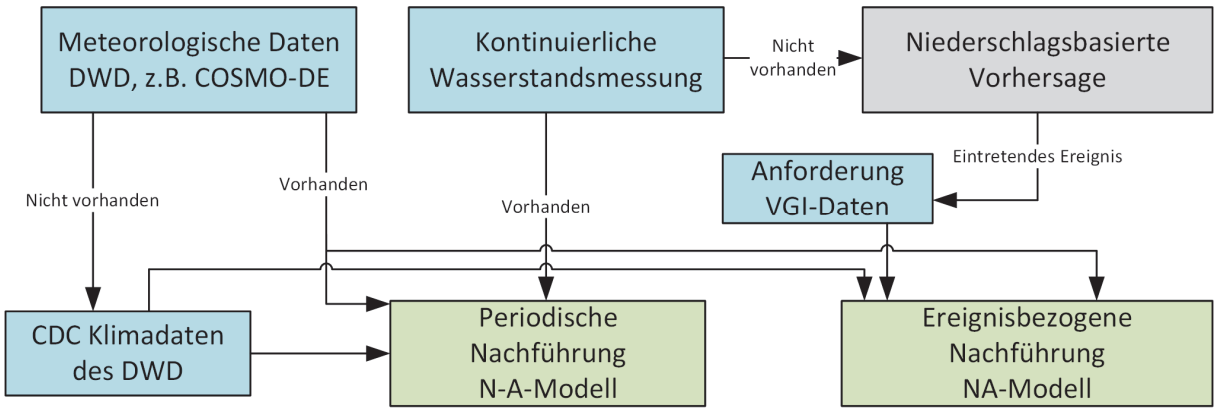


Abb. 4: Schematischer Ablauf der Modellnachführung bei unterschiedlicher Datenbasis.

Niederschlagsbasierte Vorhersage

Niederschlagsbasierte Vorhersagewarnsysteme leiten die Gefährdung direkt aus dem vorhergesagten Niederschlag ab. Der vorhergesagte Niederschlag wird zu Dauerstufen aggregiert und mit Schwellenwerten verglichen. Hierzu existieren Methoden, die ausschließlich den Niederschlag betrachten (Panziera et al., 2016; Alfieri et al., 2011) oder weitere zusätzliche Zustandsvariablen eines Einzugsgebiets, wie die Bodenfeuchte (Martina et al., 2006; Javelle et al., 2010) mit einbeziehen. Statistische Auswertungen langjähriger Beobachtungswerte oder meteorologischer Modelldaten sind notwendig, um die Schwellenwerte regional zu ermitteln. Die Unsicherheit in der niederschlagsbasierten Vorhersage lässt sich durch Ensemble-Betrachtungen beschreiben. Die Kombination von numerischen Wettervorhersagemodellen und radarbasierten Nowcasting-Produkten verbindet lange ungenauere Vorhersagen mit kurzen und genaueren Vorhersagen (Alfieri et al., 2011).
Die Anforderungen an das niederschlagsbasierte Vorhersagesystem sind: (1) es muss ohne zusätzliche Zustandsvariablen arbeiten, da diese nicht erhoben oder geschätzt werden, (2) die Ermittlung der Schwellenwerte muss aus Kostengründen möglichst einfach sein und (3) die Unsicherheiten in der räumlichen Verortung der Niederschläge soll berücksichtigt werden. Eine einfache Ermittlung der Schwellenwerte bietet der für Deutschland verfügbare KOSTRA-Atlas (DWD, 1997). Unterschiedliche Niederschlagsintensitäten als Schwellenwerte lassen sich nach Jährlichkeiten und Dauerstufen direkt aus dem KOSTRA-Atlas ablesen und für nicht vorhandene Kombinationen durch logarithmische Regression berechnen. Für kleine Einzugsgebiete mit wenigen km² Größe richtet sich die kleinste Dauerstufe nach der zeitlichen Auflösung der meteorologischen Vorhersageprodukte. Die zu betrachtenden Dauerstufen richten sich in kleinen Einzugsgebieten nach der geschätzten Konzentrationszeit des Einzugsgebiets. Für eine Dauerstufe sind mehrere Jährlichkeiten zu wählen. Geringe

Wiederkehrintervalle können sich nach der geschätzten Leistungsfähigkeit des Fließgewässers, schadlosen Durchfluss zu gewähren, richten oder noch darunter liegen, um eine frühzeitige Aktivierung der VGI-Freiwilligen zu ermöglichen. Größere Jährlichkeiten verschärfen schrittweise die ausgerufenen Ereignishinweise.
Eine Vergrößerung des beobachteten Gebiets mit zusätzlichen Zonen um das Einzugsgebiet vermindert die Wahrscheinlichkeit, falsch lokalisierte Niederschläge in der Vorhersage zu missachten. Die hier vorgeschlagene Methodik sieht daher eine angrenzende Warnzone und eine erweiterte Warnzone um ein Einzugsgebiet vor, siehe Abbildung 5a. Niederschläge in der näheren Warnzone sind als außerhalb vom Einzugsgebiet niedergehend erkennbar. Sie besitzen jedoch die Möglichkeit, durch die räumliche Unsicherheit das Einzugsgebiet zu treffen. Die erweiterte Warnzone soll die Einschätzung der großräumigen Situation erleichtern.
Wie Abbildung 5b illustriert, lässt sich die Darstellung des Niederschlagsfelds vereinfachen. Das Einzugsgebiet und die Warnzonen werden als Rechtecke abstrahiert. Ein mittlerer Niederschlag für jede Zone wird als Quantil der Niederschlagsverteilung über alle Niederschläge der Gitterpunkte des meteorologischen Produkts in dieser Zone für jeden Zeitschritt berechnet. Bei größeren Dauerstufen als der Zeitschritt der Vorhersage geschieht dies über gleitende Summen mit einer entsprechenden Fensterweite. Überschreitet der mittlere Niederschlag einen Schwellenwert, wird für diese Zone eine Warnung registriert. Die Warnzone wird in der Situationsübersicht der Hinweisstufe entsprechend eingefärbt. Eine Heuristik wertet über die Vorhersagezeitpunkte die Ereignishinweise der Zonen aus und verfolgt diese über mehrere aufeinander folgende Vorhersagen und betrachtete Vorhersageprodukte. Die Heuristik erstellt dann einen Report und teilt dem Dashboard mit, welche Ereignishinweise oder VGI-Messaufforderungen nach außen weiterzugeben sind.
Anhand eines Fallbeispiels am Hochwasserereignis am 29.05.2016 in der Gemeinde Braunsbach, Baden-Württemberg, soll die Methodik veranschaulicht werden. Als meteorologisches Vorhersageprodukt wird hier auf die archivierten COSMO-DE Vorhersagen zurückgegriffen. Abbildung 5 zeigt die Zuordnung der Gitterpunkte des COSMO-DE-Produkts sowie die gewählten umliegenden und erweiterten Warnzonen.
Tabelle 1 beinhaltet die in Anlehnung an den KOSTRA-Atlas gewählten Ereigniswarnstufen für Braunsbach für eine Dauerstufe von einer Stunde. Die gewählte Dauerstufe, Jährlichkeiten der Ereigniswarnstufen und die Wahl der Warnzonen sind ohne Anspruch auf die bestmögliche Lösung getroffen und soll lediglich den prinzipiellen Ablauf der Methodik schildern. Das Quantil zur Bestimmung des mittleren Niederschlags ist 0,9.

Tab. 1: Ereigniswarnstufen 0 bis 6 für Braunsbach für eine Dauerstufe von einer Stunde mit der zugehörigen Farbkodierung und Wertebereichen des Niederschlags.

Jährlichkeiten	<5	5	10	20	50	100	>100
Farbkodierung							
Ereignisstufe	0	1	2	3	4	5	6
Dauerstufe		Niederschlagsintensität (mm/h)					
1 Stunde	0 - 20	20 - 27,5	27,5 - 33,5	33,5 - 39,0	39,9 - 46,5	46,5 - 52,5	> 52,5

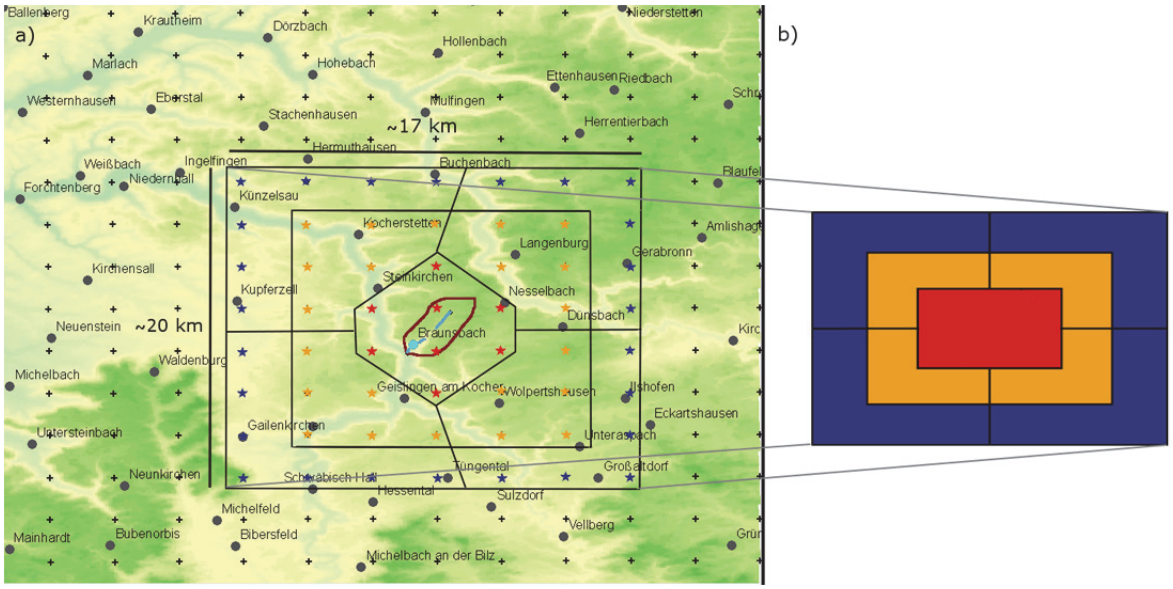


Abb. 5: a) Karte mit der Gemeinde Braunsbach, Deutschland (Lage 49,19°N, 9,79°E), den skizzierten Grenzen der zugehörigen Einzugsgebiete (Orlacher Bach). Das Modellgitternetz des Wettermodells COSMO-DE ist durch Kreuze gekennzeichnet. Die Gitterpunkte, die das Einzugsgebiet repräsentieren, sind mit roten Sternen, die Gitterpunkte der angrenzenden Warnzone mit gelben und die der erweiterten Warnzone mit blauen Sternen gekennzeichnet. b) Zuordnung der Gitterzellen in die vereinfachte Darstellung.

Nach Abbildung 6a ist die COSMO-DE-Vorhersage vom 28.05.2016 um 03:00Uhr UTC die erste Vorhersage, die einen Hinweis auf eine mögliche Gefahrenlage im erweiterten Umfeld des Einzugsgebiets am 28.05.2016 im Zeitraum von 16:00 bis 17:00 Uhr bietet. Der maximale Niederschlag beträgt 61,9 mm/h in der nordwestlichen erweiterten Warnzone. Eine erste Ereigniswarnung würde aufgrund der Extreme sofort an eine verantwortliche Person versandt. Eine Meldung an VGI-Freiwillige könnte ab 7:00 Uhr (aufgrund der frühen Uhrzeit der Vorhersage) versendet werden. Ungebundene Nutzer würden daran erinnert, Messungen durchzu-führen und je nach Einstellungen vor möglichem Eintreten eines Hochwasserereignisses gewarnt[3]. Gebundene Nutzer würden näher spezifizierte Aufgaben erhalten. Die VGI-Wasserstanddaten könnten einem bestehenden N-A-Modell dann zur Validierung oder zur operationellen Nachführung bereitgestellt werden.
Die Vorhersage vom 28.05.2016 um 03:00Uhr erweist sich für das Einzugsgebiet als nicht relevant. Die nächste Vorhersage, die eine Ereigniswarnstufe größer eins ausruft, trifft am 29.05.2016 um 09:00 Uhr ein. Eine Niederschlagszelle im näheren Umfeld mit Ereigniswarnstufen von 3 und 2 und einer Ereigniswarnstufe von 1 im EZG wird um 22:00 bis 24:00 UTC erwartet (nicht gezeigt). Eine entsprechende Ereigniswarnung wird wiederum abgesetzt, VGI-Messaufforderungen versandt. Die Vorhersage am 29.05.2016 um 12:00 Uhr lässt stärkere Niederschläge im Umkreis des Einzugsgebiets zwischen 15:00 und 18:00 Uhr erkennen

[3] Prinzipiell ist in Einzugsgebieten, wie des Orlacher Baches, in besonderem Maße an die Sicherheit der VGI-Teilnehmer zu denken. Bei Vorhersage extremer Ereignisse sollte dringend davor gewarnt werden, ab einer bestimmten Zeit oder überhaupt zu messen.

(Abbildung 6b). Die ausgerufenen Ereignishinweisstufen der angrenzenden Warnstufen erreichen Stufe 3. Die nächste Vorhersage um 15:00 Uhr weist lediglich zwischen 21:00 und 22:00 Uhr eine Ereigniswarnung der Stufe 1 im näheren Umfeld aus (Abbildung 6c). Um 18:00 Uhr UTC weist die eingehende Vorhersage auf Niederschläge zwischen 18:00 Uhr bis 19:00 Uhr in der Größenordnung der Ereignisstufe 4 im näheren Umfeld und 3 im Einzugsgebiet hin (Abbildung 6d). Eine entsprechende Ereigniswarnung wird wiederum abgesetzt.

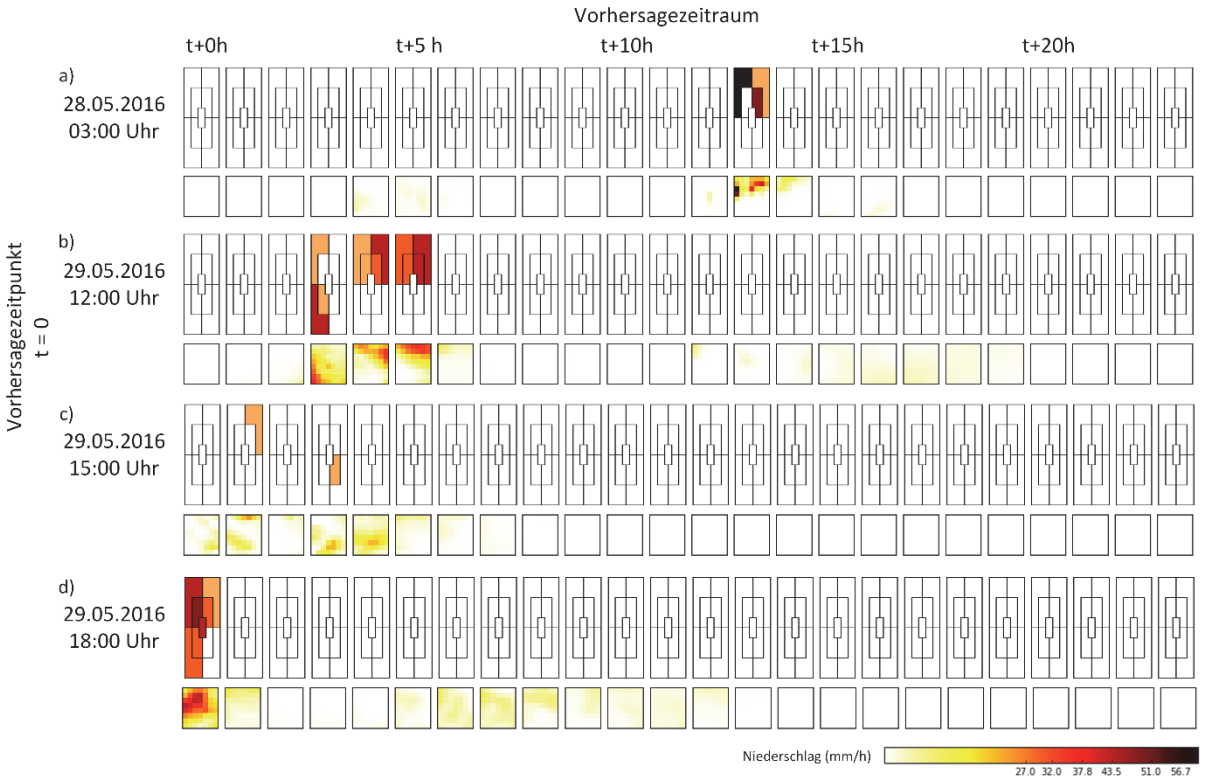


Abb. 6: Zeitliche Abfolge der 24-Stunden COSMO-DE Vorhersagen für Braunsbach. Jede Abbildung a) bis d) zeigen die Vorhersage der Warnzonen oben und die Darstellung des Niederschlagsfeldes (COSMO-DE Gitterzellen) unten an. Die farbliche Codierung des Niederschlags ist unten rechts angegeben.

Über den Zeitraum hätten Niederschlagsklassifikationen der VGI-Teilnehmer dazu beitragen können, Starkniederschläge im Einzugsgebiet festzustellen. Laut Agarwal et al. (2016) traten die Niederschläge im Zeitraum zwischen 16:00 und 20:00 Uhr UTC auf, mit Eintreten der Sturzflut gegen 19:00 Uhr UTC. Die unterlassene Ereigniswarnung durch die COSMO-DE-Vorhersage vom 29.05.2016, 15:00 Uhr, die die schweren Niederschläge nicht vorhersagt, hätte wahrscheinlich durch das Nowcast-Produkt (FZ-Produkt) gegeben werden können.
Erste Hinweise auf eine Gefahrenlage durch konvektive Starkniederschläge waren am Vortag gegeben, konkretere Hinweise durch die Vorhersagen mit COSMO-DE häuften sich ab dem 29.05.2016 mit der Vorhersage um 9:00 Uhr. Mit der vorgestellten Methodik hätte durch die Ereigniswarnungen eine Alarmbereitschaft der örtlichen Ämter (und VGI-Teilnehmern) etwa 7 bis 10 Stunden vor der Sturzflut ausgerufen werden können. Nicht untersucht ist bisher, welche Vorhersageleistung das verfügbare ICON-Produkt in Verbindung mit dem FZ-Produkt ermöglicht hätte.

2.4 Dashboard

Durch die grafische Benutzeroberfläche stellt das Dashboard die hydrologische und meteorologische Situationsübersicht inklusive der VGI-Daten dar. Die vielfältigen Funktionen des Task-Managements lassen sich administrieren (Nutzergruppen erstellen, automatischer und manueller Nachrichtenversand konfigurieren etc.) und Übersichten zu den registrierten Nutzern anzeigen. Abbildung 7 eine Konzeption des Dashboards. Der Fokus des Dashboards liegt auf Einfachheit und Anwenderfreundlichkeit, da die Zielgruppe keine Experten auf dem Feld der Hochwasservorhersage sein werden.

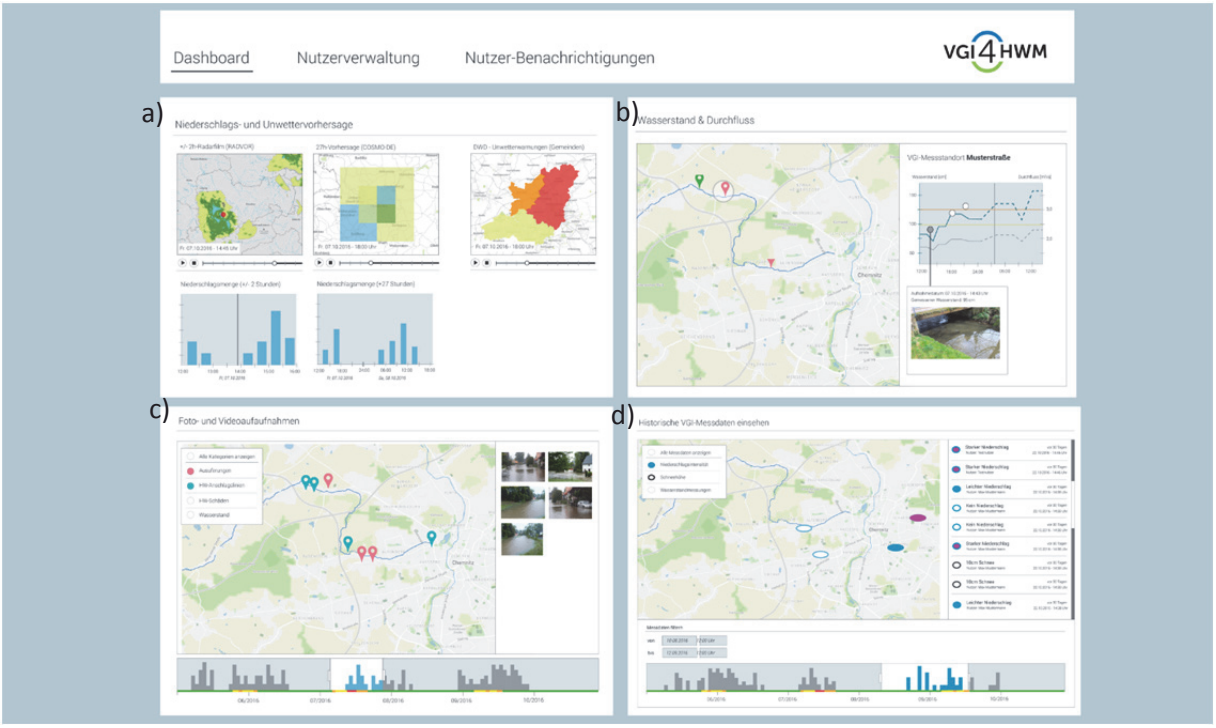


Abb. 7: Konzeption der grafischen Oberfläche für das Dashboard: a) Situationsübersicht zur Niederschlagsvorhersage; b) N-A-Modell-gestützten Vorhersage mit Darstellung von VGI-Messdaten und Fotoaufnahmen; c) die Übersicht zur Lage im Einzugsgebiet während eines Ereignisses; d) zeigt die Übersicht über alle eingegangen VGI-Daten.

3. Zusammenfassung und Ausblick

Hochwasser gehören zu den Naturgefahren, welche die Bevölkerung direkt bedrohen. Eine frühzeitige Warnung ist notwendig, aber in kleinen Einzugsgebieten, die zumeist Städte und Kommunen betreffen, besonders schwierig. Die hydrologische Modellierung von Hochwasservorhersagen ist in kleinen Einzugsgebieten unsicher. Messdaten und meteorologische Vorhersageprodukte sind für eine rechtzeitige und verlässliche Prognose oft nicht in ausreichendem Maße vorhanden.

Das Projekt VGI4HWM hat sich daher das Ziel gesetzt, ein operationelles VGI- Hochwasserinformationssystem (VGI4HWM-Plattform) für kleine Einzugsgebiete zu entwickeln und zugeschnittene Ereignisvorwarnungen für Städte und Kommunen zu liefern. VGI-Daten bieten die Möglichkeit, fehlende kontinuierliche Wasserstandmessungen zu kompensieren. Aufgenommene Wasserstände ermöglichen die Kalibrierung, Modellnachführung von N-A-Modellen und Situationsbeurteilung. Weitere Informationen aus dem Einzugsgebiet wie z. B.

Fotos zur Lageeinschätzung oder zur Abschätzung der räumlichen Verteilung der Schneehöhe lassen sich über die VGI4HWM-Plattform in einem Informationskanal sammeln.
Eine Konzeption wurde vorgestellt, wie ein Vorwarnsystem mit geringen Datenanforderungen kosteneffizient umgesetzt werden kann. Eine ausschließlich niederschlagsbasierte Vorhersage kann das Sammeln von VGI-Daten auslösen, die dann einem N-A-Modell zur Verfügung stehen. Der Versand von Ereigniswarnungen an Personen der lokalen Ämter wird bei Überschreiten von Schwellenwerten des Wasserstands, von Niederschlagsintensitäten oder beidem ausgelöst.
Gegenwärtig erfolgt die Implementierung der Konzeption. Eine Erweiterbarkeit der VGI4HWM-Plattform durch Einbeziehung von künftig eventuell in die Grundversorgung hinzukommenden Vorhersageprodukten des DWD wird dabei angestrebt. In einer anschließenden Pilotphase in Zusammenarbeit mit den Praxispartnern des Projekts soll dann die generelle Praktikabilität und Effizienz des VGI-Ansatzes beurteilt werden.

Danksagung
Die Autoren möchten sich bei den assoziierten Praxispartnern des Projekts VGI4HWM, den Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt, die Stadt Chemnitz und die Stadt Dessau-Roßlau für die wertvollen Informationen, die in die Konzeption der VGI4HWM-Plattform einfließen, sowie dem BMBF für die Förderung im Rahmen der Fördermaßnahme »KMU-innovativ: Informations- und Kommunikationstechnologie (IKT)« bedanken (Förderkennzeichen: 01IS15042A).

Literatur

Agarwal, A., Boessenkool, B., Fischer, M., Hahn, I., Köhn, L., Laudan, J., Moran, T., Öztürk, U., Riemer, A., Rözer, V., Sieg, T., Vogel, K., Wendi, D., 2016. Die Sturzflut in Braunsbach, Mai 2016 Eine Bestandsaufnahme und Ereignisbeschreibung, (Taskforce im Rahmen des DFG-Graduiertenkollegs Natural Hazards and Risks in a Changing World an der Universität Potsdam), http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/tem/escidoc:1659896.

Alfieri, L., Velasco, D., and Thielen, J., 2010. Flash flood detection through a multi-stage probabilistic warning system for heavy precipitation events, Adv. Geosci., 29, 69–75.

Belger, G., Haase, M., Jung T., Lippert, K., 2009. Kalypso Open Source - A GIS-based Platform for Environmental and Water Resources Modeling, GeoInformatics - Magazine for Surveying, Mapping & GIS Professionals, 2, Vol. 12.

Blöschl, G., 2008.Flood warning - on the value of local information, International Journal of River Basin Management, 6, 41-50.

Burkard, S., Fuchs-Kittowski, F., Pfützner, B., Müller, R., 2016. Mobile Sensing zur Hochwasservorhersage in kleinen Einzugsgebieten, Tagungsband des 23. Workshops "Umweltinformationssysteme 2016 - Umweltbeobachtung: Nah und Fern" (UIS 2016), Leipzig, Deutschland, http://ceur-ws.org/Vol-1781/paper2.pdf.

Clark, A., Gallus, W., Xue, M. Kong, F., 2009. A Comparison of Precipitation Forecast Skill between Small Convection-Allowing and Large Convection-Parameterizing Ensembles, Weather Forecasting, 24, 1121–1140, doi: 10.1175/2009WAF2222222.

Dietrich, J., Trepte, S., Wang, Y., Schumann, A. H., Voß, F., Hesser, F. B., Denhard, M., 2008. Combination of different types of ensembles for the adaptive simulation of probabilistic flood forecasts: hindcasts for the Mulde 2002 extreme event, Nonlin. Processes Geophys., 15, 275–286.

Dietrich, J.; Schumann, A.H.; Redetzky, M., Walther, J., Denhard, M., Wang, Y., Pfützner, B., Büttner, U., 2009. Assessing uncertainties in flood forecasts for decision making: prototype of an operational flood management system integrating ensemble predictions Natural Hazards and Earth System Sciences, 9, 1529-1540.

Du Plessis, L.A., 2002. A Review of Effective Flood Forecasting, Warning and Response System for Application in South Africa," Water SA, 28(2), 129–137.

DWD, 1997. Starkniederschlagshöhen für Deutschland, KOSTRA-Atlas. Deutscher Wetterdienst – Hydrometeorologie, Offenbach, Selbstverlag.

Fuchs-Kittowski, F., Pfützner, B., Preuß, T., Fischer, F., Beck, T., Bartusch, S., 2015. Mobiles Crowdsourcing von Pegeldaten. In: Umweltinformationssysteme - Big Data, Open 36 Data, Data Variety, UBA-Dokumentationen 58/2015, Umweltbundesamt, Dessau-Roßlau, 251-268.

Goodchild, M.F., 2007. Citizens as Voluntary Sensors: Spatial Data Infrastructure in the World of Web 2.0. International Journal of Spatial Data Infrastructures Research, Vol. 2, 24-32.

Hapuarachchi, H.A.P., Wang, Q. J., Pagano, T.C.A, 2011. Review of advances in flash flood forecasting, Hydrological Processes, John Wiley & Sons, Ltd., 25, 2771-2784.

Javelle, P., Fouchier, C., Arnaud, P., and Lavabre, J., 2010. Flash flood warning at ungauged locations using radar rainfall and antecedent soil moisture estimations, J. Hydrol., 394, 267–274.

Moore, R.J., Cole, S.J., Bell, V.A., Jones, D.A., 2006. Issues in flood forecasting: ungauged basins, extreme floods and uncertainty. In Frontiers in Flood Research, IAHS Publication No. 305. International Association of Hydrological Sciences Press, Centre for Ecology and Hydrology: Wallingford, UK; pp. 103–122.

Martina, M.L.V., Todini, E., and Libralon, A., 2006. A Bayesian decision approach to rainfall thresholds based flood warning, Hydrol. Earth Syst. Sci., 10, 413–426, doi:10.5194/hess-10-413-2006.

Müller, U., 2010. Hochwasserrisikomanagement - Theorie und Praxis, Vieweg+Teubner Verlag.

Neumayer, E., Barthel, F., 2011. Normalising economic loss from natural disasters: A global analysis, Glob. Environ. Change 21, S. 13–24.

Panziera, L., Gabella, M., Zanini, S., Hering, A., Germann, U., Berne, A., 2016. A radar-based regional extreme rainfall analysis to derive the thresholds for a novel automatic alert system in Switzerland, Hydrol. Earth Syst. Sci., 20, 2317–2332.

Philipp, A., Kerl, F., Müller, U., 2015. Ansprüche potentieller Nutzer an ein Hochwasserfrühwarnsystem für Sachsen, Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 59(1), 4-22.

Reed, S., Koren, V., Smith, M., Zhang, Z., Moreda, F., Seo, D.-J., DMIP participants, 2004. Overall Distributed Model Inter-Comparison Project Results, Journal of Hydrology, 298, 27–60.

Schwarze, R., Dröge, W., Wagner, M., Spitzer, S., Maleska, V., Kuhn, K., 2016. Untersuchung möglicher Auswirkungen des Klimawandels auf den Wasserhaushalt in Sachsen–Lösungsansatz, Analyse Ist-Zustand, Daten-und Parametermodell, Modelltest. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 60(1), 38-56.

Werner, M., Schellekens, J., Gijsbers, P., van Dijk, M., van den Akker, O., Heynert, K., 2013. The Delft-FEWS flow forecasting system, Environmental Modelling & Software, 40, 65-77.

Entwicklung nachhaltiger Strategien zum Entwässerungsmanagement an der Nordseeküste unter Berücksichtigung langfristiger klimatischer Veränderungen

Jenny Kebschull, Helge Bormann, Jan Spiekermann, Frank Ahlhorn, Peter Schaal

Zusammenfassung

Das Projekt KLEVER entwickelt nachhaltige Strategien zur Anpassung des Entwässerungsmanagements an der Nordseeküste an die Auswirkungen langfristiger klimatischer Veränderungen. Die Methodenschwerpunkte des Projekts liegen einerseits auf der Entwicklung der Anpassungsmaßnahmen in enger Zusammenarbeit mit lokalen Akteuren und andererseits auf der modellgestützten Analyse zukünftiger Wasserbilanzen. In Einzelgesprächen mit den regionalen Akteuren aus der Wasserwirtschaft sowie weiteren betroffenen Sektoren wurde ein breites Spektrum an technischen und planerischen Anpassungsmaßnahmen zusammengetragen, die im weiteren Verlauf des Projektes in Workshops und Akteursforen diskutiert werden. Das verwendete hydrologische Modell SIMULAT wurde anhand von räumlichen Daten des Einzugsgebiets parametrisiert und mit Daten der Siel- und Pumpmengen kalibriert (R^2=0,78). In ersten Simulationen der Wasserbilanzen, die auf den Klimaszenarien A1B, A2 und B1 des regionalen Klimamodells REMO basieren, ist ein langfristiger Trend zu höheren Abflussaufkommen im Winter und Wasserdefiziten im Sommer zu erkennen.

1. Einleitung

Mit der Besiedlung des Küstenraums an der Nordsee begannen die Menschen sich und ihr Land vor den Einflüssen des Meeres zu schützen. Der Bau von Deichen und die Gewinnung von Land erforderte gleichzeitig die Entwässerung des Deichhinterlandes. Ein dicht verzweigtes System aus Gräben und Sieltiefs entwässert landwirtschaftliche Flächen und führt das Wasser zur Vorflut. Aufgrund der Tiden, die die kontinuierliche Entwässerung unterbrechen, wurde das System um Siele und Schöpfwerke in der Deichlinie erweitert. Die Schöpfwerke sorgen dafür, dass überschüssiges Wasser unabhängig vom Tidewasserstand in die Nordsee abgegeben werden kann. Mit der Zeit ist ein effektives Wassermanagementsystem entstanden, das die Voraussetzung für die Besiedlung und landwirtschaftliche Nutzung dieser flachen Region ist. Wie Ereignisse aus der Vergangenheit zeigen, gibt es Zeitpunkte an denen Extremereignisse wie Sturmfluten oder Starkniederschläge die Kapazitäten des Entwässerungssystems übersteigen. Dies wurde u.a. für das Entwässerungsmanagement in der Wesermarsch an der Nordseeküste in dem Projekt Climate Proof Areas gezeigt (Ahlhorn et al. o. J.).

In Zukunft wird das Entwässerungsmanagement an der Nordseeküste mit sich ändernden Rahmenbedingungen konfrontiert werden. Von Seeseite ist mit dem Anstieg des Meeresspiegels zu rechnen (IPCC 2013), von Binnenseite mit zunehmenden Winter- und abnehmenden Sommerniederschlägen (Umweltbundesamt 2007). An die Entwässerungsverbände an der Nordsee ist damit die Aufgabe gestellt, für die Zukunft nachhaltige Strategien zur Entwässerung ihrer Flächen zu entwickeln. Neben Klimaveränderungen und dem Meeresspiegelanstieg beeinflussen auch Setzungsprozesse, Landnutzungsänderungen und die zunehmende Versiegelung die Abflussbildung und damit die Binnenentwässerung. Im Rahmen des durch das Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz, Bau und Reaktorsicherheit (BMUB) geförderten Verbundprojekts - Klimaoptimiertes Entwässerungsmanagement im Verbandsgebiet Emden - (KLEVER) werden in enger Zusammenarbeit mit dem Ersten Entwässerungsverband Emden (EEVE), dem Landkreis Aurich, der Stadt Emden und dem Niedersächsischen Landesbetrieb

für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN) nachhaltige Strategien im Entwässerungsmanagement zur Anpassung an langfristige klimatische Veränderungen entwickelt und bewertet. In einem integrativen und partizipativen Prozess werden betroffene Akteure der Region in den Entwicklungsprozess einbezogen um die Anpassungsmaßnahmen zu diskutieren und zu bewerten. Das Potential ausgewählter Anpassungsmaßnahmen wird zusätzlich durch eine modellgestützte Szenarienanalyse quantifiziert und bewertet.

2. Hintergrund und Problemstellung

2.1 Das Untersuchungsgebiet

Das Einzugsgebiet des EEVE liegt im Nordwesten Niedersachsens in der Region Ostfriesland. Im Süden grenzt es mit seiner Deichlinie an die Emsmündung, den Dollart und an der westlichen Küste an die Nordsee. Im Osten ist es durch den Ems-Jade-Kanal vom Entwässerungsverband Oldersum abgegrenzt und im Norden wird es durch die Entwässerungsverbände Aurich und Norden begrenzt. Abbildung 1 zeigt die Verbandsgrenzen und die angrenzenden Entwässerungsverbände. Der EEVE liegt innerhalb des Landkreises Aurich und der kreisfreien Stadt Emden.

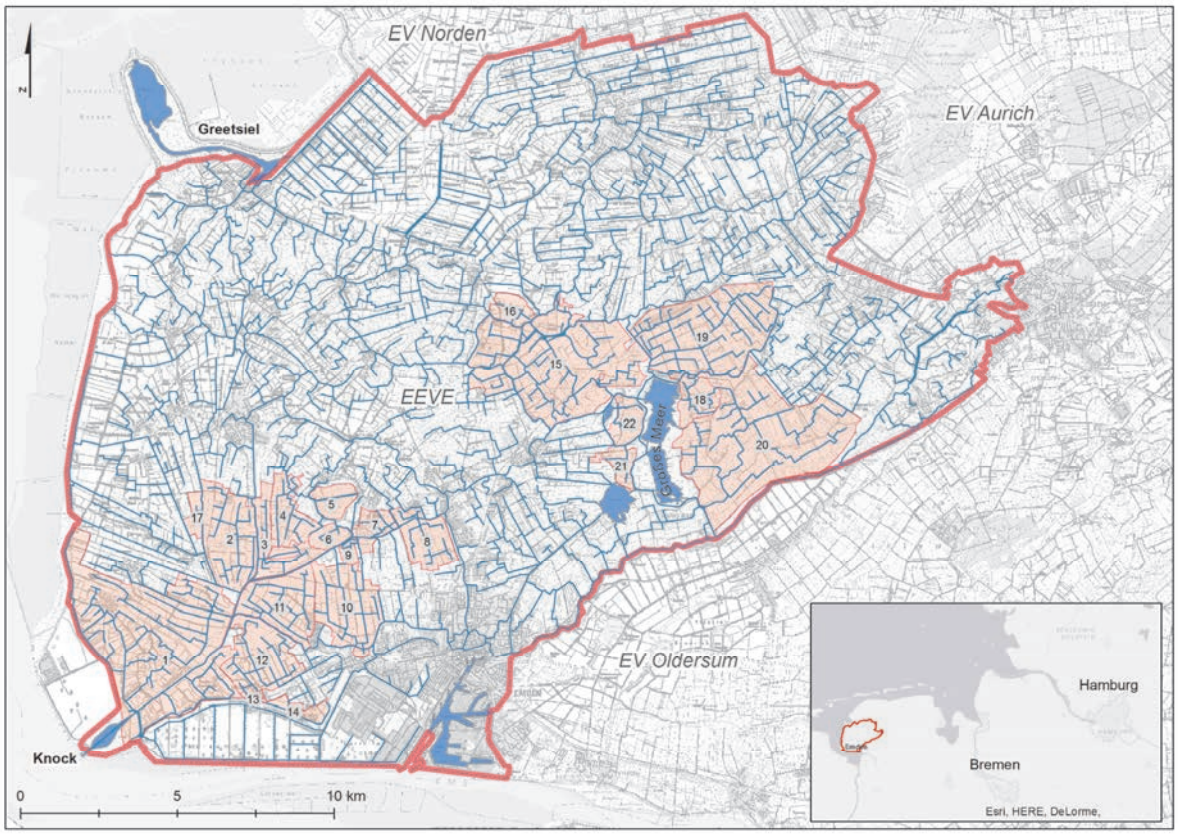


Abb. 1: Übersicht des Einzugsgebietes des EEVE mit den Verbandsgrenzen (rot), Gewässer (blau), Unterschöpfwerksgebieten (beige, nummeriert) und den Hauptschöpfwerken Knock und Greetsiel. Darstellung basierend auf räumlichen Daten des EEVE, Geobasisdaten Niedersachsen und World Base Map (ESRI).

Das Gebiet umfasst insgesamt 46.500 ha mit einem Anteil von 78% landwirtschaftlichen Flächen. 17% entfallen auf Siedlungs- und Wirtschaftsfläche, 4% auf Wasserflächen (Seen und Entwässerungsgräben) und 1% auf Waldflächen. Die Flächen, die größtenteils aus Marschen entstanden sind, liegen sehr niedrig. Ein Drittel des Einzugsgebietes liegt unter Normalhöhennull mit seinem tiefsten Punkt bei -3 m[1]. Voraussetzung für die Besiedlung und landwirtschaftliche Nutzung des Gebietes ist die Entwässerung der Flächen.

2.2 Das Entwässerungssystem

Das Entwässerungsnetz des EEVE umfasst insgesamt 1.100 km Gräben und Kanäle, davon 740 km Gewässer 2. Ordnung, 160 km Gewässer 3. Ordnung und 200 km Kanäle. Sie leiten überschüssiges Niederschlags- und Grundwasser zu den zwei Hauptschöpfwerken Knock im südlichen Verbandsgebiet (35.000 ha) und Greetsiel im nördlichen Verbandsgebiet (11.500 ha). Je nach Außenwasserstand kann das Wasser hier über die Siele im natürlichen Gefälle entwässert oder über die vier (Knock) bzw. drei Pumpen (Greetsiel) ins Meer geleitet werden. Die Pump- und Sielmengen sind von der Niederschlagsverteilung sowie -intensität und den Außenwasserständen abhängig und ändern sich saisonal. Auf Basis von Daten der Pump- und Sielmengen des EEVE von 2002 bis 2015 kann die durchschnittliche Wassermenge, die das Einzugsgebiet verlassen, bestimmt werden. Circa 160 Mio. m³ Wasser werden pro Jahr über die zwei Hauptschöpfwerke abgegeben. Dabei liegt das Verhältnis von Pump- und Sielmengen übers Jahr gesehen an der Knock bei circa 60% zu 40% und in Greetsiel bei 90% zu 10%. Durch das Anpassen des Entwässerungsmanagements in Greetsiel werden seit 2010 auch hier 40% des Entwässerungsvolumens gesielt (siehe Tabelle 1).

Tab. 1: Siel- und Pumpmengen der Hauptschöpfwerke in Mio. m³, Mittelwerte von 2002 bis 2015

	Pumpen	Siele	∑	Anteil gepumpt [%]
Knock	75	55	130	60
Greetsiel (bis 2010)	27	2	29	90
Greetsiel (ab 2010)	27	15	42	60

Im gesamten Entwässerungsgebiet sind die Zielpegelstände für die Sommer- und Wintermonate festgesetzte. Der Winterpegel liegt für die Hauptschöpfwerke bei -1,40 m, Sommerpegel bei -1,27 m. Ab -1,00 m ist mit Überschwemmungen zu rechnen. Besonders tiefliegende Bereiche werden in Unterschöpfwerksgebieten vom Pegelstand der Hauptentwässerungswege abgetrennt. Sie besitzen eigene Unterschöpfwerke, die das Wasser in das Hauptentwässerungsnetz pumpen, um ihre niedrigeren Zielpegel zwischen -1,60 m und -2,70 m zu halten (EEVE o. J.). Abbildung 1 zeigt in beige hervorgehoben die 22 Unterschöpfwerksgebiete des EEVE.

Eine besondere Bedeutung im Entwässerungsmanagement kommt dem Großen Meer zu. Seit 2010 sind an seinen vier Zuflüssen Stauanlagen gebaut worden. Damit bietet es Einstaumöglichkeiten im Falle von Starkniederschlägen. Das Grabensystem des EEVE ist mit den drei

[1] Die Höhenangaben im gesamten Dokument beziehen sich auf Normalhöhennull.

angrenzenden Entwässerungsverbänden Norden, Aurich und Oldersum verbunden. In Notsituationen kann Wasser aus ihren Systemen über das Entwässerungssystem des EEVE zu den beiden Hauptschöpfwerke Knock und Greetsiel abgeleitet werden. Andersherum kann der EEVE jedoch kein Wasser in die Nachbarverbände abgeben, da die Pegelstände in deren Entwässerungssystemen über denen des EEVE liegen.

2.3 Herausforderungen an die Entwässerung in der Zukunft

Schon heute wird mehr Wasser gepumpt als gesielt, trotzt effektivem Wassermanagement mit zentraler Steuerungstechnik für das gesamte Verbandsgebiet und trotz der Einstaumöglichkeit im Großen Meer. Unter den oben genannten sich zukünftig ändernden Randbedingungen (Klima, Tide- und Sturmflutwasserstände, Geländesetzung, Flächenversiegelung) wird sich diese Tendenz weiter verstärken.

Regionale Klimamodelle wie zum Beispiel REMO, CCLM oder WETTREG zeigen für den betrachteten Zeitraum von heute bis 2100 einen Anstieg der jährlichen Niederschlagssummen, insbesondere im Winterquartal (Umweltbundesamt 2007, Storch & Claussen 2011). Weiterhin wird auch die Häufigkeit von Starkniederschlagsereignissen zunehmen. Fast im gesamten Verbandsgebiet hat im letzten Jahrzehnt gleichzeitig die Flächenversiegelung zugenommen (Ministerium für Umwelt, Energie und Klimaschutz 2011). Die regionalen Akteure gehen davon aus, dass sich dieser Trend in Zukunft fortsetzen wird. Dies würde zur Folge haben, dass der Anteil an Oberflächenabfluss bei Niederschlagsereignissen steigt. Besonders bei Starkniederschlagsereignissen führt das dazu, dass große Abflussmengen, wenn sie nicht in Regenwasserrückhaltebecken geleitet werden können, in kürzester Zeit das Vorflutsystem erreichen. Ein dritter Punkt, der potentiell den Druck auf das Entwässerungssystem erhöhen kann, ist der Anstieg des küstennahen Grundwasserspiegels. Hoffmann et al. 2005 haben den Einfluss des potentiellen Meeresspiegelanstiegs auf den Grundwasserspiegel untersucht und gehen von steigenden Wasserständen in den Gräben der küstennahen Entwässerungssysteme aus.

Zusätzlich zu der größeren zu erwartenden Wassermenge ist mit einer Verkürzung des Sielzeitraums zu rechnen. Steigende Tide- und Sturmflutwasserstände bei gleichzeitig fortschreitenden Setzungsprozessen (isostatisch, als Folge der letzten Vereisung und anthropogen, durch Förderung von Öl- und Gasvorkommen und durch die Entwässerung der Marsch- und Moorböden) führen zu höheren Außenwasserständen und tieferen Binnenwasserständen (Abbildung 2).

Insgesamt ist zukünftig von einem größeren Entwässerungsbedarf bei weniger Sielzugmöglichkeiten auszugehen. Damit steigen die Pumpzeiten, was zu einem erhöhten Energiebedarf führt. Weiterhin ist zu erwarten, dass das Entwässerungssystem bei höheren Wasserzuflüssen häufiger an seine Kapazitätsgrenzen kommt, was folglich das Überschwemmungsrisiko für niedrig liegenden Flächen erhöht. Die Herausforderung an das Entwässerungsmanagement ist es, gemeinsam mit den betroffenen Akteuren nachhaltige Lösungen zu finden, die zur Stärkung der Resilienz des Küstenraums gegenüber Auswirkungen des Klimawandels beitragen.

3. Methodisches Vorgehen

Methodisch legt das KLEVER-Projekt zwei Schwerpunkte. Der erste ist ein partizipativer Prozess, in dem gemeinsam mit Akteuren aus der Region Strategien zur Anpassung an die Auswirkungen zukünftiger klimatischer Veränderungen entwickelt werden. Der zweite Schwerpunkt liegt auf der modellgestützten Bemessung der zu erwartenden Veränderungen anhand verschiedener Klima- und Landnutzungs- und Maßnahmenszenarien. Auf Grundlage dieser Modellierungsergebnisse können ausgewählte Maßnahmen anschließend in Akteursforen diskutiert und bewertet werden.

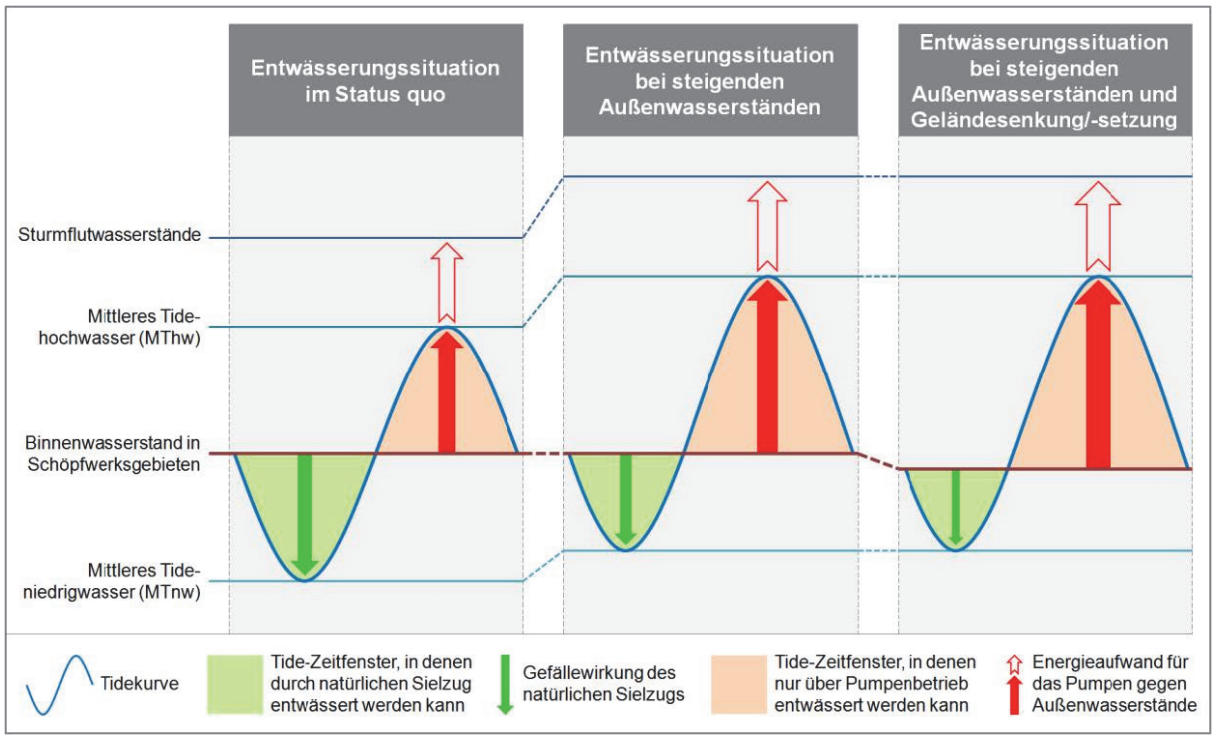


Abb. 2: Vereinfachte schematische Darstellung der Auswirkung des Meeresspiegelanstiegs und der Geländesenkung auf die Spielzeiträume. Verändert nach Spiekermann & Franck (2014).

3.1 Partizipativer Prozess

Die Binnenwasserwirtschaft hat für viele regionale Akteure eine große Bedeutung. Sie geht über ihre primäre Funktion, die Entwässerung für die landwirtschaftliche Nutzung und den Binnenhochwasserschutz, weit hinaus. Die Multifunktionalität der Gewässer als Lebensraum für eine Vielzahl an Arten, als Ort der Naherholung, als Wasserstraße sowie ihre Bedeutung in der Trinkwasser-, Abwasser- und Energiewirtschaft muss bei der Entwicklung von Anpassungsstrategien berücksichtigt werden. Daher werden alle Akteure mit wasserwirtschaftlichem Interesse in den Planungs- und Entwicklungsprozess mit einbezogen. Für das Einzugsgebiet des EEVE sind hier aus dem Bereich der Wasserwirtschaft die Entwässerungsverbände, Deichverbände, NLWKN, Landkreise und Städte zu nennen, für den Naturschutz neben dem NLWKN zusätzlich BUND und NABU, aus dem Bereich Landwirtschaft die Landwirtschafts-

kammer Ostfriesland und das Grünlandzentrum, Fischereiverbände, die Touristik, der Katastrophenschutz und der Bereiche Planen und Bauen. Die unterschiedlichen Anforderungen der Raumnutzer an das Wassermanagement führen zu einer Vielfalt an Maßnahmenstrategien, die in Einzelgesprächen erörtert werden. In Akteursforen werden anschließend die Maßnahmenoptionen diskutiert und Flächennutzungskonflikte und -synergien identifiziert.

3.2 Modellierung

Die Untersuchungen zu den Auswirkungen der sich ändernden Randbedingungen auf das Entwässerungssystem wird mit dem physikalisch basierten Standortmodell SIMULAT (Diekkrüger & Arning 1995, Armstrong et al. 2000, Bormann 2008) durchgeführt, das für kontinuierliche Simulation von Wasserflüssen auf landwirtschaftlich genutzten Standorten entwickelt wurde. SIMULAT ist konzipiert um vertikale Wasserflüsse, im speziellen die Evapotranspiration nach Pennman-Monteith, Infiltration und den Bodenwasserfluss nach der Richards-Gleichung, prozessorientiert darzustellen. Laterale Flüsse werden als Quellen bzw. Senken behandelt.

Mit dem Modell werden sowohl für das gesamte Einzugsgebiet als auch für die Unterschöpfwerksgebiete in täglicher Auflösung aktuelle und, auf Basis der Klimaszenarien, zukünftige Abflussspenden modelliert. Damit können saisonal differenzierte Änderungen des Abflussregimes dargestellt werden (auf jährlicher, monatlicher und wöchentlicher Basis). Für die Parametrisierung von SIMULAT für das Einzugsgebiet des EEVE konnte auf umfangreiche räumliche Daten zur Bodenbeschaffenheit, der Landnutzung, auf Grundwassermessstellen sowie auf Modellanwendungen in vergleichbaren Gebieten (Bormann et al. 2012) zurückgegriffen werden. Anhand von monatlichen Siel- und Pumpmengen der zwei Hauptschöpfwerke Knock und Greetsiel kann das Modell kalibriert werden.

Für die Abschätzung der Klimafolgen werden die für die Jahre 1951 bis 2100 simulierten Klimadaten der regionalen Klimamodelle REMO, CCLM und WETTREG verwendet. Aus den REMO-Simulationen stehen Daten für die Klimaszenarien A1B, A2 und B1 zur Verfügung und für CCLM und WETTREG jeweils Klimadaten aus dem A1B-Klimaszenario. Für die Modellierung mit globalen Klimamodellen werden vier Hauptszenarien für die Entwicklung der Treibhausgas- und Aerosolkonzentrationen angenommen, die Szenarien A1, B1, A2 und B2. Die Szenarien dienen dazu unterschiedliche globale demographische, ökonomische, ökologische und technische Entwicklungen darzustellen um ein großes Spektrum an Entwicklungen und deren mögliche Klimafolgen abzudecken (IPCC 2013, Storch & Claussen 2011). Storch & Claussen (2011) beschreiben die Szenarien wie folgt: A2 beschreibt eine Gesellschaftliche Entwicklung mit hohem Bevölkerungswachstum und mit einer langsamen wirtschaftlichen, regional orientierten Entwicklung. Innovative Technologien stehen eher im Hintergrund. Im B1-Szenario wächst die Bevölkerung konstant, bis sie Mitte des 21. Jahrhunderts stagniert. Es beschreibt die fortschreitende Globalisierung und eine wirtschaftliche Entwicklung hin zu einer Dienstleistungs- und Informationsgesellschaft. Es werden emissionsarme Technologien verwendet. Das A1B-Szenario gehört zum A1-Hauptszenario. Hier werden ein schnelles Wirtschaftswachstum und die Entwicklung von effizienten Technologien sowie speziell für das A1B-Szenario eine ausgewogene Nutzung von fossilen und nicht-fossilen Energiequellen angenommen.

Die drei regionalen Klimamodelle basieren auf dem globalen atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM5 (Jacob et al. 2014). REMO und CCLM sind dynamische, auf physikalischen und chemischen Prozessen beruhende Klimamodelle, wohingegen WETTREG ein statistisches Modell ist (Storch & Claussen 2011).

4. Ergebnisse

4.1 Modellkalibrierung für das Gebiet des EEVE

Anhand der DWD-Stationsdaten der Klimastation Emden und der Pump- und Sielmengen der zwei Hauptschöpfwerke Knock und Greetsiel konnte SIMULAT kalibriert werden. Die Pump- und Sielmengen liegen von 2002 bis 2008 in täglicher, von 2009 bis 2015 in monatlicher Auflösung vor. Für die Kalibrierung des Modells wurden die täglichen Daten aggregiert um eine vollständige monatliche Zeitreihe von 2002 bis 2015 zu erzeugen. Zur Bestimmung der Modelleffizienz wurde das Bestimmtheitsmaß (R^2) genutzt. Für den Jahresabfluss liegt R^2 bei 0,70. Für die Monatsabflüsse ergibt sich ein R^2 von 0,78. Abbildung 3 zeigt die monatlichen simulierten und gemessenen Abflusskomponenten. Nimmt der EEVE Wasser aus den angrenzenden Verbänden auf, wird es in der modellierten Wasserbilanz des Einzugsgebietes als „Fremdwasser“ dem Abfluss zugeschlagen.

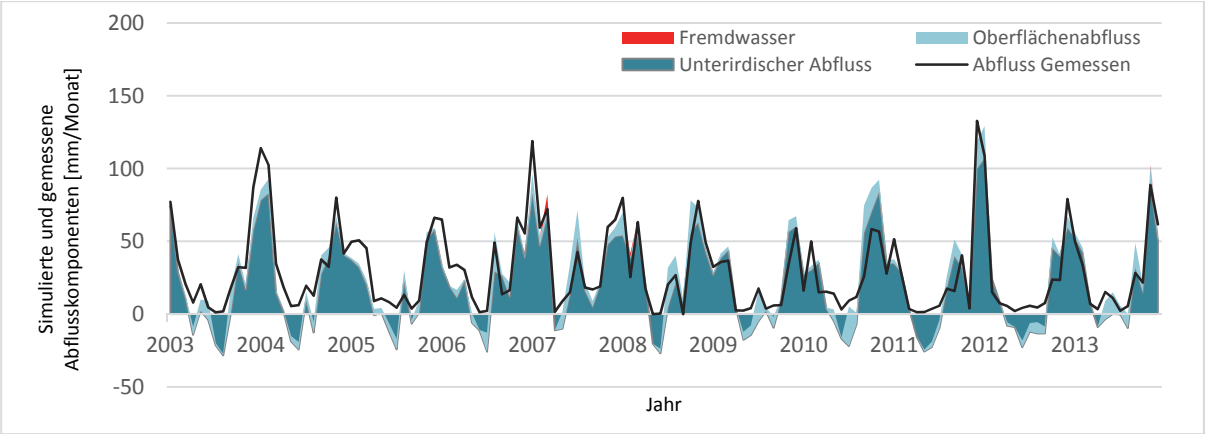


Abb. 3: Ganglinie der monatlichen simulierten und gemessenen Abflusskomponenten.

Für den Zeitraum von 2002 bis 2008, in dem tägliche Aufzeichnungen der Siel- und Pumpmengen vorliegen, können auch die simulierten und gemessene Abflüsse in täglicher Auflösung verglichen werden. Da der natürliche Abfluss jedoch regelmäßig unterbrochen wird, ergibt sich eine geringere Korrelation. Die wöchentliche Variabilität des Abflusses kann das Modell jedoch gut abbilden. Für den Zeitraum von 2002 bis 2008 erreicht R^2 hier 0,69.

4.2 Prognostizierte Klimaveränderungen in Ostfriesland

Die Klimaszenarien von REMO (A1B, A2 und B1) und von CCLM (A1B) projizieren bis zum Jahre 2100 ganzjährig eine zunehmende Erwärmung. Saisonal betrachtet zeigen sie zunehmende Niederschläge im Winter und abnehmende im Sommer. Die Globalstrahlung und der Wind sind für den betrachteten Zeitraum nicht verändert. Die Veränderungssignale hinsichtlich Temperatur und Niederschlag sind bei den Szenarien A1B und A2 stärker ausgeprägt als bei

B1. Insgesamt zeigt das A1B-Szenario von CCLM im Vergleich zu REMO bei ähnlichen Trends geringere Veränderungen in Temperatur, Niederschlag und Strahlung.
Erste Simulationen der Wasserbilanzen basierend auf den Klimaszenarien A1B, A2 und B1 des regionalen Klimamodells REMO. Von 2001 bis 2100 sind deutliche Veränderungen für die genannten Szenarien gegenüber dem Kontrolllauf von 1951 bis 2000 zu erkennen. Für den Abfluss zeigen die Trends zunehmende Abflüsse für die niederschlagsreichen Wintermonate und zunehmende Wasserdefizite für die Sommermonate. Das bedeutet für das Entwässerungssystem, dass mit einer höheren Belastung im Winter zu rechnen ist, da größere Wassermengen abgeführt werden müssen. Im Sommer sind Wasserdefizite im Gewässersystem zu erwarten, wobei gleichzeitig das Risiko von Starkniederschlägen steigt. Dies kann auch in der abflussarmen Zeit seltene, aber extreme Abflussereignisse zur Folge haben. Diese ersten Ergebnisse zeigen eine Verstärkung der bestehenden Entwässerungsprobleme für alle gerechneten Szenarien im Verbandsgebiet und unterstreichen den Handlungsbedarf in Übereinstimmung mit früheren Studien an der niedersächsischen Nordseeküste (Bormann et al. 2012).

4.3 Das Spektrum möglicher Anpassungsmaßnahmen

Durch die Einzelgespräche wurde entsprechend der Vielfalt an beteiligten Akteuren eine große Anzahl an Anpassungsmaßnahmen zusammengestellt. Die Anpassungsmaßnahmen setzten dabei an unterschiedlichen Punkten des Entwässerungsmanagements an. Ein großer Teil der Maßnahmen zielt auf Lösungen zur Wasserstandshaltung und -regulierung. Hierzu gehören u.a. technische Lösungen, die die Effizienz oder Leistung der Siel- und Schöpfwerke bzw. der Vorflut erhöhen, den Pumpbetrieb durch Einsatz von erneuerbaren Energien nachhaltiger gestalten, auf die Schaffung von Speicher- und Rückhaltemöglichkeiten abzielen oder die Reduzierung des Pumpbedarfs durch erhöhte Wasserstände anstreben.
Ein zweiter großer Maßnahmenblock fällt in die Bereiche der Planung, des Hochwasserrisikomanagements und der Kommunikation sowie Kooperation zwischen den Akteuren. Hier sind für die Akteure im Bereich Flächen- und Bauvorsorge die Ausweisung von Risikobereichen oder Nutzungsrestriktionen denkbar sowie die Planung von Notwasserwegen und Schutzvorkehrungen und die Planung für den Katastrophenfall. Im Bereich Kommunikation und Kooperation steht die Öffentlichkeitsarbeitsarbeit im Vordergrund.
Im ersten gemeinsamen Akteursforum werden die Akteure die Maßnahmen hinsichtlich ihrer Relevanz und Umsetzungswahrscheinlichkeit diskutieren und bewerten. Die direkte Kommunikation zwischen den Akteuren bietet die Möglichkeit sektorübergreifende Synergien zu erkennen und künftig gemeinsam Strategien zu entwickeln.

5. Ausblick

Wie die modellbasierten Analysen der Klimaszenarien zeigen, werden die klimatischen Veränderungen in Zukunft höchstwahrscheinlich die bestehenden Probleme im Entwässerungssystem verstärken. Um genauere Aussagen zu der Belastung des Entwässerungssystems zu erhalten, werden zusätzliche Simulationen für einzelne Unterschöpfwerksgebiete vorgenommen. Neben Klimaszenarien werden auch Szenarien zum Landnutzungswandel und zur Flächenversiegelung berechnet, um deren Einfluss auf die Entwässerungssituation zu quantifi-

zieren und im Vergleich zu den Klimaänderungen zu bewerten. Die Ergebnisse der Simulationen werden kontinuierlich in Akteursforen vorgestellt, um das Spektrum an möglichen Veränderungen für das Einzugsgebiet darzustellen und damit die Informationsgrundlage für Diskussionen und Austausch zu bieten.
Mit Hilfe des Modells können Maßnahmen quantitativ bewertet werden, um ihre Effizienz gegenüber dem bestehenden Entwässerungssystem abzuschätzen. Dies bietet eine Basis für die Planung der Umsetzung von Anpassungsmaßnahmen für die Region.
Das rege Interesse der Akteure an dem Projekt und die Teilnahmebereitschaft an den geplanten Akteursforen zeigen, dass die Akteure sich intensiv mit der zukünftigen Situation der Entwässerung beschäftigen. Sie zeigen große Bereitschaft am Entwicklungsprozess von nachhaltigen Anpassungsmaßnahmen teilzuhaben und damit die Zukunft ihrer Region zu gestalten.

Danksagung

Die Autoren danken dem Bundesamt für Umwelt, Naturschutz, Bau und Reaktorsicherheit für die Förderung des KLEVER-Projektes sowie unseren Kooperationspartnern: dem Ersten Entwässerungsverband Emden, dem Niedersächsischen Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz, dem Landkreis Aurich und der Stadt Emden für die gute Zusammenarbeit, die Bereitstellung von Daten und Expertenwissen und ihren finanziellen Beitrag zu dem Projekt.

Literatur

Ahlhorn, F., Bormann, H., Giani, L., Klaassen, K., Klenke, T., Malsy, M., Restmeyer, B., o. J.: Klimatische Region Wesermarsch. Die Zukunft der Wasserwirtschaft. Erste Schritte auf dem Weg zu einer Klimaanpassungsstrategie. Hg. v. Regionalforum "Climate Proof Areas" des Landkreises Wesermarsch. Universität Oldenburg, COAST - Zentrum für Umwelt- und Nachhaltigkeitsforschung, AG Hydrologie, AG Bodenkunde. Willers Druck. Oldenburg.

Armstrong, A., Aden, K., Amraoui, N., Diekkrüger, B., Jarvis, N., Mouvet, C. et al., 2000. Comparison of the performance of pesticide-leaching models on a cracking clay soil: results using the Brimstone Farm dataset. In: Agricultural Water Management 44 (1-3), S. 85–104.

Bormann, H., 2008. Sensitivity of a regionally applied soil vegetation atmosphere scheme to input data resolution and data classification. In: Journal of Hydrology 351, S. 154-169.

Bormann, H., Ahlhorn, F., Klenke, T., 2012. Adaptation of water management to regional climate change in a coastal region – hydrological change vs. community perception and strategies. Journal of Hydrology 454-455, S. 64-75.

Diekkrüger, B., Arning, M., 1995. Simulation of water fluxes using different methods for estimating soil parameters. In: Ecological Modelling 81 (1-3), S. 83–95.

EEVE, o. J.: Der I. Entwässerungsverband Emden. Gestern. Heute. Morgen. Pewsum.

Hoffmann, B.; Meckelburg, M.; Meinken, M., 2005. Folgen einer Klimaänderung für den Grund- und Bodenwasserhaushalt der Unterwesermarsch. In: Bastian Schuchardt und Michael

Schirmer (Ed.): Klimawandel und Küste. Die Zukunft der Unterweserregion. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag Berlin Heidelberg (Umweltnatur- & Umweltsozialwissenschaften), S. 103–137.

IPCC, 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (Ed.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Jacob, D., Bülow, K., Kotova, L., Moseley, C., Petersen, J., Rechid, D., 2014. Regionale Klimaprojektionen für Europa und Deutschland: Ensemble Simulationen für die Klimafolgenforschung. KLIMZUG Nord (CSC-Report, 6).

Ministerium für Umwelt, Energie und Klimaschutz, 2011. Abschlussbericht des Arbeitskreises „Flächenverbrauch und Bodenschutz“. Niedersächsisches Ministerium für Umwelt- und Klimaschutz. Dezember 2011.

Spiekermann, J., Franck, E. (Ed.), 2014. Anpassung an den Klimawandel in der räumlichen Planung. Handlungsempfehlungen für die niedersächsische Planungspraxis auf Landes- und Regionalebene. Arbeitsberichte der ARL 11. Akademie für Raumforschung und Landesplanung (ARL). Hannover.

Storch, H., Claussen, M., 2011. Klimabericht für die Metropolregion Hamburg. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

Umweltbundesamt, 2007. Neuentwicklung von regional hoch aufgelösten Wetterlagen für Deutschland und Bereitstellung regionaler Klimaszenarios auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit dem Regionalisierungsmodell WETTREG auf der Basis von globalen Klimasimulationen mit ECHAM5/MPI-OM T63L31 2010 bis 2100 für die SRES-Szenarios B1, A1B und A2. Im Rahmen des Forschungs- und Entwicklungsvorhabens: “Klimaauswirkungen und Anpassungen in Deutschland - Phase I: Erstellung regionaler Klimaszenarios für Deutschland” des Umweltbundesamtes. Förderkennzeichen 204 41 138. Endbericht.

Hochwassermanagement an Hamburger Binnengewässern - Eine wasserwirtschaftliche, ökologische und ökonomische Optimierung im Forschungsprojekt StucK (Sicherstellung der Entwässerung küstennaher, urbaner Räume unter Berücksichtigung des Klimawandels)

Dieter Ackermann, Heiko Westphal, Fred Hesser, Gabriele Gönnert

Zusammenfassung

Dem Hochwassermanagement kommt in urbanen Gebieten aufgrund des hohen Schadenspotentials eine besondere Bedeutung zu. Im Projekt StucK wird untersucht, wie das Hochwassermanagement optimiert werden kann, einen Schwerpunkt bildet dabei eine präzisere Hochwasservorhersage. Hierfür werden sowohl ein Modell mit zeitlich und räumlich hoher Auflösung als auch ein vereinfachter Ansatz über einen Vorfeuchteindex verwendet. Beides sind Grundlagen einer Bewirtschaftung von Retentionsräumen wie Hochwasserrückhaltebecken. Für Bereiche, deren Binnenentwässerung zudem von der Tideelbe abhängig ist, wird zusätzlich die Vorhersage des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie herangezogen.

1. Einleitung

Am Beispiel der Freien und Hansestadt Hamburg werden im Verbundprojekt StucK nachhaltige und allgemeingültige Lösungsansätze für die Gewässerbewirtschaftung küstennaher Städte entwickelt. Im Fokus stehen dabei eine verbesserte Steuerung von Entwässerungssystemen sowie optimierte Hochwasserwarnungen auf der Grundlage von zeitlich und räumlich präzisen Niederschlagsvorhersagen. Dabei findet die Übertragbarkeit von Methodik und Ergebnissen auf andere Regionen und die Implementierung in die Praxis besondere Beachtung. Der interdisziplinäre Ansatz von StucK bezieht die ökologische und die ökonomische Bewertung ein und stellt somit einen innovativen Aspekt in der Gewässerbewirtschaftung dar. Geleistet wird diese interdisziplinäre Arbeit in insgesamt acht Arbeitspaketen (AP) von vier Projektpartnern unter der Projektleitung des Landesbetriebes Straßen, Brücken und Gewässer (LSBG) (siehe Abbildung 1).

2. Modellregionen

Die Erarbeitung von ganzheitlichen Hochwassermanagement-Maßnahmen erfolgt im Projekt StucK innerhalb des Hamburger Stadtgebiets in den Modellregionen Kollau und Dove-Elbe, die sich hinsichtlich ihrer hydrologischen Randbedingungen unterscheiden. Beide repräsentieren eine Gewässercharakteristik, die sich in der Freien und Hansestadt Hamburg jeweils verbreitet wiederfindet. Die Gewässer Hamburgs lassen sich grob in zwei Kategorien einteilen. Zum einen sind dies, wie die Kollau, auf Niederschläge schnell reagierende Gewässer mit kleinen Einzugsgebieten, die zudem oft einen hohen Versiegelungsgrad aufweisen. Zum anderen gibt es Gewässer, deren größere, weniger versiegelte Einzugsgebiete weit in das Umland Hamburgs hineinreichen und die dementsprechend langsamer auf Niederschläge reagieren. Für diese Kategorie steht die Dove-Elbe, deren Abfluss zudem durch den Vorfluter Tideelbe beeinflusst wird.

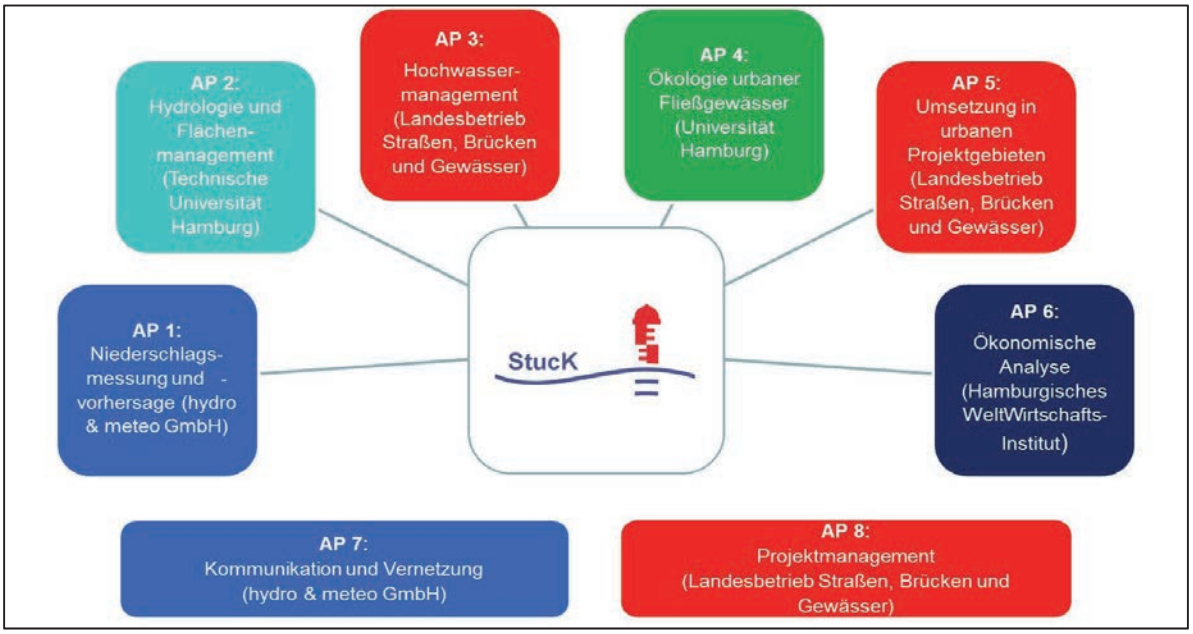


Abb. 1: Struktur des Projektes StucK mit Arbeitspaketen und Projektpartnern.

Die Modellregion Kollau im Nordwesten Hamburgs (siehe Abbildung 2) ist mit einer Größe von 32 km² ein kleines Einzugsgebiet auf der Geest und zeichnet sich durch eine Vielzahl von Steuerungselementen (u. a. 23 Hochwasserrückhaltebecken (HRB)) aus. Im Unterlauf der Kollau finden sich Bereiche mit Wohnbebauung, die stark hochwassergefährdet sind.
Die Modellregion Dove-Elbe im Südosten Hamburgs stellt mit 160 km² den Hamburger Teil des gesamten Einzugsgebiets der Dove-Elbe (rund 507 km²) dar (siehe Abbildung 4). Die Modellregion, im Flussmarschbereich der Tideelbe gelegen, besitzt eine sehr komplexe Entwässerungsstruktur mit zahlreichen Gräben, Wehren, Schleusen und Schöpfwerken. Eine dichte urbane Bebauung wechselt sich hier mit dörflichen Siedlungsstrukturen und landwirtschaftlicher Nutzung ab.
Entlang der Kollau und der Dove- und Gose-Elbe in der Modellregion Dove-Elbe sind Risikogebiete nach der EG-Hochwasserrisikomanagementrichtlinie bestimmt worden. Im Abschnitt der Dove-Elbe zwischen der Krapphofschleuse und der Tatenberger Schleuse besteht bereits seit 1966 ein Überschwemmungsgebiet, für die Bereiche, in denen es noch keine Überschwemmungsgebiete gibt, läuft derzeit das Festsetzungsverfahren.

3. Hydrologie

3.1 Modellregion Kollau

Der Abgrenzung der Modellregion Kollau (siehe Abbildung 2) beruht auf dem Einzugsgebiet (EZG) der Kollau. Die teilweise dichte Bebauung im kleinen EZG der Kollau führt zu hoher Bodenversiegelung, folglich reagieren die Kollau und ihre Zuflüsse auf Starkniederschläge sehr schnell, so ist z. B. am Pegel Olloweg ein Anstieg des Wasserspiegels um 1,50 m innerhalb von 30 Minuten möglich. Die Kollau zeigt somit das klassische Abflussverhalten urbaner Fließgewässer.

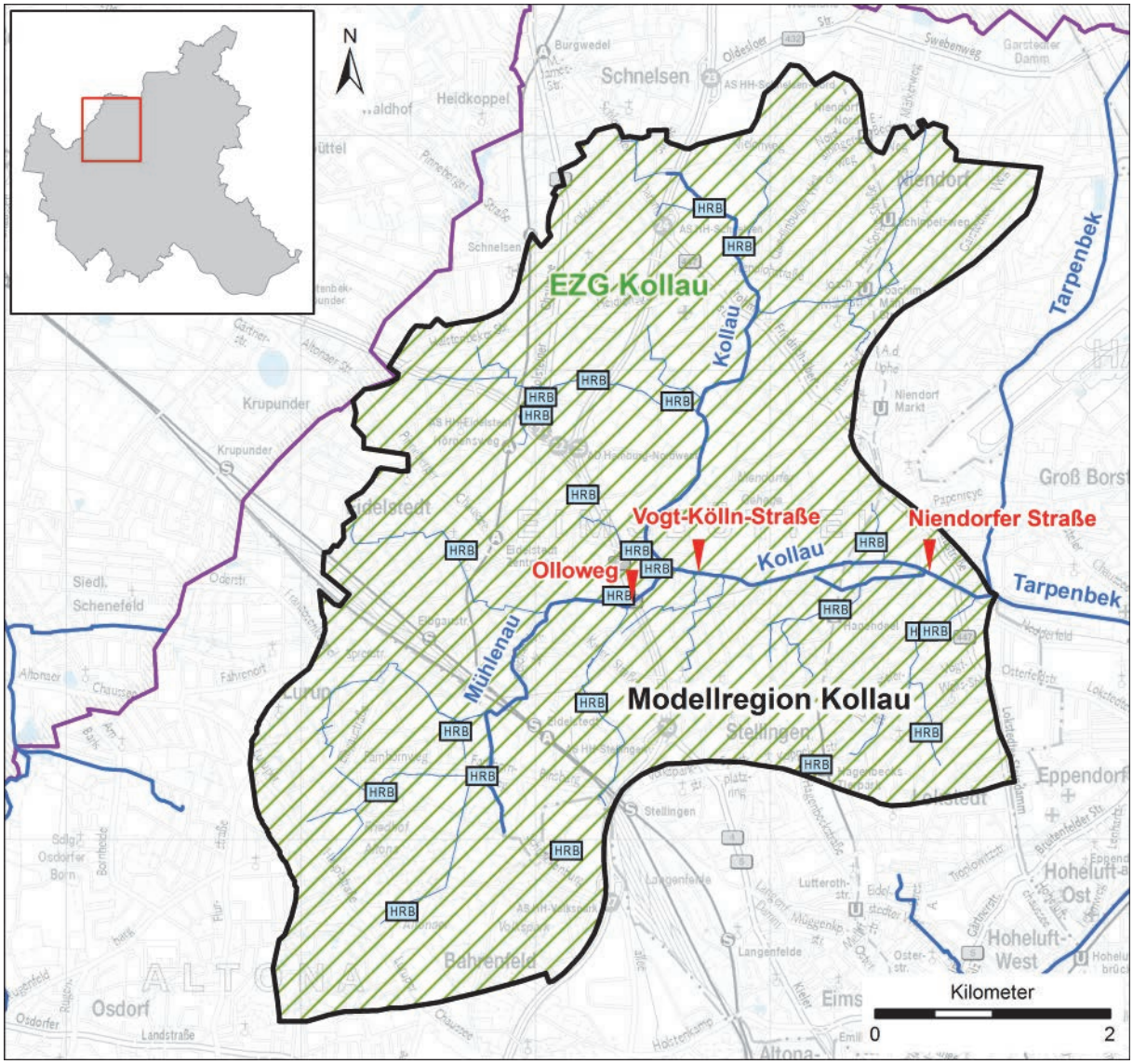


Abb. 2: Modellregion und EZG Kollau mit HRB und gewässerkundlichen Pegeln.

Da die Laufzeit einer Hochwasserwelle in der Kollau für das Hochwassermanagement von Bedeutung ist (siehe Kap. 4.1.) werden im Rahmen des Projektes kontinuierlich die Laufzeiten bei Hochwasserereignissen ausgewertet. Seit November 2015 ist der Pegel Vogt-Kölln-Straße in Betrieb. An bisher sechs aufgetretenen Ereignissen lässt sich eine Laufzeit des Hochwasserscheitels vom Pegel Olloweg bis zum Pegel Niendorfer Straße (Fließstrecke: 2,8 km) von ca. 5 Stunden ermitteln. Abbildung 3 zeigt beispielhaft das Hochwasserereignis vom 23./24. Mai 2016.

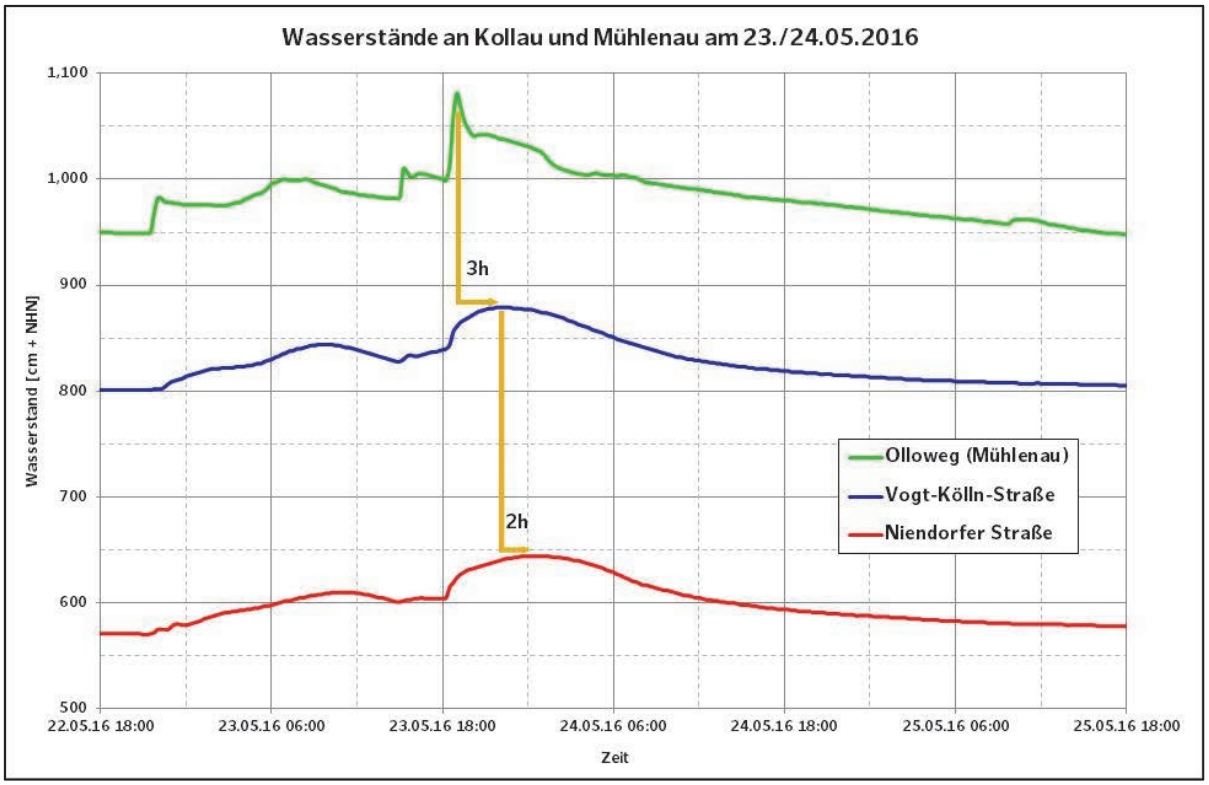


Abb. 3: Laufzeit der Hochwasserscheitel an den Pegeln der Mühlenau und Kollau während des Hochwassers vom 23. und 24.05.2016.

3.2 Modellregion Dove-Elbe

Die Besonderheit in der Modellregion Dove-Elbe ist die Abhängigkeit der Entwässerung von den Tidewasserständen der Elbe. In Abbildung 4, die die Modellregion und das EZG Obere Bille/Dove-Elbe zeigt, sind die Bereiche der Modellregion dargestellt, die ohne den Schutz durch Deiche bei mittlerem Tidehochwasser (MThw) zweimal täglich überflutet würden. Die Binnenentwässerung des Gebietes erfolgt derzeit einzig über das Deichsiel Tatenberg am Unterlauf der Dove-Elbe.

Im Rahmen des Projektes werden statistische Untersuchungen zur Häufigkeit von Sperrtiden durchgeführt, also erhöhte Tideniedrigwasserstände der Elbe, die keine Entwässerung der Dove-Elbe zulassen, weil der Außenwasserstand über dem Binnenwasserstand liegt. Bei gleichzeitigem Hochwasser in der Bille als Hauptzufluss kann es während Sperrtiden zu Hochwasser in der Modellregion Dove-Elbe kommen. Diese Situation ist in Abbildung 5 am Beispiel eines Hochwasserereignisses im Februar 2002 dargestellt. An der Ganglinie des Pegels Schöpfstelle am 27.02.2002 lässt sich erkennen, dass das Tideniedrigwasser (Tnw) so hoch ausfällt, dass keine Binnenentwässerung möglich ist. Folglich steigt der Wasserstand in der Dove-Elbe (Pegel Allermöher Deich) an.

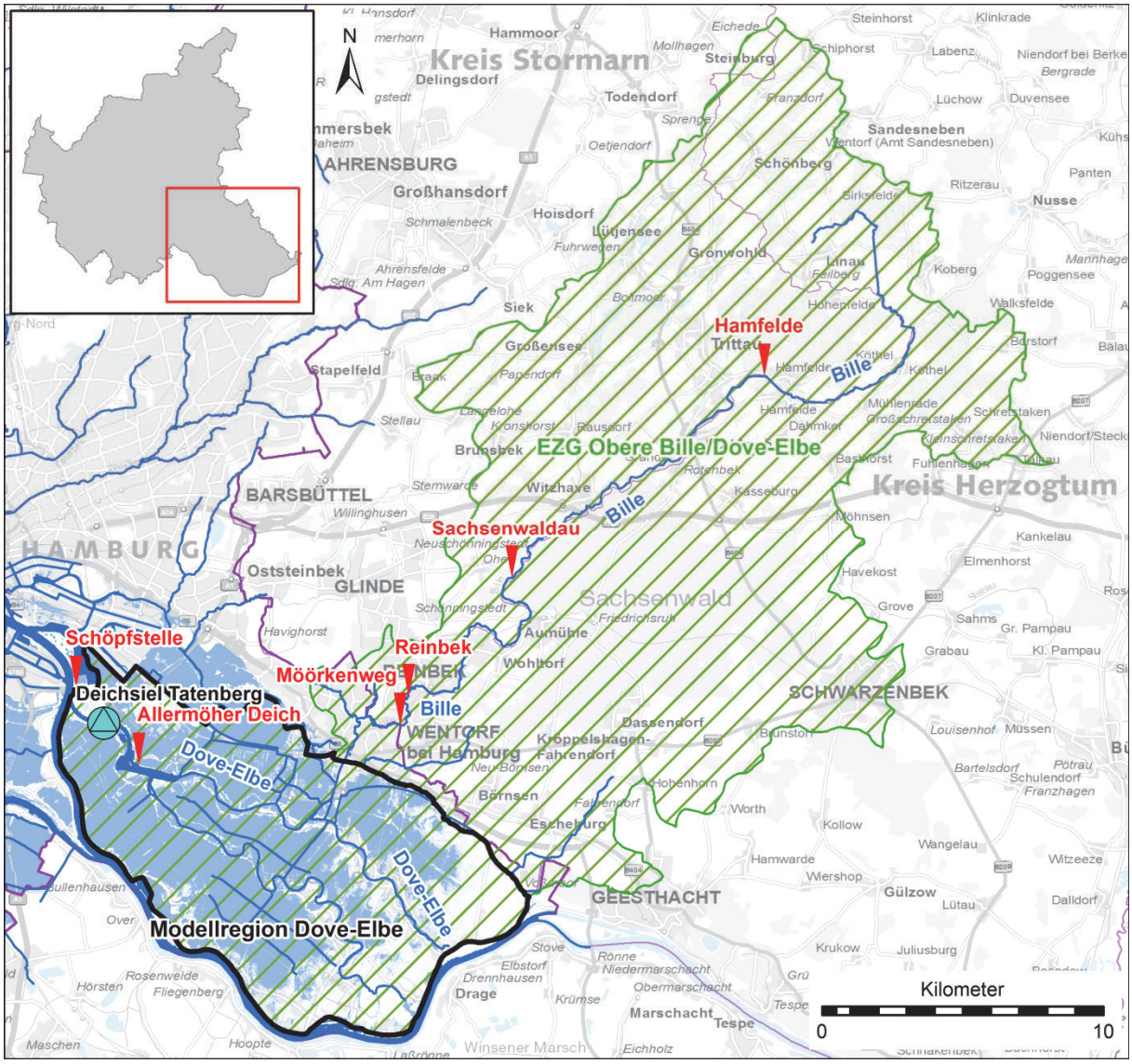


Abb. 4: Modellregion Dove-Elbe mit EZG Obere Bille/Dove-Elbe (grün schraffiert), Flächen unterhalb MThw (blau dargestellt), gewässerkundlichen Pegeln und Deichsiel Tatenberg.

Eine vergleichende statistische Auswertung der Binnen- und Außenwasserstände zeigt, dass das ganzjährige arithmetische Tnw der Elbe bei -145 cm NHN liegt. In Zeiträumen mit Hochwasser an der Bille (Pegel Möörkenweg) ist auch das arithmetische Mittel des Tnw gegenüber dem mittleren Tnw um ca. 55 cm erhöht. Die Ursachen dafür werden im Projekt StucK eingehend untersucht. Eine statistische Auswertung der Laufzeiten von Hochwasserscheiteln in der Bille zeigt eine große Varianz von 15 bis 46 Stunden für die Fließstrecke vom Pegel Hamfelde bis zum Pegel Möörkenweg (28 km) bei bisher 16 betrachteten Hochwasserereignissen. Abbildung 5 zeigt am Beispiel des Hochwasserereignisses im Februar 2002 das vergleichsweise langsame Reaktionsverhalten des Gewässers und eine dadurch entsprechend beeinflusste Interaktion mit den Tidewasserständen. Im vorliegenden Beispiel erreicht der Hochwasserscheitel das Deichsiel Tatenberg zu einem Zeitpunkt, an dem das Tnw wieder eine Binnenentwässerung zulässt. Allerdings zeigen die größeren Hochwasserereignisse in

der Tendenz geringere Laufzeiten, was die Wahrscheinlichkeit des Zusammentreffens beider Phänomene wiederum erhöht.

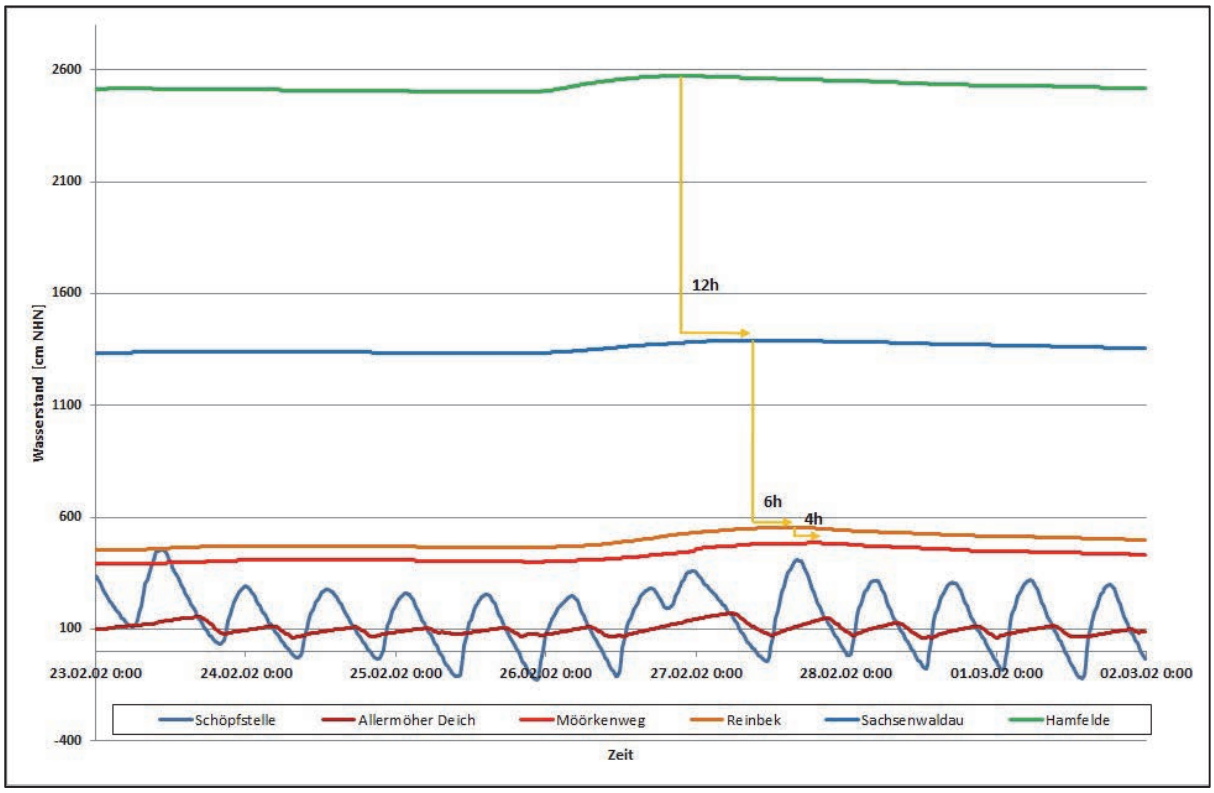


Abb. 5: Wasserstandsganglinien an den Pegeln der Bille, Dove-Elbe und der Tideelbe während des Hochwasserereignisses vom 27.02.2002.

4. Hochwassermanagement

Das Hochwassermanagement in einer urbanen Region wie der Freien und Hansestadt Hamburg ist, wie aufgezeigt, durch eine wesentliche Randbedingung, der kurzen Reaktionszeiten der Gewässer auf Niederschläge, geprägt. Nach einem Niederschlagsereignis verbleibt oft nur wenig Zeit auf die nachfolgende Hochwasserwelle zu reagieren. Im Warndienst Binnenhochwasser Hamburg, der eine bedeutende Säule des Binnenhochwasserschutzes Hamburgs darstellt, wird daher die Niederschlagsvorhersage als wichtige Information in den Hochwasserwarnstufen integriert. Derzeit erfolgt dies auf der Grundlage des COSMO-DE-Modells des DWD (Deutscher Wetterdienst, 2013). Im Rahmen des Projektes StucK wird die Niederschlagsvorhersage deutlich verbessert. Die Firma hydro & meteo entwickelt dazu eine Kombination von kurzfristigen Niederschlagsvorhersagen auf Basis von Radarmessungen und längerfristigen numerischen Ensemblevorhersagen auf der Grundlage des COSMO-DE-EPS-Modells des DWD (Deutscher Wetterdienst, 2015). Untersuchungen an Flüssen in Rheinland-Pfalz haben gezeigt, dass die Nutzung der Ensemble-Vorhersagen die Hochwasservorhersage verbessert (Bartels et al. 2016). Die dort betrachteten Gewässer haben deutlich größere Einzugsgebiete als die hamburgischen Gewässer, im Projekt StucK wird anhand der Modellregion Kollau untersucht, wie gut sich die Ensemblevorhersagen des DWD für

kleine Einzugsgebiete eignen (Strehz et al. 2017). Für die Modellregion Dove-Elbe wird für den Zufluss der Bille ein vereinfachtes Verfahren auf der Grundlage eines Vorfeuchteindex (siehe Kap. 4.2) angewendet, die Vorhersage des Tidewasserstandes als Randbedingung basiert auf den Daten des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie.

4.1 Modellregion Kollau

Im urban geprägten Einzugsgebiet der Kollau mit entsprechendem Schadenspotential kommt dem Hochwassermanagement eine besondere Bedeutung zu. Das Hochwassermanagement basiert in erster Linie auf 23 HRB, in denen ein Rückhaltevolumen von insgesamt 115.000 m³ zur Verfügung steht. Eine Steuerung der HRB findet nur in eingeschränktem Maß statt. Untersuchungen der Technischen Universität Hamburg haben gezeigt, dass an vielen dieser HRB die Scheitelabminderung bei Hochwasser nur gering ist (Petersen 2003). Im Rahmen von StucK wurde für ein HRB untersucht, welche Effekte eine Steuerung auf der Grundlage von Hochwasserprognosen haben kann. Es zeigt sich, dass Scheitelabminderungen von 23 bis 38 % für starke Abflussbelastungen (N mit Jährlichkeit a=100, Dauerstufen d= 6h und 1d) erreicht werden können (Caspari 2016).

Grundlage für die Hochwasservorhersage ist ein semi-distributives Niederschlag-Abfluss-Modell (N-A-Modell) für das Kollau-Einzugsgebiet, welches mit dem Programm KalypsoHydrology (Hellmers 2010) erstellt wurde. Die Güte solcher Modellvorhersagen hängt, vor allem im Hochwasserfall, im Wesentlichen von der Genauigkeit der prognostizierten Niederschläge und deren zeitlicher und räumlicher Auflösung ab. Im operationellen Betrieb werden in festgelegten Zeitintervallen Niederschlagsprognosen für ein 1x1 km-Raster generiert und automatisiert für das operationelle Kollau-Modell bereitgestellt. Abbildung 6 zeigt das Modellgebiet und das darübergelegte Raster der Radarniederschlagsmessungen und -vorhersagen. Das Modell rechnet derzeit einmal täglich eine Langzeit- und eine Kurzzeitsimulation für das EZG der Kollau mit einer Abflussvorhersage für die folgenden zwei Stunden auf Basis der gemessenen Niederschläge und der Niederschlagsvorhersage. Im Hochwasserfall oder der Gefahr höherer Niederschläge werden die Rechenintervalle auf bis zu 15 Minuten verkürzt, um für die Wasserbehörden eine aktuelle, dem Verlauf des Hochwasserereignisses angepasste Vorhersage bereitzustellen. Im weiteren Projektverlauf werden diese Kurzfristvorhersagen um Ensemblevorhersagen von COSMO-DE-EPS ergänzt, um für einen Zeitraum von 27 Stunden Niederschlagsprognosen und Abflussvorhersagen zu liefern. Im Übergangszeitraum sollen die beiden Vorhersagen kombiniert werden (sog. 'blending').

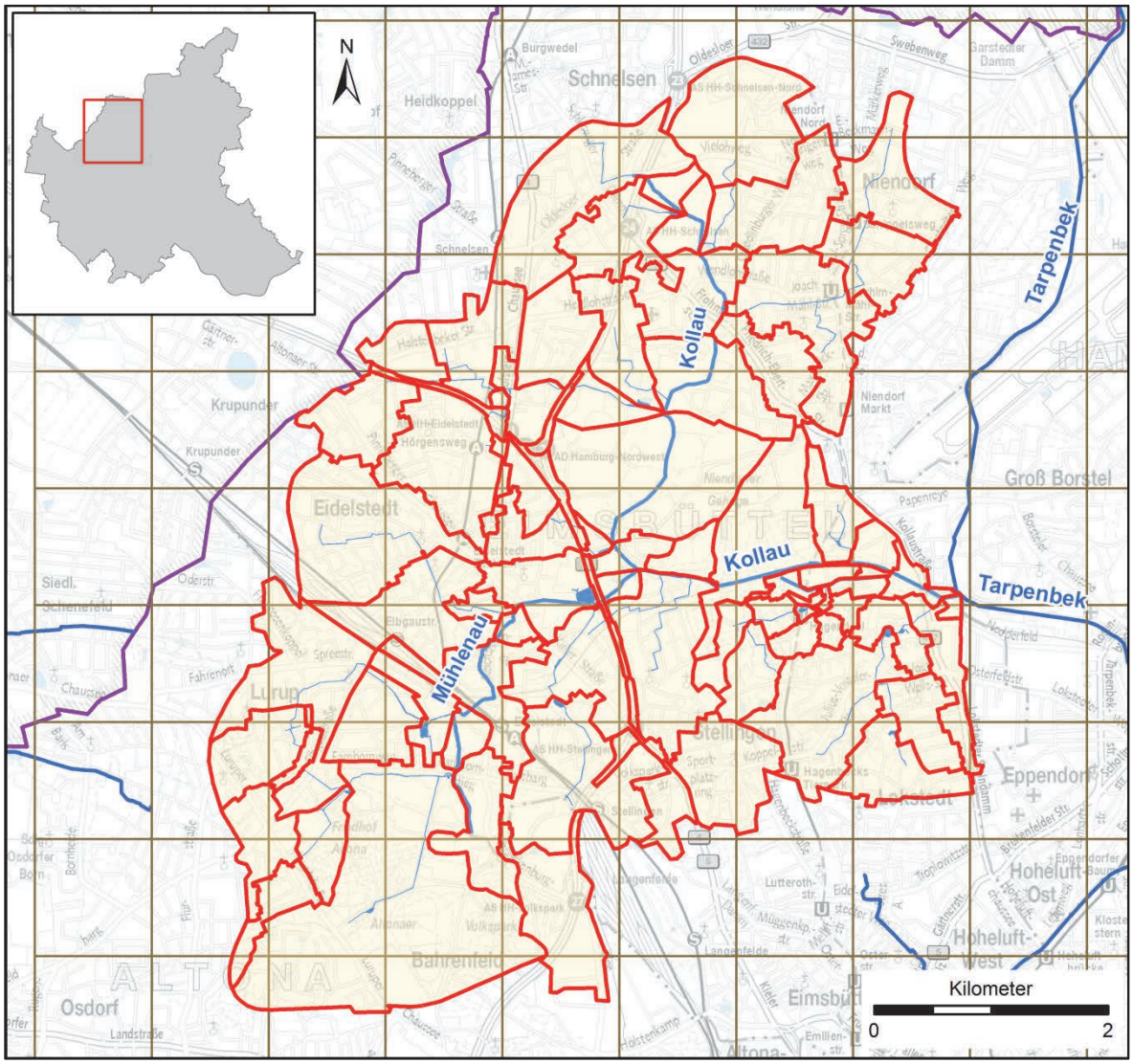


Abb. 6: Niederschlag-Abfluss-Modell (KalypsoHydrology) der Kollau mit Teileinzugsgebieten (rote Linien) und Radar-Gitterzellen (1x1 km, hellbraunes Raster) (Quelle: TUHH)

4.2 Modellregion Dove-Elbe

Wie in Kap. 3.2 beschrieben, ist die Binnenentwässerung der Modellregion in hohem Maße von den Tidewasserständen in der Elbe abhängig. Die Dove-Elbe selbst und die angrenzenden Gräben können bei Auftreten einer Sperrtide Wasser speichern, was in der Regel problemlos möglich ist. Kritisch kann die Situation jedoch werden, wenn gleichzeitig Niederschläge im EZG zu Hochwasser in der Bille und fortlaufend in der Dove-Elbe führen. Es erfolgt ein Rückstau des Wassers bis Bergedorf, wo die geringsten Deichhöhen und damit die größte Gefährdung vorliegen. Eine der Zielsetzungen des Projektes für die Region der Dove-Elbe ist, ein N-A-Modell zu erstellen. Dabei muss der Tidewasserstand als bedeutsame Randbedingung in die Berechnung mit einbezogen werden. Dies wird bisher bei hydrologischen Modellen nicht oder kaum berücksichtigt. Der Zufluss aus der Bille kann derzeit nur anhand der am Pegel Reinbek gemessenen Abflüsse abgeschätzt werden. Ein N-A-Modell für das EZG des Pegels Reinbek existiert nicht, dementsprechend gibt es auch keine Hoch-

wasservorhersage. Im Rahmen des Projektes wird daher untersucht, ob eine vereinfachte Hochwasservorhersage für die Bille durch die Verwendung eines Vorfeuchteindex für das EZG möglich wäre. Hierzu wurde der Antecedent Precipitation Index (API) herangezogen, dessen Eignung für die Hochwasservorhersage größerer Einzugsgebiete in Deutschland von Schröter et al. (2015) nach den Hochwasserereignissen 2013 untersucht wurde. Grundlage für die Abschätzung des Hochwasserscheitels auf Basis des API sind die täglich vom DWD veröffentlichten Daten der regionalen Niederschläge von Deutschland (REGNIE) für ein Gitternetz von 1 km² (Deutscher Wetterdienst, 2013). Für die Betrachtung wurde das EZG der Bille bis zum Pegel Reinbek herangezogen. Dieses wird mit 327 Rasterpunkten des REGNIE-Netzes abgedeckt (siehe Abbildung 7). Für jeden Punkt wird rückwirkend für einen Zeitraum von 21 Tagen der Vorfeuchteindex API berechnet und anschließend für jedes untersuchte Teileinzugsgebiet ein gemittelter Wert des API verwendet.

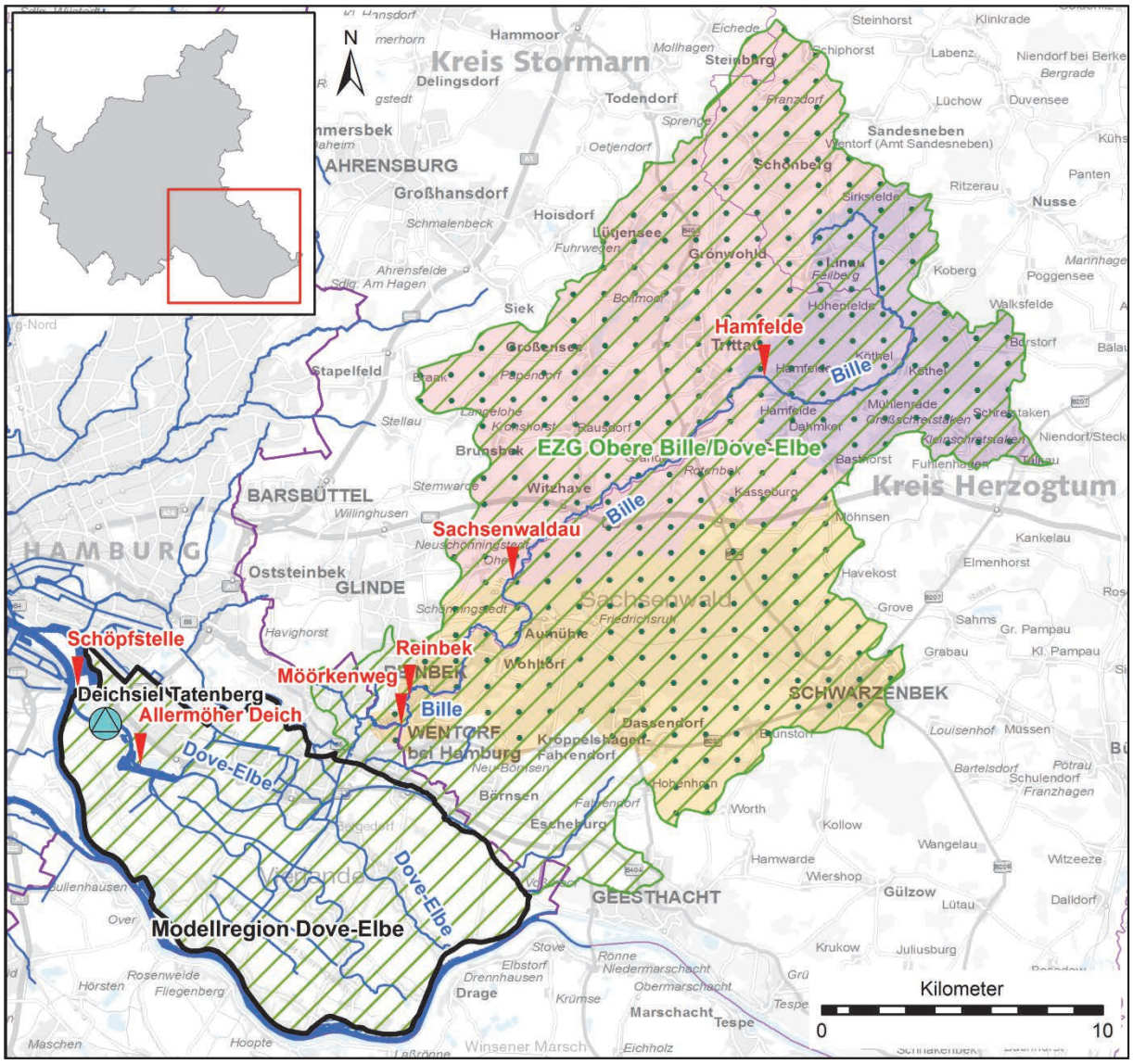


Abb. 7: Einzugsgebiet Obere Bille/Dove-Elbe mit den Teileinzugsgebieten der untersuchten Pegel und Gitterpunkten der Regionalisierten Gebietsniederschläge (REGNIE) des DWD (Quelle: Gennis 2017)

In Abbildung 8. ist für eine Stichprobenauswahl aus 13 Hochwasserereignissen der Jahre 1993 bis 2015 die aus dem API abgeleitete Vorhersage des Hochwasserscheitels den gemessen Scheitelwerten gegenüber gestellt. Es zeigt sich, dass das Verfahren für das EZG der Bille Ergebnisse liefert, welche eine Vorhersage des Hochwasserscheitels im gewissen Rahmen ermöglichen. Dies erscheint angesichts der relativ langen Laufzeiten des Hochwasserscheitels möglich, auch unter Berücksichtigung der Spannbreite der Berechnungsergebnisse. Im Rahmen des Projektes wird untersucht, inwieweit eine Vorabsenkung des Wasserstandes der Dove-Elbe auf der Grundlage der Abflussvorhersage in Kombination mit den Wasserstandsvorhersagen des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie für die Tideelbe möglich ist.

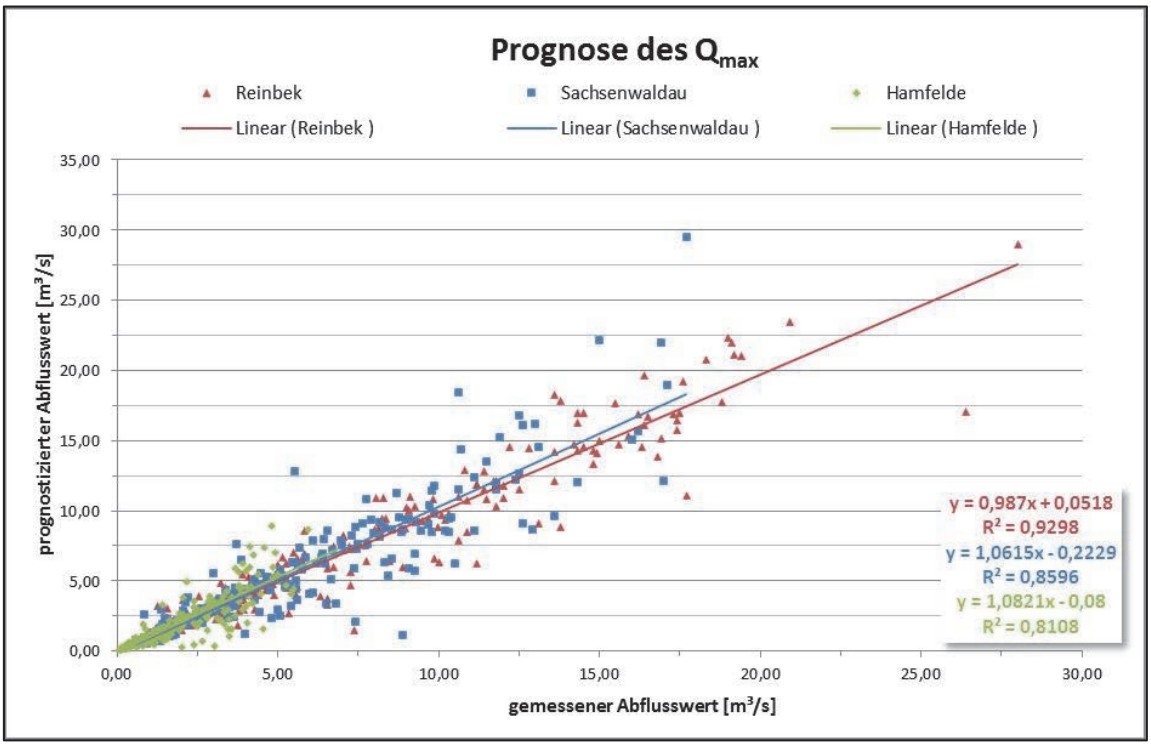


Abb. 8: Prognose des Scheitelabflusses auf der Grundlage des API und gemessene Abflussscheitel für drei Pegel im EZG Dove-Elbe/Obere Bille (Quelle: Gennis 2017).

Im Projekt StucK soll das Verfahren des API automatisiert mitgeführt werden und somit die tägliche Vorhersage des Spitzenabflusses an der Bille unterstützen.

5. Zukünftige Entwicklung

Die für das Projekt relevante Kombination der Parameter „Klimawandel“, „Flächenentwicklung“ und „Hochwassermanagement“ und deren mögliche zukünftige Entwicklung werden zunächst in einer Matrix entwickelt (Westphal et al. 2016). Insgesamt werden, neben dem IST-Zustand, sieben Szenarien mit einer variierenden zukünftigen Entwicklung der drei genannten Parameter untersucht. Die Szenarien dienen dazu, die Wirkung der Parameter untereinander und zusammen auf das „System Binnenhochwasserschutz“ zu beurteilen, sowie die Auswirkungen von in der Realität aus Kostengründen selten umgesetzten Maß-

nahmen abzuschätzen. Die zukünftige Entwicklung wird auf das Jahr 2035 projiziert. Über diesen Zeitpunkt hinaus lässt sich für die zukünftige Entwicklung der Flächennutzung in einer Metropole wie der Freien und Hansestadt Hamburg keine hinreichend zuverlässige Abschätzung machen. Die Flächennutzung hat Auswirkung auf den Versiegelungsgrad und damit auf den Abfluss. Zum einen wird die künftige Entwicklung durch die Integration von bekannten Planungen (z. B. Bebauungsplänen, aber auch Großvorhaben im Straßenbau) in das N-A-Modell berücksichtigt, zum anderen werden durch das HWWI mittels eines Regressionsverfahrens Versiegelungsgrade für das Jahr 2035 auf der Grundlage der Bevölkerungsentwicklung prognostiziert.

Für das Hochwassermanagement sind hinsichtlich des Klimawandels die Entwicklung der Niederschläge und für die Modellregion Dove-Elbe zudem die Entwicklung der Tidewasserstände relevant. Im Projekt StucK wird zur Berücksichtigung der Niederschlagsentwicklung der KOSTRA-Atlas (Malitz und Ertel 2015) des DWD herangezogen. Es werden Niederschlagsereignisse mit einer Jährlichkeit von a=30 und den Dauerstufen 1h und 1d zugrunde gelegt, welche mit einem Aufschlag von 15 % versehen werden. Bei der Entwicklung des globalen Meeresspiegels wird nach dem fünften Sachstandsbericht des IPCC (2014) über alle Emissionsszenarien hinweg von einem Anstieg zwischen 28 und 98 cm bis 2100 ausgegangen. Regionalisierungen des Meeresspiegelanstiegs zeigen für den Holländischen Pegel IJmuiden und das Emissionsszenario RCP4.5 einen mittleren Anstieg von 20 cm bis 2035 bzw. 60 cm bis 2100 (Schrum et al. 2016). Dieser Wert liegt auch innerhalb des mittleren Bereichs von 40 bis 80 cm bis 2100 für die Deutsche Bucht, wie er von Gönnert et al. (2009) aus Literaturstudien ermittelt wurde.

Szenarien im Sinne des Hochwassermanagements konzentrieren sich derzeit noch auf die Modellregion Kollau und die dort vorhandenen HRB. Mit dem N-A-Modell sollen folgende Szenarien gerechnet werden:

- Entfernen aller HRB zur Erfassung deren Wirkung im IST-Zustand
- Keine dezentralen HRB, stattdessen ein zentrales HRB am Unterlauf zur Ermittlung des gesamten, für die mögliche Steuerung zur Verfügung stehenden Volumens
- Alle bestehenden HRB als Trockenbecken
- Steuerung ausgesuchter HRB im Sinne von Fallstudien
- Weiterer naturnaher Gewässerausbau

6. Ökologische und ökonomische Bewertung

Im Projekt StucK werden umfangreiche Untersuchungen der Böden und der Vegetation in den Modellregionen durchgeführt. Dabei werden die Ökosystemleistungen (ÖSL), die mit dem Hochwassermanagement verbunden sind (z.B. Schadstoff- und Kohlenstoffrückhalt in HRB) quantifiziert. Dies beschränkt sich nicht nur auf ökologische ÖSL, es werden auch sozio-kulturelle Aspekte, wie z.B. Naherholung als ÖSL berücksichtigt. Ein weiterer Gesichtspunkt ist die ökologische Optimierung von Maßnahmen des Hochwassermanagements, z:b. hinsichtlich der Biodiversität. Dies ist in urbanen Regionen von besonderer Bedeutung.

Die Szenarien des IST-Zustandes, der zukünftigen Entwicklung und die daraus abgeleiteten Maßnahmen des Hochwassermanagements werden hinsichtlich ihrer ökologischen Auswir-

kungen betrachtet, genauso wie diese Gesichtspunkte auch Bestandteil des Hochwassermanagements sind. So wird versucht, ein Optimum an ÖSL zu erreichen, welche durch den Projektpartner HWWI volkswirtschaftlich bewertet werden.

7. Fazit und Ausblick

Im Projekt StucK werden zurzeit Maßnahmen des Hochwassermanagements für die Modellregionen entwickelt. Eine wichtige Basis dafür sind die bisher gewonnenen Erkenntnisse über das Abflussverhalten der Gewässer. Statistische Auswertungen zeigen die Charakteristika der beiden betrachteten Gewässer im Hochwasserfall. Für das Hochwassermanagement ist in StucK durch die modellgestützte Abflussvorhersage auf der Grundlage von Radarniederschlägen und meteorologischen Modellberechnungen ein wichtiger Baustein entstanden, der in den Warndienst Binnenhochwasser Hamburg implementiert wird. Auch das vereinfachtes Verfahren der Abflussvorhersage auf Grundlage des Antecedent Precipitation Index, wird auf seine Praxistauglichkeit untersucht und findet seine Anwendung dort, wo kein N-A-Modell vorliegt.

Nach der erfolgten Implementierung der modellgestützten Vorhersagen werden der Klimawandel und die ökonomische Entwicklung des Raumes berücksichtigt, die auch die Zunahme der Versieglung einbezieht, dem die Gewässer der Modellregionen unterliegen. Die Modellierung der angesetzten Szenarien wird zeigen, wie zukunftsfähig die Gewässer der Modellregionen sind und welche Maßnahmen ergriffen werden können, um ihre Funktion auch über den jetzigen Zeitpunkt hinaus zu sichern.

Die Ergebnisse lassen sich sehr gut auf andere norddeutsche Gebiete übertragen. So ist es beispielsweise möglich, N-A-Modelle für andere Flusseinzugsgebiete mit den gemessenen Niederschlägen und Niederschlagsvorhersagen zu betreiben. Das aus vier Niederschlagradaren des DWD prozessierte Komposit reicht über die Metropolregion Hamburg hinaus und deckt auch den Küstenraum Norddeutschlands ab. Ebenso werden die im Projekt entwickelten Maßnahmen zur Optimierung der Binnenentwässerung übertragbar sein auf andere Regionen.

Danksagung

Die Autoren danken dem Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) für die Förderung des Forschungsprojekts StucK. Dieses Projekt (Förderkennzeichen 033W031) wird unterstützt durch die Fördermaßnahme „Regionales Wasserressourcen-Management für den nachhaltigen Gewässerschutz in Deutschland“ (ReWaM) und ist Teil des BMBF-Förderschwerpunktes „Nachhaltiges Wassermanagement (NaWaM)“ im Aktionsfeld „Nachhaltiges Wirtschaften und Ressourcen“ des BMBF-Rahmenprogramms „Forschung für Nachhaltige Entwicklung (FONA)“.

Literatur

Bartels, J., Bliefernicht, J., Seidel, J., 2016: Evaluation ensemble-basierter Abflussvorhersagen für ausgewählte Pegel in Rheinland-Pfalz. Abschlussbericht. Hg. v. Universität Stuttgart und Universität Augsburg. Stuttgart.

Caspari, O., 2016. Analyse der Wirksamkeit von unterschiedlichen Steuerungsstrategien für Hochwasserrückhaltebecken. Projektarbeit, Technische Universität Hamburg, unveröffentlicht, Hamburg.

Deutscher Wetterdienst, 2013: REGNIE: Verfahrensbeschreibung und Nutzeranleitung. http://www.dwd.de/DE/leistungen/regnie/download/regnie_beschreibung_pdf.pdf?__blob=publicationFile&v=2.

Deutscher Wetterdienst, 2015: Beschreibung des COSMO-DE-EPS und seiner Ausgabe in die Datenbanken des DWD. Version 2.0. http://www.dwd.de/SharedDocs/downloads/DE/modelldokumentationen/nwv/cosmo_de_eps/cosmo_de_eps_dbbeschr_20150922.pdf?__blob=publicationFile&v=4.

Deutscher Wetterdienst, 2017: Regionalmodell COSMO-DE. Wetter und Klima - Deutscher Wetterdienst - Numerische Vorhersagemodelle - Regionalmodell COSMO-DE. zuletzt geprüft am 06.02.2017.

Gennis, S., 2017: Anwendung und Evaluierung eines Vorfeuchteindex zur Ermittlung des Abflussverhaltens am Beispiel der Bille. Bachelorarbeit, Universität Hamburg, unveröffentlicht, Hamburg.

Gönnert G., J. Jensen, H. v. Storch, S. Thumm, T. Wahl, R. Weisse, 2009: Der Meeresspiegelanstieg Ursachen, Tendenzen und Risikobewertungen, in: Die Küste 76 2009, S. 225-256.

Hellmers, S., 2010: Hydrological Impacts of Climate Change on Flood Probability in Small Urban Catchments and Possibilities of Flood Risk Mitigation. Master's Thesis. Hamburger Wasserbau-Schriften, 13. Hamburg.

IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report, Contribution of Working Groups I, II and III to the 5th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Core Writing Team, R. K. Pachauri, L. A. Meyer (Hrsg.), Geneva, S. 151.

Malitz, G., Ertel, H., 2015: KOSTRA-DWD-2010: Starkniederschlagshöhen für Deutschland. Bezugszeitraum 1951 bis 2010. DWD, Abteilung Hydrometeorologie. Offenbach. Online verfügbar unter: http://www.dwd.de/DE/leistungen/starkniederschlagsgutachten/download/kostra_dwd_2010_pdf.pdf?__blob=publicationFile&v=8, zuletzt geprüft am 06.02.2017.

Petersen, N., 2003: Entwicklung eines ganzheitlichen Hochwasserschutzkonzeptes für das Einzugsgebiet der Kollau mit besonderer Betrachtung der Retentionsmöglichkeiten im Mündungsbereich der Mühlenau. Diplomarbeit, Technische Universität Hamburg, unveröffentlicht, Hamburg.

Schröter, K., Kunz, M., Elmer, F, Mühr, B., Merz, B., 2015: What made the June 2013 flood in Germany an exceptional event? A hydro-meteorological evaluation. In: Hydrol. Earth Syst. Sci. 19, S.309-327.

Schrum, C., Lowe, J. A., Meier, H. E. M., Grabemann, I., Holt, J., Mathis, M. et al. 2016: Projected Change—North Sea. In: Markus Quante und Franciscus Colijn (Hg.): North Sea Region Climate Change Assessment. Cham: Springer International Publishing (Regional Climate Studies), S. 175–217.

Strehz, A., Jasper-Tönnies, A., Einfalt, T., Hellmers, S., 2017: Radarkomposit und Hochwasserwarnungen mit Radarensembles und COSMO-DE-EPS im Projekt StucK. Posterbeitrag zum Tag der Hydrologie 2017, Trier.

Westphal, H., Ackermann, D., Hesser, F., Gönnert, G., 2016: Sicherstellung der Entwässerung küstennaher, urbaner Räume unter Berücksichtigung des Klimawandels – StucK. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 37, 155-166.

Risikobewertung von Niedrigwasserereignissen – Fallstudien in Baden-Württemberg 2015

Veit Blauhut, Michael Stölzle, Kerstin Stahl, Victoria Caillet

Zusammenfassung

Diese Arbeit hat das Ziel, einen Bewertungsansatz für das Niedrigwasserrisiko von Fließgewässern zu entwickeln. Am Beispiel zweier hydrogeologisch sowie nutzungsspezifisch unterschiedlicher Einzugsgebiete wurde auf Basis des allgemeinen Verständnisses von Risiko als Kombination aus Naturgefahr und Vulnerabilität das Niedrigwasserrisiko hinsichtlich Wasserquantität sowie -qualität bewertet. Zur Bemessung der Niedrigwassergefahr wurden einerseits Niedrigwasserkennwerte analysiert, anderseits Niedrigwasserstresstestszenarien zur Bewertung der einzugsgebietsspezifischen Sensitivität modelliert. Die Bewertung der Vulnerabilität erfolgte durch eine Analyse der Wassernutzung, welche auf einer Vielzahl verschiedener Informationsquellen beruhte. Eine Längsprofilanalyse gibt detaillierte und wertvolle Einblicke in die räumlichen Unterschiede des Niedrigwasserrisikos. Die Arbeit unterstreicht die Bedeutung einer umfassenden Analyse sämtlicher Treiber von Niedrigwasserrisiko, insbesondere in Hinblick auf sich ändernde klimatische Bedingungen. Auf der Basis dieser Ergebnisse können folglich Handlungsempfehlungen für ein adäquates Niedrigwassermanagement entwickelt werden.

1. Einleitung

Das Bundesland Baden-Württemberg (BW) wurde in der Vergangenheit von verschiedenen Niedrigwasserereignissen und deren ereignisspezifischen Auswirkungen betroffen. Wie im „European Drought Impact Inventory“ (EDII) (Stahl et al., 2016) zusammengetragen, kam es in den Jahren 2003, 2006, 2011, 2015 und 2016 zu negativen Auswirkungen durch trockenheitsbedingtes Niedrigwasser (NW) in verschiedenen Sektoren wie Energie und Industrie, Schifffahrt, Tourismus und Naherholung, öffentliche Wasserversorgung, Wasserqualität, Aquatische Ökosysteme, Terrestrische Ökosysteme, und damit einhergehend auch zu verschiedenen Konfliktsituationen zwischen Akteuren (Stakeholdern). Diese dokumentierten Auswirkungen durch NW resultieren aus einem Zusammenspiel der spezifischen Gefahr durch NW sowie der sozioökonomischen und ökologischen Vulnerabilität (Smakhtin, 2001). Die Bewertung von Vulnerabilität gegenüber Trockenheit und somit auch NW kann einerseits mittels Wirkungsberichte oder aber durch Vulnerabilitätsfaktoren bezüglich Sensitivität und Anpassungsfähigkeit, oder einer Kombination beider Ansätze, bewertet werden (Blauhut et al. 2016).

Trockenheit ist ein unregelmäßig wiederkehrendes Phänomen, welches schwer vorherzusagen ist. Der Auftrittszeitpunkt, die Dauer und Intensität der damit verbundenen NW-Ereignisse wird neben der meteorologischen Trockenheit aber auch durch einzugsgebietsspezifische Eigenschaften gesteuert. Eine Rolle spielen hierbei natürliche Gegebenheiten im Gebiet (z.B. Gebietsspeicher), ihre anthropogene Überprägung und die Wassernutzung sowie die Wechselwirkungen zwischen all diesen Einflussgrößen (van Loon et al., 2016). Bei NW kommt es zu direkten Beeinflussungen durch Speicherbewirtschaftung, Entnahmen aus Fließgewässern und Einleitungen in das Fließgewässer und indirekten Einflüssen durch spezifische Flächennutzung und Sondernutzungen (LAWA 2007), welche teilweise zeitlich stark verzögert zum Tragen kommen.

Unter Berücksichtigung des prognostizierten zukünftigen Anstiegs der Häufigkeit und Stärke sommerlicher Niedrigwasserereignisse in BW (Ihringer, 2009) kann auch von einer zukünftigen Intensivierung der Auswirkungen auf regionale, sozio-ökonomische und ökologische Systeme, und folglich von einem erhöhten NW-Risiko ausgegangen werden. Somit herrscht eine hohe Dringlichkeit für flächendeckende NW-Risikoanalysen zur Erhöhung der Resilienz gegenüber NW.
Ziel dieser Studie war es daher, eine Strategie zur Bewertung von NW-Risiko zu entwickeln. Für zwei Einzugsgebiete (EZGs), die Dreisam im Kreis Freiburg/-Breisgau-Hochschwarzwald und den Leimbach im Rhein-Neckar-Kreis, welche exemplarisch für die Vielfalt der Geologie und Naturräume in BW angesehen werden können, wurde diese Strategie zur NW-Risikoanalyse getestet.

2. Daten und Methodik

Zur Beleuchtung der unterschiedlichen Facetten eines NW-Risikos wurden die Untersuchungsgebiete, Leimbach und Dreisam (Abbildung1) ausgewählt. Der Leimbach zeigte in den letzten Jahrzehnten häufig eine schlechte Wasserqualität, während die Dreisam vor allem hinsichtlich der Abflussmenge sensitiv ist (Trockenfallen des Gewässers).

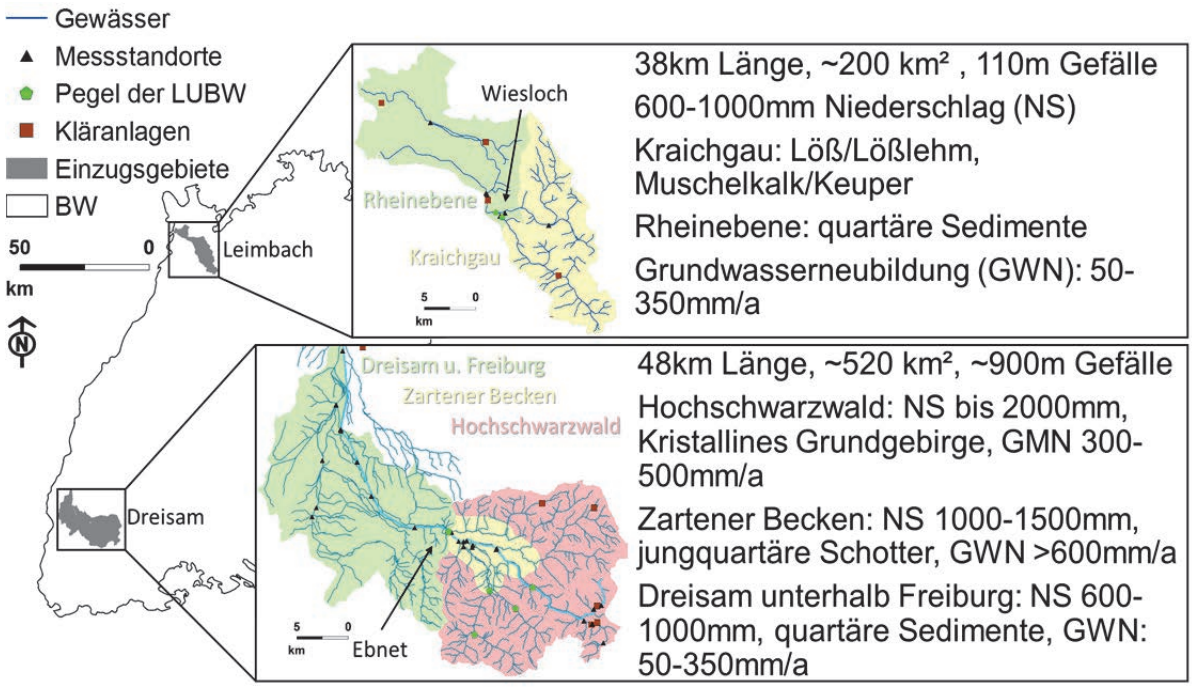


Abb. 1: Geografische Lage der Untersuchungsgebiete in Baden-Württemberg mit hydrometrischem Messnetz, Kläranlagen und Messstationen der 2015er Kampagne; Charakterisierung der EZG-spezifischen Gegebenheiten.

Die Arbeit folgt dem allgemeinen Verständnis von Risiko als Kombination aus Gefahr und Vulnerabilität (Birkmann et al. 2013). Die Strategie zur Bewertung des NW-Risikos beruht auf einer umfassenden Untersuchung der Risikokomponenten, allgemein für das gesamte EZG,

aber auch detailliert als Längsprofil entlang des Gewässers (Abbildung 2). In die Bewertung der NW-Gefahr gingen drei Aspekte ein: NW-Kennwerte am Pegel, NW-Sensitivität auf modellierte Stresstestszenarien am Pegel und der NW Abfluss im Längsprofil. Für die Analyse der Niedrigwasserhydrologie wurden durch die LUBW bereitstellte Abflussdaten (Daten und Kartendienst der LUBW) genutzt, sowie beim NW 2015 eigene Messungen im Längsprofil durchgeführt. Während Abfluss und z.T. Wasserqualität (die Gefahr) durch das Pegelmessnetz der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz BW (LUBW) zwar punktuell aber kontinuierlich gemessen werden, sind verschiedene Informationen über Wassernutzer sowie Auswirkungen von NW nur fragmentiert in verschiedenen Datenarchiven vorhanden (z.B. Wasserbücher der Unteren Wasserbehörden, EDII, Statistische Landesämter) und nicht flächendeckend vollständig. Die Bewertung der NW-Vulnerabilität beruht deshalb auf einer Charakterisierung der Wassernutzung mittels Literaturrecherche, öffentlicher Datenbanken, Interviews, Umfragen und Stakeholderworkshops.
Als gängige NW-relevante Kennwerte wurden MNQ (der mittlere Niedrigwasserabfluss), MaxD (die maximale Anzahl von Tagen innerhalb eines Jahres, an denen Wasserstand oder Durch-

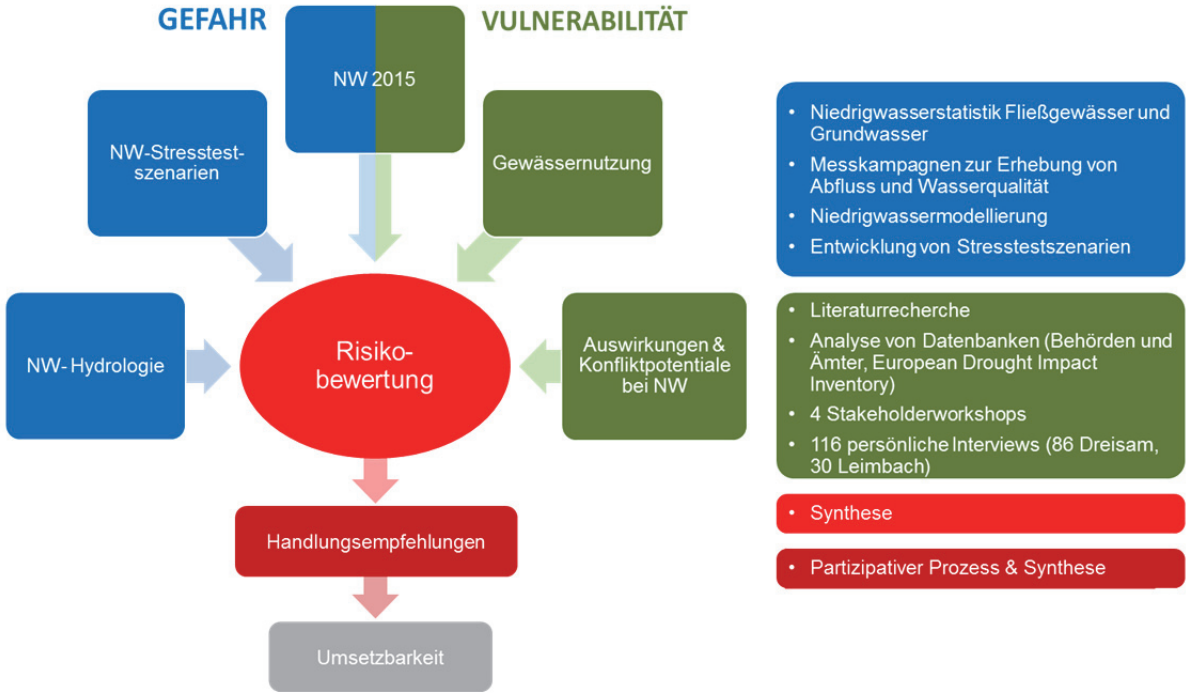


Abb. 2: Schema zur Vorgehensweise der Studie, blau: Untersuchung der Gefahr; grün: Bewertung der Vulnerabilität.

fluss einen festgelegten Schwellenwert unterschreitet, SumD (die Gesamt-Anzahl von Tagen innerhalb eines Jahres, an denen Wasserstand oder Durchfluss einen festgelegten Schwellenwert unterschreitet, analysiert (z.B. Lfu-Bayern, 2015). Um die Sensitivität von Gebieten hinsichtlich NW-Ereignissen besser zu verstehen, wurden in den letzten Jahren Ansätze mit synthetischen Szenarien entwickelt, um Gebiete einem NW-Stresstest zu unterziehen (Stoelzle et al., 2015). Die synthetischen Szenarien verfolgen die Grundidee, dass – anders als

bei Klimaprojektionen – extreme hydrometeorologischen Bedingungen der Vergangenheit bestimmten Trockenjahren (vor dem 1. Mai) vorgeschaltete werden, (z.B. durch die Verkettung mehrerer Extremjahre wie 2003), um dann mittels hydrologischer Modellierung die Reaktions- und Regenerationsfähigkeit von Gebieten im Stressfall (z.B. „worst case“) zu beurteilen. Der Basisabfluss als relevante Abflussmenge während NW stellt die Zielgröße der Modellierung dar. Hierbei wurde der Basisabfluss (Referenz) durch eine graphische Separationsmethode aus den Abflussdaten bestimmt (Gustard et al., 1992), wobei minimale Abflusswerte aus 10-Tagesabschnitten (statt 5 Tagen in der Originalmethode) genutzt wurden, um gezielt nur stärker verzögerte Abflusskomponenten als Basisabfluss auszuweisen. Die Regenerationsfähigkeit wird durch die Dauer zwischen dem 1. Mai und dem Zeitpunkt des Zurückschwingens des modellierten Basisabfluss auf den Referenzbasisabfluss quantifiziert. Die durchgeführte NW-Modellierung sowie die Anwendung von Stresstestszenarien für den NW-Fall basiert auf einfachen konzeptionellen Grundwasser(GW)-Modellen, welche durch Sickerwasserzeitreihen aus dem Bodenwasserhaushaltsmodell GWN-BW (Stauder et al., 2015) angetrieben werden und den Basisabfluss als Zielgröße während Trockenperioden simulieren (Gustard et al., 1992). Die entwickelten Stresstestszenarien basieren auf einer Verminderung der Sickerwasserrate in einem Zeitraum von einem bis 24 Monate vor der NW-Periode. Die Verminderung entspricht dabei je einem 50-, 100- und 200-jährlichen Trockenheitsereignis und wurde mittels Anpassung der Allgemeinen Extremwertverteilung abgeleitet. Dieser Ansatz ermöglicht Aussagen zu relevanten Grundwasserneubildung(GWN)-Zeiträumen in den EZGs und somit auch zu den potentiellen Speicherräumen, welche die NW-Variabilität steuern.

Die Bewertung der Gewässernutzung, der Auswirkungen sowie Konfliktpotentiale (Abbildung 2 grün) beruht einerseits auf Literaturrecherchen, anderseits auf Workshops mit Akteuren, persönlichen Umfragen in den Gemeinden, Telefoninterviews und Expertenbefragungen. Aus dem Zusammenspiel dieser verschiedenen Methoden und Informationen konnten spezifische Fragestellungen bezüglich der Ursachen vergangener Auswirkungen und Konfliktpotentiale (z. B. Nutzungskonflikte) beantwortet werden. Das NW 2015 ermöglichte es, ereignisbezogen vertiefenden Fragen nachzugehen. In der „Messkampagne 2015“ wurden Wasserqualitäts- und Abflusswerte, Wassernutzung und Auswirkungen als Längsprofil entlang der Gewässer untersucht.

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1 Niedrigwasserhydrologie

NW-Kennwerte helfen, die Variabilität und Intensität von NW-Ereignissen in Gebieten zu charakterisieren und vergleichen (Abbildung 3). Die Dreisam zeigt eine höhere NW-Variabilität zwischen den Jahren und das Abflussverhalten ist stärker mit meteorologischen Trockenzeiten verknüpft. Dies wird auch durch die geringen Abflüsse in den Jahren 2003 und 2015 deutlich. Im Leimbach ist das hydrologische Gedächtnis des Gebiets stärker. Hier spielen die Füllstände der Gebietsspeicher eine wesentliche Rolle bei der Ausprägung von NW-Perioden. So zeigen die NW-Kennwerte zum Beispiel im Trockenjahr 2003 keine NW-Perioden im Leimbach (Abbildung 3, a), jedoch im Folgejahr 2004 eine deutliche Absenkung der NW-Abflüsse. NW-Perioden sind im Leimbach folglich von einer höheren Verzögerung

und Persistenz geprägt (höhere SumD-Werte in Abbildung 3b), d.h. das System kann nach Trockenphasen weniger schnell regenerieren. Als Antwort auf die Klimaänderung wäre im Sommer eine Verringerung der NW-Abflüsse zu erwarten. Jedoch zeigen nur die sommerlichen NW-Werte im Leimbach einen signifikanten negativen Trend. Im Dreisamabfluss zeigt sich nur eine signifikante Zunahme winterlicher Abflüsse, was die These einer direkten Antwort des Abflusses auf den klimatischen Wandel zu trockeneren Sommern und feuchteren, wärmeren Wintern in BW unterstreicht.

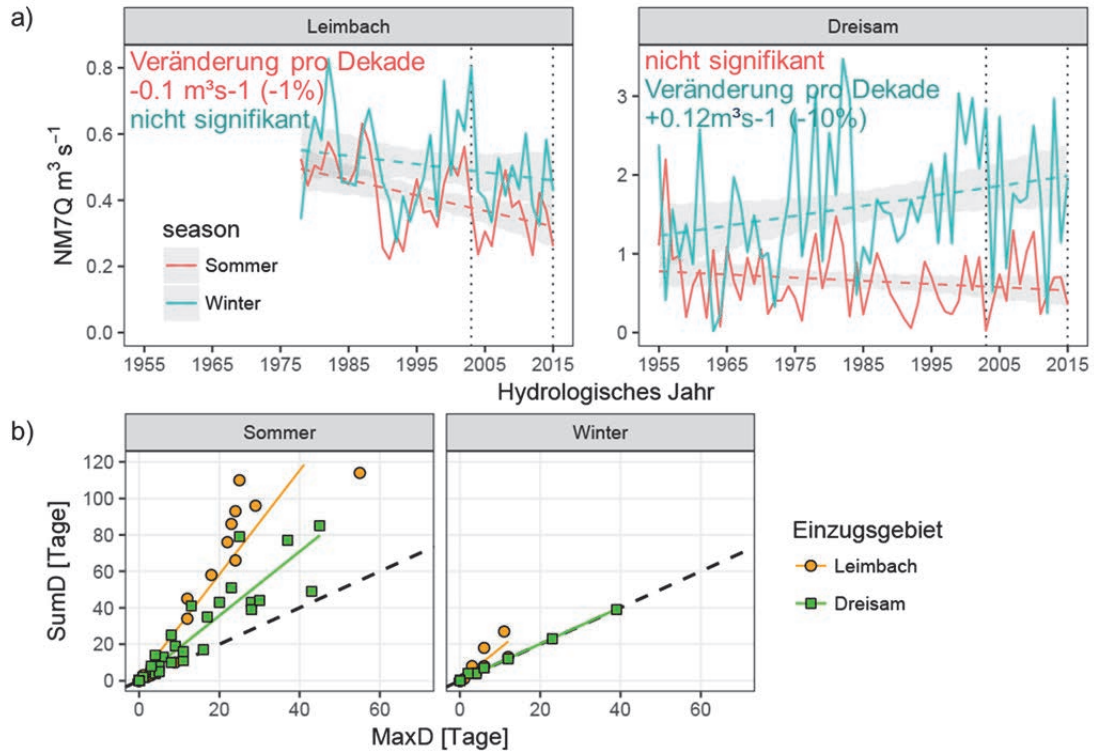


Abb. 3, Auswertung von Niedrigwasserkennwerten für die Gebiete Leimbach und Dreisam getrennt nach hydrologischen Halbjahren: (a) Jährlicher Niedrigwasserkennwert NM7Q (Niedrigster Mittelwert von sieben aufeinanderfolgenden Tagesabflusswerten innerhalb einer einzelnen Niedrigwasserperiode) sowie Trendanalyse mit einem linearen Regressionsmodell (p-Wert 0.05 als Signifikanzniveau) (b) Zusammenhang zwischen den Niedrigwasserkennwerten MaxD und SumD.

3.2 Niedrigwasserstresstestszenarien

Mit zunehmender Wiederkehrdauer der getesteten Szenarien verstärken sich für beide Untersuchungsgebiete die Ereignisse (Zunahme der maximalen Veränderung des Basisabflusse, längere Regenerationszeiten)(Abbildung 4). Die Auswahl der Trockenjahre (1976, 1992, 2003, 2011) zeigt deutlich, dass je Gebiet unterschiedliche Vorbedingungen vor sommerlichen NW-Perioden herrschen können und NW-Perioden spezifische Charakteristika aufweisen. Beide Einzugsgebiete zeigen deutliche Unterschiede in den Regenerationszeiten des Basisabflusses und reagieren verschieden auf Szenariendauern und -Intensitäten (entsprechend der Wiederkehrintervalle) (Abbildung 4). Die stärkste Veränderung im Basisabfluss stellt sich für die Dreisam bei Szenariendauern von 3 bis 6 Monaten ein, wohingegen der Leimbach die stärkste Reaktion bei Szenarien von bis zu 24 Monaten zeigt. Dementsprechend regeneriert sich der Basisabfluss der Dreisam vergleichsweise schnell, der des

Leimbachs vergleichsweise langsam (hier ist von jahresübergreifenden NW-Perioden auszugehen). Dies unterstützt die Annahme von Ihringer (2009) der Intensivierung von NW-Ereignissen aufgrund des prognostizierten Klimawandels.

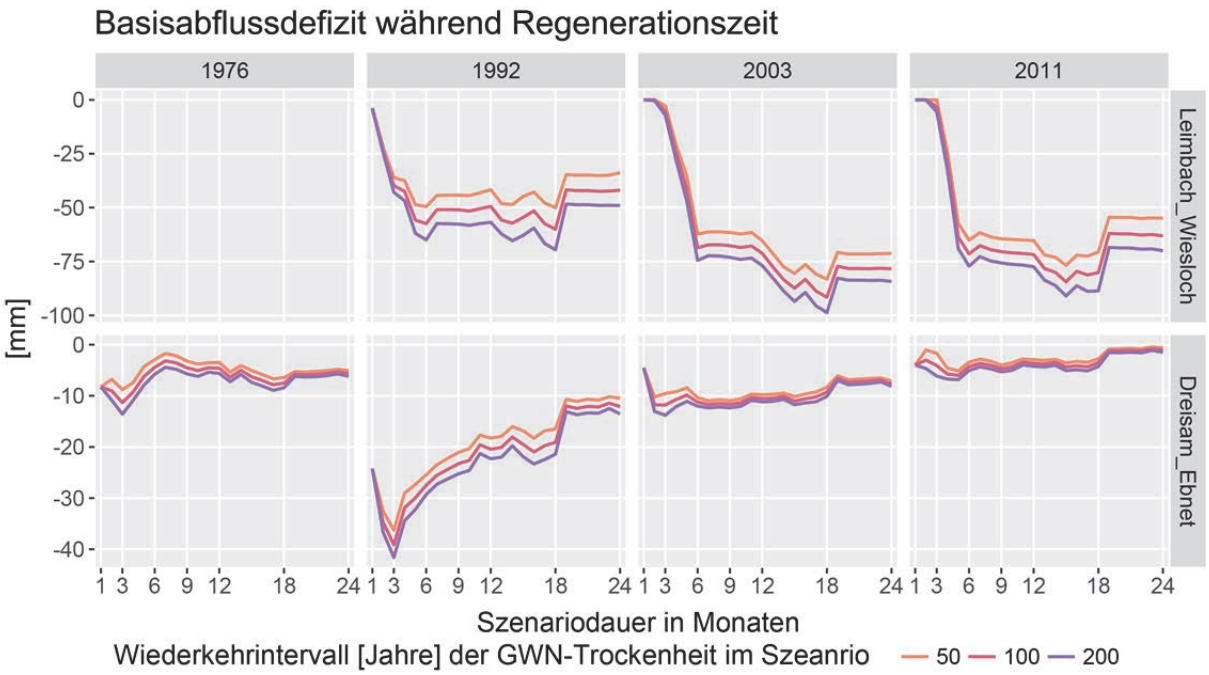


Abb. 4: Reaktion des Basisabflusses auf die verringerte GWN separat für die untersuchten Trockenjahre. Wiederkehrintervalle der angewandten Szenarios sind 50, 100 & 200 Jahre für Szenariendauern zwischen 1-24 Monaten.

3.3 Niedrigwasser Längsprofil Dreisam

Während des Niedrigwasserereignisses im Sommer und Herbst 2015 wurden mehrere Stichtagsmessungen entlang der Dreisam durchgeführt (Abbildung 1). Die Abflussmesskampagne zeigt die hohe Abflussvariabilität während NW innerhalb verschiedener Flussabschnitte der Dreisam (Abbildung 5). Im Bereich des Zartener Beckens sowie flussabwärts nach dem Stadtgebiet Freiburg verliert die Dreisam an Abfluss, teilweise fällt sie trocken (oberhalb des Zuflusses der Brugga). Hierbei ist zu berücksichtigen, dass 2015 im Wasserwerk Ebnet die Trinkwasserförderung wegen zu niedriger Grundwasserstände eingestellt wurde und aufgrund eines Entnahmeverbots der Unteren Wasserbehörde keine Ausleitungen aus dem Fließgewässer mehr erfolgten. Während die wichtigen, im Zartener Becken mündenden Zuflüsse Wagensteigbach und Eschbach von August bis Ende November trocken lagen, blieb durch den Zufluss von Brugga und später Mühlbach ein Trockenfallen der Dreisam aus. Somit zeigt sich, dass die Gebietsspeicher höherliegender Schwarzwaldeinzugsgebiete wie der Brugga während NW einen im Vergleich zum Flächenanteil am Gesamteinzugsgebiet sehr großen Beitrag zum Basisabfluss liefern können.

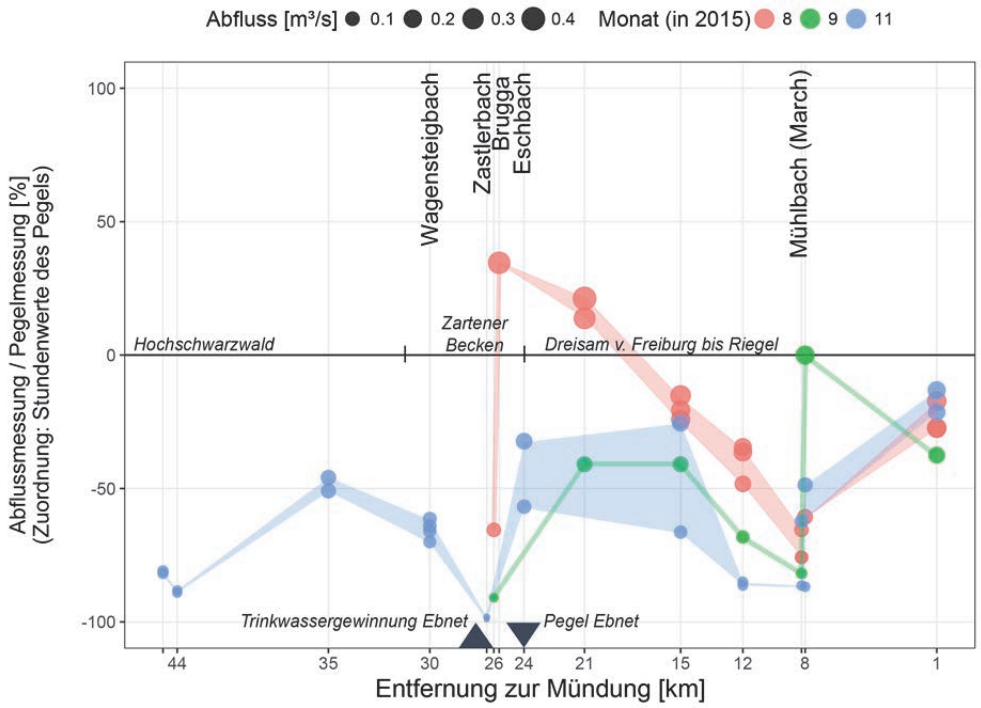


Abb. 5. Verhältnis des gemessenen Abflusses zu Stundenwerten am Pegel Ebnet während der dreimonatigen Messkampagne 2015. Der Durchmesser der Punkte skaliert mit dem gemessenen Abfluss; farblich hinterlegt ist der Schwankungsbereich der Messungen.

Die Variabilität der gemessenen Abflüsse entlang des Längsschnittes verdeutlichen die geringe Repräsentativität des Pegels Ebnet zur Bewertung der Niedrigwassersituation für das gesamte EZG der Dreisam. Ergänzend veranschaulichen die Vergleichsmessungen am Pegel, sowie die konstanten Pegelmesswerte (220 l/s über 12 Tage) den (bekannten) unzureichenden Ausbau des Pegels zur Messung von NW.

3.4 Gewässernutzung und Auswirkungen durch Trockenheit

Um die Nutzung von Fließgewässern zu ermitteln, bedarf es verschiedener Informationsquellen. Jegliche (gewerbliche) Nutzung eines Gewässers benötigt eine Genehmigung der Unteren Wasserbehörden, welche diese Rechte und Befugnisse in den sogenannten Wasserbüchern dokumentieren (Wassergesetz Baden-Württemberg, § 69). Zuweilen unvollständig (neue digitale Variante), decken diese Informationen jedoch nicht die Gesamtheit der Gewässernutzungen im EZG ab (z.B. Einleitung durch Klärwerke, Nutzung des Schöpfrechts, Nutzung zur Naherholung). Der Einfluss durch Klärwerke wurde durch die Informationen des Wasser- und Bodenatlas BW (WaBoA 2007) und direkten Kontakt zu den Betreibern identifiziert. Durch Stakeholderworkshops, Interviews sowie persönliche Umfragen konnten weitere Aspekte der Fließgewässernutzung in den EZGs gewonnen werden. Eine zusammenfassende Auswertung der verschiedenen Informationen zur Bewertung der NW-Vulnerabilität ist exemplarisch hier aus Platzgründen nur für die Dreisam in dargestellt (Abbildung 6). Beide Gewässer werden nur geringfügig bis gar nicht für die Landwirtschaft genutzt; an der Dreisam ist eine Entnahme zur landwirtschaftlichen Bewässerung untersagt, der Leimbach wird

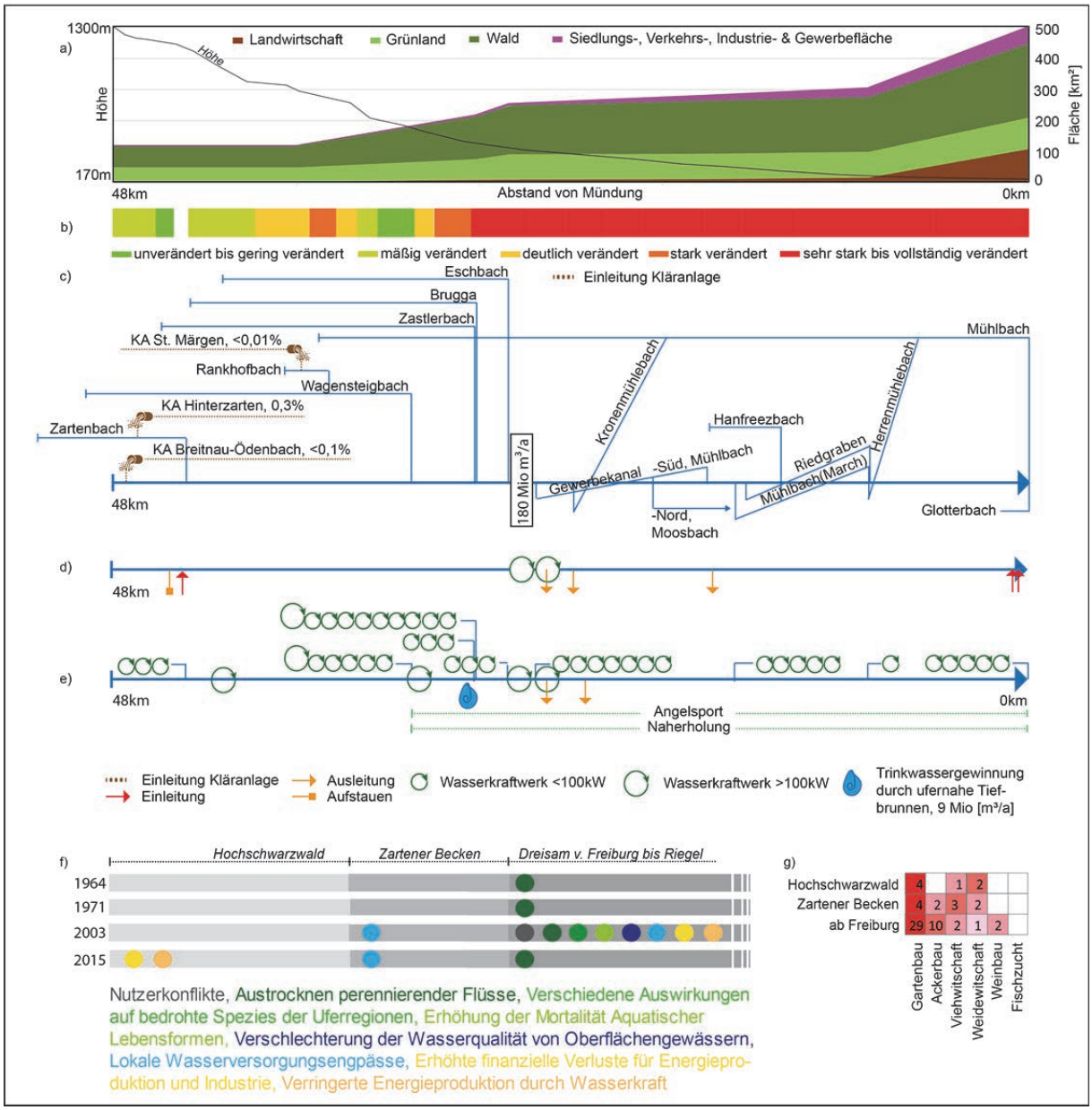


Abb. 6: Eigenschaften und Nutzung der Dreisam im Längsprofil, a) Höhenprofil des Gewässers und Landnutzung der Einzugsgebiete nach WaBoA (2007), b) Gewässerstrukturgüte nach WaBoA (2007), c) Zuflüsse, Ausleitungen und Kläranlageneinleitungen (im Verhältnis zu auf das Jahr aufsummierter MNQ am Pegel) nach WaBoA (2007), Jahresabfluss auf summierter MNQ, d) Gewässernutzung laut Wasserbüchern (Untere Wasserbehörden), e) Gewässernutzung zusammengetragen aus Literatur, Umfragen, Interviews, Stakeholderworkshops, f) Auswirkungen durch NW aus dem European Drought Impact Report Inventory, unterteilt in drei Untersuchungsgebiete, g) Relevanz des Fließgewässers als Wasserressource unterteilt in drei Untersuchungsgebiete aus Umfrageergebnisse.

aufgrund seiner bekannt schlechten Wasserqualität nicht genutzt. Davon abgesehen weisen die Untersuchungsgebiete deutliche Unterschiede in der Fließgewässernutzung auf. Die Fließgewässer des Dreisam EZGs unterliegen einer intensiven Nutzung (Abbildung 6c-g). Der Einfluss kleiner Klärwerke in den Oberläufen der Dreisam ist als gering einzustufen (Ab-

bildung 6c), da der Großteil des Abwassers am EZG vorbeigeleitet wird. Dessen ungeachtet gibt es eine intensive Nutzung zur Energiegewinnung (Wasserkraft) sowie zu gewerblichen (Kühlungsprozesse) und ökologischen Zwecken (Grundwasseranreicherung Mooswald) (Abbildung 6d, e). Weiterhin wird in Ebnet Trinkwasser durch ufernahe Tiefbrunnen gewonnen.
Die Bevölkerung nutzt die Dreisam intensiv zur Naherholung. Der Menge an Nutzungen entsprechend sind an der Dreisam mehr und verschiedene negative Auswirkungen von Niedrigwasser als am Leimbach dokumentiert (Abbildung 6f). Die Dreisam als Wasserressource ist vor allem für den Gartenbau (Schöpfrecht) relevant, aber auch für Ackerbau (Fließgewässer-Grundwasser-Interaktion) und Viehwirtschaft (Tränken) von Bedeutung.
Die Hauptnutzung des Leimbachs dient dem Einleiten von Klärwässern. Die durchschnittlichen Einleitungen durch Kläranlagen entsprechen ~ 50 % des MNQ am Pegels Wiesloch, es ist daher von einer enormen Belastung des Gewässer auszugehen. Eintragungen im Wasserbuch dokumentierten größtenteils obsolete Entnahmerechte für Bewässerung und Brauchwasser im Oberlauf des Leimbachs. Die bekannt schlechte Wasserqualität spiegelt sich in der Nutzung durch die Bevölkerung wieder; sie ist vergleichsweise gering. In Schwetzingen dient der Leimbach der Bewässerung der Gartenanlagen des Schlosses. Dokumentierte Auswirkungen betreffen folglich überwiegend ökologische Aspekte (z.B. erhöhte Schadstoffeinträge, geringeres Wachstum aquatischer Populationen).

4. Risikobewertung

Die Bewertung des Risikos geht von identifizierten potentiellen Auswirkungen aus, welche in direktem Zusammenhang zur Gewässernutzung stehen. Da die Nutzung des Leimbachs vergleichsweise geringer ist als die der Dreisam, kann allgemein auch von einem geringeren NW-Risiko ausgegangen werden. Bezüglich der Abflussmenge kommt es durch die NW-Aufhöhung durch Klärwerkseinleitung im Leimbach zu einer Abmilderung der NW-Gefahr bezüglich der Abflussmenge. Aufgrund der großen Speicher und der daher trägen Reaktion auf meteorologische Trockenheit ist der Leimbach wenig anfällig gegenüber kurzen Trockenheiten, jedoch stark anfällig gegenüber mehrjährigen, seltener auftretenden, Trockenzeiten. Zwei Aspekte der Vulnerabilität tragen jedoch zum Risiko am Leimbach bei: Bezüglich der Wasserqualität sind durch das hohe Mischungsverhältnis von geklärtem Abwasser zum Abfluss sowie dem großen Anteil landwirtschaftlicher Landnutzung im Gebiet negative Auswirkungen wahrscheinlich. Allerdings konnten bei der Messkampagne 2015 lediglich erhöhte Nitratwerte festgestellt werden. Weiterhin gibt es am Leimbach keinen festgelegten Grenzwert, der eine Nutzung u.a. im Rahmen des Gemeingebrauchs bei Niedrigwasser behördlich weiter einschränken ließe.
Die Dreisam unterliegt einer relativ intensiven multiplen Nutzung (Trinkwassergewinnung, Brauchwasser für Energie und Industrie) und birgt damit grundsätzlich eine höhere Vulnerabilität gegenüber der NW-Gefahr. Die kleineren Speicher bzw. die Unterbrechungen der Konnektivität zwischen GW-Körper und Fließgewässer im EZG lassen das Gewässer relativ schnell auf meteorologische Trockenheit reagieren, wodurch es kurzfristiger zu intensiven NW-Ereignissen kommen kann. Folglich ist die NW-Gefahr vergleichsweise hoch. Bezüglich der Wasserqualität kommt es bei geringen Wasserständen häufig zu hohen Wassertempera-

turen, welche schwerwiegende Folgen für die Ökologie mit sich bringen. Allerdings bestehen Grenzwerte zur Einschränkung der Nutzung und Verteilung des Abflusses in solchen Fällen.
Längsprofile der Gewässer zeigen ebenfalls zwei unterschiedliche Risikobilder. Am Leimbach nimmt das NW-Risiko aufgrund der Abflussmenge durch die Abwassereinleitungen mit dem Flussverlauf ab, gleichzeitig steigt aber das NW-Risiko schlechter Wasserqualität. An der Dreisam ist das NW-Risiko variabel. Im Zartener Becken kommt es gleichzeitig zur höchsten Gewässernutzung und den geringsten Abflüssen, d.h. hohe Gefahr und hohe Vulnerabilität. Dementsprechend ist das Risiko für diesen Bereich für Ökologie und Ökonomie als ‚hoch' zu bewerten. Flussabwärts von Freiburg kommt es nochmals zu hoher NW-Gefahr. Da hier die Vulnerabilität (geringe anthropogene Nutzung) geringer ist, kann das Risiko hier als „erhöht" bewertet werden. Bezüglich der Wasserqualität konnten aufgrund der niedrigen Wasserstände 2015 extrem hohe Temperaturen nachgewiesen werden (>28°C), was doch ein hohes Risiko für die Ökologie bedeuten mag. Ein Einfluss landwirtschaftlicher Nutzung zeigte sich 2015 in den Messwerten, überstieg aber keine Grenzwerte.
Zusammenfassend betrachtet, bestimmen die Wechselwirkungen zwischen einzugsgebietsspezifischen Charakteristika, Abflussmenge, Wasserqualität und anthropogener Nutzung das NW-Risiko von Flusseinzugsgebieten. Die hohe Variabilität des NW-Risikos in den einzelnen EZG verlangt daher nach räumlich detaillierten Untersuchungen (z.B. in repräsentativen Flussabschnitte) und einer gesonderten Betrachtung von Wasserqualität und Abflussmenge.

5. Fazit

Die Kombination verschiedener Methoden der NW-Analyse sowie Vulnerabilitätsbewertung ermöglichte einen detaillierten Einblick in das allgemeine einzugsgebietsspezifische NW-Risiko. Im Hinblick auf das sich wandelnde Klima haben die Untersuchungen verdeutlicht, dass eine Intensivierung von NW in Persistenz und Intensität zu erwarten ist. NW-Szenarien und Stresstests können hierbei relevante GWN-Zeiträume identifizieren und Rückschlüsse auf die Sensitivität der EZG auf spezifische Ausprägungen der Trockenheit geben. Ein einhergehendes höheres NW-Risiko aufgrund einer höheren NW-Gefahr ist also wahrscheinlich, weshalb das NW-Risiko durch eine Stärkung der regionalen Vulnerabilität gesenkt werden muss. Hierzu zeigt die Erfahrung aus den Pilotstudien insbesondere die Notwendigkeit, auch detaillierte Einblicke entlang des Längsschnittes zu berücksichtigen. Eine umfassende Analyse der Akteure und Wassernutzer im Einzugsgebiet mittels verschiedenster Quellen ist der Schlüssel zum Verständnis regionaler und lokaler Vulnerabilität. Erst anhand der erstellten Längsprofile wurde deutlich, dass das NW-Risiko entlang der Gewässer stark variiert. So können insbesondere auch Handlungsmaßnahmen bzgl. der Verbesserung repräsentativen Monitorings sowie damit verbunden die Gültigkeit und Einsatzmöglichkeit von Grenzwerten zur Regulierung erörtert werden. Auf der Grundlage einer solchen NW-Risikoanalyse könnten folglich EZG-spezifische Handlungsempfehlungen zur Minderung bzw. Vermeidung zukünftiger Auswirkungen von NW erarbeitet werden.

Danksagung

Diese Arbeit entstand im Rahmen der „Pilotstudie zum Niedrigwassermanagement in BW“, ein Auftrag der LUBW. Wir danken allen Stakeholdern und Bürgern für ihre aktive Mitarbeit. Weiterhin möchten wir Claudius Fleischer für seine Mitarbeit am Projekt danken.

Literatur

Birkmann, J., Cardona, O. D., Carreño, M. L., 2013. Framing vulnerability, risk and societal responses: the MOVE framework, Nat. Hazards, 67, 193–211.

Blauhut, V., Stahl, K., Stagge, J. H., Tallaksen, L. M., De Stefano, L., Vogt, J., 2016: Estimating drought risk across Europe from reported drought impacts, drought indices, and vulnerability factors, Hydrol. Earth Syst. Sci., 20, 2779-2800, doi:10.5194/hess-20-2779-2016.

Gustard, A., A. Bullock and J.M. Dixon, 1992: Low Flow Estimation in the United Kingdom. Institute of Hydrology Report No. 108, Wallingford, United Kingdom.

Ihringer, J., 2009. Auswirkung des Klimawandels auf Niedrigwasserverhältnisse in Baden-Württemberg, Bayern und Rheinland-Pfalz-Untersuchungen an ausgewählten Pegeln und Gewässerstellen. KLIWA-Berichte, 14, 114.

LAWA 2007. Leitlinien für ein nachhaltiges Niedrigwassermanagement -Materialien-. Bund/Länder-Arbeitsgemeinschaft Wasser.

LfU, 2015: Kenn- und Schwellenwerte für Niedrigwasser.

Smakhtin, V. U. 2001. Low flow hydrology: a review. Journal of hydrology, 240(3), 147-186.

Stauder, S., Morhard, A., Brauer, F., 2015. Vulnerabilitätsanalyse von Wasserversorgungunternehmen im südlichen Schwarzwald hinsichtlich des Klimawandels. LUBW.

Stahl, K., Kohn, I., Blauhut, V.,2016. Impacts of European drought events: insights from an international database of text-based reports, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 16, 801-819, doi:10.5194/nhess-16-801-2016.

Stoelzle, M., Weiler, M., Stahl, K., Morhard, A. and Schuetz, T., 2015. Is there a superior conceptual groundwater model structure for baseflow simulation? Hydrological Processes, 29(6), pp.1301-1313.Tallaksen, L.M., and Van Lanen, H.A.J., 2004. Hydrological drought: processes and estimation methods for streamflow and groundwater. Vol. 48. Elsevier

Van Loon, A. F., Gleeson, T., Clark, J., 2016. Drought in the Anthropocene Nature Geoscience; 9 (89–9). doi:10.1038/ngeo2646.

Wassergesetz für Baden-Württemberg (WG), Vom 3. Dezember 2013 (GBl. Nr. 17, S. 389) zuletzt geändert durch Artikel 2 des Gesetzes vom 16. Dezember 2014 (GBl. Nr. 24, S. 777) in Kraft getreten am 1. Januar 2015

WaBoA, 2007: Wasser- und Bodenatlas Baden-Württemberg. Umweltministerium Baden-Württemberg (Hrsg), 3. Aufl.

Nachhaltige Steuerung der Wasserressourcen in norddeutschen Küstenaquiferen im Zuge des klimatischen und demografischen Wandels

Malte Eley, Marlene Gelleszun, Hans Matthias Schöniger, Günter Meon

Zusammenfassung

Im BMBF-Forschungsprojekt NAWAK (Entwicklung nachhaltiger Anpassungsstrategien für die Infrastrukturen der Wasserwirtschaft unter den Bedingungen des klimatischen und demographischen Wandels) konnten durch die Kombination von leistungsstarker Modelltechnik mit Beteiligungsprozessen, Szenarienentwicklung und Methoden der Entscheidungsfindung wasserwirtschaftliche Planungsgrundlagen entwickelt werden. In diesem Kontext wurden wasserwirtschaftliche Strukturen mit Techniken der Geophysik, Geologie, Hydrologie und Hydrogeologie verknüpft, um ganzheitliche Aussagen über Auswirkungen einer klimatischen und sozioökonomischen Entwicklung auf die Versorgungsicherheit eines Küstengrundwasserleiters in Nordwestdeutschland treffen zu können. Im Rahmen eines Beteiligungsprozesses wurden sechs Bewertungskriterien für die Wasserwirtschaft herausgearbeitet. Die abgeleiteten Indikatoren dienen zusammen mit einem Planungsinstrument als Bewertungsgrundlage.

1. Einleitung

Der klimatische und demografische Wandel stellt die Wasserwirtschaft vor neue Herausforderungen und erfordern Lösungsstrategien integrierter Art. Das schließt sowohl modelltechnische Ansätze, als auch die Beteiligung der lokalen Akteure mit ein, hängt aber besonders maßgeblich von der praxisrelevanten Vermittlung der Projektergebnisse ab. Zur Abschätzung der zukünftigen Investitionen in die sich verändernde wasserwirtschaftliche Situation in einem küstennahen Trinkwassergewinnungsgebiet wurde im Rahmen des Projektes NAWAK der Wasserhaushalt eines norddeutschen Küstenaquifers mit leistungsstarker Software analysiert. Im Rahmen des Projektes wurde eine Grundwassermodellierung mit dichteabhängigem Chlorid-Transport zur Beschreibung der Salz-Süßwassergrenze auf einer Skala von über 1000 km² durchgeführt. Eingangsdaten lieferten geologische Strukturmodelle, aeroelektromagnetische Methoden, ein Grundwassermonitoring und ein Wasserhaushaltsmodell unter anderem zur Berechnung der Grundwasserneubildung. Je nach Wirkbereich in der Modellkette wurden Szenarien der klimatischen Entwicklung basierend auf Daten des Downscaling-Verfahrens WETTREG2010 sowie sozioökonomische Szenarien in Form von Förderszenarien angesetzt. So können für die nahe Zukunft bis 2050 mögliche klimatische Auswirkungen einer Bandbreite an Förderszenarien gegenübergestellt werden. Für die Darstellung, Auswertung und Bewertung der Kombinationen von unterschiedlichen Szenarienberechnungen wurde ein softwaregestütztes Planungsinstrumentarium (PIT) entwickelt. Die zur Bewertung der Ergebnisse zugrundeliegenden Größen wurden im Rahmen eines Beteiligungsprozesses in der Zielregion zusammen mit den Stakeholdern herausgearbeitet.

2. Modellgebiet

Das Modellgebiet (>1000 km²) liegt auf der ostfriesischen Halbinsel an der deutschen Nordseeküste (siehe Abbildung 1). Es gliedert sich in Geest- und Marschbereiche, die hydrologisch durch starke künstliche Entwässerung und die Trink- und Brauchwassergewinnung über Grundwasserförderanlagen geprägt werden. Die Küstenlinie umfasst ca. 63 km mit sechs Auslassbauwerken (Siele und Schöpfwerke) in die Nordsee. Im Geestbereich liegen

drei Wasserwerke von Trinkwasserversorgern mit Förderraten von ca. 16 Mio. m³/a. Darüber hinaus gibt es viele Wasserrechte von Privathaushalten, landwirtschaftlichen Betrieben und Firmen. Durch die geringe Reliefenergie weisen die Vorfluter sehr geringe Fließgeschwindigkeiten auf, wodurch es zum Absetzten von feinen Materialien und zur Bildung von ausgeprägten Kolmationsschichten kommt. Weite Teile des Modellgebiets weisen erhöhte Chloridkonzentrationen der Grundwasserleiter auf, die überwiegend in Folge von Sturmfluten versalzt wurden. Die Salz-Süßwassergrenze verläuft dabei ähnlich dem Übergang zwischen Geest- und Marsch, da die Sturmfluten vor der Eindeichung bis an die höher gelegene Marsch reichten.

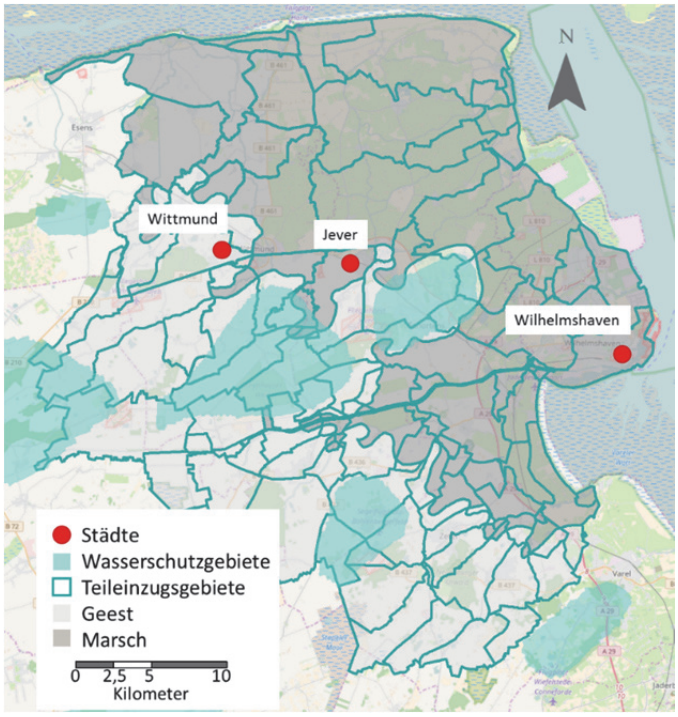


Abb. 1: Modellgebiet auf der ostfriesischen Halbinsel an der deutschen Nordseeküste und am Jadebusen mit Wasserschutzgebieten, Zwischeneinzugsgebieten sowie Geest- und Marschbereiche mit Hintergrundkarte (© OpenStreetMap-Mitwirkende).

3. Ableitung von Bewertungsgrößen

Unter Einbeziehung lokaler Akteure ist es von Vorteil, auf Methoden der Entscheidungshilfe zurückzugreifen. Als wesentliche Funktionalitäten von Entscheidungsunterstützungssystemen, mit dem primären Zweck „fundierter und schneller Entscheidungen“ nennt DWA (2011) die Unterstützung von Planungs- und Entscheidungsprozessen, die Handhabung der Komplexität zum besseren Verständnis sowie das Aufzeigen von Zukunftsperspektiven. Häufig sind die zu untersuchenden Probleme sehr komplex, sodass eine Entscheidung nicht anhand eines Kriteriums getroffen werden kann. Ein möglicher Lösungsansatz ist der Aufbau einer Entscheidungsmatrix mit anschließender Nutzwertanalyse.

Im Vorhaben NAWAK war eine Entscheidungsmatrix Kern des PIT. Beteiligte Akteure waren aus den Bereichen Landwirtschaft, Wirtschaftsförderung, Naturschutz und Wasserwirtschaft

sowie Behörden und Wasserversorger. Herausgearbeitete Bewertungsgrößen, die im Zusammenhang klimatischer und sozioökonomischer Veränderung maßgebliche Auswirkungen für die Betroffenen hätten, sind eine Verschiebung der Salz-Süßwassergrenze, die mengenmäßige Veränderung der Grundwasserneubildung, der Bewässerungsbedarf sowie Veränderungen der Grundwasserstände. Weiterhin wurden die Wasserbilanz sowie die Abflüsse an den Sielen und Schöpfwerken als Bewertungsgröße hinzugenommen, um auch die Nachhaltigkeit der Entwässerung und die Entwässerungsmenge abzubilden. Für jede Bewertungsgröße wurden Indikatoren definiert, über die eine Quantifizierung der Veränderung möglich ist (siehe Tabelle 1). Die Indikatoren berücksichtigen dabei keine Kosten von Auswirkungen, wie z.B. in An et al. (2017), sondern sind rein auf den Wasserhaushalt bezogen.
Durch die Beteiligung der Akteure in der Zielregion konnte eine praxisbezogene Auswertung erreicht werden, sodass die darauf basierende Software eine Orientierung am Anwender sicherstellt und eine höhere Akzeptanz erzielt.

Tab. 1: Im Rahmen eines Beteiligungsprozesses festgelegte Bewertungsgrößen und die daraus abgeleiteten berechenbaren Indikatoren für eine softwaregestützte Datenauswertung.

Bewertungsgrößen	Indikatoren
Chlorid-Konzentration [mg/l]	Lage der Salz-/Süßwassergrenze in drei verschiedenen Tiefen (Isolinien; gemäß TrinkwV 250 mg/l) Abstand der Salz-/Süßwassergrenze zu Förderbrunnen in drei verschiedenen Tiefen
Grundwasserneubildung (GWN) [mm/M]	Kontinuierlicher Trend der monatlichen GWN getrennt für die Geest und für die Marsch
Grundwasserflurabstände [m]	Trend der GW-Flurabstände für die Geest und die Marsch Trend der saisonalen GW-Stände (Sommer und Winter)
Bewässerungsbedarf [-]	Zu- oder Abnahme der Trockentage nach Trockenheitsindex (Martonne 1926)
Wasserbilanz [mm/M]	Positives oder negatives Saldo im Projektgebiet/Fördergebiet
Sieltätigkeit [m³/s]	Zunahme oder Abnahme der Abflüsse an den Sielen

4. Szenarien der sozioökonomischen und klimatischen Entwicklung

Den Modellen wurden entsprechend der Modellkette sowohl Klimaszenarien als auch sozioökonomische Szenarien zugrunde gelegt (siehe Abbildung 2). Für die Szenarien des Wasserhaushaltes wurden Stationsdaten des statistischen Downscaling-Verfahrens WETTREG2010 (Wetterlagenbasierte Regionalisierungsmethode) der Firma Climate & Environment Consulting Potsdam GmbH (CEC) verwendet. Die Nutzung von WETTREG erlaubte eine für die Fragestellung geeignete Abdeckung vorliegender SRES-Szenarien (A1B, A2, B1) bei Berücksichtigung lokaler Gegebenheiten. Im Zuge anderer Projekte der Klimafolgenforschung konnten gute Ergebnisse mit WETTREG erzielt werden, z.B. in Hölscher (2012).
Um neben klimatischen Veränderungen auch die des Trinkwasserbedarfs für die Modellregion abschätzen zu können, wurden von der Arbeitsgruppe für regionale Struktur und Umweltforschung GmbH (ARSU) sozioökonomische Prognosen erstellt und in Förderszenarien

überführt. Wegen der überregionalen Wasserversorgung wurden die sozioökonomischen Prognosen für das gesamte Liefergebiet durchgeführt und drei Szenarien bis zum Jahr 2050 entwickelt. Sie gliedern sich in ein Basisszenario (moderat), ein Grüne-Welt-Szenario (optimal) und ein Wachstumsszenario (pessimal). Sowohl im Wachstums- als auch im Basisszenario wird bis zum Jahr 2050 von steigendem Wasserbedarf ausgegangen.

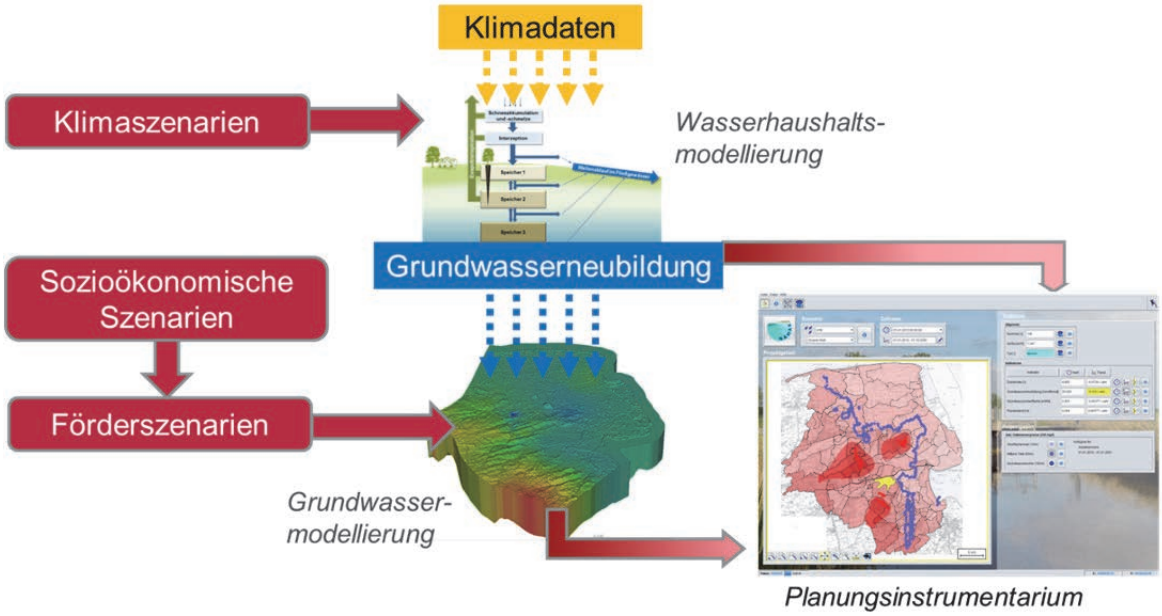


Abb. 2: Ansatz der Szenarien in der Modellkette. Implementierung der WETTREG2010 Klimadaten am Wasserhaushaltsmodell, Übergabe der Grundwasserneubildung an das Grundwassermodell, Ansatz der sozioökonomischen Szenarien als Förderszenarien am Grundwassermodell. Daten werden im Planungsinstrumentarium (PIT) aggregiert und visualisiert.

5. Berechnung von Bewertungsgrößen

5.1 Berechnung des Wasserhaushaltes mit dem Modellsystem PANTA RHEI

Ziele der Wasserhaushaltsmodellierungen waren die Berechnung der Grundwasserneubildung sowie die Wasserbilanzglieder mit Fokus auf die Entwässerung. Das verwendete Modell PANTA RHEI (altgriechisch: „alles fließt“) (LWI-HYWAG & IfW 2015) ist ein deterministisches hydrologisches Modellsystem zur Bearbeitung hydrologischer und wasserwirtschaftlicher Fragestellungen. Es wurde in der Abteilung HYWAG am Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig in Zusammenarbeit mit der IfW GmbH entwickelt und findet breite Anwendung im Bereich der Klimafolgenforschung (Hölscher 2012), der Bemessung und der Hochwasservorhersage (Meyer et al. 2013), aber auch in der Modellierung von Stoffströmen (Meon et al. 2014; Lorenz 2015). Über eine GIS-Schnittstelle lässt sich die räumliche Diskretisierung eines Modellgebietes durch die Zerlegung in Zwischeneinzugsgebiete und Hydrotope (Flächen gleicher hydrologischer Eigenschaften bzgl. Bodenart (BÜK50) und Landnutzung (Corine Landcover)) integrieren. PANTA RHEI ist modulhaft aufgebaut, d.h. es können je nach Zielgrößen unterschiedliche Prozeduren zur Berechnung der Einzelprozesse gewählt

werden. Detaillierte Beschreibungen des Modells und der Prozeduren finden sich z.B. in Förster (2013), Kreye (2015), Lorenz (2015) und LWI-HYWAG & IfW (2015).
Für das Modellgebiet standen insgesamt 20 Niederschlagsstationen und sechs Klimastationen mit Daten von Temperatur, Niederschlag, relativer Luftfeuchte, Globalstrahlung und Windgeschwindigkeit für den gesamten Kalibrierungs- und Validierungszeitraum von 1971-2011 zur Verfügung. Für die Kalibrierung und Validierung stellt der Abfluss die wesentliche Vergleichsgröße dar. Es standen insgesamt neun Pegel mit Abflussdaten zur Verfügung, davon jedoch lediglich an drei der sechs Auslassbauwerke (Nordseeküste). An diesen Pegeln konnten jedoch gute Übereinstimmungen erzielt werden (Beispiel Abbildung 3). Zur Kalibrierung kamen im Projekt entwickelte, lexikografische Kalibrierverfahren zur objektiv besten Anpassung von simulierten an die gemessenen Abflüsse zur Anwendung (Gelleszun et al. 2015). Aufgrund der geringen Verfügbarkeit von Abflussmesswerten wurde zusätzlich der Grundwasserstand als Kalibriergröße berücksichtigt. Durch den Teilspeicheransatz des Abflussbildungsprozesses in PANTA RHEI konnte der unterste Speicher über eine lineare Transferfunktion mit den Grundwasserständen im Modellgebiet korreliert werden. Für Beobachtungsbrunnen mit permanenter Datenerfassung wurden gute Übereinstimmungen des zeitlichen Verlaufs der Hydrographen erzielt.
Als Indikatoren wurden der signifikante Trend der Grundwasserneubildung und die Wasserbilanz (Sieltätigkeit) für alle Klimaszenarien berechnet. Modelltechnisch bildet die mit PANTA RHEI berechnete Grundwasserneubildung den wichtigsten Quellenterm für die dichteabhängige numerische Grundwassermodellierung.

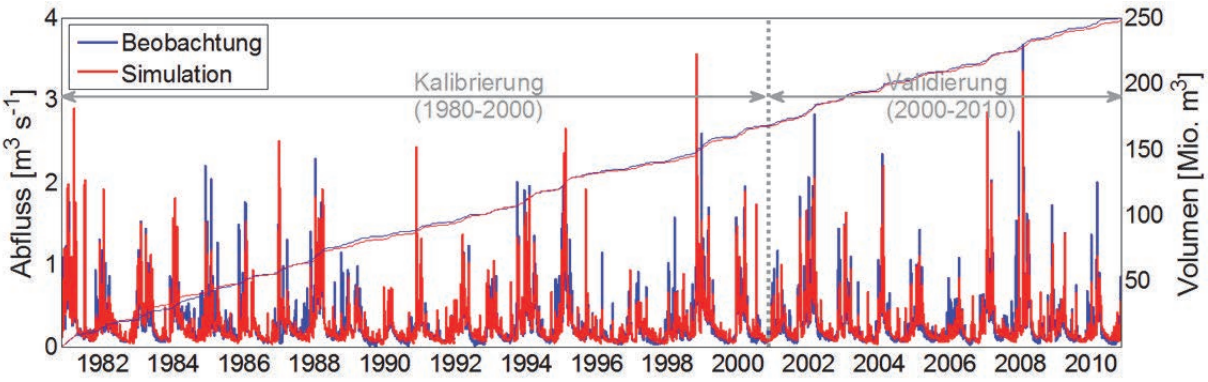


Abb. 3: Errechnete Abflussganglinie und Summenkurve (rot) sowie gemessene Abflussganglinie und Summenkurve (blau) am Pegel Neuenburg für den Kalibrierungszeitraum 1980-2000 und den Validierungszeitraum 2000-2010 in PANTA RHEI. Abfluss in m³/s, kumulativer Abfluss in Millionen m³ (Gelleszun et al. 2015).

5.2 Hydrogeologisches Regionalmodell und Versalzung im Grundwasser

Der geologische Untergrund wurde anhand von Bohrprofilen und geologischen Schnitten mit Hilfe der geologischen Software SubsurfaceViewerMX durch den Projektpartner Oldenburgisch-Ostfriesischer Wasserverband (OOWV) rekonstruiert. Das hydrogeologische Modell, das für die Grundwassermodellierung zugrunde gelegt wurde, gliedert sich in sechs Schichten mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 135 m.

Aufgrund von Sturmflutereignissen, die vor der Eindeichung der ostfriesischen Halbinsel bis an die höher liegenden Geestbereiche reichten, liegt die Salz-Süßwassergrenze im Modellgebiet etwa im Bereich der Geest-Marschgrenze. Die genaue Verortung des Übergangsbereiches zwischen Salz- und Süßwasser im Untergrund erfolgte durch die Auswertung von aeroelektromagnetischen Daten durch das Leibniz-Institut für angewandte Geophysik (LIAG), die im Rahmen einer Befliegung des Modellgebiets mit dem HEM-Verfahren durch die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) erhoben wurden. Dieses Verfahren liefert je nach Frequenz in unterschiedlichen Tiefen ein Widerstandsmuster. Besonders die Unterschiede zwischen gut leitendem Salzwasser und den höheren Widerständen des Süßwassers liefern ein 3D-Muster der Salz-Süßwassergrenze, aus dem durch Übertragungsfunktionen Chloridkonzentrationen abgeleitet wurden. Diese definieren in Kombination mit einem Grundwassermonitoring der Leitfähigkeit im Bereich der Salz-Süßwassergrenze die Transport-Anfangsbedingung der dichteabhängigen Grundwassermodellierung.

5.3 Modellierung des dichteabhängigen Grundwassertransports

Die vorhandenen Meerwasserintrusionen im Untersuchungsgebiet sowie die Auswirkungen der Grundwasserentnahme auf den Süßwasserkörper wurden mit dem Programmcode d^3f (distributed density driven flow) auf regionalem Maßstab für den Ist-Zustand und für Prognosen bis 2050 vom Projektpartner Gesellschaft für Anlagen- und Reaktorsicherheit (GRS) berechnet. Der d^3f-Programmcode ermöglicht eine Berechnung der dichteabhängigen Grundwasserbewegungen in komplexen, dreidimensionale Drei- und Viereck- bzw. Tetraeder- und Hexaeder-Gitterstrukturen über große Zeiträume. Die Diskretisierung im hydrogeologischen Körper mit sechs Schichten erfolgte mit dem Finite-Volumen-Verfahren. Zur Berechnung der dichteabhängigen Strömung kommen gekoppelte Differenzialgleichungen für die Strömungsgleichung des Fluids und die Transportgleichung für das Salz zum Einsatz (Larue et al. 2016). Die berechneten dreidimensionalen Salzwasserfronten sind als vorläufig zu betrachten und mit Unsicherheiten behaftet, die zum jetzigen Zeitpunkt noch nicht quantifiziert werden können. Es wurden jedoch Fortschritte in der modellhaften Beschreibung der Salzwasserfront erzielt. Die Rekonstruktion des Untergrundes als Schichtenmodell mit der Zuweisung von Permeabilität, Porosität und hydrodynamischen Dispersionskoeffizienten hat zu befriedigenden Eichergebnissen geführt (RMSE = 0,82 m; n = 286 Beobachtungsbrunnen). Zusätzliche Realisationen mit veränderten Anfangs-/Randbedingungen, Modellparametern und höheren räumlichen Diskretisierungen sind noch durchzuführen. Die Sielabflüsse haben quantitativ einen großen Einfluss auf die Dargebotserneuerung. Eine Implementierung über die dritte Modellrandbedingung brachte nur sehr ungenaue Austauschraten, da verlässliche Messdaten fehlen. Eine messtechnische Erfassung der Sielabflüsse als wichtige Wasserhaushaltgröße im Küstenraum ist aber für eine langfristige Quantifizierung der Versorgungssicherheit notwendig (vgl. Kap. Ausblick). Die Ableitung der Modellanfangsbedingungen für den Salzwassertransport aus flächenhaften aerogeophysikalischen Messungen ist ein wesentlicher Baustein für die Identifikation der dreidimensionalen Front. Die Dateninversion (von Beobachtungsdaten zum Widerstandstiefenmodell) und die Mehrdeutigkeit bei Widerstandswerten für salzwassergesättigte Sedimente und reinen Tonlagen sind verbunden mit Unsicherheiten bei der Messdateninterpretation (Burschil et al. 2012; Wiederhold & El-

bracht 2013). Die Bewertung der Süß-Salzwasserfront sowie der Grundwasseroberfläche und Flurabstände wurden als erste Realisation in das PIT integriert.

6. Bewertung der Ergebnisse mit Hilfe eines Planungsinstrumentariums (PIT)

Die Ergebnisse der Wasserhaushaltsmodellierung und der Grundwassermodellierung werden im PIT zusammengefasst und visualisiert. Die Softwareoberfläche ist intuitiv bedienbar, mit Grundfunktionen eines Geoinformationssystems. Es können alle Indikatoren in der Karte für jeden Zeitpunkt oder Trendzeitraum der Modellrechnungen visualisiert werden (siehe Abbildung 4). Für die Indikatorenberechnung kam der Trendtest nach Mann-Kendall (Mann 1945; Kendall 1975) in Kombination mit dem Trendschätzverfahren nach Sen (1968) zur Anwendung. Die Trendberechnung erfolgt dabei am ausgewählten Zeitraum.

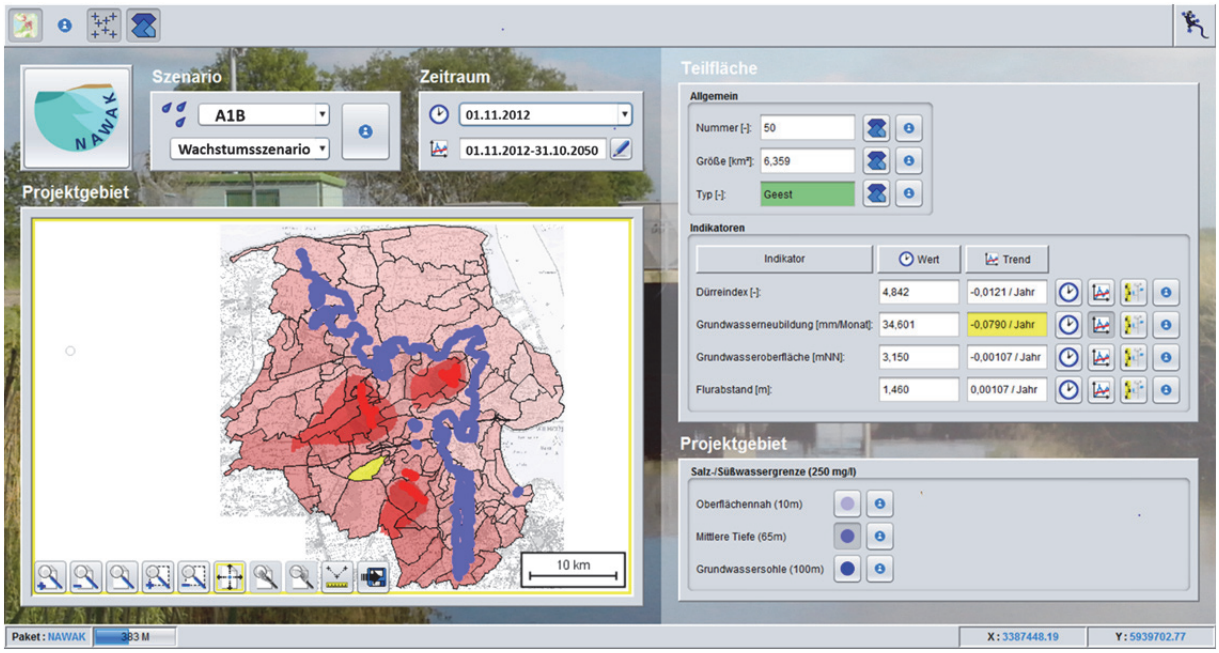


Abb. 4: Oberfläche des PIT mit Auswahlmöglichkeit der Szenarienkombination, des Zeitpunktes und Zeitraumes, flächige Ergebnisvisualisierung am Beispiel der Grundwasserneubildung mit Hintergrundkarten (Trinkwassergewinnungsgebiete und Förderbrunnen) und Salz-Süßwassergrenze in drei Tiefen sowie den Werten der Indikatoren für die ausgewählte Teilfläche.

Der Indikator der Bewertungsgröße „Grundwasserneubildung“ basiert auf dem signifikanten Trend der Grundwasserneubildung. Für die Modellregion wurde eine Auswertung für die WETTREG2010-Läufe durchgeführt. Während für die Periode von 1971-2000 kein signifikanter Trend der Grundwasserneubildung festgestellt werden konnte, zeigen alle drei Szenarien für die nahe Zukunft der Periode 2001-2050 fast im gesamten Gebiet einen signifikanten negativen Trend der Grundwasserneubildung (siehe Abbildung 5). Lediglich beim gemäßigteren B1-Szenario sind in den Marschgebieten vereinzelt positive Trends erkennbar.

Die Bewertungsgröße „Bewässerungsbedarf“ wird durch den Indikator „Trend des Trockenheitsindexes nach Martonne (1926)“ im PIT berücksichtigt. Dieser ist ein häufig verwendetes Maß zur Analyse der Zu- oder Abnahme von Trockenheit an einem Standort und berechnet sich aus Niederschlag und Temperatur, wobei kleinere Werte trockene Perioden kennzeichnen. Die Verläufe der WETTREG-Szenarien A1B und A2 zeigen eine Zunahme der trockenen Perioden (siehe Abbildung 6). An den Monatswerten wird deutlich, dass sich die Trockenperioden besonders in der fernen Zukunft bis 2100 über alle Jahreszeiten erstrecken und es somit im gesamten Jahresverlauf trockener wird.

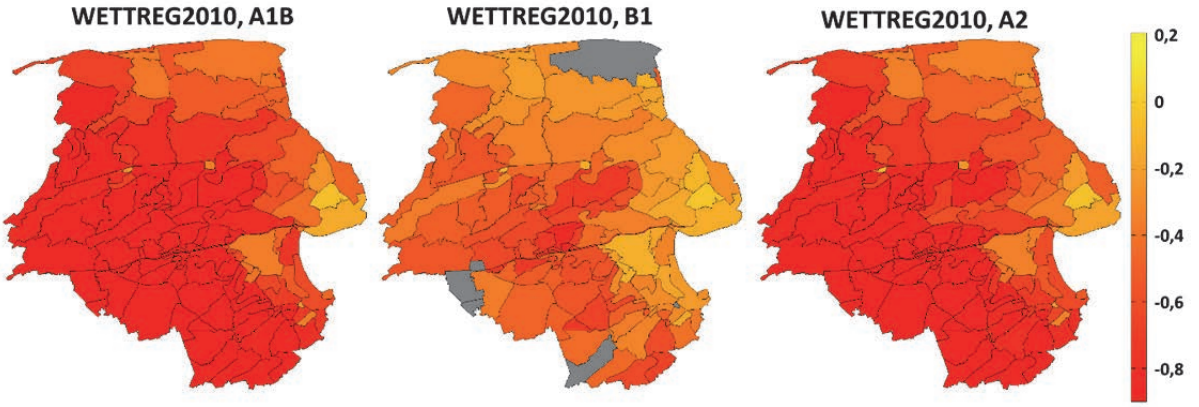


Abb. 5: Trend der Grundwasserneubildung für die Periode 2001-2050 für die Klimaszenarien A1B, B1 und A2 (WETTREG 2010, Mittel aus 10 Realisationen) in mm/a gegliedert nach Teilflächen bei einem Signifikanzniveau α=0.05, graue Flächen=nicht signifikant.

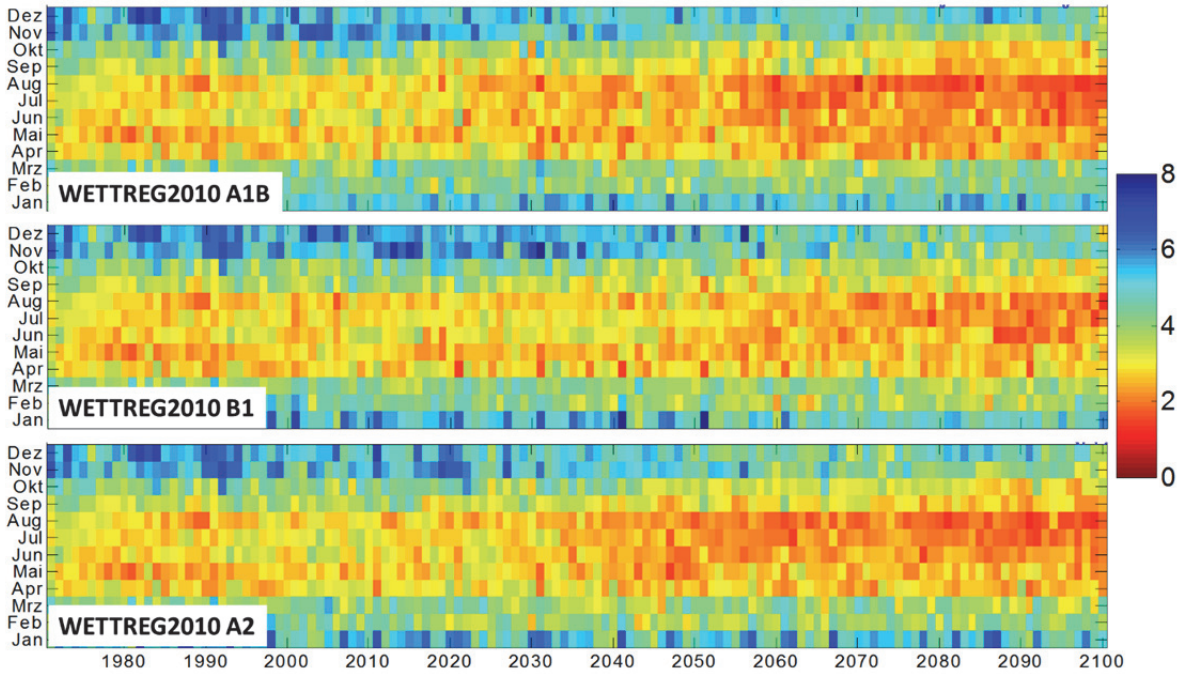


Abb. 6: Trockenheitsindex nach Martonne (1926) für die Szenarien A1B, B1 und A2 (WETTREG2010; Mittelwert aus 10 Realisationen) für den Zeitraum 1971 bis 2100 als Monatswerte. Berechnung aus Temperatur und Niederschlag, kleinere Werte = trockenere Perioden.

Die Bewertungsgrößen Grundwasseroberfläche und -flurabstand werden über die Indikatoren „Trend der Grundwasseroberfläche“ und „Trend des Flurabstandes“ im PIT berücksichtigt. Für die einfache Vergleichbarkeit wurden die Modellergebnisse der Grundwassermodellierung auf die Teileinzugsgebiete gemittelt. In Abbildung 7 ist beispielhaft für eine Teilfläche in der Geest für die Szenarienkombination aus den WETTREG-läufen A1B, B1 und A2 mit dem sozioökonomischen Szenario „Wachstum“ ein signifikanter negativer Trend der Grundwasseroberfläche erkennbar (Trendzeitraum 2012-2050). Während die Veränderung der Grundwasserneubildung im gesamten Modellgebiet wirkt, sind Auswirkungen einer veränderten Förderrate nur auf kleinem Maßstab erkennbar. Trotz der starken Erhöhung der Förderraten im Wachstumsszenario, sind im Bereich der Trinkwassergewinnungsgebiete auf Teilflächenbasis nur geringfügig negativere Trends der Grundwasseroberfläche erkennbar. Die Salz-Süßwassergrenze wird im PIT in den Tiefen 10 m (oberflächennah), 65 m (mittlere Fördertiefe), 100 m (Grundwassersohle) berücksichtigt. Neben den versalzten Flächenanteilen kann der Abstand der Filterstrecken zur Salz-Süßwassergrenze (250 mg/l) berechnet werden (siehe Abbildung 4). Die Wasserbilanzglieder aus Ergebniskombination von Wasserhaushaltsmodell und Grundwassermodell geben unmittelbar Aufschluss über ein verändertes Saldo und zeigen über die Abflüsse in den Oberflächengewässern den zukünftigen Entwässerungsbedarf im PIT. Die auf Grundlage der WETTREG-Daten abnehmenden Niederschläge bis 2100 zeigen einen Rückgang des Entwässerungsbedarfs. Alle Ergebnisse gehen für die Visualisierung und Auswertung in das PIT ein.

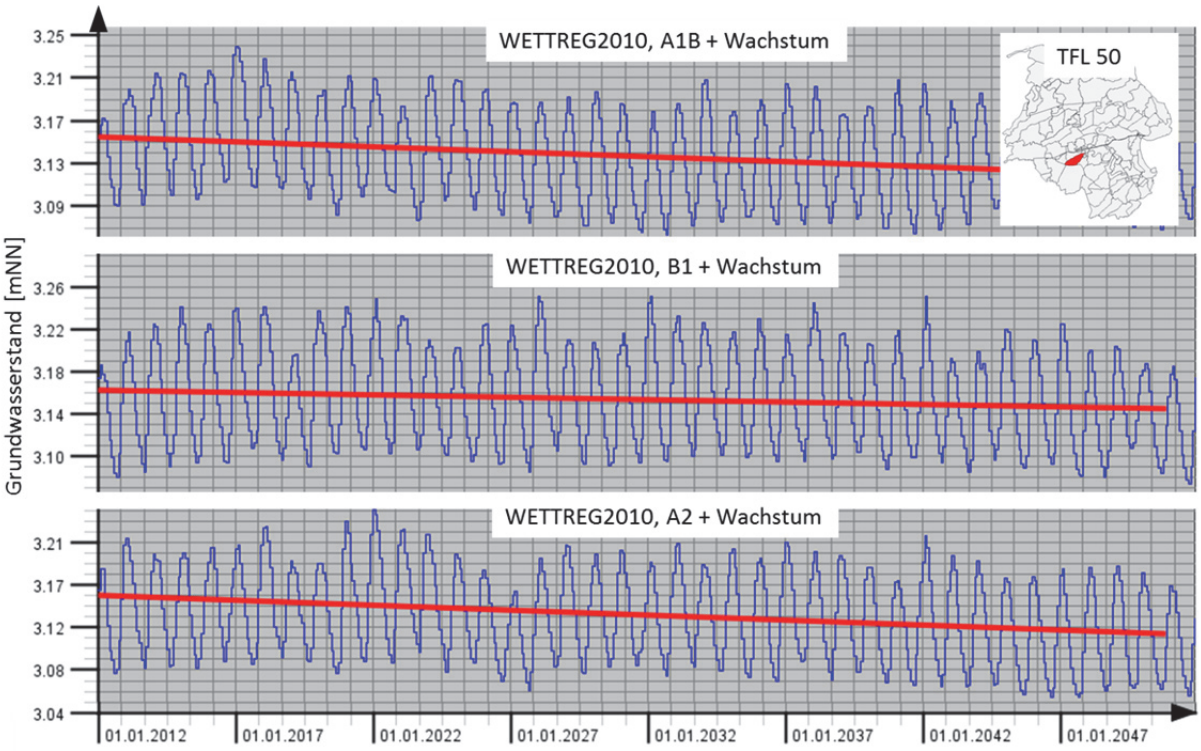


Abb. 7: Trend der Grundwasserstände für die Szenarien A1B, B1 und A2 (WETTREG2010; Mittelwert aus 10 Realisationen) in Kombination mit dem sozioökonomischen Szenario „Wachstum“ für den Zeitraum vom 01.01.2012 bis 31.12.2050 für die Geestteilfläche TFL 50.

7. Fazit und Ausblick

Die klimatischen Veränderungen basierend auf WETTREG2010 zeigen für das Modellgebiet den größten Einfluss, während die Förderszenarien für die Trinkwassergewinnung bis 2050 nur kleinräumige Effekte haben. Basierend auf WETTREG2010 verschiebt sich die Salz-Süßwassergrenze bis 2050 in Richtung der Geestbereiche. Allerdings zeigten schon die Kontrollläufe der Vergangenheit eine starke Verschiebung im Verhältnis zu Messwerten der Chloridkonzentration. Hier ist anzunehmen, dass die Randbedingungen für die kleinräumige Berechnung der Salz-Süßwassergrenze in der derzeitigen Anwendung nicht detailliert genug sind.

Die Datenverfügbarkeit war bezogen auf die Klima- und Niederschlagsstationen, als auch im Bereich der Grundwasserdaten in der Geest zufriedenstellend. Für die Plausibilisierung der Modelle sind jedoch z. B. die Abflüsse an allen Auslassbauwerken unbedingt erforderlich. Darauf aufbauend wäre die Berechnung von weiteren Ensembles der klimatischen Auswirkungen sinnvoll, was im Zuge eines Folgeprojektes anvisiert ist. Für die Ableitung von Anfangsbedingungen aus geophysikalischen Widerstandsdaten wäre eine höhere Anzahl von Chloridmessungen, besonders im Bereich der stark versalzten Marschgrundwasserleiter wünschenswert. So könnte durch Korrelation von Widerstandsdaten und Chloridkonzentrationen eine bessere Validierung durchgeführt werden. Weitere Daten des Entwässerungssystems für die detailliertere Definition der Modellrandbedingungen an den Oberflächengewässern wären sinnvoll.

Die Modellkombinationen aus geologischem Modell, der geophysikalischen Datenauswertung, dem Wasserhaushaltsmodell und dem Grundwassermodell haben sich als für die Fragestellung geeignet erwiesen. Es war möglich, alle von den lokalen Akteuren definierten Bewertungsgrößen zu berechnen und in das Planungsinstrumentarium zu implementieren. Mit der Modellkette berechnete Anpassungsstrategien können unmittelbar in das PIT implementiert werden. Das methodische Vorgehen mit Kombination von Beteiligungsprozessen, Modelltechnik, Szenariendefinition und PIT soll in weiteren Zielregionen Anwendung finden und für andere regionale Fragestellungen adaptiert werden. Die gewonnenen Projekterfahrungen zeigen die Komplexität des Wassersektors der Küstenregionen. Ohne derartige Ansätze ist eine zukünftige Entwicklung der Wasserversorgungssicherheit derzeit nicht möglich (Masterson et al. 2016; Werner et al. 2013).

Literatur

An, D., Xi, B., Ren, J., Wang, Y., Jia, X., He, C., Li, Z., 2017. Sustainability assessment of groundwater remediation technologies based on multi-criteria decision making method. In: Resources, Conservation and Recycling, S. 36–46. DOI: 10.1016/j.resconrec.2016.08.002.

Burschil, T., Scheer, W., Kirsch, R., Wiederhold, H., 2012. Compiling geophysical and geological information into a 3-D model of the glacially-affected island of Föhr, Hydrol. Earth Syst. Sci. 16 (10), 3485–3498. DOI: 10.5194/hess-16-3485-2012.

DWA, 2011. Entscheidungsunterstützungssysteme für die nachhaltige Flussgebietsbewirtschaftung. Hennef: Dt. Vereinigung für Wasserwirtschaft Abwasser u. Abfall (DWA-Themen, T 2).

Förster, K., 2013. Detaillierte Nachbildung von Schneeprozessen in der hydrologischen Modellierung. Diss. Technische Universität Braunschweig.

Gelleszun, M., Kreye, P., Meon, G., 2015. Lexikografische Kalibrierungsstrategie für eine effiziente Parameterschätzung in hochaufgelösten Niederschlag-Abfluss-Modellen. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung 59 (3), 84–95. DOI: 10.5675/HyWa_2015,3_1.

Hölscher, J. (Ed.), 2012. Globaler Klimawandel. Wasserwirtschaftliche Folgenabschätzung für das Binnenland, Abschlussbericht - Phase 1 + 2. Unter Mitarbeit von U. Petry, M. Bertram, M. Anhalt, S. Schmidtke, U. Haberlandt, H. Müller et al. Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz. 1. Aufl. Hildesheim: NLWKN (Oberirdische Gewässer, 33).

Kendall, M. G., 1975. Rank correlation methods, 4. Aufl., Griffin, London.

Kreye, P., 2015. Mesoskalige Bodenwasserhaushaltsmodellierung mit Nutzung von Grundwassermessungen und satellitenbasierten Bodenfeuchtedaten. Technische Universität Braunschweig.

Larue, J., Weyand, T., Mayer, K-M., 2016. Untersuchungen zum Transportverhalten von Schadstoffen in Süß-/Salzwassersystemen unter Berücksichtigung von Dichteunterschieden.

Lorenz, M., 2015. Entwicklung eines ökohydrologischen Modellsystems auf der Einzugsgebietsskala und Anwendung in den sommerfeuchten Tropen. Dissertation. Technische Universität Braunschweig.

LWI-HYWAG, IfW, 2015. PANTA RHEI Benutzerhandbuch. Programmdokumentation zur hydrologischen Modellsoftware (unveröff.). Abteilung HYWAG am Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig in Kooperation mit dem Institut für Wassermanagement IfW GmbH. Braunschweig.

Mann, H. B., 1945. Nonparametric Tests Against Trend. Econometrica 13 (3), 245. DOI: 10.2307/1907187.

Martonne, E. de, 1926. Une nouvelle fonction climatologique: L'indice d'aridité: PERSEE (La Météorologie 2).

Masterson, John P., Pope, Jason P., Fienen, Michael N., 2016. Assessment of groundwater availability in the Northern Atlantic Coastal Plain aquifer system from Long Island, New York, to North Carolina. Reston, Virginia: U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey (Professional paper / U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 1829). Online verfügbar unter https://pubs.er.usgs.gov/publication/pp1829.

Meon, G., Pätsch, M., van Phuoc, N., 2014. EWATEC-COAST. Technologies for environmental and water protection of coastal regions in Vietnam: contributions to 4th International Conference for Environment and Natural Resources ICENR. HYWAG-Schriftenreihe 1, 2014, 1. Aufl., Cuvillier, Göttingen.

Meyer, S., Riedel, G., Lichtenberg, T., Meon, G., Lange, S., 2013. Operationelle Hochwasservorhersage in Niedersachsen mit dem Wasserhaushaltsmodell Panta Rhei. Simulation hydrologischer Systeme - Wie nah kommen wir der Realität? Beiträge zum 3. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung am 17. und 18. September 2012 in Trier. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 59–66.

Sen, P.K., 1968. Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. Journal of the American Statistical Association 63 (324), 1379–1389. DOI: 10.1080/01621459.1968.10480934.

Werner, A.D., Bakker, M., Post, V.E.A., Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B. et al., 2013. Seawater intrusion processes, investigation and management: Recent advances and future challenges. Advances in Water Resources 51, 3–26. DOI: 10.1016/j.advwatres.2012.03.004.

Wiederhold, H., Elbracht, J., 2013. Salzwasserintrusion – Gefahr für unser Trinkwasser? GeoFokus Juni 2013 (52).

Autorenverzeichnis

Acame, Carlos Miguel, Institut für Landschaftswasserhaushalt, Leibniz-Zentrum für Agrarlandschaftsforschung, ZALF e.V., Eberswalder Str. 84, D-15374 Müncheberg

Achleitner, Stefan, Assoz.-Prof. DI Dr. techn., Arbeitsbereich Wasserbau, Institut für Infrastruktur, Universität Innsbruck, Technikerstraße 13, A-6020 Innsbruck, Österreich

Ackermann, Dieter, Dipl.-Geogr., Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer, Sachsenfeld 3-5, 20097 Hamburg, dieter.ackermann@lsbg.hamburg.de

Agarwal, Ankit, M.Sc., Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Telegrafenberg, 14473 Potsdam & Universität Potsdam, Karl-Liebknecht-Str. 24-25, 14476 Potsdam-Golm, aagarwal@uni-potsdam.de

Ahlhorn, Frank, Dr., Küste und Raum - Ahlhorn & Meyerdirks GbR, Katrepeler Landstr. 27, 28357 Bremen, frank.ahlhorn@kueste-und-raum.de

Barjenbruch, Ulrich, Dr. habil., Bundesanstalt für Gewässerkunde Am Mainzer Tor 1 56068 Koblenz barjenbruch@bafg.de

Bender, Jens, Dr.-Ing., Universität Siegen, Forschungsinstitut Wasser und Umwelt (fwu), Paul-Bonatz-Str. 9-11, 57076 Siegen, jens.bender@uni-siegen.de

Benisch, Jakob, M.Sc., Technische Universität Dresden, Bergstraße 66, 01069 Dresden, jakob.benisch@tu-dresden.de

Bhola, Punit Kumar, M.Sc., Lehrstuhls für Hydrologie und Flussgebietsmanagement, Technische Universität München, Arcisstrasse 21, 80333 München, Punit.bhola@tum.de

Blauhut, Veit, Dr., Professur für Umwelthydrosysteme, Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen, Universität Freiburg, Friedrichstraße 39, 79098 Freiburg i.Br., veit.blauhut@hydrology.uni-freiburg.de

Boessenkool, Berry, M.Sc., Universität Potsdam Karl-Liebknecht-Str. 24-25, 14476 Potsdam-Golm, boessenk@uni-potsdam.de

Bogena, Heye, Dr., Forschungszentrum Jülich GmbH, Leo Brandt Straße, 52425 Jülich, h.bogena@fz-juelich.de

Böhm, Mario, Dipl.-Hyd., HYDRON GmbH, Haid-und-Neu-Straße 7, D-76131 Karlsruhe, mario.boehm@hydron-gmbh.de

Bolch, Tobias, Dr., Institut für Kartografie, TU Dresden, Helmholtzstr. 10, 01069 Dresden; Geographisches Institut, Universität Zürich, Winterthurerstrasse 190, 8057 Zürich, Schweiz, tobias.bolch@geo.uzh.ch

Boose, Yvonne, Dr., Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK-IFU), Karlsruher Institut für Technologie, Kreuzeckbahnstraße 19, 82467 Garmisch-Partenkirchen

Bormann, Helge, apl. Prof. Dr., Jade Hochschule, Ofener Straße 16/19, 26121 Oldenburg, helge.bormann@jade-hs.de

Bronstert, Axel, Prof. Dr., Universität Potsdam, Karl-Liebknecht-Str. 24-25, 14476 Potsdam-Golm, axelbron@uni-potsdam.de

Burkard, Simon, M.Sc., HTW Berlin, Wilhelminenhofstraße 75A, 12459 Berlin, Simon.Burkard@HTW-Berlin.de

Caillet, Victoria, Institut für deutsches und europäisches Verwaltungsrecht, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Juristische Fakultät, Friedrich-Ebert-Anlage 6-10, 69117 Heidelberg, victoria.caillet@jurs.uni-heidelberg.de

Chwala, Christian, Dr., Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK-IFU), Karlsruher Institut für Technologie, Kreuzeckbahnstraße 19, 82467 Garmisch-Partenkirchen, christian.chwala@kit.edu

Comiti, Francesco, Dr., Freie Universität Bozen-Bolzano, Piazza Università 5, 39100 Bozen-Bolzano, Italien, Francesco.Comiti@unibz.it

Disse, Markus, Prof. Dr.-Ing., Technische Universität München, Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement, Arcisstraße 21, 80333 München, E-Mail: markus.disse@tum.de

Drüe, Clemens, Dr., Fachbereich VI, Abteilung Umweltmeteorologie**,** Universität Trier, Universitätsring 15, 54296 Trier, druee@uni-trier.de

Duethmann, Doris, Dr., Institut für Ingenieurhydrologie und Wasserressourcenmanagement, TU Wien, Karlsplatz 13/222, 1040 Wien, Österreich, duethmann@hydro.tuwien.ac.at

Eichendorff, Peter, M.Sc., LuFG Wasserwirtschaft und Wasserbau ,Institut für Grundbau, Abfall und Wasserwesen, Bergische Universität Wuppertal, Pauluskirchstraße 7, 42285 Wuppertal, eichendorff@uni-wuppertal.de

Eley, Malte, M.Sc., Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz am Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig, Beethovenstraße 51a, 38106 Braunschweig, m.eley@tu-braunschweig.de

Engel, Michael, Freie Universität Bozen-Bolzano, Piazza Università 5, 39100 Bozen-Bolzano, Italien, Michael.Engel@unibz.it

Esser, Birgit, Dr., Bundesanstalt für Gewässerkunde, Am Mainzer Tor 1,56068 Koblenz, Esser@bafg.de

Evers, Mariele, Prof. Dr., Geographisches Institut der Universität Bonn, Meckenheimer Allee166, 53115 Bonn, mariele.evers@uni-bonn.de

Farinotti, Daniel, Prof. Dr., Eidg. Forschungsanstalt WSL, Zürcherstrasse 111, 8903 Birmensdorf, Schweiz, daniel.farinotti@wsl.ch

Fersch, Benjamin, Dr., Karlsruhe Institute of Technology, Institute of Meteorology and Climate Research Atmospheric Environmental Research, Kreuzeckbahnstraße 19, 82467 Garmisch-Partenkirchen, E-Mail: benjamin.fersch@kit.edu

Fischer, Madlen, M.Sc., Freie Universität Berlin, Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10, 12165 Berlin, madlen.fischer@met.fu-berlin.de

Fohrer, Nicola, Prof. Dr., Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Institut für Natur- und Ressourcenschutz, Abteilung Hydrologie und Wasserwirtschaft, Olshausenstr. 75, 24118 Kiel, nfohrer@hydrology.uni-kiel.de

Förster, Kristian, Dr.-Ing., alpS – Centre for Climate Change Adaptation, Grabenweg 68, A-6020 Innsbruck; Universität Innsbruck, Institut für Geographie, Innrain 52f, A-6020 Innsbruck, Österreich, kristian.foerster@uibk.ac.at

Freudiger, Daphné, M.Sc., Universität Freiburg, Friedrichstraße 39, D-79098 Freiburg, daphne.freudiger@hydrology.uni-freiburg.de

Fuchs-Kittowski, Frank, Prof. Dr., HTW Berlin, Wilhelminenhofstraße 75A, 12459 Berlin, Frank.Fuchs-Kittowski@HTW-Berlin.de

Garvelmann, Jakob, Dr., Karlsruhe Institute of Technology, Institute of Meteorology and Climate Research Atmospheric Environmental Research, Kreuzeckbahnstraße 19, 82467 Garmisch-Partenkirchen, E-Mail: jakob.garvelmann@kit.edu

Gelleszun, Marlene, M.Sc., Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz, Leichtweiss-Institut für Wasserbau, Technische Universität Braunschweig, Beethovenstr. 51a, 38106 Braunschweig, M.Gelleszun@tu-bs.de

Gerlinger, Kai, Dr.-Ing., HYDRON GmbH, Haid-und-Neu-Straße 7, D-76131 Karlsruhe, kai.gerlinger@hydron-gmbh.de

Gönnert, Gabriele, Prof. Dr., Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer, Sachsenfeld 3-5, 20097 Hamburg, gabriele.goennert@lsbg.hamburg.de

Graf, Alexander, Dr., Forschungszentrum Jülich GmbH, Leo Brandt Straße, 52425 Jülich, a.graf@fz-juelich.de

Grummt, Sebastian, B.Sc., Technische Universität Dresden, Bergstraße 66, 01069 Dresden, sebastian.grummt@mailbox.tu-dresden.de

Güntner, Andreas, Prof. Dr., Sektion Hydrologie, Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, andreas.güntner@gfz-potsdam.de

Guse, Björn, Dr., Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Institut für Natur- und Ressourcenschutz, Abteilung Hydrologie und Wasserwirtschaft, Olshausenstr. 75, 24118 Kiel, bguse@hydrology.uni-kiel.de

Haferkorn, Ulrike, Dr., Staatliche Betriebsgesellschaft für Umwelt und Landwirtschaft, Kleinsteinberger Str. 13, 04821 Brandis, ulrike.haferkorn@smul.sachsen.de

Hanzer, Florian, M.A., alpS – Centre for Climate Change Adaptation, Grabenweg 68, A-6020 Innsbruck; Universität Innsbruck, Institut für Geographie, Innrain 52f, A-6020 Innsbruck, Österreich

Heistermann, Maik, PD Dr., Universität Potsdam, Karl-Liebknecht-Str. 24-25, 14476 Potsdam-Golm , heisterm@uni-potsdam.de

Helm, Björn, Dipl.-Ing., Dipl.-Hyd., Technische Universität Dresden, Bergstraße 66, 01069 Dresden, Björn.Helm@tu-dresden.de

Herber, Alina, B.Sc., Hydrologie, Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen, Universität Freiburg, Friedrichstraße 39, 79098 Freiburg, alina.herber@googlemail.com

Hesser, Fred, Dipl.-Geol., Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer, Sachsenfeld 3-5, 20097 Hamburg, fred.hesser@lsbg.hamburg.de

Hölscher, Andrea, Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg, Abt. Boden und Umwelt, Wonnhaldestr. 4, 79100 Freiburg, andrea.hoelscher@forst.bwl.de

Höpfner, Thomas, Staatliche Betriebsgesellschaft für Umwelt und Landwirtschaft, Bautzner Straße 67, 04347 Leipzig, thomas.hoepfner@smul.sachsen.de

Huisman, Johan A., Prof. Dr., Forschungszentrum Jülich GmbH, Leo Brandt Straße, 52425 Jülich, s.huisman@fz-juelich.de

Huttenlau, Matthias, Dr., alpS – Centre for Climate Change Adaptation, Grabenweg 68, A-6020 Innsbruck, Österreich

Ihling, Heiko, Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, August-Böckstiegel-Straße 1, 01326 Dresden, Heilo.Ihling@smul.sachsen.de

Jiang, Tong, Prof. Dr., National Climate Centre, China Meteorological Administration, Qi Xiang Ke Ji Da Lou 827, 46, Zhongguancun Nandajie, Haidian, Beijing 100 081, People's Republic of China; Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing, People's Republic of China; jiang.t@niglas.ac.cn

Kahl, Michaela, M.Sc., Hochschule Koblenz, Fachbereich Bauwesen, Konrad-Zuse-Str. 1, 56075 Koblenz, mikahl@hs-koblenz.de

Kebschull, Jenny, M.Sc., Jade Hochschule, Ofener Straße 16/19, 26121 Oldenburg, jenny.kebschull@jade-hs.de

Keis, Felix, Dr., Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK-IFU), Karlsruher Institut für Technologie, Kreuzeckbahnstraße 19, 82467 Garmisch-Partenkirchen

Kiesel, Jens, Dr., Leibniz-Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei (IGB), Abteilung Ökosystemforschung, Justus-von-Liebig-Str. 7, 12489 Berlin, kiesel@igb-berlin.de

Klehr, Wolfgang, M.Sc., Universität Rostock, Satower Str 48, 18059 Rostock, Wolfgang.Klehr@uni-rostock.de

Klöcking, Beate, Dr., Büro für Angewandte Hydrologie, Murnauer Str. 102a, 81379 München, kloecking@bah-muenchen.de

Koch, Christian, M.Sc., Technische Universität Dresden, Bergstraße 66, 01069 Dresden, Christian.Koch@tu-dresden.de

Köck, Florian, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Hans-Högn-Str. 12, 95030 Hof, Florian.Koeck@lfu.bayern.de

Koelbing, Merle, M.Sc., Hydrologie, Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen, Universität Freiburg, Friedrichstraße 39, 79098 Freiburg, merle.koelbing@hydrology.uni-freiburg.de

Kohn, Irene, Dipl.-Hyd., Universität Freiburg, Friedrichstraße 39, D-79098 Freiburg, irene.kohn@hydrology.uni-freiburg.de

Köhn-Reich, Lisei, M.Sc., Universität Potsdam Karl-Liebknecht-Str. 24-25, lkoehn@uni-potsdam.de

Konnerth, Iris, M.Sc., Technische Universität München, Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement, Arcisstraße 21, 80333 München, E-Mail: iris.konnerth@mytum.de

Kopp, Matthias, Dipl.-Ing., Technische Universität München, Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement, Arcisstraße 21, 80333 München, E-Mail: matthias.kopp@tum.de

Krebs, Peter, Prof. Dr., Technische Universität Dresden, Bergstraße 66, 01069 Dresden, Peter.Krebs@tu-dresden.de

Kreye, Phillip, Dr.-Ing., Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz, Leichtweiss-Institut für Wasserbau, Technische Universität Braunschweig, Beethovenstr. 51a, 38106 Braunschweig, P.Kreye@tu-bs.de

Kriegel, David, Dipl.-Hyd., Ingenieurbüro für Grundwasser GmbH, d.kriegel@ibgw-leipzig.de

Kron, Wolfgang, Dr.-Ing. Geo Risks Research Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft AG Königinstrasse 107 80791 München wkron@munichre.com

Krüger, Marc, Dipl.-Ing., M.Sc., Emschergenossenschaft und Lippeverband, Kronprinzenstr. 24, 45128 Essen, krueger.marc@eglv.de

Kuhn, Karin, Dipl.-Hyd., Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Zur Wetterwarte 11, 01109 Dresden, Karin.Kuhn@smul.sachsen.de

Kunstmann, Harald, Prof. Dr., Karlsruhe Institute of Technology, Institute of Meteorology and Climate Research Atmospheric Environmental Research, Kreuzeckbahnstraße 19, 82467 Garmisch-Partenkirchen, E-Mail: harald.kunstmann@kit.edu

Lange, Jens, apl. Prof. Dr., Hydrologie, Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen, Universität Freiburg, Friedrichstraße 39, 79098 Freiburg, jens.lange@hydrology.uni-freiburg.de

Langstädtler, Gerhard, Dipl.-Ing., aqua_plan Ingenieurgesellschaft für Problemlösungen in Hydrologie und Umweltschutz mbH, Amyastr. 126, 52066 Aachen, E-Mail: gl@aquaplan.de

Leandro, Jorge, Dr., Technische Universität München, Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement, Arcisstraße 21, 80333 München, E-Mail: jorge.leandro@tum.de

Lischeid, Gunnar, Prof. Dr., Institut für Landschaftswasserhaushalt, Leibniz-Zentrum für Agrarlandschaftsforschung, ZALF e.V., Eberswalder Str. 84, D-15374 Müncheberg, lischeid@zalf.de

Lorza, Paula, MSc., Wupperverband, Untere Lichtenplatzer Straße 100, 42289 Wuppertal, pla@wupperverband.de

MacLachlan, Craig, Dr., Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter, Devon, EX1 3PB, Vereinigtes Königreich

Menz, Christoph, Dr., Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, menz@pik-potsdam.de

Meon, Günter, Prof. Dr.-Ing., Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz, Leichtweiss-Institut für Wasserbau, Technische Universität Braunschweig, Beethovenstr. 51a, 38106 Braunschweig, G.Meon@tu-bs.de

Merz, Bruno, Prof. Dr., Sektion Hydrologie, Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, bruno.merz@gfz-potsdam.de

Moran, Thomas, M.Sc., Freie Universität Berlin, Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10, 12165 Berlin, thomas.moran@met.fu-berlin.de

Mudersbach, Christoph, Prof. Dr.-Ing., Hochschule Bochum, Lehrgebiet Wasserwesen, Lennershofstr. 140, 44801 Bochum, christoph.mudersbach@hs-bochum.de

Müller, Ruben, Dr., Büro für Angewandte Hydrologie, Köberlesteig 6, 13156 Berlin, ruben.mueller@bah-berlin.de

Netzel, Fabian, M.Sc., Hochschule Bochum, Lehrgebiet Wasserwesen, Lennershofstr. 140, 44801 Bochum, fabian.netzel@hs-bochum.de

Penna, Daniele, Universität Florenz, via San Bonaventura 13, 50145 Florenz, Italien, daniele.penna@unifi.it

Pfannerstill, Matthias, Dr., Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Institut für Natur- und Ressourcenschutz, Abteilung Hydrologie und Wasserwirtschaft, Olshausenstr. 75, 24118 Kiel, mpfannerstill@hydrology.uni-kiel.de

Pfister, Angela, Dipl.-Geogr., Emschergenossenschaft und Lippeverband, Kronprinzenstr. 24, 45128 Essen, pfister.angela@eglv.de

Pfützner, Bernd, Dr., Büro für Angewandte Hydrologie, Köberlesteig 6, 13156 Berlin, bernd.pfuetzner@bah-berlin.de

Pieczonka, Tino, Dipl.-Ing., Institut für Kartografie, TU Dresden, Helmholtzstr. 10, 01069 Dresden, tino.pieczonka@tu-dresden.de

Pötschke, Constanze, Staatliche Betriebsgesellschaft für Umwelt und Landwirtschaft, Bautzner Straße 67, 04347 Leipzig, thomas.hoepfner@smul.sachsen.de

Priesack, Eckart, Prof. Dr., Helmholtz Zentrum München, Deutsches Forschungszentrum für Gesundheit und Umwelt (GmbH), Ingolstädter Landstr. 1, 85764 Neuherberg, priesack@helmholtz-muenchen.de

Puhlmann, Heike, Dr., Forstliche Versuchs- und Forschungsanstalt Baden-Württemberg, Abt. Boden und Umwelt, Wonnhaldestr. 4, 79100 Freiburg, heike.puhlmann@forst.bwl.de

Pütz, Thomas, Dr., Forschungszentrum Jülich GmbH, Leo Brandt Straße, 52425 Jülich, t.puetz@fz-juelich.de

Regenauer, Julianna, M.Sc., Universität Freiburg, Körnerstr. 6, 76135 Karlsruhe, j.regenauer@web.de

Reggiani, Paolo, Prof. Ph.D., Universität Siegen, Paul Bonatz Straße 9-11, 57068 Siegen, paolo.reggiani@uni-siegen.de

Rieger, Wolfgang, Dr.-Ing., Technische Universität München, Lehrstuhl für Hydrologie und Flussgebietsmanagement, Arcisstraße 21, 80333 München, E-Mail: wolfgang.rieger@tum.de

Scaife, Adam A., Prof., Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter, Devon, EX1 3PB, Vereinigtes Königreich

Schaal, Peter, Dr., Universität Oldenburg, Ammerländer Heerstr. 114-118, 26129 Oldenburg, peter.schaal@uni-oldenburg.de

Schaffitel, Axel, Dipl.-Geoökol., Hydrologie, Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen, Universität Freiburg, Friedrichstraße 39, 79098 Freiburg, axel.schaffitel@hydrology.uni-freiburg.de

Scheibel, Marc, Dipl.-Ing., Untere Lichtenplatzer Straße 100, 42289 Wuppertal, schei@wupperverband.de

Schöber, Johannes, Dr., TIWAG-Tiroler Wasserkraft AG, Abteilung Wasserkraftplanung, Eduard-Wallnöfer-Platz 2, A-6020 Innsbruck, Österreich

Schöniger, Hans Matthias, Prof. Dr .rer. nat., Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz am Leichtweiß-Institut für Wasserbau der TU Braunschweig, Beethovenstraße 51a, 38106 Braunschweig, m.schoeniger@tu-braunschweig.de

Schrempp, Stephen, Dipl.-Hyd., GIT HydroS Consult GmbH, Bertoldstraße 61, 79098 Freiburg, stephen.schrempp@hydrosconsult.de Regenauer, Julianna, Universität Freiburg, Körnerstr. 6, 76135 Karlsruhe, j.regenauer@web.de

Schütz, Tobias, Dr., Hydrologie, Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen, Universität Freiburg, Friedrichstraße 39, 79098 Freiburg, tobias.schuetz@hydrology.uni-freiburg.de

Seibert, Jan, Prof. Dr., Universität Zürich, Winterthurerstraße 190, CH-8057 Zürich, jan.seibert@geo.uzh.ch

Six, Achim, Dipl.-Hyd., Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Zur Wetterwarte 11, 01109 Dresden, Achim.Six@smul.sachsen.de

Smiatek, Gerhard, Dr., Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK-IFU), Karlsruher Institut für Technologie, Kreuzeckbahnstraße 19, 82467 Garmisch-Partenkirchen

Spiekermann, Jan, Dipl.-Ing., Universität Oldenburg, Ammerländer Heerstr. 114-118, 26129 Oldenburg, jan.spiekermann@uni-oldenburg.de

Stahl, Kerstin, Prof. Dr., Professur für Umwelthydrosysteme, Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen, Universität Freiburg, Friedrichstraße 39, 79098 Freiburg i.Br., kerstin.stahl@hydrology.uni-freiburg.de

Stoll, Elena, M.Sc., alpS – Centre for Climate Change Adaptation, Grabenweg 68, A-6020 Innsbruck, Österreich

Stölzle, Michael, Dr., Professur für Umwelthydrosysteme, Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen, Universität Freiburg, Friedrichstraße 39, 79098 Freiburg i.Br., michael.stoelzle@hydrology.uni-freiburg.de

Strasser, Ulrich, Prof. Dr., Institut für Geographie, Universität Innsbruck, Innrain 52f, A-6020 Innsbruck, Österreich

Strauch, Michael, Dr., Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung GmbH – UFZ, Department Landschaftsökologie, Permoserstraße 15, 04318 Leipzig, michael.strauch@ufz.de

Su, Buda, Dr., National Climate Centre, China Meteorological Administration, Beijing, China; Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing, China; Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Science, Urumqi, China; subd@cma.gov.cn

Tirler, Werner, Eco-Research srl, via Negrelli 13, 39100 Bozen-Bolzano, Italien, W.Tirler@eco-research.it

Tränckner, Jens, Prof. Dr., Universität Rostock, Satower Str 48, 18059 Rostock, Jens.Traenckner@uni-rostock.de

Vereecken, Harry, Prof. Dr., Forschungszentrum Jülich GmbH, Leo Brandt Straße, 52425 Jülich, h.vereecken@fz-juelich.de

Volk, Martin, Prof. Dr., Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung GmbH – UFZ, Department Landschaftsökologie, Permoserstraße 15, 04318 Leipzig, martin.volk@ufz.de

Vorogushyn, Sergiy, Dr., Sektion Hydrologie, Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, sergiy.vorogushyn@gfz-potsdam.de

Weber, Steffen, Dipl.-Ing., Technische Universität Dresden, Bergstraße 66, 01069 Dresden, steffen.weber2@tu-dresden.de

Weiler, Markus, Prof. Dr., Hydrologie, Fakultät für Umwelt und Natürliche Ressourcen, Universität Freiburg, Friedrichstraße 39, 79098 Freiburg, markus.weiler@hydrology.uni-freiburg.de

Weingartner, Rolf, Prof. Dr., Oeschger-Zentrum für Klimaforschung, Geographisches Institut, Universität Bern, Hallerstr. 12, CH-3012 Bern, rolf.weingartner@giub.unibe.ch

Wendi, Dadiyorto, M.Sc., M.Eng., Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Telegrafenberg, 14473 Potsdam & Universität Potsdam, Karl-Liebknecht-Str. 24-25, 14476 Potsdam-Golm, wendi@uni-potsdam.de

Westphal, Heiko, Dr., Landesbetrieb Straßen, Brücken und Gewässer, Sachsenfeld 3-5, 20097 Hamburg, heiko.westphal@lsbg.hamburg.de

Wiek, Stefanie, Dipl.-Hyd., Technische Universität Dresden, Bergstraße 66, 01069 Dresden, Stefanie.Wiek@tu-dresden.de

Wiekenkamp, Inge, Forschungszentrum Jülich GmbH, Leo Brandt Straße, 52425 Jülich, i.wiekenkamp@fz-juelich.de

Schriftenreihe Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung

Bisher erschienene Hefte

Heft 01.02 Wechselwirkungen zwischen Grundwasserleitern und Oberflächengewässern
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2002 am 20./21.März 2002 in Suderburg
Herausgeber: Hartmut Wittenberg und Matthias Schöniger
210 Seiten, 63 Abbildungen, Format A4
ISBN: 3-936514-22-4 vergriffen

Heft 02.02 Hochwassermanagement – Gefährdungspotenziale und Risiko der Flächennutzung
Beiträge zum Seminar am 7./8. November 2002 in Koblenz
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Günter Meon
201 Seiten, 43 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-936514-26-7 vergriffen
Aktualisierte Neuauflage erschienen als Heft 02.03
Beiträge zum Seminar am 12./13. Juni 2003 in Weimar
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Günter Meon
200 Seiten, 65 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-924063-58-3 vergriffen

Heft 03.03 Numerische Simulationsmodelle für Fließgewässer
Beiträge zum Seminar am 12./13. Mai 2003 in Stein bei Nürnberg
Herausgeber: Siegfried Bloß und Hans-B. Kleeberg
185 Seiten, 32 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-924063-57-5 vergriffen
Aktualisierte Neuauflage erscheinen als Heft 03.05
Beiträge zum Seminar am 15. März 2005 in Dortmund
Herausgeber: Siegfried Bloß und Hans-B. Kleeberg
185 Seiten, 65 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-924063-57-5 vergriffen

Heft 04.03 Klima – Wasser – Flussgebietsmanagement – im Lichte der Flut
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2003 am 20./21. März 2003 in Freiburg i.Br.
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg
Band1 Vorträge, 270 Seiten, 144 Abbildungen, Format A4
Band 2 Poster, 194 Seiten 105 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-924063-59-1 vergriffen

Heft 05.04 Wasser- und Stofftransport in heterogenen Einzugsgebieten
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2004 am 22./23. März 2004 in Potsdam
Herausgeber: Axel Bronstert, Annegret Thieken, Bruno Merz,
Michael Rode, Lucas Menzel
Band1 Vorträge, 221 Seiten, 88 Abbildungen, Format A4
Band 2 Poster, 315 Seiten, 144 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-937758-18-6 beide Bände zusammen 45 EUR

Heft 06.04 Hochwassermanagement – Gefährdungspotenziale und Risiko der Flächennutzung
Neuauflage
Beiträge zum Seminar am 17./18. Juni 2004 in Münster
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Günter Meon
172 Seiten, 61 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-937758-19-4 vergriffen

Heft 07.04	Niedrigwassermanagement Beiträge zum Seminar am 11./12.November 2004 in Koblenz Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Gero Koehler 172 Seiten, 82 Abbildungen, Format A4 ISBN 3-937758-47-X	vergriffen
Heft 08.05	Hochwasser-Gefahrenkarten Teil 1: Erarbeitung und Nutzung von Hochwassergefahrenkarten Beiträge zum Erfahrungsaustausch am 24. November 2004 in Erfurt Teil 2: Zonierungssystem und Risikomodellierung in der Versicherungswirtschaft Herausgeber: Hans-B. Kleeberg 140 Seiten, 34 Abbildungen, Format A4 ISBN 3-937758-48-8	vergriffen
Heft 03.05	Numerische Simulationsmodelle für Fließgewässer Beiträge zum Seminar am 15. März 2005 in Dortmund Aktualisierte Neuauflage von Heft 03.03 Herausgeber: Siegfried Bloß und Hans-B. Kleeberg 185 Seiten, 65 Abbildungen, Format A4 ISBN 3-924063-57-5	vergriffen
Heft 09.05	Niederschlag – Input für hydrologische Berechnungen Beiträge zum Seminar am 12./13. April 2005 in Koblenz Herausgeber: Hans-B. Kleeberg 159 Seiten, 44 Abbildungen, Format A4 ISBN 3-937758-67-4	vergriffen
Heft 10.05	Entscheidungsunterstützung in der Wasserwirtschaft – von der Theorie zum Anwendungsfall Beiträge zum Tag der Hydrologie 2005 am 22./23. März 2005 in Aachen Herausgeber: Heribert Nacken, Sabine Bartusseck, Hani Sewilam 314 Seiten, 131 Abbildungen, 25 Tabellen, Format A4 ISBN 3-937758-68-2	42 EUR, CD 29 EUR
Heft 11.05	Hochwasser – Vorsorge und Schutzkonzepte Beiträge zum Seminar am 2./3.Juni 2005 in Braunschweig Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Günter Meon 200 Seiten, 75 Abbildungen, Format A4 ISBN 3-937758-80-1	38 EUR, CD 29 EUR
Heft 12.05	Akustische Doppler Geräte (ADCPs) in der Hydrometrie: Möglichkeiten und Perspektiven einer innovativen Technik Beiträge zum Seminar am 28./29. September 2005 in Koblenz Herausgeber: Matthias Adler und Hans-B. Kleeberg 172 Seiten, 120 Abbildungen, 8 Tabellen, Format A4 ISBN 3-937758-90-9	38 EUR, CD 29 EUR
Heft 13.05	Abflussbildung – Prozessbeschreibung und Fallbeispiele Herausgeber: Axel Bronstert Monographie, 2005 148 Seiten, 81 Abbildungen, 12 Tabellen, Format A4 ISBN 3-937758-91-7	38 EUR, CD 29 EUR

Heft 14.06 Niederschlag – Input für hydrologische Berechnungen
Aktualisierte Neuauflage
Beiträge zum Seminar am 12./13. April 2005 in Koblenz
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg
205 Seiten, Format A4
ISBN-10: 3-939057-30-4
ISBN-13: 978-3-939057-30-7 38 EUR, CD 29 EUR

Heft 15.06 Risikomanagement extremer hydrologischer Ereignisse
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2006 am 22./23. März 2006
an der Universität der Bundeswehr München
Herausgeber: Markus Disse, Karin Guckenberger, Sabine Pakosch,
Alpaslan Yörük, Astrid Zimmermann
Band 1 Vorträge 1, 278 Seiten
Band 2 Vorträge 2, 338 Seiten beide Vortragsbände zusammen 50 EUR
Band 3 Poster, 280 Seiten Posterband zusätzlich/alleine 15 EUR
ISBN-10: 3 939057-31-2
ISBN-13: 978-3-939057-31-4

Heft 16.06 Niederschlag-Abfluss-Modellierung
Beiträge zum Workshop am 10./11. April 2006 in Trier
Herausgeber: Markus Casper und Marcus Herbst
195 Seiten, Format A4
ISBN-10: 3-939057-55-X
ISBN-13: 978-3-939057-55-0 45 EUR, CD 29 EUR

Heft 17.06 Dezentraler Hochwasserschutz
Beiträge zum Seminar am 16./17. Oktober 2006 in Koblenz
Herausgeber: Klaus Röttcher, Gero Koehler, Hans-B. Kleeberg
188 Seiten, Format A4
ISBN-10: 3-939057-56-8
ISBN-13: 978-3-939057-56-7 45 EUR, CD 29 EUR

Heft 18.06 Hochwasser – Vorsorge und Schutzkonzepte
Beiträge zum Seminar am 6./7. November 2006 in Stein bei Nürnberg
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg, Heribert Nacken
232 Seiten, Format A4
ISBN-10: 3-939057-57-6 45 EUR, CD 29 EUR
ISBN-13: 978-3-939057-57-4

Heft 19.07 Dezentraler Hochwasserschutz
Beiträge zum Seminar am 4./5. Juni 2007 in Leipzig
Herausgeber: Klaus Röttcher, Gero Koehler, Hans-B. Kleeberg
196 Seiten, Format A4
ISBN-13: 978-3-940173-03-4 48 EUR, CD 29 EUR

Heft 20.07 Einfluss von Bewirtschaftung und Klima auf Wasser- und Stoffhaushalt von Gewässern
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2007 am 22./23. März 2007
an der Universität Rostock
Herausgeber: Konrad Miegel, Ellen-RoseTrübger, Hans-B. Kleeberg
Band 1 Vorträge, 276 Seiten
Band 2 Poster, 17 Seiten beide Bände zusammen 60 EUR, , CD 29 EUR
ISBN: 978-3-940173-04-1

Heft 21.07 Verdunstung
Beiträge zum Seminar am 10./11. Oktober 2007 in Potsdam
Herausgeber: Konrad Miegel, Hans-B. Kleeberg
252 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-940173-05-8 48 EUR, CD 29 EUR

Heft 22.07 EU-Hochwasserrichtlinie
Wohin geht die Reise beim Europäischen Hochwasserschutz
Beiträge zum Seminar am 19./10. November 2007 in Koblenz
Herausgeber: Heribert Nacken
126 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-940173-44-7 48 EUR, CD 29 EUR

Heft 23.08 Hochwasser, Wassermangel, Gewässerverschmutzung
– Problemlösung mit modernen hydrologischen Methoden
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2008 am 27./28. März 2008
an der Leibniz Universität Hannover
Herausgeber: Uwe Haberlandt, Bernd Riemeier,
Max Billib, Hans-Reinhhard Verworn, Hans-B. Kleeberg
300 Seiten, Format A4, mit Poster-CD 48 EUR, CD 29 EUR
ISBN: 978-3-940173-96-6

Heft 24.08 Klimawandel – Was kann die Wasserwirtschaft tun?
Beiträge zum Symposium am 24./25 Juni 2008 in Nürnberg
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg
256 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-940173-97-3 48 EUR, CD 29 EUR

Heft 25.09 EU-Hochwasserrichtlinie
In drei Schritten zur Umsetzung
Beiträge zum Seminar am 19. Februar 2009 in Magdeburg
Herausgeber: Heribert Nacken
126 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-941089-53-2 48 EUR, CD 29 EUR

Heft 26.09 Hydrologische Systeme im Wandel
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2009 am 26./27. März 2009
an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Herausgeber: Nicola Fohrer, Britta Schmalz,
Georg Hörmann, Katrin Bieger
196 Seiten, Format A4 48 EUR, CD 29 EUR
ISBN: 978-3-941089-54-9

Heft 27.10 Auen und Hochwasser
Beiträge zum Internationalen Symposium am 10./11. Februar 2010
in Ingolstadt
Herausgeber: Bernd Cyffka, Hans-B. Kleeberg
226 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-941897-08-3 50 EUR, CD 29 EUR

Heft 28.10 Abflüsse aus extremen Niederschlägen
Beiträge zum 2. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung
am 14./15. September 2009 in Trier
Herausgeber: Markus Casper, Oliver Gronz
245 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-941897-22-9 50 EUR, CD 29 EUR

Heft 29.10 Nachhaltige Wasserwirtschaft durch Integration von
Hydrologie, Hydraulik, Gewässerschutz und Ökonomie
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2010 am 25./26. März 2010
an der Technischen Universität Braunschweig
Herausgeber: Günter Meon
283Seiten, Format A4, mit Poster-CD
ISBN: 978-3-941897-49-6 50 EUR, CD 29 EUR

Heft 30.11 Hydrologie & Wasserwirtschaft - von der Theorie zur Praxis
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2011 am 24./25. März 2011
an der Technischen Universität Wien
Herausgeber: Günter Blöschl, Ralf Merz
394 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-941897-79-3 50 EUR, CD 29 EUR

Heft 31.12 Wasser ohne Grenzen
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2012 am 22./23. März 2012
an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg
Herausgeber: Markus Weiler
413 Seiten, Format A4, mit Poster-CD
ISBN: 978-3-942964-38-8 50 EUR, CD 29 EUR

Heft 32.13 Wasserressourcen im globalen Wandel: Hydrologische Grundlagen -
von der Messung zur Anwendung
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2013 am 4.-6. April 2013
an der Universität Bern
Herausgeber: Rolf Weingartner, Bruno Schädler
199 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-942964-89-0 50 EUR, CD 29 EUR

Heft 33.13 Simulation hydrologischer Systeme – Wie nah kommen wir der Realität?
Beiträge zum 3. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung am 17./18.
September 2012 in Trier
Herausgeber: Markus Casper, Oliver Gronz
212 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-944328-02-7 50 EUR, CD 29 EUR

Heft 34.14 Wasser - Landschaft - Mensch in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft
Beiträge zum Tag der Hydrologie am 20./21. März 2014 an der Katholischen Universität Eichstätt-Ingolstadt
Herausgeber: Bernd Cyffka
274 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-944328-61-4 50 EUR, CD 29 EUR

Heft 35.15 Aktuelle Herausforderungen im Flussgebiets- und Hochwassermanagement
Prozesse | Methoden | Konzepte
Beiträge zum Tag der Hydrologie am 19./20. März 2015 an der Universität Bonn
Herausgeber: Mariele Evers, Bernd Diekkrüger
389 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-88721-229-2
DOI: 10.14617/for.hydrol.wasbew.35.15

Heft 36.16 Räumliche Heterogenität - Erkennen, Abbilden, Validieren oder Ignorieren?
Beiträge zum 4. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung am 5. und 6. Oktober 2015 in Trier
Herausgeber: Markus Casper, Oliver Gronz
144 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-88721-341-1
DOI: 10.14617/for.hydrol.wasbew.36.16

Heft 37.16 Wasserressourcen – Wissen in Flussgebieten vernetzen
Beiträge zum Tag der Hydrologie am 17./18. März 2016 in Koblenz, ausgerichtet von der Hochschule Koblenz und der Bundesanstalt für Gewässerkunde
Herausgeber: Gabriele Wernecke, Anna-Dorothea Ebner von Eschenbach, Yvonne Strunck, Lothar Kirschbauer, André Müller
444 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-88721-342-8
DOI: 10.14617/for.hydrol.wasbew.37.16

Heft 38.17 Den Wandel messen – Wie gehen wir mit Nichtstationarität in der Hydrologie um?
Beiträge zum Tag der Hydrologie am 23./24. März 2017 an der Universität Trier
Herausgeber: Markus Casper, Oliver Gronz, Rita Ley, Tobias Schütz
372 Seiten, Format A4
ISBN: 978-3-88721-475-3
DOI: 10.14617/for.hydrol.wasbew.38.17

Mitglieder der Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften erhalten auf den Preis einen Nachlass von 20 %

Ab 2015 erschienene Hefte sind unter http://www.fghw.de verfügbar.