

PIK Report

No. 88

ABFLUßENTWICKLUNG
IN TEILEINZUGSGEBIETEN DES RHEINS
SIMULATIONEN FÜR DEN IST-ZUSTAND
UND FÜR KLIMASZENARIEN

Daniel Schwandt



POTSDAM INSTITUTE
FOR
CLIMATE IMPACT RESEARCH (PIK)

Eingereicht als Dissertation
an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam im Dezember 2003

Autor:

Dr. Daniel Schwandt
Institut für Geoökologie, Universität Potsdam
E-mail: schwandt@rz.uni-potsdam.de

Ansprechpartner:

Dr. Lucas Menzel
Abt. Globaler Wandel und Natürliche Systeme
Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V.
PF 60 12 03, D-14412 Potsdam
Tel.: +49-331-288-2673
Fax: +49-331-288-2695
E-mail: Lucas.Menzel@pik-potsdam.de

Herausgeber:

Dr. F.-W. Gerstengarbe

Technische Ausführung:

U. Werner

POTSDAM-INSTITUT
FÜR KLIMAFOLGENFORSCHUNG
Telegrafenberg
Postfach 60 12 03, 14412 Potsdam
GERMANY
Tel.: +49 (331) 288-2500
Fax: +49 (331) 288-2600
E-mail-Adresse:pik@pik-potsdam.de

Summary

This report "Development of runoff in subcatchments of the River Rhine - simulations of the current state and for climate change scenarios" investigates the impacts of possible future climate changes on runoff and runoff regime in selected subcatchments of the River Rhine. The regional climate in the selected subcatchments Mosel (up to gauge Cochem), Sieg (gauge Menden 1) and Main (gauge Kemmern) is affected by the middle mountain ranges.

In a first step, important model processes are parameterized according to catchment characteristics. A representation of the regional hydrology is then produced by using the hydrological model HBV-D. Based on time series of daily measurements (temperature, precipitation) at stations within the catchment, this representation can be used to realistically simulate time series of runoff and discharge.

In all examined areas, the quality of simulations of the calibration and validation periods for the current state (standard period of measurements 01/01/1961-12/31/1999) can be regarded as good to excellent.

To aid the catchment-specific, extensive and time-consuming data processing, a working environment for the hydrological model HBV-D has been developed. It is based on program extensions of the geographical information system ArcView and further programs. The working environment HBV-Params contains a graphical interface that gives both experienced hydrologists and students full control and enables them to flexibly derive parameter values and edit parameter and control files. In contrast to previous versions with only rudimentary working environments,

HBV-D can therefore be utilized for research as well as for educational purposes.

In a second step, the current states of areal precipitation, areal temperature and simulated mean discharge (MQ) are compared to the corresponding states for two scenarios of future climate changes (100 years later, 2061-2099). These scenarios are based on simulated global circulations of one model run for each of two global circulation models (GCM). These global circulations are regionalized (downscaled) using a statistical approach into scenario time series of daily values (temperature, precipitation - input for the hydrological model) at control stations within the individual catchments.

For the second half of the 21st century, both regionalized climate change scenarios indicate increases in the mean annual areal temperature and mean annual sum of precipitation, along with a high variability of the latter. The seasonal (monthly) changes in temperature, precipitation and mean discharge between scenario state (2061-2099) and current state indicate increases in temperature (higher in summer than in winter) as well as a general increase in precipitation sums (strong fluctuations between individual months). In the hydrological simulations for all investigated catchments, this results in considerably higher mean discharges from November to March and small increases in mean discharge for the other months. The magnitude of the increases in discharge depends on the individual climate change scenario, one showing higher increases than the other during the summer half-year and vice versa for the winter half-year. The main reason for the simulated strong increase in mean discharge du-

Summary

ring winter half-year is, in spite of higher temperatures, the still relatively low evapotranspiration which allows higher precipitation to be directly transformed into higher discharges.

The comparison of the investigated catchments shows decreasing amounts of changes in the sum of precipitation from West to East in individual months. This may indicate the importance of continentality under changed climatic conditions in Southwest Germany.

For the modification of measured time series (temperature, precipitation), which can be easily converted as synthetic scenarios into simulated hydrological results, amounts of change are derived from regionalized (downscaled) climate change scenarios. The derivation of synthetic scenarios directly from GCM output at individual GCM gridpoints yielded unsatisfactory results.

Only the future itself can show whether the timing and amount of changes in temperature and precipitation used in (synthetic) climate change scenarios come close to reality. An assessment of possible developments in runoff regime and specifically mean discharge under possible changed climatic conditions in the investigated catchments is already feasible today.

Simulations based on scenarios are one way to establish unknown future boundary conditions for the estimation of regional impacts of possible changes of the climate system. Nevertheless, all types of modeling and simulation of natural systems are linked with uncertainties. Rather large uncertainties persist regarding the future develop-

ment of the socio-economic system and the complexity of the climate system and earth system. Furthermore, besides data uncertainties associated with the measurement of hydro-meteorological values, uncertainties associated with individual components of the model chain emission scenarios/gas cycle model - GCM/regionalization - hydrological model, which form a cascade of uncertainty, have a great influence on the trustworthiness of the simulation results (which are understood as *one* shown value within a range of results).

In the young field of climate impact research the use of

- robust hydrological models that adequately describe temperature-dependent processes,
- long time series (at least 30 years long) of measurements,
- concurrent comparisons of climate change scenarios, based on different GCMs (and, if possible, different emission scenarios)

should be considered for reasons of scientific thoroughness and to improve comparability of regional impact studies.

Vorwort

Bevor es nun streng wissenschaftlich zugeht, möchte ich die Gelegenheit nutzen und mich bei allen bedanken, die den Werdegang dieser Arbeit unterstützt und gefördert haben.

Als Hauptsponsoren sind das BMBF mit dem Deutschen Forschungsnetz Naturkatastrophen, insbesondere das am PIK angesiedelte Teilprojekt A 4.1 "Hydrologische Modellierung", in dessen Auftrag ich knapp drei Jahre nach Herzenslust Daten aufbereiten, modellieren und Berichte verfassen durfte, sowie das PIK, das eine Verlängerung des Arbeitsvertrages zum Gedeih der Doktorarbeit und zweier Publikationen befürwortete, an prominenter Stelle zu würdigen.

Die fachlichen Diskussionen mit Prof. Dr. Axel Bronstert, dem Betreuer der Arbeit an der Universität Potsdam, sowie Prof. Dr. Zbigniew Kundzewicz und Dr. Lucas Menzel ergaben viele Anregungen und Ideen, die in die Überarbeitungen der Arbeit einfließen. Danke.

Frau Prof. Dr. Nicola Fohrer möchte ich gesondert für die Bereitschaft danken, sehr kurzfristig die Begutachtung der Dissertation zu übernehmen.

Meinem Kollegen Lucas Menzel möchte ich für die gute Zusammenarbeit und seine offenen Ohren für meine zahlreichen Fragen danken.

Gerd Bürger sowie den Kollegen von Data & Computation am PIK bin ich dankbar für die Unterstützung bei programmiertechnischen- und Datenproblemen und beim Totalausfall des Computers kurz vor Toresschluß. Sie sorgten gemeinsam mit den anderen Kollegen am PIK für eine angenehme Arbeitsatmosphäre auf dem Berg.

Weiterhin möchte ich mich bei meinem Familien- und Freundeskreis bedanken, deren häufige Nachfragen nach dem Stand der wissenschaftlichen Forschung selbige ungemein beförderte.

Als Schlußpunkt geht ein herzliches Dankeschön (und wenigstens ein Kuß) an meine Frau Susanne und unser Töchterchen Mareike, die seit Juli 2003 die Zeitplanung gehörig modifiziert, für ihre allseitige Unterstützung und ihr Verständnis für ungewöhnliche wissenschaftliche Arbeitszeiten.

POTSDAM, IM DEZEMBER 2003 ~ DANIEL SCHWANDT

Inhalt

Abbildungen	[IX]
Tabellen	[XIII]
Karten	[XV]
Zusammenfassung	[XVII]
Einleitung	[1]
1.1 Problem - - - - -	1
1.2 Vorgehensweise- - - - -	2
1.3 Aufbau der Arbeit - - - - -	4
Grundlagen der Abflußbildung, Unsicherheit(en), Literaturüberblick	[7]
2.1 Abflussbildung - - - - -	7
2.1.1 Interzeption - - - - -	8
2.1.2 Schneeakkumulation und Schneeschmelze- - - - -	8
2.1.3 Evaporation, Transpiration - - - - -	9
2.2 Unsicherheit(en) - ein Problem jeglicher Modellierung natürlicher Systeme - - - -	10
2.3 Erfassung von Niederschlag und Temperatur - Aspekte der Datenunsicherheit- - -	11
2.3.1 Niederschlag- - - - -	12
2.3.2 Temperatur- - - - -	13
2.4 Abflussbestimmung - Aspekte der Datenunsicherheit- - - - -	13
2.4.1 Abflußbestimmung per Durchflußmessung - - - - -	13
2.4.2 Flüßmessung - - - - -	14
2.4.3 Fehler der Durchflußmessung - - - - -	14
2.4.4 Einfluß der Unsicherheit der Durchflußwerte auf die Simulationsgüte - - - -	15
2.5 Kenntnisstand zur Simulation der Abflussverhältnisse für Klimaszenarien - - - -	15
Das hydrologische Modell HBV-D	[19]
3.1 Historische Entwicklung - - - - -	19
3.2 Modellbeschreibung - - - - -	20
3.2.1 Schneemodell - - - - -	20
3.2.2 Bodenmodell - - - - -	21
3.2.3 Dynamischer Teil (Speicheransatz) - - - - -	23
3.2.4 Routing (Abflußkonzentration, Durchflußverlauf)- - - - -	23

Inhalt

3.3 Dateien, technische Struktur - - - - -	23
3.4 Parameterkalibrierung - - - - -	25
3.5 Die neu entwickelte Arbeitsumgebung HBV-Params - - - - -	27
3.6 Hilfs- und Auswertungsprogramme - - - - -	31
3.7 Sensitivität gegenüber Temperatur- und Niederschlagsänderungen - - - - -	31
3.7.1 Temperaturänderungen, Niederschlagsänderungen - - - - -	32
3.7.2 Niederschlagsänderungen -Einfluß der zeitlichen Verteilung - - - - -	35
Die Untersuchungsgebiete	[39]
4.1 Überblick über die Untersuchungsgebiete - - - - -	39
4.2 Datenlage - - - - -	40
4.2.1 Datengrundlagen - - - - -	40
4.2.2 Aufbereitung der Datengrundlagen - - - - -	41
4.3 Mosel - - - - -	42
4.3.1 Klima - - - - -	42
4.3.2 Geologie, Böden & Landnutzung - - - - -	42
4.3.3 Gewässer & Grundwasser - - - - -	44
4.3.4 Abflußregime, Abflußereignisse - - - - -	44
4.4 Sieg - - - - -	45
4.4.1 Klima - - - - -	45
4.4.2 Geologie, Böden & Landnutzung - - - - -	45
4.4.3 Gewässer & Grundwasser - - - - -	47
4.4.4 Abflußregime, Abflußereignisse - - - - -	47
4.5 Main - - - - -	48
4.5.1 Klima - - - - -	48
4.5.2 Geologie, Böden & Landnutzung - - - - -	48
4.5.3 Gewässer & Grundwasser - - - - -	48
4.5.4 Abflußregime, Abflußereignisse - - - - -	50
Hydrologische Simulation des Ist-Zustandes	[51]
5.1 Mosel - - - - -	52
5.2 Sieg - - - - -	54
5.3 Main - - - - -	56
Simulation von Klimaszenarien	[59]
6.1 Erstellung von Klimaszenarien - - - - -	59
6.1.1 Globale Zirkulationsmodelle (GCMs) als Basis für Tageswertszenarien - -	59
6.1.2 Regionalisierung mit dem Expanded Downscaling (EDS) Verfahren - - - -	61
6.2 Ergebnisse der "GCM-Klimaszenarien" - - - - -	63
6.2.1 Mosel - - - - -	64
6.2.2 Sieg - - - - -	66
6.2.3 Detailuntersuchungen Sieg: Schneebedeckung, Durchflußvariabilität - - - -	68
6.2.4 Main - - - - -	70
6.2.5 Vergleich der Untersuchungsgebiete - Vergleich der Szenarien - - - - -	71
6.3 Abgeleitete synthetische Szenarien - - - - -	72

6.3.1 Synthetische Szenarien Sieg - - - - -	73
6.3.2 Synthetische Szenarien Main - - - - -	74
6.3.3 Erkenntnisgewinn durch synthetische Szenarien - - - - -	74
6.3.4 Alternative Methoden zur Erstellung synthetischer Szenarien - - - - -	75
6.4 Entwicklung von Abflussexremen (MHQ, HQ100) am Beispiel Cochem, Mosel -	78
6.4.1 Unsicherheitsaspekte - - - - -	80
Diskussion, Ausblick	[81]
7.1 Diskussion - - - - -	81
7.1.1 Simulationsergebnisse, Szenarien - - - - -	81
7.1.2 Auswirkungen in den Untersuchungsgebieten - - - - -	82
7.1.3 Vergleich mit derzeitigem Kenntnisstand und aktueller Methodik - - - - -	83
7.2 Ausblick - - - - -	84
7.2.1 Modellierungstechnik - - - - -	84
7.2.2 Offene Forschungsfragen - - - - -	85
7.2.3 Mögliche Klimaänderungen, Auswirkungen und Handlungsoptionen - - - - -	85
Literatur	[87]
Anhang	[a]

Abbildungen

Abb. 1.1	Modellsystem zur Untersuchung von Auswirkungen möglicher Klimaänderungen auf das Abflußgeschehen (modifiziert nach Menzel & Schwandt, 2002).	3
Abb. 2.1	Quellen der Unsicherheit.	10
Abb. 2.2	Kaskade der Unsicherheiten bei der Modellkette zur Untersuchung der Auswirkungen von Klimaänderungen (nach Mitchell & Hulme, 1999, und Viner, 2002, stark verändert).	11
Abb. 2.3	Prinzip der Flügelmessung von einer Seilkrananlage (LFW Bayern online)	14
Abb. 3.1	Vereinfachte Darstellung der Modellstruktur von HBV-D (nach Schwandt & Menzel, 2001).	21
Abb. 3.2	Einfluß des Parameters BETA auf den Ausfluß der Bodenwasserzone (aus Sælthun, 1999).	22
Abb. 3.3	Aktuelle Evapotranspiration (AE) in Abhängigkeit von aktueller Bodenfeuchte (SM) (aus Sælthun, 1999).	22
Abb. 3.4	Struktogramm Eingangsdaten, Parameterdateien, Steuerdateien, Ergebnis- und Dokumentationsdateien für einen Modellauf des HBV-D Modells.	24
Abb. 3.5	'Tabelle' Menü HBV-Params.	28
Abb. 3.6	'View' Menü HBV-Params.	28
Abb. 3.7	Dialogfenster zur Parametereinstellung in der Datei parbas. dat.	28
Abb. 3.8	Dialogfenster zur Parametereinstellung in der Datei parsbxxx.dat.	29
Abb. 3.9	Dialogfenster zur Editierung und Erstellung der Steuerdatei subbas.fio.	29
Abb. 3.10	Dialogfenster zur Editierung der Steuerdatei default.dat.	30
Abb. 3.11	Menüleiste der ArcView-Erweiterung HBV-Table-Utilities.	30
Abb. 3.12	Änderung des langjährigen (1961-1999) mittleren monatlichen Durchflusses bei Temperaturänderung, Pegel Menden 1, Sieg.	32
Abb. 3.13	Änderung des langjährigen (1961-1999) mittleren monatlichen Durchflusses bei Niederschlagsänderungen und gleichzeitigen Temperaturänderungen, Pegel Menden 1, Sieg.	34
Abb. 3.14	Exemplarische Methoden der Verteilung von erhöhtem Niederschlag [20% der Monatssumme] am Beispiel der Station Netphen-Hainchen, DWD-ID 78002 (TEZ Sieg), für den Monat Juni 1961: (o) Meßwerte, (a) proportionale Änderung aller Niederschlagstage, (b) Änderung der Anzahl der Niederschlagstage, (c) Zunahme der Niederschlagsmenge von starken Niederschlagsereignissen.	36
Abb. 3.15	Niederschlagserhöhung um 20% im TEZ Sieg nach verschiedenen	

Abbildungen

	Methoden - Auswirkung auf das langjährige (1961-1999) Monatsmittel von MQ. -----	37
Abb. 4.1	Langjährige Monatsmitteltemperaturen (rot) und Niederschlagssummen (blau) im TEZ zwischen den Moselpegeln Perl und Trier. -----	42
Abb. 4.2	Langjähriger mittlerer monatlicher Durchfluß am Pegel Cochem. -----	44
Abb. 4.3	Langjährige Monatsmitteltemperaturen (rot) und Niederschlagssummen (blau) des Untersuchungsgebietes Sieg. -----	45
Abb. 4.4	Langjähriger mittlerer monatlicher Durchfluß am Pegel Menden 1. -----	47
Abb. 4.5	Langjährige Monatsmitteltemperaturen (rot) und Niederschlagssummen (blau) des Untersuchungsgebietes Main bis Pegel Kemmern. -----	48
Abb. 4.6	Langjähriger mittlerer monatlicher Durchfluß am Pegel Kemmern. -----	50
Abb. 5.1	Simulationsgüte für Mosel (Pegel Cochem), Sieg (Pegel Menden 1) und Main (Pegel Kemmern). -----	51
Abb. 5.2	Gemessene und simulierte Durchflüsse am Pegel Cochem, Mosel.-----	52
Abb. 5.3	Mittlere Monatswerte des Durchflusses am Pegel Cochem, Mosel. -----	53
Abb. 5.4	Gemessener und simulierter Durchfluß (und Abflußvolumen) am Pegel Cochem, Mosel beim Frühjahrshochwasser 1988. Die Zahlen in der rechten Teilgrafik geben die über den betrachteten Zeitraum aufsummierten Abflußvolumina wieder. -----	53
Abb. 5.5	Histogramm der relativen Häufigkeit gemessener und für den Ist-Zustand simulierter Tagesdurchflußwerte am Pegel Cochem, Mosel. -----	54
Abb. 5.6	Gemessene und simulierte Durchflüsse am Pegel Menden 1, Sieg.-----	54
Abb. 5.7	Mittlere Monatswerte des Durchflusses am Pegel Menden 1, Sieg. -----	55
Abb. 5.8	Histogramm der relativen Häufigkeit gemessener und für den Ist-Zustand simulierter Tagesdurchflußwerte am Pegel Menden 1, Sieg. -----	55
Abb. 5.9	Gemessene und simulierte Durchflüsse am Pegel Kemmern, Main. -----	56
Abb. 5.10	Mittlere Monatswerte des Durchflusses am Pegel Kemmern, Main. -----	56
Abb. 5.11	Histogramm der relativen Häufigkeit gemessener und für den Ist-Zustand simulierter Tagesdurchflußwerte am Pegel Kemmern, Main. -----	57
Abb. 6.1	Struktur des HADCM3-Modells (Quelle: http://www.cru.uea.ac.uk/link/hadcm3/). -----	60
Abb. 6.2	Europa, Gitterpunkte HADCM3. -----	61
Abb. 6.3	EDS-Verfahren, Ermittlung der linearen Beziehung zwischen Stations- meßwerten (Zeitreihen) und beobachteten Zirkulationsfeldern (nach Menzel et al., 2002).-----	62
Abb. 6.4	EDS-Verfahren, Erzeugung von Zeitreihen (Stationswerte) aus simulierten Zirkulationsfeldern von GCM-Modellläufen (nach Menzel et al., 2002).-----	62
Abb. 6.5	Gebietsniederschlag (Jahressummen), Gebietstemperatur (Jahresmittel) im TEZ Sieg.-----	63
Abb. 6.6	Änderungen von Temperatur, Niederschlag (Teileinzugsgebiete 1, 2, 3) und Durchfluß im Einzugsgebiet der Mosel bis zum Pegel Cochem; Monatsmittel der Periode 1961-1995 (Ist-Zustand) gegenüber 2061-2095 (sca) (links) bzw. 2061-2095 (hdl) (rechts). -----	65
Abb. 6.7	Monatsmittel des Durchflusses am Pegel Cochem nach Szenario sca	

	(links) und Szenario hdl (rechts). Simulationswerte Ist-Zustand (1961-1995) mit lila Dreieck markiert. -----	66
Abb. 6.8	Untersuchungsgebiet Mosel, Pegel Cochem, Histogramm der relativen Häufigkeit von Tagesdurchflußwerten für den Szenarienzeitraum 2061-2095 (Szenario sca und hdl) im Vergleich zum Histogramm der Werte für den simulierten Ist-Zustand (1961-1995). -----	66
Abb. 6.9	Änderungen von Temperatur, Niederschlag und Durchfluß im Einzugsgebiet der Sieg bis Pegel Menden 1; Monatsmittel der Periode 1961-1999 (Ist-Zustand) gegenüber 2061-2099 (sca) (linke Teilgrafik) bzw. 2061-2099 (hdl) (rechte Teilgrafik). -----	67
Abb. 6.10	Langjährige mittlere Monatswerte (Monatssumme) der Evapotranspiration im Einzugsgebiet der Sieg. -----	67
Abb. 6.11	Monatsmittel des Durchflusses am Pegel Menden 1 nach Szenario sca (links) und Szenario hdl (rechts). Simulationswerte Ist-Zustand (1961-1999) mit lila Dreieck markiert. -----	67
Abb. 6.12	Änderung der Anzahl der Tage pro Kalenderjahr mit großräumiger Schneebedeckung (>20% der Einzugsgebietsfläche) (linke Teilgrafik); langjährige mittlere Anzahl der Schneetage pro Kalenderjahr: simuliert (Ist-Zustand) und Szenarien sca und hdl (rechte Teilgrafik). -----	68
Abb. 6.13	Durchflußvariabilität (im Gesamtzeitraum von ca. 40 Jahren) am Pegel Menden 1, Sieg. -----	69
Abb. 6.14	Variabilität des Durchflusses der Einzelmonate am Pegel Menden 1, Sieg : simuliert (Ist-Zustand) vs. gemessen (1961-1999) (links) und Szenario sca vs. Szenario hdl (2061-2099) (rechts). -----	69
Abb. 6.15	Änderungen von Temperatur, Niederschlag und Durchfluß im Untersuchungsgebiet Main (bis Pegel Kemmern); Monatsmittel der Periode 1961-1999 (Ist-Zustand) gegenüber 2061-2099 (sca) (links) bzw. 2061-2099 (hdl) (rechts). -----	70
Abb. 6.16	Monatsmittel des Durchflusses am Pegel Kemmern nach Szenario sca (links) und Szenario hdl (rechts). Simulationswerte Ist-Zustand (1961-1999) mit lila Dreieck markiert. -----	70
Abb. 6.17	TEZ Sieg, Temperatur- und Niederschlagsänderungen (Monatsmittel) zwischen Meßzeitraum und GCM-Klimaszenarien sca und hdl. Halbjahresmittel sind mit W (Winter) bzw. S (Sommer) gekennzeichnet. -	73
Abb. 6.18	Monatsmittel des Durchflusses am Pegel Menden 1 nach Szenarien synA (links) und synB (rechts). Simulationswerte Ist-Zustand (1961-1999) mit lila Dreieck markiert. -----	74
Abb. 6.19	TEZ Main, Temperatur- und Niederschlagsänderungen (Monatsmittel) zwischen Meßzeitraum und GCM-Klimaszenarien sca und hdl. Halbjahresmittel sind mit W (Winter) bzw. S (Sommer) gekennzeichnet. -	74
Abb. 6.20	Monatsmittel des Durchflusses am Pegel Kemmern nach Szenarien synA (links) und synB (rechts). Simulationswerte Ist-Zustand (1961-1999) mit lila Dreieck markiert. -----	75
Abb. 6.21	Grid (2 x 2) der GCMs HADCM3 und ECHAM4/OPYC3, das die Untersuchungsgebiete Sieg und Main (und den größten Teil der BRD)	

Abbildungen

abdeckt. -----	76
Abb. 6.22 TEZ Sieg, Monatswerte der Temperatur- und Niederschlagsdifferenz zwischen Meßzeitraum und GCM-Modellläufen (2 x 2 Grid, Methode A) 2061-2099. Halbjahresmittelwerte sind mit W (Winter) bzw. S (Sommer) gekennzeichnet. -----	76
Abb. 6.23 TEZ Sieg, Monatswerte der Temperatur- und Niederschlagsdifferenz zwischen Meßzeitraum und GCM-Modellläufen (1 Gridzelle, Methode B) 2061-2099. Halbjahresmittelwerte sind mit W (Winter) bzw. S (Sommer) gekennzeichnet. -----	77
Abb. 6.24 TEZ Main, Monatswerte der Temperatur- und Niederschlagsdifferenz zwischen Meßzeitraum und GCM-Modellläufen (2 x 2 Grid, Methode A) 2061-2099. Halbjahresmittelwerte sind mit W (Winter) bzw. S (Sommer) gekennzeichnet. -----	77
Abb. 6.25 TEZ Main, Monatswerte der Temperatur- und Niederschlagsdifferenz zwischen Meßzeitraum und GCM-Modellläufen (1 Gridzelle, Methode B) 2061-2099. Halbjahresmittelwerte sind mit W (Winter) bzw. S (Sommer) gekennzeichnet. -----	77
Abb. 6.26 Cochem, Mosel - Extremwertstatistik (empirische Wahrscheinlichkeiten nach Weibull, Gumbelverteilung) für Zeitreihen jährlicher Maximaldurchflüsse aus gemessenen und simulierten (Ist-Zustand, Szenarien hdl & sca) Werten (nach Thieken, Merz, Menzel, Bürger, Schwandt, 2003a). -----	79
Abb. 6.27 Cochem, Mosel - Prozentuale Abweichungen des mittleren Hochwassers (MHQ), linke Teilgrafik, bzw. des "100jährigen Hochwassers" (HQ100), rechte Teilgrafik, simulierter Zeitreihen (Ist-Zustand) und Szenarienzzeitreihen (1961-1990, 2061-2090) gegenüber gemessenen bzw. mit Gumbelverteilung berechneten Werten für MHQ und HQ100. Die Darstellung für den Kontrolllauf ctl zeigt die Spannweite der Kennwerte aller gleitenden Teilerien (30 Jahre) und den Mittelwert für den gesamten Zeitraum von 300 Jahren (nach Thieken, Merz, Menzel, Bürger, Schwandt, 2003a, verändert). -----	80
Abb. 9.1 Untersuchungsgebiet Sieg, Pegel Menden 1, Histogramm der relativen Häufigkeit von Tagesdurchflußwerten für den Szenarienzeitraum 2064-2099 (Szenario sca und Szenario hdl) im Vergleich zu Werten für den simulierten Ist-Zustand (1964-1999). -----	c
Abb. 9.2 Untersuchungsgebiet Main, Pegel Kemmern, Histogramm der relativen Häufigkeit von Tagesdurchflußwerten für den Szenarienzeitraum 2061-2099 (Szenario sca und Szenario hdl) im Vergleich zu Werten für den simulierten Ist-Zustand (1961-1999). -----	c
Abb. 9.3 Gebietsniederschlag (Jahressummen), Gebietstemperatur (Jahresmittel) im Teileinzugsgebiet des Mains bis zum Pegel Kemmern. -----	d

Tabellen

Tab. 2.1 Durchfluß Pegel Perl, Mosel (W - Wasserstand, Qgem - "gemessener Durchfluß", QAT - aus Abflußtafel ermittelter Durchfluß). - - - - -	15
Tab. 2.2 Spannweite der Simulationsgüte bei zufallsgesteuerter Änderung des gemessenen Durchflusses. - - - - -	15
Tab. 3.1 Erfahrungswerte Parameterspannweiten & Sensitivität wichtiger Parameter von HBV-D - - - - -	26
Tab. 4.1 Extremdurchflüsse am Pegel Cochem (7 Hochwasser, 3 Niedrigwasserereignisse). - - - - -	44
Tab. 4.2 Extremdurchflüsse am Pegel Menden 1 (7 Hochwasser, 3 Niedrigwasserereignisse). - - - - -	47
Tab. 4.3 Extremdurchflüsse am Pegel Kemmern (7 Hochwasser, 3 Niedrigwasserereignisse). - - - - -	50
Tab. 5.1 Simulationsgüte für das TEZ Mosel als Effizienz bzw. logarithmierte Effizienz nach Nash/Sutcliffe. - - - - -	53
Tab. 5.2 Simulationsgüte für das TEZ Sieg als Effizienz bzw. logarithmierte Effizienz nach Nash/Sutcliffe. - - - - -	55
Tab. 5.3 Statistische Maßzahlen gemessener und für den Ist-Zustand simulierter Tagesdurchflußwerte am Pegel Menden 1, Sieg. - - - - -	55
Tab. 5.4 Simulationsgüte für das TEZ Main als Effizienz bzw. logarithmierte Effizienz nach Nash/Sutcliffe. - - - - -	57
Tab. 6.1 Hauptcharakteristika der GCMs ECHAM4/OPYC3 & HADCM3. - - - - -	61
Tab. 6.2 Innerhalb dieser Arbeit verwendete, auf regionalisierten GCM-Modellläufen (EDS-Verfahren) beruhende Klimaszenarien. - - - - -	63
Tab. 6.3 Änderung (Differenz) der langjährigen mittleren Jahreswerte zwischen den Meßwerten (Temperatur und Niederschlag) sowie dem simulierten Ist-Zustand (Durchfluß) (Zeitraum 1961-1995/1999) und den "GCM-Klimaszenarien" sca und hdl im Szenarienzeitraum (2061-2095/2099). - - - - -	72
Tab. 6.4 Langjährige mittlere Jahressumme des Gebietsniederschlags [mm] in den Untersuchungsgebieten Sieg (bis Pegel Menden 1) und Main (bis Pegel Kemmern) für Meßzeitraum und Szenarienzeitraum nach unterschiedlichen Methoden (HADCM3-GCM). - - - - -	78
Tab. A.1 Digitale räumliche Gebietsinformation sowie meteorologische und hydrologische Daten für die Untersuchungsgebiete. - - - - -	a

Karten

Karte 4.1 Lage der Untersuchungsgebiete im Rheineinzugsgebiet (Maxau - Emmerich). - - - - -	40
Karte 4.2 Untersuchungsgebiet Mosel bis Pegel Cochem: Meßstationen (Klima, Niederschlag), Topographie, Landnutzung. - - - - -	43
Karte 4.3 Untersuchungsgebiet Sieg bis Pegel Menden 1: Meßstationen (Klima, Niederschlag), Topographie, Landnutzung. - - - - -	46
Karte 4.4 Untersuchungsgebiet Main bis Pegel Kemmern: Meßstationen (Klima, Niederschlag), Topographie, Landnutzung. - - - - -	49

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit "Abflußentwicklung in Teileinzugsgebieten des Rheins - Simulationen für den Ist-Zustand und für Klimaszenarien" untersucht Auswirkungen möglicher zukünftiger Klimaänderungen auf das Abflußgeschehen in ausgewählten, durch Mittelgebirge geprägten Teileinzugsgebieten des Rheins: Mosel (bis Pegel Cochem); Sieg (bis Pegel Menden 1) und Main (bis Pegel Kemmern).

In einem ersten Schritt werden unter Verwendung des hydrologischen Modells HBV-D wichtige Modellprozesse entsprechend der Einzugsgebietscharakteristik parametrisiert und ein Abbild der Gebietshydrologie erzeugt, das mit Zeitreihen gemessener Tageswerte (Temperatur, Niederschlag) eine Zeitreihe der Pegeldurchflüsse simulieren kann. Die Güte der Simulation des Ist-Zustandes (Standard-Meßzeitraum 1.1.1961-31.12.1999) ist für die Kalibrierungs- und Validierungszeiträume in allen Untersuchungsgebieten gut bis sehr gut.

Zur Erleichterung der umfangreichen, zeitaufwendigen einzugsgebietsbezogenen Datenaufbereitung für das hydrologische Modell HBV-D wurde eine Arbeitsumgebung auf Basis von Programmiererweiterungen des Geoinformationssystems ArcView und zusätzlichen Hilfsprogrammen entwickelt. Die Arbeitsumgebung HBV-Params enthält eine graphische Benutzeroberfläche und räumt sowohl erfahrenen Hydrologen als auch hydrologisch geschulten Anwendern, z.B. Studenten der Vertiefungsrichtung Hydrologie, Flexibilität und vollständige Kontrolle bei der Ableitung von Parameterwerten und der Editierung von Parameter- und Steuerdateien ein. Somit ist HBV-D im Gegensatz zu Vorläuferver-

sionen mit rudimentären Arbeitsumgebungen auch außerhalb der Forschung für Lehr- und Übungszwecke einsetzbar.

In einem zweiten Schritt werden Gebietsniederschlagssummen, Gebietstemperaturen und simulierte Mittelwerte des Durchflusses (MQ) des Ist-Zustandes mit den Zuständen zweier Klimaszenarien für den Szenarienzeitraum 100 Jahre später (2061-2099) verglichen. Die Klimaszenarien beruhen auf simulierten Zirkulationsmustern je eines Modellaufes zweier Globaler Zirkulationsmodelle (GCM), die mit einem statistischen Regionalisierungsverfahren in Tageswertszennarien (Temperatur, Niederschlag) an Meßstationen in den Untersuchungsgebieten überführt wurden und als Eingangsdaten des hydrologischen Modells verwendet werden.

Für die zweite Hälfte des 21. Jahrhunderts weisen beide regionalisierten Klimaszenarien eine Zunahme der Jahresmittel der Gebietstemperatur sowie eine Zunahme der Jahressummen der Gebietsniederschläge auf, die mit einer hohen Variabilität einhergeht. Eine Betrachtung der saisonalen (monatlichen) Änderungsbeträge von Temperatur, Niederschlag und mittlerem Durchfluß zwischen Szenarienzeitraum (2061-2099) und Ist-Zustand ergibt in allen Untersuchungsgebieten eine Temperaturzunahme (höher im Sommer als im Winter) und eine generelle Zunahme der Niederschlagssummen (mit starken Schwankungen zwischen den Einzelmonaten), die bei der hydrologischen Simulation zu deutlich höheren mittleren Durchflüssen von November bis März und leicht erhöhten mittleren Durchflüssen in den restlichen Monaten führen. Die Stärke der Durchflußerhöhung ist nach den individuellen Klima-

szenarien unterschiedlich und im Sommer- bzw. Winterhalbjahr gegenläufig ausgeprägt. Hauptursache für die simulierte starke Zunahme der mittleren Durchflüsse im Winterhalbjahr ist die trotz Temperaturerhöhung der Klimaszenarien winterlich niedrige Evapotranspiration, so daß erhöhte Niederschläge direkt in erhöhten Durchfluß transformiert werden können.

Der Vergleich der Untersuchungsgebiete zeigt in Einzelmonaten von West nach Ost abnehmende Änderungsbeträge der Niederschlagssummen, die als Hinweis auf die Bedeutung der Kontinentalitätseinflüsse auch unter geänderten klimatischen Bedingungen in Südwestdeutschland aufgefaßt werden können.

Aus den regionalisierten Klimaszenarien werden Änderungsbeträge für die Modulation gemessener Zeitreihen mittels synthetischer Szenarien abgeleitet, die mit einem geringen Rechenaufwand in hydrologische Modellantworten überführt werden können. Die direkte Ableitung synthetischer Szenarien aus GCM-Ergebniswerten (bodennahe Temperatur und Gesamtniederschlag) an einzelnen GCM-Gitterpunkten erbrachte unbefriedigende Ergebnisse.

Ob, in welcher Höhe und zeitlichen Verteilung die in den (synthetischen) Szenarien verwendeten Niederschlags- und Temperaturänderungen eintreten werden, kann nur die Zukunft zeigen. Eine Abschätzung, wie sich die Abflußverhältnisse und insbesondere die mittleren Durchflüsse der Untersuchungsgebiete bei möglichen Änderungen entwickeln würden, kann jedoch heute schon vorgenommen werden.

Simulationen auf Szenariogrundlagen sind ein Weg, unbekannt zukünftige Randbedingungen sowie regionale Auswirkungen möglicher Änderungen des Klimasystems ausschnittsweise abzuschätzen und entsprechende Risikominderungsstrategien zu entwickeln. Jegliche Modellierung

und Simulation natürlicher Systeme ist jedoch mit beträchtlichen Unsicherheiten verknüpft. Vergleichsweise große Unsicherheiten sind mit der zukünftigen Entwicklung des sozio-ökonomischen Systems und der Komplexität des Klimasystems verbunden. Weiterhin haben Unsicherheiten der einzelnen Modellbausteine der Modellkette Emissionsszenarien/Gaszyklusmodelle - Globale Zirkulationsmodelle/Regionalisierung - hydrologisches Modell, die eine Kaskade der Unsicherheiten ergeben, neben Datenunsicherheiten bei der Erfassung hydro-meteorologischer Meßgrößen einen erheblichen Einfluß auf die Vertrauenswürdigkeit der Simulationsergebnisse, die als *ein* dargestellter Wert eines Ergebnisbandes zu interpretieren sind.

Der Einsatz

- robuster hydrologischer Modelle, die insbesondere temperaturbeeinflusste Prozesse adäquat beschreiben,
- die Verwendung langer Zeitreihen (wenigsten 30 Jahre) von Meßwerten und
- die gleichzeitige vergleichende Betrachtung von Klimaszenarien, die auf unterschiedlichen GCMs beruhen (und wenn möglich, verschiedene Emissionsszenarien berücksichtigen),

sollte aus Gründen der wissenschaftlichen Sorgfalt, aber auch der besseren Vergleichbarkeit der Ergebnisse von Regionalstudien im noch jungen Forschungsfeld der Klimafolgenforschung beachtet werden.

Stichworte

Abflußentwicklung, hydrologische Modellierung, HBV-D, Klimaszenarien, regionale Auswirkungen von Klimaänderungen, synthetische Klimaszenarien, Kaskade der Unsicherheit

Einleitung

1.1 PROBLEM

Die Menschheit übt durch ihre derzeitige industrielle, auf fossilen Energieträgern beruhende Wirtschaftsweise einen Einfluß auf die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre (und damit auf die in der Atmosphäre stattfindenden physikalischen Prozesse) aus und modifiziert jenseits euphorischer Technologieversionen der 60er und 70er Jahre des 20. Jahrhunderts das globale Klimageschehen, ohne es jedoch steuern zu können. Diese Erkenntnis hat Untersuchungen des Ausmaßes anthropogener Einflüsse, die globale Modellierung des Erdsystems und Abschätzungen der Auswirkungen künftiger Klimaänderungen im regionalen Kontext befördert.

Projekte wie EUROTAS (SAMUELS, 2000) und IRMA-LAHOR (BRONSTERT et al., 2003) haben auf europäischer Ebene Auswirkungen von Klimaänderungen, wasserbaulichen Maßnahmen und Landnutzungsänderungen auf das Hochwassergeschehen untersucht und eine Pilotfunktion bei der Entwicklung methodischer Ansätze erfüllt. Die Übertragung auf andere Einzugsgebiete bzw. Skalenbereiche sowie eine weitere Verfeinerung der Methodik konnte in nachfolgenden Projekten, z.B. dem Deutschen Forschungsnetz Naturkatastrophen (DFNK) (DISSE, 2002) verfolgt werden.

Hydrologische Extremereignisse, wie das Weihnachtshochwasser am Niederrhein 1993, die Oderflut 1997 und insbesondere das von der Presse "Jahrhunderthochwasser" genannte Hochwasser an Donau und Elbe und deren Zuflüssen im Sommer 2002, gaben innerhalb und außerhalb der Wissenschaft Anlaß zur Sorge, daß Klima-

änderungen einen Einfluß auf die aufgeführten Hochwasserereignisse hatten und zukünftige erwartete Klimaänderungen den Wasserkreislauf und das Abflußgeschehen stark beeinflussen könnten.

Weltweit war insbesondere in den 1990er Jahren ein Anstieg der Anzahl schwerer Hochwasserereignisse und dadurch bewirkten Verluste an Menschenleben und Material festzustellen (KUNDZEWICZ, 2002).

In den Berichten des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (HOUGHTON et al., 1996; WATSON et al., 1998; HOUGHTON et al., 2001) werden auf Grundlage von Modellläufen Globaler Zirkulationsmodelle (GCM) in Verbindung mit hydrologischen Modellen für das 21. Jahrhundert in Europa bei steigendem atmosphärischen Feuchtegehalt und einer generellen Intensivierung des globalen Wasserkreislaufes weitreichende Änderungen erwartet: erhöhte bodennahe Temperaturen, Niederschlagszunahmen (mittlere Jahressummen; vor allem im Herbst und Winter), wachsende Häufigkeit von Starkregenereignissen mit zunehmenden Niederschlagsintensitäten, Veränderungen im Abflußregime der Flüsse (z.B. Frühjahrsflut schon im Winter), aber auch mehr bzw. längere sommerliche Trockenphasen in kontinental geprägten Regionen. Die Erhöhung der Temperaturen der Landfläche bewirkt eine Verknappung der Wasserressourcen. Die steigende Häufigkeit von Starkregenereignissen mit zunehmenden Intensitäten kann häufigere und stärkere Hochwasserereignisse bewirken.

Die Auswirkungen des globalen Prozesses der Klimaänderung werden auf lokaler und regionaler Ebene spürbar sein. Inwieweit der die Landoberfläche betreffende Teilbereich des

Wasserkreislaufes in individuellen Einzugsgebieten durch mögliche Klimaänderungen beeinflusst wird, ist in der regionalen Ausprägung weitgehend unbekannt.

1.2 VORGEHENSWEISE

Ziel der Arbeit ist die Untersuchung der Auswirkungen möglicher Klimaänderungen auf das Abflußgeschehen ausgewählter Untersuchungsgebiete im Einzugsgebiet des Rheins.

Durch die enge Verknüpfung mit dem Teilprojekt "Hydrologische Modellierung" im Deutschen Forschungsnetz Naturkatastrophen (DFNK), dessen Ergebnisse als Grundlage weiterführender Detailuntersuchungen und Vergleiche genutzt werden, ist der Untersuchungsraum auf das Einzugsgebiet (bzw. ausgewählte Teileinzugsgebiete) des Rheins zwischen den Pegeln Maxau und Emmerich (ca. 100 000 km²) festgelegt.

Da Änderungen natürlicher offener Systeme erst mit ihrem Eintreten erkennbar (und meßbar) werden, bietet sich für die Abschätzung künftiger Änderungen die Verwendung von Modellen an, die wesentliche Prozesse mehr oder weniger abstrahiert beschreiben und bei bekannten Randbedingungen die Entwicklung von Zuständen und Meßwerten in der Vergangenheit nachvollziehen können. Für in der Zukunft liegende Zeiträume (Dekaden, Jahrhunderte) sind die Randbedingungen unbekannt und Aussagen über die Bandbreite künftiger Entwicklungen nur mit der Szenariotechnik, die mögliche Varianten und Randbedingungen in mehreren plausiblen Szenarien bzw. Fallstudien definiert, möglich.

Klima kann als charakteristisches (statistisches) Verhalten der Atmosphäre an einem Ort über lange Zeiträume aufgefaßt werden. Es wird als mittlerer Zustand bzw. Statistik von Klimaelementen, z.B. Temperatur und Niederschlag, aber auch als Eintrittswahrscheinlichkeit und Häufigkeit von (Wetter-)Ereignissen und Anomalien angegeben. Durch die World Meteorological Organization (WMO) wurde der Mittelungszeitraum auf 30 Jahre festgelegt (sogenannte "Normalperioden") auf die sich Klimatabellen bzw. -karten möglichst beziehen sollen, so daß nur lange Zeiträume die-

ser Minimaldauer für Vergleiche von Klimabedingungen bzw. Klimaänderungen und damit verbundenen regionalen Auswirkungen herangezogen werden sollten.

Die vorliegende Arbeit fokussiert die Untersuchungen auf meso- bis regionalskalige Einzugsgebiete (river basin scale), deren Abflußverhältnisse eine starke klimatische Abhängigkeit (Regionalklima und Großwetterlagen) aufweisen (SCHULZE, 2001). Das Abflußgeschehen in drei durch Mittelgebirge geprägten Teileinzugsgebieten des Rheins wird mit Hilfe des hydrologischen Modells HBV-D für den Ist-Zustand (1961-1999) simuliert und mit dem für Klimaszenarien simulierten Zustand 100 Jahre später verglichen. Insbesondere wird der langjährige monatliche Mittelwert des Abflusses (umgerechnet als Pegeldurchfluß) betrachtet, dessen simulierte Zunahme als deutlicher Hinweis auf eine gestiegene Anzahl bzw. gestiegenen Betrag hoher Durchflußwerte verstanden werden kann.

Da im Bereich der Untersuchungsgebiete eine beträchtliche Zahl großer Hochwasserereignisse außerhalb der 30jährigen WMO (Klima-)Normalperiode 1961-1990 lag und diese Daten verfügbar waren, wird in dieser Arbeit der Zeitraum 1961-1999 (bei fehlenden Daten abweichend) als Standardmeßperiode betrachtet.

Ein noch längere Zeiträume umfassendes Datenkollektiv (ohne gravierende Fehlstellen und mit einer angemessenen Anzahl an Meßstationen) für Niederschlag, Temperatur und Pegeldurchflüsse war für die Untersuchungsgebiete nicht vorhanden. Somit ist ein Vergleich vorindustrieller Zustände mit für Klimaszenarien für das 21. Jahrhundert simulierten Zuständen nicht möglich.

Um die umfangreiche einzugsgebietsbezogene Datenaufbereitung für das hydrologische Modell leisten zu können und eine Nutzung des Modells für weitere Anwenderkreise zu ermöglichen,

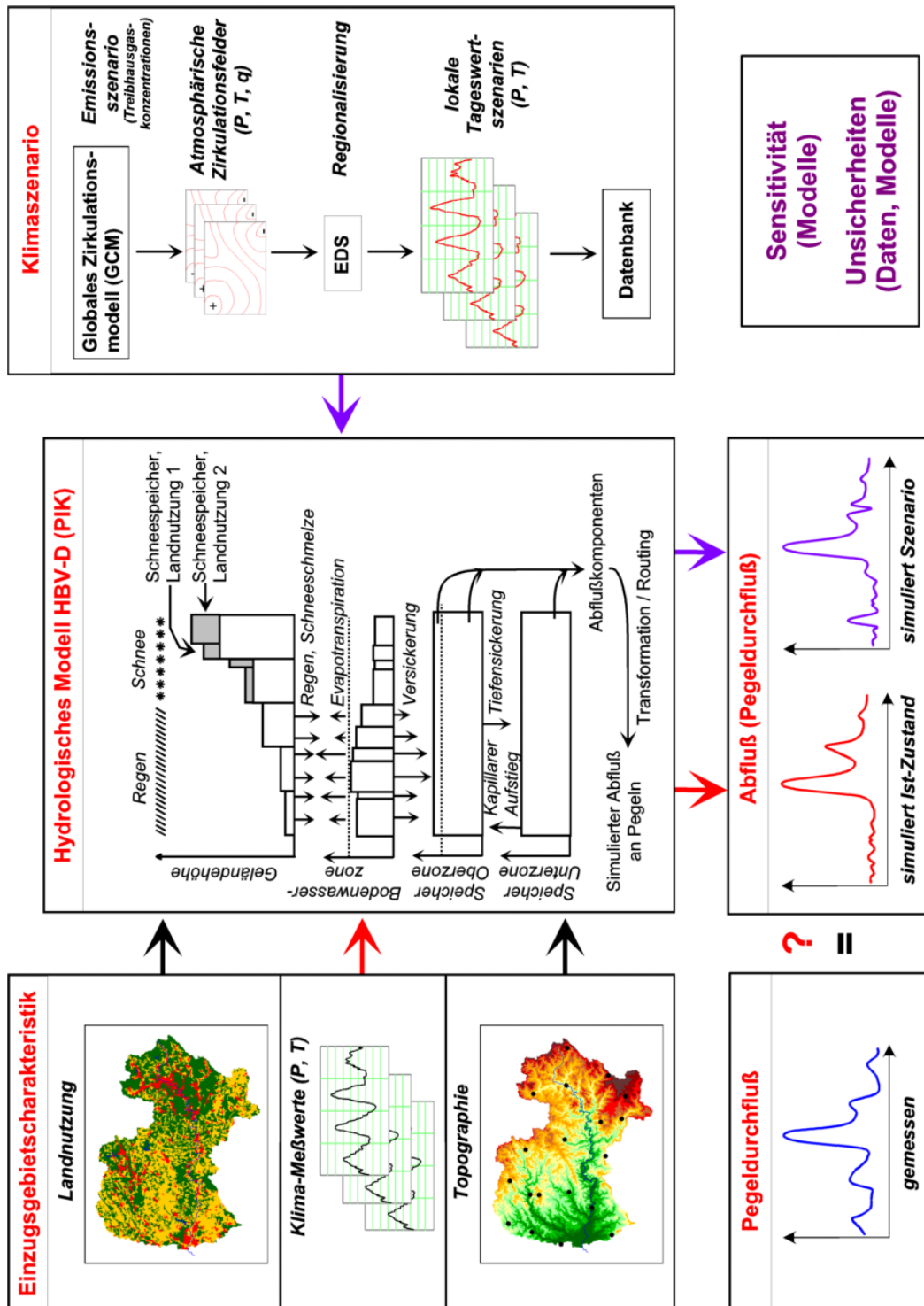


Abb. 1.1 Modellsystem zur Untersuchung von Auswirkungen möglicher Klimaänderungen auf das Abflußgeschehen (modifiziert nach Menzel & Schwandt, 2002).

wurde eine Arbeitsumgebung auf Basis von Programmierweiterungen des Geoinformationssystems ArcView und zusätzlichen Hilfsprogrammen geschaffen. Mit dieser Arbeitsumgebung werden Defizite des Modells HBV-D in Bezug auf eine graphische Benutzeroberfläche zur Editierung von Parameter- und Steuerdateien und die Ableitung von Parametern aus Geländemodellen behoben.

Das hydrologische Modell HBV-D ist zentraler Bestandteil eines Modellsystems zur Untersuchung von Auswirkungen möglicher Klimaänderungen auf das Abflußgeschehen (*Abb. 1.1*). Durch den Vergleich von Meßwerten, Simulationsergebnissen für den Ist-Zustand und Simula-

tionsergebnissen für Klimaszenarien sollen die Abflußverhältnisse in den Untersuchungsgebieten charakterisiert, mit Hilfe eines hydrologischen Modells nachvollzogen sowie Richtung und Größenordnung modifizierter Abflußverhältnisse unter Klimaänderungsszenarien bestimmt werden.

Die Verwendung von Methoden der Modellierung bzw. Simulation mit Szenarien wird unter dem Aspekt der Daten- und Modellunsicherheit betrachtet, da ein Einzugsgebiet als System zu komplex ist, um alle in ihm ablaufenden Prozesse physikalisch richtig und detailliert in einem Modell beschreiben zu können (DVWK, 1999). Dies gilt gleichermaßen für alle genutzten Modelle.

1.3 AUFBAU DER ARBEIT

Die vorliegende Arbeit untersucht Auswirkungen möglicher zukünftiger Klimaänderungen auf das Abflußgeschehen ausgewählter Teileinzugsgebiete des Rheins.

Im *Kapitel 2* werden für die Modellierung besonders wichtige Prozesse der Abflußbildung (die durch mögliche Klimaänderungen beeinflusst werden) und Methoden ihrer Repräsentation in hydrologischen Modellen vorgestellt. Die mit jeglicher Modellierung natürlicher Systeme einhergehenden Unsicherheiten werden klassifiziert und die Kaskade der Unsicherheiten bei Modellketten zur Untersuchung der Auswirkungen von Klimaänderungen erläutert. Weiterhin wird die Erfassung der bedeutendsten hydrometeorologischen Meßgrößen Niederschlag, Temperatur und Abfluß (Durchfluß) als Beitrag zur Datenunsicherheit diskutiert. Der derzeitige Kenntnisstand aus Untersuchungen (insbesondere im Rheingebiet bzw. interessante methodische Ansätze) der hydrologischen Auswirkungen von mittels Klimaszenarien spezifizierten Temperatur- und Niederschlagsänderungen wird dargestellt.

Die historische Entwicklung, Modellprozesse, technische Struktur und Parameter des für die Untersuchungen verwendeten konzeptionellen hydrologischen Modells HBV-D werden in *Kapitel 3* beschrieben. Die als ArcView-Pro-

grammierweiterung realisierte interaktive Arbeitsumgebung HBV-Params und weitere Hilfsprogramme, die die Datenaufbereitung und Parametrisierung für HBV-D vereinfachen und automatisieren, werden ebenfalls erläutert. Mit einer exemplarischen Sensitivitätsuntersuchung gegenüber Änderungen von Temperatur und Niederschlag wird die Eignung des verwendeten hydrologischen Modells für Klimaänderungsuntersuchungen evaluiert.

Kapitel 4 gibt einen kurzen Überblick zu den naturräumlichen Gegebenheiten und vorhandenen Datengrundlagen der ausgewählten Untersuchungsgebiete Mosel (bis Pegel Cochem), Sieg (bis Pegel Menden 1) und Main (bis Pegel Kemmern).

Kapitel 5 enthält Resultate der Simulation der heutigen (d.h. über einen inzwischen historischen Zeitraum von etwa 40 Jahren) hydrologischen Bedingungen, dem Ist-Zustand, der einzelnen Untersuchungsgebiete.

Im *Kapitel 6* wird der simulierte Ist-Zustand der Abflußverhältnisse der Periode 1961-1999 (mittlere monatliche Durchflüsse - MQ) mit Simulationsergebnissen von Klimaszenarien (100 Jahre später) verglichen. Detailuntersuchungen zur Entwicklung der Schneebedeckung und der Durchflußvariabilität im Einzugsgebiet der Sieg illustrieren den Einfluß von Temperatur- und Nie-

derschlagsänderungen auf weitere Teilaspekte der Gebietshydrologie. Auf die Entwicklung von Abflußextremen wird am Beispielpegel Cochem, Mosel eingegangen. Die Verfahren zur Erstellung von Klimaszenarien und damit verbundene Unsicherheiten der Modellkette werden vorgestellt. Die Ableitung synthetischer Klimaszenarien aus regionalisierten GCM-Klimaszenarien und alter-

native Methoden der Erstellung synthetischer Klimaszenarien aus Ergebniswerten an GCM-Gitterpunkten werden ebenfalls beschrieben.

In *Kapitel 7* werden die Einzelergebnisse zusammengeführt, ihre Bedeutung diskutiert und in einem Ausblick Entwicklungstendenzen, weiterer Forschungsbedarf und Handlungsoptionen aufgezeigt.

Grundlagen der Abflußbildung, Unsicherheit(en), Literaturüberblick

Der Wasserkreislauf der Erde ist ein Atmosphäre, Land und Meer verbindendes Transportsystem mit den Hauptkomponenten Verdunstung, atmosphärischer Wasserdampftransport, Niederschlag und Abfluß (DYCK & PESCHKE, 1995). Um für Teilgebiete der Erde Teilbereiche des Wasserkreislaufes zu untersuchen, werden u.a. Niederschlag-Abfluß-Modelle genutzt. Niederschlag-Abfluß-Modelle, die physikalische Grundlagen berücksichtigen, können die hydrologischen Verhältnisse in Einzugsgebieten nur dann realistisch simulieren, wenn

→ wichtige Prozesse der Abflußbildung und Abflußkonzentration im Modell berücksichtig

sichtigt sind und dem Einzugsgebiet entsprechend parametrisiert werden;

→ Eingangsdaten zum Wetterverlauf (Niederschlag, Temperatur, ...), die für das Gesamtgebiet repräsentativ sind, vorliegen;

→ eine Kontrolle der Simulation, z.B. über den Vergleich mit gemessenen Pegel durchflüssen, vorgenommen werden kann.

Für die Güte einer Abflußsimulation sind also die Repräsentativität der Prozeßbeschreibungen sowie die Genauigkeit der Eingangs- und Kontrolldaten bedeutsam.

2.1 ABFLUSSBILDUNG

Der Abfluß aus einem Einzugsgebiet ist das Ergebnis der Transformation des Gebietsniederschlags durch das Einzugsgebiet. Die Transformation kann in drei Hauptphasen unterschieden werden: Abflußbildung in den Einzugsgebieten (Landphase); Abflußkonzentration (Durchflußbildung) im Gewässernetz; Durchflußverlauf in den Wasserläufen (Wellenabflachungsphase) (DYCK & PESCHKE, 1995).

Wichtige Prozesse der Abflußbildung sind Niederschlag, Interzeption, Schneeakkumulation und -schmelze, Evapotranspiration, Oberflächenabflußbildung, Infiltration und Versickerung,

Bodenwasserbewegung und Grundwasserabfluß. Sie werden durch hydroklimatische, physiographische und pflanzenphysiologische Faktoren beeinflusst.

Neben den temperaturbeeinflussten Prozessen (Interzeption, Evapotranspiration, Schneeakkumulation und -schmelze), die bei der Untersuchung von Klimaänderungsszenarien mittels hydrologischen Modellen besonders beachtet werden müssen, gibt es weitere wichtige Beiträge zur Abflußbildung, die als nahezu temperaturunabhängig angesehen werden können.

Teilflächenspezifischer Oberflächenabfluß ist als Infiltrationsüberschuß, auch "Horton'scher Abfluß" genannt (bei einer Regenintensität, die höher ist als die aktuelle Infiltrationskapazität), als Sättigungsüberschuß (bei wassergesättigter oberer Bodenzone), als return flow (Wiederaustreten bereits infiltrierten Wassers an der Bodenoberfläche) oder als Abfluß von versiegelten Flächen bekannt. Das oberflächlich fließende Wasser kann direkt in das Gewässernetz abgeleitet werden, aber auch auf anderen Teilflächen bzw. nach Muldenrückhalt auch auf derselben Teilfläche infiltrieren.

Mit dem Prozeß der Infiltration wird der Eintritt des Wassers in den Boden durch dessen Oberfläche beschrieben (DYCK & PESCHKE, 1995). Der Infiltrationsprozeß ist von der Bodenwasserbewegung jedoch kaum abzugrenzen, da beide Prozesse in wechselseitiger Abhängigkeit stehen (RAWLS et al., 1992). Sowohl Infiltration als auch Bodenwasserbewegung sind von Bodeneigenschaften (Struktur, Textur, Tonmineralogie, Porosität [Makroporen, Mikroporen]) abhängig. Die Bodenwasserbewegung kann in schnellen hypodermischen hangparallelen Abfluß (Abfluß im Makroporensystem mit preferentiellen oder diffusen nichtkapillaren Fließwegen; Matrixfeuchtefluß in Mikroporen) und die vertikal gerichtete Versickerung, die zur Grundwasserneubildung in der gesättigten Bodenzone beiträgt, eingeteilt werden. Sowohl hypodermischer Abfluß als auch Grundwasserabfluß speisen mit unterschiedlicher zeitlicher Verzögerung Wasser durch Ufer oder Sohle in das Gewässernetz ein. Im folgenden werden ausgewählte temperaturbeeinflusste Prozesse und Methoden zur Repräsentation der Prozesse in Modellen dargestellt.

2.1.1 Interzeption

Fallender und abgesetzter Niederschlag wird, sofern er nicht direkt Wasserflächen oder unbedeckten Boden erreicht, von der Vegetation (Pflanzenoberflächen) zwischengespeichert.

Nach der Benetzung der Vegetation folgen Abtropfen bzw. Abfließen über den Stamm auf die Streuschicht oder den Boden. Je nach Vegetationstyp können unterschiedliche Niederschlags-

mengen zwischengespeichert werden. PASCHE, 2001, gibt folgende Werte an:

- Immergrüne Nadelwaldbestände - bis 9 mm,
- Unbelaubte Laubwaldbestände - bis 1 mm,
- Belaubte Laubwaldbestände - bis 2 mm.

Abweichende Werte für den maximalen Interzeptionsspeicher geben DYCK & PESCHKE, 1995, an: Nadelwald 3 bis 5 mm; Laubwald 2 bis 4 mm.

Während der Interzeptionsvorgänge verdunsten Anteile des zwischengespeicherten Wassers (Interzeptionsverdunstung). Bei einzelnen Niederschlagsereignissen geringer Intensität (und Andauer) kann die Interzeptionsverdunstung einen Anteil von bis zu 60% der Niederschlagssumme erreichen, beträgt im Jahresmittel aber etwa 10 bis 30% des Gebietsniederschlags (DYCK & PESCHKE, 1995).

Bei den winterkahlen Laubbaumarten Buche und Eiche liegt die Interzeptionsverdunstung während der Nichtvegetationszeit deutlich unter der von immergrünen Nadelbaumarten. Während der Vegetationsperiode unterscheidet sich die Interzeptionsverdunstung bei allen Baumarten nur wenig (LIEBSCHER & BAUMGARTNER, 1996).

Komplexe Ansätze zur Nachbildung von Interzeption und Interzeptionsverdunstung, wie bei MENZEL, 1999, im Modell TRAIN verwendet, unterteilen die Vegetationsdecke in mehrere Schichten, auf die Niederschlagswasser entsprechend der Blattflächen aufgeteilt wird und mit unterschiedlicher Intensität verdunstet. Einfache Speicheransätze fassen die gesamte Vegetationsdecke als einen Speicher auf, der Niederschläge bis zur maximalen Speicherkapazität aufnehmen kann und "überlaufendes Wasser" auf die Bodenoberfläche gelangen läßt.

2.1.2 Schneeakkumulation und Schneeschmelze

Bei Temperaturen um und unter dem Gefrierpunkt wird fallender Niederschlag (Schnee) in einer Schneedecke akkumuliert. Bei Temperaturen oberhalb des Gefrierpunktes erfolgt eine Verdichtung der Schneedecke durch Wärmezufuhr und fallende (wässrige) Niederschläge. Wind, Eigengewicht des Schnees und Wärmeleitung an der Schneunterfläche (bei zusätzlicher Schneelage oder Alterung) bewirken ebenfalls eine Ver-

dichtung. Bei maximaler Lagerungsdichte tritt überschüssiges Wasser als Schmelzwasser aus oder wird direkt in den Untergrund abgegeben, wobei die Dichte der Schneedecke (und ihr Wasseräquivalent) je nach Speicherung und Schmelzwasserverlust stark schwankt. Für die Bildung von 1 mm Schmelzwasser wird eine Energiezufuhr von 335 kJ/m² benötigt. Die Bestimmung der Schmelzwassermenge erfolgt über das Wärmehaushaltsverfahren (sehr genau, aber hoher Datenbedarf) oder über vereinfachte Wärmehaushaltsverfahren, die von Daten zu Temperatur, Dampfdruck und Windgeschwindigkeit bzw. beim Taggradverfahren nur von der Temperatur als Eingangsgröße ausgehen. Nach der Taggradmethode, die weitverbreitet in hydrologischen Modellen eingesetzt wird, kann pro Tag und Temperaturerhöhung von 1 K über dem Schmelzpunkt die Schmelzwasserabgabe (regional und jahreszeitlich schwankend) 0,7 bis 9 mm betragen (DYCK & PESCHKE, 1995). Schmelz- und Ausflußraten erreichen bis zu 50 mm/Tag. Neben Schmelzverlusten wird die Schneedecke auch durch Sublimation (Schneeverdunstung), die im Mittel- und Hochgebirge bis zu 15% der Gesamtverluste betragen kann, reduziert (LIEBSCHER & BAUMGARTNER, 1996).

2.1.3 Evaporation, Transpiration

Nach Art der verdunstenden Fläche wird zwischen Evaporation, Verdunstung von Oberflächen, und Transpiration, Pflanzenverdunstung, in der Regel durch Spaltöffnungen, verbunden mit aktivem Wassertransport und Regulierung, unterschieden.

Die Verdunstung wird von meteorologischen Faktoren wie Strahlung, Feuchtigkeitsgradient und Wind gesteuert, aber auch von der Beschaffenheit der verdunstenden Oberfläche, wie deren Wasserangebot, Farbe, Rauigkeit, Bodenart und Art der Vegetationsdecke, beeinflusst. Unter den Bedingungen stets ausreichenden Wasserangebotes und homogener Beschaffenheit der verdun-

stenden Fläche wird deren Verdunstung nur durch den Verdunstungsanspruch der Atmosphäre gesteuert und entspricht der potentiellen Verdunstung (DYCK & GOLF, 1992).

Eine direkte Messung der Verdunstung, d.h. des turbulenten Massentransports von Wasserdampf, ist meßtechnisch nicht realisierbar. Durch die Messung des Wasserverlustes bei Atmometern, Evaporimetern bzw. Verdunstungsgefäßen (Landverdunstungskessel, Floßverdunstungskessel) und Lysimetern ist jedoch eine Abschätzung der Verdunstung über Korrekturfaktoren bzw. die Wasserhaushaltsgleichung möglich.

In der Praxis anwendbare Berechnungsverfahren für die Verdunstung sind aus theoretischen Überlegungen über physikalische Zusammenhänge und aus Meßdaten von wissenschaftlich betriebenen Meßanlagen entstanden (DYCK & GOLF, 1992; DVWK, 1996). In einigen Verfahren wird die potentielle Verdunstung berechnet und entsprechend des verfügbaren Wasserdargebotes reduziert. Empirische Ansätze, z.B. nach Haude, Turc, Ivanow oder Blaney-Criddle, die für regionale Verhältnisse ermittelt und angepaßt wurden, stehen dabei halbempirischen, physikalisch begründeten Ansätzen, wie nach Penman-Monteith (für Verdunstung aus geschlossenen Vegetationsbeständen), Priestley-Taylor, oder komplexeren Boden-Vegetation-Atmosphäre-Transfer-Modellen (z.B. Shuttleworth & Wallace) gegenüber. Die halbempirischen Ansätze werden vorrangig in räumlich diskret (Raster- bzw. Hydrotopansatz) arbeitenden Niederschlag/Abfluß-Modellen, z.B. WaSiM-ETH (SCHULLA, 1997), WASA (GÜNTNER, 2002), SWIM (KRYSAKOVA et al., 2000), ArcEGMO (PFÜTZNER et al., 1997), verwendet, die ohnehin schon einen relativ hohen Eingangsdatenbedarf haben. Bei semigegliederten Niederschlag/Abfluß-Modellen bzw. Blockmodellen werden vorrangig empirische Ansätze verwendet (HBV-D) bzw. noch einfachere Ansätze mit Monatswerten der potentiellen Verdunstung als Eingangsdaten (HBV-Ursprungsmodell).

2.2 UNSICHERHEIT(EN) - EIN PROBLEM JEDLICHER MODELLIERUNG NATÜRLICHER SYSTEME

"Die fundamentale Unvollkommenheit des Wissens ist die Essenz der Unsicherheit" (SHACKLE, 1955). Neues Wissen über komplexe Prozesse kann die Unsicherheit erniedrigen, aber auch erhöhen (indem neue Quellen von Unsicherheit entdeckt werden). Unsicherheit wird gewöhnlicherweise durch die Untersuchung verschiedener Quellen der Unsicherheit klassifiziert (VAN ASSELT & ROTMANS, 2002). Die Hauptklassen der Unsicherheitsquellen sind gemäß VAN ASSELT & ROTMANS, 2002, die Variabilität der betrachteten Systeme bzw. Prozesse und begrenztes Wissen (der Modellierer). Die Unsicherheit des begrenzten Wissens ergibt sich aus der Variabilität des betrachteten Systems in Form von Unzuverlässigkeit (der Meßwerte) und struktureller Unsicherheit (derzeit unbekannte bzw. nicht

determinierbare Prozesse oder Interaktionen). Aufgrund von Meßfehlern kann man sich nicht sicher sein, daß die ermittelten Daten der komplexen Realität entsprechen - daraus resultiert die Datenunsicherheit. Im Zusammenhang mit ungenügenden Kenntnissen realer Prozesse bzw. Vereinfachungen zur Repräsentation realer Prozesse in Modellen kann man sich ebenfalls nicht sicher sein, ob ein Modell die Realität fehlerlos widerspiegelt - daraus resultiert die Modellunsicherheit. Modellstrukturfehler, Parameterfehler und ungenügende Informationen über die Ausgangsbedingungen/Anfangsbedingungen sind gemeinsam für Modellfehler und Modellunsicherheiten verantwortlich.

Als Resultat von Unkenntnis, Datenunsicherheit und Modellunsicherheit (Abb. 2.1) sind die Er-

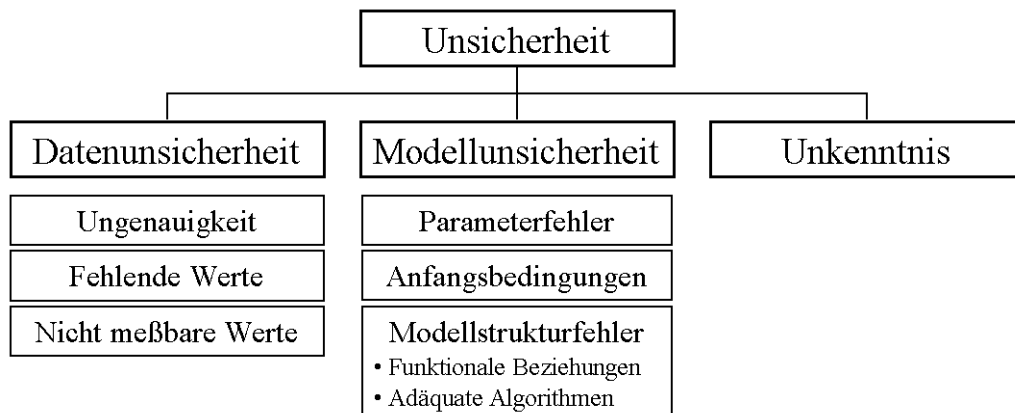


Abb. 2.1 Quellen der Unsicherheit.

gebnisse jeglicher Modellierung (Simulationsergebnisse) mit Fehlern behaftet und entsprechend unsicher. Ob der Grad der Unsicherheit (für Risikoanalysen) im konkreten Fall bestimmbar ist oder nicht, wird kontrovers diskutiert (KLEMES, 2002). Die Angabe und Würdigung aller Unsicherheitsquellen ist mit Sicherheit eine wichtige Basis von Modellierungen natürlicher Systeme.

Bei der Untersuchung von Phänomenen, für die eine Vielzahl von Modellen in Form einer Mo-

dellkette eingesetzt werden, z.B. bei der Untersuchung von Auswirkungen möglicher Klimaänderungen, ist jedes Glied dieser Modellkette mit Fehlern und entsprechenden Unsicherheiten behaftet. Bei Beachtung der Unsicherheiten nehmen die Ergebnisse eines (Anfangs-)Modells einen Ergebnisraum ein, aus dem eine Auswahl von Eingangsdaten des nächstfolgenden Modells der Modellkette erfolgt. Dadurch ergibt sich auf jeder Modellierungsstufe eine zunehmende Bandbreite des Ergebnisraumes (Abb. 2.2) - eine Kaskade der

Unsicherheit (MITCHELL & HULME, 1999; VINER, 2002).

Eine detaillierte Unsicherheitsbetrachtung inklusive quantitativer Abschätzung von Unsicherheiten ist nicht Gegenstand dieser Arbeit, dennoch erfolgt an geeigneten Stellen der nachfolgenden Kapitel eine zumeist qualitative Würdigung von

Unsicherheitsquellen. Alle Simulationsergebnisse der Modelle sind, auch wenn sie mit Kommastellenpräzision angegeben werden, als unsicher zu betrachten und in Gedanken als *ein* dargestellter Wert eines Ergebnisbandes zu interpretieren.

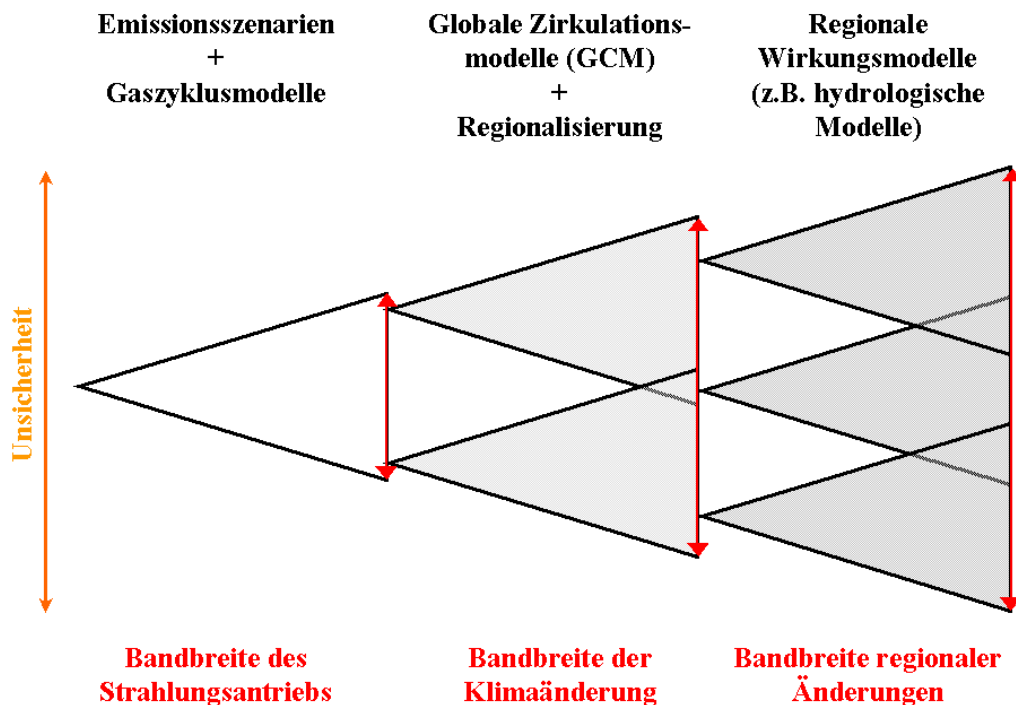


Abb. 2.2 Kaskade der Unsicherheiten bei der Modellkette zur Untersuchung der Auswirkungen von Klimaänderungen (nach Mitchell & Hulme, 1999, und Viner, 2002, stark verändert).

2.3 ERFASSUNG VON NIEDERSCHLAG UND TEMPERATUR - ASPEKTE DER DATENUNSIKERHEIT

Meßwerte an Einzelstationen bzw. in Meßnetzen dienen der Charakterisierung von Umweltbedingungen und werden zumeist als zeitlich und räumlich repräsentative Zustandsbeschreibung der Realität aufgefaßt. Mit einer Vielzahl von Interpolationsverfahren werden Meßwerte benachbarter Stationen bzw. Zeitabschnitte auf Fläche und Zeitraum übertragen. Da jede Messung mit einem Meßfehler verbunden ist und die Repräsentativität der Messung vom beobachteten Phänomen und dessen zeitlicher und räumlicher Aus-

prägung abhängig ist, hat die Methodik der Erfassung (Messung) einen direkten Einfluß auf die Meßwerte und somit die wahrgenommene Realität. Bei der hydrologischen Modellierung wird versucht, dynamische Änderungen der Umweltbedingungen über Modellprozesse in Modellergebnisse zu überführen, die mit der Realität in Übereinstimmung stehen, also mit dem Modell die Realität nachzuvollziehen. Somit hat die durch Meßwerte dargestellte Realität der Umweltbedingungen unmittelbaren Einfluß auf die Mo-

dellierung. Am Beispiel der Erfassung von Niederschlag und Temperatur werden Meßfehler und Probleme der Repräsentativität als Beitrag zur Datenunsicherheit dargestellt.

Weiterhin werden spezifische Erfassungs- und Berechnungsmethoden, die für den französischen Teil des Einzugsgebietes der Mosel von Bedeutung sind, erwähnt.

2.3.1 Niederschlag

Niederschlag ist der Antrieb der Abflußbildung und somit die wichtigste Eingangsgröße der Hydrologie. Der Abfluß wird durch die Niederschlagshöhe, die jahreszeitliche Verteilung, die Häufigkeit, die Intensität, die Dauer, die flächenhafte und zeitliche Verteilung sowie die Niederschlagsart beeinflusst (LIEBSCHER & BAUMGARTNER, 1996). Folgende Niederschlagsarten werden unterschieden: fallende Niederschläge (Regen, Schnee, Hagel, Graupeln), abgesetzte Niederschläge (Tau, Reif, Nebelniederschlag), abgelagerte Niederschläge (Schneedecke, Eisablagerungen) sowie aufgewirbelte Niederschläge (Schneefegen, Schneetreiben). Die größte mengenmäßige Bedeutung haben die fallenden Niederschläge Regen und Schnee. Weltweit werden mehr als 50 verschiedene nationale Standardniederschlagsmeßgeräte unterschiedlichen Materials, Designs und Größe eingesetzt. Die Fläche der Auffangöffnungen variiert von 7 bis 1000 cm² und die Aufstellhöhen (Niveau der Öffnung über dem Erdboden) von 0,2 bis 2,0 m (SEVRUK & KLEMM, 1989). In Frankreich wird z.B. der kegelförmige Pluviometre SPIEA mit einer Öffnung von 400 cm² und einer Aufstellhöhe von 1,5 m verwendet. Die Erfassung des fallenden Niederschlags erfolgt in Deutschland hingegen schon seit 1886 mit dem Hellmann-Niederschlagsmesser als nationalem Referenzmeßgerät. Der Niederschlagsmesser nach Hellman besitzt eine kreisrunde Auffangöffnung von 200 cm² und eine Aufstellhöhe von 1 m. Es werden Einzelmessungen und kontinuierliche Messungen (Pluviograph) vorgenommen (Ablesegenauigkeit auf 0,1 mm). Vorrangig an hauptamtlichen Stationen werden registrierende Niederschlagsschreiber, die mit Wippe, Schwimmer, Tropfenzähler oder Niederschlagswaagen ausgestattet sind, eingesetzt (WOHLRAB et al., 1992).

Weiterhin werden in abgelegenen Gebieten Niederschlagstotalisatoren verwendet. Im Rahmen des Großprojektes "Meßnetz 2000" erfolgt beim DWD der Aufbau eines automatischen Meßnetzes, das mit Ombrometern bestückt ist und in Verbindung mit dem Wetterradarverbundnetz (16 Standorte in Deutschland) flächendeckend Niederschlagswerte ermittelt (DWD, 2001).

Die Niederschlagsmessung ist mit systematischen Fehlern behaftet: Fehler beim Auffangvorgang (Benetzungsfehler, Windfehler, Ein- bzw. Herauswehen von Schnee, Hinein- bzw. Herauspritzen von Tropfen), Fehler bei der Speicherung (Verdunstung aus dem Sammelgefäß), Fehler bei der volumetrischen Messung (Ungenauigkeiten der Auffangöffnung). Windfehler und Benetzungsfehler sind die bedeutendsten Fehler (WOHLRAB et al., 1992; LIEBSCHER & BAUMGARTNER, 1996). Im allgemeinen steigt der durch die Störung des Windfeldes bewirkte Meßfehler mit zunehmendem Außenquerschnitt des Meßgerätes an (NESPOR, 1996).

Der Stationsmeßfehler ist von der Lage der Station (frei, stark geschützt) und von der Zusammensetzung und Intensität der fallenden Niederschläge abhängig. So wurde an der Station Potsdam für den Regenschirm in freier Lage für die Monate Januar und Februar ein Meßfehler von ca. 30% und für die Monate Juli bis September von ca. 11% ermittelt. Bei einem Regenschirm in stark geschützter Lage ebenfalls an der Station Potsdam schwankte der Meßfehler dagegen von 11% im Winter bis 8% im Sommer (HAD, 2000, KARTE 2.5).

Bei den vom DWD betreuten Stationen wurde bis zum 31.12.1970 der Niederschlag morgens um 7 Uhr MOZ gemessen und dann dem Meßtag zugeordnet (Bezugszeitraum von 7 Uhr des Vortages bis 7 Uhr Meßtag). Seit dem 1.1.1971 wird der Niederschlag morgens um 7.30 Uhr (gesetzl. Zeit) gemessen und dann dem Vortag zugeordnet (Bezugszeitraum von 7.30 Uhr Meßtag bis 7.30 Uhr Folgetag) (Diana Müller, DWD, Geschäftsfeld Hydrometeorologie, pers. Kommunikation). Zur Homogenisierung der am PIK vorhandenen Datenreihen wurde eine Rückdatierung mit dem Effekt vorgenommen, daß für den 31.12.1970 kein Meßwert für Niederschlag existiert. Im Be-

reich der DDR wurde der Bezugszeitraum schon zum 31.12.1968 gewechselt.

2.3.2 Temperatur

Die Bestimmung der Lufttemperatur erfolgt standardmäßig mit Flüssigkeitsthermometern, elektronischen Thermometern (Thermoelemente) sowie Bimetallschreibern (Thermo-Hydro-Barograph), die zum Schutz vor Witterung und direkten Strahlungseinflüssen in einer Wetterhütte 2 m über dem Erdboden untergebracht sind. Die Genauigkeit der Temperaturermittlung ist von den Meßinstrumenten abhängig und reicht von 0,1 K bis 1,0 K (DVWK, 1996).

Bei nebenamtlichen Stationen erfolgt die Ableitung an 3 Beobachtungsterminen: 7, 14, 21 Uhr MOZ (seit 1987 7,30, 14,30, 21,30 Uhr MEZ). Die Tagesmitteltemperatur wird nach folgender Formel ermittelt:

$$\bar{T} = \frac{T_7 + T_{14} + 2 \times T_{21}}{4} \quad (2.1)$$

\bar{T}	Tagesmitteltemperatur	[°C]
$T_{7,14,21}$	Temperatur zu den Meßzeiten	[°C]

Bei hauptamtlichen Stationen liefern elektronische Thermometer 10-Minutenwerte, die zu Stundenwerten aggregiert und gespeichert werden. Die Tagesmitteltemperatur wird nach folgender Formel ermittelt:

$$\bar{T} = \frac{\sum_{i=1}^{24} T_i}{24} \quad (2.2)$$

\bar{T}	Tagesmitteltemperatur	[°C]
T_i	Temperatur zu den Meßzeiten	[°C]

Sofern für (ausländische) Stationen, wie z.B. im französischen Teil des Moseleinzugsgebietes, nur Tagesminima bzw. -maxima bekannt sind, erfolgt die Berechnung der Tagesmitteltemperatur gewöhnlich nach der Formel:

$$\bar{T} = \frac{T_{min} + T_{max}}{2} \quad (2.3)$$

\bar{T}	Tagesmitteltemperatur	[°C]
T_{min}	Tagesminimum der Temperatur	[°C]
T_{max}	Tagesmaximum der Temperatur	[°C]

2.4 ABFLUSSBESTIMMUNG - ASPEKTE DER DATENUNSIKERHEIT

2.4.1 Abflußbestimmung per Durchflußmessung

Der gesamte Volumenfluß je Zeiteinheit, der das Einzugsgebiet ober- oder unterirdisch verläßt, wird als Abfluß bezeichnet. Der Volumenfluß der je Zeiteinheit durch einen Oberflächengewässerquerschnitt fließt, wird als Durchfluß bezeichnet (DYCK & PESCHKE, 1995). Bei großen Einzugsgebieten stimmen oberirdisches und unterirdisches Einzugsgebiet relativ gut überein und die abfließende Wassermenge verläßt das Einzugsgebiet (fast) ausschließlich durch das Flußbett, so daß der Durchfluß dem Abfluß entspricht. Sofern ein erheblicher Grundwasserabfluß existiert bzw. Überleitungen in andere Gewässer, ist der Durchfluß nur eine Teilmenge des Abflusses.

Die Messung des Durchflusses erfolgt bei kleinen Flüssen durch Ableitung und Volumenmessung, bei größeren Flüssen indirekt über die Bestimmung der mittleren Fließgeschwindigkeit, die mit der durchflossenen Flußquerschnittsfläche multipliziert wird.

Diese Messungen werden im Gegensatz zur täglichen, stündlichen oder viertelstündlichen Wasserstandsmessung in größeren Zeitabständen (z.B. 10-12 pro Jahr bei stark schwankenden Abflußbedingungen [LFW BAYERN, 2000]) bei unterschiedlichen Wasserständen durchgeführt. Aus den Durchflußmessungen und den korrespondierenden Wasserstandsmessungen wird eine Durchflußkurve erstellt, die für jeden gemessenen Wasserstand einen zugehörigen Durchfluß in m³/s angibt. Diese Durchflußkurve ist an die Voraussetzung stationären Fließens gebunden.

Die instationäre Strömung beim Ablauf von Hochwasserwellen bewirkt jedoch, daß zu gleichem Wasserstand bei steigendem Hochwasser ein größerer Durchfluß gehört als bei fallendem (LIEBSCHER & BAUMGARTNER, 1996; DYCK & PESCHKE, 1995). Nach bedeutenden Änderungen geometrischer oder hydraulischer Parameter der Durchflußmeßstelle, wie nach Baumaßnahmen im Gerinne oder dem Ablauf größerer Hochwasser, muß eine neue Wasserstands-Durchfluß-Beziehung aufgestellt werden.

2.4.2 Flügelmessung

Das am häufigsten genutzte Verfahren zur Fließgeschwindigkeitsbestimmung ist die Messung mit dem hydrometrischen Flügel (DYCK & PESCHKE, 1995). Dabei wird der Meßquerschnitt in Lamellen unterteilt, die sich am Flußprofil, dessen Tiefe ebenfalls registriert wird, ausrichten. Die Meßlotrechten liegen in der Lamellenmitte und je nach gewählter Methode werden an 2, 3, 6 oder mehr Punkten der Meßlotrechten die Flügelumdrehungen innerhalb der Meßdauer ermittelt. Sofern der Meßflügel als Schwimmflügel eingesetzt wird, geschieht das von Brücken, Seilkrananlagen (Abb. 2.3) oder Meßschiffen. Aus den

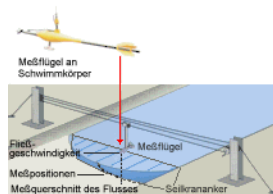


Abb. 2.3 Prinzip der Flügelmessung von einer Seilkrananlage (LFW Bayern online)

Fließgeschwindigkeiten der einzelnen Meßpunkte wird je nach Methode das gewichtete bzw. einfache arithmetische Mittel der Fließgeschwindigkeit pro Lamelle ermittelt, der Durchfluß pro Lamelle bestimmt und der Gesamtdurchfluß als Summe der Lamellendurchflüsse berechnet. Weitere Verfahren zur Durchflußermittlung sind Ultraschallmessung, Messung mit elektromagnetisch-induktiven Strömungs sondens sowie speziell

bei geringen Durchflüssen Meßwehre, Tracermessungen und Venturikanäle.

2.4.3 Fehler der Durchflußmessung

Durchflußmessungen mit mittleren Fehlern um 5% und mehr sind die Normalität (DYCK & PESCHKE, 1995). Jede Einzelmessung mit hydrometrischen Flügeln kann Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der Fließgeschwindigkeit (in Abhängigkeit von Meßdauer, Meßpunktezahl, Lotrechtzahl und Flügelkalibrierung) sowie bei der Bestimmung der Lage der Meßlotrechten und Tiefe in der Meßlotrechten aufweisen (MORGENSCHWEIS, 1990). Systematische Fehler bei der Erstellung der Durchflußkurve ergeben sich aus der relativ zur Gesamtzahl niedrigen Anzahl der Durchflußmessungen bei Niedrigwasser bzw. Hochwasser. Extreme Hochwasser- und Niedrigwasserdurchflüsse sind durch Extrapolation der Abflußkurve für Mittelwasser nur sehr ungenau zu bestimmen, jedoch ist die Durchflußmessung beim Auftreten von Extremen problematisch. Bei Niedrigwasser müssen vermehrt Teilquerschnitte (Mehrfachprofile) gemessen werden, in denen bei niedrigem Wasserstand z.B. der Meßflügel nicht vollständig eintaucht. Bei Hochwasser kommt es hingegen zu Ausuferungen, Anschwemmungen, Geschiebetrieb, erhöhter Schwebstoff- und Treibgutfracht, die die Messungen verkomplizieren bzw. unmöglich machen (Ausfall von Ultraschallmessungen bei hohem Schwebstoffgehalt). Weitere Fehler beruhen auf Rauigkeitsänderungen (z.B. durch jahreszeitlich variierende Verkräutung), bewegter Sohle oder auch unsachgemäßer Arbeit mit den Meßgeräten. Durch die rechnergestützte Zeitreihenanalyse mit Konsistenz- und Plausibilitätsprüfungen können viele Meßfehler erkannt und korrigiert werden. Diese Korrektur kann recht beachtlich sein, wie z.B. für den Durchfluß am Pegel Menden 1, Sieg, für den 23.2.1970, der im Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch für das Rheingebiet 1995 (DGJ, 1998) in der Liste der Extremwerte mit 853 m³/s aufgeführt ist, jedoch in einer Datei der korrigierten Tagesmittelwerte des StUA Köln von 2001 mit 961,99 m³/s verzeichnet ist. Bei einer Datenlieferung der BfG zum Durchfluß am Pegel Perl, Mosel, war augenscheinlich keine Plausibilitäts-

prüfung durchgeführt worden: bei fallendem Wasserstand vom 5.1. auf den 6.1. nahm der Durchfluß zu (Tab. 2.1).

Datum	W [cm]	Q _{gem} [m ³ /s]	Q _{AT} [m ³ /s]
3.1.1979	438	614	612
4.1.1979	349	382	383
5.1.1979	312	296	297
6.1.1979	287	372	241
7.1.1979	272	341	206
8.1.1979	262	227	183
9.1.1979	250	154	155

Tab. 2.1 Durchfluß Pegel Perl, Mosel (W - Wasserstand, Q_{gem} - "gemessener Durchfluß", Q_{AT} - aus Abflußtafel ermittelter Durchfluß).

2.4.4 Einfluß der Unsicherheit der Durchflußwerte auf die Simulationsgüte

Durchflußmessungen sind mit diversen Fehlern verbunden (siehe Kapitel 2.4.3) - eine Quelle von Unsicherheit in der Simulation des Ist-Zustandes. Um den Einfluß von Durchflußmeßfehlern auf die Güte der Simulation zu bestimmen, wurden alle gemessenen Durchflußwerte (Tageswerte) der Sieg am Pegel Menden 1 vor der Berechnung der Effizienz (NASH & SUTCLIFFE, 1970) als einem statistischen Gütemaß, mit Hilfe eines Zufallsgenerators

- (a) um 5% erhöht oder vermindert
- (b) um 5%, 4%, 3%, 2%, 1% oder 0% erhöht oder vermindert, wobei die Auswahl des Betrages ebenfalls zufallsgesteuert erfolgt.

Nach je 1000 Realisierungen ergibt sich eine Spannweite der Simulationsgüte (siehe Tab. 2.2), die für die Effizienz deutlich weiter ist als für die

lg-Effizienz (bei der Berechnung der lg-Effizienz wird die Übereinstimmung der gemessenen und simulierten Durchflüsse in Phasen niedriger Durchflüsse betont). Dieser Unterschied ist auf die Verwendung der prozentualen Änderung, die bei niedrigen Werten kleinere Änderungsbeträge bewirkt, zurückzuführen. Nach Methode a) sind die Spannweiten der Simulationsgüte bedingt durch die Betrachtung der extremen Änderungsbeträge +5% bzw. -5% weiter als nach Methode b). Die insgesamt kleine Spannweite weist darauf hin, daß die Differenzen durch die nicht perfekte Übereinstimmung von simulierten und gemessenen Durchflüssen im Zuge der zufallsgesteuerten Durchflußänderungen nur gering sind und über die Zeitschiene ausgleichend beeinflusst wurden.

Zeitraum	Effizienz	lg-Effizienz
1964 - 1974 gemessen	0,874	0,916
1990 - 1999 gemessen	0,882	0,915
1964 - 1974 Methode a)	0,864 - 0,877	0,913 - 0,915
1990 - 1999 Methode a)	0,872 - 0,886	0,911 - 0,914
1964 - 1974 Methode b)	0,868 - 0,877	0,915 - 0,916
1990 - 1999 Methode b)	0,876 - 0,887	0,914 - 0,915

Tab. 2.2 Spannweite der Simulationsgüte bei zufallsgesteuerter Änderung des gemessenen Durchflusses.

Relativ geringe Fehler der Durchflußmessung haben also einen geringen Einfluß auf die Simulationsgüte, wobei durch Parameteranpassung an falsche Meßwerte (zur Erhöhung der Simulationsgüte) auch die Gesamtheit der simulierten Durchflüsse beeinträchtigt sein kann.

2.5 KENNTNISSTAND ZUR SIMULATION DER ABFLUSSVERHÄLTNISSE FÜR KLIMASZENARIEN

Untersuchungen der Beeinflussung von Abflußverhältnissen durch in Klimaszenarien spezifi-

zierte Temperatur- und Niederschlagsänderungen sind für ausgewählte Flußgebiete bzw. Regionen

weltweit (z.B. England (PRUDHOMME et al., 2002; PILLING & JONES, 2002), Südafrika (SCHULZE & PERKS, 2002), Australien (CHIEW et al., 1995), Äthiopien (LEGESSE et al., 2003), Canada (LOUKAS et al., 2002) und Brasilien (GÜNTNER, 2002)) durchgeführt worden.

Die Mehrzahl der Untersuchungen stellt Änderungen der Abflußverhältnisse durch den Vergleich einer längeren Periode heutiger Zustände mit einer Periode entsprechender Länge zum Ende der Klimaszenarien im 21. Jahrhundert dar. Dieser Ansatz wird in der vorliegenden Arbeit ebenfalls verfolgt.

Der Begriff Klimaszenario (Klimaszenarien) wird von verschiedenen Autoren unterschiedlich definiert und verwendet. Im Rahmen dieser Arbeit gibt ein Klimaszenario die meteorologischen Kennwerte Temperatur und Niederschlag als Resultat einer Modellkette (Emissionsszenario/Gaszyklusmodell, Globales Zirkulationsmodell/Regionalisierung) als eine Zeitreihe von Tageswerten zukünftiger bzw. vergangener Zeitabschnitte vor. Auf diesen Werten basierend, werden mit Hilfe eines hydrologischen Modells Szenarien der Abfluß- bzw. Durchflußentwicklung simuliert, die mit dem Kürzel des Klimaszenarios nach zugrundeliegendem Globalem Zirkulationsmodell (z.B. *sca* oder *hdl*) gekennzeichnet werden.

Während in den 1980er Jahren ausschließlich synthetische Klimaszenarien (mit willkürlichen Änderungsbeträgen) bzw. Analogie-Szenarien (zeitlich - mit paläoklimatischen oder historischen Klimadaten; räumlich - mit Klimadaten anderer Regionen) verwendet wurden, sind ab 1989 innerhalb des IPCC-Prozesses auf Modellläufen Globaler Zirkulationsmodelle (GCM) beruhende Klimaszenarien evaluiert und eingesetzt worden - eine Methode, die heute bei der Mehrzahl der Untersuchungen zu Auswirkungen von möglichen Klimaänderungen zum Einsatz kommt (CARTER, 1999).

Der Stand der Technik bei der Erstellung von Klimaszenarien auf Basis von regionalisierten Ergebnissen von GCM-Modellläufen sowie die Ableitung synthetischer Szenarien werden in *Kapitel 6* beschrieben.

In Deutschland sind alle mesoskaligen Einzugsgebiete durch Wasserwirtschaftsbehörden bzw. im Rahmen von wissenschaftlichen oder in-

genieurtechnischen Untersuchungen mit einer Vielzahl von hydrologischen Modellen und unterschiedlichen Zielstellungen untersucht worden.

Im folgenden werden einige wichtige Untersuchungen im Rheineinzugsgebiet (Fokusregion: Einzugsgebiet zwischen den Pegeln Maxau und Emmerich), aber auch methodisch interessante Untersuchungen in anderen (z.T. angrenzenden) Regionen und deren maßgebliche Erkenntnisse vorgestellt.

Untersuchungen zur Abschätzung von Folgen möglicher Klimaänderungen auf Abflußverhältnisse wurden in kleinen Einzugsgebieten bis ca. 150 km² (BRONSTERT et al., 2002; BRONSTERT et al., 2003), für mesoskalige/regionalskalige Gebiete von 2000 km² - 20000 km² (BOOIJ, 2002; MENZEL & BÜRGER, 2002; SCHUMANN et al., 2001) und sehr großen Gebieten (ganz Europa - ARNELL, 1999; Rheingebiet - MIDDELKOOP et al., 2001; KLEINN, 2003) erst in den letzten Jahren verstärkt durchgeführt. Das bei der Untersuchung des gesamten Rheingebietes (MIDDELKOOP et al., 2001) eingesetzte hydrologische Modell RHINEFLOW ist von der zeitlichen (Monatswerte) und räumlichen (3 km x 3 km) Auflösung allerdings als sehr grob und verbesserungswürdig einzustufen.

Je nach geographischer Lage, verwendeten Klimaszenarien und Vergleichszeitraum sind die in den erwähnten Untersuchungen erzielten Resultate recht unterschiedlich.

So kommen BRONSTERT et al., 2002, und BRONSTERT et al., 2003, bei einer ereignisbezogenen Betrachtung zum Ergebnis, daß während Hochwasserereignissen im Frühjahr der Durchfluß (gemäß Szenario) deutlich erhöht ist.

MIDDELKOOP et al., 2001, ermitteln z. B. für das Einzugsgebiet der Mosel bis zum Pegel Cochem eine leichte Zunahme der monatlichen Durchflüsse in den Wintermonaten und eine Abnahme im Spätsommer/Herbst.

BOOIJ, 2002, berechnet für Klimaszenarien an der Maas eine leichte Abnahme der mittleren Durchflußwerte, zurückzuführen auf deutlich erhöhte Evapotranspiration bei geringfügig höherem Niederschlag.

KLEINN, 2003, generiert mit einem synthetischen Klimaversuch (Temperatur + 2 K, atmosphäri-

sche Feuchte + 15%) eine deutliche Zunahme der winterlichen Niederschläge (insbesondere in Form von Regen) und damit verbundene Zunahme starker Abflußereignisse, die zu Winterhochwasser führen können.

MENZEL & BÜRGER, 2002, stellen in einer außerhalb des Rheineinzugsgebietes gelegenen Region im Süden Ostdeutschlands, dem Einzugsgebiet der Mulde, bei der Szenariosimulation (mit höheren Temperaturen und geringeren Niederschlägen) eine starke Abnahme der mittleren monatlichen Durchflüsse übers ganze Jahr fest.

Regionale Auswirkungen möglicher Klimaänderungen können durch die Untersuchung von mesoskaligen/regionalskaligen Gebieten detaillierter dargestellt werden als bei der Betrachtung von ganz Europa bzw. dem ganzen Rheingebiet.

BENDIX, 1997, betont die, neben der maßgeblichen klimatischen Steuerung der Hochwasserabflüsse des Rheins, große Bedeutung anthropogener Einflußfaktoren, wie die hochwasserverstärkende Rolle des Flußausbaus (Verlust von Retentionsflächen, Verkürzung der Fließzeit) und die Einflüsse (drastischer) Landnutzungsänderungen.

GERSTENGARBE et al., 2003, räumen in einer sektorenübergreifenden Regionalstudie für das Land Brandenburg den nach einem statistisch-stochastischem Klimaszenario (2001-2055) berechneten Änderungen der hydrologischen Verhältnisse eine zentrale Bedeutung mit entsprechenden Auswirkungen auf Land- und Forstwirtschaft ein. Konkret werden eine flächendeckende Abnahme der Grundwasserneubildung, die Zunahme der Evapotranspiration grundwassernaher bzw. feuchter Standorte, die Abnahme der Evapotranspiration grundwasserferner Standorte sowie eine flächendeckende Abnahme der Abflußhöhe simuliert.

BOORMAN & SEFTON, 1997, weisen darauf hin, daß die Effekte der Klimaänderung in einzelnen Einzugsgebieten unterschiedlich stark ausgeprägt, also gebietsabhängig sind und zudem die verschiedenen betrachteten hydrologischen Kenngrößen (z.B. MQ, MHQ) unterschiedlich stark beeinflußt werden. Ergebnisse in Beispielgebieten können nicht einfach auf die gesamte Region übertragen werden.

SCHUMANN et al., 2001, bzw. SCHUMANN et al., 2000, verdeutlichen die Unsicherheit regionaler hydrologischer Auswirkungen globaler Klimaänderungen, indem sie 25000 Variationen von Klimaszenarien betrachten, deren Monatswerte der Temperatur- und Niederschlagsänderungen in der Art synthetischer Szenarien zur Modifizierung gemessener meteorologischer Zeitreihen im Gebiet der oberen Donau verwendet werden. Sämtliche 25000 synthetische Szenarien weisen eine Temperaturerhöhung im Sommer- und Winterhalbjahr bei einer mehrheitlichen Zunahme des Winterniederschlags und Abnahme des Sommer-niederschlags auf. Daraus folgt eine mehrheitliche Abflußverringerng im Winter und (noch stärker ausgeprägt) im Sommer.

Grundlage der Variationen von Klimaszenarien ist eine Monte-Carlo-Simulation mit dem vereinfachten Energiebilanzmodell MAGICC, in deren Verlauf Temperatur- und Niederschlagsänderungen für verschiedene Emissionsszenarien und Klimasensitivitäten berechnet und auf einen Gitterpunktwert der dort für 14 GCM-Modellläufe vorliegenden Klimaänderungssignale übertragen werden (es erfolgt eine Skalierung auf die globale mittlere Temperaturerhöhung der entsprechenden GCMs). Die Ergebnisvariabilität wird durch die unterschiedlichen regionalen Aussagen der verschiedenen GCMs dominiert, aber selbst wenn zwei Ensemblemodellläufe eines GCM (die unterschiedliche Anfangsbedingungen aufweisen) als Grundlage von Klimavariationen betrachtet werden, sind starke Unterschiede bei den Ergebnissen festzustellen. "Zum gegenwärtigen Zeitpunkt erscheint es somit nicht sinnvoll, einzelne Klimaszenarien als planungsrelevante Aussagen in Hinblick auf die zukünftigen hydrologischen Verhältnisse zu analysieren, da die regionalen Veränderungen auf der Grundlage der globalen Klimamodelle sehr unterschiedlich beurteilt werden." (SCHUMANN et al., 2000).

Die Beachtung der Unsicherheiten und damit auch der Frage der Aussagekraft der Untersuchungsergebnisse ist zweifelsohne von zentraler Bedeutung. Eine isolierte Betrachtung von Einzelszenarien sollte zu Recht durch die Betrachtung einer Vielzahl von Szenarien auf Grundlage einer Vielzahl validierter GCMs ersetzt werden. Um einen großen Teil der Bandbreite des Ergeb-

nisraumes einer Modellkette erfassen zu können, genügt wohl auch eine geringere Anzahl als 25000 Variationen von Klimaszenarien, zudem erscheint die Ableitung von Änderungsbeträgen aus nur einem GCM-Gitterpunktwert bedenklich und eine Regionalisierung auf Meßstationen wird bei SCHUMANN et al. nicht durchgeführt.

Die Einbeziehung von Untersuchungsergebnissen der Abflußsimulation auf Grundlage von Klimaszenarien in wasserwirtschaftliche Planungen bedeutet die Beachtung eines weiteren Elementes der Risikovorsorge. Betrag und Richtung möglicher zukünftiger Änderungen der Abflußverhältnisse (Zunahme/Abnahme der Durchflüsse, jahreszeitliche Variabilität) sind bestimmbar, jedoch sehr unsicher.

Die auf hydrologischen Simulationen für Klimaszenarien basierende mögliche Entwicklung der zukünftigen Abflußverhältnisse weist abhängig vom betrachteten Einzugsgebiet und der verwendeten Methodik (Klimaszenario und die damit verbundene Modellkette) beachtliche Differenzen auf. Die erwartete Entwicklung der zukünftigen Abflußverhältnisse in Deutschland ist nicht einheitlich, sondern regional verschieden. Im Rheineinzugsgebiet sind für die Zukunft (als relativ robustes Resultat der Untersuchungen von BRONSTERT et al, 2003; KLEINN, 2003, und MIDDELKOOP et al, 2001) Zunahmen der Durchflüsse in den Wintermonaten und höhere Frühjahrsdurchflüsse möglich.

Das hydrologische Modell HBV-D

Das HBV-Modell ist ein konzeptionelles hydrologisches Modell zur Niederschlags-/Abflußmodellierung. Nach dem Grad der räumlichen Auflösung ist es ein semigegliedertes (semi-distributed) Modell, da als Modellierungseinheit größere (Teil)Flächen zusammengefaßt werden. Das Einzugsgebiet kann in Teileinzugsgebiete gegliedert werden, die ihrerseits in Höhenstufen

eingeteilt und innerhalb der Höhenstufen in Vegetationszonen unterteilt werden. Vorteile des HBV-Modells sind der gegenüber räumlich diskret arbeitenden Modellen deutlich geringere Bedarf an Eingangsdaten, eine relativ einfache Modellstruktur (einfache Teilmodelle für wichtige Abflußbildungsprozesse) und eine vielseitige Einsetzbarkeit.

3.1 HISTORISCHE ENTWICKLUNG

Der erste erfolgreiche Lauf einer Frühversion des HBV-Modells fand im Frühjahr 1972 am Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Institut (SMHI) statt. Konzeption und Weiterentwicklung wurden maßgeblich von Sten Bergström geleistet bzw. geleitet. Von einem Wasserbilanzmodell (HBV = Hydrologiska Byråns Vattenbalanssektionsmodell) entwickelte es sich in den folgenden Jahren in verschiedenen Versionen zu einem Modell für Hochwasservorhersage, Echtzeit-Hochwasservorhersage, Simulation von Grundwasserständen, Bemessungshochwässer für wasserbauliche Anlagen sowie Auswirkungen von Umweltänderungen auf Abflußcharakteristika. Modellanwendungen sind für ganz Skandinavien, große Teile Europas, für Mittelamerika und zahlreiche weitere Regionen (über 30 Länder) bekannt (BERGSTRÖM, 1995). Seit 1993 wurde am SMHI das Grundmodell überarbeitet und 1996 mit HBV-96 eine neue Version geschaffen (LINDSTRÖM et al., 1997).

Aus dem Grundmodell des SMHI und verschiedenen in Skandinavien gebräuchlichen HBV-

Varianten entwickelte der Norweger Nils Roar Sælthun ab 1995 das "Nordische" HBV-Modell in verschiedenen Versionen (aktuelle Version 3.24a vom Januar 1999) (SÆLTHUN, 1996; SÆLTHUN, 1999). Das Nordische HBV-Modell, Version 3.15 (1995), wurde von Valentina Krysanova, PIK-Potsdam, im Jahre 1997 in der Dateistruktur verändert und für die simultane Modellierung von bis zu 100 Teileinzugsgebieten (subbasins) und einer unlimitierten Anzahl von Niederschlags- bzw. Temperaturstationen erweitert (KRYSANOVA et al., 1999). Die am PIK erfolgten Veränderungen waren so weitreichend, daß der Name HBV-D für das am PIK verwendete Modell eingeführt wurde. Seit 1998 wurde das Modell von Lucas Menzel, PIK-Potsdam, modifiziert (Berücksichtigung von bis zu 15 Landnutzungsklassen; Berechnung Tageswerte potentieller Evapotranspiration). Die aktuelle Modellversion diente als Grundlage verschiedener Untersuchungen zu Klimaänderungen und Abflußentwicklungen im Muldegebiet und Rheingebiet (SCHWANDT & MENZEL, 2001; MENZEL et al.,

2002; MENZEL & BÜRGER, 2002; SCHWANDT, 2003; MENZEL et al., 2003).

3.2 MODELLBESCHREIBUNG

Vorab einige Bemerkungen zum Aufbau dieser Modellbeschreibung: Sofern Parameter mit konkreten Werten erwähnt werden, entsprechen sie Standardwerten oder dienen zur Illustration der Parameter. Im Abschnitt Parameterkalibrierung wird auf Parameterspannweiten und Standardwerte detaillierter eingegangen. Die Parameterkürzel stehen jeweils in Klammern.

HBV-D ist ein konzeptionelles Modell, d.h. physikalische Gesetzmäßigkeiten werden vereinfacht einbezogen und mit empirischen Ergebnissen gemeinsam genutzt, um komplexe Vorgänge mit einfachen Formeln und Hilfsparametern zu berechnen. Häufig besteht nur eine geringe bzw. keine direkte Beziehung zwischen Modellparametern und physikalisch meßbaren Parametern. Das Modell HBV-D kann in vier Teilmodelle unterteilt werden: Schneemodell, Bodenmodell, dynamischer Teil (Speicheransatz zur Abflußkonzentration) und Routing (Abflußkonzentration, Durchflußverlauf). Als klassisches Niederschlags-Abflußmodell folgt es logisch dem Weg des Wassers: Niederschlag (incl. Schneeakkumulation und -schmelze), Abflußbildung und Abflußkonzentration. Die Abb. 3.1 gibt die Modellstruktur in einer vereinfachten Darstellung wieder.

Eine Niederschlagskorrektur der Meßdaten (nach linearem Ansatz in HBV-D) ermöglicht die Kompensation von Benetzungs-, Verdunstungs-, Verwirbelungs- und anderen Auffangverlusten der Meßgeräte (WOHLRAB et al., 1992). Sie erfolgt für Regen (PKORR) und Schneefall (SKORR) getrennt, um die unterschiedlich hohen Auffangverluste bei Regen bzw. bei Schneefall zu berücksichtigen.

Aus den Höhenangaben der Niederschlags- und Temperaturmeßstationen und deren Wichtungsfaktoren wird eine Referenzhöhe des Niederschlags und der Temperatur ermittelt. Über Niederschlags- bzw. Temperaturgradienten werden

die gemessenen Daten auf die Höhenzonen übertragen. Dabei wird ein linearer Niederschlags/Höhengradient (PGRAD) von 0,03 angenommen, d.h. pro 100 Höhenmeter erhöht sich der Niederschlag um 3%. Die Temperatur erniedrigt sich pro 100 Höhenmeter an Tagen ohne Niederschlag um (TTGRAD) 0,6 K und an Tagen mit Niederschlag um (TVGRAD) 0,4 K. Ein monatliches Profil des Temperaturgradienten (TGRAD 1-12), das zur Normalisierung der Parameter TTGRAD und TVGRAD verwendet wird, kann in der Parameterdatei *parbas.dat* definiert werden.

3.2.1 Schneemodell

Sofern Niederschlag bei einer Temperatur unterhalb des Schwellenwertes für Schnee/Eis (TX) 0,0 °C in einer Höhenzone fällt, beginnt der Aufbau einer gleichverteilten Schneedecke bis zu einer Höhe von (SPDIST) 20 mm. Sobald diese Schneehöhe erreicht ist, wird weiterer Schneefall gemäß einer logarithmischen Normalverteilung (spezifiziert durch den Variabilitätskoeffizienten CVMAX in der Parameterdatei *vegtype.dat*) auf die Landnutzungen aufgeteilt und sorgt für ein Schneeverteilungsmuster. Wenn die Temperatur der Höhenzone über die Schwellentemperatur für Schneeschmelze (TS) steigt, schmilzt mit der Rate des Schmelzindex (CX) in mm/Grad/Tag der akkumulierte Schnee (Taggradmethode). Schmelzwasser wird im Schnee zurückgehalten, bis der Schmelzwasseranteil (LV) erreicht wird. Oberhalb dieses Schwellenwertes LV verläßt Wasser die Schneedecke.

Unterhalb der Schwellentemperatur für Schneeschmelze (TS) findet keine Schneeschmelze statt, sondern der Schmelzwasseranteil im Schnee (LV) gefriert mit einer Rate, die durch die Berücksichtigung des Effektivitätsfaktors (CFR), der mit dem Schmelzindex (CX) multipliziert wird, eine geringere Effizienz als der ursprüngliche Schmelzvorgang aufweist. Optional kann ein va-

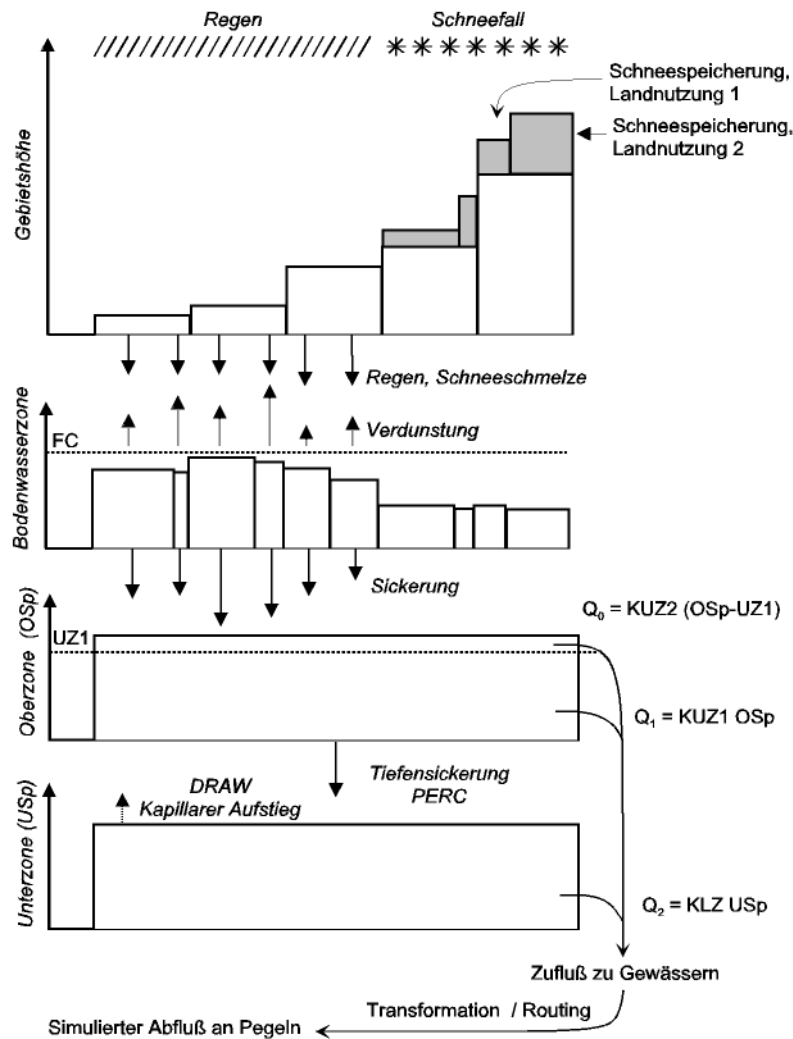


Abb. 3.1 Vereinfachte Darstellung der Modellstruktur von HBV-D (nach Schwandt & Menzel, 2001).

riabler Temperaturindex, basierend auf Albedo und Einstrahlung für die Berechnung der Schneeschmelze verwendet werden. Für Schneeakkumulation und Schmelze an Gletschern gibt es spezielle Korrekturfaktoren.

3.2.2 Bodenmodell

Das Bodenmodell mit der Bodenwasserzone ist das Herzstück des HBV-Modells. Gleichwohl kommt es durch die für die Modellierung nötige Abstraktion zu starken Vereinfachungen, so gibt es keine Zonierung nach Bodenart (z.B. Sand, Ton, Schluff) bzw. -klassen (z.B. Braunerde, Pod-

sol). Das gesamte Einzugsgebiet wird als ein Mischbodenkörper mit einem maximalen Bodenwassergehalt (FC) angesehen. Die Bodenwasserzone wird durch Regen- und Schmelzwasser (sowie Aufstiegswasser der Grundwasserzone) versorgt. Sowohl aktuelle Evapotranspiration (AE) als auch die Weiterleitung eines Teils der Zuflüsse in die dynamische Oberzone (Speicher Oberzone) sind von der aktuellen Bodenfeuchte (SM) abhängig. Sofern die aktuelle Bodenfeuchte dem maximalen Bodenwassergehalt (FC) entspricht, wird der gesamte Zufluß (INSOIL) in den Speicher Oberzone weitergeleitet (CUZ). Ansonsten erfolgt je nach Verhältnis von aktueller Boden-

feuchte (SM) zu maximalem Bodenwassergehalt (FC) in Abhängigkeit vom Parameter BETA, der exponentiell eingeht, die Weiterleitung eines entsprechenden Teils des Zuflusses in den Speicher Oberzone (siehe Abb. 3.2).

Ausgehend von der aktuellen Bodenfeuchte (SM) wird die aktuelle Evapotranspiration (AE) be-

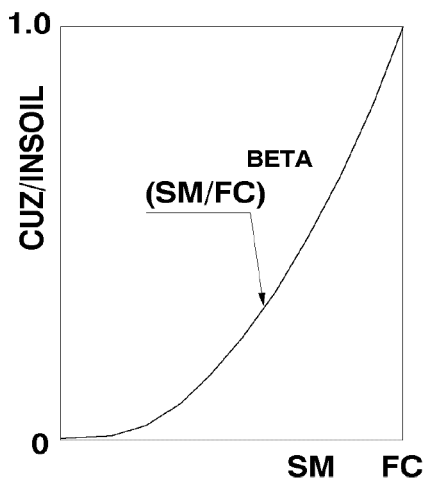


Abb. 3.2 Einfluß des Parameters BETA auf den Ausfluß der Bodenwasserzone (aus Sælthun, 1999).

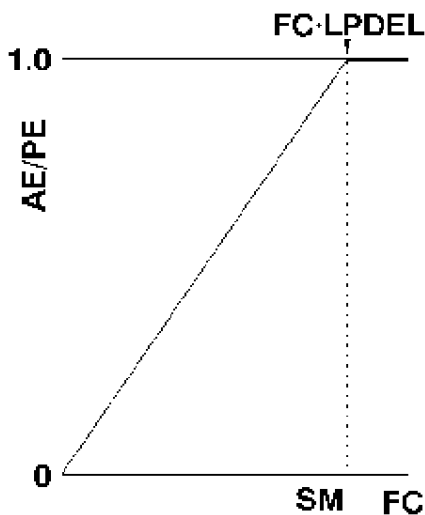


Abb. 3.3 Aktuelle Evapotranspiration (AE) in Abhängigkeit von aktueller Bodenfeuchte (SM) (aus Sælthun, 1999).

rechnet. Für jeden Vegetations- bzw. Landnutzungstyp wird in den Parameterdateien *parbas.dat* bzw. *vegtype.dat* ein Faktor (LPDEL) zum maximalen Bodenwassergehalt (FC) angegeben, ab dem die aktuelle Evapotranspiration (AE) gleich der potentiellen Evapotranspiration (PE) ist. Unterhalb dieses Wertes entspricht die aktuelle Evapotranspiration (AE) einem Teil der potentiellen Evapotranspiration (PE) (siehe Abb. 3.3). Sofern im Interzeptionsspeicher der Vegetation Wasser vorhanden ist, wird die aktuelle Evapotranspiration der Bodenwasserzone um den Faktor (ERED), der kleiner 1 ist, reduziert. Die potentielle Evapotranspiration wird in der aktuellen (durch Lucas Menzel modifizierten) Modellversion mittels empirischer Formeln, die an mitteleuropäische Klimabedingungen angepaßt sind, auf Grundlage der Temperaturverhältnisse kalkuliert. Für Temperaturen über 5°C erfolgt die Berechnung nach der Formel von Blaney-Criddle (SCHRÖDTER, 1985):

$$E_p = -1,55 + 0,96(p[0,457 \cdot \bar{T} + 8,128]) \quad (3.1)$$

E_p	potentielle Evapotranspiration	[mm/Tag]
p	Tagesstundenfaktor (abhängig von geogr. Breite)	
\bar{T}	Mitteltemperatur	[°C]

mit dem Tagesstundenfaktor für 52° nördlicher Breite. Bei Temperaturen unter 5°C wird mit der durch Menzel modifizierten Iwanow Formel:

$$E_p = 0,00036(\bar{T} + 25)^2 1,05 \quad (3.2)$$

E_p	potentielle Evapotranspiration	[mm/Tag]
\bar{T}	Tagesmitteltemperatur	[°C]

unter Annahme einer konstanten Luftfeuchtigkeit von 95% gerechnet. Diese modifizierte Iwanow Formel wurde an Meßdaten im Harz und Erzgebirge validiert (MENZEL, pers. Mitteilung). Vorteil der Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach oben genannten Formeln ist der geringe Datenbedarf - nur Tagesmitteltemperatur, die ohnehin in HBV-D benötigt wird.

3.2.3 Dynamischer Teil (Speicheransatz)

Das aus dem Bodenmodell aussickernde Wasser wird über einen nichtlinearen Speicher mit Schwellenwert (Oberzone) und einen Linearspeicher (Unterzone) in schnelle, langsame und sehr langsame Abflußkomponenten unterteilt (siehe Abb. 3.1).

Solange der Speicher Oberzone gefüllt ist, erfolgt eine Tiefensickerung (PERC) in die Unterzone und eine zweigeteilte dynamische Reaktion, die über 3 Parameter kontrolliert wird. Bei einer Speicherfüllung oberhalb des Schwellenwertes für schnellen Abfluß (UZ1) erfolgt schneller Abfluß mit einer Konstante (KUZ2) und langsamer Abfluß mit einer Konstante (KUZ1). Unterhalb des Schwellenwertes (UZ1) erfolgt nur langsamer Abfluß.

Der Speicher Unterzone (entspricht der Grundwasserzone) wird durch Tiefensickerung (PERC) gefüllt und durch sehr langsamen Abfluß mit der Konstante (KLZ) sowie Aufstiegswasser in die Bodenwasserzone (DRAW) geleert.

3.2.4 Routing (Abflußkonzentration, Durchflußverlauf)

Der Abfluß der Abflußkomponenten aus den Speichern des dynamischen Teils kann über das Routing beschleunigt bzw. verzögert werden, um eine bestmögliche Übereinstimmung zwischen simuliertem und gemessenem Durchfluß am Pegel zu erreichen. Drei Routingmethoden stehen dabei zur Verfügung: Routing durch Seen, Routing mit starren Wichtungsfaktoren, Routing mit abflußabhängiger Gewichtung. Die Parameter (ROUT 1-5) werden je nach gewählter Routingmethode interpretiert.

Das HBV-D Modell ist für die Simulation in Tagesschrittweite optimiert, kann jedoch nach geringen Parameteranpassungen auch für stündliche Simulationen genutzt werden.

Detaillierte Informationen zu einzelnen Parametern und Modellkomponenten sind in den Dokumentationen des Nordischen HBV-Modells (SÆLTHUN, 1996 und SÆLTHUN, 1999) zu finden.

3.3 DATEIEN, TECHNISCHE STRUKTUR

Der Programmcode des HBV-D Modells ist in der Programmiersprache Fortran geschrieben und für UNIX bzw. für Windows kompiliert. Ein Dateiorner, in dem mit dem HBV-D Modell gerechnet wird, enthält vor dem Modellauf typischerweise Eingangsdaten: *inputxxx.dat*; Parameterdateien: *parsubxxx.dat*, *vegtype.dat*, *parbas.dat*, *climcha.dat*; Steuerdateien: *subbas.fio*, *default.dat* sowie die ausführbare Programmdatei *hbvrun*. Nach dem Modellauf kommen die Ergebnis- und Dokumentationsdateien hinzu: *xxxout.dat*, *xxxout.sta*, *rcom.dat*, *rout.dat* und *simres.txt*. Das Struktogramm in Abb. 3.4 gibt einen Überblick über die für einen Modellauf benötigten bzw. daraus resultierenden Dateien für den Fall, daß ein Einzugsgebiet als Gesamtgebiet simuliert wird. Sofern das Einzugsgebiet in mehrere Teileinzugsgebiete unterteilt und verteilt simuliert wird, spiegelt sich das in Anzahl bzw. Inhalt der Dateien wider.

Inhalt und interne Struktur der einzelnen Dateien werden nachfolgend kurz vorgestellt:

- *inputxxx.dat* - enthält die Eingangsdaten der Niederschlags-, Temperatur- und Durchflußpegelstationen (Format: Jahr Monat Tag Niederschlag [Station 1] Niederschlag [Station 2] Niederschlag [Station 3] Temperatur [Station A] Temperatur [Station B] Durchfluß) eines (Teil-)Einzugsgebietes. Fehlende Meßwerte werden durch den Wert -9999 gekennzeichnet.
- *parsubxxx.dat* - enthält den Parametersatz zur Charakterisierung des Einzugsgebietes, die Anzahl der Niederschlags-/Temperatur-/Durchflußpegelstationen, deren Gewichtung, die Größe des (Teil-)Einzugsgebietes, hypsographische Aufteilung des Einzugsgebietes, Parameter (FC) für den maximalen Bodenwassergehalt, Routing-Parameter, die Vegetationsklassen in ihrer

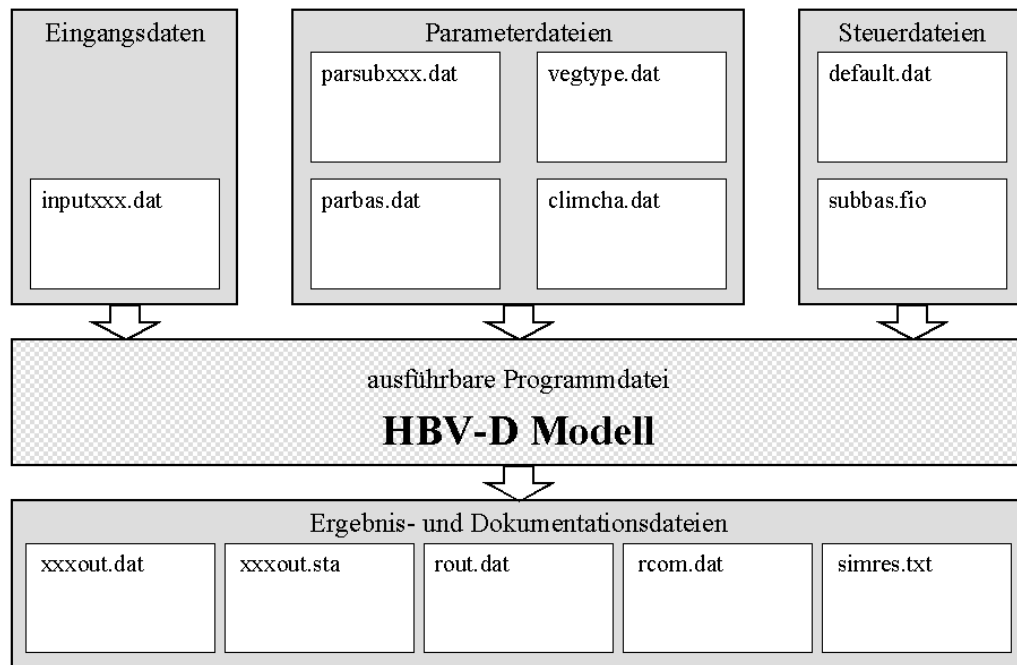


Abb. 3.4 Struktogramm Eingangsdaten, Parameterdateien, Steuerdateien, Ergebnis- und Dokumentationsdateien für einen Modellauf des HBV-D Modells.

- Aufteilung auf die Höhenstufen mit den entsprechenden Flächenanteilen.
- `parbas.dat` - enthält den Parametersatz hydrologischer Modellprozesse (Schneeakkumulation und -schmelze, Speichersteuerung, ...), der z.T. bei der Kalibrierung angepaßt wird. Der Einzugsgebietsname steht als Kürzel in der Anfangszeile (start 1...). Dieses Kürzel wird im Programmablauf der ausführbaren Programmdatei `hbvrn` abgefragt. Die Fläche des gesamten Einzugsgebietes steht in Zeile 0 (AREAL) und muß der Summe der Teileinzugsgebietsflächen entsprechen.
 - `vegtype.dat` - enthält auf Erfahrungswerten der Modellentwickler basierende Parametersätze der einzelnen Vegetations- bzw. Landnutzungstypen (max. 15 Typen) zu Interzeptionsspeicherung (ICMAX); Korrekturfaktoren für Temperaturgradienten, maximaler Bodenwassergehalt sowie Evapotranspirationsparameter (LPDEL).
 - `climcha.dat` - Parameterdatei zur monatsbezogenen Änderung von Niederschlag und Temperatur bei der Simulation von einfachen statischen klimatischen Veränderungen (synthetische Szenarien).
 - `subbas.fio` - Steuerdatei mit den vom Hauptprogramm `hbvrn` verwendeten Eingangs-, Parameter- und Ergebnisdateien für das Einzugsgebiet (Format: `parsubxxx.dat inputxxx.dat xxxout.dat`).
 - `default.dat` - Steuerdatei zur Voreinstellung von Optionen des Modellaufs mit `hbvrn` (z.B. Auswahl des Routingverfahrens, Ausgabewerte in `xxxout.dat`, Anzahl der Teileinzugsgebiete [Option 31 - letzte Zahl] - sollte mit der aktuell verwendeten Anzahl exakt übereinstimmen).
 - `xxxout.dat` - Ergebnisdatei mit Tageszustandswerten von Gebietsniederschlag, Gebietstemperatur, aktueller Evapotranspiration, Wasseräquivalent des Schnees, Schneebedeckung in Prozent, Bodenfeuchtegehalt in der Bodenzone, Füllung der Oberzone, Füllung der Unterzone, simulierter Gebietsabfluß (Abflußhöhe), gemessener Durchfluß am Pegel (umgerech-

- net als Gebietsabfluß). Es gibt 6 verschiedene Ausgabemöglichkeiten, die mittels Option 16 in der Steuerdatei *default.dat* bestimmt werden können: Wasseräquivalent pro Höhenzone; Wasserflüsse im Modell; Tageszustandswerte; Schneebedeckung pro Höhenzone; Gletschermassenbilanz pro Höhenzone; Evapotranspirationswerte
- xxxout.sta - Ergebnisdatei mit Jahreswerten der Wasserbilanz: Gebietsniederschlag (akkumuliert), gemessener gewichteter (aber nicht höhengradientjustierter) Gebietsniederschlag, Evapotranspiration (akk.), simulierter Gebietsabfluß, gemessener Gebietsabfluß, Differenz simulierter und gemessener Gebietsabfluß, berechneter Fehler der Wasserbilanz, Schneeverteilung nach Höhenstufen zum Jahresende.
 - rcom.dat - Ergebnisdatei mit den Tageswerten der Abflußkomponenten: schneller Abfluß, langsamer Abfluß, sehr langsamer Abfluß.
 - rout.dat - Ergebnisdatei mit Tageswerten des Gebietsabflusses für das Gesamteinzugsgebiet (incl. Teileinzugsgebiete), simuliert, gemessen, Gebietsniederschlag.
 - simres.txt - Ergebnisdatei mit Jahreswerten der Fehlerfunktionen: Differenz zwischen simuliertem und gemessenem Abfluß [difference], Summe der quadratischen Abweichungen simuliert - gemessen [F2], erklärte Varianz unter Berücksichtigung des Mittelwertes der Meßwerte (Effizienz nach Nash/Sutcliffe) [R2], erklärte Varianz mit Benutzung der logarithmierten Abflußwerte gemessen und simuliert (lg-Effizienz nach Nash/Sutcliffe) [R2-lg].

3.4 PARAMETERKALIBRIERUNG

Die Kalibrierung eines Modells ermöglicht eine Reduzierung der Parameterunsicherheit und damit der Unsicherheit in Simulationsergebnissen (ECKHARD, 2002). Obwohl speziell für HBV-Modelle in Norwegen und Schweden automatische Kalibrierungsroutinen entwickelt wurden (SMHL, 1996; ZHANG & LINDSTRÖM, 1997; SEIBERT, 2000), hat die manuelle Parameterkalibrierung im Expertenmodus den Vorteil der direkten Kontrolle über die Modellierung.

Die manuelle Parameterkalibrierung ist ein iteratives Verfahren, das den Kreislauf 'Änderung eines Parameters - Modellauf - Beurteilung der Modellaufgüte ...' so lange durchläuft, bis ein "optimaler" Parametersatz gefunden ist, der eine möglichst hohe Übereinstimmung zwischen simulierten und gemessenen Abflüssen erreicht.

Der Abfluß bzw. Pegeldurchfluß ist häufig der einzige Meßwert, der für die Kalibrierung zur Verfügung steht, es können zusätzlich jedoch (sofern entsprechende Simulationsergebnisse der verwendeten HBV-Modellversion vorliegen) auch andere Meßwerte, wie Grundwasserstand (SEIBERT, 2000), Schneebedeckung in Satellitenbildern (HÄGGSTRÖM, 1994, zitiert in LINDSTRÖM

et al., 1997) oder eine Vielzahl von Meßwerten, Grundwasserstand und Schneehöhe (BERGSTRÖM et al., 2002), verwendet werden.

Als statistisches Maß für die Güte der Anpassung von simuliertem und gemessenem Pegeldurchfluß wird das Nash-Sutcliffe-Kriterium (R2) (auch Effizienz nach Nash/Sutcliffe genannt) berechnet:

$$R2 = 1 - \frac{\sum (Q_{sim} - Q_{gem})^2}{\sum (Q_{gem} - \bar{Q}_{gem})^2} \quad (3.3)$$

Q_{sim}	simulierter Pegeldurchfluß	[m ³ /Zeiteinheit]
Q_{gem}	gemessener Pegeldurchfluß	[m ³ /Zeiteinheit]
\bar{Q}_{gem}	mittlerer gemessener Pegeldurchfluß	[m ³ /Zeiteinheit]

Die Werte für R2 reichen von -∞ bis +1. Bei R2 = 1,0 würde die simulierte Zeitreihe der Abflüsse (umgerechnet auf Pegeldurchfluß) als Optimalfall mit dem gemessenen Pegeldurchfluß übereinstimmen. Dieses Optimum wird bei einer kontinuierlichen Simulation über Jahre/Jahrzehnte nie erreicht, aber angestrebt. Ein Wert von R2 = 0 entspricht einem Modell, bei dem der simulierte

Das hydrologische Modell HBV-D

Abfluß konstant auf den Wert des mittleren Durchfluß (MQ) gesetzt wird. Ab einem Wert von $R2 \geq 0,8$ ist eine recht gute Übereinstimmung erreicht (SÆLTHUN, 1996). Da bei der Ermittlung von R2 große Durchflußwerte besonders stark berücksichtigt werden, erfolgt auch die Berechnung von R2-Ig mit logarithmierten Durchflußwerten, wobei niedrige Durchflußwerte stärker berücksichtigt werden.

Die visuelle Begutachtung von simulierten und gemessenen Abflüssen hat neben der Optimierung von Fehlerfunktionen (F2, R2, R2-Ig) und der Beachtung der modellierten Wasserbilanz maßgeblichen Einfluß bei der Beurteilung der Güte des Modellaufs.

Die Änderung verschiedener Parameter beeinflusst das Simulationsergebnis unterschiedlich stark. Während der Kalibrierungsphase können durch Verwendung unterschiedlicher Parameterwerte Erfahrungen zur Reaktion/Funktionsweise

des Modells gewonnen werden. Um Ergebnisse den erfolgten Parameteränderungen zuordnen zu können, empfiehlt sich die Änderung von einem bzw. maximal zwei Parametern zwischen aufeinanderfolgenden Modellläufen. Beim Modell HBV-D sind die Parameter der Speichersteuerung Oberzone/Unterzone (UZ1, KUZ2, KUZ1, PERC, KLZ), Niederschlagskorrektur (PKORR, SKORR), Bodenwasserzone (BETA, FC) und Routing (ROUT1-5) besonders sensitiv. Empfehlungen der Modellentwickler und vor allem eigene Erfahrungswerte sind Grundlage für Angaben zu Spannweite und Sensitivität der Parameter in Tab. 3.1. Die Anfangswerte für Bodenfeuchte (SMINI), Inhalt der Oberzone (UZINI) und Inhalt der Unterzone (LZINI) sind für die Güte des ersten Simulationsjahres wichtig. Diese Anfangswerte sollten abhängig vom jahreszeitlichen Beginn der Simulation variiert werden.

Parameter	Kurzbeschreibung	Sensitivität	Spannweite	Einheit	Standardwert
TS	Schwellentemperatur Schneeschnmelze	+	-0,5 ... -2,5	[°C]	-1,0
CX	Schmelzindex	+	2,0 ... 3,0	[mm/K/Tag]	2,5
PKORR	Niederschlagskorrektur (Regen)	+++	1,000 ... 1,100	-	1,050
SKORR	Niederschlagskorrektur (Schnee)	+++	1,100 ... 1,300	-	1,200
BETA	expon. Faktor Bodenwasserzone	++	1 ... 5	-	2,0
KUZ2	Speicher-Konstante für schnellen Abfluß	+++	0,15 ... 0,55	[1/Tag]	0,30
UZ1	Schwellenwert für schnellen Abfluß	+++	20 ... 50	[mm]	30
KUZ1	Speicher-Konstante für lang- samen Abfluß	+++	0,03 ... 0,15	[1/Tag]	0,06
PERC	Sickerung zur Unterzone	++	0,6 ... 1,1	[mm/Tag]	0,8
KLZ	Speicher-Konstante für sehr langsamen Abfluß	+++	0,004 ... 0,016	[1/Tag]	0,008
SMINI	Anfangswert Bodenfeuchte	+	120 ... 190	[mm]	170 (Nov.)
UZINI	Anfangswert Inhalt der Oberzone	+	0 ... 40	[mm]	10 (Nov.)
LZINI	Anfangswert Inhalt der Unterzone	+	10 ... 60	[mm]	30 (Nov.)
FC	maximaler Bodenwassergehalt	+++	100 ... 400	[mm]	Bodenabhängig

Tab. 3.1 Erfahrungswerte Parameterspannweiten & Sensitivität wichtiger Parameter von HBV-D

Ausgehend von den Standardwerten in *Tab. 3.1* werden die einzelnen Parameter innerhalb der Spannweite mit kleinen Schrittweiten verändert, bis die Fehlerfunktionen und die visuelle Begutachtung eine dem Modellierungsziel (z.B. Übereinstimmung der Hochwasserspitzen) entsprechend gute Übereinstimmung von gemessenen und modellierten Daten ergibt. Die Erfüllung eines Modellierungsziels sollte nicht zu Lasten der generell guten Übereinstimmung erfolgen. Wichtig ist dabei die Verwendung von für das Untersuchungsgebiet sinnvollen Werten. Falls

eine Parameteränderung, z.B. eine deutliche Verbesserung der Fehlerfunktion R2 bewirkt, kann durchaus ausgetestet werden, bis zu welchem Parameterwert eine Verbesserung erfolgt. Es wird jedoch von der Verwendung von Spannweitengrenzwerten bei der Mehrzahl der Parameter abgeraten. Als Reihenfolge der Parameteränderung hat es sich bewährt, mit der Änderung von FC (maximaler Bodenwassergehalt) zu beginnen, dann die Speichersteuerung zu optimieren und zuletzt die Niederschlagskorrektur zu verändern.

3.5 DIE NEU ENTWICKELTE ARBEITSUMGEBUNG HBV-PARAMS

Während der eigentliche Modellauf nur einige Minuten Rechenzeit benötigt (abhängig von der Anzahl der Niederschlags- und Temperaturstationen, Anzahl der Teileinzugsgebiete, Modellierungszeitraum), ist die Aufbereitung der Eingangsdaten und die Erstellung der Parameterdateien und Steuerdateien ein zeitaufwendiger Prozeß.

Eine Vereinfachung und teilweise Automatisierung von Datenaufbereitung und Parametrisierung ermöglicht Modellanwendern eine effiziente Datenexploration, unkomplizierte Wiederholbarkeit von Bearbeitungsschritten und verschiebt das Zeitbudget in Richtung Auswertung und Verbesserung der Modellierung.

Die für die Ableitung der Einzugsgebietscharakteristika benötigten raumbezogenen Daten, wie Landnutzung und Geländemodell (DGM), liegen als Rasterdaten vor und können mit Geoinformationssystemen (GIS) visualisiert, analysiert, modifiziert und verwaltet werden.

Da für das LADEMO-Modell (LAnd use change DEvelopment MOdel, von Lucas Menzel entwickelt, MENZEL & BLONGEWICZ, 2000; Grundidee beschrieben in FRITSCH, 2002) bereits eine Integration mit dem GIS ArcView3.x als eigenständige Erweiterung vorlag, die ebenfalls im DFNK-Projekt verwendet wurde, war es aus Gründen der Einheitlichkeit und Übersichtlichkeit naheliegend, die Datenaufbereitung, Parameterdateienerstellung und -modifikation sowie die Bearbeitung der Steuerdateien für das HBV-D

Modell ebenfalls auf Basis von ArcView-Erweiterungen zu realisieren.

Mit Hilfe der ArcView-eigenen objektorientierten Programmiersprache Avenue können Einzelprogramme (Scripte) entworfen und zusammen mit der Verknüpfung zur Bedienungsoberfläche als Programmpaket (Erweiterung) gespeichert werden. Die Programmentwicklung findet innerhalb von ArcView im Scripteditor bzw. im Dialogeditor (zum Entwurf interaktiver Dialoge über die Erweiterung Dialog-Designer) statt.

Diese Erweiterungen können je nach Bedarf dem Grundprogramm ArcView3.x hinzugefügt werden, indem über integrierte Installations- bzw. Deinstallations-Scripte in der Erweiterung vorhandene Scripte den Systemscripten zugeordnet und die Bedienungsoberfläche modifiziert werden.

Im Laufe der Jahre wurden durch die Firma ESRI (Hersteller der ArcView Software) und eine Vielzahl von Autoren Scripte und Erweiterungen entworfen, die einen weiten Anwendungsbereich abdecken, sehr populär sind und teilweise frei verfügbar im Internet unter der Adresse <http://arcscrippts.esri.com/> erhältlich sind.

Bei der Bestimmung der Einzugsgebietscharakteristika, die in der Parameterdatei *parsubxxx.dat* referenziert sind, wird die hypsographische Aufteilung (Aufteilung in Höhenzonen) des (Teil)Einzugsgebietes aus einem digitalen Geländemodell im Rasterformat (GRID) abgeleitet. Die ebenfalls im Rasterformat vorliegende Land-

nutzungsklassifizierung wird mit den Höhenzonen verschnitten und die Flächenanteile der einzelnen Vegetationsklassen innerhalb der Höhenzonen ermittelt. Diese Ergebnisse werden in einer Rohversion der Datei *parsubxxx.dat* abgelegt. Die Anzahl der verwendeten Niederschlags-, Temperatur- und Pegelstationen wird interaktiv eingegeben und mit einer Standardgewichtung versehen in die Endversion der Parameterdatei *parsubxxx.dat* eingefügt, die nur noch geringfügig editiert werden muß.

Diese gesamte Prozedur ist automatisiert und Bestandteil der Erweiterung "HBV-Params 2.0". Je nach ArcView Dokumentart "Tabelle" (Abb. 3.5) bzw. "View" (Abb. 3.6) hält das Menü HBV-Pa-

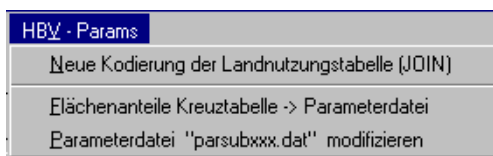


Abb. 3.5 'Tabelle' Menü HBV-Params.

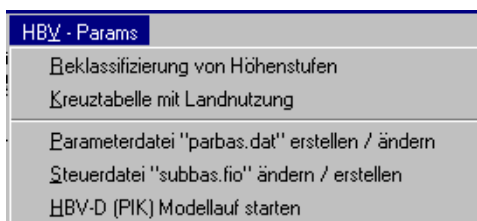


Abb. 3.6 'View' Menü HBV-Params.

rams verschiedene Unterpunkte bereit, die ergonomisch, d.h. in der Reihenfolge der Arbeitsschritte zur Vorbereitung eines Modellaufs, angeordnet sind.

Innerhalb der Programmerweiterung "HBV-Params" ist die Modifikation wichtiger Parameter der manuellen Parameterkalibrierung in den Parameterdateien *parbas.dat* und *parsubxxx.dat* über Dialogfenster möglich. Als Initialwerte dienen in der Datei *parbas.dat* vorhandene Werte (siehe Abb. 3.7) bzw. sofern keine Datei vorhanden ist, die in Tab. 3.1 aufgeführten Standardwerte.

Einzelne Parameter werden über Schieberegler in der Parametersensitivität angepaßten Schritten verändert, für alle Parameter steht eine Hilfe zur Verfügung. Eine völlige Neuerstellung der Parameterdatei *parbas.dat* ist ebenfalls möglich.

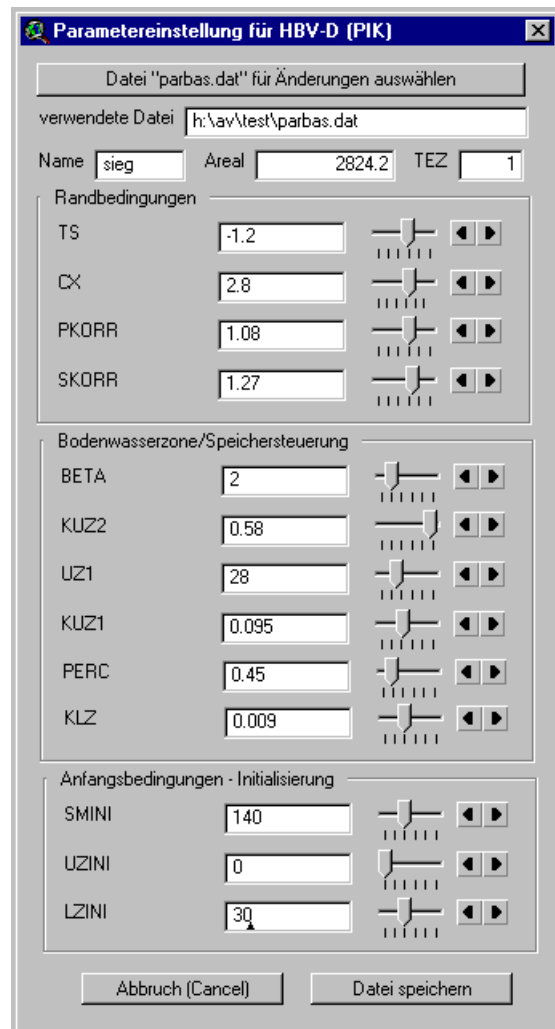


Abb. 3.7 Dialogfenster zur Parametereinstellung in der Datei *parbas.dat*.

Nachdem Änderungen an der Datei *parbas.dat* durch Betätigung der Schaltfläche "Datei speichern" gesichert wurden, können in einem automatisch erscheinendem weiteren modalen Dialog in der Datei *parsubxxx.dat* der Parameter für maximalen Bodenfeuchtegehalt FC sowie die Routingparameter geändert werden (Abb. 3.8). Da bei Einzugsgebieten, die in mehrere Teileinzugsge-

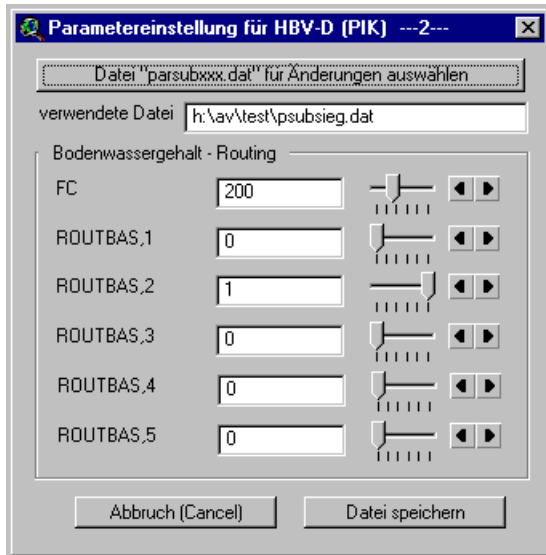


Abb. 3.8 Dialogfenster zur Parametereinstellung in der Datei parsubxxx.dat.

bierte unterteilt sind, eine entsprechende Anzahl *parsubxxx.dat*-Dateien vorliegen, können diese Dateien nach einer Entscheidungsabfrage ob weitere Dateien geändert werden sollen (ja/nein), fortlaufend modifiziert werden. Während der Interaktion mit den modalen Dialogen sind alle außerhalb der Dialoge befindlichen Funktionalitäten von ArcView deaktiviert.

Eine integrierte Fehlerbehandlung bei sämtlichen Dialogen weist den Nutzer beispielsweise auf unterlassene Dateiauswahl, nicht ausgefüllte Pflichtfelder oder Unstimmigkeiten bei der Parametereinstellung hin, z.B. falls die Summe der Routingparameter ungleich 1 ist.

Die Änderung bzw. Erstellung der Steuerdatei *subbas.fio* ist ebenfalls über Dialogeingaben möglich (Abb. 3.9). Je nach Anzahl der in der Parameterdatei *parbas.dat* verzeichneten Teileinzugsgebiete (maximal 5, ansonsten wird auf die Benutzung eines Texteditors verwiesen) sind Auswahlfenster aktiviert, in denen die Auswahl

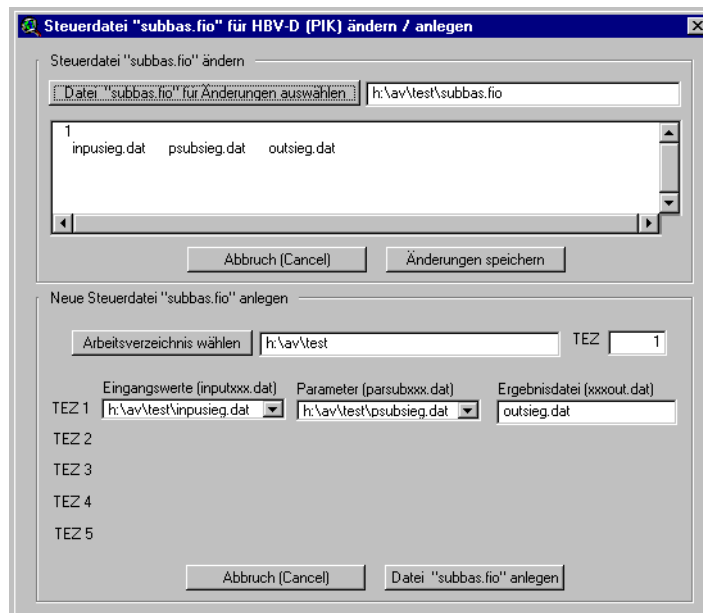


Abb. 3.9 Dialogfenster zur Editierung und Erstellung der Steuerdatei subbas.fio.

von im Arbeitsverzeichnis vorhandenen Dateien mit Eingangswerten und Parametern für einzelne Teileinzugsgebiete erfolgt und die entsprechende Ergebnisdatei festgelegt wird. Die Auswahl und

Editierung vorliegender *subbas.fio* Steuerdateien ist in der oberen Dialoghälfte implementiert. Sofern die Anzahl der Teileinzugsgebiete größer 1 ist, wird in einem Mitteilungsfenster darauf hingewiesen, daß die Anzahl der Teileinzugsgebiete

sowohl in der Parameterdatei *parbas.dat* als auch in den Steuerdateien *subbas.fio* und *default.dat* einheitlich festgelegt sein muß. In einem weiteren Dialog wird die Möglichkeit gegeben, die Steuerdatei *default.dat* zu editieren (Abb. 3.10).

Insgesamt umfaßt die Erweiterung HBV-Params 35 Einzelscripte (Teilprogramme), die das Zu-

sammenspiel der einzelnen Menüunterpunkte und Dialogkomponenten steuern und die Funktionalitäten von ArcView gezielt anpassen. Das Konzept einer einheitlichen Arbeitsumgebung für inhaltlich zusammengehörige Arbeitsschritte wird durch die Verwendung von interaktiven Dialogfenstern umgesetzt, die intuitiv nutzbar und

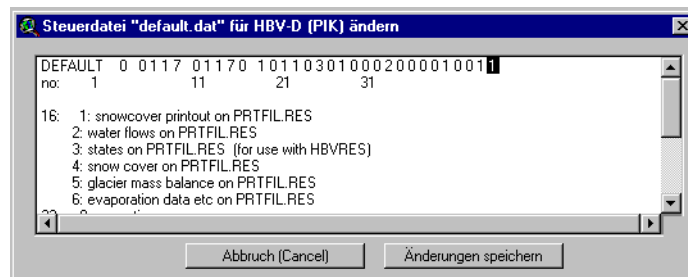


Abb. 3.10 Dialogfenster zur Editierung der Steuerdatei *default.dat*.

weitgehend gleichartig gestaltet sind. Nur für nichtstandardisierte Eingaben der Stationskennung und -höhenlage in der Parameterdatei *parsubxxx.dat* sowie für weitergehende und selten durchgeführte (Experten vorbehaltenen) Änderungen der Parameter- und Steuerdateien müssen externe Texteditoren verwendet werden.

Die Nutzer der Erweiterung HBV-Params behalten weitgehende Flexibilität und die vollständige Kontrolle bei der Wahl der Parameterwerte und Bearbeitung der Steuerdateien.

Eine weitere ArcView basierte Programmiererweiterung "HBV-Table-Utilities" (Abb. 3.11) erleichtert die Zusammenstellung von Einzeldateien mit Meßwerten von Niederschlag, Temperatur und Abfluß aus verschiedenen Dateiformaten, füllt Fehlstellen mit dem Wert -9999 auf und erzeugt die Eingangsdatei *inputxxx.dat*. Für die Weitergabe von Meßdaten für die Regionalisierung mit dem EDS-Verfahren bieten einige Menüpunkte auch die Möglichkeit, Fehlstellen mit dem Zahlenwert 9999,9 zu markieren. Weitere Menüunterpunkte beinhalten unterstützende Funktionalitäten zur Datenexploration und Formatumwandlung.

Die vollständige Integration der Arbeitsumgebung für das hydrologische Modell HBV-D als

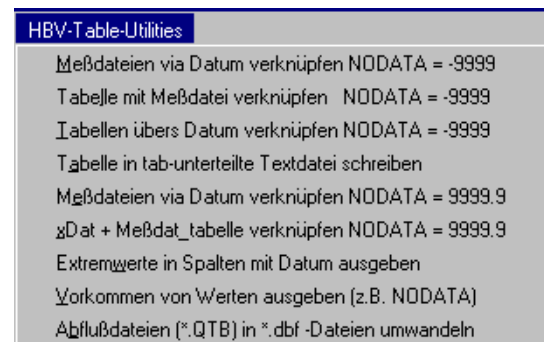


Abb. 3.11 Menüleiste der ArcView-Erweiterung HBV-Table-Utilities.

Programmerweiterung für das weitverbreitete Desktop-GIS ArcView bietet sowohl erfahrenen Hydrologen als auch hydrologisch geschulten Anwendern (z.B. Studenten der Vertiefungsrichtung Hydrologie) eine übersichtliche und anwendungsfreundliche graphische Arbeitsumgebung. Somit kann HBV-D im Gegensatz zu Vorläufermodellen mit rudimentärer Arbeitsumgebung auch außerhalb der Forschung für Lehr- und Übungszwecke eingesetzt werden.

3.6 HILFS- UND AUSWERTUNGSPROGRAMME

Die Arbeitsumgebung HBV-Params wird durch Hilfsprogramme zur Datenaufbereitung, -umwandlung und -auswertung komplettiert.

Die Erstellung der Eingangsdaten für Szenariomodellläufe mit HBV-D aus regionalisierten Klimaszenarien bzw. Reanalysen (EDS-Verfahren), die in einem speziellen Format vorliegen, wird durch eine Kombination von Hilfsprogrammen auf Basis von Shellscripten und der Programmiersprache AWK (z.B. *col2file2.awk*) automatisiert. Dabei werden (mehrere) Stationscluster-Dateien (Stationswerte von bis zu 10 Temperaturstationen und einer Niederschlagsstation in einer standardisierten Anordnung) eines Einzugsgebietes in Einzeldateien unterteilt, die dann in einer neuen Anordnung für das gesamte Einzugsgebiet zu einer Eingangsdatei für HBV-D zusammengefügt werden.

Zur Auswertung der Modellierungsergebnisse kann ein Vergleich der mittleren Monats- und Jahresdurchflüsse sinnvoll sein, die mit dem Hilfsprogramm *mq_sim_rout.awk* für jeden Monat bzw. jedes Jahr des untersuchten Zeitraums und als langjähriger Mittelwert aller Monate bzw. Jahre aus den Ergebnisdateien berechnet werden. Die Ausgabe der Mittelwerte erfolgt in einer Matrix von Monaten und Jahren.

Mit Hilfe der Programme *maxq_rout.awk* und *minq_rout.awk* werden Maximaldurchflüsse bzw. Minimaldurchflüsse für jeden Monat und jedes Jahr sowie für alle Jahre und Einzelmonate ermittelt, die Grundlage für die Berechnung der Va-

riabilität des Durchflusses an einem Pegel (HHQ/NNQ) sind.

Das Programm *schneetage.awk* ermöglicht die Ermittlung der Tage mit Schneebedeckung aus den Ergebnisdateien der hydrologischen Simulation. Es können Anfangs- und Endjahr der Auswertung und der Schwellenwert der Schneebedeckung spezifiziert werden. Die Ausgabe erfolgt als langjähriger Mittelwert und als Tagzahl pro Jahr.

Für die Weitergabe der Modellierungsergebnisse zur hydraulischen Modellierung im DFNK-Projekt wird ein spezielles Format mit dem Hilfsprogramm *rout2outbfg.awk* erzeugt. Dabei erfolgt eine Umrechnung des Gebietsabflusses (Abflußhöhe) in Durchfluß am Pegel über die Formel:

$$Q_{Pegel} = \frac{Q_{Gebiet} \times A}{86,4} \quad (3.4)$$

Q_{Pegel}	Durchfluß am Pegel	[m ³ /s]
Q_{Gebiet}	Gebietsabfluß	[mm/d]
A	Einzugsgebietsgröße	[km ²]

Obwohl die Hilfs- und Auswertungsprogramme auf die Datenlage, Datenstruktur und projektbezogenen Datenaustausch (im DFNK-Projekt) zugeschnitten sind, können sie auch für andere Projekte, die das hydrologische Modell HBV-D einsetzen, nach eventuell leichter Modifikation verwendet werden.

3.7 SENSITIVITÄT GEGENÜBER TEMPERATUR- UND NIEDERSCHLAGSÄNDERUNGEN

Im klassischen Verständnis der Hydrologie werden bei einer Parameter-Empfindlichkeits- oder Sensitivitätsanalyse Veränderungen der (freien) Modellparameter und deren Einfluß auf die Modellantwort untersucht (DYCK & PESCHKE, 1995).

Bei der Kalibrierung der Simulation des Ist-Zustandes für die Untersuchungsgebiete wurden die freien Modellparameter variiert und ent-

sprechende Erfahrungswerte zur Parametersensitivität gesammelt.

Im weiteren Sinne kann Sensitivität als Empfindlichkeit gegenüber Änderungen verstanden werden, was Sensitivität gegenüber Anfangsbedingungen, Parametersensitivität und Sensitivität gegenüber Eingangsvariablen beinhaltet. Niederschlag und Temperatur sind die wichtigsten dynamischen meteorologischen Eingangs-

variablen für das HBV-D Modell. Die auf Emissionsszenarien und regionalisierten GCM-Modellläufen beruhenden Tageswertszenarien der möglichen zukünftigen Entwicklung von Niederschlag und Temperatur kann man auch als Änderungen der Eingangsvariablen um einen festen (Parameter-)Wert (z. B. Erhöhung der Temperatur um 2 K) auffassen. Da die hydrologischen Prozesse der Abflußbildung temperaturbeeinflusst und von der Menge und Verteilung der Niederschläge abhängig sind, sind bei Änderungen von Temperatur und Niederschlag auch Änderungen in der simulierten Abflußhöhe (umgerechnet als Pegeldurchfluß) zu erwarten. Diese qualitative Aussage soll in der folgenden exemplarischen Sensitivitätsbetrachtung am Einzugsgebiet der Sieg quantifiziert werden.

3.7.1 Temperaturänderungen, Niederschlagsänderungen

Hierzu wurde der Parametersatz für die langjährige Simulation des Durchflusses am Pegel Menden 1, Sieg, unverändert belassen, während

die Eingangsdaten von Temperatur und/oder Niederschlag schrittweise (über den gesamten Zeitraum 1961-1999 konstant) variiert wurden. Das Modellergebnis in Form des langjährigen mittleren monatlichen Durchflusses wurde zu den variierten Eingangsdaten in Beziehung gesetzt, um den Einfluß geänderter Eingangswerte darzustellen.

Temperatur

Die Eingangsdaten der Temperatur wurden um den Wert von 1K erniedrigt, sowie um 1K, 2K und 3K erhöht. Die daraus resultierende Änderung des mittleren monatlichen Durchflusses (Absolutwert) erreicht im März den höchsten Wert, fällt über den Sommer ab und steigt im Herbst erneut an (Abb. 3.12). Bei der Betrachtung der prozentualen Änderung des Durchflusses wird der höchste Wert im Mai (bei Temperaturerhöhung) erreicht, ist aber generell in der Vegetationsperiode März bis November auf hohem Niveau. Die Änderung bei der Erhöhung und bei der Erniedrigung um 1 K ist an der x-Achse annähernd spiegelbildlich. Die Durchflußänderungen

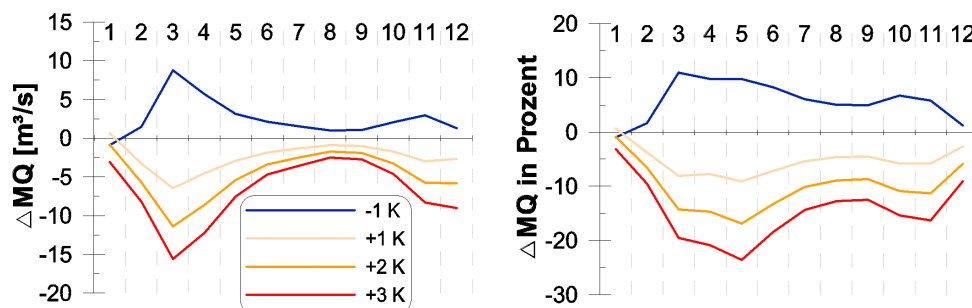


Abb. 3.12 Änderung des langjährigen (1961-1999) mittleren monatlichen Durchflusses bei Temperaturänderung, Pegel Menden 1, Sieg.

bei 1, 2 und 3 K Temperaturerhöhung sind bei der Betrachtung von Einzelmonaten weitgehend proportional. Über das Gesamtjahr gesehen, bewirkt eine Temperaturänderung gleichen Betrages allerdings unterschiedliche Änderungsbeträge des langjährigen mittleren monatlichen Durchflusses.

Da durch die Sensitivitätsanalyse ein tieferer Einblick in das Modell und dessen Funktionsweise

möglich ist, wurden temperaturabhängige Modellprozesse identifiziert, in ihrer Wirkung auf das Modellergebnis nachvollzogen und geprüft, ob sie mit Erfahrungswerten (der Realität) übereinstimmen. Beim Modell HBV-D sind Schneakkumulation und -schmelze sowie die Evapotranspiration temperaturabhängig. Bei höheren Temperaturen ist die Zeit der Schneebedeckung kürzer und die Bodenfeuchtigkeit unmittelbar

nach dem Abschmelzen erhöht. Da im Modell nur von schneefreien Flächen Evapotranspiration möglich ist, kommt es zu erhöhter Evapotranspiration, die durch die erhöhte Bodenfeuchtigkeit potentielle Werte erreichen kann. Diese geschilderten Zusammenhänge betreffen die Wintermonate und insbesondere den Monat März, in den die Frühjahrsschmelze fällt. In den Sommermonaten kommt es durch hohe Evapotranspiration zu einem Bodenfeuchtedefizit, so daß erhöhte Werte der potentiellen Evapotranspiration nicht vollständig in aktuelle Evapotranspiration umgesetzt werden können. Im Herbst ist das Bodenfeuchtedefizit teilweise schon wieder aufgefüllt, so daß die Evapotranspiration potentielle Werte erreichen kann. Die Änderungen des langjährigen mittleren monatlichen Durchflusses am Pegel Menden 1, Sieg, bei Temperaturänderungen lassen sich durch die Änderungen bei Schneeakkumulation und -schmelze sowie die Änderungen der Evapotranspiration erklären.

Die im Modell implementierte Kalkulation von Tageswerten der potentiellen Evapotranspiration (bei Temperaturen über 5°C nach der Formel von Blaney-Cridde und bei Temperaturen unter 5°C nach der durch Menzel modifizierten Iwanow Formel, siehe Kapitel 3.2.2) hat insbesondere in den Monaten mit um 5°C schwankenden Temperaturen auch einen (geringen) Einfluß auf die Abflußbildung. Um den bei Temperaturen leicht unterhalb von 5°C durch Wechsel der Kalkulationsmethode eintretenden Stufeneffekt im Wert der potentiellen Evapotranspiration abzumildern, ist eine Mittelwertbildung aus beiden Kalkulationsansätzen im Temperaturbereich von 5°C bis 0°C empfehlenswert.

Mögliche Rückkoppelungseffekte auf die Evapotranspiration durch vegetationsdynamische Prozesse oder geänderte Stomataregulierung bei zunehmenden CO₂-Konzentrationen sind in den empirischen Berechnungsformeln nicht berücksichtigt.

Niederschlag

Die Eingangsdaten des Niederschlags wurden um 10% reduziert, sowie um 10%, 20%, 30%, 40% erhöht (bei gleichzeitiger Änderung der Temperatur). Durch die prozentuale Änderung ist der Absolutwert der Änderung in den besonders nieder-

schlagsreichen Monaten Januar, März, Juni, Juli, November und Dezember höher als in den restlichen Monaten, was sich bei der Änderung der Absolutwerte des Durchflusses (Maximum im Dezember) gegenüber den prozentualen Änderungen deutlich durchprägt (Abb. 3.13). Dabei ist festzustellen, daß die durch Niederschlagsänderungen bewirkten Durchflußänderungen sowohl in den Absolutwerten, als auch prozentual deutlich über den durch Temperaturänderungen bewirkten Änderungen liegen.

Die Durchflußänderung bei Erhöhung und bei Reduzierung des Niederschlags um 10% (bei Temperaturänderung von 0) ist an der x-Achse annähernd spiegelbildlich. Bei 10, 20, 30, 40% Niederschlagserhöhung sind die Durchflußänderungen (insbesondere der Absolutwerte) in den Einzelmonaten weitgehend proportional. Über das Gesamtjahr gesehen, bewirkt eine Niederschlagsänderung gleichen Betrages allerdings unterschiedliche Änderungsbeträge des langjährigen mittleren monatlichen Durchflusses.

Die Beziehung zwischen Niederschlag und Abfluß ist eine nichtlineare Beziehung (genauer Ursachen-Wirkungszusammenhang sehr komplex). Nichtlinearität gilt uneingeschränkt auch für simulierte Änderungsbeträge von Niederschlag und Abfluß von Einzelereignissen, da im HBV-D Modell durch die Verwendung von zwei Speichern mit Überlauf, die komplex reagierende Bodenwasserzone und die Berücksichtigung der Evapotranspiration, Schneeakkumulation und Schneeschmelze eine nichtlineare Modellantwort generiert wird.

Bei der Betrachtung der Änderungswerte von Niederschlag und Abfluß (mittlere Monatswerte) über lange Zeiträume (1961-1999) ist jedoch für Einzelmonate eine annähernd lineare Beziehung (Änderung Niederschlag um x%, induzierte Abflußänderung um y*x%) erkennbar.

Temperaturerhöhung und Niederschlagserhöhung heben sich in der Wirkung auf den Durchfluß teilweise auf. So ist bei einer Temperaturerhöhung von 3 K und gleichzeitiger Niederschlagszunahme um 10% die Änderung des mittleren monatlichen Durchflusses nahe 0. Mit zunehmender Temperaturerhöhung werden die Kurven der Durchflußänderungen bei Niederschlagsänderung auf der y-Achse nach unten ver-

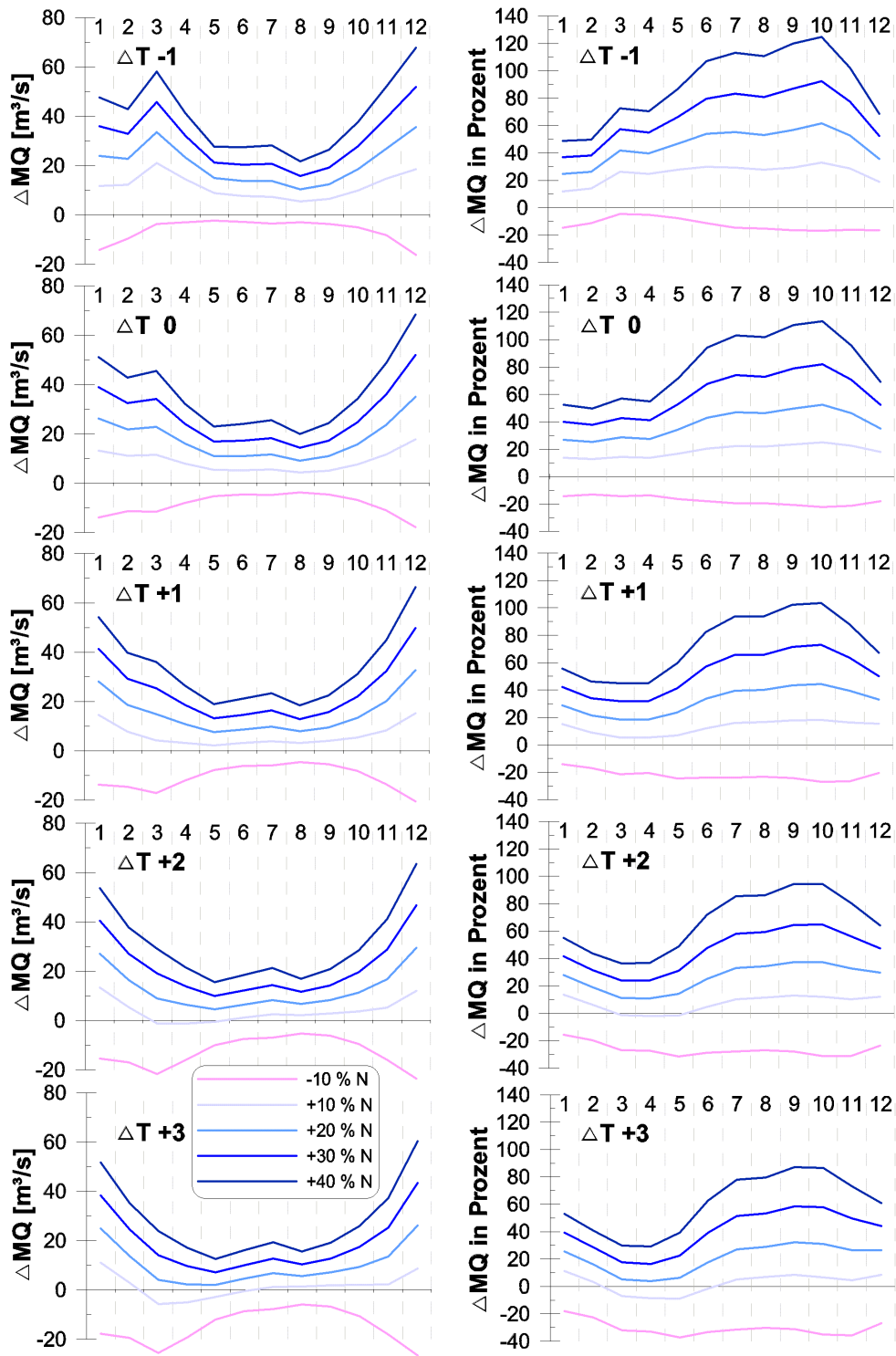


Abb. 3.13 Änderung des langjährigen (1961-1999) mittleren monatlichen Durchflusses bei Niederschlagsänderungen und gleichzeitigen Temperaturänderungen, Pegel Menden 1, Sieg.

schoben, wobei die internen Unterschiede annähernd konstant bleiben.

Wie schon aus der Bezeichnung Niederschlags-/Abfluß-Modell zu schließen ist, hat der Niederschlag als Antrieb der Abflußbildung maßgeblichen Einfluß auf die Modellprozesse. So ist der bei Niederschlagsänderung um 10% im Gegensatz zu Niederschlagsänderungen von 20, 30 und 40% mäßige Anstieg der Durchflüsse mit der Abflußwirksamkeit der Niederschläge erklärbar, im Modell muß z.B. erst der Interzeptionsspeicher gefüllt sein, bevor Niederschlag die Bodenzone erreichen kann.

Insbesondere in den Sommermonaten kann durch eine Niederschlagserhöhung das Bodenfeuchte-defizit verringert werden, wodurch eine in Absolutwerten relativ geringe, prozentual aber starke Zunahme der mittleren monatlichen Durchflüsse erfolgt. In den Wintermonaten kommt es durch Niederschlagserhöhung zur Akkumulation von mächtigeren Schneedecken, die bei niedrigeren oder unveränderten Temperaturen eine Erhöhung der Durchflüsse im März bewirken, bei Temperaturerhöhung jedoch schneller abschmelzen und schon im Januar zu höheren Durchflüssen führen (N +40%; bei T -1 Januardurchfluß 49% erhöht; bei T +1 Januardurchfluß 56% erhöht). Die bei höheren Temperaturen stärkere Evapotranspiration verhindert ab 2 K Zunahme ein weiteres Ansteigen der Januardurchflüsse (N +40%; bei T +3 Januardurchfluß 53% erhöht).

Die Sensitivität des hydrologischen Modells HBV-D gegenüber Änderungen der Eingangswerte von Temperatur und Niederschlag um einen über das Jahr konstanten Betrag ist groß, wobei durch Temperaturänderungen Durchflußänderungen mit weitaus geringeren Werten als durch Niederschlagsänderungen induziert wurden.

Das hydrologische Modell ist aufgrund der Berücksichtigung der hydrologischen Prozesse Interzeption, Schneeeakkumulation und -schmelze sowie der Evapotranspiration in (abstrahierten) Modellprozessen in der Lage, eine Veränderung von Temperatur und Niederschlag in Änderungen von Schneedeckenmächtigkeit und -andauer, Bodenfeuchtigkeit sowie potentieller Evapotranspiration und dadurch bewirkten Abflußänderungen zu überführen. Die Berücksichtigung der genann-

ten hydrologischen Prozesse als hochgradig temperatur- und niederschlagsmengenabhängige Prozesse ist die Voraussetzung für den Einsatz des hydrologischen Modells HBV-D in Klimaänderungsstudien, aber noch nicht hinreichend für verlässliche Ergebnisse.

Sofern die empirischen Formeln zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration robust genug formuliert sind, um auch unter veränderten klimatischen Bedingungen plausible Resultate zu erzielen (das gleiche gilt auch für andere Modellprozesse), sind die Ergebnisse der Klimaänderungsstudien als verlässlich einzustufen (jedoch mit durch die Modellkette bedingter Unsicherheit).

Die vorliegende Sensitivitätsbetrachtung hat bei den untersuchten Änderungen von Temperatur und Niederschlag plausible, realitätsnahe, durch hydrologische Prozesse erklärbar Änderungen des Abflusses ergeben (ohne plötzliche drastische Schwankungen), so daß das HBV-D Modell als robust und für Klimaänderungsstudien geeignet angesehen werden kann.

3.7.2 Niederschlagsänderungen - Einfluß der zeitlichen Verteilung

Für die Abschätzung der Sensitivität der hydrologischen Simulation gegenüber Niederschlagsänderungen wurde in den vorstehenden Abschnitten die einfachste und am weitesten verbreitete Methode der Niederschlagsänderung (PRUDHOMME et al., 2002) verwendet: (a) proportionale Änderungen aller Niederschlagstage ("proportional change"). Alternativ kann eine Änderung der Niederschlagssumme aber auch nach weiteren empirischen Methoden (PRUDHOMME et al., 2002) in der Form erfolgen, daß (b) mehr oder weniger Tage mit Niederschlag auftreten ("change in rain days") bzw. daß (c) nur starke Niederschlagsereignisse eine Zunahme der Niederschlagsmenge verzeichnen ("enhanced storm") (Abb. 3.14). Um Unterschiede verschiedener exemplarischer Methoden der Verteilung von Niederschlagsänderungen in ihrer Auswirkung auf die Abflußbildung feststellen zu können, wurden diese drei Methoden bei einer Zunahme der monatlichen Niederschlagssumme von 20% miteinander verglichen.

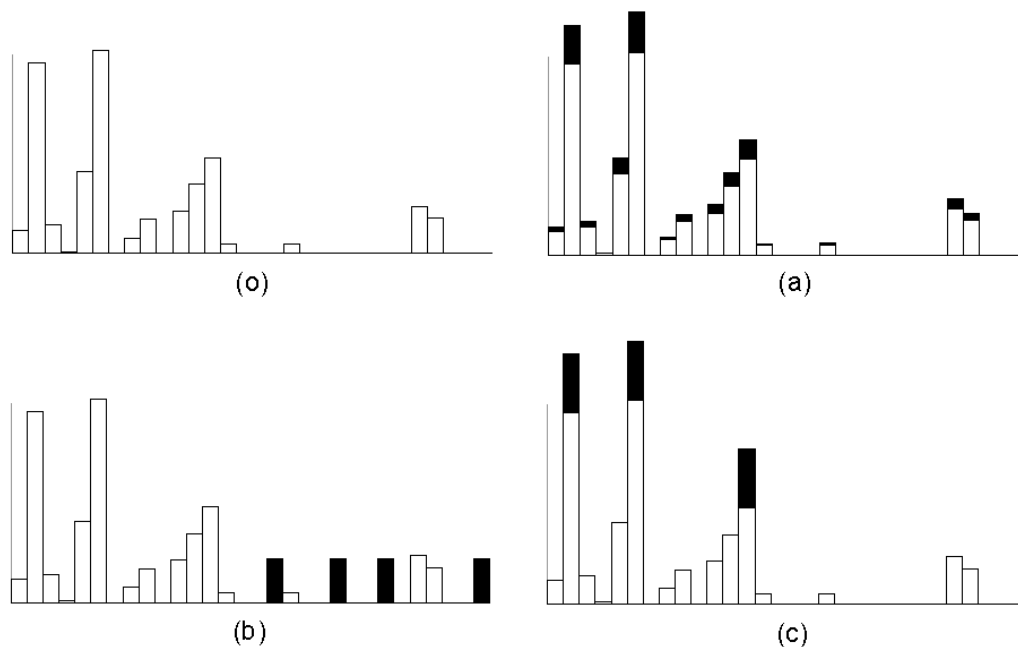


Abb. 3.14 Exemplarische Methoden der Verteilung von erhöhtem Niederschlag [20% der Monatssumme] am Beispiel der Station Netphen-Hainchen, DWD-ID 78002 (TEZ Sieg), für den Monat Juni 1961: (o) Meßwerte, (a) proportionale Änderung aller Niederschlagstage, (b) Änderung der Anzahl der Niederschlagstage, (c) Zunahme der Niederschlagsmenge von starken Niederschlagsereignissen.

Bei Methode a (proportionale Änderung) wurden alle Tageswerte um 20% erhöht. Für die Methoden b und c wurde die Vorgehensweise von PRUDHOMME et al., 2002, leicht modifiziert nachvollzogen.

Methode b: Eine Erhöhung der Anzahl der Tage mit Niederschlägen wurde durch die Umwandlung jedes dritten Tages aufeinanderfolgender "Trockentage" (inclusive Tage mit geringfügigem Niederschlag [< 1.0 mm]) in einen Niederschlagstag erzielt. Der Betrag der prozentualen Zunahme der Monatssumme des Niederschlags wurde dann gleichmäßig auf die neuen Niederschlagstage verteilt bzw. falls keine drei aufeinanderfolgenden "Trockentage" vorhanden waren, dem ersten "Trockentag" des Monats zugeschlagen.

Methode c: Die drei stärksten Niederschlagsereignisse (Tageswerte) pro Monat wurden um ein Drittel des Betrages der prozentualen Erhöhung der monatlichen Niederschlagssumme erhöht, um

eine Verstärkung der "extremen" Niederschlagsereignisse zu erzielen.

Die Monatssumme der Niederschläge ist bei allen drei verwendeten Methoden gleich.

Über den Zeitraum von 1961-1999 wurden die Meßwerte der Niederschlagsstationen im Einzugsgebiet der Sieg nach den drei beschriebenen Methoden modifiziert und als Eingangsdaten für die hydrologische Simulation mit HBV-D verwendet. Je nach Methode unterscheiden sich die langjährigen monatlichen Mittelwerte des Durchflusses (MQ) voneinander (Abb. 3.15).

In den Monaten Januar, Februar und März bewirkt die Erhöhung der Anzahl der Niederschlagstage (Methode b) die stärkste Erhöhung des Durchflusses, bedingt durch die Erhöhung der Vorfeuchte (höhere Wirksamkeit nachfolgender Niederschläge) und verminderte Evapotranspiration durch (länger) vorhandene Schneedecke. Der resultierende Durchfluß bei proportionaler Erhöhung (Methode a) und stärkeren

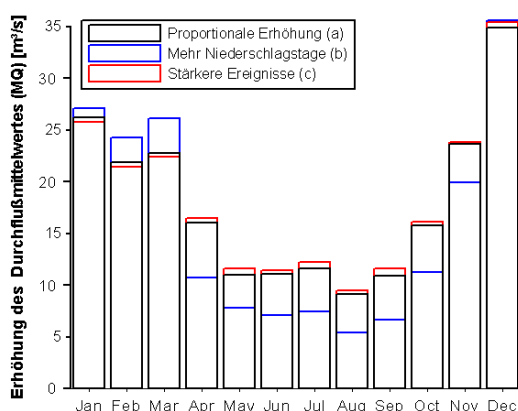


Abb. 3.15 Niederschlagserhöhung um 20% im TEZ Sieg nach verschiedenen Methoden - Auswirkung auf das langjährige (1961-1999) Monatsmittel von MQ.

Ereignissen (Methode c) liegt für den gleichen Zeitraum insgesamt niedriger, auf einem fast einheitlichem Niveau. In den Monaten April bis November ist der Durchfluß nach Methode b (Anzahl der Niederschlagstage) deutlich niedriger als nach den anderen Methoden, die nahezu identische Durchflußmittelwerte bewirken (Methode a

leicht niedriger als Methode c). In diesen Monaten wird das durch eine höhere Anzahl von Niederschlagstagen dem Bodenmodell zugeführte Wasser aufgrund der jahreszeitlich hohen Evapotranspirationsrate zeitnah verdunstet, ohne die Abflüsse in dem Maße erhöhen zu können wie bei der Verteilung des Niederschlags auf die stärksten Ereignisse. Im niederschlagsreichsten Monat Dezember ist der Unterschied der Durchflüsse nach den verschiedenen Methoden minimal.

Der Unterschied der durch die drei untersuchten exemplarischen Methoden der Niederschlagsänderung generierten Durchflußänderungen (maximal ca. 5 m³/s) ist im Vergleich mit dem Gesamtänderungsbetrag als erheblich einzustufen, und zeigt eine Sensitivität in Bezug auf die zeitliche Verteilung des Niederschlags auf. Bei der Erzeugung synthetischer Klimaszenarien und bei der Untersuchung regionalisierter, auf globalen Zirkulationsmodellen beruhender Klimaszenarien sollte (soweit möglich und vom Rechenaufwand realisierbar) die Sensitivität der Durchflüsse auf den zeitlichen Aspekt von Niederschlagsänderungen mit berücksichtigt werden.

Die Untersuchungsgebiete

Exemplarisch sollen anhand von drei Einzugsgebieten unterschiedlicher Gebietsgröße und Lage im Rheineinzugsgebiet die Abflußcharakteristik innerhalb des bekannten Meßzeitraumes sowie mögliche zukünftige Entwicklungen basierend auf Klimaszenarien untersucht werden. Von der Mosel bis zum Main hat das Rheineinzugsgebiet die breiteste West-Ost Ausdehnung. Die mögli-

chen Abflußentwicklungen im am weitesten westlich liegenden Teileinzugsgebiet (TEZ) der Mosel (bis Pegel Cochem) sollen mit denen im zentral gelegenen TEZ Sieg (bis Pegel Menden1) und jenen im am weitesten östlich gelegenen TEZ des Mains (bis Pegel Kemmern) verglichen werden.

4.1 ÜBERBLICK ÜBER DIE UNTERSUCHUNGSGBIETE

Die Mosel entspringt an der Westseite der Vogesen und fließt in nördlicher Richtung durch Frankreich, Luxemburg und Deutschland, wo sie in Koblenz in den Rhein mündet. Bis zum Pegel Cochem hat die Mosel ein oberirdisches Einzugsgebiet von ca. 27000 km².

Das Einzugsgebiet der Sieg umfaßt eine Fläche von ca. 2800 km². Die Sieg entspringt im Rothaargebirge und fließt in westlicher Richtung zum Rhein ab, in den sie nördlich von Bonn mündet.

Der Main entsteht durch die Vereinigung von Weißem Main und Rotem Main bei Mainleus, Bayern, fließt ebenfalls in westlicher Richtung und mündet in Mainz in den Rhein. Bis zum Pegel Kemmern entwässert der Main mit seinen Zuflüssen ein Einzugsgebiet von ca. 4200 km². Insgesamt (bis zum Pegel Raunheim) hat der Main ein Einzugsgebiet von ca. 27000 km². Im Rahmen dieser Arbeit werden nur Untersuchungsergebnisse des (Teil-)Einzugsgebietes des Mains bis zum Pegel Kemmern vorgestellt.

Alle Untersuchungsgebiete haben Mittelgebirgscharakter, die Geländehöhen im TEZ Main reichen von etwa 200 m bis ca. 1000 m, im TEZ Sieg von 50 m bis 670 m und im TEZ Mosel von ca. 70 m bis 1349 m (die Geländehöhen wurden aus dem digitalen Geländemodell ermittelt).

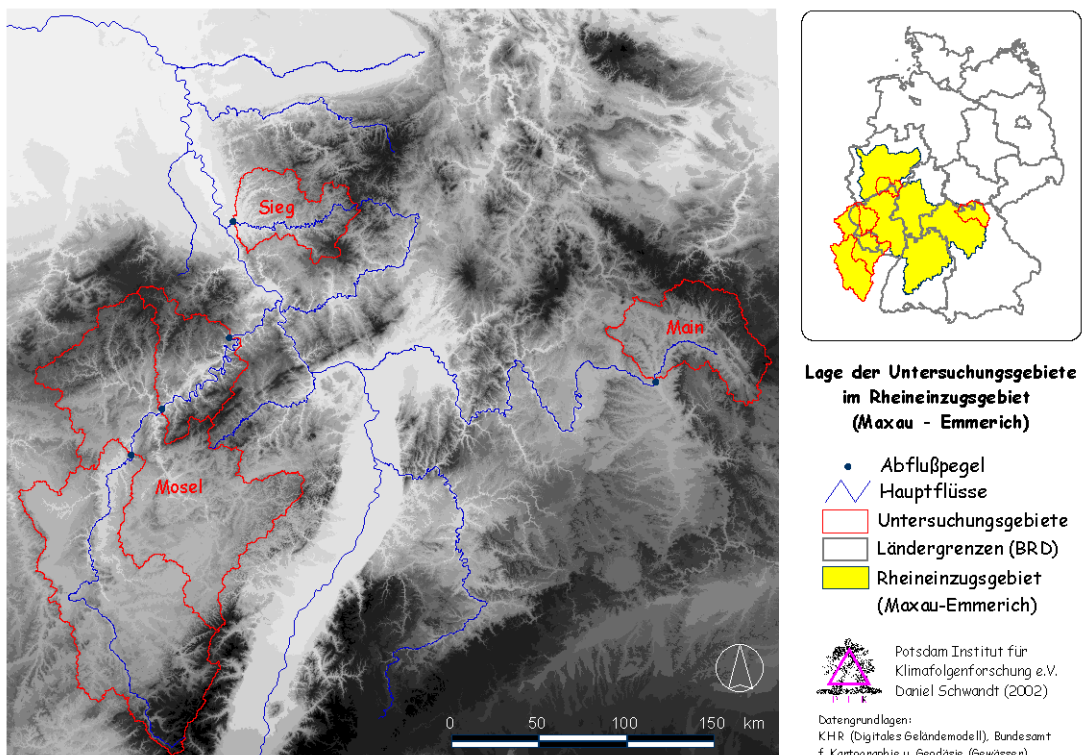
Die Untersuchungsgebiete weisen das warm-gemäßigte Regenklima der mittleren Breiten auf. Der Jahresgang der Temperatur ist in der Regel um einen Monat gegenüber den Sonnenhöchst- bzw. tiefstständen verschoben. Der in Deutschland von Nordwest nach Südost abnehmende ozeanische Einfluß sorgt für relativ milde Winter und nicht zu heiße Sommer. Mit überwiegend westlichen Winden werden ganzjährig feuchte Luftmassen vom Atlantik herangeführt, aus denen Niederschläge fallen können. Für die Höhe des Niederschlags ist die Lage der Gebirge relativ zur Hauptwindrichtung bedeutend (Luv- bzw. Lee-Effekte), aber auch die Zahl der vorgelagerten Gebirgsrücken, an denen die Luftmassen bereits für Niederschlag sorgten.

Die Untersuchungsgebiete

Die Zunahme des Niederschlags mit der Geländehöhe ist im Winter ausgeprägter als im Sommer. Einerseits sind die Stauerscheinungen im Winter aufgrund des niedrigeren Kondensationsniveaus ausgeprägter, andererseits treten im Sommer die konvektiven Niederschläge auch in niederen Lagen stark in Erscheinung und gleichen die höhenbedingten Unterschiede ein wenig aus (KELLER, 1979).

Die Temperatur zeigt eine jahreszeitlich variierende, deutliche Abhängigkeit von der Geländehöhe. Mosel, Sieg und Main sind keine besonders thermisch begünstigten Gebiete, wie z.B. der Oberrheingraben oder die Kölner Bucht.

Die Lage der drei Untersuchungsgebiete innerhalb des Rheineinzugsgebietes zwischen den Pegeln Maxau (bei Karlsruhe) und Emmerich (niederländische Grenze) geht aus *Karte 4.1* hervor.



Karte 4.1 Lage der Untersuchungsgebiete im Rheineinzugsgebiet (Maxau - Emmerich).

Die Karten für die Untersuchungsgebiete (*Karte 4.2*, *Karte 4.3*, *Karte 4.4*) geben einen Überblick über die Lage der genutzten Meßstationen, Topo-

graphie und Landnutzung. Zur besseren Vergleichbarkeit sind die Legenden (Höhenstufen, Landnutzung) der Karten einheitlich gestaltet.

4.2 DATENLAGE

4.2.1 Datengrundlagen

Für die hydrologische Modellierung der Untersuchungsgebiete standen räumliche Daten zu Ge-

ländehöhe, Gewässernetz, Landnutzung und den Böden sowie Tagesmeßwerte meteorologischer und hydrologischer Meßstationen zur Verfügung.

Das Digitale Höhenmodell (DHM) mit einer Gitterweite von 100 m für das gesamte Einzugsgebiet des Rheins wurde dem DFNK-Projekt von der Kommission für die Hydrologie des Rheins (KHR) zugänglich gemacht. Es beruht auf Daten der US Army Survey (auf Basis von Luftbildern, Satellitendaten und topographischen Karten), die ursprünglich höher aufgelöst vorlagen, jedoch für den kommerziellen Vertrieb (MONA-Pro) vergrößert wurden.

Das Gewässernetz ist ein Teilbereich des Digitalen Landschaftsmodells (DLM 1000) - Objektbereich Gewässer, des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie im Maßstab 1 : 1.000.000.

Die Landnutzungsdaten beruhen auf den im EU-Projekt CORINE (Coordinated Information on the European Environment) zu Beginn der 1990er Jahre durch visuelle Interpretation von Satellitendaten, Luftbildern und topographischen Karten erzeugten Daten. Erfasst wurden Landnutzungseinheiten mit einer Fläche von mehr als 25 ha und mehr als 100 m Breite, die europaweit nach einem einheitlichen Schlüssel klassifiziert wurden. Das Statistische Bundesamt vertreibt die Deutschland betreffenden Daten in verschiedenen räumlichen Auflösungen, von denen der Datensatz mit der Gitterweite von 100 m verwendet wurde. Für Bereiche im französischen Teil des Moselgebietes standen CORINE-Landnutzungsdaten nur mit einer Gitterweite von 250 m zur Verfügung, die auf eine Gitterweite von 100 m interpoliert und mit Daten der deutschen Teilgebiete als "Mosaik" verbunden wurden.

Ebenfalls von der KHR zur Verfügung gestellt wurde die "European Soil Database", die im Maßstabsbereich 1 : 1.000.000 eine grobe Einteilung der Bodenklassen nach FAO-Terminologie vornimmt. Diese Einteilung wurde extern im Rahmen des DFNK-Projektes in entsprechende nationale Klassen überführt und mit hydrologisch wichtigen Parametern verknüpft.

Für ca. 1000 Niederschlagsmeßstationen und ca. 200 Klimameßstationen im deutschen Rheineinzugsgebiet mit wenigstens 30 Jahren Meßdauer stellte der Deutsche Wetterdienst (DWD) Datensätze mit täglichen Meßwerten für die aktuelle Klimanormalperiode und weitere Jahre, insgesamt für den Zeitraum 1961-1999, zur Verfügung. Über die KHR wurden Daten für 25 Nieder-

schlagsmeßstationen und 5 Klimameßstationen im französischen Einzugsgebiet der Mosel bereitgestellt, die jedoch nur den Zeitraum 1961-1995 abdecken.

Tägliche Werte des Durchflusses an Pegelmeßstationen in den Untersuchungsgebieten wurden über die Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) bzw. das Bayrische Landesamt für Wasserwirtschaft zur Verfügung gestellt.

4.2.2 Aufbereitung der Datengrundlagen

Um die räumlichen Zusammenhänge der verschiedenen Daten erfassen und einheitlich darstellen zu können, wurden sämtliche Daten mit Raumbezug aus ihrer Originaldarstellung in die Lambertsche Schnittkegelprojektion projiziert (Mittelmeridian 10°, Breitenkreise 48°40' und 53°40'). Diese Projektion ist insbesondere zur Darstellung großer (deutschlandweiter) Gebiete geeignet.

Aus dem DHM wurde unter Verwendung der im GIS Arc/Info verfügbaren hydrologischen Funktionen "fill", "flowdirection", "flowaccumulation" und "watershed" eine pegelorientierte Bestimmung der Einzugsgebietsgrenzen vorgenommen und im Rheineinzugsgebiet zwischen den Pegeln Maxau und Emmerich 23 mesoskalige Teileinzugsgebiete bestimmt. Die Fläche der einzelnen Teileinzugsgebiete zeigt eine gute Übereinstimmung mit den im Hydrologischen Jahrbuch für einzelne Pegel angegebenen oberirdischen Einzugsgebieten. Die pegelorientierte Bestimmung der Einzugsgebietsgrenzen ermöglicht die Kalibrierung simulierter Abflußhöhen an gemessenen Pegeldurchflüssen, die ansonsten nicht bzw. nur über flächengewichtete Korrekturfaktoren durchführbar wäre.

Für die hydrologische Simulation wurde in den einzelnen Teileinzugsgebieten eine Auswahl von Klima- und Niederschlagsstationen berücksichtigt, die das Einzugsgebiet möglichst umfassend "repräsentativ" abdecken und vollständige bzw. weitgehend vollständige Meßreihen aufweisen.

Die Landnutzungsclassen nach CORINE (insgesamt 44 Klassen, davon 8 Klassen in Deutschland nicht vorhanden bzw. genutzt; 8 Klassen decken

gemeinsam 95% der Gesamtfläche ab, 16 Klassen mit individuellen Flächenanteilen von weniger als 0,1%) wurden im Vorfeld der hydrologischen Modellierung in 11 nach hydrologischen

Gesichtspunkten ausgewählte Landnutzungsclassen (Acker, Grünland, Siedlung, Wald, Feuchtgebiete, ...) aggregiert und reklassifiziert.

4.3 MOSEL

4.3.1 Klima

Durch die nach Westen fast völlig freie Lage des oberen Moselgebietes können atlantische Zyklonen mit südwestlichen und westlichen Winden ungehindert feuchte und relativ warme Luftmassen an die westexponierte Flanke der Vogesen führen, wo durch orographische Aufgleitvorgänge eine staubedingte Verstärkung des Niederschlags erfolgt. An Eifel und Hunsrück im mittleren bzw. unteren Moselgebiet kommt es ebenfalls zu Stauregenerscheinungen. In allen Teileinzugs-

mitteltemperaturen des Moseleinzugsgebietes bis zum Pegel Cochem sind ganzjährig positiv. Das in *Abb. 4.1* gezeigte Klimadiagramm für das TEZ Mosel2 charakterisiert auch die anderen Teileinzugsgebiete bis zum Pegel Cochem.

4.3.2 Geologie, Böden & Landnutzung

An die aus Tiefengestein (Granit) und Kalkstein geformten Vogesen schließt sich in nordwestlicher Richtung die von Ton- und Mergelgestein gebildete Lothringische Hochfläche an, die etliche Schichtstufen aufweist. Die Steilstufen, die die ebenen bis welligen Landterrassen des Schichtstufenlandes begrenzen, weisen Richtung Osten. Die Schichtstufen sind an die Wechsellagerung widerstandsfähiger und weniger widerstandsfähiger ungefalteter Schichten geknüpft, die leicht nach Westen einfallen. Nach Aufnahme der Saar durchfließt die Mosel die breite Trierer Talweitung, meidet jedoch die Wittlicher Senke, eine tektonische Mulde, und schneidet sich in das harte Gestein des Hunsrück ein. Die Wittlicher Senke wird von Abdachungsflüssen der Eifel, die der Mosel zufließen, gequert.

Die Mosel durchfließt von den Vogesen kommend die geologischen Formationen des Paläozoikums, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper und Lias, um schließlich im aus Tonschiefer, Grauwacken und Phyllit gebildeten devonischen Rheinischen Schiefergebirge (Hunsrück) ein Durchbruchstal zu bilden, durch das sie weit mäandrierend abfließt. Das tiefe Einsenken der Moselmäander wurde durch die "junge" Heraushebung des Gebirges gefördert (KELLER, 1979).

Auf den Gebirgsflächen befinden sich vorrangig aus Ton- und Schluffschiefern, aber auch Tonsteinen und Quarziten gebildete Braunerden und Podsol-Braunerden. Rendzinen, Pelosol-Braun-

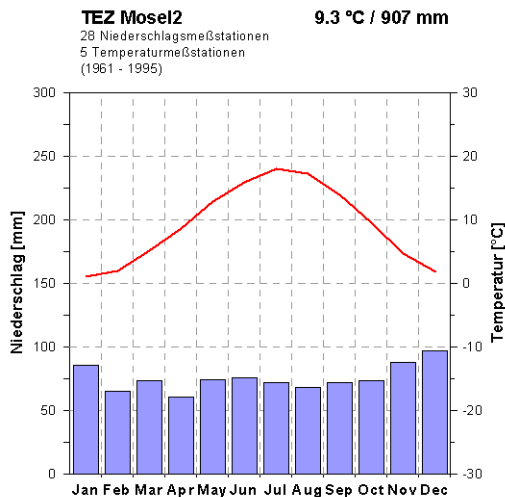
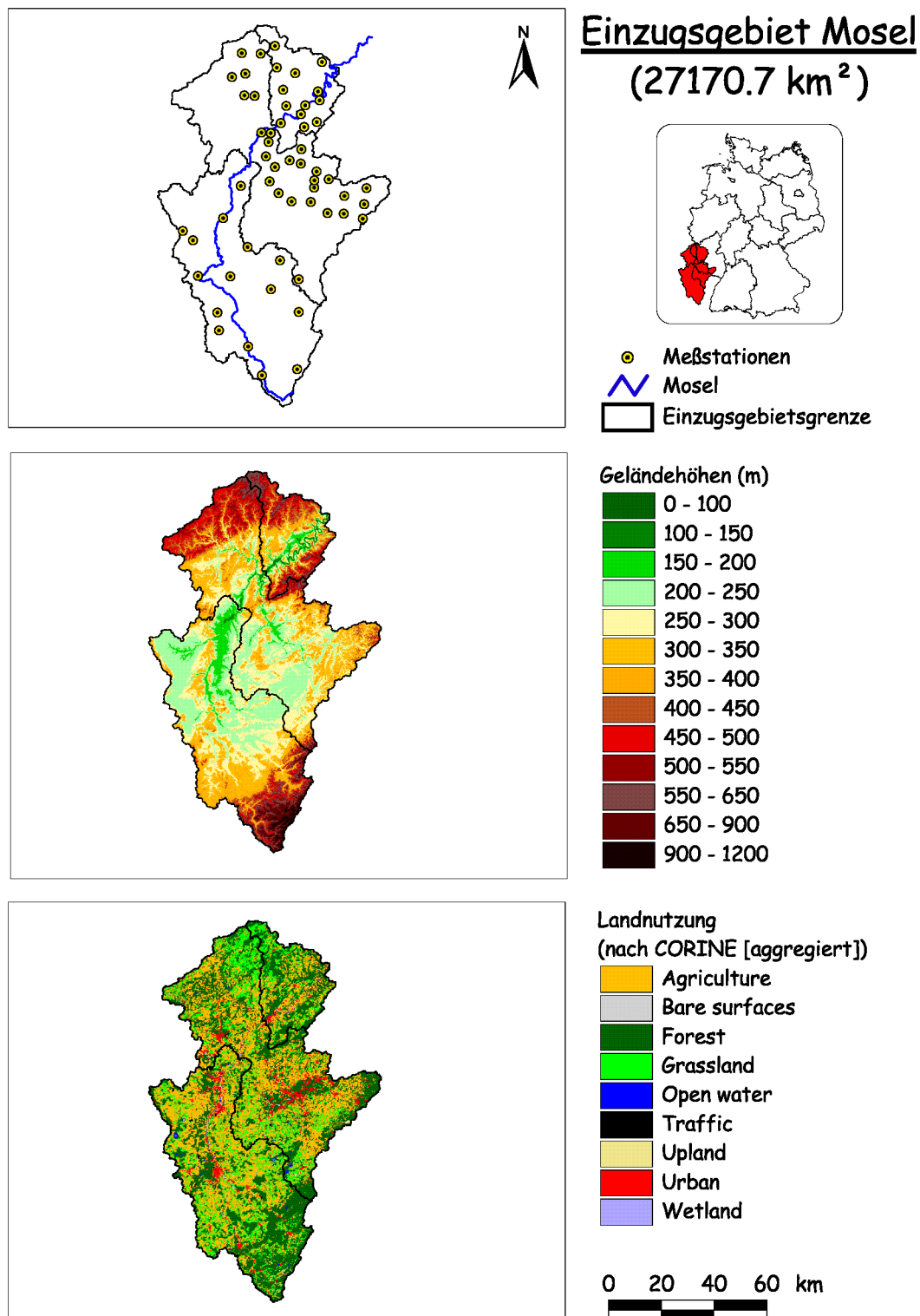


Abb. 4.1 Langjährige Monatsmitteltemperaturen (rot) und Niederschlagssummen (blau) im TEZ zwischen den Moselpegeln Perl und Trier.

gebieten der Mosel ist die langjährige monatliche Niederschlagssumme der Monate November, Dezember und Januar höher als die der restlichen Monate, die bis auf Februar und April ein einheitliches Niveau zeigen. Die langjährigen Monats-



Karte 4.2 Untersuchungsgebiet Mosel bis Pegel Cochem: Meßstationen (Klima, Niederschlag), Topographie, Landnutzung.

Die Untersuchungsgebiete

erden, Podsol-Braunerden, Parabraunerden und Pseudogleye sind weniger weit verbreitet. In den Talauen von Saar und Mosel treten auch Gleye auf.

Das Moseleinzugsgebiet bis zum Pegel Cochem ist gleichermaßen durch Ackerflächen und Wälder geprägt, die gemeinsam etwa 75% der Fläche bedecken (siehe Karte 4.2). Im südlichen Teil des Einzugsgebietes dominieren Laubwälder, im mittleren Teil Laub- und Mischwälder und im nordöstlichen Teil Mischwälder bei etwa gleichen Anteilen an Nadel- und Laubwäldern. Insbesondere im Moseltal befinden sich Weinbauflächen, die bei der Aggregation der CORINE-Daten den Ackerflächen zugeordnet wurden. Wiesen und Weiden nehmen ca. 17% der Fläche ein. Der Anteil an Siedlungsflächen beträgt ca. 5%.

4.3.3 Gewässer & Grundwasser

Die Mosel ist der größte Nebenfluß des Rheins. Sie entspringt am Col de Bussange in den südwestlichen Vogesen. Von ihrer Quelle fließt sie 278 km durch Frankreich, nimmt die Nebenflüsse Maselotte, Vologne, Meurthe und Seille/Selz auf, markiert die gemeinschaftliche Grenze zwischen Luxemburg und Deutschland und nimmt in Deutschland die Nebenflüsse Sauer, Saar, Kyll, Salm und Lieser auf. Die Saar ist der größte Nebenfluß der Mosel.

Das oberirdische Einzugsgebiet unterscheidet sich im Westen aufgrund des tief einfallenden Schichtenbaus der geologischen Formationen geringfügig vom unterirdischen Einzugsgebiet.

Der im Hunsrück und in der Eifel vorkommende unverwitterte Schiefer ist kein Grundwasserleiter und selbst in alten aufgelockerten Verwitterungszonen ist Schiefer nur als schlechter Grundwasserleiter einzustufen. Große Grundwasserreserven sind jedoch im Buntsandstein der Bitburger Triasmulde erschlossen worden. Infolge seiner starken Klüftung ist Buntsandstein ein guter bis ausgezeichneter Wasserleiter (KELLER, 1979).

4.3.4 Abflußregime, Abflußereignisse

Der charakteristische Gang des Abflusses eines Fließgewässers (das Abflußregime) ist durch kli-

matologische, pedologische, geomorphologische, vegetative und anthropogene Faktoren, die untereinander Wirkungsgefüge aufweisen, bedingt (LIEBSCHER & BAUMGARTNER, 1996). Das Abflußregime des Moseleinzugsgebietes bis Cochem ist durch hohe winterliche Werte der mittleren monatlichen Durchflüsse geprägt (Abb. 4.2).

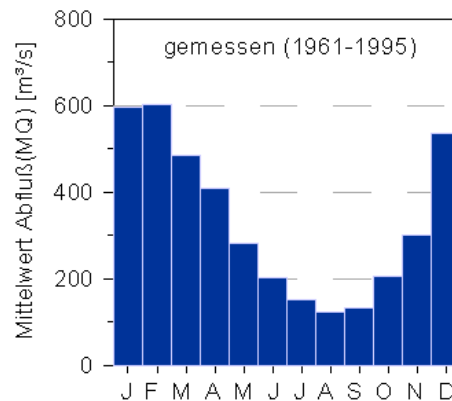


Abb. 4.2 Langjähriger mittlerer monatlicher Durchfluß am Pegel Cochem.

Im Frühjahr ist eine starke Abnahme auf niedrige Sommerdurchflüsse mit Minimum im August zu verzeichnen, die im Herbst in eine steile Zunahme der Durchflüsse umschlägt. Die hohen winterlichen Durchflüsse werden durch hohe Winterniederschläge bei niedriger Verdunstung und

Zeitpunkt	Durchfluß [m³/s]
22.12.1993	4020
29.05.1983	3415
27.01.1995	3410
13.04.1983	3154
01.01.1982	2959
24.02.1970	2780
14.12.1966	2780
16.08.1976	12
08.07.1976	11
28.06.1976	10,1

Tab. 4.1 Extremdurchflüsse am Pegel Cochem (7 Hochwasser, 3 Niedrigwasserereignisse).

meist nur kurzfristiger Schneedeckenbildung bewirkt. Das langjährige Niederschlag/Abfluß-Verhältnis beträgt 0,43, d.h. 43% der Niederschlagswassermenge werden als Durchfluß am Gebietsauslaß festgestellt.

Der Durchfluß (Tageswert) schwankt im Zeitraum 1.1.1961-31.12.1995 zwischen 10,1 m³/s

bei Niedrigwasser und 4020 m³/s bei Hochwasser (Tab. 4.1). Die höchsten Durchflüsse wurden im Winter, Frühjahr und bis in den Frühsommer registriert, die niedrigsten von Juni bis August. Das langjährige Jahresmittel des gemessenen Durchflusses beträgt für den bereits erwähnten Zeitraum 335 m³/s.

4.4 SIEG

4.4.1 Klima

Das Einzugsgebiet der Sieg befindet sich im Übergangsbereich vom maritimen zum kontinentalen Klima, wobei die maritimen Einflüsse überwiegen. Hohe jährliche Niederschlagsmengen mit Maximum im Winter, starke Bewölkung, hohe Luftfeuchtigkeit und geringe jährliche Temperaturschwankungen kennzeichnen das Gebietsklima. Die langjährigen mittleren monatlichen

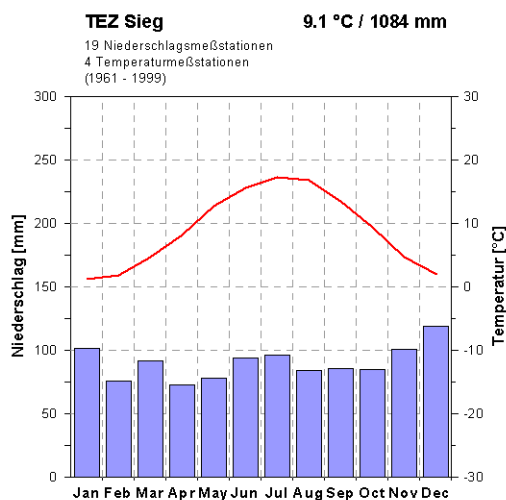


Abb. 4.3 Langjährige Monatsmitteltemperaturen (rot) und Niederschlagssummen (blau) des Untersuchungsgebietes Sieg.

Gebietstemperaturen sind ganzjährig positiv (Abb. 4.3). Insbesondere im Staubeereich des Rothaargebirges sind hohe Jahresniederschlagssummen (1000-1400 mm) durch Steigungsregen zu

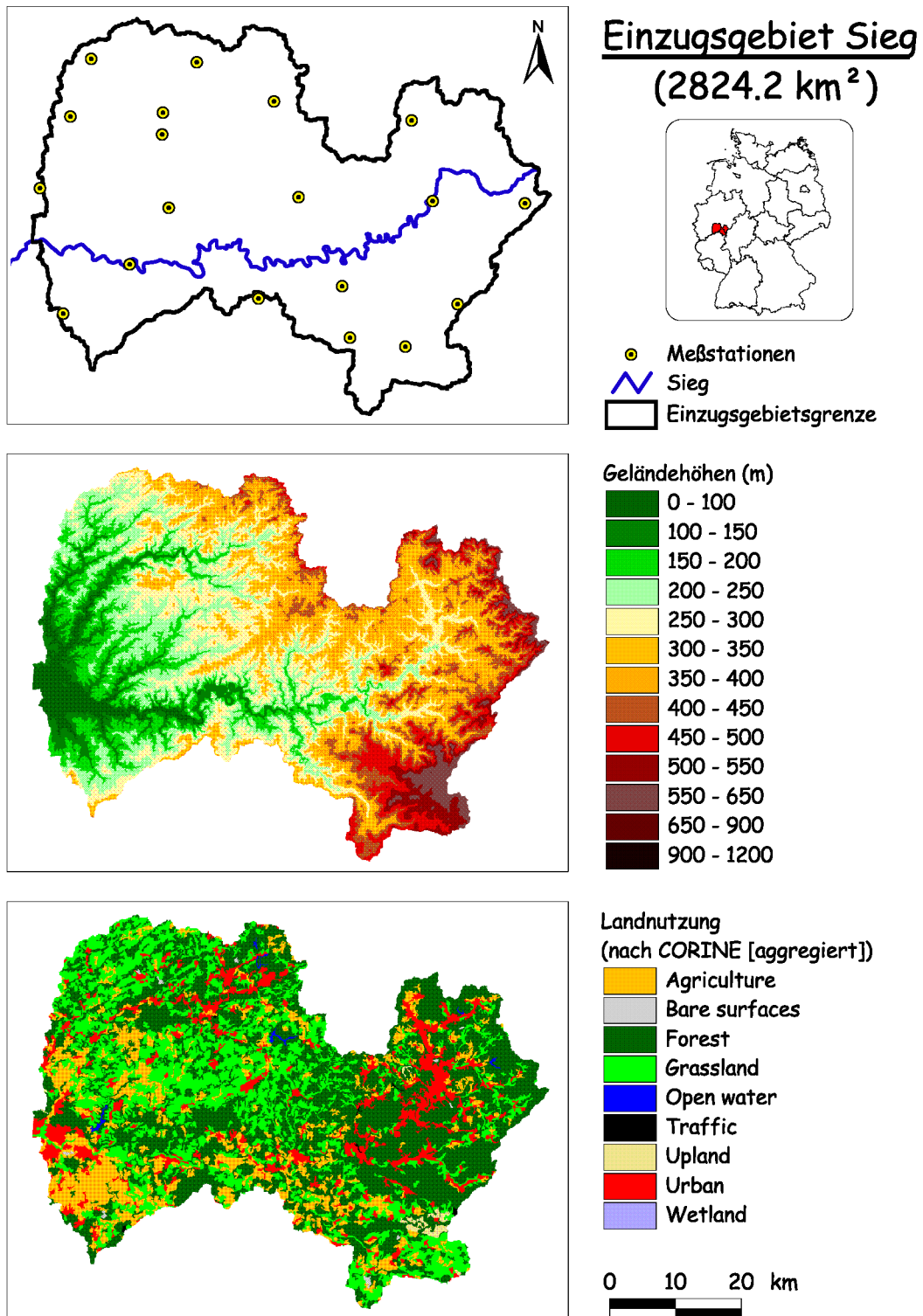
verzeichnen. Das gesamte Gebiet erhält im langjährigen Mittel etwa 1080 mm Niederschlag.

4.4.2 Geologie, Böden & Landnutzung

Die Sieg fließt in einem Durchbruchstal durch das Rheinische Schiefergebirge, das durch Ton-schiefer, Grauwacken und Phyllit gebildet wird. Einzelne Bergzüge aus Quarzit sind der geologischen Formation des Unterdevon zuzuordnen, das restliche Gebiet dem Devon. Durch die fächerförmige Erosion der Siegquellgewässer ist im Bereich der Oberen Sieg eine lebhafte Zertalungsgesellschaft entstanden. Im Bereich des Mittelsiegtales fließt die Sieg in einem kastenförmig eingeschnittenem Tal mit verschiedenen Terrassenniveaus. Die letzten Flußkilometer bis zum Rhein fließt die Sieg durch die Siegburger Bucht, eine ursprünglich breite Flußauwe, die holozänen Ursprungs ist.

Die Böden des Gebietes sind relativ homogen: schluffiger Lehm ist die am weitesten verbreitete Bodenart. Auf Hochflächen befinden sich Braunerden, Parabraunerden und vereinzelt Pseudogleye. In den Talauen treten Gleye auf.

Wälder bilden mit fast 46% Flächenanteil die bedeutendste Landnutzung im Einzugsgebiet (siehe Karte 4.3). Der größte Teil der Wälder sind Mischwälder, gefolgt von Laub- und Nadelwäldern. Wiesen und Weiden nehmen etwa 28% der Fläche ein, Ackerflächen 14,5% (aggregierte CO-RINE-Daten). Mit ca. 11% Siedlungsflächen, die sich vorrangig in Tälern befinden, ist das Siegeinzugsgebiet relativ dicht besiedelt (In Deutschland sind ca. 7% der Gesamtfläche Siedlungsflächen.).



Karte 4.3 Untersuchungsgebiet Sieg bis Pegel Menden 1: Meßstationen (Klima, Niederschlag), Topographie, Ländnutzung.

4.4.3 Gewässer & Grundwasser

Die Sieg ist ein von zahlreichen Bächen gespeister Mittelgebirgsfluß. Hauptzuflüsse sind die Ferndorf, die Heller, die Nister, die Bröl und die Agger.

Das Siegerland gilt als das grundwasserärmste Teilgebiet des Rheinischen Schiefergebirges und litt trotz hoher Niederschläge immer wieder an Wasserknappheit, da das Wasser zu schnell abfließt. Quellaustritte erfolgen selten aus Festgestein, sondern meist aus Hangschuttdecken. Die Quellen reagieren kurzfristig auf Niederschläge (KELLER, 1979). Die häufig vorkommenden Schichten von schluffigen Tonsteinen und tonigen Sandsteinen sind Grundwassernichtleiter. Nacheiszeitliche Talablagerungen aus Sand und Schotter besitzen deutlich höhere Durchlässigkeitswerte und sind für die Trinkwasserversorgung von hoher Bedeutung (HYDROTEC GmbH, 2000).

4.4.4 Abflußregime, Abflußereignisse

Das Abflußregime der Sieg zeigt deutlichen Mittelgebirgscharakter mit hohen mittleren monatlichen Durchflüssen von Dezember bis März und weitaus geringeren Durchflüssen in den restlichen Monaten mit Minimum im August (Abb. 4.4). Die hohen winterlichen Durchflüsse werden durch Warmlufteinbrüche und damit verbundener Schneeschmelze bzw. durch die Frühjahrsschneeschmelze verursacht. Das Minimum im August läßt die sommerliche hohe Verdunstung sichtbar werden.

Das langjährige Niederschlag/Abfluß-Verhältnis beträgt 0,54, d.h. 54% der Niederschlagswassermenge werden als Durchfluß am Gebietsauslaß festgestellt. Der Durchfluß am Pegel Menden 1 (Tageswert) schwankt im Zeitraum 1.11.1964-31.12.1999 zwischen 2,2 m³/s bei Niedrigwasser und 962 m³/s bei Hochwasser (Tab. 4.2). Die

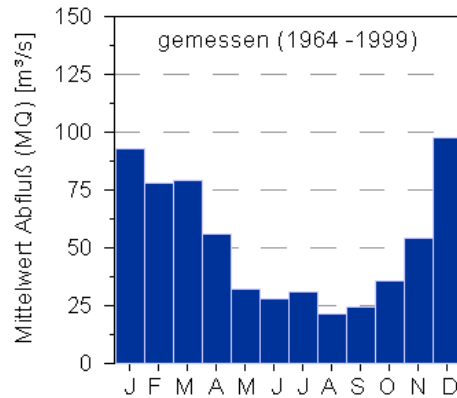


Abb. 4.4 Langjähriger mittlerer monatlicher Durchfluß am Pegel Menden 1.

Zeitpunkt	Durchfluß [m³/s]
23.02.1970	962
31.12.1986	841
07.02.1984	834
29.12.1994	765
10.03.1981	744
16.01.1968	697
20.01.1986	677
24.08.1976	2,6
08.07.1976	2,2
16.09.1973	2,2

Tab. 4.2 Extremdurchflüsse am Pegel Menden 1 (7 Hochwasser, 3 Niedrigwasserereignisse).

höchsten Durchflüsse wurden von Dezember bis März registriert, die niedrigsten von Juli bis September. Das langjährige Jahresmittel des gemessenen Durchflusses beträgt für den bereits erwähnten Zeitraum 52,5 m³/s.

4.5 MAIN

4.5.1 Klima

Trotz höherer Lage des Einzugsgebietes des Mains bis zum Pegel Kemmern gegenüber dem Einzugsgebiet der Sieg erhält es im langjährigen Mittel nur etwa 830 mm Niederschlag. Dies ist auf kontinentale Einflüsse und die Ausrichtung von Fichtelgebirge und Fränkischer Alb in NW - SO Richtung zurückzuführen. Die Quellgebiete von Weißem Main und Steinach erhalten jedoch bis zu 1400 mm Jahresniederschlag. Die langjäh-

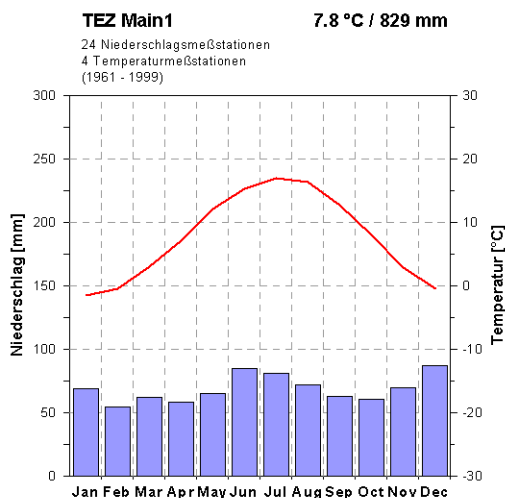


Abb. 4.5 Langjährige Monatsmitteltemperaturen (rot) und Niederschlagssummen (blau) des Untersuchungsgebietes Main bis Pegel Kemmern.

rige mittlere Gebietstemperatur ist aufgrund der relativen Höhe der Temperaturmeßstationen und zunehmenden kontinentalen Einflüssen im Dezember, Januar und Februar negativ, sonst positiv (Abb. 4.5).

4.5.2 Geologie, Böden & Landnutzung

Der Weiße Main entspringt im Fichtelgebirge, das aus paläozoischen Graniten und kristallinen Schiefen (Gneis) gebildet wird. Der Rote Main hat seinen Ursprung im Nordostrand der Fräns-

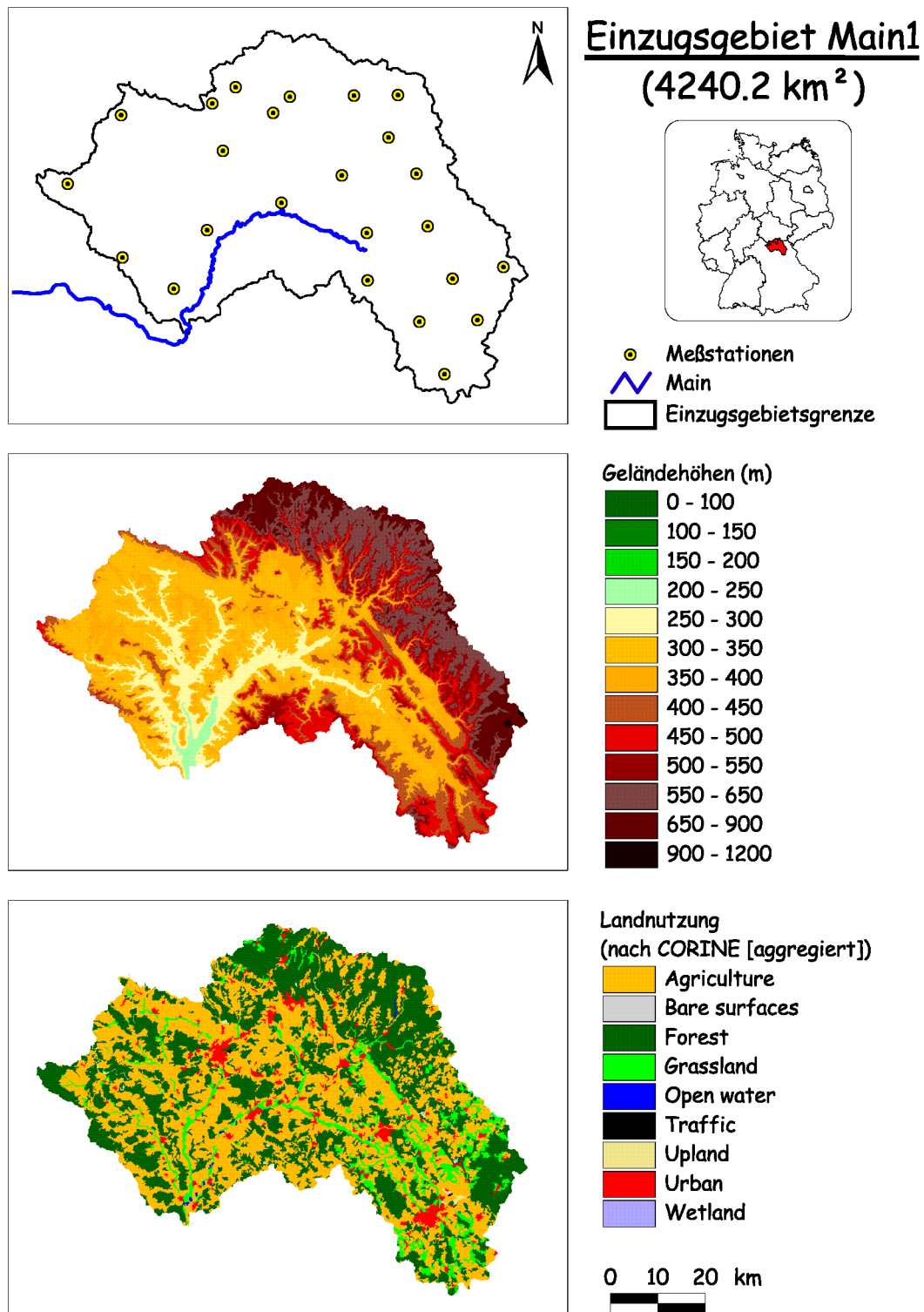
chen Alb, die aus Kalk und Dolomit besteht. Der Fränkischen Alb ist im Westen das Fränkische Stufenland vorgelagert, das vorrangig aus Keuper-Sandsteinen aufgebaut ist, zwischen denen mergelig tonige Schichten lagern. Der Keuper erreicht Gesamtmächtigkeiten von über 100 m. Er hat den stratigraphischen Aufbau: Unterer Keuper (Lettenkeuper), Gipskeuper, Schilfsandstein, Mergel- und Sandsteinschichten, Knollenmergel und Oberer Rät.

Die Schichten fallen im allgemeinen im Maingebiet nach Osten ein, während der Fluß dem Schichtfallen entgegen in Richtung Westen fließt. Die harten, stufenbildenden Schichten werden zumeist in engen Durchbrüchen durchschnitten. Auf den Landterrassen der Schichtstufen prägen hingegen breiterassierte offene Talweitungen die Landschaft (KELLER, 1979).

Der Obermain (unterhalb des Zusammenflusses von Rotem und Weißem Main) durchzieht die nördlichen Ausläufer der Fränkischen Alb in einem breiten Sohlental, dessen Hänge aus den geologischen Formationen Keuper, Lias und Dogger bestehen. Diese Hänge weisen eine deutliche Terrassierung auf: ältere Terrassen, die in Mittel- und Hauptterrassen gegliedert werden, sowie Niederterrassen direkt oberhalb bzw. unterhalb des Talbodens (LIEDKE & MARCINEK, 1995). Im Einzugsgebiet treten je nach Untergrundgestein Braunerde-Podsol, Pelosol-Braunerde, Rendzina und Braunerde nebeneinander auf. In den Talauen finden sich auch Gleye. Das Einzugsgebiet des Mains bis zum Pegel Kemmern ist durch Ackerflächen und Wälder gleichermaßen geprägt (siehe Karte 4.4), die zusammen etwa 87% der Fläche einnehmen (aggregierte CORINE-Daten). Die Wälder sind vorrangig Nadelwälder; Misch- und Laubwälder sind jedoch ebenfalls vorhanden. In den Tälern konzentrieren sich Wiesen und Weiden sowie Siedlungsflächen, die ca. 8% bzw. 4% der Gesamtfläche einnehmen.

4.5.3 Gewässer & Grundwasser

Das Einzugsgebiet des Mains bis zum Pegel Kemmern wird im Norden und Osten von der Wasserscheide zur Elbe begrenzt. Nach der Ver-



Karte 4.4 Untersuchungsgebiet Main bis Pegel Kemmern: Meßstationen (Klima, Niederschlag), Topographie, Landnutzung.

Die Untersuchungsgebiete

einigung von Rotem und Weißem Main zum Obermain fließen selbigem die größeren Nebenflüsse Rodach, Steinach und Itz zu.

Infolge des raschen Wechsels von klüftigen und kaum durchlässigen Schichten können im Unteren Keuper und insbesondere an der Grenze zum Gipskeuper wasserführende Horizonte auftreten. Bei mächtiger Entwicklung der Sandsteine im Rät sind größere Grundwasserspeicher ausgebildet, der unterliegende Knollenmergel ist weitgehend wasserundurchlässig.

4.5.4 Abflußregime, Abflußereignisse

Das Abflußregime des Einzugsgebietes hat typischen Mittelgebirgscharakter mit hohen mittleren monatlichen Durchflüssen von Dezember bis April und deutlich niedrigeren Durchflüssen in den restlichen Monaten mit Minimum im August (Abb. 4.6).

Das langjährige Niederschlag/Abfluß-Verhältnis beträgt 0,4, d.h. 40% der Niederschlagswassermenge werden als Durchfluß am Gebietsauslaß festgestellt. Der Durchfluß (Tageswert) schwankt im Zeitraum 1.1.1961-31.12.1999 zwischen 3,7 m³/s bei Niedrigwasser und 855 m³/s bei Hochwasser (Tab. 4.3).

Die höchsten Durchflüsse wurden von November bis März registriert, die niedrigsten von Juli bis September. Das langjährige Jahresmittel des gemessenen Durchflusses beträgt für den genannten Zeitraum 45 m³/s.

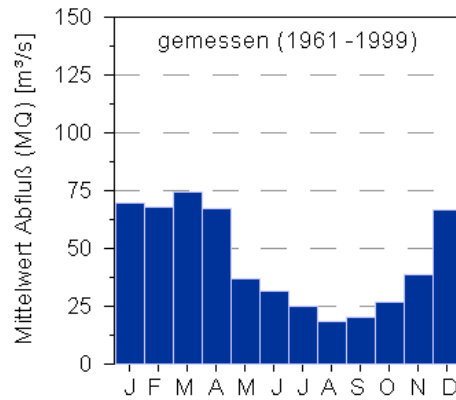


Abb. 4.6 Langjähriger mittlerer monatlicher Durchfluß am Pegel Kemmern.

Zeitpunkt	Durchfluß [m³/s]
25.12.1967	855
24.02.1970	679
07.01.1982	657
12.03.1981	586
27.01.1995	568
01.01.1987	544
02.11.1998	535
28.09.1964	3,8
24.09.1976	3,7
27.07.1964	3,7

Tab. 4.3 Extremdurchflüsse am Pegel Kemmern (7 Hochwasser, 3 Niedrigwasserereignisse).

Hydrologische Simulation des Ist-Zustandes

Unter Verwendung des hydrologischen Modells HBV-D werden für alle Untersuchungsgebiete wichtige hydrologische Modellprozesse entsprechend der Einzugsgebietcharakteristik parametrisiert (und optimiert) und somit ein Abbild der Gebietshydrologie erzeugt, das mit gemessenen Daten (Niederschlag, Temperatur) eine Zeitreihe der Durchflüsse simulieren kann. Diese Zeitreihe der Durchflüsse stimmt im optimalen Fall (der eigentlich nie eintritt) mit dem gemessenen Pegeldurchfluß überein.

Meßwerte für Niederschlag, Temperatur und Pegeldurchfluß lagen als Tageswerte an Meßstationen vor. Die hydrologische Simulation erfolgte ebenfalls in Tagesschrittweite - einerseits aufgrund der Datenverfügbarkeit und der Berücksichtigung der benötigten Rechenzeit (ein Modellauf über ca. 40 Jahre auf Tagesbasis benötigt etwa 7 Minuten), aber auch vor dem Hintergrund, daß bei der Simulation des Durchflusses bei Klimaszenarien Abflußereignisse (Hochwasser, Niedrigwasser) keinem konkreten Zeitpunkt zugeordnet werden können und die Bestimmung der möglichen Änderungen des Abflußregimes auf Basis der mittleren monatlichen Durchflüsse erfolgt. Eine Simulation auf Stundenbasis hätte den Vorteil der besseren Auflösung von Extremen (Hochwasser) zu bieten, war aber aufgrund der Datenlage, Rechenzeitproblematik und der Fokussierung auf die Untersuchung von Mittelwerten keine Option.

Nach der Methode des split-sample-Tests wurden die ersten 10 Jahre der Durchflußmeßreihe zur Kalibrierung des hydrologischen Modells benutzt

und die letzten 10 Jahre der Durchflußmeßreihe zur Validierung. Grund dieser Verfahrensweise sind zeitweise aufgrund von Ausbaumaßnahmen gestörte hydraulische Verhältnisse der Mosel, so daß nicht der gesamte Meßzeitraum für Kalibrierung und Validierung vertrauenswürdig verfügbar war. Der Meßzeitraum umfaßt standardmäßig die Zeit vom 1.1.1961 bis 31.12.1999, bei fehlenden Daten auch einen davon abweichend kürzeren, wenigstens 30jährigen Zeitraum.

Obwohl für die Gesamtheit der Durchflüsse im gesamten Kalibrierungszeitraum von 10 Jahren die Modellparameter optimiert wurden, lag besonderes Augenmerk auf der guten Wiedergabe von Hochwasserperioden. Generell ist für alle Untersuchungsgebiete eine gute Übereinstimmung von simulierten und gemessenen Pegeldurchflüssen festzustellen, wobei die Güte der Simulation (dargestellt als Effizienz nach NASH &

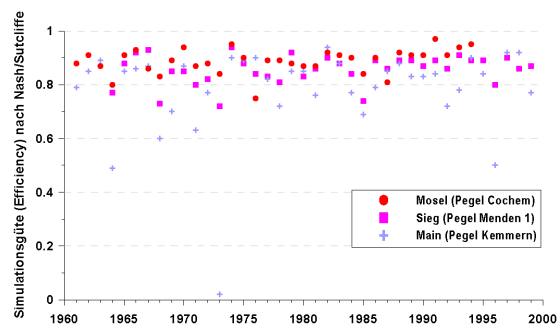


Abb. 5.1 Simulationsgüte für Mosel (Pegel Cochem), Sieg (Pegel Menden 1) und Main (Pegel Kemmern).

SUTCLIFFE, 1970) von Jahr zu Jahr schwankt (Abb. 5.1). Insbesondere in niederschlagsarmen Jahren (1964, 1973, 1985, 1996) ist die Simulationsgüte aufgrund überschätzter Durchflüsse (vorrangig während Niedrigwasserphasen im Sommer und Herbst) vergleichsweise niedrig. Ursache dafür ist die Parametrisierung mit dem Ziel insbesondere in Hochwasserperioden eine gute Annäherung simulierter Durchflüsse an gemessene Durchflüsse zu erreichen.

Eine Simulationsgüte von 0,8, die eine recht gute Übereinstimmung kennzeichnet (SÆLTHUN, 1996), wird in den meisten Einzeljahren erreicht oder übertroffen. Bei der Betrachtung der gesamten zehnjährigen Kalibrierungs- bzw. Validierungszeiträume liegt die Simulationsgüte in allen Untersuchungsgebieten oberhalb von 0,8 (siehe Tab. 5.1, Tab. 5.2 und Tab. 5.4).

5.1 MOSEL

Für das Einzugsgebiet der Mosel bis zum Pegel Cochem standen für die Mehrzahl der in Frankreich befindlichen Meßstationen Tageswerte von Niederschlag sowie Tagesmaxima und -minima der Temperatur nur für die Jahre vom 1.1.1961 bis 31.12.1995 zur Verfügung, so daß die hydrologische Simulation des Ist-Zustandes trotz längerer vorhandener Zeitreihen im deutschen Teil des Einzugsgebietes auf den Zeitraum 1961 bis 1995 beschränkt wurde. Für die hydrologische Simulation erfolgte eine Unterteilung des Mosel-

gebietes in drei Teileinzugsgebiete (TEZ Mosel 1 bis Pegel Perl, TEZ Mosel 2 zwischen Pegel Perl und Trier, TEZ Mosel 3 zwischen Pegel Trier und Cochem), die einzeln vorkalibriert wurden. In einem Modellauf, in dem die Einzelgebiete gemäß ihrer Lage (mit entsprechenden Routingparametern) verteilt gerechnet wurden, dienten die Datensätze der drei Teileinzugsgebiete zur Berechnung des Gesamtdurchflusses am Pegel Cochem. Im Kalibrierungszeitraum vom 1.11.1974 bis 31.10.1984 (wegen Moselausbau in den Jahren

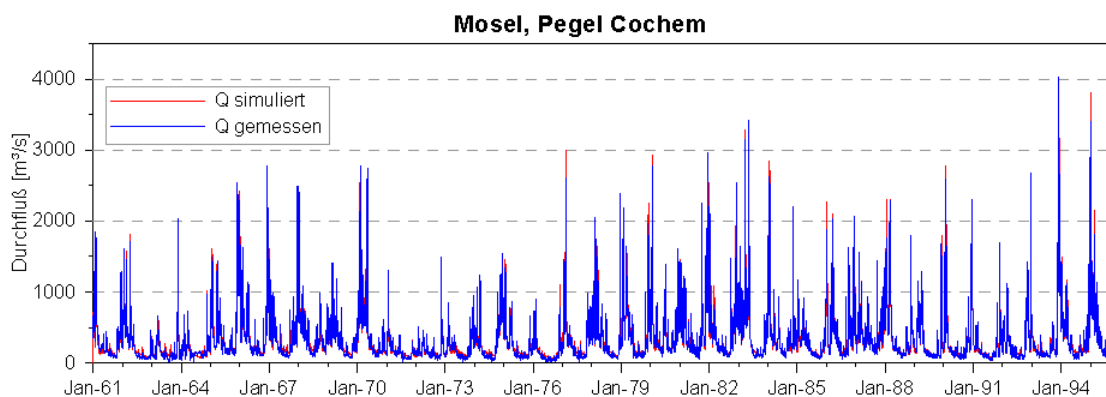


Abb. 5.2 Gemessene und simulierte Durchflüsse am Pegel Cochem, Mosel.

1963/64 und damit verbundenen Störungen am Pegel Trier und stromabwärts wurde die Periode 1961 - 1970 nicht für die Kalibrierung genutzt) befinden sich Jahre ohne ausgeprägte Hochwasserperioden (1976), jedoch auch mehrere Jahre mit Hochwässern über dem langjährigen Mittel-

wert ($MHQ_{1931-1998} = 2080 \text{ m}^3/\text{s}$, DGJ online, Abflüsse Rheingebiet Teil III, 1998).

Sowohl im Kalibrierungszeitraum als auch im Validierungszeitraum vom 1.1.1986 bis 31.12.1995 werden Hochwasserereignisse leicht überschätzt, aber auch leicht unterschätzt (Abb.

5.2). Die Simulationsgüte (Effizienz) ist mit Werten oberhalb von 0,9 hervorragend (Tab. 5.1).

Zeitraum	Effizienz	lg-Effizienz
Kalibrierung (1974 - 1984)	0,91	0,88
Validierung (1986 - 1995)	0,93	0,91

Tab. 5.1 Simulationsgüte für das TEZ Mosel als Effizienz bzw. logarithmierte Effizienz nach Nash/Sutcliffe.

Auch die gemessenen Abflußextreme (insbesondere das hundertjährige Hochwasser HQ100) werden durch die Simulation des Ist-Zustandes sehr gut wiedergegeben (siehe Kapitel 6.4).

Der langjährige Verlauf der Durchflüsse wird sowohl in der täglichen Variabilität als auch im langjährigen Monatsmittel (Abflußregime) realitätsnah simuliert (Abb. 5.3).

Obwohl keine ereignisbezogene Simulation, sondern eine kontinuierliche hydrologische Simulation durchgeführt wurde, ist die Mehrzahl von Hochwasserereignissen vom Verlauf und vom

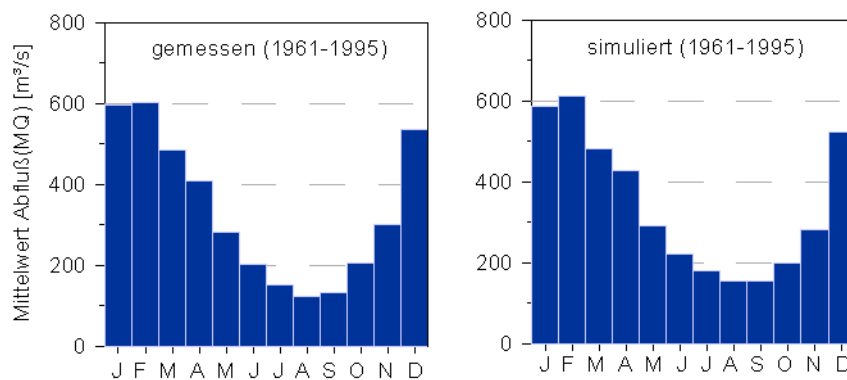


Abb. 5.3 Mittlere Monatswerte des Durchflusses am Pegel Cochem, Mosel.

Abflußvolumen korrekt simuliert, wie z.B. das Frühjahrshochwasser 1988 (Abb. 5.4).

Die Wasserbilanz insgesamt zeigt für Einzeljahre kleinere Bilanzfehler (sowohl negativ, als auch

positiv), die jedoch für den Gesamtzeitraum eine ausgeglichene Wasserbilanz ergeben.

Der Vergleich der relativen Häufigkeit von Tagesdurchflußwerten am Pegel Cochem für ge-

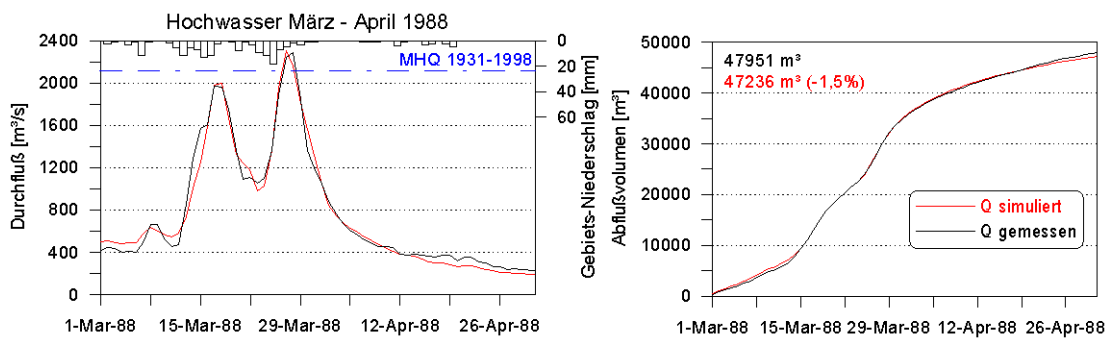


Abb. 5.4 Gemessener und simulierter Durchfluß (und Abflußvolumen) am Pegel Cochem, Mosel beim Frühjahrshochwasser 1988. Die Zahlen in der rechten Teilgrafik geben die über den betrachteten Zeitraum aufsummierten Abflußvolumina wieder.

Hydrologische Simulation des Ist-Zustandes

gemessene und simulierte Werte im Zeitraum 1961-1995 zeigt eine gute Übereinstimmung der entsprechenden Histogramme (Abb. 5.5). Im Bereich geringer Durchflüsse ist die Übereinstimmung gemessener und simulierter Werte, wie bei der generellen Würdigung der Simulationsgüte bereits erwähnt, schlechter als im restlichen Wertebereich.

Die hydrologische Simulation des Ist-Zustandes für das Einzugsgebiet der Mosel bis zum Pegel Cochem kann nach den vielfältigen Vergleichen von Kennwerten gemessener und simulierter Durchflußwerte als gute Nachbildung der aktuellen hydrologischen Bedingungen bezeichnet werden.

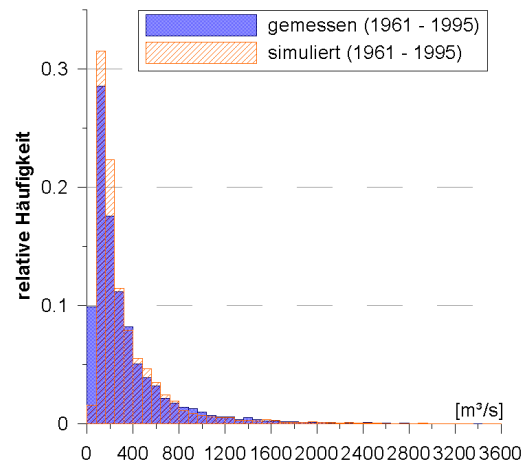


Abb. 5.5 Histogramm der relativen Häufigkeit gemessener und für den Ist-Zustand simulierter Tagesdurchflußwerte am Pegel Cochem, Mosel.

5.2 SIEG

Für das Einzugsgebiet der Sieg standen Tagesmeßwerte von Temperatur und Niederschlag vom 1.1.1961 bis 31.12.1999 zur Verfügung. Pegeldurchflüsse am Pegel Mendен 1 waren erst ab 1.11.1964 vorhanden. Im Kalibrierungszeitraum

vom 1.11.1964 bis 31.10.1974 traten mehrere Hochwässer mit über dem MHQ (574 m³/s, DGJ, 1998) liegenden Durchflüssen auf, auch das höchste Ereignis der Tagesreihe mit einem Durchfluß von 962 m³/s am 23.2.1970. In den

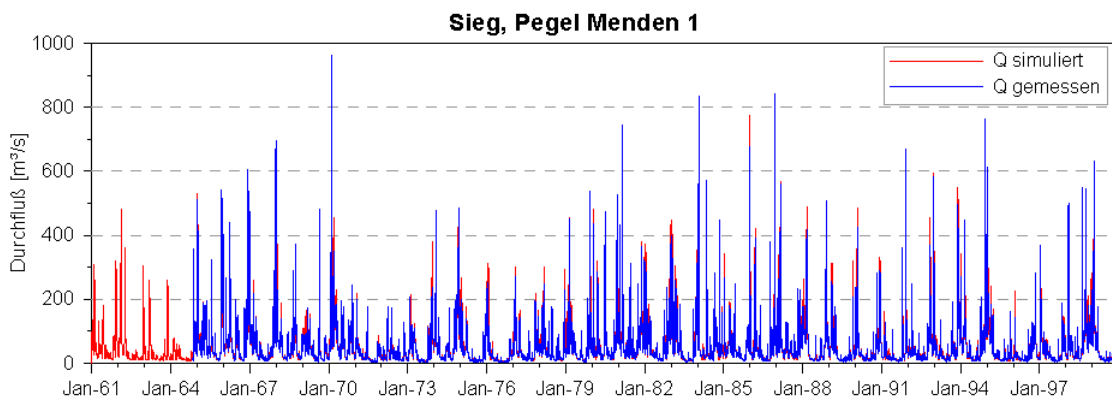


Abb. 5.6 Gemessene und simulierte Durchflüsse am Pegel Mendен 1, Sieg.

Jahren 1971 - 1973 hingegen wurden fast ausschließlich relativ niedrige Durchflüsse unter 200 m³/s registriert (Abb. 5.6). Im Validierungszeit-

raum traten ebenfalls mehrere Hochwässer über MHQ auf, im Jahr 1996 war hingegen kein Durchflußwert über 200 m³/s zu verzeichnen. Ins-

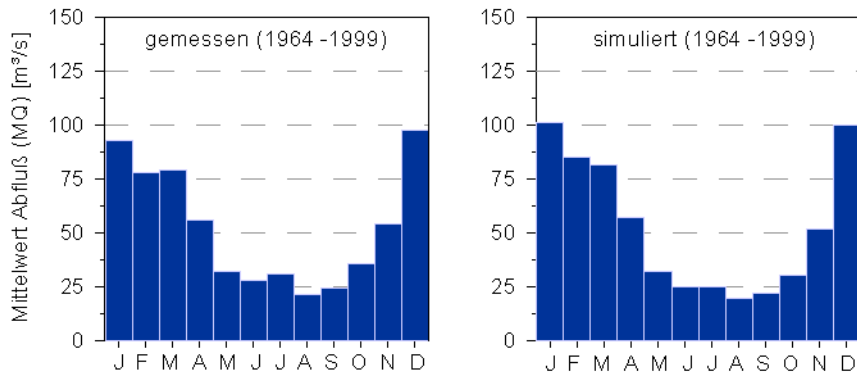


Abb. 5.7 Mittlere Monatswerte des Durchflusses am Pegel Menden 1, Sieg.

Zeitraum	Effizienz	lg - Effizienz
Kalibrierung (1964 - 1974)	0,87	0,92
Validierung (1990 - 1999)	0,88	0,92

Tab. 5.2 Simulationsgüte für das TEZ Sieg als Effizienz bzw. logarithmierte Effizienz nach Nash/Sutcliffe.

besondere zwischen dem Kalibrierungs- und Validierungszeitraum kommt es zu leichten Überschätzungen (aber auch leichten Unterschätzungen) des Durchflusses in Hochwasserperioden. Die Simulationsgüte für die Validierung ist leicht besser als für die Kalibrierung und insgesamt sehr gut (Tab. 5.2).

Die gute Übereinstimmung von gemessenen und für den Ist-Zustand simulierten Tagesdurchflußwerten wird durch geringe Unterschiede von Mittelwert und Standardabweichung gestützt. Gleichwohl differieren Minimum und Maximum der Meßwerte erheblich von den Vergleichszahlen für den simulierten Ist-Zustand (Tab. 5.3). Die relative Häufigkeit von simulierten und gemessenen Tagesdurchflußwerten am Pegel Menden 1 zeigt eine gute Übereinstimmung der entsprechenden Histogramme (Abb. 5.8).

Die tägliche Variabilität der Durchflüsse konnte für den Kalibrierungs- und Validierungszeitraum recht gut simuliert werden. Auch der langjährige Verlauf im Abflußregime der monatlichen Mittelwerte des Durchflusses wird realitätsnah nachvollzogen (Abb. 5.7).

Statistische Maßzahlen	Meßwerte 1964 - 1999	Ist-Zustand 1964 - 1999
Mittelwert [m³/s]	52,5	53,5
Standardabweichung	68,8	69,5
Minimum [m³/s]	2,2	5,0
Maximum [m³/s]	962	827

Tab. 5.3 Statistische Maßzahlen gemessener und für den Ist-Zustand simulierter Tagesdurchflußwerte am Pegel Menden 1, Sieg.

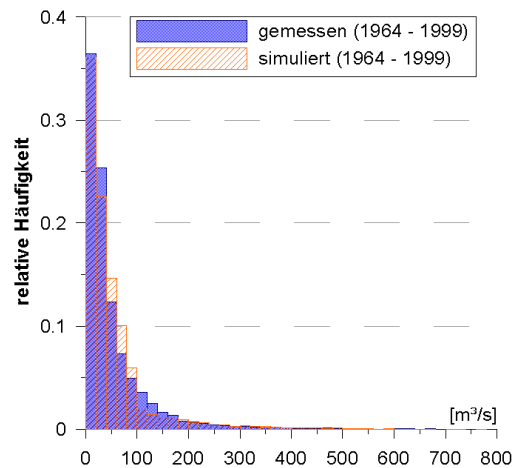


Abb. 5.8 Histogramm der relativen Häufigkeit gemessener und für den Ist-Zustand simulierter Tagesdurchflußwerte am Pegel Menden 1, Sieg.

5.3 MAIN

Im Einzugsgebiet des Mains waren Tagesmeßwerte der Temperatur und des Niederschlags vom 1.1.1961 bis 31.12.1999 erhältlich, für den gleichen Zeitraum lagen auch Pegeldurchflüsse vor. Der Kalibrierungszeitraum vom 1.1.1961 bis 31.12.1970 enthält nur 2 Hochwasserperioden, die deutlich über MHQ (354 m³/s, DGJ, 1998) liegen, darunter das höchste bisher gemessene Hochwasser am 25.12.1967. Dieses mit einem Starkregen einhergehende Schmelzwasserereig-

nis wird sehr deutlich unterschätzt, es kommt nicht zum vollständigen Abschmelzen der Schneedecke. Da das Kalibrierungsziel jedoch nicht auf der perfekten Simulation einzelner Ereignisse, sondern langer Zeiträume lag, wurde die Abweichung akzeptiert. Innerhalb des Validierungszeitraumes vom 1.1.1990 bis 31.12.1999 tritt Ende Januar 1995 ebenfalls ein mit mehreren Starkniederschlägen einhergehendes Schmelzwasserereignis auf, das völlig gegensätzlich zum

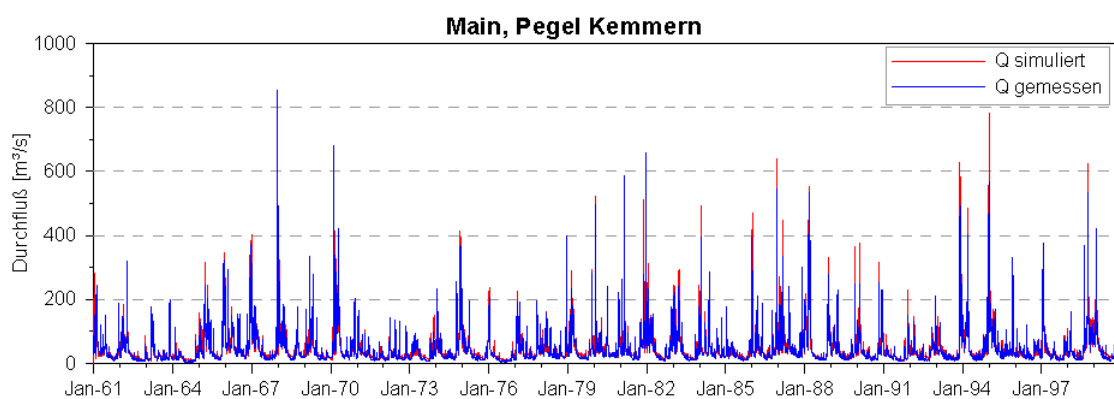


Abb. 5.9 Gemessene und simulierte Durchflüsse am Pegel Kemmern, Main.

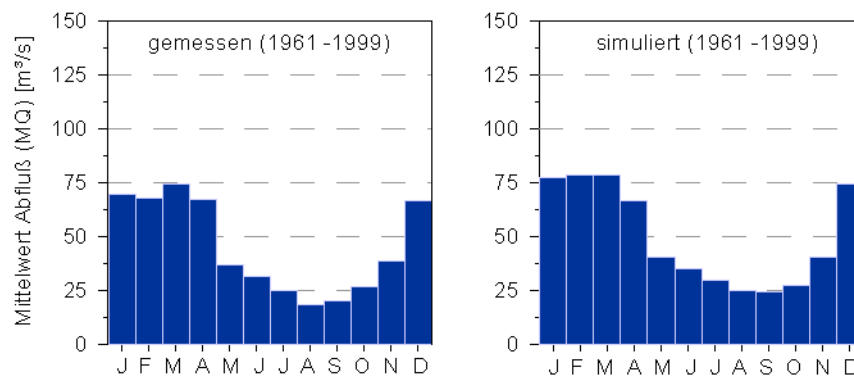


Abb. 5.10 Mittlere Monatswerte des Durchflusses am Pegel Kemmern, Main.

Ereignis in der Kalibrierungsperiode deutlich überschätzt wird. Es erfolgt ebenfalls kein vollständiges Abschmelzen der Schneedecke, im Gegensatz zum 1967er Ereignis ist die simulierte Bodenfeuchtigkeit der Bodenwasserzone jedoch

im Ereignisvorfeld höher. Da bei Schmelzwasserereignissen die Temperaturverteilung im Gebiet von außerordentlicher Bedeutung ist, besteht die Möglichkeit, daß die 4 Temperaturstationen für die erwähnten Ereignisse nicht repräsentativ ge-

nug waren. Betrachtet man die gesamten Zeiträume der Kalibrierung bzw. Validierung, ist allerdings eine gute Übereinstimmung simulierter und gemessener Durchflüsse festzustellen (Abb. 5.9) und die Simulationsgüte mit einem Wert oberhalb von 0,8 als gut zu bezeichnen (Tab. 5.4).

Zeitraum	Effizienz	lg-Effizienz
Kalibrierung (1961 - 1970)	0,83	0,82
Validierung (1990 - 1999)	0,86	0,82

Tab. 5.4 Simulationsgüte für das TEZ Main als Effizienz bzw. logarithmierte Effizienz nach Nash/Sutcliffe.

Der langjährige Verlauf der monatlichen Durchflüsse ist bei der Simulation des Ist-Zustands trotz leichter Überschätzungen einiger Monate in recht guter Übereinstimmung mit den aus gemessenen Tageswerten aggregierten Monatsmitteln (Abb. 5.10).

Der Vergleich der relativen Häufigkeit gemessener und simulierter Tagesdurchflußwerte am Pegel Kemmern für den Zeitraum 1961-1999 zeigt eine recht gute Übereinstimmung der entsprechenden Histogramme (Abb. 5.11). Im Bereich geringer Durchflußwerte ist allerdings die Übereinstimmung gemessener und simulierter Werte schlechter als im restlichen Wertebereich.

Insgesamt betrachtet wurde die Simulation der aktuellen hydrologischen Bedingungen (Ist-Zustand) im Untersuchungsgebiet des Mains bis zum Pegel Kemmern erfolgreich und mit guten Ergebnissen durchgeführt, wenngleich eine noch bessere Übereinstimmung gemessener und simulierter Werte wünschenswert wäre.

Die Simulation des hydrologischen Ist-Zustandes unter Verwendung von Tagesmeßwerten der

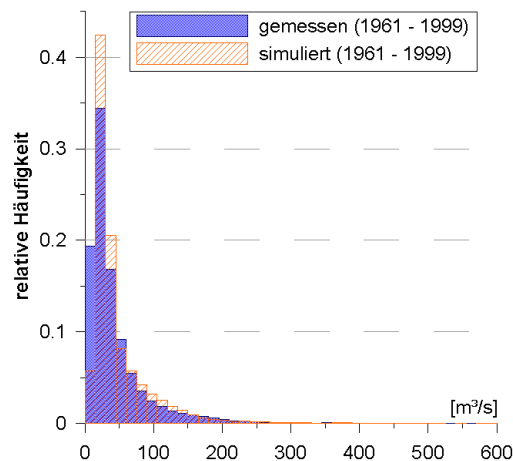


Abb. 5.11 Histogramm der relativen Häufigkeit gemessener und für den Ist-Zustand simulierter Tagesdurchflußwerte am Pegel Kemmern, Main.

Temperatur und des Niederschlags ergab in allen Untersuchungsgebieten eine gute bis sehr gute Übereinstimmung gemessener und simulierter Pegeldurchflüsse. Das auf Grundlage des HBV-D Modells erzeugte Abbild der Gebietshydrologie ist also in der Lage, die Transformation des Gebietsniederschlags durch das Einzugsgebiet modellhaft vereinfacht und, wie die gute Übereinstimmung gemessener und simulierter Pegeldurchflüsse illustriert, trotzdem sehr realitätsnah zu beschreiben. Als Abbild der Realität - als Modell - kann es für Modellexperimente, wie die Simulation des Einflusses von Klimaänderungen (Temperatur- und Niederschlagsänderungen) auf die Abflußentwicklung eingesetzt werden. Die Reaktionen des Modells auf Änderungen lassen Rückschlüsse auf das Verhalten der realen Abflüsse bzw. Pegeldurchflüsse bei Änderungen zu, die allerdings mit modellierungsbedingten Unsicherheiten behaftet sind.

Simulation von Klimaszenarien

6.1 ERSTELLUNG VON KLIMASZENARIEN

Vorhersagen bzw. Prognosen zukünftiger Entwicklungen werden für Zeiträume von Tagen bis Monaten getroffen und beruhen auf Meßwerten und bekannten Gesetzmäßigkeiten des betrachteten Systems. Kontinuierlich werden bei Vorhersagen die jeweils aktuellen Zustände (Randbedingungen) berücksichtigt. Eine der bekanntesten Vorhersagen ist die numerische Wettervorhersage, bei der durch komplexe Meßprogramme (Bodenstationen, Sonden, Satellitenfernerkundung) der aktuelle Zustand (Anfangszustand) der Atmosphäre ermittelt, rechnergestützt die Entwicklung der atmosphärischen Prozesse simuliert und mit beachtlicher Treffsicherheit für kurze Zeiträume vorhergesagt wird. Für weiter in der Zukunft liegende Zeiträume (Jahre, Dekaden, Jahrhunderte) sind die Randbedingungen unbekannt und Aussagen über mögliche Entwicklungen nur mittels der Szenariotechnik möglich. In einem Klimaszenario werden bei einer gegebenen Ausgangssituation definierte Änderungen ausgewählter Antriebskräfte des Klimasystems über einen begrenzten Zeitraum in einer Computersimulation berechnet (bekanntes Beispiel ist die Erhöhung der atmosphärischen Konzentration von Treibhausgasen) (WERNER & GERSTENGARBE, 1997). Mit Szenarien bzw. Fallstudien wird also versucht, mögliche Varianten und Randbedingungen zukünftiger Entwicklungen zu definieren. Die Ergebnisse verschiedener, gleich plausibler Entwicklungsszenarien zeigen die Bandbreite möglicher Entwicklungen, die in der Zukunft eintreten können, ohne jedoch ein einzelnes Ergebnis als exakte Vorhersage darzustellen.

6.1.1 Globale Zirkulationsmodelle (GCMs) als Basis für Tageswertszenarien

Als Eingangsgrößen bzw. Antrieb von GCMs werden vom Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) formulierte Emissionsszenarien verwendet, die ausgehend von ökonomischen, demographischen, technologischen und umweltpolitischen Faktoren den entsprechenden Energieverbrauch, Brandrodung und andere Emissionsquellen quantifizieren und für einzelne klimawirksame Gase (CO_2 , CH_4 , N_2O , CFCs, HCFCs, HFCs, SO_x) erwartete Jahresemissionswerte festlegen. In einem weiteren Schritt wird daraus mit Gaszyklusmodellen die Konzentration der Gase in der Atmosphäre bestimmt.

Die Daten der in dieser Arbeit verwendeten GCM-Modellläufe ECHAM4/OPYC3_GHG und HADCM3_GGa1 beruhen auf der gemessenen historischen Entwicklung individueller Treibhausgase und ab 1990 auf dem Emissionsszenario IS95a. Dieses konkrete Emissionsszenario ist ein leicht modifiziertes IS92a "business as usual"-Szenario mit einer jährlichen Steigerung von 1% des Treibhausgasgemisches, wobei die Entwicklung der Konzentration industrieller Gase nach dem "Kopenhagen-Szenario" erwartet wird. Ozon und Aerosole sind mit der klimatologischen Verteilung für heutige Zustände berücksichtigt (HOUGHTON et al., 1998; MAY et al., 2002).

Wie aus den Bezeichnungen der Modellläufe hervorgeht, wurden Ergebnisse von zwei Globalen Zirkulationsmodellen zur Generierung von Ta-

geswertszenarien der künftigen Entwicklung von Temperatur und Niederschlag genutzt: das Szenario *sca* stützt sich auf einen Modellauf des am Hamburger Max-Planck-Institut für Meteorolo-

gie entwickelten ECHAM4/OPYC3 Modells; das Szenario *hdl* beruht auf Daten eines Modellaufs des am englischen Hadley Centre entwickelten HADCM3 Modells (Abb. 6.1). Beide GCMs sind

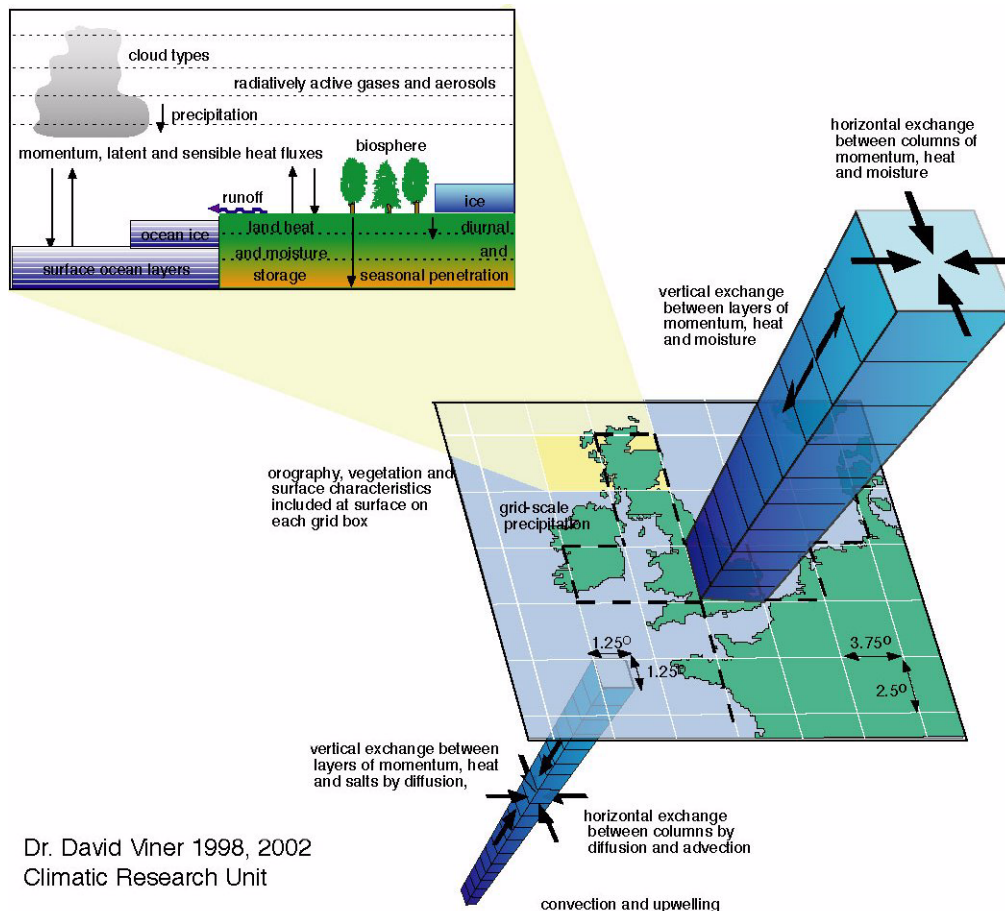


Abb. 6.1 Struktur des HADCM3-Modells (Quelle: <http://www.cru.uea.ac.uk/link/hadcm3/>).

gekoppelte Ozean-Atmosphäre-Modelle, deren Hauptcharakteristika (beschrieben in GORDON et al., 2000; ROECKNER et al., 1999) in Tab. 6.1 dargestellt sind. Im Falle des HADCM3-Modells wird das GCM ausgehend von einem Ruhezustand für den Ozean (LEVITUS et al., 1994, 1995) in Verbindung mit einem angemessenen Atmosphärenzustand und Seeis-Status initialisiert (GORDON et al., 2000), z.B. mittlere Salinität, Ozeantemperaturen und Klimazustände im September (es wird also nicht nach einem beobachteten Zustand zum Zeitpunkt x initialisiert). Der Austausch von Informationen zwischen Atmo-

sphäre und Ozean findet pro Simulationstag einmal statt.

Das ECHAM4/OPYC3 Modell weist als Besonderheit eine Fluxanpassung auf, die als Kompensation für Fehler der Modellkomponenten Atmosphäre und Ozean zur Minimierung bzw. Verhinderung eines klimatischen Driftes (bei der Simulation langer Zeiträume) erfolgt.

Gekoppelte Ozean-Atmosphäre-Modelle werden als passende Werkzeuge angesehen, um generell glaubwürdige Simulationen zukünftigen Klimas wenigstens bis zu subkontinentalen sowie jahreszeitlichen bis dekadischen Skalen zu erzeugen

	ECHAM4/OPYC3	HADCM3
vertikale Auflösung	19 Schichten Atmosphäre 11 Schichten Ozean	19 Schichten Atmosphäre 20 Schichten Ozean
zeitliche Auflösung	24 min	30 min
horizontale Auflösung	2,8° x 2,8° Atmosphäre 2,8° x 2,8° Ozean (2,8° x 0,5° in Äquatornähe)	3,75° x 2,5° Atmosphäre 1,25° x 1,25° Ozean
Flux-Anpassung	ja (jährliche Mittelwerte) Wärmefluß und Süßwasserfluß	nein
Besonderheiten	Sulfat-Zyklus-Modell vorhanden chem. Troposphärenmodell (offline)	Submodell für Modellierung von Schwefel/Sulfat

Tab. 6.1 Hauptcharakteristika der GCMs ECHAM4/OPYC3 & HADCM3.

(MCAVANEY et al., 2001). Da kein einzelnes Modell als "das Beste" bezeichnet werden kann, ist es wichtig, Resultate verschiedener GCMs zu verwenden.

Die Ergebnisse von GCM-Modellläufen sind aufgrund von externen und internen Quellen von Unsicherheit generell als unsicher zu bezeichnen (MITCHELL & HULME, 1999; VISSER et al, 2000; GYALISTRAS, 2002; VINER, 2002). So ergeben die unterschiedlichen Entwicklungs- und Emissions-szenarien (6 Szenarien nach IPCC, 1992 bzw. 4 Szenarienfamilien mit insgesamt 40 Szenarien nach IPCC, 2000) verschiedene Schätzwerte der Emission von klimawirksamen Gasen, die mit unterschiedlichen Gaszyklusmodellen eine entsprechend weite Bandbreite künftiger Gaskonzentrationen ergeben.

Unsicherheiten der Gaszyklusmodelle bei der Bestimmung von Gaskonzentrationen und Unsicherheiten des mit den Gaskonzentrationen verbundenen Strahlungsantriebes (radiative forcing) sind nach VISSER et al., 2000, Hauptquellen der Unsicherheit von Klimaszenarien. Unterschiedliche Initialisierungen von GCM-Modellläufen, ungenaue Parametrisierung subskaliger Prozesse, Instabilitäten bei kleinen Störungen, Vernachlässigung der Effekte von Vulkanausbrüchen und die jedem GCM eigene Klimasensitivität sind interne Quellen der Unsicherheit (VINER, 2002).

Die vertikale Auflösung von GCMs ist derzeit noch zu grob (Abb. 6.2) um direkt Eingangswerte für hydrologische Modelle der Regionalskala übernehmen zu können. Eine Regionalisierung der Ergebnisse von GCM-Modellläufen ist daher notwendig.

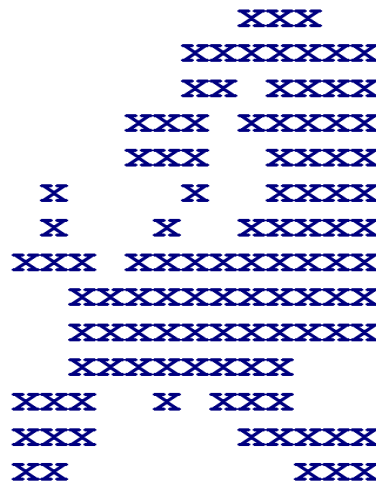


Abb. 6.2 Europa, Gitterpunkte HADCM3.

6.1.2 Regionalisierung mit dem Expanded Downscaling (EDS) Verfahren

Um aus den durch die GCMs simulierten großräumigen Zirkulationsfeldern das regionale Wettergeschehen und die Eingangsgrößen Temperatur und Niederschlag an den für die hydrologische Modellierung ausgewählten Meßstationen ableiten zu können, wurde das am PIK entwickelte "Expanded Downscaling Verfahren" (EDS) verwendet. Dieses Verfahren wurde bereits erfolgreich zur Regionalisierung der Ergebnisse von GCM-Modellläufen in Untersuchungen zu Auswirkungen von Klimaänderungen auf die hydrologischen Verhältnisse in Einzugsgebieten (MÜLLER-WOHLFEIL et al., 2000; BRONSTERT et

al., 2002; MENZEL & BÜRGER, 2002) eingesetzt. Neben statistischen Verfahren (wie EDS) werden zur Regionalisierung auch Interpolationsmethoden (direkte Verwendung von GCM-Ergebnissen) und regionale Klimamodelle (Übernahme von GCM-Resultaten als Randbedingungen) eingesetzt (BRONSTERT et al., 2002; VINER, 2002). Das EDS-Verfahren, detailliert beschrieben in BÜRGER, 1996; BÜRGER, 2002; MENZEL & BÜRGER, 2002, stellt eine lineare Beziehung zwischen Zirkulationsfeldern und beobachtetem Wettergeschehen an Clustern von Meßstationen her, welche den Modellfehler minimiert und, in Abwandlung der Regression, die lokale Variabilität erhält. Für die Durchführung des EDS-Verfahrens war es nötig, Zeitreihen mit Meßwerten von Temperatur, relativer Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit und Niederschlag für Cluster aus einer Klimastation und 5 - 10 Niederschlagsmeßstationen zusammenzustellen. Diese Zeitreihen wurden zur Ableitung der linearen Beziehung (EDS-Beziehungsmodell) mit beobachteten Zirkulationsfeldern (absolute Topographie der 500 hPa- Flächen, Temperatur im 850 hPa- sowie spezifische Feuchte im 700 hPa-Niveau) des US-National Center for Environmental Prediction (NCEP) in Beziehung gesetzt und aus den Zirkulationsfeldern eine "reanalysierte" Zeitreihe der Meßstationenwerte (ana bzw. anh) erzeugt (Abb. 6.3). Die "reanalysierten" Zeitreihen dienen als Eingangs-

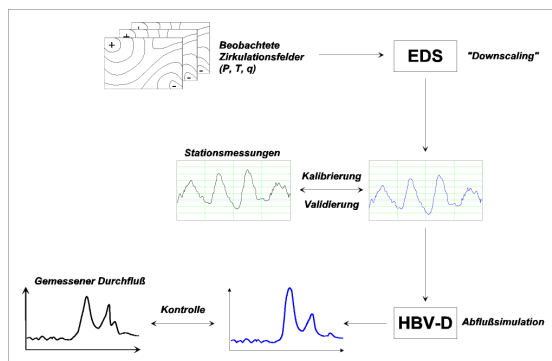


Abb. 6.3 EDS-Verfahren, Ermittlung der linearen Beziehung zwischen Stationsmeßwerten (Zeitreihen) und beobachteten Zirkulationsfeldern (nach Menzel et al., 2002).

daten des hydrologischen Modells zum Vergleich mit gemessenen Durchflüssen, um systematische Über- bzw. Unterschätzungen der simulierten Durchflüsse zu erkennen und das EDS-Verfahren entsprechend anzupassen und zu kalibrieren.

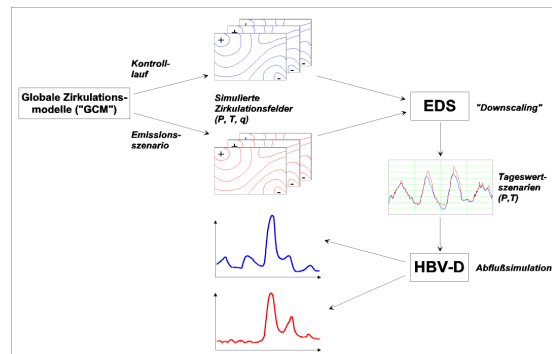


Abb. 6.4 EDS-Verfahren, Erzeugung von Zeitreihen (Stationswerte) aus simulierten Zirkulationsfeldern von GCM-Modellläufen (nach Menzel et al., 2002).

Nach der Bestimmung des optimalen EDS-Beziehungsmodells wurden mittels EDS-Verfahren (Abb. 6.4) Zeitreihen für die bereits erwähnten GCM-Modellläufe (*sca* und *hdl*) und einen Kontrolllauf des ECHAM4/OPYC3 Modells (Konzentration der Treibhausgase konstant auf dem Niveau von 1990, für einen Zeitraum von 300 Jahren) (*ctl*) durch den Entwickler des EDS-Verfahrens am PIK erzeugt und für diese Arbeit zur Verfügung gestellt (Tab. 6.2). Für das HADCM3 Modell stand kein vergleichbarer Kontrolllauf zur Verfügung.

Die Datenaufbereitung und Datennachbereitung (im speziellen Format für das EDS-Verfahren) mit an die Arbeitsumgebung HBV-Params angelehnten Hilfsprogrammen wurde von mir ausgeführt.

Regionalisierungsverfahren transformieren Werte der GCM-Modellläufe direkt in Tageswertszenarien der künftigen Entwicklung von Temperatur und Niederschlag. Es gibt jedoch auch andere Ansätze zur Erstellung von Tageswertszenarien (Klimaänderungsszenarien). Wie in MENZEL et al., 2003; GERSTENGARBE, 2001a, bzw. WERNER & GERSTENGARBE, 1997, beschrieben, wird in ei-

Ergebnisse der "GCM-Klimaszenarien"

Kürzel	Zeitraum	GCM	Emissionsszenario
sca	1.1.1860-31.12.2099	ECHAM4/OPYC3	historisch + IS95a
hdl	1.1.1961-31.12.2099	HADCM3	historisch + IS95a
ctl	300 Jahre	ECHAM4/OPYC3	1990 konstant

Tab. 6.2 Innerhalb dieser Arbeit verwendete, auf regionalisierten GCM-Modellläufen (EDS-Verfahren) beruhende Klimaszenarien.

nem neuartigen statistisch-stochastischem Wettergenerator nur der Wert der großräumigen Temperaturänderung eines GCM-Modellaufes genutzt, der den lokalen Zeitreihen der Temperatur als linearer Trend aufgeprägt wird. Durch spezielle Algorithmen werden andere meteorologische Größen (wie Niederschlag) der Bezugsstation (die die mittleren regionalen klimatischen

Verhältnisse am besten widerspiegelt) konsistent der Temperaturänderung angepaßt, wobei die statistischen Grundeigenschaften im wesentlichen erhalten bleiben. Nachteil dieser Methode eines statistisch-stochastischen Wettergenerators ist der nicht vorhandene physikalische Zusammenhang zwischen GCM-Modellauf und Tageswertszenario.

6.2 ERGEBNISSE DER "GCM-KLIMASZENARIEN"

Das hydrologische Modell HBV-D zeigt eine hohe Sensitivität gegenüber Änderungen von Temperatur und Niederschlag, die Modellantwort bewegt sich jedoch in realitätsnahen Bereichen,

die das Modell für die Untersuchung von Klimaszenarien als "robustes Modell" geeignet erscheinen lassen. Unter der Annahme, daß die Landnutzung sowie hydraulische Parameter der Gewässer

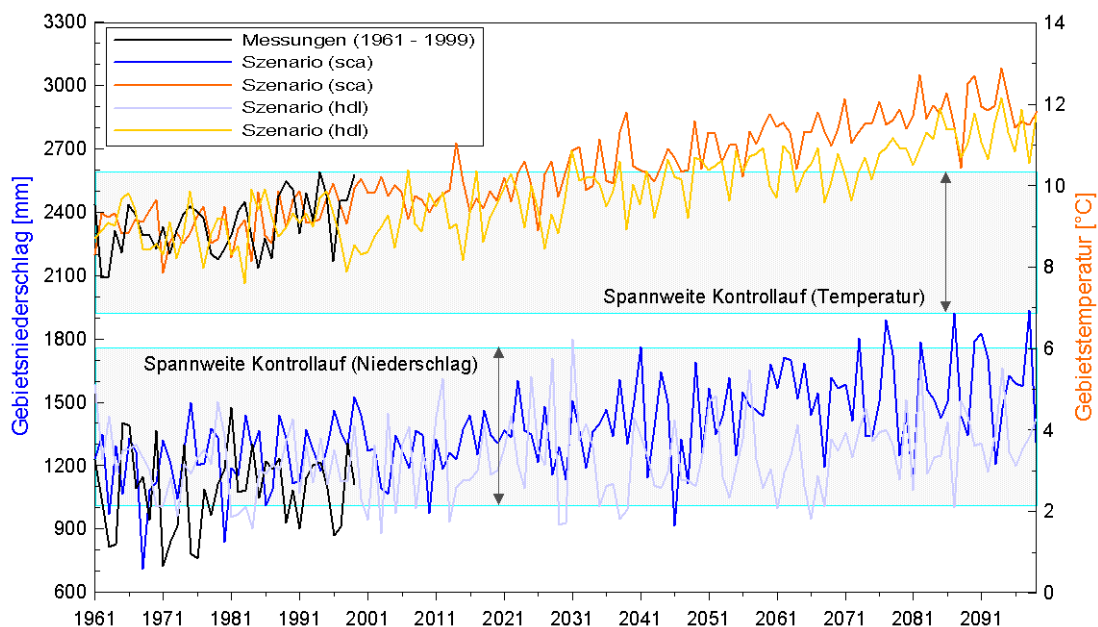


Abb. 6.5 Gebietsniederschlag (Jahressummen), Gebietstemperatur (Jahresmittel) im TEZ Sieg.

konstant bleiben bzw. sich nur marginal ändern, wurde der Parametersatz für das den Ist-Zustand korrekt simulierende Abbild der Gebietshydrologie auch für die Simulation der "GCM-Klimaszenarien" verwendet. Im Zeitraum 1961-2099 zeigen die Jahresmittel der Gebietstemperatur im Einzugsgebiet der Sieg (siehe Abb. 6.5), aber auch in den weiteren Untersuchungsgebieten sowohl für das Szenario *sca* als auch für das Szenario *hdl* eine generelle Zunahme. Die Jahressummen des Gebietsniederschlags weisen für den gleichen Zeitraum ebenfalls eine Zunahme auf, aber auch eine weitaus höhere Variabilität. Insbesondere im letzten Viertel des 21. Jahrhunderts liegen die Jahresmittel der Gebietstemperatur und teilweise auch die Jahressummen des Gebietsniederschlags beim Szenario *sca* oberhalb der Ergebniswerte des Kontrolllaufs *ctl* (konstante Bedingungen von 1990). Die Spannweite der Ergebnisse des Kontrolllaufs *ctl* wird als charakteristische Wiedergabe der natürlichen Variabilität angesehen. Diese Vorstellung entspricht jedoch nur bedingt der Wirklichkeit, wenn man die aus Stationsmeßwerten ermittelten Gebietsniederschlagssummen im Meßzeitraum 1961-1999 betrachtet, die teilweise Werte unterhalb der Spannweite des Kontrolllaufs aufweisen. Die simulierten 300 Jahre des Kontrolllaufs können die natürliche Variabilität wohl doch nicht komplett nachvollziehen und zudem unterscheiden sich die Bedingungen nach der Treibhausgaskonzentration für 1990 von den Bedingungen der vorherigen Dekaden im Meßzeitraum.

GCM-Modellläufe haben aufgrund der Initialisierung mit mittleren Anfangszuständen bzw. Zuständen des Kontrolllaufes keinen realen Zeitbezug (der Strahlungsantrieb hat jedoch einen Zeitbezug). Durch den fehlenden Zeitbezug der GCM-Modellläufe und weitere stochastische Modellkomponenten können aus Tageswertenszenarien generierte Abflußereignisse keinem konkreten Zeitpunkt zugeordnet werden, aber die möglichen Änderungen von Abflußregime, mittleren monatlichen Abflüssen und Zeitdauer von Abflußextremen ermittelt werden. Um die Änderungen von Temperatur und Niederschlag gemäß der GCM-Klimaszenarien und daraus resultierende Änderungen von Abfluß bzw. Durchfluß quantifizieren zu können, werden langjährige Monatsmittelwer-

te der Gebietstemperatur, des Durchflusses sowie Monatssummen der Gebietsniederschläge für die Standardmeßperiode 1961-1999 und einhundert Jahre später (Szenarienzeitraum 2061-2099) in den Untersuchungsgebieten miteinander verglichen. Die Monatsmittel bzw. -summen werden durch Aggregation von Tageswerten erzeugt. Durch den Vergleich der Simulation des Ist-Zustandes mit Simulationen für Klimaszenarien ist der Modellfehler der hydrologischen Modellierung in allen Werten enthalten und somit die direkte Vergleichbarkeit gewährleistet.

6.2.1 Mosel

Im Untersuchungsgebiet der Mosel bis zum Pegel Cochem nehmen in allen drei Teileinzugsgebieten die Monatsmitteltemperaturen im Vergleich des Szenarienzeitraumes 2061-2095 mit dem Simulationszeitraum 1961-1995 (Ist-Zustand) bei beiden Szenarien (*sca* und *hdl*) im Sommer am deutlichsten zu (siehe Abb. 6.6). Dabei ist die Temperaturerhöhung beim Szenario *sca* stärker als beim Szenario *hdl*. Sowohl beim Szenario *sca* als auch beim Szenario *hdl* sind die Werte der monatlichen Änderungen der Temperatur in den drei Teileinzugsgebieten annähernd gleich. In den Monaten März, April und Mai sind beim Szenario *hdl* nur eine geringe Temperaturerhöhung bzw. eine leichte Abnahme der mittleren monatlichen Gebietstemperatur festzustellen. Der Monat März zeigt auch beim Szenario *sca* die geringste Temperaturerhöhung.

Beim Szenario *sca* sind die Niederschlagssummen in allen Monaten bis auf Juli und August in allen Teileinzugsgebieten deutlich erhöht, schwanken aber beträchtlich. Im Mai ist die Erhöhung (Absolutwert) am markantesten und beträgt im Teileinzugsgebiet 1 mehr als 100 Prozent - eine Verdoppelung der Niederschlagssumme. Im Juli ist die Änderung im Vergleich aller Monate beim Teileinzugsgebiet 1 am geringsten und in den anderen Teileinzugsgebieten nehmen die langjährigen Mittelwerte der Niederschlagssummen im Juli und August merklich ab. Während der Jahresgang der Niederschlagsänderungen mit maximaler Änderung im Mai und Minimum im Juli beim Szenario *sca* sich in allen Teileinzugsgebieten der Mosel gleicht, ist der Absolutwert

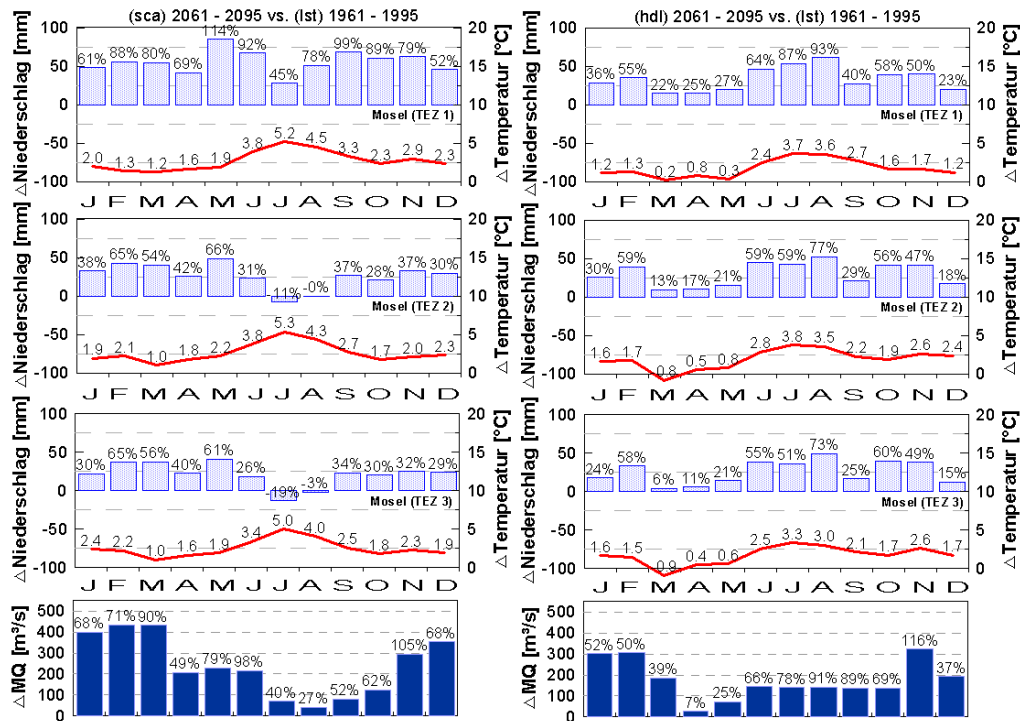


Abb. 6.6 Änderungen von Temperatur, Niederschlag (Teileinzugsgebiete 1, 2, 3) und Durchfluß im Einzugsgebiet der Mosel bis zum Pegel Cochem; Monatsmittel der Periode 1961-1995 (Ist-Zustand) gegenüber 2061-2095 (sca) (links) bzw. 2061-2095 (hdl) (rechts).

der Niederschlagsänderung im Teileinzugsgebiet 1, das am weitesten (süd)westlich liegt, deutlich höher als bei den beiden anderen Teileinzugsgebieten. Ursache für diesen Effekt ist vermutlich die beim EDS-Verfahren erfolgte stationsabhängige unterschiedliche Gewichtung der einzelnen GCM-Rasterzellen (ca. 200 x 300 km) in diesem Teileinzugsgebiet im Vergleich zu den beiden anderen Teileinzugsgebieten.

Der Durchfluß am Pegel Cochem (also mit Abflüssen aus allen 3 Teileinzugsgebieten) nimmt gemäß Szenario *sca* in allen Monaten zu, mit höchsten Absolutwerten im Winterhalbjahr (Abb. 6.6).

Beim Szenario *hdl* ist ebenfalls eine Erhöhung der Niederschlagssummen festzustellen, deren Maximum in den Sommermonaten liegt und erhebliche Schwankungen zwischen den anderen Monaten aufweist. Der Durchfluß gemäß Szenario *hdl* ist um einen ziemlich konstanten Absolutwert in den Sommermonaten erhöht. In den Monaten November bis März ist die Erhöhung des

Durchflusses (Absolutwerte) noch ausgeprägter. Die Änderung im November mit einer Verdoppelung des Durchflusses gegenüber dem Zeitraum 1961-1995 (Ist-Zustand) markiert das Maximum der Durchflußänderungen und die Änderung im April das Minimum. Bei der Betrachtung der Monatsmittelwerte des Durchflusses (Abb. 6.7) ist eine noch bessere Einordnung der simulierten Durchflußänderungen in das Abflußverhalten, mit klar erkennbaren Unterschieden zwischen den verwendeten Szenarien möglich.

Die relative Häufigkeit der Tagesdurchflußwerte am Pegel Cochem (Abb. 6.8) weist für die Szenarien *sca* und *hdl* im Zeitraum 2061-2095 gegenüber dem simulierten Ist-Zustand (1961-1995) eine starke Verringerung sehr niedriger Durchflußwerte und eine Zunahme "höherer" Durchflußwerte auf. Diese Verschiebung zu einer größeren Anzahl "höherer" Durchflußwerte konnte auch aus der Zunahme der langjährigen Monatsmittelwerte des Durchflusses abgeleitet werden, wird jedoch in Abb. 6.8 eindrucksvoll visualisiert.

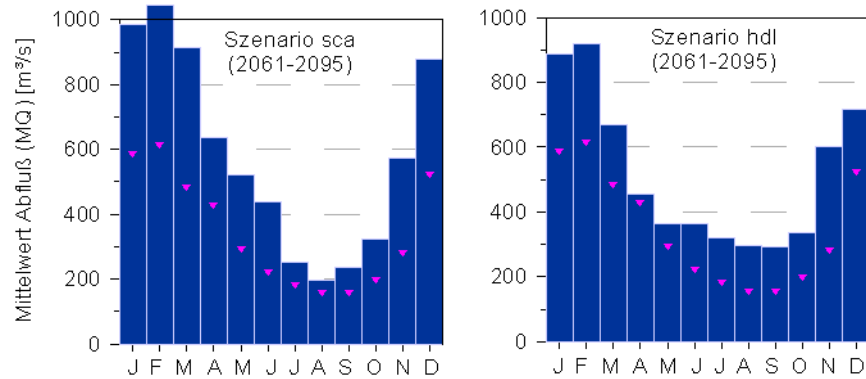


Abb. 6.7 Monatsmittel des Durchflusses am Pegel Cochem nach Szenario sca (links) und Szenario hdl (rechts). Simulationswerte Ist-Zustand (1961-1995) mit lila Dreieck markiert.

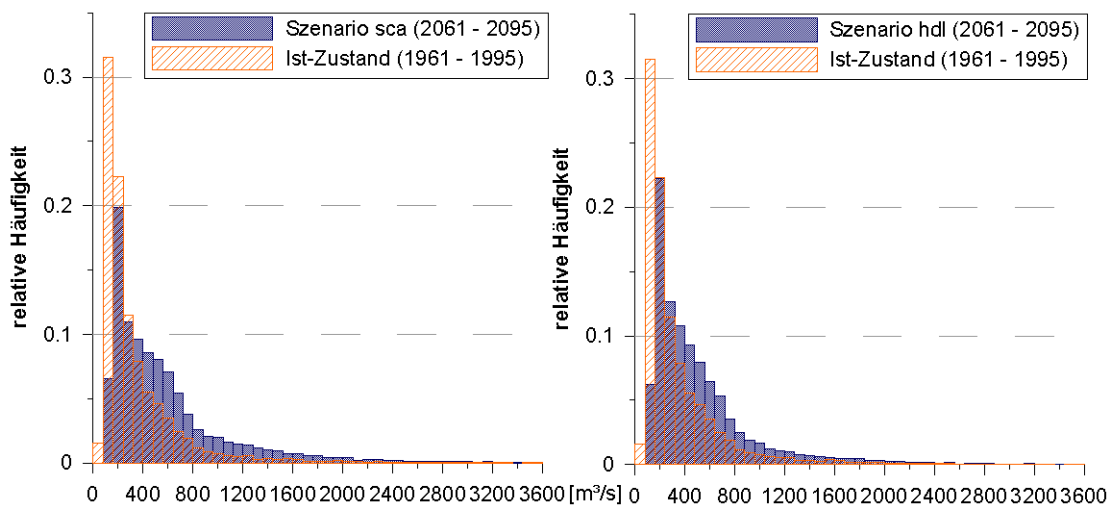


Abb. 6.8 Untersuchungsgebiet Mosel, Pegel Cochem, Histogramm der relativen Häufigkeit von Tagesdurchflußwerten für den Szenarienzeitraum 2061-2095 (Szenario sca und hdl) im Vergleich zum Histogramm der Werte für den simulierten Ist-Zustand (1961-1995).

6.2.2 Sieg

Für das Einzugsgebiet der Sieg bis zum Pegel Menden 1 ist die Zunahme der Temperatur innerhalb des Szenarienzeitraumes 2061-2099 gegenüber dem Simulationszeitraum 1961-1999 (Ist-Zustand) bei beiden Szenarien (*hdl* und *sca*) im Sommer am ausgeprägtesten (Abb. 6.9). Im März ist die Temperaturänderung nur sehr gering, z.T. leicht negativ. Generell fällt die Temperaturerhöhung beim Szenario *sca* in allen Monaten stärker

aus als beim Szenario *hdl*. Die höheren Temperaturen im Szenarienzeitraum bewirken bei entsprechender Bodenfeuchtigkeit eine meist starke Erhöhung der Evapotranspiration. Im Monat August beim Szenario *sca* ist allerdings die Feuchtigkeit im Boden aufgrund der im Juli und August leicht rückläufigen bzw. minimal erhöhten Niederschläge defizitär, so daß trotz starker Temperaturerhöhung die simulierte Evapotranspirationserhöhung gegenüber dem Ist-Zustand minimal ausfällt (Abb. 6.10).

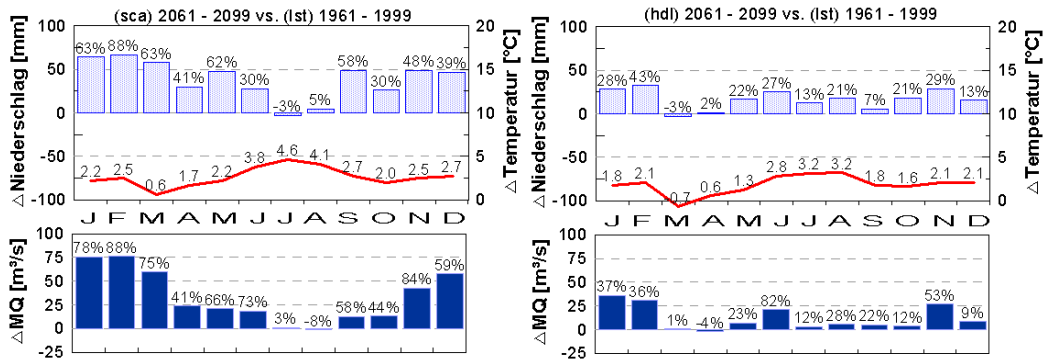


Abb. 6.9 Änderungen von Temperatur, Niederschlag und Durchfluß im Einzugsgebiet der Sieg bis Pegel Menden 1; Monatsmittel der Periode 1961-1999 (Ist-Zustand) gegenüber 2061-2099 (sca) (linke Teilgrafik) bzw. 2061-2099 (hdl) (rechte Teilgrafik).

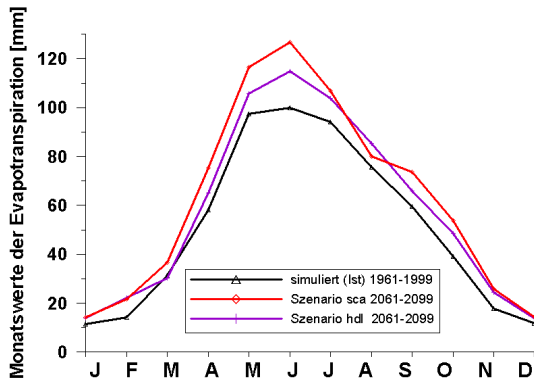


Abb. 6.10 Langjährige mittlere Monatswerte (Monatssumme) der Evapotranspiration im Einzugsgebiet der Sieg.

Die Niederschläge sind beim Szenario *sca* in allen Monaten bis auf die Monate Juli und August stark erhöht und entsprechend nimmt der Durchfluß gemäß Szenario *sca* bis auf die Monate Juli und August deutlich zu, wobei die Absolutwerte der Änderung in den Wintermonaten am höchsten sind.

Bis auf die Monate März und April sind beim Szenario *hdl* erhöhte Niederschlagssummen festzustellen, die jedoch im Jahresverlauf sehr variabel sind. Die Durchflußänderungen schwanken beträchtlich und erreichen im Januar, Februar, Juni und November höchste Absolutwerte.

Bei der Betrachtung der Monatsmittelwerte des Durchflusses (Abb. 6.11) ist eine noch bessere Einordnung der simulierten Durchflußänderun-

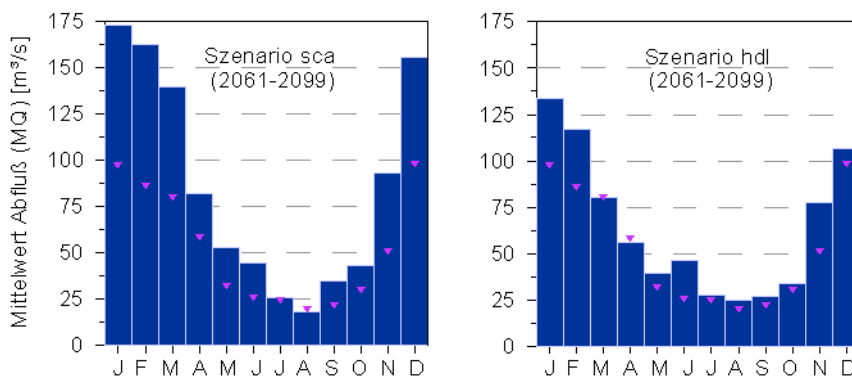


Abb. 6.11 Monatsmittel des Durchflusses am Pegel Menden 1 nach Szenario *sca* (links) und Szenario *hdl* (rechts). Simulationswerte Ist-Zustand (1961-1999) mit lila Dreieck markiert.

gen in das Abflußverhalten mit deutlich erkennbaren Unterschieden zwischen den verwendeten Szenarien möglich.

6.2.3 Detailuntersuchungen Sieg: Schneebedeckung, Durchflußvariabilität

Für das Einzugsgebiet der Sieg wurden neben der Ermittlung der Änderungen von Temperatur, Niederschlag und Durchfluß weitere Detailuntersu-

chungen hydrologisch bedeutsamer Faktoren wie Schneebedeckung und Durchflußvariabilität vorgenommen, um ein vollständigeres Bild der mit klimatischen Änderungen einhergehenden Veränderungen zu erhalten.

Die Anzahl der Tage pro Kalenderjahr mit großräumiger Schneebedeckung (> 20% der Einzugsgebietsfläche) ist als Resultat der hydrologischen Simulation für den Ist-Zustand (1961-1999) von Jahr zu Jahr sehr variabel (Abb. 6.12) und beträgt im langjährigen Mittel etwa 34 Tage. Für den

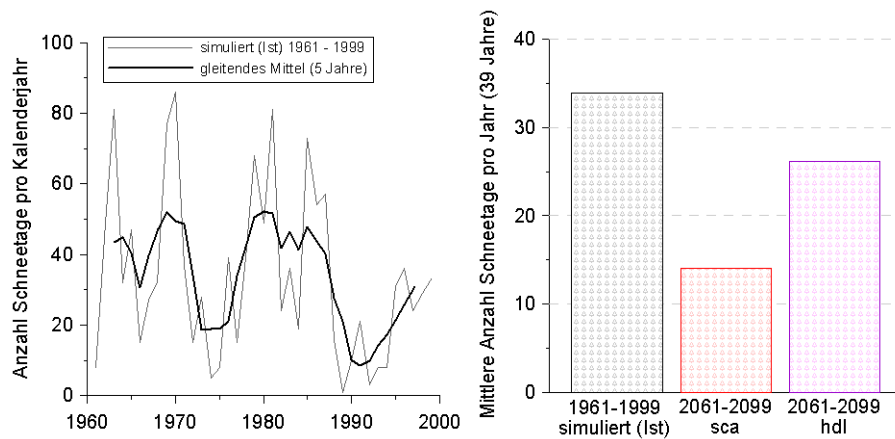


Abb. 6.12 Änderung der Anzahl der Tage pro Kalenderjahr mit großräumiger Schneebedeckung (>20% der Einzugsgebietsfläche) (linke Teilgrafik); langjährige mittlere Anzahl der Schneetage pro Kalenderjahr: simuliert (Ist-Zustand) und Szenarien sca und hdl (rechte Teilgrafik).

Zeitraum der Szenarien (2061-2099) nimmt die Anzahl der Tage mit großräumiger Schneebedeckung im langjährigen Mittel z.T. erheblich ab. So sind beim Szenario *sca* nur noch rund 14 Tage und beim Szenario *hdl* ca. 26 Tage pro Jahr mit großräumiger Schneebedeckung zu ermitteln (Abb. 6.12). Der Unterschied in der Schneetagezahl zwischen beiden Szenarien ist mit der stärkeren Erhöhung der Monatsmitteltemperaturen beim Szenario *sca* im Vergleich zu Szenario *hdl* zu erklären. Wie bereits bei der Sensitivitätsuntersuchung festgestellt, bewirkt die Niederschlagszunahme im Szenarienzeitraum bei gleichzeitiger Temperaturerhöhung eine Verlagerung der Frühjahresschneesmelze vom März in den Januar (teilweise Februar) mit deutlich erhöhten Durchflüssen der entsprechenden Monate.

Die Abnahme der Schneetage pro Jahr ist als Reduzierung der zeitlichen Dauer des Prozesses der Schneeeakkumulation zu sehen. Entsprechende Auswirkungen auf die simulierte Abflußvariabilität der Monate Januar bis März sind im folgenden Abschnitt dargestellt.

Um die Abflußvariabilität eines Gewässers zu charakterisieren, kann der Quotient aus dem höchsten und niedrigsten Durchflußwert (HHQ/NNQ) einer Zeitreihe bestimmt werden (LIEDKE & MARCINEK, 1995). Innerhalb des Meßzeitraumes 1964-1999 am Pegel Menden 1 zeigt die Sieg eine sehr hohe Variabilität, die durch die hydrologische Modellierung für den Ist-Zustand für den Gesamtzeitraum insbesondere durch die Überschätzung von sommerlichen Minimaldurchflüssen

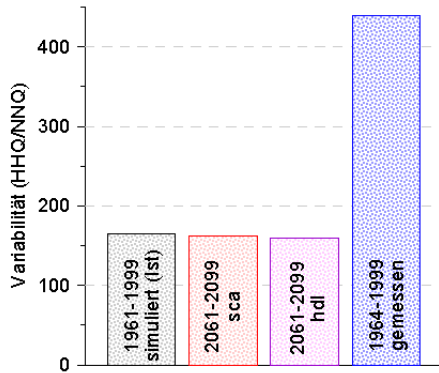


Abb. 6.13 Durchflußvariabilität (im Gesamtzeitraum von ca. 40 Jahren) am Pegel Menden 1, Sieg.

sen nicht nachvollzogen werden kann (Abb. 6.13). Bei der monatsweisen Bestimmung der Variabilität gibt es allerdings eine gute Übereinstimmung der Variabilität der gemessenen und für den Ist-Zustand simulierten Durchflüsse der Monate Januar, Februar, März, April und Dezember (Abb. 6.14). Die Diskrepanz in den übrigen Monaten ist erheblich und gibt die Variabilität nur sehr ungenügend wieder.

Die Variabilität der Durchflüsse beider Szenarien (sca und hdl) im Szenarienzeitraum 2061-2099 befindet sich auf einem Niveau mit dem simulierten Ist-Zustand (Abb. 6.13). Sowohl Maximalwerte als auch Minimalwerte der Durchflüsse der Szenarien sind höher als bei der Simulation für den Ist-Zustand. Im Szenarienzeitraum werden

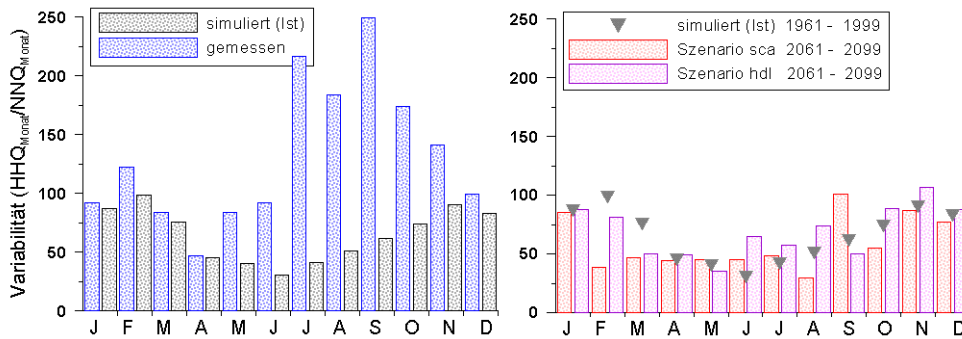


Abb. 6.14 Variabilität des Durchflusses der Einzelmonate am Pegel Menden 1, Sieg : simuliert (Ist-Zustand) vs. gemessen (1961-1999) (links) und Szenario sca vs. Szenario hdl (2061-2099) (rechts).

bei der Simulation des Durchflusses Werte generiert, die sich außerhalb des Wertebereiches von Kalibrierung und Validierung befinden. Da diese Maximaldurchflüsse nur leicht oberhalb der Maximalwerte für die Simulation des Ist-Zustands liegen, werden sie akzeptiert und verwendet, obwohl eine Extrapolation über den Wertebereich von Kalibrierung und Validierung hinaus auch bei robusten Modellen wie HBV-D als unsicher angesehen werden muß.

Bei der Betrachtung der Einzelmonate (Abb. 6.14) zeigen sich insbesondere im Februar und März Unterschiede der Variabilität zwischen den Szenarien sca und hdl untereinander und gegenüber der Simulation für den Ist-Zustand. Im Szenarienzeitraum (2061-2099) nimmt die Variabilität gegenüber dem Ist-Zustand (1961-1999) ab.

Der Unterschied der zeitlichen Dauer des Prozesses der Schneeakkumulation (durch Anzahl der Schneetage pro Jahr repräsentiert) zwischen den erwähnten Zeiträumen und Szenarien ist als (Haupt)Grund für die unterschiedliche Variabilität anzusehen.

Für die Monate Juni, August, September und Oktober sind ebenfalls Unterschiede zwischen den Szenarien erkennbar, allerdings ist für diese Monate die gemessene Variabilität so schlecht durch die Ist-Simulation wiedergegeben, daß keine Aussagen abgeleitet werden können.

6.2.4 Main

Im Untersuchungsgebiet Main (bis zum Pegel Kemmern) entspricht die Temperaturänderung im Szenarienzeitraum gegenüber dem Simulationszeitraum (Ist-Zustand) weitgehend den Tempera-

turänderungen im Einzugsgebiet der Sieg. Die Extreme sind allerdings mit einer Änderung der Monatsmitteltemperatur im Juli (5 K - Szenario *sca*) bzw. im März (-1,3 K - Szenario *hdl*) stärker ausgeprägt (Abb. 6.15).

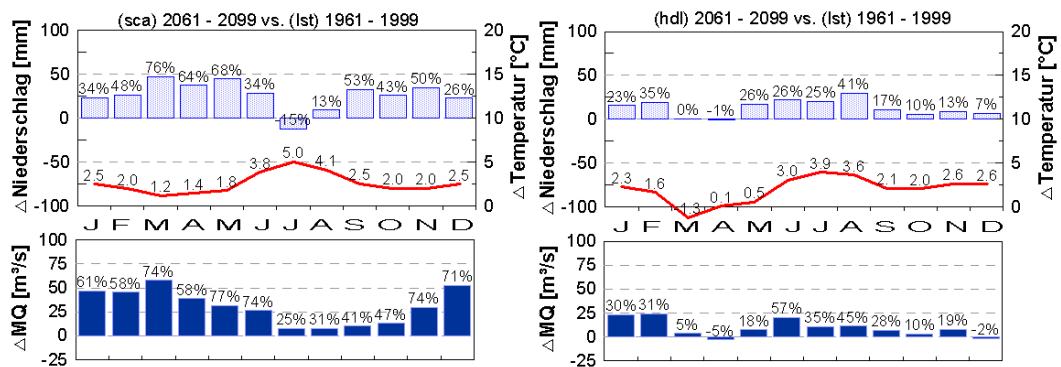


Abb. 6.15 Änderungen von Temperatur, Niederschlag und Durchfluß im Untersuchungsgebiet Main (bis Pegel Kemmern); Monatsmittel der Periode 1961-1999 (Ist-Zustand) gegenüber 2061-2099 (*sca*) (links) bzw. 2061-2099 (*hdl*) (rechts).

Die Niederschläge sind beim Szenario *sca* im Juli rückläufig und in den anderen Monaten deutlich erhöht, wobei die Wintermonate (DJF) sowohl absolut als auch prozentual geringere Änderungen als die Frühjahrsmonate (MAM) und Herbstmonate (SON) aufweisen. Der Durchfluß nimmt gemäß Szenario *sca* besonders im Winterhalbjahr (Oktober bis März) nach Absolutwerten deutlich

zu, während die Zunahme im Sommer geringer ausfällt, da das durch hohe Temperaturen und entsprechende Verdunstung entstandene Bodenfeuchtedefizit vor der Bildung von Abflüssen erst ausgeglichen werden muß.

Bis auf die Monate März und April sind beim Szenario *hdl* erhöhte Niederschlagssummen mit einem Maximum im August festzustellen, die je-

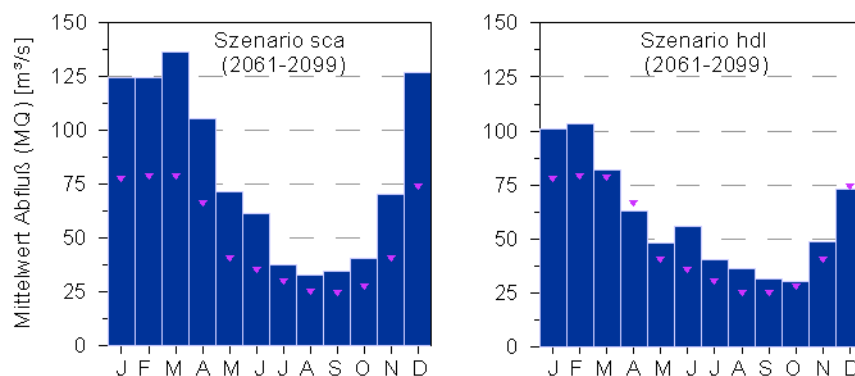


Abb. 6.16 Monatsmittel des Durchflusses am Pegel Kemmern nach Szenario *sca* (links) und Szenario *hdl* (rechts). Simulationswerte Ist-Zustand (1961-1999) mit lila Dreieck markiert.

doch im Jahresverlauf sehr variabel sind. Die Durchflußänderungen schwanken daher beträchtlich und erreichen im Januar, Februar und Juni höchste Absolutwerte. Bei der Betrachtung der Monatsmittelwerte des Durchflusses (Abb. 6.16) ist eine noch bessere Einordnung der simulierten Durchflußänderungen in das Abflußverhalten mit deutlich erkennbaren Unterschieden zwischen den verwendeten Szenarien möglich.

6.2.5 Vergleich der Untersuchungsgebiete - Vergleich der Szenarien

Jeweils nach "GCM-Klimaszenario" getrennt wurde versucht, gleichartige Muster und markante Unterschiede der Entwicklung von Temperatur, Niederschlag und resultierendem Durchfluß in den Untersuchungsgebieten zu finden.

Beim Szenario *sca* ist in allen Untersuchungsgebieten beim Vergleich des simulierten Ist-Zustands (in einem etwa 40jährigen Zeitraum) mit den Verhältnissen in einem entsprechendem Zeitraum 100 Jahre später festzustellen, daß:

- die Monatsmitteltemperatur insbesondere in den Sommermonaten Juni, Juli und August deutlich erhöht ist;
- die Monatssummen des Niederschlags bis auf die Sommermonate Juli und August stark zunehmen und
- der resultierende Durchfluß insbesondere im Winterhalbjahr deutlich höher ausfällt.

Der Jahresgang der Temperaturänderungen ist in allen Untersuchungsgebieten fast identisch, der Jahresgang der Niederschlagsänderungen sehr ähnlich. Im am weitesten westlich liegenden Teileinzugsgebiet der Mosel ist der Betrag der Niederschlagsänderungen etwas höher als in den restlichen Gebieten.

Beim Szenario *hdl* ist beim Vergleich des simulierten Ist-Zustands und den simulierten Verhältnissen 100 Jahre später in allen Untersuchungsgebieten festzustellen, daß:

- die Monatsmitteltemperatur insbesondere in den Monaten Juli und August deutlich erhöht, jedoch im März nur minimal erhöht bzw. sogar niedriger ist;

- die Monatssummen des Niederschlags bis auf die Monate März und April zunehmen und dabei die höchsten Änderungen im Januar/Februar, Juni/Juli/August und Oktober/November aufweisen;
- der resultierende Durchfluß im Januar, Februar, Juli und November deutlich höher, im März und April hingegen nur minimal erhöht bzw. leicht rückgängig ist.

Das am weitesten westlich befindliche Gebiet der Mosel weist vergleichsweise höhere Änderungen der Niederschlagssummen auf, als die restlichen Gebiete. Vom Gebiet der Mosel über das Siegggebiet bis zum Teileinzugsgebiet Main (also von West nach Ost) ist in den Monaten November und Dezember eine geringere Zunahme der Niederschlagswerte festzustellen, die im Mainingebiet bei erhöhten Temperaturen niedrigere Durchflußänderungen als in den anderen Gebieten zur Folge hat.

Die besonders starke Erhöhung der Monatsmitteltemperaturen in den Hochsommermonaten beim Vergleich des Szenarienzeitraumes mit dem Meßzeitraum des Ist-Zustands stimmt mit dem langjährigen Trend (1891-1990) der Lufttemperatur für Südwestdeutschland, der ebenfalls eine Zunahme zeigt (SCHÖNWIESE et al, 1993), überein. Für den Niederschlag berechneten SCHÖNWIESE et al., 1993, einen zunehmenden Trend für Südwestdeutschland für das ganze Jahr, bis auf die Sommermonate, was insbesondere mit den Niederschlägen nach Szenario *sca* gut korrespondiert. Die räumlich detailliertere Analyse der Niederschläge für Baden-Württemberg (LFU BW, 1997) über den Zeitraum 1895-1994 weist eine besonders starke Zunahme der Niederschläge im Winterhalbjahr und eine Abnahme im Hochsommer auf, die wiederum gut mit der zukünftigen Entwicklung der Niederschläge nach Szenario *sca* (und bis auf den Hochsommer auch nach Szenario *hdl*) korrespondiert.

Im Vergleich der beiden Szenarien *sca* und *hdl* mit dem Ist-Zustand wird deutlich, daß:

- die Änderung der Niederschlagssummen im Jahresmittel beim Szenario *hdl* geringer als beim Szenario *sca* ausfällt;

Simulation von Klimaszenarien

- dementsprechend die resultierende Änderung der Durchflüsse (Jahresmittelwert) beim Szenario *sca* höher ist als beim Szenario *hdl*;
- die Änderungen der mittleren Jahrestemperaturen beim Szenario *sca* leicht höher als beim Szenario *hdl* sind.

TEZ	Temperaturänderung [K]		Niederschlagsänderung [%]		Durchflußänderung [%]	
	<i>sca</i>	<i>hdl</i>	<i>sca</i>	<i>hdl</i>	<i>sca</i>	<i>hdl</i>
Mosel 1	2,7	1,7	78,7	47,3		
Mosel 2	2,59	1,92	34,6	40,5	67,4	59,8
Mosel 3	2,49	1,68	31,8	37,3		
Sieg	2,63	1,82	43	18,4	64,1	23,3
Main	2,56	1,93	38,9	18,8	61,4	18,9

Tab. 6.3 Änderung (Differenz) der langjährigen mittleren Jahreswerte zwischen den Meßwerten (Temperatur und Niederschlag) sowie dem simulierten Ist-Zustand (Durchfluß) (Zeitraum 1961-1995/1999) und den "GCM-Klimaszenarien" *sca* und *hdl* im Szenarienzeitraum (2061-2095/2099).

Das Ergebnis für die Änderung der mittleren Jahrestemperatur stimmt mit Resultaten von GARDELIN et al., 2002, für vergleichbare Szenarien für Schweden überein.

Beide "GCM-Klimaszenarien" (*sca* & *hdl*) zeigen eine Temperaturzunahme (höher im Sommer als im Winter) und eine Zunahme der Niederschlagssummen (mit starken Schwankungen zwischen den einzelnen Monaten), die zu deutlich höheren Durchflüssen von November bis März und leicht erhöhten Durchflüssen in den restlichen Monaten bei der hydrologischen Simulation führen. Der sommerliche Durchfluß ist nach dem Szenario *hdl* höher als nach dem Szenario *sca*, der winter-

liche Durchfluß ist nach dem Szenario *sca* höher als nach dem Szenario *hdl*. Die Hauptursache für die simulierte starke Zunahme der Durchflüsse im Winterhalbjahr ist die winterlich niedrige Evapotranspiration, so daß erhöhte Niederschläge direkt in erhöhten Durchfluß transformiert werden.

Im Vergleich der relativen Häufigkeit von Tagesdurchflußwerten des Szenarienzeitraumes (Szenario *sca* & *hdl*) mit dem simulierten Ist-Zustand kommt es in allen Untersuchungsgebieten zu einer Abnahme sehr niedriger Durchflußwerte und einer Zunahme "höherer" Durchflußwerte.

6.3 ABGELEITETE SYNTHETISCHE SZENARIEN

Um die gesamte Bandbreite möglicher zukünftiger Entwicklungen mittels auf GCM beruhenden Tageswertenszenarien zu erfassen, wäre es nötig, Ensemblemodellläufe (Vielzahl von Modellläufen eines Modells mit jeweils geringer Änderung der Anfangsbedingungen) verschiedener GCMs mit einer Vielzahl von Emissionsszenarien durchzuführen, was aufgrund des gewaltigen Rechenzeitbedarfs der GCMs nur bedingt möglich ist. Als Alternative bieten sich vereinfachte Betrachtungen mit synthetischen Szenarien an. Unter der

Voraussetzung, daß sie durch Informationen von GCM-Modellläufen in ihrer Werteannahme geleitet werden, werden sie für Untersuchungen zur Sensitivität über weite Wertebereiche von klimatischen Variationen in den "Guidelines on the Use of Scenario Data" (CARTER et al., 1999) ausdrücklich empfohlen. Synthetische Szenarien werden durch die Modulation gemessener Werte innerhalb eines Meßzeitraumes um einen (jahreszeitlich konstanten) Änderungsbetrag erzeugt.

Ausgehend vom Einzugsgebiet können in der Zukunft prinzipiell Temperatur und Niederschlag

- konstant bleiben,
- ab- oder zunehmen, die Zustände im Gebiet also
 - feuchter bzw. trockener (Niederschlagszunahme oder -abnahme) werden,
 - kälter bzw. wärmer (Temperaturabnahme oder -zunahme) werden,
- oder eine Kombination davon annehmen.

Durch die Tageswertszenarien gemäß regionalisierten GCM-Modellläufen sind Richtung und Stärke (Betrag) möglicher Änderungen von Temperatur und Niederschlag bekannt, die in die Erzeugung synthetischer Tageswertszenarien einfließen. Als Testgebiete für die Evaluierung synthetischer Szenarien wurden die Untersuchungsgebiete Sieg und Main gewählt.

6.3.1 Synthetische Szenarien Sieg

Bei der Betrachtung der Monatsmittelwerte der Temperatur- und Niederschlagsänderungen zwischen dem Meßzeitraum und den regionalisierten GCM-Klimaszenarien *sca* und *hdl* (100 Jahre

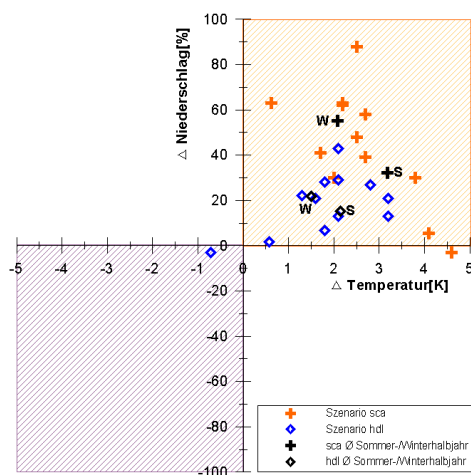


Abb. 6.17 TEZ Sieg, Temperatur- und Niederschlagsänderungen (Monatsmittel) zwischen Meßzeitraum und GCM-Klimaszenarien *sca* und *hdl*. Halbjahresmittel sind mit W (Winter) bzw. S (Sommer) gekennzeichnet.

später) in *Abb. 6.17* ist festzustellen, daß sich die Änderungen fast ausschließlich im Quadranten mit erhöhter Temperatur und zunehmendem Niederschlag befinden. Beim Szenario *sca* besitzen die monatlichen Temperatur- und Niederschlagsänderungen höhere Werte als beim Szenario *hdl*. Bei beiden Szenarien gibt es einen deutlichen Unterschied der Mittelwerte für das Sommer- bzw. Winterhalbjahr. Davon ausgehend wurden zwei synthetische Szenarien formuliert, die speziell auf den mittleren Bereich zwischen den Szenarien *sca* und *hdl* fokussieren.

Nach meteorologischem Winterhalbjahr (Oktober bis März) und Sommerhalbjahr (April bis September) getrennt, werden die historischen Meßdaten der Temperatur im Zeitraum 1961-1999 im Winterhalbjahr um 2,0 K und im Sommerhalbjahr um 2,5 K erhöht. Damit einhergehend erfolgt eine Erhöhung der Niederschläge (alle Niederschlagsereignisse proportional) um 20% im Winterhalbjahr und 10% im Sommerhalbjahr (Szenario *synA*) bzw. um 40% im Winterhalbjahr und 20% im Sommerhalbjahr (Szenario *synB*). Diese Erhöhungen entsprechen plausiblen, generalisierten Änderungen der um 100 Jahre in die Zukunft projizierten Periode 1961-1999 und sind an Änderungen der Halbjahresmittelwerte zwischen Meßzeitraum (1961-1999) und Szenarienzeitraum (2061-2099), siehe *Abb. 6.17*, angelehnt. Obwohl die Sensitivitätsuntersuchung in *Kapitel 3.7.2* einen deutlichen Einfluß der zeitlichen Verteilung der Niederschlagserhöhungen auf die simulierten Durchflüsse ergab, wurde die Methode der proportionalen Erhöhung verwendet, da sie am einfachsten zu implementieren ist und ihre Ergebnisse quasi als Mittelwerte zwischen denen der anderen verwendeten Methoden liegen.

Beide Szenarien (*synA*, *synB*) wurden in getrennten Modellläufen des hydrologischen Modells HBV-D simuliert und untersucht.

Bei der hydrologischen Simulation nach Szenario *synA* nehmen die Durchflüsse im Winterhalbjahr trotz erhöhter Temperatur deutlich zu (*Abb. 6.18*). Im Sommerhalbjahr kommt es bei der relativ geringen Niederschlagszunahme von 10% aufgrund der erhöhten Temperatur und daraus folgender erhöhter Evapotranspiration zu keiner nennenswerten Erhöhung des Durchflusses (im April und

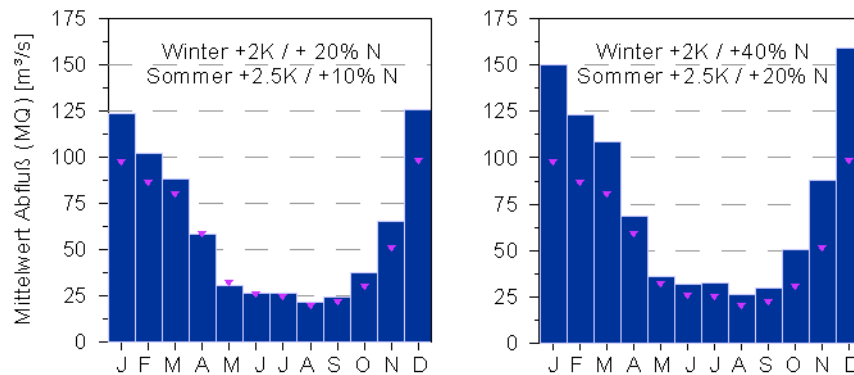


Abb. 6.18 Monatsmittel des Durchflusses am Pegel Menden 1 nach Szenarien synA (links) und synB (rechts). Simulationenwerte Ist-Zustand (1961-1999) mit lila Dreieck markiert.

Mai sogar zu einem Rückgang). Beim Szenario synB mit höherer Niederschlagszunahme sind für das Winter-, aber auch für das Sommerhalbjahr höhere Monatsmittelwerte des Durchflusses festzustellen als beim Szenario synA.

6.3.2 Synthetische Szenarien Main

Da im Einzugsgebiet des Mains bis zum Pegel Kemmern die Änderungen von Temperatur und Niederschlag gemäß GCM-Klimaszenarien sca und hdl (siehe Abb. 6.19) den Änderungen im Einzugsgebiet der Sieg recht ähnlich sind, wurden ebenfalls die synthetischen Szenarien synA und synB untersucht.

Während der Durchfluß im Winterhalbjahr bei beiden synthetischen Szenarien zunimmt, ist der Durchfluß im Sommerhalbjahr beim Szenario synA konstant bzw. in den Monaten April und Mai rückläufig (Abb. 6.20). Die gegenüber dem Winterhalbjahr höhere Szenarietemperatur bewirkt augenscheinlich eine erhöhte Evapotranspiration, die die Niederschlagszunahme um 10% völlig aufzehrt. Zudem ist die Schneeschmelze (auch in höheren Lagen) bei zunehmenden Temperaturen zu einem früheren Zeitpunkt abgeschlossen, so daß Schmelzwasser das Bodenfeuchtedefizit nicht mehr zu füllen vermag. Bei einer deutlich höheren Niederschlagszunahme im Szenario synB liegt der Durchfluß aller Monate über den Werten des simulierten Ist-Zustands. Insbesondere im Dezember (niederschlagsstärkster Monat) bewirkt die Erhöhung der Nieder-

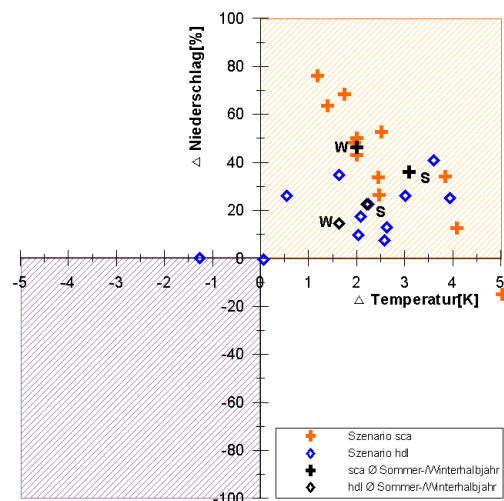


Abb. 6.19 TEZ Main, Temperatur- und Niederschlagsänderungen (Monatsmittel) zwischen Meßzeitraum und GCM-Klimaszenarien sca und hdl. Halbjahresmittel sind mit W (Winter) bzw. S (Sommer) gekennzeichnet.

schläge um 40% eine Durchflußerhöhung um ca. 80%.

6.3.3 Erkenntnisgewinn durch synthetische Szenarien

Die synthetischen Szenarien bestätigen die Ergebnisse der Sensitivitätsuntersuchung, wonach durch Niederschlagsänderungen starke Änderun-

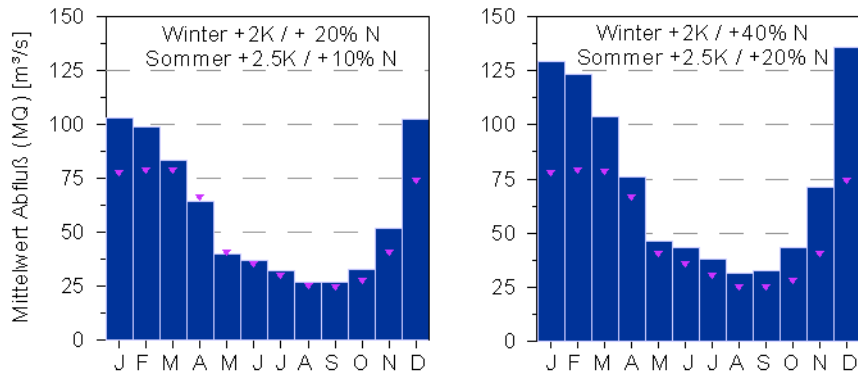


Abb. 6.20 Monatsmittel des Durchflusses am Pegel Kammern nach Szenarien synA (links) und synB (rechts). Simulationwerte Ist-Zustand (1961-1999) mit lila Dreieck markiert.

gen des Durchflusses bewirkt werden und die Temperaturerhöhung den Effekt einer mäßigen Niederschlagszunahme auf den Durchfluß aufheben kann (im Sommerhalbjahr bei 10% Niederschlagszunahme, Szenario synA, deutlich erkennbar). Gegenüber den schrittweisen, für alle Monate konstanten Änderungen der Sensitivitätsuntersuchung ist die Variation in Temperatur- und Niederschlagsänderung zwischen Winter- und Sommerhalbjahr schon deutlich realistischer und durch Ableitung aus regionalisierten GCM-Klimaszenarien auch wissenschaftlich fundierter. Die starke Erhöhung winterlicher Durchflüsse bei einer Zunahme der Niederschläge und gleichzeitiger Temperaturerhöhung wird auch durch die Resultate der synthetischen Szenarien gestützt. Ob, in welcher Höhe und zeitlichen Verteilung die in den Szenarien verwendeten Niederschlags- und Temperaturänderungen eintreten werden, kann nur die Zukunft zeigen. Eine Abschätzung, wie sich die Abflußverhältnisse und Durchflüsse der Untersuchungsgebiete bei möglichen Änderungen entwickeln würden, kann jedoch heute schon vorgenommen werden.

6.3.4 Alternative Methoden zur Erstellung synthetischer Szenarien

In einer weiteren Detailuntersuchung wurde die Möglichkeit der Ableitung synthetischer Szenarien aus direkten Ergebnissen von GCM-Modellläufen (ohne Regionalisierungszwischenschritt) un-

tersucht. Sofern eine vertrauenswürdige Ableitung synthetischer Szenarien direkt ohne Regionalisierung aus GCM-Modellläufen möglich ist, könnte der zeit- und ressourcenaufwendige Schritt der Regionalisierung der GCM-Ergebnisse in Flußeinzugsgebieten, in denen nur überblicksmäßig die Durchflußentwicklung bei Änderungen von Temperatur und Niederschlag betrachtet werden soll, eingespart werden. Grundlage der Detailuntersuchung sind für die bereits erwähnten GCM-Modellläufe ECHAM4/OPYC_GHG und HADCM3_GGa1 im Internet (IPCC Data Distribution Centre, http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/dkrz/dkrz_index.html) veröffentlichte Monatswerte der bodennahen mittleren Lufttemperatur und Monatswerte des Gesamtniederschlags für den Zeitraum 2061-2099. Werte der Änderungen von Temperatur und Niederschlag wurden im Vergleich zu Meßwerten des Meßzeitraumes 1961-1999 bestimmt. Die Monatswerte der 4 Gridzellen, die die Untersuchungsgebiete Sieg und Main abdecken (Abb. 6.21), der GCM-Modelle ECHAM4/OPYC3 (128 x 64 Grid weltweit) und HADCM3 (96 x 73 Grid weltweit) wurden bei Methode A zu einem Mittelwert interpoliert. Dieser interpolierte Mittelwert wurde sowohl mit Gebietsmeßwerten des TEZ Sieg und des TEZ Main verglichen. Für das Gebiet der Sieg liegen die Änderungen ausschließlich in den Quadranten mit erhöhter Temperatur und zunehmenden sowie abnehmenden Niederschlägen (siehe Abb. 6.22). Insbesondere die Änderungswerte der Niederschläge zei-

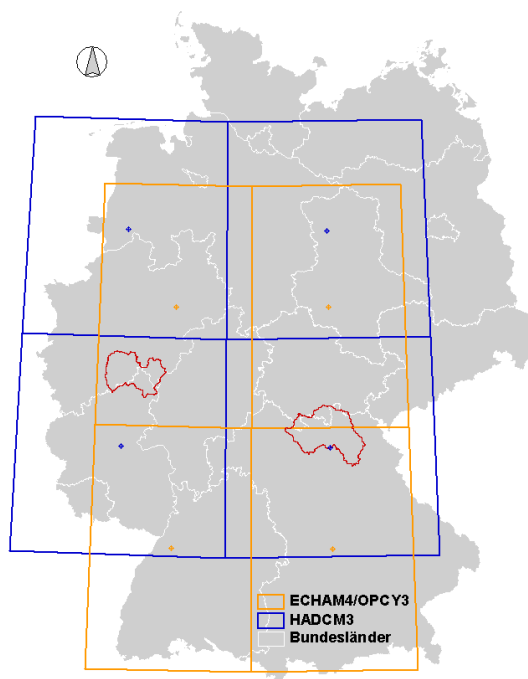


Abb. 6.21 Grid (2 x 2) der GCMs HADCM3 und ECHAM4/OPYC3, das die Untersuchungsgebiete Sieg und Main (und den größten Teil der BRD) abdeckt.

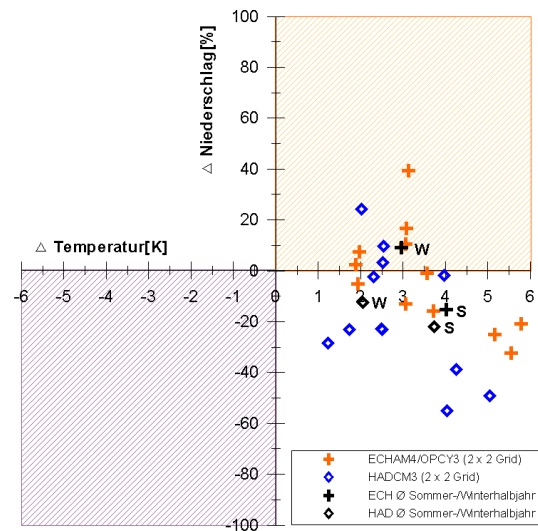


Abb. 6.22 TEZ Sieg, Monatswerte der Temperatur- und Niederschlagsdifferenz zwischen Meßzeitraum und GCM-Modellläufen (2 x 2 Grid, Methode A) 2061-2099. Halbjahresmittelwerte sind mit W (Winter) bzw. S (Sommer) gekennzeichnet.

gen im Unterschied zur Abb. 6.17 (Änderungswerte Meßzeitraum, Klimaszenarien *sca* und *hdl*) eine Abnahme (insbesondere im Sommerhalbjahr). Im langjährigen Mittel ist die Niederschlagssumme im Zeitraum 2061-2099 niedriger als im Meßzeitraum 1961-1999.

Durch die Interpolation von vier Gridzellwerten, die einen Großteil der BRD abdecken, besteht die Gefahr, daß Nuancen der großräumigen Niederschlagsverteilung (und Temperaturverteilung) egalisiert werden. Bei Methode B wurde daher nur der Wert einer einzelnen Gridzelle (in der sich der größte Flächenanteil des Untersuchungsgebietes Sieg bzw. Main befindet) mit den langjährigen Monatsmittelwerten des Meßzeitraumes (Gebietsmeßwerte) verglichen.

Im Bereich der Sieg (Abb. 6.23) ist besonders auffällig, daß die Temperaturänderungen im Vergleich zu Methode A (Abb. 6.22) insbesondere für das Winterhalbjahr stärker ausfallen. Die Niederschlagsänderung im Winterhalbjahr für den Modellauf des HADCM3-GCMs zeigt abwei-

chend von Methode A (Abb. 6.22) keine Abnahme, sondern Gleichbleiben.

Im Bereich des Mains (Abb. 6.25) sind im Vergleich zu Methode A (Abb. 6.24) insbesondere für das Winterhalbjahr geringere Temperaturänderungen und eine Erhöhung der Niederschlagsänderungen im Sommerhalbjahr zu verzeichnen. Bei beiden untersuchten Methoden ist gleichermaßen ein jahreszeitlicher Unterschied der Änderungsbeträge für Niederschlag festzustellen. Die Niederschlagszunahme ist im Winterhalbjahr stärker als im Sommerhalbjahr (z.T. Abnahme des Niederschlages im Sommerhalbjahr). Die Temperaturänderung ist vom Betrag her uneinheitlich, stets positiv, extremer (bis 6K) sowie im Mittel höher als beim Vergleich der durch Regionalisierung erzeugten Klimaszenarien mit den Meßwerten im Meßzeitraum (Kapitel 6.3.1 und Kapitel 6.3.2).

Die Ableitung eines für die Untersuchungsgebiete Sieg und Main einheitlichen mittleren synthetischen Szenarios ist sowohl nach Methode A wie auch nach Methode B prinzipiell möglich, jedoch

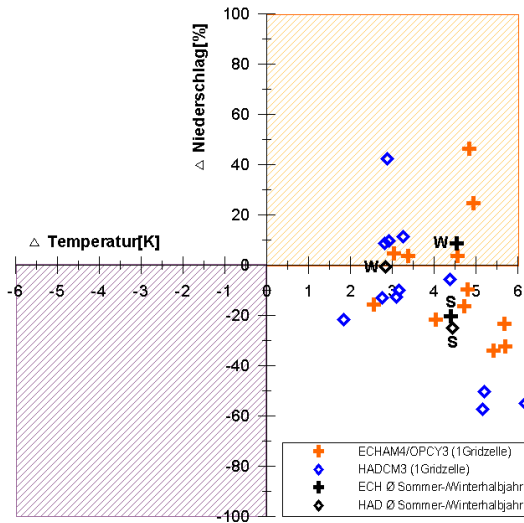


Abb. 6.23 TEZ Sieg, Monatswerte der Temperatur- und Niederschlagsdifferenz zwischen Meßzeitraum und GCM-Modellläufen (1 Gridzelle, Methode B) 2061-2099. Halbjahresmittelwerte sind mit W (Winter) bzw. S (Sommer) gekennzeichnet.

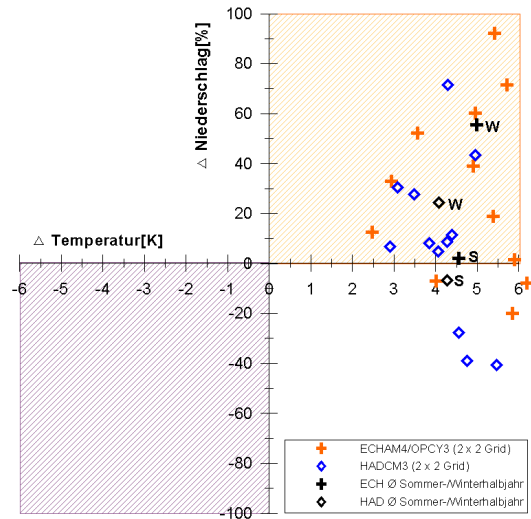


Abb. 6.24 TEZ Main, Monatswerte der Temperatur- und Niederschlagsdifferenz zwischen Meßzeitraum und GCM-Modellläufen (2 x 2 Grid, Methode A) 2061-2099. Halbjahresmittelwerte sind mit W (Winter) bzw. S (Sommer) gekennzeichnet.

durch die gegenüber der Methode mit Regionalisierung weiter auseinanderliegenden Halbjahreswerte für die Einzelgebiete schwieriger. Die Diskrepanzen zu den regionalisierten Klimaszenarien *sca* und *hal* sind in beiden Untersuchungsgebieten erheblich.

Von einer exakten Formulierung der Änderungsbeträge (Temperatur und Niederschlag) für synthetische Szenarien und einer anschließenden Simulation mit dem hydrologischen Modell HBV-D für die beiden Untersuchungsgebiete wurde daher abgesehen.

Die GCMs sind derzeit nicht fähig, topographische Modifikationen und deren regionale Auswirkungen (Stauregen, Regenschatten) äquivalent zu beschreiben. So wird die Lokalkomponente (lokale Variabilität), die beim Regionalisierungsverfahren EDS dafür sorgt, daß regionalklimatisch bedeutsame topographische Modifikationen berücksichtigt werden, bei der einfachen Interpolation der Gridzellwerte eines Modellaufes nicht verwendet.

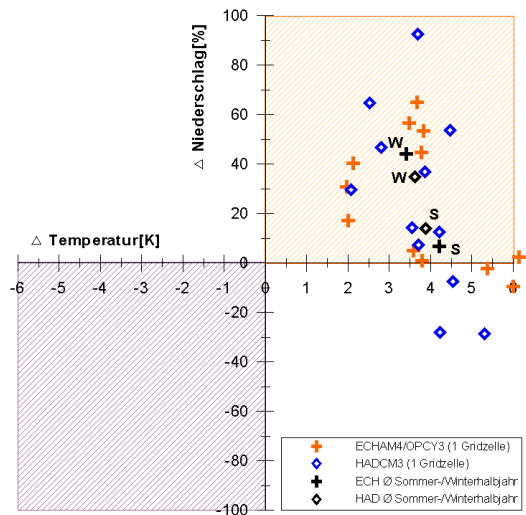


Abb. 6.25 TEZ Main, Monatswerte der Temperatur- und Niederschlagsdifferenz zwischen Meßzeitraum und GCM-Modellläufen (1 Gridzelle, Methode B) 2061-2099. Halbjahresmittelwerte sind mit W (Winter) bzw. S (Sommer) gekennzeichnet.

Die zunehmende Kontinentalität, die sich in einer Abnahme der mittleren Jahressummen der Niederschläge in Deutschland von West nach Ost zeigt, wird für den Meßzeitraum 1961-1999 und den Szenarienzeitraum 2061-2099 durch die Werte einzelner benachbarter Gitterpunkte, z.B. des HADCM3 Modells, nur unbefriedigend wieder-

gegeben (Tab. 6.4): Westen (Sieg) mit geringerer Jahressumme als Osten (Main). Die realitätsnahe Wiedergabe kontinentaler Einflüsse in der Ausprägung des Gebietsniederschlags wird mit dem regionalisierten Szenario *hdl* hingegen sehr gut erreicht (auch wenn beträchtliche Unterschiede zwischen den Meßwerten und dem regionalisier-

Meßwerte 1961-1999		regional. Szenario hdl (1961-1999)		regional. Szenario hdl (2061-2099)		GCM-Gitterpunkt- werte (1961-1999)		GCM-Gitterpunkt- werte (2061-2099)	
Sieg	Main	Sieg	Main	Sieg	Main	(Sieg)	(Main)	(Sieg)	(Main)
1084	829	1201	874	1284	984	1010	1092	938	1015

Tab. 6.4 Langjährige mittlere Jahressumme des Gebietsniederschlags [mm] in den Untersuchungsgebieten Sieg (bis Pegel Menden 1) und Main (bis Pegel Kemmern) für Meßzeitraum und Szenarienzeitraum nach unterschiedlichen Methoden (HADCM3-GCM).

ten Szenario *hdl* für den "gleichen Zeitraum" bestehen). Durch den nicht vorhandenen Zeitbezug der GCM-Modellläufe und daraus abgeleiteter Szenarien (nur der Strahlungsantrieb besitzt einen Zeitbezug) ist eine Gegenüberstellung von Zeit-

räumen in der Realität und Zeiträumen der Szenarien mit großen Unsicherheiten verbunden und entsprechend vorsichtig und zurückhaltend zu werten.

6.4 ENTWICKLUNG VON ABFLUSSEXTREMEN (MHQ, HQ100) AM BEISPIEL COCHEM, MOSEL

Aus der Entwicklung von Mittelwerten des Abflusses (MQ) lassen sich bereits Rückschlüsse auf die Entwicklung hoher (extremer) Abflüsse ziehen.

Konkret untersucht wurden die Entwicklung des mittleren Hochwassers (MHQ) und des 100jährigen Hochwassers (HQ100) im DFNK-Teilprojekt "Methoden der Abschätzung von Hochwasserabflüssen unter Aspekten der Unsicherheit" durch Annegret Thieken (THIEKEN et al., 2003a). Datengrundlage dieser Untersuchungen waren gemessene und simulierte Durchflüsse des DFNK-Teilprojektes "Hydrologische Modellierung". Die nachfolgend vorgestellten Ergebnisse sind im wesentlichen den Publikationen THIEKEN, MERZ, MENZEL, BÜRGER, SCHWANDT, 2003a; THIEKEN, MENZEL, BÜRGER, SCHWANDT, MERZ, 2003b, sowie MENZEL, THIEKEN, SCHWANDT, BÜRGER, 200X, entnommen.

Die Entwicklung der Abflußextreme ergibt sich aus dem Vergleich des Meßzeitraumes 1961-1990 und des Szenarienzeitraumes 2061-2090 (etwas abweichend von den Zeiträumen, die bei der Entwicklung der mittleren Abflußverhältnisse betrachtet wurden). Aus den vorliegenden Abflußzeitreihen wurden auf der Basis hydrologischer Jahre Serien mit jährlichen maximalen Abflüssen zusammengestellt. Das Teileinzugsgebiet der Mosel bis zum Pegel Cochem fungierte als Beispielgebiet für die Untersuchungen zur Entwicklung von Abflußextremen. Für die 30 Jahre einer Serie wurden die empirischen Wahrscheinlichkeiten der Ereignisse (Plotting Positions nach Weibull) ermittelt. Um Hochwasserereignisse mit Wiederkehrintervallen > 30 Jahre abschätzen zu können, wurden verschiedene Extremwertverteilungen angepasst, von denen die Gumbelverteilung favorisiert wurde. Für den Meßzeitraum 1961-1990 weisen die ermittelten Verteilungs-

Entwicklung von Abflussextremen (MHQ, HQ100) am Beispiel Cochem, Mosel

funktionen der Durchflußmeßwerte, des simulierten Ist-Zustands und des hdl-Szenarios nur geringe Abweichungen voneinander auf (Abb. 6.26). Die auf Basis der simulierten Durchflüsse des sca-Szenarios (Zeitraum 1961-1990) generierte Verteilungsfunktion weist zu den vorgenannten Verteilungen größere und durchgängige Abweichungen auf. Für den Zeitraum 2061-2090 zeigen die Verteilungsfunktionen gemäß hdl- und sca-

Szenario eine Verschärfung der Hochwassergefahr. Beim sca-Szenario ist die Verteilung über die gesamte Bandbreite der Ereignisse verschoben; beim hdl-Szenario wird jedoch eine Verschärfung bei Hochwasserereignissen mit kleinen Wiederkehrzeiten (< 20 Jahre) deutlich, während das HQ100 auf dem Niveau des Zeitraumes 1961-1990 verbleibt.

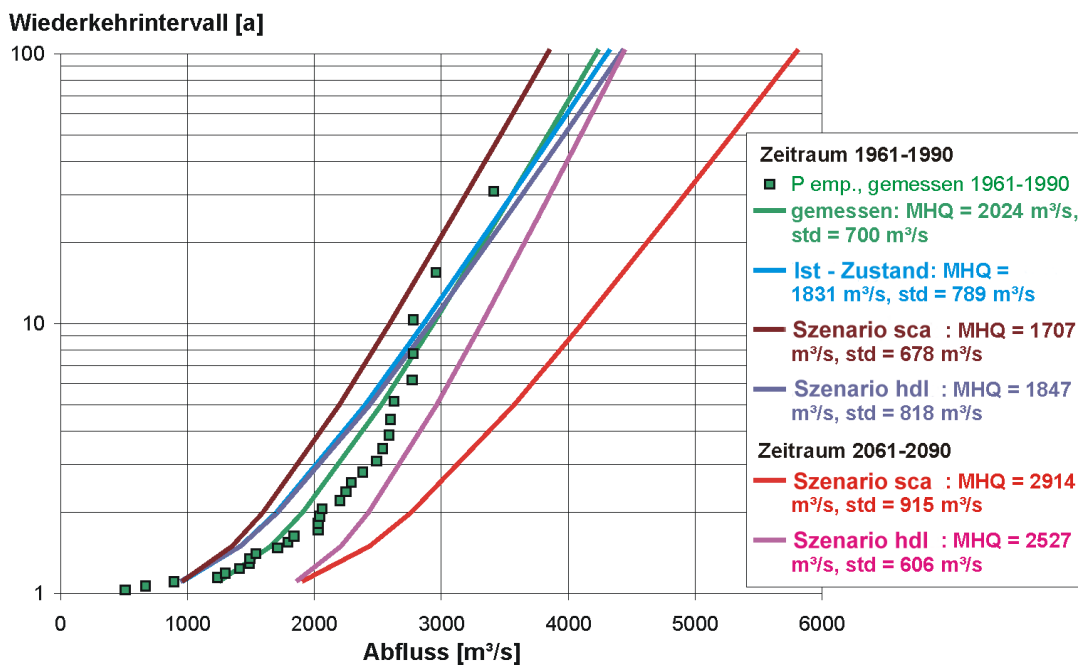


Abb. 6.26 Cochem, Mosel - Extremwertstatistik (empirische Wahrscheinlichkeiten nach Weibull, Gumbelverteilung) für Zeitreihen jährlicher Maximaldurchflüsse aus gemessenen und simulierten (Ist-Zustand, Szenarien hdl & sca) Werten (nach Thieken, Merz, Menzel, Bürger, Schwandt, 2003a).

Für die betrachteten Zeiträume wurden die per Verteilungsfunktion ermittelten "simulierten" HQ100 mit dem auf Basis der Durchflußmeßwerte 1961-1990 berechneten "gemessenen" HQ100 verglichen und die prozentualen Abweichungen bestimmt. Ein Vergleich zwischen "simuliertem" MHQ und "gemessenem" MHQ wurde gleichfalls durchgeführt. Im Zeitraum 2061-2090 (simulierte Klimaszenarien) zeigen die Werte des MHQ und des HQ100 eine teils deutliche Zunahme. Je nach Klimaszenarium weichen die Werte für MHQ um 25% bzw. 44% vom gemessenen MHQ ab, die Werte für HQ100 um 5% bzw. 37%

vom "gemessenen" HQ100 ab (Abb. 6.27). Die Abweichungen für den Kennwert MHQ überschreiten die im Kontrolllauf ctl enthaltene Spannweite der natürlichen Variabilität deutlich und liegen zudem über den Modellfehlern (Zeitraum 1961-1990). Die Abweichungen der HQ100 liegen beim Szenario sca außerhalb der im Kontrolllauf ctl enthaltenen natürlichen Variabilität und außerhalb der Modellfehler (Zeitraum 1961-1990), jedoch für das Szenario hdl im Bereich der Modellfehler (und sind somit nicht aussagekräftig). Die Aussagen über die Entwicklung des HQ100 sind daher insgesamt (auch durch die Ein-

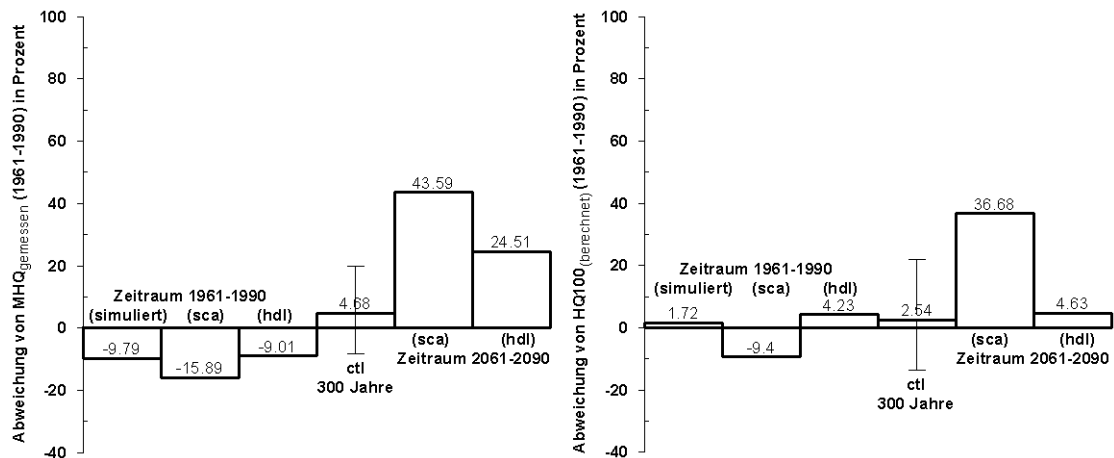


Abb. 6.27 Cochem, Mosel - Prozentuale Abweichungen des mittleren Hochwassers (MHQ), linke Teilgrafik, bzw. des "100jährigen Hochwassers" (HQ100), rechte Teilgrafik, simulierter Zeitreihen (Ist-Zustand) und Szenarienzeitreihen (1961-1990, 2061-2090) gegenüber gemessenen bzw. mit Gumbelverteilung berechneten Werten für MHQ und HQ100. Die Darstellung für den Kontrolllauf ctl zeigt die Spannweite der Kennwerte aller gleitenden Teilerien (30 Jahre) und den Mittelwert für den gesamten Zeitraum von 300 Jahren (nach Thieken, Merz, Menzel, Bürger, Schwandt, 2003a, verändert).

führung einer neuen Unsicherheitsquelle durch die Extremwertstatistik [Jährlichkeit der Durchflüsse) als unsicherer einzustufen als die Aussagen zur Entwicklung des MHQ.

6.4.1 Unsicherheitsaspekte

Je nach betrachteter Kenngröße (MHQ, HQ100), kommt es zu einer Unter- bzw. Überschätzung der "gemessenen" Kenngröße im Vergleich mit der Simulation für den Ist-Zustand, die sich mit weniger als 10% Abweichung im Rahmen einer

guten Niederschlags-/Abflußsimulation befindet. Durch die Extremwertstatistik, mit deren Hilfe Abflußextreme aus kurzen Zeitreihen überhaupt erst abgeschätzt werden können, wird neben der Daten- und Modellunsicherheit eine weitere Unsicherheitsquelle eingeführt. Die große natürliche Variabilität, die in den Ergebnissen des Kontrolllaufs ctl des ECHAM4/OPYC3-Modells zum Ausdruck kommt, beeinträchtigt zudem die Aussagekraft von Abweichungen, die für den Zeitraum 2061-2090 simuliert werden.

Diskussion, Ausblick

7.1 DISKUSSION

7.1.1 *Simulationsergebnisse, Szenarien*

Mit Hilfe des hydrologischen Modells HBV-D wurde ein Abbild der Gebietshydrologie in den Untersuchungsgebieten an Mosel, Main und Sieg erstellt, das den Ist-Zustand mit einer hohen Güte simuliert.

Durch die Entwicklung der Arbeitsumgebung HBV-Params wurde die Datenaufbereitung und Erstellung der Parameterdateien für das hydrologische Modell HBV-D weitgehend automatisiert, vereinfacht und unter einer einheitlichen graphischen Benutzeroberfläche ermöglicht. Die Verbesserung des zeitaufwendigen Datenprocessings, die z.B. in BRONSTERT et al., 1998, gefordert wurde, erweitert die Möglichkeiten (großräumiger) hydrologischer Modellierung durch die Erhöhung des Zeitbudgets für andere Teilbereiche der Modellierung.

Das Modell HBV-D ist nach dem Ergebnis der Sensitivitätsbetrachtung bei Änderungen von Temperatur und Niederschlag als robustes Modell für Klimaänderungsstudien einsetzbar. Moderate Niederschlagszunahme und zeitgleiche Temperaturerhöhung können sich in ihrer Wirkung auf den Durchfluß gegenseitig teilweise bzw. vollständig aufheben. Durch Niederschlagsänderungen bewirkte Durchflußänderungen liegen deutlich über denen durch Temperaturänderungen bewirkten Durchflußänderungen. Die zeitliche Verteilung von Niederschlagsenerhöhungen bei synthetischen Szenarien hat einen Einfluß auf die

Erhöhung des langjährigen Monatsmittel des Durchflusses.

Im Vergleich mit dem simulierten Ist-Zustand nehmen sowohl nach dem GCM-Klimaszenario *sca* als auch nach dem Szenario *hdl* die Durchflüsse im Winterhalbjahr stärker als im Sommerhalbjahr zu. Beide auf GCM fußenden Klimaszenarien gehen von einer Erhöhung der Gebietstemperatur und Gebietsniederschlagssummen aus, die im langjährigen Monatsmittel zwischen Winter- und Sommerhalbjahr deutliche Unterschiede aufweisen. Der leicht höhere Niederschlag im Sommerhalbjahr kann das durch verstärkte Evapotranspiration erhöhte Bodenfeuchtedefizit ausgleichen, ohne jedoch höhere Durchflüsse zu induzieren. Der deutlich höhere Niederschlag im Winterhalbjahr bewirkt hingegen deutlich höhere Durchflüsse, da die Evapotranspiration trotz erhöhter Temperaturen winterlich niedrig bleibt.

Trotz tendenzieller Übereinstimmung der Klimaszenarien *sca* und *hdl* werden beim Szenario *hdl* höhere sommerliche Durchflüsse und niedrigere winterliche Durchflüsse (als beim Szenario *sca*) simuliert. Dieser Effekt ist bedingt durch leicht geringere Temperaturzunahme und niedrigere Niederschlagszunahmewerte im Winterhalbjahr sowie leicht höhere Niederschlagszunahmewerte im Sommerhalbjahr beim Szenario *hdl* gegenüber Szenario *sca*.

Die Temperatur- und Niederschlagsänderungen weisen leichte Unterschiede zwischen den Untersuchungsgebieten bei beiden Szenarien auf, was bei der räumlichen Lage der Gebiete auch zu erwarten war. Von West nach Ost ist in Einzelmona-

ten eine geringere Niederschlagszunahme festzustellen, die im Maingebiet im Zusammenspiel mit erhöhten Temperaturen geringere Durchflußänderungen als in den weiter westlich liegenden Gebieten zur Folge hat.

Eine Berücksichtigung regional wirksamer Effekte, wie Kontinentalitätseinflüsse und geländebedingte Klimamodifikationen, sind insbesondere in Mittelgebirgseinzugsgebieten für eine realitätsnahe Klimamodellierung von großer Bedeutung. Bei der Regionalisierung mit dem EDS-Verfahren wird die Lokalkomponente als Ausdruck regionaler Klimamodifikationen berücksichtigt.

Die synthetischen Szenarien konnten dazu beitragen, ein vollständigeres Bild (Zwischenstufen der Szenarien *sca* und *hdl*) über mögliche Entwicklungen der Durchflüsse zu erhalten. Variationen von aus regionalisierten GCM-Modellläufen ermittelten Temperatur- und Niederschlagsänderungen können als synthetische Szenarien mit geringem Rechenaufwand in hydrologische Modellantworten überführt werden.

Die direkte Ableitung synthetischer Szenarien aus GCM-Ergebniswerten an GCM-Gitterpunkten ergab unbefriedigende Ergebnisse. Die nach zwei verschiedenen Methoden ermittelten Temperatur- und Niederschlagsänderungen zeigen erhebliche Unterschiede untereinander, zwischen den Untersuchungsgebieten und gegenüber den regionalisierten GCM-Klimaszenarien *sca* und *hdl*.

Die Betrachtung der Abflußextreme, die durch ein kooperierendes DFNK-Teilprojekt geleistet wurde, ergab für Szenarienzeiträume am Pegel Cochem, Mosel, z.T. deutliche Zunahmen der hydrologischen Kenngrößen MHQ und HQ100.

Das künftige Abflußregime der Sieg am Pegel Menden 1, der Mosel am Pegel Cochem und des Mains am Pegel Kemmern wird nach den Ergebnissen der untersuchten Szenarien auch weiterhin ein Mittelgebirgsregime mit hohen mittleren monatlichen Durchflüssen im Winterhalbjahr und niedrigen Durchflüssen im Sommerhalbjahr sein, jedoch mit einer sehr deutlichen Zunahme der winterlichen Durchflüsse und minimalen Änderungen im Sommerhalbjahr.

Sämtliche Modellierungsergebnisse sind mit Unsicherheiten verknüpft, die bei Modellketten als Kaskade der Unsicherheit entsprechend groß sein können. Neben der Modellunsicherheit (hydrologisches Modell und Modellkette für die Erstellung von Klimaszenarien) ist die Datenunsicherheit der Ermittlung von Niederschlag, Temperatur und Durchfluß bedeutsam.

Die Unsicherheiten, die mit der zukünftigen Entwicklung des sozioökonomischen Systems und der Komplexität des Klimasystems (natürliche Variabilität) verbunden sind, sind die dominanten Unsicherheitsquellen bei der Untersuchung von Klimaszenarien.

7.1.2 Auswirkungen in den Untersuchungsgebieten

Im Vergleich zum Ist-Zustand deutlich höhere langjährige Monatsmittel der für Klimaszenarien simulierten Durchflüsse im Winterhalbjahr weisen auf eine erhöhte Anzahl von Durchflußwerten mit höherem Betrag hin. Diese Verschiebung von sehr niedrigen Durchflußwerten zu mehr "höheren" Werten kann im Vergleich der Histogramme der relativen Häufigkeit der Tagesdurchflüsse auch visualisiert werden. Die erhöhte Anzahl höherer Durchflußwerte manifestiert sich in längeren Perioden mit höherem Wasserstand, die eine längere Dauerbelastung wasserwirtschaftlicher Bauwerke bewirken bzw. den Fluß häufiger ausufern lassen und eine wirtschaftliche Nutzung der Überschwemmungsgebiete erschweren oder unmöglich machen. Das gleichzeitige Auftreten extremer meteorologischer Verhältnisse, ungünstiger Zustände (z.B. hohe Vorfeuchte, Wellenüberlagerung) des Einzugsgebietes und Flußsystems sowie Exponierung von Menschen und Eigentumswerten in der Flußbaue kann zu schadensträchtigen Überschwemmungsereignissen führen (BRONSTERT, 1995). Eine Risikovorsorge in Form der Verringerung des Schadenspotentials in der Flußbaue scheint angesichts der möglichen künftigen Entwicklung aber auch aus Erfahrungen historischer Hochwasserperioden (auch in anderen Flußgebieten) dringend geboten.

Die Sicherheit der Wasserversorgung (sofern sie auf der direkten oder indirekten Nutzung von Flußwasser beruht) wird gegenüber dem Ist-Zu-

stand bei höheren mittleren monatlichen Durchflüssen im Winterhalbjahr zunehmen und im Sommerhalbjahr bei einer mehrheitlich leichten Durchflußzunahme in den Untersuchungsgebieten möglicherweise leicht steigen. Andererseits kann der zukünftige Wasserbedarf (z.B. der Landwirtschaft) bei zunehmenden sommerlichen Temperaturen ebenfalls ansteigen.

Die Zunahme der Abflußextreme kann über eine Veränderung des Sedimenttransportes zur schnelleren Verlandung von Speicherbecken führen (KABAT et al., 2003).

Der Wirtschaftsbereich Tourismus und Naherholung dürfte durch eine Abnahme der Tage mit großräumiger Schneebedeckung, wie sie für die Klimaszenarien im Einzugsgebiet der Sieg für den Zeitraum 2061-2099 simuliert wurde, negativ beeinflusst werden, wobei jedoch große Wintersportzentren in den Mittelgebirgen eher rar sind und auch unter den Bedingungen des Ist-Zustandes mit sehr variablen Schneesverhältnissen zu recht kommen müssen.

7.1.3 Vergleich mit derzeitigem Kenntnisstand und aktueller Methodik

Die Betrachtung eines einzigen Emissionsszenarios mit einem Globalen Zirkulationsmodell und nachfolgend einem Modell zur Abschätzung der regionalen Auswirkungen, die "ein Szenario - ein Modell - Strategie", deckt nur einen kleinen Bereich des Ergebnisraumes ab und ist der "multiple Szenarien - viele Modelle - Strategie" in der Aussagekraft deutlich unterlegen (MITCHELL & HULME, 1999). Trotzdem wird (aufgrund beschränkter verfügbarer Modellexperimente globaler Klimamodelle und Kapazitätsproblemen) die "ein Szenario - ein Modell - Strategie" bei der Mehrzahl von Untersuchungen regionaler Auswirkungen von Klimaänderungen verfolgt.

Die Verfügbarkeit von Daten zu GCM-Modellläufen ist durch die dafür benötigte lange Rechenzeit allerdings eingeschränkt, so daß zu Beginn der Untersuchungen noch keine GCM-Modellläufe mit den aktuellen Emissionsszenarien SRES (NAKICENOVIC & SWART, 2000) zur Verfügung standen. Grundlage der verwendeten Klimaszenarien waren also Modellläufe der beiden modernsten

europäischen GCMs (ECHAM4/OPYC, HadCM3) mit dem IS95a-Emissionszenario.

Die in der vorliegenden Arbeit für die Simulation von Klimaszenarien präsentierten Resultate, die eine Erhöhung der mittleren monatlichen Durchflüsse insbesondere im Winterhalbjahr und minimale Änderungen im Sommerhalbjahr gegenüber dem simulierten Ist-Zustand feststellen, befinden sich mit den für das Rheingebiet durch andere Forschungsgruppen (MIDDELKOOP et al., 2001; KLEINN, 2003; BRONSTERT et al., 2002; BRONSTERT et al., 2003) erzielten Ergebnissen in recht guter Übereinstimmung.

Die von BOORMAN & SEFTON, 1997, erwähnte Gebietsabhängigkeit der Effekte der Klimaänderung und die unterschiedliche Reaktion der hydrologischen Kenngrößen konnte in den Untersuchungsgebieten bestätigt werden. Die verschiedenen hydrologischen Kenngrößen (MQ, MHQ, HQ100) weisen am Pegel Cochem unterschiedliche Änderungsbeträge (Ist-Zustand vs. Szenarienzeitraum), jedoch allesamt eine Zunahme auf. Der klimatische Gradient von West nach Ost kann durch den Vergleich der drei Untersuchungsgebiete an Mosel, Sieg und Main auch für mit Klimaszenarien projizierte Änderungen (insbesondere Niederschlag und Durchfluß) in Einzelmotaten festgestellt werden. Eine Einzelbetrachtung dieser drei Untersuchungsgebiete und ein entsprechender Vergleich war bislang nicht durchgeführt worden.

Gegenüber einer von den Methoden ähnlichen Untersuchung im Muldegebiet (MENZEL & BÜRGER, 2002) kam zur Erzeugung der Klimaszenarien ein verbessertes Regionalisierungsverfahren (EDS) für zwei verschiedene GCM-Modellläufe zum Einsatz, wurde ein verbessertes HBV-D Modell mit vereinfachtem automatisierten Datenprocessing verwendet und eine von der Länge der Meßreihen und räumlichen Detaillierung breitere Datenbasis genutzt.

Der an SCHUMANN et al., 2001, bzw. SCHUMANN et al., 2000, angelehnte Ansatz der direkten Ableitung synthetischer Szenarien aus Gitterpunktwerten von GCM-Modellläufen wurde aufgrund erheblicher Diskrepanzen zu festgestellten Änderungsbeträgen der regionalisierten Szenarien *sca* und *hdl* sowie starken Zweifeln an der korrekten Wiedergabe klimatischer Verhältnisse bei der Be-

trachtung einzelner bzw. zweier benachbarter GCM-Gitterzellen nicht weiter verfolgt.

Da die Betrachtung der Auswirkungen von möglichen künftigen Klimaänderungen (in Klimaszenarien) auf die Abflußverhältnisse noch ein relativ junges Forschungsfeld ist, gibt es keine einheitliche standardisierte Vorgehensweise.

Der Einsatz

- robuster hydrologischer Modelle, die insbesondere temperaturbeeinflusste Prozesse adäquat beschreiben,
- die Verwendung langer Zeitreihen (wenigstens 30 Jahre) von Meßwerten und

→ die gleichzeitige vergleichende Betrachtung von Klimaszenarien, die auf unterschiedlichen GCMs beruhen (und wenn möglich, verschiedene Emissionsszenarien berücksichtigen)

sollte aus Gründen der wissenschaftlichen Sorgfalt, aber auch der besseren Vergleichbarkeit der Ergebnisse beachtet werden. Die Ergebnisse der Simulation von Klimaszenarien sind Projektionen, die für die Abschätzung der Größenordnung möglicher Änderungen und darauf beruhende Risikominderungsstrategien sehr hilfreich sein können, aber keine Vorhersagen.

7.2 AUSBLICK

7.2.1 Modellierungstechnik

Die Erdsystemmodellierung mit Globalen Zirkulationsmodellen ist ein sehr junges Forschungsgebiet, das noch längst nicht alle Potentiale ausgeschöpft hat. Gewaltige Fortschritte der vergangenen Dekade, wie die Ablösung der atmosphärenzentrierten Zirkulationsmodellierung durch gekoppelte Ozean-Atmosphäre-Modelle und die Einführung der instationären Berücksichtigung des Strahlungsantriebs, geben Zuversicht, daß bestehende Probleme, z.B. bei der Modellierung der Wolkenbildung und regionalen (Wärme-)Gewittern innerhalb der nächsten Dekade zum überwiegenden Teil gelöst werden können.

GCMs werden konstant verbessert, so daß Klimaszenarien basierend auf neueren GCM-Versionen als vertrauenswürdiger (als die alten) angesehen werden können. Ein Ende dieser Entwicklung ist nicht in Sicht (GERSTENGARBE, 2001b). Die mit den Klimaszenarien verbundenen Unsicherheiten sind und werden aufgrund der Komplexität des sozioökonomischen- und des Klimasystems stets sehr groß sein (GYALISTRAS, 2002). Die fortschreitende Entwicklung der Computertechnik wird Rechenzeitprobleme für Ensemblemodellläufe von GCMs in den Hintergrund treten lassen, so daß alle Emissionsszenarien in hohem Detaillierungsgrad zu verschiedenen Anfangszuständen für eine Großzahl von GCMs gerechnet

werden können. Gleichfalls ist eine zunehmende räumliche Auflösung der GCMs zu erwarten, die eine bessere Prozeßabbildung erlaubt, aber wieder längere Rechenzeiten bewirkt.

Die Regionalisierung der Ergebnisse der GCMs wird wohl bis zur Entwicklung hochaufgelöster GCMs, die keiner Regionalisierung mehr bedürfen, durch statistische Methoden oder genestete Modelle, deren Anwendung und Vertrauenswürdigkeit Glaubenssache ist, geleistet werden.

Es ist zu erwarten, daß hochaufgelöste GCMs in den Bereichen der Regional- und Mesoskala die hydrologischen Verhältnisse (sicherlich in einer anderen Detaillierung als spezielle hydrologische Modelle) ebenfalls beschreiben und modellieren werden.

Hydrologische Modelle können (und müssen) ebenfalls weiterentwickelt werden. So ist die Annahme stationärer Zustände der Landnutzung über Modellierungszeiträume von Jahrzehnten eine Grundannahme vieler hydrologischer Modelle. Da die Verfügbarkeit von multitemporalen satellitengestützten Landnutzungsdaten innerhalb des letzten Jahrzehnts enorm zugenommen hat, wäre eine dynamische Berücksichtigung von Landnutzungsdaten in hydrologischen Modellen (insbesondere bei der Betrachtung kleiner und mittelgroßer Einzugsgebiete) erforderlich.

Trotz aller Fortschritte werden Modelle und Meßdaten stets eine Quelle der Unsicherheit darstel-

len, Modelle können auch in Zukunft nicht mehr sein als unvollkommene Abbilder der Wirklichkeit.

7.2.2 Offene Forschungsfragen

Eine eingehende Analyse, ob die Änderungen der Niederschlagssummen in den Untersuchungsgebieten (gemäß regionalisierten Klimaszenarien) auf Änderungen der Intensität und/oder Häufigkeit beruhen, wurde an den vorliegenden Datensätzen noch nicht durchgeführt. Da nur Tageswertszenarien vorliegen, ist eine ereignisbasierte Betrachtung der Niederschlagsintensität, wie sie für Schlußfolgerungen zum Erosionspotential nötig wäre, nicht möglich.

Die getroffene Annahme zur Stationarität der hydraulischen Verhältnisse und der Landnutzungen in den Einzugsgebieten bei der Simulation von Niederschlags- und Temperaturänderungen sind notwendige bzw. komfortable Modellannahmen, aber nicht realitätsnah. Es wäre interessant und notwendig, die Kombination von komplexen Klima-, Landnutzungs- und hydraulischen Änderungen zu untersuchen.

7.2.3 Mögliche Klimaänderungen, Auswirkungen und Handlungsoptionen

Wie in der vorliegenden Arbeit gezeigt wurde, haben Änderungen von Temperatur und Niederschlag (gemäß untersuchten Klimaszenarien) einen erheblichen Einfluß auf die Abflußverhältnisse in den Untersuchungsgebieten.

Sofern der Ist-Zustand von der Mehrzahl der Bevölkerung bevorzugt wird, müssen zur Minimierung der Auswirkungen von Änderungen der Abflußverhältnisse vorbeugend Maßnahmen getroffen werden und eine Vorbereitung auf das 'worst case scenario' erfolgen. Gleichfalls müssen Maßnahmen zur Abschwächung der anthropogen bedingten Einflüsse auf das Erdsystem greifen, auch wenn sie erst langfristige Wirkung zeigen.

In Großbritannien wurden bei einer angenommenen Zunahme der Durchflüsse um 10 bzw. 20% im Jahr 2075 in Folge von Klimaänderungen eine Steigerung des mittleren jährlichen (Überschwemmungs-)Schadens gegenüber dem Stand von 2001 um 40 - 90% ermittelt (DEFRA, 2001). Wasserbauliche Strukturen sind unter geänderten klimatischen Bedingungen je nach Region nur noch für geringere Wiederkehrzeiten adäquat und müssen an die Bedingungen angepaßt werden. Neben der regionalspezifischen Änderung der ingenieurtechnischen Bemessungsgrundlagen (DEFRA/ENVIRONMENT AGENCY, 2003), mehr Sicherheitsspielräumen für Brückenbauwerke, Dimensionierung von Dämmen in Hinblick auf höhere Durchflüsse und Wasserstände sowie dem Verzicht auf Neueindeichungen, sind Ansätze nach dem "no regret approach - worth doing anyway" (Maßnahmen, die sich in jedem Fall lohnen) in den offiziellen Planungsleitlinien enthalten (MAFF, 2001). Diese Maßnahmen (von denen man in Abwandlung behaupten kann: "worth doing anywhere") beinhalten die Erhaltung von Überschwemmungs- und Feuchtgebieten, Vermittlung der Überschwemmungsrisiken an Anwohner und Entscheidungsträger sowie die Beachtung einer nachhaltigen Entwässerung/Versickerung in neuen Bebauungsgebieten.

In Deutschland befindet sich die vorherrschende Planung leider noch nicht auf britischem Niveau und vermutlich sind noch weitere "Jahrhunderthochwasser" für die Bewußtseinsbildung notwendig.

Da eine absolute Sicherheit vor Überschwemmungen durch technische Maßnahmen nicht gewährleistet werden kann, ist der u.a. von KUNDZEWICZ, 1999, propagierte nachhaltige Ansatz "mit Überschwemmungen leben" insbesondere bei möglichen künftigen Zunahmen der Durchflüsse und damit verbundenen längeren Perioden höherer Wasserstände in den Untersuchungsgebieten geboten.

Literatur

- Arnell, N. (1999). The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. In: *Global Environmental Change*, 9, 5 - 23.
- Bendix, J. (1997). Natürliche und anthropogene Einfüsse auf den Hochwasserabfluß des Rheins. In: *Erdkunde*, Band 51, 292 - 307.
- Bergström, S. (1995). The HBV model. In: V.P. Singh (Hrsg.), *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Littleton, Colorado, 443 - 476.
- Bergström, S. & Graham, L. (1998). On the scale problem in hydrological modelling, In: *Journal of Hydrology*, 211, 253 - 265.
- Bergström, S., G. Lindström, A. Pettersson (2002). Multi-variable parameter estimation to increase confidence in hydrological modelling. In: *Hydrological Processes*, 16, 413 - 421.
- Booij, M. (2002). *Appropriate Modelling of Climate Change Impacts on River Flooding*. Dissertation an der Universität Twente, Niederlande.
- Boorman, D. & Sefton, C. (1997). Recognising the Uncertainty in the Quantification of the Effects of Climate Change on Hydrological Response. In: *Climatic Change*, 35 (4), 415 - 434.
- Bronstert, A. (1995). River Flooding in Germany: Influenced by Climate Change? In: *Physics and Chemistry of The Earth*, 20 (5-6), 445 - 450.
- Bronstert, A., V. Krysanova, A. Schröder, M. Bremler, P. Döll et al. (1998). Großräumige Modellierung des Wasser- und Stofftransportes - eine Zusammenfassung. In: Bronstert, A., V. Krysanova, A. Schröder, A. Becker, H.-R. Bork [Hrsg.]. *Modellierung des Wasser- und Stofftransportes in großen Einzugsgebieten*. Zusammenstellung der Beiträge des Workshops am 15. Dezember 1997 in Potsdam. PIK-Report 43, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, 205 - 211.
- Bronstert, A., D. Niehoff, G. Bürger (2002). Effects of climate and land-use change on storm runoff generation: present knowledge and modelling capabilities. In: *Hydrological Processes*, 16, 509 - 529.
- Bronstert, A., A. Bardossy, C. Bismuth, H. Buiteveld, N. Busch et al. (2003). Quantifizierung des Einflusses der Landoberfläche und der Ausbaumaßnahmen am Gewässer auf die Hochwasserbedingungen im Rheingebiet, Reports of the Commission for Hydrology of the River Rhine (CHR/KHR), Series II, No. 18.
- Bürger, G. (1996). Expanded downscaling for generating local weather scenarios. In: *Clim. Res.*, 7, 111 - 128.
- Bürger, G. (2002). Selected precipitation scenarios across Europe. In: *Journal of Hydrology*, 262, 99 - 110.
- Carter, T.R., M. Hulme, M. Lal, IPCC-TGCI (1999). *Guidelines on the Use of Scenario Data for Climate Impact and Adaptation Assessment*.

- Version 1. Intergovernmental Panel on Climate Change, Task Group on Scenarios for Climate Impact Assessment. (Stand 14.3.2003) http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/cru_data/support/guidance.pdf
- Chiew, F., P. Whetton, T. McMahon, A. B. Pittock (1995). Simulation of the impacts of climate change on runoff and soil moisture in Australian catchments. In: *Journal of Hydrology*, 167, 121 - 147.
- DEFRA (2001). National Appraisal of Assets at Risk from Flooding and Coastal Erosion, Including the Potential Impact of Climate Change. Final Report July 2001. Department for Environment, Food and Rural Affairs, UK. (Stand 29.7.2003) <http://www.defra.gov.uk/environ/fcd/policy/NAAR1101.pdf>
- DEFRA/Environment Agency (2003). UK Climate Impacts Programme 2002 Climate Change Scenarios: Implementation for Flood and Coastal Defence: Guidance for Users. R&D Technical Report W5B-029/TR. (Stand 29.7.2003) http://www.environment-agency.gov.uk/commondata/105385/w5b_029_tr.pdf
- DGJ online. Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet Teil III. (Stand 20.2.2003) <http://www.dgj.de>
- DGJ (1998). Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Rheingebiet, Teil III, 1995 (1.11.1994 - 31.12.1995). Landesumweltamt Nordrhein-Westfalen [Hrsg.], Essen.
- Disse, M. (2002). Cluster "Risikoanalyse Hochwasser". In: Merz, B. & Friedrich, J. [Hrsg.]. Jahresbericht 2001 des Deutschen Forschungsnetzes Naturkatastrophen (DFNK), Potsdam, 37 - 42.
- DVWK (1996). Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK-Merkblatt 238, Bonn.
- DVWK (1999). Hochwasserabflüsse - Einsatz von Niederschlag-Abfluß-Modellen zur Ermittlung von Hochwasserabflüssen. DVWK-Schriften 124, Bonn.
- DWD (2001). Jahresbericht 2001. (Stand 10.2.2003) <http://www.dwd.de/de/wir/allgemeines/Jahresberichte/dokumente/jahresbericht2001.pdf>
- Dyck, S. & Golf, W. (1992). Hydrologie, 1. Lehrbrief. Hydrologische Prozesse und Systeme, Niederschlag-Abfluß-Beziehungen, Wasserhaushalt. Zentralstelle für das Hochschulfernstudium Dresden.
- Dyck, S. & Peschke, G. (1995). Grundlagen der Hydrologie. Verlag für das Bauwesen, Berlin.
- Eckhard, K. (2002). Vergleich zweier Verfahren zur automatischen Modellkalibrierung. In: *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 46. Jahrgang, Heft 2.
- Fritsch, U. (2002). Entwicklung von Landnutzungsszenarien für landschaftsökologische Fragestellungen. Dissertation an der Universität Potsdam. (Stand 3.6.2003) <http://pub.ub.uni-potsdam.de/2002/0012/fritsch.pdf>
- Gardelin, M., S. Bergström, B. Carlsson, L.P. Graham, G. Lindström (2002). Climate change and water resources in Sweden - analysis of uncertainties. In: Beniston, M. [Hrsg.]. *Climatic Change: Implication for the Hydrological Cycle and for Water Management*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London.
- Gerstengarbe, F.-W. (2001a). Ein Klimaszenarienmodell für Deutschland. In: Arbeitskreis KLIWA [Hrsg.]. *Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft*, Fachvorträge beim KLIWA-Symposium am 29. und 30. 11. 2000 in Karlsruhe, 104 - 121.
- Gerstengarbe, F.-W. (2001b). Conditions and Potentials for Climate Projections. In: Lozan, J., H. Graßl, P. Hupfer [Hrsg.]. *Climate of the 21st Century: Changes and Risks*. Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg.
- Gerstengarbe, F.-W., F. Badeck, F. Hattermann, V. Krysanova, W. Lahmer, P. Lasch, M. Stock, F. Suckow, F. Wechsung, P.C. Werner (2003). Studie zur klimatischen Entwicklung im Land Branden-

- burg bis 2055 und deren Auswirkungen auf den Wasserhaushalt, die Forst- und Landwirtschaft sowie die Ableitung erster Perspektiven. PIK Report 83, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam.
- Gordon, C. (2000). The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. In: *Clim. Dyn.*, 16, 147 - 168.
- Güntner, A. (2002). Large-scale hydrological modelling in the semi-arid north-east of Brazil. (Dissertation an der Universität Potsdam). PIK Report 77, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam.
- Gyalistras, D. (2002). How uncertain are regional climate change scenarios? Examples for Europe and the Alps. In: Gerstengarbe, F.-W. (Hrsg.) *Angewandte Statistik - PIK-Weiterbildungsseminar 2000/2001*. PIK Report 75, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, 85 - 93.
- HAD (2000). *Hydrologischer Atlas von Deutschland*. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit [Hrsg.].
- Houghton, J., L. Meira Filho, B. Callander, N. Harris, A. Kattenburg et al. [Hrsg.]. (1998). *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
- Houghton, J., Y. Ding, D. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden et al. [Hrsg.]. (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
- Hydrotec GmbH (2000). *Hochwasseraktionsplan Sieg*. (Studie erstellt im Auftrag des StUA Siegen), Aachen. (*Stand 1.4.2003*) <http://www.stua-si.nrw.de/sieg/b1/index.htm>
- Kabat, P., R. Schulze, M. Hellmuth, J. Veraart [Hrsg.]. (2003). *Coping with impacts of climate variability and climate change in water management: A scoping paper*. DWC-Report no. DWCSSO-01, International Secretariat of the Dialogue on Water and Climate, Wageningen.
- Keller, R. [Hrsg.] (1979). *Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland*, Textband. Harald Boldt Verlag, Boppard.
- Kleinn, J. (2003). *Climate change and runoff statistics in the Rhine basin: a process study with a coupled climate-runoff model*. Dissertation an der ETH Zürich, Nr. 14663., Zürich.
- Klemes, V. (2002). Risk analysis: The unbearable cleverness of bluffing. In: Bogardi, J. & Kundzewicz, Z. [Hrsg.]. *Risk, Reliability, Uncertainty and Robustness of Water Resource Systems*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Krysanova, V., A. Bronstert, D.-I. Müller-Wohlfeil (1999). Modelling river discharge for large drainage basins: from lumped to distributed approach. In: *Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques*, 44 (2), 313 - 331.
- Krysanova, V., F. Wechsung, J. Arnold, R. Srinivasan, J. Williams (2000). *SWIM (Soil and Water Integrated Model), User Manual*. PIK Report Nr. 69, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam.
- Kundzewicz, Z. (1999). Flood protection - sustainability issues. In: *Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques*, 44 (4), 559 - 572.
- Kundzewicz, Z. (2002). Floods in the context of climate change and variability. In: Beniston, M. [Hrsg.]. *Climatic Change: Implication for the Hydrological Cycle and for Water Management*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London.
- Legesse, D., C. Vallet-Coulomb, F. Gasse (2003). Hydrological response of a catchment to climate and land use changes in Tropical Africa: case

- study South Central Ethiopia. In: Journal of Hydrology, 275, 67 - 85.
- Levitus, S. & Boyer, T.P. (1994). World Ocean Atlas 1994, Volume 4: Temperature. NOAA/NESDIS E/OC21, US Dep. of Commerce, Washington, DC.
- Levitus, S., R. Burgett, T.P. Boyer (1995). World Ocean Atlas 1994, Volume 3: Salinity. NOAA/NESDIS E/OC21, US Dep. of Commerce, Washington, DC.
- LFU Baden-Württemberg (1997). Statistische Untersuchungen langfristiger Veränderungen des Niederschlags in Baden-Württemberg. Handbuch Wasser 2, Karlsruhe.
- LFW Bayern (2000). Hydrometrie im Bereich der quantitativen Hydrologie der oberirdischen Gewässer. Merkblatt Nr. 2.4/5. Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft. (Stand 2.4.2003) http://www.bayern.de/lfw/service/produkte/veroeffentlichungen/merkblaetter/teil_2/2_4/nr_245.pdf
- LFW Bayern online. Hochwassernachrichtendienst. Hochwasserlexikon. (Stand 2.4.2003) http://www.bayern.de/LFW/hnd/glossaraf_neu.htm
- Liebscher, H.-J. [Hrsg.] & Baumgartner, A. (1996). Lehrbuch der Hydrologie, Bd. 1, Allgemeine Hydrologie - quantitative Hydrologie. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- Liedke, H. & Marcinek, J. [Hrsg.] (1995). Physische Geographie Deutschlands. Justus Perthes Verlag, Gotha.
- Lindström, G., B. Johansson, M. Persson, M. Gardelin, S. Bergström (1997). Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model, In: Journal of Hydrology, 201, 272 - 288.
- Loukas, A., L. Vasiliades, N. Dalezios (2002). Potential climate change impacts on flood producing mechanisms in southern British Columbia, Canada using the CGMA1 simulation results, In: Journal of Hydrology, 259, 163 - 188.
- MAFF (2001). Flood and Coastal Defence Project Appraisal Guidance 1 - Overview (including general guidance). FCDPAG 1. Ministry of Agriculture, Fisheries and Food, UK. (Stand 29.7.2003) <http://www.defra.gov.uk/environ/fcd/pubs/pagn/fcdpag1.pdf>
- May, W., R. Voss, E. Roeckner (2002). Changes in the mean and extremes of the hydrological cycle in Europe under enhanced greenhouse gas conditions in a global time-slice experiment. In: Beniston, M. [Hrsg.]. Climatic Change: Implication for the Hydrological Cycle and for Water Management. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London.
- McAvaney, B.J., C. Covey, S. Joussaume, V. Kattsov, A. Kitoh et al. (2001). Model Evaluation. In: Houghton, J. et al. [Hrsg.]. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
- Menzel, L. (1999). Flächenhafte Modellierung der Evapotranspiration mit TRAIN. PIK Report Nr. 54, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam.
- Menzel, L. & Blongewicz, M. (2000). LADEMO - a user supported model for the development of land use scenarios. In: Bronstert, A., C. Bismuth, L. Menzel [Hrsg.]. European Conference on Advances in Flood Research. PIK Report Nr. 65, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, 43 - 51.
- Menzel, L., G. Bürger, D. Schwandt (2002). Klimaänderungen und Hochwasser: Ergebnisse aus einer DFNK-Studie im Rheingebiet, In: 2. Forum Katastrophenvorsorge 24.-26.09.2001, Leipzig, Schriftenreihe des DKKV, 278 - 285.
- Menzel, L. & Bürger, G. (2002). Climate change scenarios and runoff response in the Mulde catchment (Southern Elbe, Germany). In: Journal of Hydrology, 267, 53 - 64.

- Menzel, L. & Schwandt, D. (2002). A model system to assess risks of climate and land use change in river catchments. Posterpräsentation, MITCH-Workshop 24.11. - 26.11.2002, Potsdam.
- Menzel, L., F.-W. Gerstengarbe, P. Werner (2003). Regionale Unterschiede des Klimawandels und deren Einflüsse auf die hydrologischen Charakteristika in Deutschland. In: Tag der Hydrologie 2003, 20.02. - 21.02.2003, Freiburg, Klima - Wasser - Flußgebietsmanagement im Lichte der Flut (eingereicht).
- Menzel, L., A. Thieken, D. Schwandt, G. Bürger (200X). Impact of Climate Change Scenarios on the Regional Hydrology - Modelling Studies in the German Rhine Catchment. In: Natural Hazards (eingereicht).
- Middelkoop, H., K. Daamen, D. Gellens, W. Grabs, J. Kwadijk, H. Lang, B. Parmet, B. Schädlér, J. Schulla, K. Wilke (2001). Impact of Climate Change on Hydrological Regimes and Water Resources Management in the Rhine Basin, In: Climatic Change, 49, 105 - 128.
- Mitchell, T. & Hulme, M. (1999). Predicting regional climatic change: living with uncertainty. In: Progress in Physical Geography, 23, 1, 57 - 78.
- Morgenschweis, G. (1990). Zur Ungenauigkeit von Durchflußmessungen mit hydrometrischen Flügeln, In: Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 34, H 1/2, 16 - 21.
- Nakicenovic, N. & Swart, R. [Hrsg.]. (2000). Special Report on Emissions Scenarios, IPCC Special Report. Cambridge University Press, Cambridge.
- Nash, J.E. & Sutcliffe, J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part I - a discussion of principles. In: Journal of Hydrology, 10, 282 - 290.
- Nespor, V. (1996). Investigation of Wind-Induced Error of Precipitation Measurements Using a Three-Dimensional Numerical Simulation. Reihe Zürcher Geographische Schriften Nr. 63, Geographisches Institut ETH Zürich.
- Niehoff, D. (2002). Modellierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung in der Mesoskala (Dissertation an der Universität Potsdam), Brandenburgische Umwelt Berichte 11, Schriftenreihe der Math.-Nat. Fakultät der Universität Potsdam.
- Pasche, E. (2001). Vorlesungsskript Gewässerkunde, 2. Vorlesungsblock. TU Hamburg-Harburg. (Stand 18.02.2003) http://elbe.wb.tu-harburg.de/skripte/GK/skript_neu_180203/gewku2.pdf
- Pfützner, B., W. Lahmer, A. Becker (1997). ArcEGMO-Programmsystem zur GIS-gestützten hydrologischen Modellierung, überarbeitete Kurzdokumentation zur Version 2.0. (Stand 10.2.2003) <http://www.arcegmo.de/public/dokumentation/kurzdoku.htm>
- Pilling, C. & Jones, J. (2002). The impact of future climate change on seasonal discharge, hydrological processes and extreme flows in the Upper Wye experimental catchment, mid-Wales. In: Hydrological Processes, 16, 1201 - 1213.
- Prudhomme, C., N. Reynard, S. Crooks (2002). Downscaling of global climate models for flood frequency analysis: where are we now? In: Hydrological Processes, 16, 1137 - 1150.
- Rawls, W., L. Ahuja, D. Brakensiek, A. Shirmohammadi (1992). Infiltration and soil water movement. In: Maidment, D. [Hrsg.] Handbook of hydrology, McGraw-Hill, New York.
- Roeckner, E., L. Bengtsson, J. Feichter, J. Lelieveld, H. Rohde (1999). Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulphur cycle. In: J. Climate, 12, 3004 - 3012.
- Sælthun, N.R. (1996). The "Nordic" HBV Model. Description and documentation of the model version developed for the project Climate Change and Energy Production. NVE Publication 7, Nor-

- wegian Water Resources and Energy Administration, Oslo.
- Sælthun, N.R. (1999). The "Nordic" HBV model. (Stand 10.2.2003) <http://folk.uio.no/nilsroar/gf247/hbv-mod.pdf>
- Samuels, P. (2000). A new tool for sustainable flood defence planning - an overview of the EUROTAS research project. In: Bronstert, A., C. Bismuth, L. Menzel [Hrsg.]. European Conference on Advances in Flood Research. PIK Report Nr. 65, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, 5 - 16.
- Schönwiese, C-D., J. Rapp, T. Fuchs, M. Denhard (1993). Klimatrend-Atlas Europa 1891-1990. Berichte des Zentrums für Umweltforschung Nr. 20 - Januar 1993. Verlag Zentrum für Umweltforschung, Frankfurt/M.
- Schrödter, H. (1985). Verdunstung. Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. Springer-Verlag, Berlin.
- Schumann, A., J. Geyer, M. Antl (2000). Probabilistische Abschätzung der möglichen Folgen von Klimaveränderungen auf den Abfluß der Donau bis oberhalb der Illermündung. In: Arbeitskreis KLIWA [Hrsg.]. Klimaveränderung und Konsequenzen für die Wasserwirtschaft, Fachvorträge beim KLIWA-Symposium am 29. und 30.11.2000 in Karlsruhe, KLIWA-Berichte, Heft 1.
- Schumann, A., M. Antl, J. Geyer (2001). Probabilistische Abschätzung der Unsicherheit von Aussagen zu hydrologischen Auswirkungen globaler Klimaveränderungen. In: Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 45. Jg., Heft 4.
- Schulla, J. (1997). Hydrologische Modellierung von Flußgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Reihe Zürcher Geographische Schriften Nr. 69, Geographisches Institut ETH Zürich.
- Schulze, R. (2001). Hydrological responses at river basin scales. ACRUcons Report 35, School of Bioresources Engineering & Environmental Hydrology, University of Natal, Pietermaritzburg, South Africa.
- Schulze, R. & Perks, L. (2002). The Potential Threat of Significant Changes to Hydrological Responses in Southern Africa as a Result of Climate Change: A Threshold Analysis on When These Could Occur, and Where the Vulnerable Areas Are. In: Schulze, R. [Hrsg.]. Modelling as a Tool in Integrated Water Resources Management: Conceptual Issues and Case Study Applications. Water Research Commission, Pretoria, WRC Report 749/1/02.
- Schwandt, D. & Menzel, L. (2001). Niederschlag-Abfluß-Modellierung des Rheineinzugsgebietes zwischen den Pegeln Maxau und Emmerich, In: Abflußverhältnisse im Rheingebiet - Ansätze, Instrumentarien und Ergebnisse aus ausgewählten Projekten, Reihe BfG-Veranstaltungen 1/2001, Koblenz.
- Schwandt, D. (2003). Abflußentwicklung in Teil-einzugsgebieten des Rheins - Meßwerte, Simulation und Klimaszenarien. In: 3. Forum Katastrophenvorsorge 7. - 9.10.2002, Potsdam, Schriftenreihe des DKKV (im Druck).
- Seibert, J. (2000) Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm. In: Hydrology and Earth System Sciences 4/2, 215 - 224.
- Sevruk, B. & Klemm, S. (1989). Catalogue of national standard precipitation gauges. World Meteorological Organization (WMO), Instruments and Observing Methods Report. WMO/TD-No. 313.
- Shackle, G. (1955). Uncertainty in Economy and Other Reflections. Cambridge University Press, Cambridge.
- Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) (1996). IMHS - Integrated Hydrological Modelling System Version 4.0, Manual, Norrköping.

-
- Thielen, A., B. Merz, L. Menzel, G. Bürger, D. Schwandt (2003a). Klimaänderungen und Hochwasser im Rheingebiet: Unsicherheiten der Modellierung. In: 3. Forum Katastrophenvorsorge 7. - 9.10.2002, Potsdam, Schriftenreihe des DKKV (im Druck).
- Thielen, A., L. Menzel, G. Bürger, D. Schwandt, B. Merz (2003b). Klimaänderungsszenarien und Hochwasserentwicklung im Rheingebiet: Modellierung und Unsicherheiten. In: Kleeberg, H.-B. [Hrsg.]. Klima - Wasser - Flussgebietsmanagement - im Lichte der Flut - Beiträge zum Tag der Hydrologie am 20./21. März 2003 in Freiburg i.Br., Band 1, Vorträge. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 04.03.
- Van Asselt, M. & Rotmans, J. (2002). Uncertainty in Integrated Assessment Modelling - From Positivism to Pluralism. In: *Climatic Change*, 54 (1), 75 - 105.
- Viner, D. (2002). A qualitative assessment of the sources of uncertainty in climate change impacts assessment studies. In: Beniston, M. [Hrsg.]. *Climatic Change: Implication for the Hydrological Cycle and for Water Management*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London.
- Visser, H., R. Folkert, J. Hoekstra, J. De Wolff (2000). Identifying key sources of uncertainty in climate change projections. In: *Climatic Change*, 45 (3-4), 421 - 457.
- Watson, R., T. Zinyowera, R. Moss, D. Dokken [Hrsg.]. (1998). *The Regional Impacts of Climate Change: An Assessment of Vulnerability*. Special Report of IPCC Working Group II. Cambridge University Press, Cambridge.
- Werner, P. & Gerstengarbe, F.-W. (1997). Proposal for the development of climate scenarios. In: *Climate Research*, 8, 171 - 182.
- Wohlfeil, D.-I., G. Bürger, W. Lahmer (2000). Response of a River Catchment to Climatic Change: Application of Expanded Downscaling to Northern Germany. PIK-Report 57, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung Potsdam.
- Wohlrab, B., H. Ernstberger, A. Meuser, V. Sokollek (1992). *Landschaftswasserhaushalt: Wasserkreislauf und Gewässer im ländlichen Raum; Veränderungen durch Bodennutzung, Wasserbau und Kulturtechnik*, Verlag Paul Parey, Hamburg, Berlin.
- Zhang, X. & Lindström, G. (1997). Development of an automatic calibration scheme for the HBV hydrological model. In: *Hydrological Processes*, 11, 1671 - 1682.

Anhang

A DATENGRUNDLAGEN

Tab. A.1 *Digitale räumliche Gebietsinformation sowie meteorologische und hydrologische Daten für die Untersuchungsgebiete.*

Teilaspekt	Quelle	Charakterisierung
Topographie / Geländehöhe	Digitales Höhenmodell (DHM), Kommission für die Hydrologie des Rheins (KHR)	Rasterdaten, Gitterweite 100 m
Landnutzung / Landbedeckung	Daten zur Bodenbedeckung, CORINE , Statistisches Bundesamt, Wies- baden	Rasterdaten, Gitterweite 100 m, 44 Landnutzungsklassen
Gewässernetz	Digitales Landschaftsmodell (DLM 1000) Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt a.M.	Vektordaten, Maßstab 1: 1.000.000
Boden	European Soil Database, Kommission für die Hydrologie des Rheins (KHR)	Vektordaten, (umgewandelt in Rasterdaten), Maßstab 1: 1.000.000
Niederschlagsmeßwerte	Deutscher Wetterdienst (DWD), Kommission für die Hydrologie des Rheins (KHR)	Mosel: 16 / 28 / 13 Stationen Sieg: 19 Stationen Main: 24 Stationen
Temperaturmeßwerte	Deutscher Wetterdienst (DWD), Kommission für die Hydrologie des Rheins (KHR)	Mosel: 3 / 5 / 2 Stationen Sieg: 4 Stationen Main: 4 Stationen
Durchflußmeßwerte	Bundesanstalt für Gewässer- kunde (BfG), Koblenz, StUA Köln, Bayrisches Landesamt für Was- serwirtschaft	1961 - 1995 (Perl, Trier) Cochem, Mosel 1964 - 1999 Menden 1, Sieg 1961 - 1999 Kemmern, Main

B IM RAHMEN DER ARBEIT ENTSTANDENE PUBLIKATIONEN

Menzel, L., G. Bürger, D. Schwandt (2002). Klimaänderungen und Hochwasser: Ergebnisse aus einer DFNK-Studie im Rheingebiet, In: 2. Forum Katastrophenvorsorge 24.-26.09.2001, Leipzig, Schriftenreihe des DKKV, 278 - 285.

Menzel, L. & Schwandt, D. (2002a). Erstellung eines hydrologischen Rahmenmodells zur Modellierung der Abflußbildung unter besonderer Berücksichtigung der Bedingungen der Landoberfläche und der Landnutzung, In: Merz, B. & Friedrich, J. [Hrsg.]. Jahresbericht 2001 des Deutschen Forschungsnetzes Naturkatastrophen (DFNK), Potsdam, 45 - 50.

Menzel, L. & Schwandt, D. (2002b). A model system to assess risks of climate and land use change in river catchments. Posterpräsentation, MITCH-Workshop 24.11. - 26.11.2002, Potsdam.

Menzel, L. & Schwandt, D. (2003). Hydrologische Modellierung von Klima- und Landnutzungsszenarien im Rheingebiet. In: [Hrsg.]. Endbericht des Deutschen Forschungsnetzes Naturkatastrophen (DFNK) (eingereicht).

Menzel, L., A. Thielen, D. Schwandt, G. Bürger (200X). Impact of Climate Change Scenarios on the Regional Hydrology - Modelling Studies in the German Rhine Catchment. In: Natural Hazards (eingereicht).

Schwandt, D. & Menzel, L. (2001). Niederschlag-Abfluß-Modellierung des Rheineinzugsgebietes zwischen den Pegeln Maxau und Emmerich, In: Abflußverhältnisse im Rheingebiet - Ansätze, Instrumentarien und Ergebnisse aus ausgewählten Projekten, Reihe BfG-Veranstaltungen 1/2001, Koblenz.

Schwandt, D. (2003). Abflußentwicklung in Teileinzugsgebieten des Rheins - Meßwerte, Simulation und Klimaszenarien. In: 3. Forum Katastrophenvorsorge 7. - 9.10.2002, Potsdam, Schriftenreihe des DKKV (im Druck).

Thielen, A., B. Merz, L. Menzel, G. Bürger, D. Schwandt (2003a). Klimaänderungen und Hochwasser im Rheingebiet: Unsicherheiten der Modellierung. In: 3. Forum Katastrophenvorsorge 7. - 9.10.2002, Potsdam, Schriftenreihe des DKKV (im Druck).

Thielen, A., L. Menzel, G. Bürger, D. Schwandt, B. Merz (2003b). Klimaänderungsszenarien und Hochwasserentwicklung im Rheingebiet: Modellierung und Unsicherheiten. In: Kleeberg, H.-B. [Hrsg.]. Klima - Wasser - Flussgebietsmanagement - im Lichte der Flut - Beiträge zum Tag der Hydrologie am 20./21. März 2003 in Freiburg i.Br., Band 1, Vorträge. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 04.03.

C WEITERE GRAFIKEN

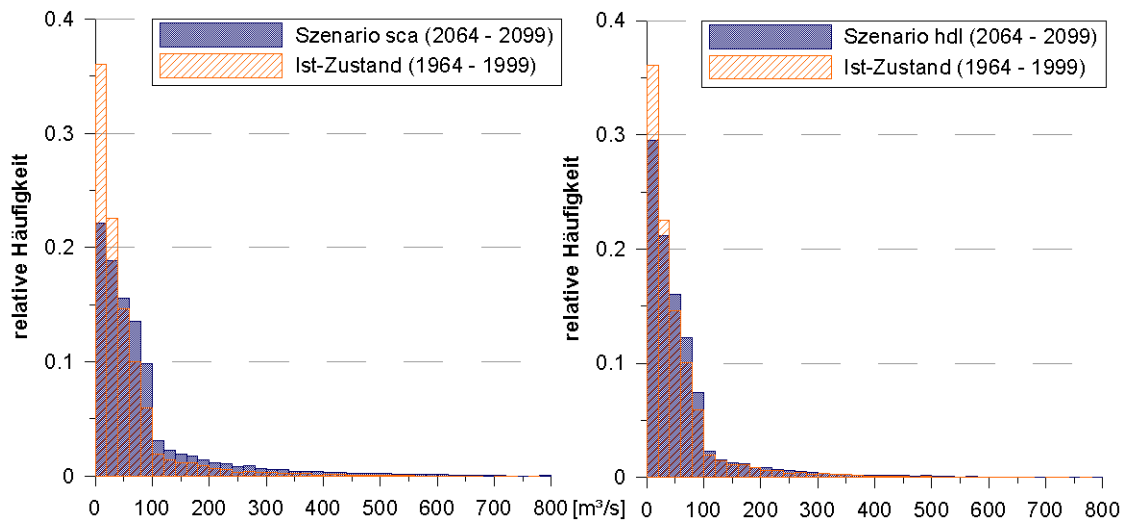


Abb. 9.1 Untersuchungsgebiet Sieg, Pegel Menden 1, Histogramm der relativen Häufigkeit von Tagesdurchflußwerten für den Szenarienzeitraum 2064-2099 (Szenario sca und Szenario hdl) im Vergleich zu Werten für den simulierten Ist-Zustand (1964-1999).

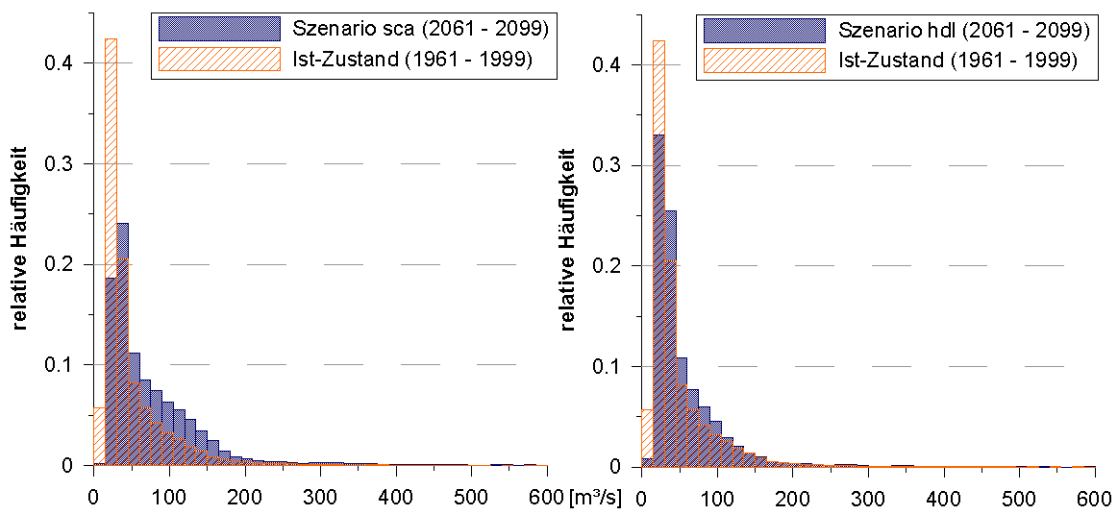


Abb. 9.2 Untersuchungsgebiet Main, Pegel Kemmern, Histogramm der relativen Häufigkeit von Tagesdurchflußwerten für den Szenarienzeitraum 2061-2099 (Szenario sca und Szenario hdl) im Vergleich zu Werten für den simulierten Ist-Zustand (1961-1999).

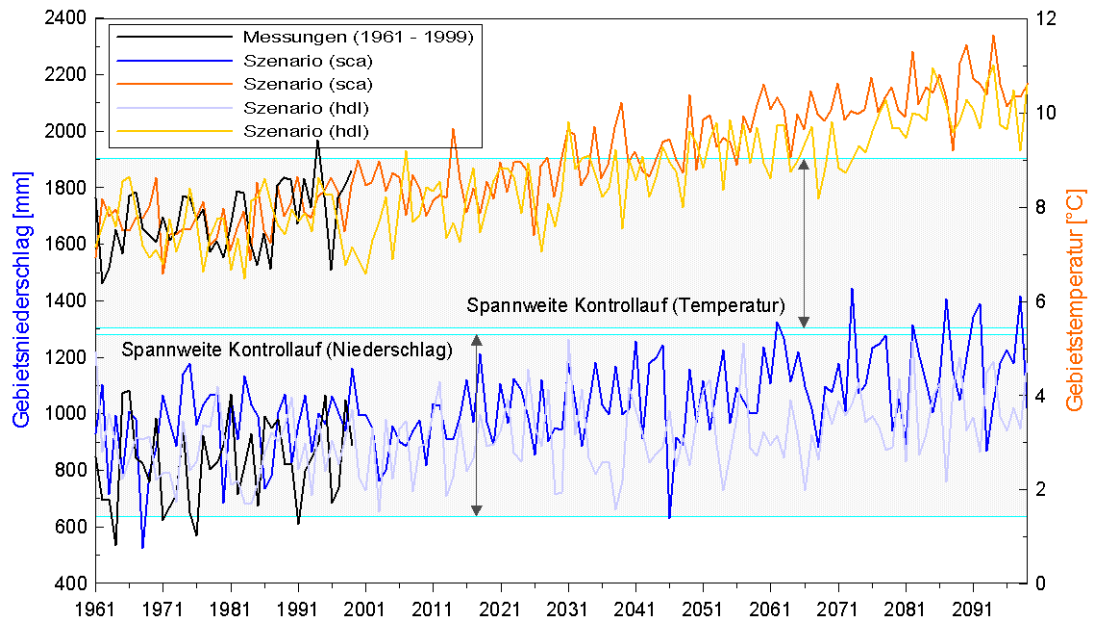


Abb. 9.3 Gebietsniederschlag (Jahressummen), Gebietstemperatur (Jahresmittel) im Teileinzugsgebiet des Mains bis zum Pegel Kemmern.

PIK Report-Reference:

- No. 1 3. Deutsche Klimatagung, Potsdam 11.-14. April 1994
Tagungsband der Vorträge und Poster (April 1994)
- No. 2 Extremer Nordsommer '92
Meteorologische Ausprägung, Wirkungen auf naturnahe und vom Menschen beeinflusste Ökosysteme, gesellschaftliche Perzeption und situationsbezogene politisch-administrative bzw. individuelle Maßnahmen (Vol. 1 - Vol. 4)
H.-J. Schellnhuber, W. Enke, M. Flechsig (Mai 1994)
- No. 3 Using Plant Functional Types in a Global Vegetation Model
W. Cramer (September 1994)
- No. 4 Interannual variability of Central European climate parameters and their relation to the large-scale circulation
P. C. Werner (Oktober 1994)
- No. 5 Coupling Global Models of Vegetation Structure and Ecosystem Processes - An Example from Arctic and Boreal Ecosystems
M. Plöchl, W. Cramer (Oktober 1994)
- No. 6 The use of a European forest model in North America: A study of ecosystem response to climate gradients
H. Bugmann, A. Solomon (Mai 1995)
- No. 7 A comparison of forest gap models: Model structure and behaviour
H. Bugmann, Y. Xiaodong, M. T. Sykes, Ph. Martin, M. Lindner, P. V. Desanker, S. G. Cumming (Mai 1995)
- No. 8 Simulating forest dynamics in complex topography using gridded climatic data
H. Bugmann, A. Fischlin (Mai 1995)
- No. 9 Application of two forest succession models at sites in Northeast Germany
P. Lasch, M. Lindner (Juni 1995)
- No. 10 Application of a forest succession model to a continentality gradient through Central Europe
M. Lindner, P. Lasch, W. Cramer (Juni 1995)
- No. 11 Possible Impacts of global warming on tundra and boreal forest ecosystems - Comparison of some biogeochemical models
M. Plöchl, W. Cramer (Juni 1995)
- No. 12 Wirkung von Klimaveränderungen auf Waldökosysteme
P. Lasch, M. Lindner (August 1995)
- No. 13 MOSES - Modellierung und Simulation ökologischer Systeme - Eine Sprachbeschreibung mit Anwendungsbeispielen
V. Wenzel, M. Kücken, M. Flechsig (Dezember 1995)
- No. 14 TOYS - Materials to the Brandenburg biosphere model / GAIA
Part 1 - Simple models of the "Climate + Biosphere" system
Yu. Svirezhev (ed.), A. Block, W. v. Bloh, V. Brovkin, A. Ganopolski, V. Petoukhov, V. Razzhevaikin (Januar 1996)
- No. 15 Änderung von Hochwassercharakteristiken im Zusammenhang mit Klimaänderungen - Stand der Forschung
A. Bronstert (April 1996)
- No. 16 Entwicklung eines Instruments zur Unterstützung der klimapolitischen Entscheidungsfindung
M. Leimbach (Mai 1996)
- No. 17 Hochwasser in Deutschland unter Aspekten globaler Veränderungen - Bericht über das DFG-Rundgespräch am 9. Oktober 1995 in Potsdam
A. Bronstert (ed.) (Juni 1996)
- No. 18 Integrated modelling of hydrology and water quality in mesoscale watersheds
V. Krysanova, D.-I. Müller-Wohlfeil, A. Becker (Juli 1996)
- No. 19 Identification of vulnerable subregions in the Elbe drainage basin under global change impact
V. Krysanova, D.-I. Müller-Wohlfeil, W. Cramer, A. Becker (Juli 1996)
- No. 20 Simulation of soil moisture patterns using a topography-based model at different scales
D.-I. Müller-Wohlfeil, W. Lahmer, W. Cramer, V. Krysanova (Juli 1996)
- No. 21 International relations and global climate change
D. Sprinz, U. Luterbacher (1st ed. July, 2nd ed. December 1996)
- No. 22 Modelling the possible impact of climate change on broad-scale vegetation structure - examples from Northern Europe
W. Cramer (August 1996)

- No. 23 A method to estimate the statistical security for cluster separation
F.-W. Gerstengarbe, P.C. Werner (Oktober 1996)
- No. 24 Improving the behaviour of forest gap models along drought gradients
H. Bugmann, W. Cramer (Januar 1997)
- No. 25 The development of climate scenarios
P.C. Werner, F.-W. Gerstengarbe (Januar 1997)
- No. 26 On the Influence of Southern Hemisphere Winds on North Atlantic Deep Water Flow
S. Rahmstorf, M. H. England (Januar 1977)
- No. 27 Integrated systems analysis at PIK: A brief epistemology
A. Bronstert, V. Brovkin, M. Krol, M. Lüdeke, G. Petschel-Held, Yu. Svirezhev, V. Wenzel (März 1997)
- No. 28 Implementing carbon mitigation measures in the forestry sector - A review
M. Lindner (Mai 1997)
- No. 29 Implementation of a Parallel Version of a Regional Climate Model
M. Kücken, U. Schättler (Oktober 1997)
- No. 30 Comparing global models of terrestrial net primary productivity (NPP): Overview and key results
W. Cramer, D. W. Kicklighter, A. Bondeau, B. Moore III, G. Churkina, A. Ruimy, A. Schloss, participants of "Potsdam '95" (Oktober 1997)
- No. 31 Comparing global models of terrestrial net primary productivity (NPP): Analysis of the seasonal behaviour of NPP, LAI, FPAR along climatic gradients across ecotones
A. Bondeau, J. Kaduk, D. W. Kicklighter, participants of "Potsdam '95" (Oktober 1997)
- No. 32 Evaluation of the physiologically-based forest growth model FORSANA
R. Grote, M. Erhard, F. Suckow (November 1997)
- No. 33 Modelling the Global Carbon Cycle for the Past and Future Evolution of the Earth System
S. Franck, K. Kossacki, Ch. Bounama (Dezember 1997)
- No. 34 Simulation of the global bio-geophysical interactions during the Last Glacial Maximum
C. Kubatzki, M. Claussen (Januar 1998)
- No. 35 CLIMBER-2: A climate system model of intermediate complexity. Part I: Model description and performance for present climate
V. Petoukhov, A. Ganopolski, V. Brovkin, M. Claussen, A. Eliseev, C. Kubatzki, S. Rahmstorf (Februar 1998)
- No. 36 Geocybernetics: Controlling a rather complex dynamical system under uncertainty
H.-J. Schellnhuber, J. Kropp (Februar 1998)
- No. 37 Untersuchung der Auswirkungen erhöhter atmosphärischer CO₂-Konzentrationen auf Weizenbestände des Free-Air Carbondioxid Enrichment (FACE) - Experimentes Maricopa (USA)
Th. Kartschall, S. Grossman, P. Michaelis, F. Wechsung, J. Gräfe, K. Waloszczyk, G. Wechsung, E. Blum, M. Blum (Februar 1998)
- No. 38 Die Berücksichtigung natürlicher Störungen in der Vegetationsdynamik verschiedener Klimagebiete
K. Thonicke (Februar 1998)
- No. 39 Decadal Variability of the Thermohaline Ocean Circulation
S. Rahmstorf (März 1998)
- No. 40 SANA-Project results and PIK contributions
K. Bellmann, M. Erhard, M. Flechsig, R. Grote, F. Suckow (März 1998)
- No. 41 Umwelt und Sicherheit: Die Rolle von Umweltschwellenwerten in der empirisch-quantitativen Modellierung
D. F. Sprinz (März 1998)
- No. 42 Reversing Course: Germany's Response to the Challenge of Transboundary Air Pollution
D. F. Sprinz, A. Wahl (März 1998)
- No. 43 Modellierung des Wasser- und Stofftransportes in großen Einzugsgebieten. Zusammenstellung der Beiträge des Workshops am 15. Dezember 1997 in Potsdam
A. Bronstert, V. Krysanova, A. Schröder, A. Becker, H.-R. Bork (eds.) (April 1998)
- No. 44 Capabilities and Limitations of Physically Based Hydrological Modelling on the Hillslope Scale
A. Bronstert (April 1998)
- No. 45 Sensitivity Analysis of a Forest Gap Model Concerning Current and Future Climate Variability
P. Lasch, F. Suckow, G. Bürger, M. Lindner (Juli 1998)

- No. 46 Wirkung von Klimaveränderungen in mitteleuropäischen Wirtschaftswäldern
M. Lindner (Juli 1998)
- No. 47 SPRINT-S: A Parallelization Tool for Experiments with Simulation Models
M. Flechsig (Juli 1998)
- No. 48 The Odra/Oder Flood in Summer 1997: Proceedings of the European Expert Meeting in
Potsdam, 18 May 1998
A. Bronstert, A. Ghazi, J. Hladny, Z. Kundzewicz, L. Menzel (eds.) (September 1998)
- No. 49 Struktur, Aufbau und statistische Programmbibliothek der meteorologischen Datenbank am
Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung
H. Österle, J. Glauer, M. Denhard (Januar 1999)
- No. 50 The complete non-hierarchical cluster analysis
F.-W. Gerstengarbe, P. C. Werner (Januar 1999)
- No. 51 Struktur der Amplitudengleichung des Klimas
A. Hauschild (April 1999)
- No. 52 Measuring the Effectiveness of International Environmental Regimes
C. Helm, D. F. Sprinz (Mai 1999)
- No. 53 Untersuchung der Auswirkungen erhöhter atmosphärischer CO₂-Konzentrationen innerhalb des
Free-Air Carbon Dioxide Enrichment-Experimentes: Ableitung allgemeiner Modellösungen
Th. Kartschall, J. Gräfe, P. Michaelis, K. Waloszczyk, S. Grossman-Clarke (Juni 1999)
- No. 54 Flächenhafte Modellierung der Evapotranspiration mit TRAIN
L. Menzel (August 1999)
- No. 55 Dry atmosphere asymptotics
N. Botta, R. Klein, A. Almgren (September 1999)
- No. 56 Wachstum von Kiefern-Ökosystemen in Abhängigkeit von Klima und Stoffeintrag - Eine
regionale Fallstudie auf Landschaftsebene
M. Erhard (Dezember 1999)
- No. 57 Response of a River Catchment to Climatic Change: Application of Expanded Downscaling to
Northern Germany
D.-I. Müller-Wohlfel, G. Bürger, W. Lahmer (Januar 2000)
- No. 58 Der "Index of Sustainable Economic Welfare" und die Neuen Bundesländer in der
Übergangsphase
V. Wenzel, N. Herrmann (Februar 2000)
- No. 59 Weather Impacts on Natural, Social and Economic Systems (WISE, ENV4-CT97-0448)
German report
M. Flechsig, K. Gerlinger, N. Herrmann, R. J. T. Klein, M. Schneider, H. Sterr, H.-J. Schellnhuber
(Mai 2000)
- No. 60 The Need for De-Aliasing in a Chebyshev Pseudo-Spectral Method
M. Uhlmann (Juni 2000)
- No. 61 National and Regional Climate Change Impact Assessments in the Forestry Sector
- Workshop Summary and Abstracts of Oral and Poster Presentations
M. Lindner (ed.) (Juli 2000)
- No. 62 Bewertung ausgewählter Waldfunktionen unter Klimaänderung in Brandenburg
A. Wenzel (August 2000)
- No. 63 Eine Methode zur Validierung von Klimamodellen für die Klimawirkungsforschung hinsichtlich
der Wiedergabe extremer Ereignisse
U. Böhm (September 2000)
- No. 64 Die Wirkung von erhöhten atmosphärischen CO₂-Konzentrationen auf die Transpiration eines
Weizenbestandes unter Berücksichtigung von Wasser- und Stickstofflimitierung
S. Grossman-Clarke (September 2000)
- No. 65 European Conference on Advances in Flood Research, Proceedings, (Vol. 1 - Vol. 2)
A. Bronstert, Ch. Bismuth, L. Menzel (eds.) (November 2000)
- No. 66 The Rising Tide of Green Unilateralism in World Trade Law - Options for Reconciling the
Emerging North-South Conflict
F. Biermann (Dezember 2000)
- No. 67 Coupling Distributed Fortran Applications Using C++ Wrappers and the CORBA Sequence
Type
Th. Slawig (Dezember 2000)
- No. 68 A Parallel Algorithm for the Discrete Orthogonal Wavelet Transform
M. Uhlmann (Dezember 2000)

- No. 69 SWIM (Soil and Water Integrated Model), User Manual
V. Krysanova, F. Wechsung, J. Arnold, R. Srinivasan, J. Williams (Dezember 2000)
- No. 70 Stakeholder Successes in Global Environmental Management, Report of Workshop,
Potsdam, 8 December 2000
M. Welp (ed.) (April 2001)
- No. 71 GIS-gestützte Analyse globaler Muster anthropogener Waldschädigung - Eine sektorale
Anwendung des Syndromkonzepts
M. Cassel-Gintz (Juni 2001)
- No. 72 Wavelets Based on Legendre Polynomials
J. Fröhlich, M. Uhlmann (Juli 2001)
- No. 73 Der Einfluß der Landnutzung auf Verdunstung und Grundwasserneubildung - Modellierungen
und Folgerungen für das Einzugsgebiet des Glan
D. Reichert (Juli 2001)
- No. 74 Weltumweltpolitik - Global Change als Herausforderung für die deutsche Politikwissenschaft
F. Biermann, K. Dingwerth (Dezember 2001)
- No. 75 Angewandte Statistik - PIK-Weiterbildungsseminar 2000/2001
F.-W. Gerstengarbe (Hrsg.) (März 2002)
- No. 76 Zur Klimatologie der Station Jena
B. Orlowsky (September 2002)
- No. 77 Large-Scale Hydrological Modelling in the Semi-Arid North-East of Brazil
A. Güntner (September 2002)
- No. 78 Phenology in Germany in the 20th Century: Methods, Analyses and Models
J. Schaber (November 2002)
- No. 79 Modelling of Global Vegetation Diversity Pattern
I. Venevskaja, S. Venevsky (Dezember 2002)
- No. 80 Proceedings of the 2001 Berlin Conference on the Human Dimensions of Global Environmental
Change "Global Environmental Change and the Nation State"
F. Biermann, R. Brohm, K. Dingwerth (eds.) (Dezember 2002)
- No. 81 POTSDAM - A Set of Atmosphere Statistical-Dynamical Models: Theoretical Background
V. Petoukhov, A. Ganopolski, M. Claussen (März 2003)
- No. 82 Simulation der Siedlungsflächenentwicklung als Teil des Globalen Wandels und ihr Einfluß auf
den Wasserhaushalt im Großraum Berlin
B. Ströbl, V. Wenzel, B. Pfützner (April 2003)
- No. 83 Studie zur klimatischen Entwicklung im Land Brandenburg bis 2055 und deren Auswirkungen
auf den Wasserhaushalt, die Forst- und Landwirtschaft sowie die Ableitung erster Perspektiven
F.-W. Gerstengarbe, F. Badeck, F. Hattermann, V. Krysanova, W. Lahmer, P. Lasch, M. Stock,
F. Suckow, F. Wechsung, P. C. Werner (Juni 2003)
- No. 84 Well Balanced Finite Volume Methods for Nearly Hydrostatic Flows
N. Botta, R. Klein, S. Langenberg, S. Lützenkirchen (August 2003)
- No. 85 Orts- und zeitdiskrete Ermittlung der Sickerwassermenge im Land Brandenburg auf der Basis
flächendeckender Wasserhaushaltsberechnungen
W. Lahmer, B. Pfützner (September 2003)
- No. 86 A Note on Domains of Discourse - Logical Know-How for Integrated Environmental Modelling,
Version of October 15, 2003
C. C. Jaeger (Oktober 2003)
- No. 87 Hochwasserrisiko im mittleren Neckarraum - Charakterisierung unter Berücksichtigung
regionaler Klimaszenarien sowie dessen Wahrnehmung durch befragte Anwohner
M. Wolff (Dezember 2003)
- No. 88 Abflußentwicklung in Teileinzugsgebieten des Rheins - Simulationen für den Ist-Zustand und für
Klimaszenarien
D. Schwandt (April 2004)