Diss. ETH Nr.

12018

Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen

ABHANDLUNG zur Erlangung des Titels

DOKTOR DER NATURWISSENSCHAFTEN der EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN HOCHSCHULE ZÜRICH

vorgelegt von Jörg Schulla Dipl.-Hydrologe, Technische Universität Dresden geboren am 24. Oktober 1966 Deutscher Staatsbürger

Angenommen auf Antrag von: Prof. Dr. H. Lang, Referent Prof. Dr. W. Kinzelbach, Korreferent Prof. Dr. R. Schulze, Korreferent

Vorwort des Autors und Bedankungen

Weltweit stehen heute die Fragen nach den Folgen möglicher Klimaänderungen im Brennpunkt des wissenschaftlichen Interesses. Wirtschaft und Politik erwarten von den Naturwissenschaften die möglichst genaue Angabe von Handlungsspielräumen innerhalb derer die weitere wirtschaftliche und gesellschaftliche Entwicklung ohne bleibende Beeinträchtigung der natürlichen Umwelt möglich ist. Das Wasser spielt dabei als klimabestimmendes Element und als einer der wichtigsten Rohstoffe eine besondere Rolle. Trägt schon die weltweit rasch wachsende Bevölkerung durch ihren Bedarf an Trink-, Bewässerungs- und Brauchwasser zur fortschreitenden Verknappung dieser Ressource bei, könnte in Zukunft eine klimabedingte Veränderung der zeitlichen und räumlichen Verteilung des Wasserdargebots schwerwiegende Folgen für das gesellschaftliche und wirtschaftliche Überleben ganzer Regionen haben. Dabei kann sich nicht nur Wassermangel, sondern auch ein Zuviel an Wasser negativ auswirken. Gerade in dicht besiedelten Gebieten können Hochwasser beträchtliche Schäden anrichten. Auf der anderen Seite können sich auch durchaus positive landwirtschaftliche Effekte durch eine Veränderung des Wasserdargebots oder anderer klimatischer Grössen ergeben. Untersuchungen über die Folgen möglicher Klimaänderungen sind deshalb von zunehmender Bedeutung.

Mit dieser Arbeit soll ein Beitrag in dieser Richtung geleistet werden. Innerhalb des EU-Projektes "Impact of Climate Change on Hydrological Regimes and Water Resources in the European Community" werden von der Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheins (IKHR) die Reaktionen des Rheingebietes auf klimatische Veränderungen untersucht. Als Teilprojekt davon widmet sich die vorliegende Arbeit dem Einzugsgebiet der Thur, einem typischen voralpinen bis alpinen Teilgebiet des Rheins. Zur Erfassung der durch Klimaänderungen bedingten Änderungen im Wasserhaushalt wurde ein neues, räumlich und zeitlich in hoher Auflösung arbeitendes hydrologisches Modell entwickelt und angewandt.

An dieser Stelle sei Herrn Prof. Dr. Herbert Lang, Abteilung Hydrologie des Geographischen Institutes der ETH Zürich, für die fachliche und organisatorische Leitung dieser Arbeit gedankt. Gedankt sei ebenfalls den Herren Prof. Dr. Wolfgang Kinzelbach vom Institut für Hydromechanik und Wasserwirtschaft der ETH Zürich sowie Prof. Dr. Roland Schulze vom Department of Agricultural Engineering, University of Natal, Pietermaritzburg, Republik Südafrika für die Übernahme der Korreferate. Für die Organisation des Projektes und die Betreuung sowie für fruchtbare fachliche Diskussionen und für Hinweise beim Anfertigen der Arbeit bedanke ich mich herzlich bei Herrn Dr. habil. Joachim Gurtz. Ein grosses Dankeschön geht an Regine Hock für die vielen tiefschürfenden fachlichen Diskussionen und für das sorgfältige Korrekturlesen der Arbeit. Für wertvolle Tips zu Problemen der Interpolation meteorologischer Daten bedanke ich mich bei den Herren Holger Jensen und Dr. Dietmar Grebner.

Das Geographische Institut der Universität Zürich stellte besonders in der Anfangsphase viel Knowhow zu Geographischen Informationssystemen (GIS) bereit. Hierfür und für die Möglichkeit der Nutzung des GIS während der gesamten Arbeit sei den Herren Prof. Dr. Kurt Brassel und Prof. Robert Weibel herzlich gedankt. Für die Nutzung verschiedener Datensätze bedanke ich mich bei der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA), dem Bundesamt für Statistik (BFS), dem Bundesamt für Landestopographie (BFL) sowie bei Dr. Bruno Schädler von der Landeshydrologie und -geologie (LHG), der auch als Mitstreiter in diesem EU-Projekt ein wertvoller Gesprächspartner war.

Wesentliche Impulse erhielt die Arbeit an diesem Projekt aus zwei Kooperationen. Zum einen war dies die Kooperation mit dem Fachbereich Umweltsystemwissenschaften des Internationalen Hochschulinstitutes Zittau. Für die Bereitstellung von Daten zur Modellverifizierung und -weiterentwicklung bedanke ich mich bei den Herren Prof. Dr. G. Peschke und Christoph Sambale. Die andere Kooperation bestand mit dem Institut für Wasserwirtschaft der Universität der Bundeswehr in Neubiberg (München). Durch das unermüdliche Testen des Modells konnte eine grosse Anzahl von Korrekturen angebracht werden. Auch der Zwang zur Vereinfachung der Algorithmen zur Anpassung des Modells an Gebiete mit weniger umfassender Datenbasis schlug sich in der Verbesserung der allgemeinen Anwendbarkeit des Modells nieder. Dafür danke ich den Herren Prof. Dr. Hans B. Kleeberg und Karsten Jasper ganz herzlich.

Nicht zuletzt sei der Arbeitsgruppe der Internationalen Kommission für die Hydrologie des Rheins (IKHR) und ihrem Projekt-Koordinator Dr. Wolfgang Grabs für die Mitorganisation des oben genannten EU-Projektes gedankt. Dieses Projekt wurde von der ETH Zürich (Kredit-Nr. 0-20-810-94) sowie vom Bundesamt für Bildung und Wissenschaft (Kredit-Nr. 2-88-701-94) im Rahmen des EU-Projektes finanziert.

Jörg Schulla

Dezember 1996

Zusammenfassung

Für die Abschätzung der räumlichen und zeitlichen Verteilung des natürlichen Wasserdargebots sind bereits eine Vielzahl hydrologischer Modelle entwickelt und eingesetzt worden. Jedes dieser Modelle hat seine anforderungsspezifische Struktur und kann deshalb nicht ohne weiteres zur Bearbeitung beliebiger anderer hydrologischer Fragestellungen eingesetzt werden. Ins Zentrum des Interesses der Wasserwirtschaft sind in den letzten Jahren unter anderem die Fragen nach den Auswirkungen klimatischer Variationen auf hydrologische Systeme gerückt. Um diese Fragen beantworten zu können, sind Modelle nötig, die mit ausreichend physikalischer Grundlage für grössere Gebiete oder Regionen Aussagen über das zukünftig zu erwartende hydrologische Regime treffen können. Dabei sollten solche Modelle in der Praxis erfüllbare Anforderungen an die Art und die räumlich-zeitliche Auflösung der benötigten meteorologischen und gebietsbeschreibenden Daten stellen. Das in dieser Studie entwickelte hydrologische Flussgebietsmodell versucht, diesen Ansprüchen gerecht zu werden.

Das <u>Wa</u>sserhaushalts-<u>Si</u>mulations-<u>M</u>odell WaSiM-ETH ist ein modular aufgebautes, in frei wählbarer räumlicher und zeitlicher Auflösung arbeitendes Modell zur Simulation der für die Oberflächenhydrologie von Einzugsgebieten wichtigen Prozesse. Die räumliche Auflösung wird durch ein regelmässiges Gitter mit beliebiger Gitterweite realisiert. Zur Bildung von Wasserhaushaltsbilanzen kann eine zusätzliche Unterteilung in beliebige Zonen, etwa in Teilgebiete oder Höhenstufen, erfolgen. Um die Dynamik der Abflussbildungsprozesse zu erfassen, kann das Modell mit Zeitschritten zwischen einigen Minuten und einem Tag arbeiten. Neben einem digitalen Höhenmodell werden räumlich verteilte Bodenarten- und Landnutzungsangaben verwendet. Weitere gebietsbeschreibende Modelleingangsdaten wie Gefälle, Exposition oder der topographische Index können aus dem digitalen Höhenmodell abgeleitet werden. Als meteorologische Eingangsdaten werden ausschliesslich Routinemessdaten genutzt, wobei mindestens Niederschlag und Temperatur, besser noch zusätzlich Globalstrahlung und/oder Sonnenscheindauer, Windgeschwindigkeit, relative Luftfeuchtigkeit bzw. Dampfdruck zur Verfügung stehen sollten.

Grosser Wert wird auf die räumliche Interpolation der meteorologischen Eingangsdaten gelegt, die nach mehreren Verfahren, wie der höhenabhängigen Regression mit Berücksichtigung von Inversionen, der Inverse-Distance-Weighting-Interpolation oder einer gewichteten Kombination beider Verfahren erfolgen kann. Die Berücksichtigung der Topographie in der höhenabhängigen Interpolation findet ihre konsequente Fortsetzung bei der expositions- und abschattungsbedingten Korrektur der direkten Strahlung sowie bei der damit verbundenen Modifikation der Lufttemperaturen, was sich in expositionsbedingten Unterschieden in Verdunstung, Schneeschmelze und Bodenfeuchteregime auswirkt. Die Prozesse der Schneeakkumulation und -schmelze können nach Temperatur-Index-Verfahren oder einfachen Energiebilanzverfahren, wie dem Kombinationverfahren nach ANDERSON (1973), modelliert werden. Für die Verdunstungsberechnung können verschiedene Ansätze, im ausführlichsten Fall ein Ansatz nach MONTEITH (1975) zum Einsatz kommen. Die Abflussbildung und der Bodenwasserhaushalt werden auf der Grundlage eines Ansatzes für variable Sättigungsflächen, basierend auf den TOP-MODEL-Algorithmen nach BEVEN and KIRKBY (1979) berechnet. Die Abflusskonzentration ist eine Kombination aus Translation und Einzellinearspeicher mit abflussunabhängigen, konstanten Parametern für jeden Gerinneabschnitt.

Das Modell wurde zunächst im Einzugsgebiet der Thur (1700 km², 360 bis 2500 m ü.M.) in der Nordost-Schweiz getestet (500 m - Gitter, zeitliche Auflösung 1 h). Das Gebiet ist mit 12 registrierenden hydrologischen Pegeln instrumentiert und gestattet so eine regional recht detaillierte Kalibrierung der Modellparameter. Das Bestimmtheitsmass der im Kalibrierungszeitraum 1984 berechneten Abflüsse liegt bei $R^2 = 0.92$. Zur Validierung wurden die Jahre 1981 bis 1995 (ohne 1984) genutzt. Mit den aus der Kalibrierung übernommenen Parametern lagen die Bestimmtheitsmasse zwischen 0.8 und 0.95 bei einem Mittelwert von 0.9. Eine weitere Anwendung bezog sich auf das Einzugsgebiet des Wernersbaches (4.6 km², 325 bis 425 m ü.M.), eines hydrologischen Forschungsgebietes in Sachsen/Deutschland. Die Jahre 1993 für die Kalibrierung und 1994 für die Validierung wurden jeweils im 50 m - Gitter mit einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde modelliert. Die Ergebnisse von Kalibrierung und Validierung mit $R^2 = 0.86$ bzw. $R^2 = 0.9$ für diese beiden Jahre mit sehr unterschiedlicher Witterung sowie die erfolgreiche Anwendung des Modells für zwei verschieden grosse und in verschiedenen Klimaten liegenden Gebiete belegen die Elastizität des Modells.

Nach der erfolgten Kalibrierung und Validierung des Modells wurde der gesamte Zeitraum von 1981 bis 1995 erneut für die Thur modelliert, nun jedoch unter Annahme verschiedener Klimaszenarien. Es wurden die Ergebnisse zweier Versionen des UK-Klimamodells, einer Äquilibriumversion (UKHI: MITCHELL et al., 1999) und einer transienten Version (UKTR: MURPHY, 1994; MITCHELL and MUR-PHY, 1994), sowie des Klimamodells des Canadian Climate Centre (CCC) in monatlicher Auflösung genutzt.

Diese Klimaszenarien sind im Thurgebiet je nach Szenarium und Monat durch Temperaturerhöhungen zwischen 1 K und 4 K sowie durch ebenfalls szenarium- und monatsabhängige Niederschlagsänderungen von ± 10 bis 25 % (bei etwa gleichbleibendem Jahresniederschlag) gegenüber dem heutigen Klima gekennzeichnet. Die Änderungen in den Wasserhaushaltsbilanzen und in den Häufigkeitsverteilungen der Hoch- und Niedrigwasser lässt auf Trends unter dem Einfluss von Klimaänderungen schliessen. Die wesentlichsten Einflüsse veränderter Klimabedingungen zeigen sich in sinkenden Niedrigwasserabflüssen sowie in je nach Höhenlage unterschiedlichen Änderungen der Hochwassercharakteristika. Durch grössere Winter- und geringere Sommerniederschläge bei gleichzeitig zunehmender sommerlicher Verdunstung (trockenere Böden) verlagern sich im voralpinen Bereich die Hochwasser vom Sommer in den Winter; die Hochwasserwahrscheinlichkeit für das gesamte Jahr bleibt relativ konstant. Im höheren Bergland jedoch nehmen die winterlichen Hochwasser aufgrund einer um bis zu 400 m ansteigenden Schneegrenze deutlich zu, wogegen die Niedrigwasserabflüsse wegen des geringen Anteils der Verdunstung am Wasserhaushalt prozentual nur sehr wenig abnehmen.

Werden diese Szenarien-Ergebnisse aus dem Thurgebiet verallgemeinert, so ergeben sich insbesondere für die Anrainerstaaten des Ober- und des Niederrheins im Sommer Wassermengenprobleme mit Auswirkungen auf die Schiffahrt, auf die Wasserversorgung von Kraftwerken mit Kühlwasser und auf die Wasserqualität.

Summary

Many hydrologic models have been developed for the estimation of the spatial and temporal distribution of natural water resources. Often, such models are specific to the region or the problem they are developed for, thus strongly restricting their application to other hydrological problems. Recently, the water resources management has focused on questions concerning the impacts of climatic changes on hydrological systems. To answer these questions models are required that can yield predictions for future hydrologic regimes in large regions on a physically sound basis. Such models have to be run with a reasonable but minimum amount of meteorological and geographical data in a reasonably high spatial and temporal resolution. The model developed in this study attempts to meet these requirements.

The <u>Wa</u>terbalance-<u>Si</u>mulation-<u>M</u>odel WaSiM-ETH is a modular model for the simulation of the hydrologically important parts of the water balance. It runs in any spatial and temporal resolutions. The spatial resolution is given by a regular grid of any grid cell size. The area to be modelled can be subdivided into subzones (land use, elevation belts etc.) in order to obtain water balances for larger land units. The model can be run in a temporal resolution of some minutes up to one day. Besides the digital elevation model input data grids for soil properties and land use are required. Some other required data sets (aspect, slope, topographic index) can be obtained by a topographical analysis of the digital elevation model. The use of climate input data is restricted to standard climate data of the Swiss Meteorological Survey (at least precipitation and temperature, optimal: additional data for global radiation and/or sunshine duration, wind speed, relative air humidity or vapour pressure).

An important model component is the spatial interpolation of the meteorological input data. It is carried out by altitude dependent regression, by inverse distance weighting interpolation or by a combination of both. Radiation and air temperature are modified according to exposition and topographic shading thus considering topographic effects on evapotranspiration, snow melt and soil moisture regime. The processes of snow accumulation and melt can be modelled by using temperature-index-approaches or simple energy balance methods (combination approach after ANDERSON, 1973). For the modelling of the evapotranspiration usually an approach after MONTEITH (1975) is applied. Runoff generation and soil water balance are calculated using a variable contributing area approach (based on the Topmodel after BEVEN and KIRKBY, 1979). The discharge routing is a simple combination of translation and single linear storage with constant parameters for each channel link.

The model was tested in the basin of the river Thur (1700 km², 360 to 2500 m a.s.l.), located in northeast Switzerland. Within the basin 12 hydrologic gauging stations are installed. Thus, a spatially detailed calibration of model parameters was possible. The coefficient of determination of the modelled discharges (500 m - grid, temporal resolution 1 hour) for the calibration period 1984 is $R^2 = 0.92$. The years 1981 to 1995 (without 1984) where used for validation. Using the parameters from the calibration, the coefficients of determination for the validation runs range from 0.8 to 0.95 with a mean value of approximately 0.9. Another application of the model was carried out for the Wernersbach catchment (4.6 km², 325 to 425 m a.s.l.), a research basin in Saxonia/Germany. Model runs were carried out for the years 1993 (calibration) and 1994 (validation) in a resolution of 50 m and one hour in space and time, respectively. The good results (calibration: $R^2 = 0.86$, validation: $R^2 = 0.9$) for these two years (with very different weather conditions) as well as in both basins (different size, different climate) are indicators of the elasticity of the model.

After a successful calibration and validation the model was run again for the Thur basin applying various climate change scenarios to the 1981 to 1995 climate data. The results of two versions of the UK climate model, one equilibrium version (UKHI: MITCHELL et al., 1990) and one transient version (UKTR: MURPHY, 1994; MITCHELL and MURPHY, 1994) as well as the results of the Canadian Climate Centre - Global Circulation Model (GCM) were used in monthly time resolution.

These climate change scenarios are characterised by temperature rises of 1 K to 4 K and by changes in precipitation of \pm 10 to 25 % compared to the actual climate in the Thur catchment (depending on scenario and month, annual precipitation remains approximately constant). The impacts of climate changes are reflected in changes in water balances and in frequency distributions of floods and low flows. Model results indicate important impacts in decreasing summertime low flows (up to 50 % less discharge) and increasing floods in the winter season, whereas the floods in the summer season will decrease. This shift of floods from the summer to the winter is caused by increasing precipitation and less of it in the form of snow in winter, and decreasing precipitation combined with increasing evapotranspiration in summer. Thus, in the lower basin parts the annual flood frequency distribution remains nearly constant. In the alpine regions, however, winter (and also annual) floods will strongly increase due to a larger fraction of liquid precipitation. The snow line will increase by up to 400 m. Because of the small relative and absolute fraction of evapotranspiration on the water balance in alpine regions, low flows will decrease only insignificantly. The rising snow line will strongly affect the winter tourism in the lower parts of the Alps.

Extrapolating these results from the Thur basin to the entire Swiss Rhine basin severe problems can be expected concerning water quantities during the summer season in particular for the countries downstream (the Rhine) of Switzerland. These problems will affect inland navigation, water supply (drinking water and cooling water for power generation) and water quality.

Inhaltsverzeichnis

Vo	orwort	-				
Vo	orwort	des A	utors und Bedankungen	III		
Zu	samm	ammenfassungV				
Su	Summary			VII		
Inl	naltsv	erzeich	nis	IX		
A٢	bildu	ngsver	zeichnis	XIII		
Та	beller	verzei	chnis	xvii		
Ve	erzeicl	nnis de	r Abkürzungen und Symbole	XIX		
		units de	riokuizungen und Symoore	71171		
1	Ein	leitun	ן סייניייייייייייייייייייייייייייייייייי	1		
	1.1	Stand	l der Forschung	1		
	1.2	Zielst	ellung dieser Arbeit und Vorgehensweise	6		
2	The	oretis	che Grundlagen des Modells	9		
	2.1	Mode	llkonzept	9		
	2.2	Mode	llumgebung	11		
		2.2.1	Preprocessing	11		
		2.2.2	Processing	13		
		2.2.3	Postprocessing	14		
	2.3	Mode	llkomponenten des WaSiM-ETH	16		
		2.3.1	Interpolation der Eingangsdaten	17		
			2.3.1.1 Höhenabhängige Regression	17		
			2.3.1.2 Abstandsgewichtende Interpolation	19		
		2.3.2	Niederschlagskorrektur	21		
		2.3.3	Topographiebedingte Strahlungskorrektur und Temperaturmodifikation	22		
		2.3.4	Verdunstungsmodell	29		
			2.3.4.1 Potentielle Evapotranspiration	29		
			2.3.4.2 Berechnung der Evapotranspiration mit reduziertem Datenbedarf	36		
			2.3.4.3 Reale Evapotranspiration	47		
		2.3.5	Schneemodell	48		
			2.3.5.1 Schneeakkumulation	48		
			2.3.5.2 Schneeschmelze	48		
		2.3.6	Interzeptionsmodell	51		
		2.3.7	Infiltrationsmodell	52		

		2.3.8	Bodenmodell	56
		2.3.9	Abflussrouting	70
		2.3.10	Güte der Modellierung	80
		2.3.11	Übersicht über die zur Modellierung nötigen Eingangsdaten und Parameter	81
	2.4	Paran	netersensitivität	85
		2.4.1	Allgemeines	85
		2.4.2	Parameter des Verdunstungsmodells	85
		2.4.3	Parameter des Interzeptionsmodells	86
		2.4.4	Parameter des Schneemodells	87
		2.4.5	Parameter des Bodenmodells	90
		2.4.6	Räumliche Auflösung	97
		2.4.7	Zusammenfassung zur Sensitivitätsanalyse	98
3	Mo	dellan	wendung	99
	3.1	Allger	neines	99
	3.2	Besch	reibung der Einzugsgebiete	99
		3.2.1	Einzugsgebiet der Thur	99
		3.2.2	Einzugsgebiet des Wernersbaches	102
	3.3	Einga	ngsdaten und Modellparameter	104
		3.3.1	Geographische Daten für Thur und Wernersbach	104
		3.3.2	Meteorologische Daten für Thur und Wernersbach	104
		3.3.3	Hydrologische Daten für Thur und Wernersbach	105
		3.3.4	Modellparameter für Thur und Wernersbach	106
	3.4	Ergeb	nisse der hydrologischen Modellierung für das heutige Klima	108
		3.4.1	Ergebnisse für die Thur	108
			3.4.1.1 Ergebnisse für den Kalibrierungszeitraum	108
			3.4.1.2 Ergebnisse für den Validierungszeitraum	114
		3.4.2	Ergebnisse für den Wernersbach	116
			3.4.2.1 Ergebnisse für den Kalibrierungszeitraum	116
		35	5.4.2.2 Ergeonisse jur den valialerungszeuraum	117
		5.5	Zusummennassung der Ergeomisse für das neutige Killilä	117
4	Hyd	lrologi	sche Auswirkungen von Klimaänderungen	121
	4.1	Klima	szenarien	121

	4.2 Anwendung der Szenarien	ndung der Szenarien	124	
	4.3	Ergeb	onisse der Szenarienrechnung	126
		4.3.1	Allgemeine Ergebnisse, Änderungen von Jahresbilanzen	126
		4.3.2	Veränderungen im Jahresgang	128
		4.3.3	Veränderungen in der Häufigkeit extremer Ereignisse	133
		4.3.4	Veränderungen in der Schneebedeckung	137
		4.3.5	Veränderungen der Bodenfeuchte	139
	4.4	Zusar	nmenfassung der Ergebnisse der Szenarienberechnungen	141
5	Sch	lussfol	gerungen und Ausblick	145
An	hang:	Тороз	graphische Analyse von digitalen Höhenmodellen	149
Lit	eratur	verzei	chnis	165

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1:	Vorbereitung des Modellaufes	12
Abb. 2.2:	Schematischer Modellablauf mit Datenfluss	14
Abb. 2.3:	Postprocessing nach dem Modellieren mit WaSiM-ETH	15
Abb. 2.4:	Modellstruktur des WaSiM-ETH	16
Abb. 2.5:	Beispiel für eine höhenabhängige Regression der Temperatur für den 12.1.1984, 12 Uhr MEZ für das Einzugsgebiet der Thur.	17
Abb. 2.6:	Beispiel der Interpolation der Temperatur im Einzugsgebiet der Thur für den 31. 12. 1984, 14 Uhr MEZ nach den aus der höhenabhängigen Regression ermittelten Parametern (Angaben in °C)	19
Abb. 2.7:	Beispiel für die Interpolation des Niederschlages im Einzugsgebiet der Thur für den 14. 1. 1984, 23 bis 24 Uhr MEZ nach Inverse Distance Weighting Interpolation (Angaben in mm)	20
Abb. 2.8:	Veranschaulichung der Abschattungsberechnung	24
Abb. 2.9:	Veranschaulichung der Ermittlung des Strahlungskorrekturfaktors für Tagesintervalle	28
Abb. 2.10:	Jahresgang von landnutzungsabhängigen Modellparametern mit Berücksichtigung der Höhenlage	35
Abb. 2.11:	Zusammenhang zwischen relativer Sonnenscheindauer und relativer Globalstrahlung an der Station St. Gallen, 1984, Tageswerte	37
Abb. 2.12:	Vergleich zwischen gemessener und modellierter Globalstrahlung für einen Teil des Jahres 1984 ($R^2 = 0.98$) an der Station St. Gallen, Tagessummen	38
Abb. 2.13:	Zusammenhang zwischen relativer Globalstrahlung und relativer Sonnenscheindauer an der Station St. Gallen, 1984, Tageswerte	39
Abb. 2.14:	Zusammenhang zwischen relativer Sonnenscheindauer und den Differenzen von Tages- und Nacht-Mitteltemperaturen; Januar und Juli an der Station Schaffhausen, 437 m ü.M.	41
Abb. 2.15:	Abhängigkeit der maximalen täglichen Temperaturamplitude von der Jahreszeit für verschiedene Höhenlagen	42
Abb. 2.16:	Höhenabhängigkeit der Schwankung zwischen Tages- und Nacht-Mitteltemperatur, bezogen auf die Schwankung auf Meeresniveau, für die Sommermonate Mai bis Oktober, gültig für die nordalpine Schweiz	43
Abb. 2.17:	Jahresgang der Aufteilung der Temperaturamplitude auf Tag und Nacht	43
Abb. 2.18:	Vergleich zwischen der mit Tageswerten und der mit Stundenwerten der meteoro- logischen Eingangsdaten berechneten Verdunstungswerte nach Penman-Monteith	44
Abb. 2.19:	Abhängigkeit der mittleren innertäglichen Differenz zwischen der Windgeschwin- digkeit am Tage und in der Nacht von der Jahreszeit und von der Höhenlage	45
Abb. 2.20:	Vergleich der potentiellen Verdunstung nach Penman-Monteith, Wendling und Hamon für das Einzugsgebiet der Thur für das Jahr 1984	46
Abb. 2.21:	Bestimmung der realen Verdunstung aus der potentiellen Verdunstung anhand der Bodenfeuchte	47
Abb. 2.22:	Aufteilung des Niederschlages in Schnee und Regen nach der Temperatur	48

Abb. 2.23:	Sprungförmige Änderung des Bodenfeuchtegehaltes bei Infiltration eines Regens konstanter Intensität in einen homogenen Boden mit konstantem anfänglichen Feuchtegehalt (nach PESCHKE in DYCK, 1983)	53
Abb. 2.24:	Verlauf der Infiltration f eines gleichförmigen Regens der Intensität PI	53
Abb. 2.25:	Verteilung des topographischen Index $\ln(a \cdot (T_0 \cdot \tan \beta)^{-1})$ im Forschungsgebiet Rietholzbach (3.2 km ²)	57
Abb. 2.26:	Speicherkonzept des Bodenmodells und die Flüsse zwischen den Speichern	60
Abb. 2.27:	Skalierung der Grenz-Niederschlagsintensität für Makroporenabfluss	61
Abb. 2.28:	Wirkung des Aufstieges von Wasser aus der gesättigten Zone in den Bodenspeicher auf den Abfluss, Rietholzbach, 3.2 km ²	63
Abb. 2.29:	Schematische Darstellung der Einteilunung eines Gebietes in Zonen gleicher Fliesszeit zum Gebietsauslass	66
Abb. 2.30:	Ermittlung des Rezessionsparameters m am Beispiel der Abflussdaten des Rietholzbaches für das Jahr 1984	69
Abb. 2.31:	Gerinneprofil für die Berechnung von Fliesszeiten und Wasserständen zu gegebenen Durchflüssen	73
Abb. 2.32:	Ausschnitt aus einer Tabelle mit den aus den oben angegebenen Parametern berechneten abflussabhängigen Grössen der Fliesstiefen (T_h , T_v), Fliessgeschwindigkeiten (v , vh , vv), Translationszeiten (t bzw. <i>delta</i>) und des Verhältnisses von Vorland- zu Gesamtdurchfluss (Q_v/Q)	73
Abb. 2.33:	Beziehungen zwischen Abfluss, Fliessgeschwindigkeit und Abflusstiefe am Beispiel der Gerinnestrecke der Thur vom Pegel Halden bis zur Einmündung der Murg	76
Abb. 2.34:	Bilanzprobleme beim Abflussrouting mit unterschiedlichen Translationszeiten	77
Abb. 2.35:	Schematische Darstellung der Struktur eines Flussgebietes am Beispiel des Thurgebietes	78
Abb. 2.36:	Abflussrouting, oben mit gemessenen und unten mit modellierten Zuflüssen zur Routingstrecke, Thur zwischen Halden und Andelfingen, Lauflänge ca. 55 km	79
Abb. 2.37:	Modellsensitivität auf Änderungen des Oberflächenwiderstandes <i>r_{sc}</i> im Rietholzbachgebiet für 1984	86
Abb. 2.38:	Schneeakkumulation bei verschiedenen Grenztemperaturen Regen/Schnee $T_{R/S}$ (a) $T_{trans} = 0.0$ K; (b) $T_{trans} = 2.0$ K, Rietholzbachgebiet, 1984	88
Abb. 2.39:	Zeitlicher Verlauf des Schneewasseräquivalentes für verschiedene Tag-Grad- Faktoren: (a) Grenztemperatur Schmelze $T_{0,m} = +0.5$ °C, (b) $T_{0,m} = -1.5$ °C, Rietholbachgebiet, 1984	89
Abb. 2.40:	Zeitlicher Verlauf des Schneewasseräquivalentes für verschiedene Grenztemperatu- ren $T_{0,m}$ bei (a) Tag-Grad-Faktor $TGF = 1.2 \text{ mm} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$, (b) $TGF = 2.4 \text{ mm} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$, Rietholzbachgebiet, 1984	90
Abb. 2.41:	Modellsensitivität auf Variationen in T_{korr} bei einem sehr kleinen Rezessionspara- meter m (15 mm), dargestellt am Beispiel von Bodenfeuchte, Sättigungsdefizit und Abfluss; Wernersbach, Sachsen, 4.6 km ² , 365 bis 465 m ü. M., Stundenwerte, 1993	92
Abb. 2.42:	Modellsensitivität auf Variationen in T_{korr} beim optimalen Rezessionsparameter m (55 mm), dargestellt am Beispiel von Bodenfeuchte, Sättigungsdefizit und Abfluss; Wernersbach, Sachsen, 4.6 km ² , 365 bis 465 m ü. M., Stundenwerte, 1993	93
Abb. 2.43:	Verteilung des Betsimmtheitsmasses (R^2) als Funktion der Parameter T_{korr} und m ; Wernersbach, Sachsen, 4.6 km ² , 365 bis 465 m ü.M., Simulation in Tagesschritten für 1993	94

Abb. 2.44:	Einfluss der Grenz-Niederschlagsintensität P_{grenz} für das Anspringen des Makropo- renabflusses auf Bodenfeuchte, Sättigungsdefizit und Abfluss; ohne Kapillarauf- stieg/Ausgleich der Verdunstungsverluste im Bodenspeicher ($r_k = 0.0$); Wernersbach, Sachsen, Simulation in Tagesschritten für 1993)	95
Abb. 2.45:	Einfluss der Grenz-Niederschlagsintensität P_{grenz} für das Anspringen des Makropo- renabflusses auf Bodenfeuchte, Sättigungsdefizit und Abfluss; es findet maximaler Kapillaraufstieg bzw. Ausgleich der Verdunstungsverluste im Bodenspeicher statt (r_k = 1.0); Wernersbach, Sachsen, 4.6 km ² , 365 bis 465 m ü.M., Tageswerte, 1993	96
Abb. 2.46:	Einfluss der räumlichen Auflösung auf die Modellgüte	98
Abb. 3.1:	Lage des Thurgebietes innerhalb der Schweiz	100
Abb 3.2:	Relief des Thurgebietes mit Lage der meteorologischen Stationen und Teileinzugsgebieten	101
Abb. 3.3:	Einteilung des Thurgebietes in Teileinzugsgebiete nach dem vorhandenen Pegelnetz der Landeshydrologie und -geologie der Schweiz	102
Abb. 3.4:	Lage und Relief des Wernersbachgebietes mit eingetragenen Niederschlagsstationen und dem berechneten Gewässernetz aus der topographischen Analyse	103
Abb. 3.5:	Ergebnisse der Modellierung für den Kalibrierungszeitraum für die Thur (1984) am Pegel Andelfingen, beobachteter Abfluss gegenüber dem modellierten Abfluss, zusätzlich eingetragen: modellierter Basisabfluss	108
Abb. 3.6:	Ergebnisse der Modellierung für den Kalibrierungszeitraum für die Thur (1984); Niederschlag, Bodenfeuchte, Zwischenabflussspeicher und Sättigungsdefizit als Gebietsmittelwerte für die gesamte Thur	109
Abb. 3.7:	Vergleich der modellierten Gesamtabflüsse für den Kalibrierungszeitraum 1984 für ein alpines Teileinzugsgebiet (Pegel Stein-Iltishag/Thur, 84 km ² , mittl. Höhe 1450 m ü.M.) und für ein Zwischengebiet im flacheren Mittelland	110
Abb. 3.8:	Vergleich der Gebietsniederschläge und der internen Zustandsvariablen Bodenfeuch- tespeicher und Sättigungsdefizit für ein alpines Teileinzugsgebiet und ein Zwischen- einzugsgebiet im flacheren Mittelland	111
Abb. 3.9:	Vergleich von modelliertem und beobachtetem Abfluss für den Pegel Mogelsberg/ Necker (90 km ² , mittl. Höhe 958 m ü.M.) Januar bis April 1984 (mit Schneechmelze)	112
Abb. 3.10:	Vergleich von modelliertem und beobachtetem Abfluss für den Pegel Mogelsberg/ Necker, Mitte Juni bis Ende August 1984: Beispiel für eine extreme Unterschätzung eines Hochwassers (Ende Juli) durch ungenügende Niederschlagsdaten	113
Abb. 3.11:	Vergleich von modelliertem und beobachtetem Abfluss für den Pegel Andel- fingen/Thur (gesamtes Gebiet), August bis November 1984: Modellierung einer Hochwasserserie	114
Abb. 3.12:	Ergebnisse der Modellierung des Kalibrierungszeitraumes für den Wernersbach (1993); gemessener Abfluss gegenüber dem modellierten Abfluss, zusätzlich eingetragen: modellierter Basisabfluss	117
Abb. 3.13:	Ergebnisse der Validierung für den Wernersbach (1994): modellierter und gemessener Abfluss; zusätzlich eingezeichnet: Basisabfluss	118
Abb. 3.14:	Ergebnisse der Modellierung für Kalibrierung (1993) und Validierung (1994) für den Wernersbach; Niederschlag, Bodenfeuchte, Zwischenabflussspeicher und Sättigungsdefizit als Gebietsmittelwerte	119
Abb. 4.1:	Skizze des von den UKHI- und UKTR-Experimenten genutzten Modellrasters für Europa von 2.5° Breite x 3.75° Länge (nach HULME et al., 1994, Abb.3.2)	123

XVI	
-----	--

Abb. 4.2:	Vergleich der Lufttemperatur- und Niederschlags-Szenarien von drei GCM- Experimenten für das Gebiet der Thur (Monatsmittelwerte)	124
Abb. 4.3:	Vergleich der Dampfdruck- und Strahlungs-Szenarien von drei GCM-Experimenten für das Gebiet der Thur (Monatsmittelwerte)	125
Abb. 4.4:	Temperatur und Niederschlag als mittlerer monatlicher Jahresgang im Thurgebiet für heutiges Klima und für die aufgrund des UKTR 6675-Szenariums zu erwartenden Veränderungen	126
Abb. 4.5:	Dauerlinien des gesamten Einzugsgebietes der Thur (Pegel Andelfingen), des voralpinen Teileinzugsgebietes der Murg (Pegel Frauenfeld) und des alpinen Einzugsgebietes der oberen Thur (Pegel Stein-Iltishag) für den Kontrollauf und für drei Szenarien für 2050	129
Abb. 4.6:	Abflussregime am Pegel Andelfingen/Thur (Gesamtgebiet) für die drei Szenarien UKHI 2050, CCC 2050 und UKTR 2050 als monatliche Werte der 95 %-Quantile (a), der 5 %-Quantile (b) und des mittleren Abflusses (c) der Dauerlinien der einzelnen Monate im Vergleich zum Regime des Kontrollaufes	130
Abb. 4.7:	Abflussregime am Pegel Frauenfeld/Murg (tiefes bis voralpines Gebiet) für die drei Szenarien UKHI 2050, CCC 2050 und UKTR 2050 als monatliche Werte der 95 %- Quantile (a), der 5 %-Quantile (b) und des mittleren Abflusses (c) der Dauerlinien der einzelnen Monate im Vergleich zum Regime des Kontrollaufes	131
Abb. 4.8:	Abflussregime am Pegel Stein-Iltishag/Thur (alpines Gebiet) für die drei Szenarien UKHI 2050, CCC 2050 und UKTR 2050 als monatliche Werte der 95 %-Quantile (a), der 5 %-Quantile (b) und des mittleren Abflusses (c) der Dauerlinien der einzelnen Monate im Vergleich zum Regime des Kontrollaufes	132
Abb. 4.9:	Ergebnisse der statistischen Analysen der Hoch- und Niedrigwasser für die Thur (Pegel Andelfingen)	133
Abb. 4.10:	Ergebnisse der statistischen Analysen der Hoch- und Niedrigwasser für die Murg (Pegel Frauenfeld)	135
Abb. 4.11:	Ergebnisse der statistischen Analysen der Hoch- und Niedrigwasser für die obere Thur (Pegel Stein-Iltishag)	136
Abb. 4.12:	Zeitlicher Verlauf der Schneespeicherung im Gebiet der oberen Thur und der oberen Murg für das Jahr 1984	137
Abb. 4.13:	Höhen-Dauer-Statistik der Schneebedeckung für das gesamte Thurgebiet als mittlere Werte der Jahre 1981 bis 1995 für 50 mm und 150 mm Wasseräquivalent	138
Abb. 4.14:	Zeitlicher Verlauf des mittleren Bodenspeicherinhaltes für das Gebiet der unteren Thur am Beispiel des Jahres 1984 (ab März)	140
Abb. 4.15:	Dauerlinie für das Erreichen oder Überschreiten eines bestimmten Bodenspeicher- inhaltes im unteren Thurgebiet als Mittelwert für die Jahre 1981 bis 1995	141

ABBILDUNGEN IM ANHANG

Abb. A.1:	Topographische Analyse des digitalen Höhenmodells mit Tanalys	155
Abb. A.2:	Sky-View-Faktoren ψ_{sky} und sichtbarer Anteil der Himmelshalbkugel A_s in Abhängigkeit vom Horizontüberhöhungswinkel β_h	157
Abb. A.3:	Fliessrichtungskorrektur an Mündungen	158
Abb. A.4:	Das für das Thurgebiet berechnete Fliesszeitsummengrid mit Zonen gleicher Fliesszeit bis zum nächsten Pegel bzw. Bilanzquerschnitt in Stundenschritten	161

TABELLENVERZEICHNIS

Tabelle 2.1:	Strahlungskorrektur für $\Delta t = 1$ Tag (Daten zur Abbildung 2.9)	28
Tabelle 2.2:	Landnutzungsabhängige Modellparameter einiger Landnutzungsformen	34
Tabelle 2.3:	Monatliche maximale Differenzen von Tages- und Nacht-Mitteltemperaturen, bezogen auf Meereshöhe	42
Tabelle 2.4:	Monatliche Korrekturfaktoren f_i für die Hamon-Verdunstung	46
Tabelle 2.5:	Eigenschaften verschiedener Bodenarten nach Brakensiek et al. (1981)	55
Tabelle 2.6:	Erforderliche Teilmodelle und Modell-Eingangsdaten für verschiedene Modellierungsziele	82
Tabelle 2.7:	Parameter der einzelnen Teilmodelle	83
Tabelle 2.8:	Einfluss des minimalen Oberflächenwiderstandes r _{sc} auf Verdunstung und Abfluss	85
Tabelle 2.9:	Verdunstungskomponenten in Abhängigkeit von der maximalen Interzeptions- speicherfüllhöhe, Daten aus Modellergebnissen für das Rietholzbachgebiet, 1984	87
Tabelle 3.1:	Charakteristik des Thurgebietes im Vergleich zum Wernersbach	100
Tabelle 3.2:	Wichtige Kennwerte der Teil- und Zwischengebiete des Thurgebietes	102
Tabelle 3.3:	Übersicht über die meteorologischen Stationen, deren Daten zur Modellierung des Thurgebietes genutzt wurden	105
Tabelle 3.4:	Zur Modellierung verwendete Parameter der einzelnen Teilmodelle	106
Tabelle 3.5:	Parameter des Bodenmodells für die 12 Teilgebiete der Thur und für den Wernersbach	107
Tabelle 3.6:	Gütekriterien für die Thur und ihre 11 Teileinzugsgebiete für die Modellierung des Kalibrierungszeitraumes 1984 (1-h-Auflösung im 500 m x 500 m-Raster)	109
Tabelle 3.7:	Ergebnisse der Validierung für die Thur als erklärte Varianz EV_{lin} und Bestimmtheitsmass R^2_{lin}	115
Tabelle 3.8:	Wasserhaushaltskomponenten des Thurgebietes von 1981 bis 1995 als mittlere Jahreswerte	115
Tabelle 3.9:	Ergebnisse der Kalibrierung (1993) und der Validierung (1994) des Wernersbaches	118
Tabelle 4.1:	Vergleich der Wasserhaushaltsbilanzen für das Thurgebiet und seine 11 Teilgebiete ohne Klimaszenarien mit den Ergebnissen der Szenarienrechnungen	127

	V	erzeichnis	der	Abkürzungen	und S	Symbole
--	---	-------------------	-----	-------------	-------	---------

Symbol	Beschreibung	Einheit
$\alpha_{\rm v}$	Parameter zur Skalierung der vertikalen Versickerungsrate q_i	_
α	Albedo (Anteil der kurzwelligen Strahlung, die reflektiert wird, 0 1)	-
$\beta_h, \beta_{h,i}$	Horizonzüberhöhungswinkel (im Sektor <i>i</i> , top. Analyse im Anhang A)	rad oder $^{\circ}$
β_t	Gefällewinkel der betrachteten Ebene	rad oder $^{\circ}$
ŝ	Sonnenhöhe über Horizont	rad oder $^{\circ}$
δ	Deklination der Sonne (Winkel zw. Sonnenstrahlen und Äquatorebene)	rad oder °
Δ_e	Steigung der Sättigungsdampfdruck-Kurve	$hPa \cdot K^{-1}$
$\Delta \Theta$	entwässerbare Porosität $\Delta \Theta = n_e = \Theta_{Sattigung} - \Theta_{Feldkapazität} (0 \dots 1)$	-
ΔQ	bei Iteration zwischen Vorland und Hauptbett auszutauschender Abfluss	$m^3 \cdot s^{-1}$
ΔS	Speicheränderung (in Wasserhaushaltsbilanz)	mm
Δt	Zeitschrittweite	h
ΔT	aktueller maximaler Unterschied der Tages- und Nachtmitteltemperaturen	Κ
	auf Höhe h (keine Bewölkung) \rightarrow "Temperaturamplitude"	
ΔT_{Meer}	maximale Temperaturamplitude auf Meereshöhe (Monatswerte)	K
\mathcal{E}_i	Abweichung zwischen gemessenen und simulierten Daten $(y_i - x_i)$	-
ϕ	geographische Breite	rad oder $^{\circ}$
$arPsi_0$	Potential des Bodenwassers in der Bodenoberfläche	mm
$arPsi_l$	Potential des Bodenwassers in der Tiefe der Feuchtefront	mm
γ_p	Psychrometerkonstante	hPa∙K ⁻¹
γ_t	mittlerer topographischer Index für ein Einzugsgebiet	-
η	unterer Bodenfeuchte-Grenzwert für Transpiration ohne Reduktion	-
λ	latente Verdunstungswärme	KJ·Kg⁻¹
$\mu_{arepsilon}$	mittlere Abweichung der simulierten von den gemessenen Daten = $E(\varepsilon_i)$	-
Θ_s	Winkel zwischen der Normalen einer Fläche und den Sonnenstrahlen	rad oder $^{\circ}$
\varTheta_0	Anfangs-Bodenwassergehalt bei Infiltration (0 1)	-
Θ_s	Bodenwassergehalt bei Sättigung (0 1)	-
ho	Dichte der Luft bei Normzustand (0 °C, 1013.25 hPa: 1.29 Kg·m ⁻³)	Kg·m ⁻³
σ	Boltzmann-Konstante 5.67·10 ⁻⁸ Wm ⁻² K ⁻⁴	$Wm^{-2}K^{-4}$
Ω_{s}	Azimuthwinkel (Winkel zw. Projektion der Sonnenstrahlen und Norden)	rad oder °
$\hat{arOmega}$	Gefälleazimutwinkel (Expositionsrichtung), von Norden im Uhrzeigersinn	rad oder °
ψ_{f}	Saugspannung an der Feuchtefront	mm
ψ_0	Saugspannung an Bodenoberfläche	mm
ψ_a	Transmissivität der Atmosphäre (Extinktionskoeffizient)	-
$\Psi(t)$	Extinktionskoeffizient an einem bestimmten Zeitpunkt (Tag im Jahr)	-
Ψ	mittlerer Extintionskoeffizient (Jahresmittelwert)	-
ψ_{sky}	relativer Anteil diffuser Strahlung vom sichtbaren Anteil der Himmels-	-
	halbkugel zur diffusen Strahlung von der gesamten Himmelshalbkugel	
	(sky-view-factor, topographische Analyse, Anhang)	
a_{ε}	empirische Konstante, Bestimmung der atmosphärischen Emmissivität	- 2
A_e	Einzugsgebietstläche	m^{-}
A_h	Filessquerschnittsflache des Hauptbettes $V_{ormaliturfalton für flüggigen Niederschlag (in P P_{ormaliturfalton (in P)}$	m⁻
a_l	Nonekturnaktor für Hussigen Niederschlag {In $P_{korr} = P(a_l + b_l u)$ }	-
u_p	dem Zoitintorvall als Exponent in $A t^{a}$	-
Δ	$ \begin{array}{c} \text{uem Zennner van als Exponent in } \Delta l \\ \text{Ouerschnittsfläche} \end{array} $	m^2
n_q	Parameter für höhenabhängige lineare Regression (konstanter Anteil)	(1)
α_r	i arameter fur nonenaonangige inteare regression (Roustanter Anten)	

Symbol	Beschreibung	Einheit
Ar	Berechnungsgrösse zur Bestimmung des Oberflächenwiderstandes	-
a_{s}	Korrekturfaktor für festen Niederschlag {in $P_{karr} = P(a_s + b_s u)$ }	-
A_{s}	relativer Anteil der sichtbaren Himmelskugel (top. Analyse, Anhang)	-
a_t	spezifische Elizsakkumulation)	$m (= m^2 \cdot m^{-1})$
A	Fliessquerschnittsfläche des Vorlandes	m^2
h	empirische Konstante zur Bestimmung der atmosphärischen Emmissivität	-
$\mathcal{B}_{\varepsilon}$	Breite des Haunthettes eines Gerinnes	m
b_h	Korrekturfaktor für flüssigen Niederschlag {in $P_{i} = -P(a+b,u)$ }	-
b_l	Parameter für höhenabhängige lin Regression (Anstieg der Regressions-	(1)
U _r	geraden)	
b.	Korrekturfaktor für festen Niederschlag {in $P_{ham} = P(a + h_{a})$ }	_
B.	Vorlandbreite eines Gerinnes	m
\mathcal{L}_{V}	temperaturabhängiger Schmelzfaktor (Tag-Grad-Faktor) im T-Index-	$mm \cdot (^{\circ}C \cdot d)^{-1}$
0	Verfahren	nin (C u)
<i>C</i> 1	temperaturabhängiger Schmelzfaktor im T-u-Index-Verfahren	$mm \cdot (^{\circ}C \cdot d)^{-1}$
C ₂	windabhängiger Schmelzfaktor im T-u-Index-Verfahren mm	$(^{\circ}C\cdot m\cdot s^{-1}\cdot d)^{-1}$
	Grösse des Wasserspeichers als Anteil am Schneewasseräquivalent	-
	Anteil der Schneeschmelze, der direkt abfliesst, ohne in den Boden zu	_
Cmeu	gelangen (Einfluss von Bodenfrost und schneeinnerem Abfluss 0 1)	
Cn	spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck	$KI \cdot (K \sigma \cdot K)^{-1}$
- <i>p</i>	$c_{\rm p} = 1.005 \text{ KJ} \cdot (\text{Kg} \cdot \text{K})^{-1}$	(11 <u>9</u> 11)
$cr_0 \dots cr_4$	Polynom-Koeffizienten zur Modellierung von <i>RG</i> aus <i>SSD</i>	-
C_{rfr}	Koeffizient für das Rückgefrieren	-
c_s	topographischer Index (Bodenmodell)	-
C_t	Skalierungsparameter für topographische Temperaturmodifikation	-
c_T	mittleres Aufteilungsmass von ΔT zugunsten der Tagestemperatur	-
C _{T,Nacht}	Anteil von ΔT , welcher von 24 h-Mitteltemperatur abgezogen wird um	-
	T_{Nacht} zu ermitteln	
$C_{T,Tag}$	Anteil von ΔT , welcher auf 24 h-Mitteltemperatur aufgeschlagen wird um	-
	T_{Tag} zu ermitteln	
D	Symbol für die Determinante eines 3 x 3 Gleichungssystems	-
$d\psi_a$	Schwankungsbreite des Extinktionskoeffzienten in einem Jahr	-
$d, d(u,u_i)$	Entfernung (des Ortes u vom Ort u_i)	m
$d_1 \dots d_3$	charakteristische Knickpunkte der Vegetationsentwicklung in Julianischen	-
	Tagen	
dc	Schwankungsbreite des mittleren Aufteilungsmasses c_T im Jahresverlauf	-
d_d	relative Dauer des hellen Tages bezogen auf 24 h	-
d_h	Verschiebungshöhe als Bestandeseigenschaft zur Bestimmung von r_a	m
d_{max}	maximale Entfernung einer Station von der Interpolationsstelle, um diese	m
	Station zur Interpolation nach IDW zu berücksichtigen	
е	aktueller Wasserdampfdruck	hPa
Ε	Fluss latenter Wärme (Verdunstungsrate)	mm ⁽²⁾
EI	Interzeptionsverdunstung	mm ⁽²⁾
e_s	Sättigungsdampfdruck der Luft bei der herrschenden Temperatur T	hPa
ET	Evapotranspiration (Gesamtverdunstung)	mm ⁽²⁾
ETP	potentielle Evapotranspiration (potentielle Verdunstung)	mm ⁽²⁾
ETR	reale Evapotranspiration (reale Verdunstung)	mm ⁽²⁾
EV/EV _{lin}	Koeffizient der erklärten Varianz der untransformierten Ergebnisse (Wer-	-
	tebereich für alle <i>EV</i> : $-\infty$ +1.0, angestrebt: <i>EV</i> \rightarrow +1.0)	

Symbol	Beschreibung	Einheit
EV_{ln}	Koeffizient der erklärten Varianz aus logarithmierten Ergebnissen (gegen- über logarithmierten Vergleichswerten des Abflusses)	-
F	kumulierte Infiltration	mm ⁽²⁾
f_d	mittlerer Strahlungskorrekturfaktor für einen ganzen Tag	-
f_{f}	Infiltrationsintensität	$\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$
f_i	empirischer Fator für pot. Verdunstung nach Hamon (Monatswerte)	-
f_k	empirischer Korrekturwert für pot. Verdunstung nach Wendling	-
f_r	Rezessionsparameter im Bodenmodell ($f = \Delta \Theta / m$)	mm^{-1}
F_s	kumulierte Infiltrationsmenge bis zur Sättigungszeit (Infiltrationsmodell)	mm ⁽²⁾
G	Bodenwärmefluss	$Wh \cdot m^{-2}$
h_d	Tageslänge	h
h_M	Höhe (geographische Höhe über dem Meer)	m
h_s	Stundenwinkel	rad oder $^{\circ}$
h_{SI}	maximale Füllhöhe des Interzeptionsspeichers (max. Wasserschicht- dicke)	mm
h _{sr}	Sonnenaufgangszeit (dezimal)	h
h_{ss}	Sonnenuntergangszeit (dezimal)	h
i	Laufindex	-
Ι	Gefälle	$\mathbf{m} \cdot \mathbf{m}^{-1}$
i_A	Anzahl der Gitterelemente eines gesamten Einzugsgebietes	-
I_{korr}	(um Einfluss der Topograhie) korrigierte Strahlung	$W \cdot m^{-2}$
I _{max}	maximale direkte kurzwellige Einstrahlung (in Einstrahlungsrichtung, um Streuungseinflüsse der Atmosphäre [Extinktion] reduziert)	$W \cdot m^{-2}$
Inorm	Normalstrahlung, wie I_{max} , aber auf ebene Fläche bezogen	$W \cdot m^{-2}$
I_{toa}	kurzwellige Strahlung am oberen Atmosphärenrand (Solarkonstante 1368	$W \cdot m^{-2}$
	W·m ⁻)	
J JD	Laurindex	-
JD h	Julianischer Tag (1. Januar \equiv 1)	-
K L	von Karman-Konstante (≈ 0.4)	m·s ⊾
	Speicherrückgangskonstante eines Einzeinnearspeichers	n b
κ_D, κ_H	Spechentuckgangskonstanten für Direktaonuss ozw. Zwischenaonuss $(z = hypodermisch)$	11
K.	(H = Hypotermisen) Korrekturfaktor für vertikale hydraulische Leitfähigkeit	_
k k	Speicherkonstante (Abflussrouting - Muskingum-Verfahren)	- h
K_r	gesättigte vertikale hydraulische Leitfähigkeit des Bodens	mm·h ⁻¹
k_T	Rückgangsparameter der höhenabhängigen Temperaturamplitude	m
l	Gravitationspotential $z - z_0$ (Infiltrationsmodell)	mm
LAI	Blattflächenindex	-
l_i	Länge des Gewässerabschnittes j	m
l_s	Sättigungstiefe	mm
т	Rezessionsparameter im Bodenmodell	mm
Μ	Schmelzrate	$\operatorname{mm}(\Delta t)^{-1}$
M_E	Schmelze durch latente Wärme	$\operatorname{mm}(\Delta t)^{-1}$
M_{neg}	negative Schmelze (rückgefrierendes Wasser)	$\operatorname{mm}(\Delta t)^{-1}$
M_P	Schmelze durch Eintrag von Energie durch den Niederschlag	$\operatorname{mm}(\Delta t)^{-1}$
M_R	Strahlungsschmelze (ANDERSON, 1973; nur Tagesschritt)	$\operatorname{mm}(\Delta t)^{-1}$
M_S	Schmelze infolge fühlbarer Wärme (= T-u-Index-Verfahren)	$\operatorname{mm}(\Delta t)^{-1}$
M_{Str}	Manning-Strickler-Beiwert für die Rauhigkeit des benetzten Umfanges	$m^{1/3} \cdot s^{-1}$
n_a	auffulidare Porositat (U 1)	-
n_d	Anzam gierchianger intervalle des nellen Tages mit maximal T n Lange	-

Symbol	Beschreibung	Einheit
n_e	durch Gravitation entwässerbare Porosität ($\Theta_{Sättigung}$ - $\Theta_{Feldkapazität}$)	-
$n_{e,eff}$	mit der Wurzeltiefe multiplizierte entwässerbare Porosität	mm
nFK	nutzbare Feldkapazität ($\Theta_{Feldkapazität}$ - $\Theta_{Welkepunkt}$)·Wurzeltiefe	mm
n_h	Anzahl der Unterteilungen des horizontalen Vollkreises zur numerischen	-
	Integration der Horizontüberhöhung (sky-view-factor ψ_{sty})	
n_l	Anzahl der Gewässerabschnitte eines Einzugsgebietes (Bodenmodell)	-
D.	Potenz für die Wichtung der Entfernung im IDW-Interpolationsverfahren	-
P	gemessener Niederschlag	mm ⁽²⁾
p_0	Luftdruck auf Meereshöhe (≈ 1013 mbar)	hPa
Paranz	Niederschlagsintensität, oberhalb derer das Niederschlagswasser durch	$\operatorname{mm}(\Lambda t)^{-1}$
grenz	Makroporen schnell in tiefere Bodenschichten fliessen kann	()
PI	Niederschlagsintensität	$\operatorname{mm}(\Lambda t)^{-1}$
P_{horr}	korrigierter Niederschlag	$mm^{(2)}$
\mathbf{p}_1	aktueller Luftdruck	hPa
P i Dschnaa	Anteil Schnee am Niederschlag (0 1)	-
Q_0	maximal möglicher Basisabfluss bei $S_m = 0$	mm ⁽²⁾
\tilde{O}_R	Basisabfluss	mm ⁽²⁾
Ô	im gesamten (Teil-)Einzugsgebiet gebildeter Direktabfluss in einem	mm ⁽²⁾
\mathcal{Q}_D	Zeitintervall	
O_{Di}	Direktabfluss im Intervall <i>i</i> , durch ELS bereits transformiert	mm ⁽²⁾
$\mathcal{L}_{D,i}$	Direktabfluss aus dem vorhergehenden Intervall <i>i</i> - 1	mm ⁽²⁾
OD_{schnee}	Anteil des von der Schneeschmelze direkt abfliessenden Wassers	-
2 sennee	(keine Infiltration) 0 1	
<i>a</i> i	spezifischer Durchfluss durch ein Bodenprofil je Längeneinheit	$m^2 \cdot s^{-1}$
O_h	Abfluss im Hauptbett eines Gerinnes	$m^3 \cdot s^{-1}$
\mathcal{Q}_n	Zufluss in den Gerinneabschnitt	$m^3 \cdot s^{-1}$
$\mathcal{Q}_{in}, \mathcal{Q}_{zu}$	Kapillaraufstieg	III S
$Q_{\kappa ap}$	Ausfluss aus dem Gerinneabschnitt	$m^{3}.s^{-1}$
Q_{uu} , Q_{aus}	Gebietsmittel des Kapillaraufstieges in einem Zeitintervall	$m^{(2)}$
Qrück	Gebietsmittel der Grundwasserneubildung in einem Zeitintervall	$mm^{(2)}$
£302	(Zufluss aus der ungesättigten in die gesättigte Zone)	11111
a	vertikale Versickerungsrate	mm.s ⁻¹
q_v	Abfluss im Vorland eines Gerinnes	$m^{3} e^{-1}$
\mathcal{Q}_{v}	Residuen der Messwerte zu den lineeren Regressionen	(1)
r R	Abfluss	mm ⁽²⁾
$R^2 R^2$	Restimmtheitsmass der untransformierten Modellergebnisse (Abfluss)	-
R^2	Restimuteitsmass der in ihre Logarithmen transformierten Modellergeh-	_
i in	nisse (Abfluss) gegenüber den ebenfalls logarithmierten beobachteten	
	Abfliisse (Werteher für alle $r^2 = \infty + 1.0$ angestrabt: $r^2 = FV \times +1.0$)	
r	aerodynamischer Widerstand der verdunstenden Oberflöche für	s.m ⁻¹
\mathbf{r}_{a}	turbulenten Wasserdampftransport	8.111
RG	Globalstrahlung	Wh.m ⁻²
RG	offaktiva (um topographische Effakte korrigiorte) Clebeletreblung	Wh m^{-2}
	budroulisabor Dadius	vv 11·111
Λ _h	nyuraunscher Rauns ampirischer Deremeter zur Skalierung des Kapilleraufstieges bzw. des	111
<i>i</i> _k	Pückflusses von Wasser aus dem Zwischenshflussensisher in den Deden	
	speicher	
D	sperenci kurzwalliga Strahlungshilanz	W/h m^{-2}
л _К D	ku zwoligo Strahlungsbilanz	vv 11·111
к _l dmf	angwenige Sulanungsonanz	wn·m
KMF	straniungsabh. Schmeizkoemizient, jahreszeitenabhangig für	mm·(°C·d) ⁺

Symbol	Beschreibung	Einheit
	Kombinationsverfahren nach ANDERSON (1973) oder BRAUN (1985)	
r_n	räumlich konstante Grundwasserneubildungsrate	$\mathbf{m} \cdot \mathbf{s}^{-1}$
R	Nettostrahlung	Wh.m ⁻²
R,	langwellige Nettostrahlung bei klarem Himmel	$W.m^{-2}$
r nlc	Oberflächenwiderstand der verdunstenden Fläche gegen den Übergang	w ⁻¹
S	von Wasserdampf in die Atmosphäre (Big-leaf-Ansatz)	5.111
r	Blattoherflächenwiderstand der Pflanze gegen den Übergang von Wasser-	s.m ⁻¹
SC	dampf in die Atmosphäre (bei voller Wasserversorgung)	5.111
r	Oberflächenwiderstand des Bodens gegen den Übergang von Wasser-	s.m ⁻¹
SS	dampf in die Atmosphäre (bei optimaler Wasserverfügbarkeit)	5.111
S.	Speicherung im Gerinneabschnitt	m^3
S_g	lokales Sättigungsdefizit des Bodens, entwässerharer Porenraum oberhalb.	mm
\mathbf{D}, \mathbf{D}_l	des Grundwassers his zur Bodenoberkante	mm
	Grundwasserflurabstand $z_i(\Theta_{z_i}, \dots, \Theta_{z_i}, \dots, \Theta_{z_i})$	
SR	Bodenspeicherinhalt	mm
SR.	maximaler Bodensneicherinhalt (- Wurzeltiefe - Wassergehalt hei nutzho	mm
<i>Jmax</i>	rer Feldkapazität n)	111111
SH	101 1010000000000000000000000000000000	mm
SH	Zwischenautussspeicher (Speicher für Internow) maximales Sättigungsdefizit hai welchem noch Zwischenabfluss schildet	mm
511 _{max}	werden kann	111111
C1	Interzontionsensicherinhelt	mm
51 SI	metzeptionsspeicher minan maximale Interzentionsspeicherkanazität	mm
SI _{max} S.	maximate interzeptionsspecificit kapazitat	mm
\mathbf{J}_{j}	initiales Satigungsdenzit für das Enizügsgebiet des Oewasserabseninities	111111
S .	J Flüssigspeicher der Schneedecke	mm
5/ S	nittleres Sättigungsdefizit für ein gesamtes Finzugsgebiet	mm
S _m Ss	Speicher der Schneedecke für Schnee $(S \perp S)$ – Wasseräquivalent)	mm
55 SSD()	relative Sonnenscheindauer $(0, 1)$	-
SITZ	Speicherinhalt der ungesättigten Zone umfasst nur den durch Gravitation	mm
502	$antwisserbaren Porenraum Q_{antwisserbaren} Maximalwart: S$	111111
4	Zoit	h odor c
r T	Zeit Lufttemporetur	°C
1 T	Luttemperatur hydroxylicalia accertista Transmissivität $(T = \int K dL)$	$C_{1}^{2} a^{-1}$
ι ₀ Τ	hydraulische gesattigte Transmissivität $(T_0 = \int K_s dn)$	m ·s
I _{0,m}	Grenztemperatur für das Einsetzen der Schneeschmeize	°C (°C 1)-1
I GF T	whe c_0 temperaturation angiger Schmeizhaktor (Tag-Grad-Faktor)	$\operatorname{mm}(^{\circ}\mathrm{C}\cdot\mathrm{d})^{\circ}$
I_h	hydraulische Transmissivität	m ² ·h ²
\boldsymbol{I}_h	Abflusstiefe im Hauptbett eines Gerinnes	m
ti	Dauer eines Intervalls des in n Intervalle geteilten hellen Tages	h
t_j	Tagnummer im julianischen Jahr (1. Januar: $t_j = 1$)	-
I _{korr}	Korrekturwert für Transmissivität, wirkt auch als Parameter zum Aus-	-
T	gleich von Skaleneffekten auf den topographischen Index c	a
T_m	mittlere, auf trockene Luft korrigierte Temperatur der Luftsäule	°C
l _{mess}	gemessene Temperatur	°C
I Nacht	Mitteltemperatur der Nacht	°C
$I_{R/S}$	Grenztemperatur Regen/Schnee (50 % Schnee, 50% Regen)	°C
t_s	Sättigungszeit (Infiltrationsmodell)	h
I_s	Oberflächentemperatur	K
T_s	Temperatur der Blattoberflächen	°C
t _{tag}	Dauer des hellen Tages	h
T_{tag}	Mitteltemperatur des hellen Tages	°C

Symbol	Beschreibung	Einheit
T _{trans}	Übergangsbereich ($\pm T_{trans}$) um T_{grenz} , in welchem Schnee zu Regen übergeht	К
Γ_{v}	Abflusstiefe im Vorland eines Gerinnes	m
ı	Ort {bestehend aus x- und y-Koordinate, verwendet bei IDW in $z(u)$ }	-
u.	Reibungsgeschwindigkeit	$\mathbf{m} \cdot \mathbf{s}^{-1}$
$\hat{U_h}$	benetzter Umfang eines Gerinnes	m
l_r	Parameter für bilineare (areale) Regression (konstanter Anteil)	(1)
\mathcal{U}_{w}	Windgeschwindigkeit	$\mathbf{m} \cdot \mathbf{s}^{-1}$
,	Vegetationsbedeckungsgrad (Interzeptionsmodell) (0 1)	-
<i>v</i> ₁ , <i>v</i> ₂	Parameter für bilineare Regression (Anstiege in x- bzw. y-Richtung)	(1)
2	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe	$\mathbf{m} \cdot \mathbf{s}^{-1}$
d	Filter-Geschwindigkeit nach DARCY	$\mathbf{mm} \cdot \mathbf{h}^{-1}$
h	Fliessgeschwindigkeit im Hauptbett eines Gerinnes	$\mathbf{m} \cdot \mathbf{s}^{-1}$
<i>'ı</i>	Fliessgeschwindigkeit in einem Gerinne (Abfluss-Routing)	$\mathbf{m} \cdot \mathbf{s}^{-1}$
mess	Windgeschwindigkeit in Messhöhe	$\mathbf{m} \cdot \mathbf{s}^{-1}$
<i>v</i> _v	Fliessgeschwindigkeit im Vorland eines Gerinnes	$\mathbf{m} \cdot \mathbf{s}^{-1}$
'w	Windgeschwindigkeit in der Höhe z	$\mathbf{m} \cdot \mathbf{s}^{-1}$
V	Volumenstrom (Abflussrouting \rightarrow Programm TANALYS)	$m^3 \cdot s^{-1}$
V, Wi	relatives Gewicht eines Interpolationswertes (an der Stelle j)	-
c J	Modellparameter Muskingum-Verfahren $0 \le x \le 1$	-
f	Anteil reinfiltrierenden Wassers am Infiltrationsüberschuss	-
C _r	rechts-Koordinate im kartesischen Koordinatensystem der Schweiz	m
, r	hoch-Koordinate im kartesischen Koordinatensystem der Schweiz	m
,	interpolierter Wert (Inverse Distance Weighting Interpolation, IDW)	(1)
Ζ	Zenitwinkel (Winkel zwischen Sonnenstrahlen und der Senkrechten)	rad oder $^{\circ}$
20	aerodynamische Rauhigkeitslänge	m
h	Höhe über Grund	m
S	Tiefe der gesättigten Zone unter der Bodenoberfläche (Bodenmodell)	mm
t	Tiefe im Boden (Infiltrationsmodell)	mm
5t,0	Tiefe an Bodenoberfläche $(= 0)$	mm
ŽW	Wurzeltiefe	

⁽¹⁾ Die Einheit entspricht der Einheit der durch Regression zu interpolierenden Grösse, z.B. °C, m·s⁻¹ oder Wh·m⁻²

⁽²⁾ Wasserflüsse in mm entsprechen der Einheit Kg·m⁻²

1 Einleitung

1.1 Stand der Forschung

Dem Wasser auf und unter der Landoberfläche kommt eine entscheidende Rolle im globalen Energieund Wasserhaushalt zu. Es bestimmt in seiner Wechselwirkung mit dem Energiehaushalt durch seine räumliche und zeitliche Verteilung in hohem Masse das Klima der Erde. Als Grundstoff allen Lebens ist es auch für die Existenz der menschlichen Gesellschaft eine unbedingte Voraussetzung. Mit zunehmender Bevölkerungsdichte auf unserem Planeten stellen die Wasservorkommen immer öfter den limitierenden Faktor für eine gesicherte Lebensqualität der Menschen dar. Infolge der starken anthropogenen Beeinflussung vieler Wasservorkommen, sei es durch exzessive Ausbeutung von Grundwasservorkommen oder durch die übermässige Entnahme von Wasser zu Bewässerungszwecken aus Oberflächengewässern, ist weltweit eine schneller werdende Abwertung der Wasserressourcen zu verzeichnen (IPCC, 1995). Beispiele dafür sind die z.B. in SALAMA et al. (1993) und KENNETH-SMITH et al. (1994) beschriebenen Versalzungserscheinungen in Bewässerungsgebieten sowie die Umleitung der Flüsse Amu-Darja und Syr-Darja in Bewässerungskanäle und die folgende Absenkung des Aralsee-Wasserstandes mit katastrophalen Auswirkungen auf die Flora und Fauna, aber auch auf die Bewohner der Aral-Region (LÉTOLLE und MAINGUET, 1996). Der grossräumige diffuse Eintrag von Schadstoffen wie Herbizide, Pestizide und Mineraldünger durch die Landwirtschaft, aber auch der diffuse Eintrag von Schadstoffen aus Abgasen und Abwässern grosser Industrieanlagen sowie als Folge der Massenmotorisierung, trägt zur weiteren Verknappung des qualitativ noch nutzbaren Rohstoffes Wasser bei.

Andere Gefahren ergeben sich im Zusammenhang mit den möglichen Folgen der globalen Klimaänderung. Während möglicherweise für einige Regionen in höheren Breiten bei höheren Temperaturen und ausreichendem Wasserdargebot z.B. bessere Möglichkeiten für die Landwirtschaft zu erwarten sind, werden viele der heute noch ausreichend mit Wasser versorgten Gebiete der Erde unter Umständen nicht mehr genug Wasser erhalten. Dadurch wird die Versorgung der in diesen Gebieten wohnenden Menschen mit Wasser und Nahrung gefährdet. Auf der anderen Seite werden nach vorläufigen Szenarienrechnungen die dicht besiedelten flachen Gebiete der Meeresküsten und der grossen Ströme wahrscheinlich durch Üerflutungen und Wirbelstürme stark in Mitleidenschaft gezogen (IPCC, 1995). Die daraus erwachsenden Konflikte wirtschaftlicher, politischer und letzten Endes militärischer Art könnten Ressourcenkämpfe mit globalen Ausmassen auslösen.

Um effektive, diesen Szenarien entgegenwirkende Strategien erarbeiten zu können, sind heute in erster Linie die Natur-, Gesellschafts- und Wirtschaftswissenschaftler gefordert, der Politik Entscheidungshilfen in die Hand zu geben. Das allgemeine Ziel bei der Nutzung der Wasserressourcen müssen nachhaltige, nationale Grenzen überschreitende Bewirtschaftungsstrategien sein, um so kriegerische Konflikte um das Wasser schon im Vorfeld vermeiden zu können.

Aus der Sicht der Hydrologie kann ein hydrologisches Modell ein Werkzeug sein, um die zu erwartende räumlich-zeitliche Verteilung der Wasservorkommen in Abhängigkeit von bestimmten klimatischen Bedingungen für ganze Regionen oder Kontinente vorhersagen zu können. Die Anforderungen an solche Modelle unterscheiden sich gegenüber den Anforderungen an traditionelle hydrologische Modelle dadurch, dass von diesen neuen Modellen zuverlässigere und für grosse Regionen gültige Aussagen zu Zuständen erwartet werden, die heute noch nicht existieren. Traditionelle hydrologische Modelle sind im allgemeinen für die existierenden Randbedingungen des Klimas und der Landnutzung entwickelt worden und gelten bei deren Änderung nicht mehr in jedem Fall. Zusätzlich werden durch den Zwang zu verbessertem Management der Wasserressourcen neben Aussagen zur quantitativen räumlichzeitlichen Verteilung des Wasserdargebots auch verstärkt Aussagen zur Qualität des Wasserdargebotes, zu Erosion, Sedimentation und Schadstofftransport gefordert. All dies macht Modelle erforderlich, die einen möglichst hohen Grad an physikalischer Prozessbeschreibung aufweisen.

In diesem Licht kann auch die Entwicklungsgeschichte der hydrologischen Modelle gesehen werden. Anfänglich standen die Forderungen nach möglichst praxisnahen Methoden zur Bestimmung von Bemessungsereignissen für den Hochwasserschutz oder Fragen der langfristigen Bewirtschaftungsstrategie von Speicheranlagen im Vordergrund, Aufgaben, die mit einfachen konzeptionellen und statistischen Methoden gelöst werden konnten. Später verlagerte sich der Forschungsschwerpunkt unter dem zunehmenden Einfluss oben erwähnter Erfordernisse (Wasserqualität, Transport von Sedimenten und Schadstoffen, Einfluss langfristiger Änderungen von Klima und Landnutzung) mehr und mehr zu flächendifferenzierten, das Abflusskontinuum physikalisch besser beschreibenden Modellen. Neben erweiterten Prozesserkenntnissen sind die Entwicklung der Computertechnik sowie ein nunmehr bestehender umfangreicher Datenfundus die Haupttriebkräfte für diese Entwicklung.

Beispiele für typische Vertreter der ersten Generationen komplexer hydrologischer Modelle sind das STANFORD-IV-Modell (CRAWFORD and LINSLEY, 1966), welches als erstes komplexes Einzugsgebietsmodell international bekannt wurde, das Einzugsgebietsmodell EGMO (Becker, 1975; BECKER and PFÜTZNER, 1987), das hydrologische Modell HBV (BERGSTRÖM, 1976), das Flussgebietsmodell FGMOD (LUDWIG, 1979), die Wasserhaushaltsmodelle AKWA (GOLF und LUCKNER, 1981) und AKWA-M (MÜNCH, 1993), das BROOK-Modell (FEDERER and LASH, 1983), sowie die Niederschlag-Abfluss-Modelle NASIM (OSTROWSKI, 1982) und PRMS (LEAVESLEY et al., 1993). Auch das ARNO-Modell (Beschreibung u.a. in TODINI, 1996) ist zu dieser Modellgruppe zu zählen.

All diese Modelle haben eine weitgehend konzeptionelle Betrachtung der hydrologischen Prozesse gemeinsam, wenn auch oft einige Teilkomponenten des Wasserkreislaufes über physikalisch begründete Prozessbetrachtungen beschrieben werden – meist handelt es sich dabei um Evapotranspiration, und Infiltration, gelegentlich auch um Schneeschmelze und Interzeption. Die Bodenwasserbewegung wird meist konzeptionell vereinfacht. Die Modellvielfalt erklärt sich aus dem unterschiedlichen methodischen Herangehen. Jedes dieser Modelle hat seinen bestimmten Einsatzbereich, sei es die Berechnung von Bemessungshochwassern (z.B. FGMOD: LUDWIG, 1979), die Bestimmung der langfristigen Wasserbilanz für Beregnungs- oder Speicherplanung (BOWAM: GURTZ, 1988; AKWA: GOLF und LUCKNER, 1981), die operationelle Abflussvorhersage (z.B. HBV-ETH: LANG et al., 1987) oder der Einsatz in der Forschung. Jedes Modell ist von seinen Entwicklern mit einer seinem zeitlichräumlichen Einsatzspektrum entsprechenden Modellstruktur ausgestattet worden und lässt sich oft nicht für andere Zwecke verwenden (siehe auch BECKER and SERBEN, 1990). Ein Beispiel für ein komplexes Modellsystem, welches für sehr viele hydrologische und damit verbundene agronomische Fragestellungen eingesetzt wird, ist das agrohydrologische Modell ACRU (SCHULZE, 1995).

Viele neuere Modellentwicklungen bemühen sich um eine weitgehend physikalisch begründete Beschreibung der hydrologischen Prozesse, insbesondere der Wasserbewegungen in der ungesättigten und der gesättigten Bodenzone sowie auf der Landoberfläche. Sie arbeiten deshalb oft mit sehr hohen räumlichen und zeitlichen Auflösungen. Dabei werden die physikalischen Prozesse in 2-D (ANS-WERS: BEASLEY et al., 1980; Iowa Institute of Hydraulic Research Distributed Parameter Watershed Model IIHR: JAIN et al., 1982; SHE-Modell: ABBOT et al., 1986; Institute of Hydrology Distributed Model IHDM: BEVEN et al., 1987 sowie KUCHMENT et al., 1996) oder gar 3-D-Repräsentation erfasst (BINLEY and BEVEN, 1993; WIGMOSTA, 1994). Der ausgesprochen grosse Umfang der bereitzustellenden Parameter macht diese Modelle im allgemeinen zu Instrumenten der Forschung und lässt einen Einsatz für grosse Gebiete in der Regel nur noch eingeschränkt zu, da hierbei Probleme des sogenannten Upscaling gelöst werden müssen (BLÖSCHL, 1996).

Einen anderen Weg zu besseren Simulationen schlagen Modelle ein, die durch statistisches Erfassen der Heterogenität der Einzugsgebiete und durch vereinfachte Prozessbeschreibungen auch auf grössere Raumskalen erfolgreich angewandt werden können. Bereits 1975 wurden im Einzugsgebietsmodell

EGMO (BECKER, 1975) zur Erfassung der räumlichen Heterogenität von Modellparametern wie der hydraulischen Leitfähigkeit oder des Porenvolumens Verteilungsfunktionen eingeführt, mit denen beispielsweise die räumliche Verteilung von Infiltration und Direktabflussbildung befriedigender modelliert werden konnte als mit festen Parametern. Andere klassische Vertreter von Modellen, welche Verteilungsfunktionen nutzen, sind das TOPMODEL (BEVEN and KIRKBY, 1979; BEVEN et al., 1994) und seine Nachfolgemodelle. Als Weiterentwicklung der Nutzung von linearen Verteilungsfunktionen (wie z.B. im EGMO) werden in diesen Modellen von der Topographie des Modellgebietes abhängige Verteilungsfunktionen zur Bestimmung von ober- und unterirdischem Abfluss über variable Sättigungsflächen genutzt. Zwar ist die Herleitung dieser Verteilungsfunktionen physikalisch interpretierbar, jedoch sind auch diese Modelle noch so stark vereinfacht, dass bei ihnen nicht von physikalisch basierten Modellen, die sich auch auf Skalenprobleme und Sensitivitätsanalysen erstrecken (ROBSON et al., 1992; IORGULESCU and JORDAN, 1994; FRANCHINI et al., 1996). Der Sättigungsflächenansatz des TOPMODEL stützt sich auf die dataillierte topographische Analyse des Einzugsgebietes anhand eines digitalen Geländemodells (QUINN et al., 1993; TARBOTON et al., 1993; MOORE et al., 1993).

Die Entwicklung der physikalisch besser begründeten Modellkomponenten ging mit der Neuentwicklung oder Übernahme bereits vorhandener physikalischer Prozessbeschreibungen in die hydrologischen Modelle einher. Modelle wie das SHE-Modell (ABBOT et al., 1986), aber auch eher konzeptionelle Modelle nutzen beispielsweise heute im allgemeinen die als physikalisch begründet akzeptierten Algorithmen zur Berechnung der Evapotranspiration nach PENMAN (1948) oder MONTEITH (1975). Zum Thema Evapotranspiration finden sich bedeutende Beiträge u.a. in THOM and OLIVER (1977), THOMPSON et al. (1981), CRAGO and BRUTSAERT (1996) sowie in DUNN and MACKAY (1995). Für die Modellierung der Schneedecke werden in detaillierten Modellen oft Energiebilanzverfahren eingesetzt (BLÖSCHL and KIRNBAUER, 1991; BATHURST and COOLEY, 1996). Der Vorgang der Zwischenspeicherung des Wassers auf der Vegetation, die Interzeption, wird durch das Interzeptionsmodell von RUTTER et al. (1975) physikalisch begründet beschrieben. Die Infiltration wird nach verschiedenen Verfahren, die im allgemeinen auf die Arbeiten von GREEN and AMPT (1911) oder PHILIP (1957) aufbauen, berechnet (PESCHKE, 1977, PESCHKE 1987). Einen weiteren Schritt zur physikalisch begründeten Modellierung des Bodenwasserhaushaltes eines Standortes macht das Bodenwasserhaushaltsmodell BOWAM (GURTZ, 1988). Es modelliert in hoher zeitlicher Auflösung die Vorgänge der Infiltration, Versickerung, Perkolation und Evapotranspiration. Auch Schneeakkumulation und -schmelze werden berücksichtigt. Der Boden wird im Modell BOWAM schichtweise betrachtet, um die physikalischen Effekte der Wasserbewegung im Boden (Kolbenströmung) sowie die Ausschöpfung im Tiefenprofil nachbilden zu können. Mit diesem Modell ist auch die Bildung von Zwischenabfluss auf physikalisch begründete Weise modellierbar. Für die Berechnung der Abflusskonzentration auf der Landoberfläche und im Gewässernetz stehen physikalisch begründete Prozessbeschreibungen als Vereinfachungen der Saint-Venant-Gleichungen, wie z.B. im SHE-Modell, oder konzeptionelle, auf starken Vereinfachungen der Saint-Venant-Gleichungen beruhende Verfahren bereit, die gleichermassen gut arbeiten, z.B. das Muskingum-Cunge-Verfahren (PONCE et al., 1996) oder die kinematische Welle (LUDWIG, 1979). Der Kapillaraufstieg aus der gesättigten Zone in den Wurzelraum der Pflanzen wird im allgemeinen über konzeptionelle Ansätze berücksichtigt (z.B. JARVIS, 1989; QUINN et al., 1995).

Doch trotz aller erreichten Verbesserungen hat man erkennen müssen, dass auch mit der kleinstmöglichen in der Modellpraxis noch ausführbaren Diskretisierung und den ausgefeiltesten physikalischen Prozessbeschreibungen nicht allen Problemen beizukommen ist. BEVEN (1989) und BINLEY et al. (1991) gaben zu bedenken, dass die Anwendung von im Labor gewonnenen physikalischen Beziehungen auf "real world"-Einzugsgebiete oft unmöglich ist, da die homogenen Bedingungen des Labors in der Realität bestenfalls nur ganz kleinräumig anzutreffen sind. Die grössten Probleme stellen dabei die mikroskalige Heterogenität des Bodens sowie die räumliche Heterogenität der Einzugsgebiete dar. Der Erfassung der räumlichen Variabilität des Niederschlages kommt ebenfalls eine Schlüsselrolle beim besseren Verständnis der hydrologischen Prozesse zu. Konsequenterweise stehen diese drei Probleme heute im Mittelpunkt der hydrologischen Forschung und Modellierung.

Ein bis heute gültiger Überblick über den gegenwärtigen Stand der Forschung auf dem Gebiet der physikalisch begründeten hydrologischen Modellierung findet sich in JENSEN and MANTAGLOU (1993). Auch in O'CONNELL and TODINI (1996) sowie in TODINI (1988) werden Überblicke über aktuelle und zukünftige Probleme der hydrologischen Modellierung gegeben. JENSEN and MANTAGLOU (1993) gehen auf das Problem der räumlichen Heterogenität sowohl auf der Gridskala zwischen den diskreten Raumeinheiten als auch auf der Subgridskala, also innerhalb der diskreten Raumeinheiten ein und gelangen zu dem Schluss, dass die Einbeziehung beider Effekte über Ansätze einer stochastischen Simulation der Variabilität der Parameter erfolgen sollte. Auch BEVEN and BINLEY (1993) gehen auf das Problem der räumlichen Heterogenität im Zusammenhang mit der Modellkalibrierung und der Fehlerabschätzung ein und stellen eine allgemein anwendbare Methode zur Modellkalibrierung vor, die anhand einer stochastischen Auswahl von Parameterkombinationen zu wahrscheinlichkeitsgewichteten Aussagen über die Gültigkeit bestimmter Parameter-Sets gelangt (Generalized Likelihood Uncertainty Estimation GLUE). Am Beispiel des Système Hydrologique Européen (SHE) stellen BATHURST and O'CONNELL (1993) neueste Aktivitäten zur Einbeziehung von Stoff- und Sedimenttransport in die Modellierung vor und gehen auch auf die Berücksichtigung der Subgrid-Heterogenitäten ein. Alle drei Arbeiten betonen die Notwendigkeit, durch Feldmesskampagnen die Gültigkeit der Parameterverteilungen und der Prozessbeschreibungen zu überprüfen.

Mit dem Einfluss der räumlichen Niederschlagsverteilung beschäftigen sich eine Reihe neuerer Arbeiten. Das Problem der hohen räumlichen und zeitlichen Heterogenität des Niederschlages wird im allgemeinen durch stochastische Simulation von Niederschlagsfeldern und der sich daraus ergebenden Modellreaktionen zu lösen versucht (OBLED et al., 1994; SHAH et al., 1996a, 1996b; SILBURN and CONNOLLY, 1995; CONNOLLY and SILBURN, 1995). Andere Arbeiten zur Analyse der Auswirkungen der Heterogenität eines Einzugsgebietes finden sich z.B. BEVEN et al. (1988) sowie in ROGERS et al. (1985).

Strategien für eine Large-Scale-Modellierung mit "Distributed Models" finden sich in BAND and WOOD (1988) sowie in BECKER and SERBEN (1990). Es ist heute im allgemeinen akzeptiert, dass viele der bisher entwickelten Modelle weiterhin eine Existenzberechtigung haben und für die ihrer Konzeption entsprechenden Aufgaben mit Erfolg angewandt werden können. Ein Forschungsschwerpunkt liegt zur Zeit im Übertragen von Algorithmen zur Beschreibung physikalischer Gesetzmässigkeiten auf meist grössere Raumskalen. Eng damit verbunden ist das Problem der Regionalisierung von Parametern und Messdaten (BARDOSSY, 1994). Im Vordergrund stehen dabei die Suche nach charakteristischen Schwellenwerten für die Geltungsbereiche physikalischer Gesetze und die Formulierung skalenabhängiger, physikalisch begründeter Prozessbeschreibungen. Dabei kann der Weg eingeschlagen werden, effektive Parameter für grössere Raumkompartimente aus den Verteilungen dieser Parameter zu schätzen oder die Verteilungsfunktionen der Parameter bei der Modellierung direkt zu berücksichtigen. Ein anderer Weg besteht in der Übertragung von auf kleinen Flächen gewonnenen Ergebnissen auf grosse Flächen durch die Nutzung statistischer Ansätze (FAMIGLIETTI and WOOD, 1994). Auf die Übertragbarkeit von Parametern zwischen verschiedenen Skalen gehen BLÖSCHL and SIVAPALAN (1995) sowie BRAUN et al. (1996) ein.

Ein weiterer Anwendungsbereich physikalisch begründeter hydrologischer Modelle ist die Vorhersage der Auswirkungen von Landnutzungs- und Klimaänderungen. Besonders in landwirtschaftlich genutzten Gebieten, aber auch in wasser- und schneereichen Gebirgsregionen werden solche Fragen in Zukunft stärkere Bedeutung gewinnen. EWEN and PARKIN (1996) legen dar, dass die üblicherweise genutzten Methoden der Kalibrierung und Validierung der Modelle nicht voll aussagekräftig sind, wenn es um die Beurteilung geht, ob diese Modelle auch die Einflüsse veränderter Landnutzungs- und Klimabedingungen auf den Wasserhaushalt klar wiedergeben. Sie schlagen ein Konzept zur Validierung von Modellen vor, welches auf den bekannten Validierungstechniken aufbaut, aber auch objektive Kriterien ("Blindtests") enthält. Ein Beispiel für die Anwendung dieser Methode ist in PARKIN et al. (1996) enthalten. Weitere Anwendungen und Ergebnisse von Studien zum Einfluss von Landnutzungsund Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt grösserer Flussgebiete enthalten u.a. KWADIJK and ROTMANS (1995) für das Flussgebiet des Rheins und BATES et al. (1995) für Flussgebiete in Australien. Für Südafrika wurden mit dem agrohydrologischen Modell *ACRU* (SCHULZE, 1995) ebenfalls Studien zu den Auswirkungen klimatischer Veränderungen auf den Wasserhaushalt und auf den landwirtschaftlichen Ertrag durchgeführt. In einem zu der hier vorliegenden Studie parallel laufenden Projekt wurden für das auch in dieser Arbeit untersuchte Einzugsgebiet der Thur erste Abschätzungen der Einflüsse von Klimaänderungen auf alle Komponenten des Wasserhaushalts am Beispiel der Jahre 1993 und 1994 durchgeführt, wobei insbesondere der Einfluss der Höhenlage auf die Wasserhaushaltselemente untersucht wurde (GURTZ et al., 1996). Die Folgen wärmeren Klimas stellen KLEEBERG et al. (1994) am Beispiel winterlicher Taufluten in Bayern dar. Einen umfassenden Überblick über den Stand der Klimafolgemodellierung gibt LEAVESLEY (1994).

Die Kopplung von hydrologischen Modellen mit atmospärischen Zirkulationsmodellen ist ein weiterer Schritt in Richtung Interdisziplinarität (TODINI, 1996; CHIEW et al., 1996). Diese hydrologischen Modelle müssen, da sie in ständiger Rückkopplung mit den Zirkulationsmodellen betrieben werden, die Stoff- und Energieumsätze berücksichtigen. Zu diesem Zweck werden verschieden komplexe "Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes" (SVATS) in diese Modelle integriert, welche eine Bilanzierung der Energie in latenten und sensiblen Wärmefluss und somit die Auswirkung der Energieumsätze an der Erdoberfläche auf die zeitliche Entwicklung der planetaren Grenzschicht beschreiben. Einfache SVATS nutzen z.B. die Beziehung nach Penman-Monteith (MONTEITH, 1975), welche die verdunstende Fläche als ein homogenes grosses Blatt ("big leaf") ansieht. Komplexere SVATS, wie das "simple biosphere model - SiB", (SELLERS et al., 1989) modellieren die Wärmeströme in einem 2-Schicht-Modell (Krautschicht und Kronenschicht) durch ein Widerstandsnetzwerk, während mehrschichtige Vegetationsmodelle die Profile von Temperatur, Feuchtigkeit und Energieflüssen innerhalb der Vegetation sowie in der atmosphärischen Grenzschicht durch hochparametrisierte spektral unterschiedene Strahlungsbilanzen einschliesslich des Effektes der Photosynthese berechnen. Ein Beispiel für ein solches SVATS ist das CUPID-Modell von NORMAN (1979). GEYER and JARVIS (1991) geben einen Überblick über 15 SVATS verschiedener Komplexität. Ein Vergleich der Modelle SiB und CU-PID mit der als Referenz dienenden Penman-Monteith Beziehung findet sich, wenn auch nur für zwei ideale Strahlungstage in einem Weizenfeld, bei INCLÁN and FORKEL (1995). QUINN et al. (1995) gehen auf die Notwendigkeit ein, diese SVATS nicht nur in eindimensionaler Richtung zu betrachten. Die Berücksichtigung der Heterogenität der Verteilung der verdunstungsrelevanten Bodenfeuchte innerhalb von GCM-Gitterzellen kann einen entscheidenden Beitrag zur Verbesserung der Modellierung der planetaren Grenzschicht innerhalb von GCM's leisten.

Ein weiterer Schwerpunkt der aktuellen hydrologischen Forschung besteht in der Kopplung hydrologischer (Oberflächen-)Modelle mit physikalisch basierten oder auf physikalisch-stochastischer Grundlage arbeitenden Grundwasserströmungs- und Transportmodellen (z.B. KINZELBACH et al., 1996; ZOELLMANN, 1995). Mit Hilfe der hydrologischen Modelle kann anstatt einer konstanten Grundwasserneubildungsrate die zeitlich und räumlich variable Grundwasserneubildung als Eingangsgrösse für die Modellierung der Grundwasserströmung bereitgestellt werden. Dies ermöglicht bessere Aussagen über den Transport und den zeitlichen Auf- und Abbau von Schadstoffkonzentrationen in Grundwasserleitern, aber auch über mögliche Folgen von Bewässerungen oder Grundwasserentnahmen auf die Qualität des Grundwassers. Schliesslich sei auf Untersuchungen zur Bodenerosion und zum Stofftransport auf der Landoberfläche hingewiesen. Auf Möglichkeiten der Stofftransportmodellierung gehen HAGEN and KLEEBERG (1994) ein. In einem von ihnen derzeit bearbeiteten Projekt werden kontinuierliche Abfluss- und Stofftransportmodellierung asynchron miteinander gekoppelt, um den durch die Hochwasser einer kontinuierlich simulierten Abflussperiode bedingten Stoffabtrag und die Stoffverlagerung (Sediment und Phosphor) auf der Landoberfläche und in den Gewässerläufen zu modellieren.

An diesen Beispielen wird deutlich, dass nur durch die fachübergreifende Zusammenarbeit von Meteorologen, Bodenkundlern, Hydro(geo)logen, Chemikern, Botanikern und anderen Naturwissenschaftlern heute echte Fortschritte beim Verständnis der aktuellen Fragestellungen in den Bereichen hydrologischer und klimatologischer Modellierung erreicht werden können.

1.2 Zielstellung dieser Arbeit und Vorgehensweise

In der vorliegenden Arbeit wird ein neues hydrologisches Einzugsgebietsmodell vorgestellt, das speziell zur Beantwortung der Fragen nach dem Einfluss von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt und auf das hydrologische Regime entwickelt wurde. Dieses Wasserhaushalts-Simulations-Modell WaSiM-ETH beschreibt in verteilter Weise bei frei wählbarer räumlicher und zeitlicher Auflösung alle für das Mittelgebirgsgebiet und das gletscherfreie Hochgebirgsgebiet relevanten Prozesse des Wasserhaushaltes. Es berücksichtigt dabei explizit die Topographie, angefangen von der höhenabhängigen Interpolation der meteorologischen Eingangsdaten über die Korrektur der Strahlung und die Modifikation der Temperatur anhand der Exposition und des Gefälles bis hin zur Abflussbildung, welche nach einem Ansatz mit variablen Sättigungsflächen (TOPMODEL-basierend) erfolgt. Mit der Studie wird der Versuch unternommen, ein Modell zu erstellen, welches trotz hoher räumlicher Auflösung mit relativ wenigen Standarddatensätzen auskommt und gleichzeitig für die gewählten Raumund Zeitskalen möglichst physikalisch begründete Prozessbeschreibungen verwendet. Durch Vermeiden von komplizierten und mit zu vielen, schwer abschätzbaren Parametern arbeitenden Modellkomponenten soll die relativ schnelle aber auch robuste Übertragbarkeit des Modells auf andere Gebiete gewährleisten. Die Art der eingesetzten Teilmodelle wird dabei zunächst auf das vorgesehene Einsatzgebiet, das Einzugsgebiet der Thur in der nordalpinen Ostschweiz, abgestimmt, ohne jedoch Abstriche an der allgemeinen Anwendbarkeit des Modells auch in anderen Klimaregionen und morphologischen Einheiten zu machen.

Nach einer umfangreichen Kalibrierung und Validierung des Modells, die seine Anwendbarkeit auch in Gebieten mit trockenerem Klima als im Voralpengebiet unter Beweis stellt, werden die Klimaszenarien des UKHI, UK-transient und des CCC-Experimentes (siehe Kapitel 4) auf gemessene Klimavariablen von 15 Jahren Umfang angewandt, um die Abweichungen der durch Klimaänderungen zu erwartenden hydrologischen Reaktionen gegenüber dem heutigen Zustand zu erfassen. Dargestellt werden die Ergebnisse als Ganglinien, Hoch- und Niedrigwasser-Wahrscheinlichkeitsverteilungen sowie als Dauerlinien und innerjährliche Regimes. Neben den Änderungen im Abflussregime werden auch Veränderungen im Bodenwasserhaushalt sowie in der Dauer der Schneebedeckung untersucht. Beides kann sich insbesondere im höheren Bergland unter Umständen empfindlich auf die natürliche Vegetation und auf die Landnutzung auswirken (Weidewirtschaft, Skitourismus, auch Obstbau).

Diese Arbeit macht den Versuch einer Quantifizierung der zu erwartenden Veränderungen im Abfluss-, Bodenfeuchte- und Schneeregime unter den Voraussetzungen verschiedener Klimaszenarien. Sie ist Teil eines Beitrages der Internationelen Kommission für die Hydrologie des Rheins (IKHR) zum EU-Projekt "Impact of Climate Change on Hydrological Regimes and Water Resources in the European Community". Innerhalb dieses EU-Projektes befasst sich die IKHR-Gruppe mit den Klimaänderungsfolgen im Einzugsgebiet des Rheins. Neben dem Thurgebiet als typischem Vertreter eines voralpinen bis alpinen Gebietes werden noch drei weitere, in verschiedenen Höhenbereichen liegende Einzugsgebiete in der Schweiz (bearbeitet von der Landeshydrologie und -geologie Bern), ein Teileinzugsgebiet der Mosel (bearbeitet von der Bundesanstalt für Gewässerkunde BfG in Koblenz, D) als typisch für die Mittelgebirgseinzugsgebiete des Rheins sowie das Einzugsgebiet der Vecht in den Niederlanden (bearbeitet durch Rijkswaterstaat RIZA, NL) als typisch für das küstennahe Flachland untersucht. Den integrierenden Rahmen bildet das konzeptionelle Modell RHINEFLOW der Universität Utrecht (KWADAIJK and ROTMANS, 1995), mit dessen Hilfe die hydrologischen Auswirkungen von Klimaänderungen im gesamten Einzugsgebiet des Rheins abgeschätzt werden soll. Quantitative und qualitative Vergleiche zwischen den Ergebnissen des RHINEFLOW-Modells und den Ergebnissen der anderen Modelle lassen eine Abschätzung der Allgemeingültigkeit und Übertragbarkeit der Modellaussagen zu.

Parallel zu diesem Projekt wurde am Geographischen Institut der ETH Zürich im Rahmen des Nationalen Forschungsprogramms (NFP) 31 "Klimaänderungen und Naturkatastrophen" ebenfalls am Beispiel des Thurgebietes mit einem auf dem Hydrotopkonzept beruhenden Modell untersucht, welche Auswirkungen ein verändertes Klima auf den Wasserhaushalt hat (GURTZ et al. 1996). Ein Schwerpunkt der Untersuchung war insbesondere die Untersuchung der Höhenabhängigkeiten diverser hydrologischer Prozesse unter dem Aspekt eines sich ändernden Klimas.

2 Theoretische Grundlagen des Modells

2.1 Modellkonzept

Das hier vorgestellte Modell WaSiM-ETH ist ein deterministisches, flächendifferenziert arbeitendes hydrologisches Einzugsgebietsmodell zur Simulation des Wasserkreislaufes auf und unter der Landoberfläche. Es werden die wichtigsten Prozesse des Transportes, der Speicherung und der Zustandsänderungen des Wassers auf der Grundlage vereinfachter physikalischer Prozessbeschreibungen simuliert. Das Energieerhaltungsgesetz wird nicht geschlossen berücksichtigt. Das heisst, es werden keine Rückwirkungen der modellierten Prozesse auf den energetischen Zustand des Systems und der Systemumgebung berücksichtigt, wie etwa eine unterschiedlich starke Erwärmung der Luft durch verschieden starke Verdunstung. Das gewählte Vorgehen ist hinreichend genau, wenn die energetischen Randbedingungen durch Messungen meteorologischer Grössen ausreichend genau beschrieben werden können. Das Modell kann als eine Kombination aus physikalisch basierten, vereinfachten physikalischen und konzeptionellen Prozessbeschreibungen angesehen werden.

Das betrachtete System, das Modellgebiet, schliesst vertikal die Vegetationsdecke, den verdunstungsrelevanten Boden sowie eine nicht eindeutig abgrenzbare Schicht des tieferen Bodens bzw. des geologischen Unterbaues ein. Im Falle einer vorhandenen Schneedecke bildet diese die Obergrenze des Systems. Ansonsten ist die Vegetationsschicht bzw., bei fehlender Vegetation, der Boden oder das anstehende Gestein bzw. die Bebauung die obere Systemgrenze. In horizontaler Richtung wird das System gewöhnlich durch festgelegte Einzugsgebietsgrenzen begrenzt. In der Realität sind die Ränder des Systems weder für Stoff- noch für Energieflüsse undurchlässig. Das trifft sowohl auf die horizontale als auch auf die vertikale Begrenzung des Systems zu. Einige Stoff- und Energieflüsse können wegen ihrer Grössenordnung oder wegen ausgleichender Flüsse in der Regel vernachlässigt werden. So wird die Tiefenversickerung, da im allgemeinen für die Abflussbildung nicht mehr wirksame, nicht explizit betrachtet. Auch die Speicherung des Wassers in der Flora und Fauna ist vernachlässigbar.

Die Prozesse der Speicherung, des Transportes und der Aggregatzustandsänderungen des Wassers im bezeichneten System können aufgrund ihrer Komplexität in Modellen nur angenähert beschrieben werden. Es ist eine Abstraktion der Realität, ein Modellkonzept, nötig. Nur die für das gewünschte Ergebnis wichtigsten Prozesse werden in vereinfachter Form mathematisch beschrieben. Bei der Auswertung von Modellergebnissen sind die dadurch induzierten systematischen Modellfehler zu beachten.

Für die räumliche Differenzierung des Gebietes bieten sich verschiedene Methoden an. Eine gebräuchliche, mit einigen Vorteilen in Bezug auf die rechentechnische Abarbeitung verbundene Methode ist die Aufteilung des Gebietes in ein Gitter (SHE: ABBOT et al., 1986; IHDM: BEVEN et al., 1987 u.a.). Eine andere Methode ist die Bildung eines sogenannten triangular irregular network (TIN), eines Dreiecksnetzes (EGMO: BECKER and PFÜTZNER, 1987). Diese Methode bietet den Vorteil, dass das Netz der Topographie sehr gut angepasst werden kann. Dieser Vorteil wird aber mit Nachteilen bei der Umsetzung der Algorithmen erkauft. Insbesondere die Rechengeschwindigkeit leidet unter der Notwendigkeit, die Grösse und Form der Elemente zu berücksichtigen.

Für Modelle, welche grossen Wert auf laterale Fliessprozesse legen, bietet sich die Einteilung in ein Potential- und Stromliniennetz an. Es gestattet eine sehr gute Anpassung an die Topograhie sowie eine effektive Berechnung der Wasserströme. Der Nachteil liegt wie bei den Dreiecksnetzen in der Notwendigkeit der Berücksichtigung der Grösse der Elemente sowie im erheblich grösseren Aufwand für die Erstellung des Netzes. Weitere Methoden der räumlichen Differenzierung sind die Ausgrenzung hydrologisch einheitlich reagierender Flächen (Hydrotope) oder die Unterteilung in Teileinzugsgebieten nach topographischen Gesichtspunkten. Erfolgt die Einteilung des Gebietes nur nach Teileinzugsgebieten, so leidet oftmals, in Abhängigkeit von der Grösse der Teilgebiete, die Beschreibbarkeit durch physikalische Modelle. Solche Unterteilungen eignen sich daher eher zur Bearbeitung mit konzeptionellen Modellen (STANFORD IV-Modell: CRAWFORD and LINSLEY, 1966; HBV: BERGSTRÖM, 1976; FGMOD: LUDWIG, 1979; NASIM: OSTROWSKI, 1982; BROOK: FEDERER and LASH, 1983).

Die Bildung hydrologisch ähnlich reagierender Einheiten, sogenannter Hydrotope, bringt den Vorteil effektiver Modellierbarkeit, aber auch den Nachteil des Verlustes des Ortsbezuges (u.a. in den Modellen AKWA: GOLF und LUCKNER, 1981; EGMO: BECKER and PFÜTZNER, 1987; EVAETH: GURTZ et al., 1996). Das Modell EVAETH ging im Rahmen einer parallel zu diesem Projekt laufenden Studie aus einer an der ETH Zürich weiterentwickelten Version des HBV-Modells (BERGSTRÖM, 1976) hervor und wurde ebenfalls für das Einzusgebiet der Thur zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen eingesetzt. Neben einer gegenüber den Vorgängervarianten physikalisch besser begründeten Modellierung der Evapotranspiration nach Penman-Monteith (MONTEITH, 1975) wird zur räumlichen Gliederung nach Hydrotopen die Topographie des Gebietes weitgehend berücksichtigt. So wurden als Unterteilungkriterien für die Hydrotope innerhalb der 12 Teileinzugsgebiete der Thur jeweils die Höhenzonen á 100 m, die Exposition (4 Sektoren und ebene Flächen) und die Landnutzung in 10 Nutzungsformen ausgewählt. Grundlage für die Hydrotopeinteilung ist ein Gitter mit einer räumlichen Auflösung von 100 m x 100 m. Innerhalb der Hydrotope wurden die Kennwerte der Exposition, der Hangneigung sowie der Bodenkennwerte als Mittelwert der zu diesem Hydrotop gehörenden Gitterzellen ermittelt. Durch die Vielzahl an Unterteilungkriterien liegt die Anzahl der Hydrotope bei etwa 2450 für das 1700 km² grosse Einzugsgebiet der Thur. Somit kann auch mit der Hydrotopunterteilung in recht hoher räumlicher Auflösung gerechnet werden.

Die räumliche Differenzierung im hier vorgestellten Modell wird durch Einteilung des Gebietes in ein regelmässiges Gitternetz realisiert. Damit ist ein rechentechnisch schneller Modellablauf gewährleistet. Das Gitter-Format eignet sich hervorragend für den Austausch von Daten mit vielen anderen Modellen und Software-Paketen. Auch können Eingangsdaten schnell und oft ohne Genauigkeitsverlust an die gewünschte Modellauflösung angepasst werden. Das Modell ist in der Lage, Abflüsse für Einzugsgebiete mit Grössen von < 1 km² bis zu mehreren 10'000 km² zu berechnen. Durch Unterteilung in entsprechend viele Teilgebiete kann die Gesamtgebietsgrösse beinahe beliebig gross sein. Einschränkungen ergeben sich aus den Gültigkeitsbereichen der verwendeten Teilmodelle. So gelten z.B. die Höhengradienten der Temperatur nur für begrenzte Gebiete. Auch kann das Modell nur dann erfolgreich angewandt werden, wenn die Voraussetzungen zur Anwendung der Teilmodelle gegeben sind. Beispielsweise setzt dass Boden- und Abflussmodell ein Klima voraus, in welchem die grösseren Flussläufe nie trockenfallen, das Grundwasser einen geschlossenen Körper bildet und das Einzugsgebiet abgeschlossen ist. Dennoch kann, wie erste Anwendungen zeigen, auch bei nicht vollständiger Erfüllung insbesondere der letzten Bedingung (in Karstgebieten), das Modell erfolgreich angewandt werden.

Die Prozesse der Speicherung, des Transportes und der Umwandlung des Wassers werden im Modell WaSiM-ETH möglichst auf physikalischer Grundlage simuliert. Es werden alle wesentlichen Prozesse betrachtet, welche für die Bildung der verschiedenen Abflusskomponenten im Rahmen der geforderten Modellgenauigkeit von Bedeutung sind. Dies sind:

- die Interpolation der meteorologischen Eingangsdaten
- die Schneedeckenentwicklung (Akkumulation, Schmelze, Verdunstung)
- die Interzeption
- die Infiltration des Wassers in den Boden bzw. die Bildung von Landoberflächenabfluss durch Infiltrationsüberschuss
- die Speicherung des Wassers in der durchwurzelten Bodenzone, die Entnahme von Wasser durch Verdunstung, die Versickerung infiltrierten Wassers sowie der kapillare Aufstieg in Feuchtgebieten als Ausgleich von Verdunstungsverlusten durch oberflächennahes Wasser
- die Bildung von Sättigungsflächenabfluss, Zwischenabfluss und Grundwasserabfluss
- die Abflusskonzentration im Gewässernetz
Bis auf die letzten beiden Punkte können alle Prozesse der vertikalen Betrachtung des Modellgebietes zugeordnet werden. Die Bildung von Sättigungs-, Zwischen- und Grundwasserabfluss sowie die Abflusskonzentration werden jedoch unter Berücksichtigung der Eigenschaften grösserer Gebietseinheiten modelliert. Somit spielt für diese Teilprozesse des hydrologischen Kreislaufes die horizontale Betrachtung des Gebietes eine ebenso wichtige Rolle wie die vertikale Betrachtung. Die oben aufgeführten vertikal dominierten Prozesse werden separat für jeden der Gitterpunkte (bzw. für jede Zelle) ausgeführt. Die Auflösung des Gitters sollte an die Grösse des Gesamtgebietes sowie an dessen Charakter angepasst sein. Gebiete mit grosser Variabilität von Topographie, Bodeneigenschaften und Vegetation, wie z.B. Hochgebirge, werden eine höhere Auflösung verlangen als relativ homogene Gebiete, z.B. Flachland mit ausgedehnten Wäldern. Auch die geforderte zeitliche Auflösung spielt bei der Wahl der räumlichen Auflösung eine Rolle.

2.2 Modellumgebung

Das Modell ist im allgemeinen einer von mehreren Schritten eines umfassenden Arbeitsablaufes. Ein erheblicher Aufwand muss zunächst mit der Bereitstellung und Koordinierung von Datenmaterial betrieben werden. In den Abbildungen 2.1 bis 2.3 ist der generelle Ablauf der Wasserhaushaltsmodellierung mit WaSiM-ETH schematisch dargestellt. Vor der eigentlichen Modellrechnung steht die Datenbeschaffung, die Konvertierung dieser Daten in modellkonforme Formate und die Berechnung von abgeleiteten Daten, kurz: das Preprocessing (Abbildung 2.1).

Die Modellrechnung selbst erfolgt unter Nutzung der im Preprocessing bereitgestellten Daten und Parameter. Nach der Modellrechnung erfolgt in der Regel ein mehr oder weniger ausgeprägtes Postprocessing, welches sich im einfachsten Fall auf eine graphische Darstellung der errechneten Ganglinie und auf Bilanzbildungen beschränkt. Da die Modellierung unabhängig von Pre- und Postprocessing erfolgt, kann durch eine Definition von Schnittstellen zwischen diesen Prozessen erreicht werden, dass mit beliebiger Zusatz-Software auf jeder Systemplattform, auch kombiniert, ein Einsatz des Modelles möglich ist. Die folgenden Abschnitte beschreiben die nötigen Schritte im Ablauf einer Modellrechnung genauer.

2.2.1 Preprocessing

Das Preprocessing ist nötig, um die Ausgangsdaten (siehe Abbildung 2.1), die oft von unterschiedlichen Datenquellen und in unterschiedlichen Formaten bzw. zeitlichen und räumlichen Auflösungen geliefert werden, an die vom Modell WaSiM-ETH geforderte Schnittstelle anzupassen. Ausserdem dient das Preprocessing zur Abschätzung einiger Modellparameter. Der zeitliche Aufwand des Preprocessing übersteigt den Aufwand für die eigentliche Modellrechnung erfahrungsgemäss um ein Vielfaches, was die Bedeutung des Preprocessing unterstreicht.

Bei den Ausgangsdaten können drei verschiedene Arten von Daten unterschieden werden: geographische Daten, meteorologische Daten und hydrologische Daten. Geographische Daten werden benötigt, um die räumliche Struktur sowie die räumlich verteilten, zeitlich konstanten Eigenschaften des zu modellierenden Einzugsgebietes darzustellen. Dazu gehören Bodendaten wie hydraulische Leitfähigkeit, Wasserspeichervermögen und Bodenart, Landnutzungsdaten sowie als eine der wichtigsten Datengrundlagen ein digitales Höhenmodell. Meteorologische Daten in Form von Stationswerten werden für den "Modellantrieb" benötigt. Hierzu zählen die Stations-Zeitreihen von Lufttemperatur, Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit, Wasserdampfdruck oder relativer Luftfeuchtigkeit und Sonnenscheindauer von möglichst vielen meteorologischen Stationen in einer der hydrologischen Problemstellung angepassten zeitlichen Auflösung. Hydrologische Daten sind in erster Linie die Abflusszeitreihen als integrale Informationen für ganze Teileinzugsgebiete. Für die Modellierung ist diese Datenart nicht zwingend nötig, aber eine Kalibrierung ist ohne gemessene Abflüsse nicht möglich. Teilmodelle können auch an internen Zustandsvariablen kalibriert werden, z.B. an der Bodenfeuchte oder am Grundwasserstand. Dafür sind jedoch umfangreiche Beobachtungsnetze nötig. All diese Daten liegen im Regelfall mit jeweils unterschiedlicher räumlicher bzw. zeitlicher Auflösung vor. Räumliche Daten können zudem als digitalisierte Polygone oder als Gitterdaten, in ungünstigen Fällen auch als "herkömmliche" Karten vorliegen.

Geographische Daten	Klimatologische Daten	Hydrologische Daten	Pre-
 digitale Topographie Bodendaten (K-Wert, Speicher- vermögen, Bodenart) Landnutzungsdaten (Wald[-arten], Wiese, Ak- ker, Obstbäume, Siedlung, Fels, Boden) 	 Stationsdaten verschiedener Herkunft und zeitlicher Auflösung (Lufttemperatur, Niederschlag, relative Luft- feuchtigkeit, Windge- schwindigkeit, Global- strahlung, Sonnenschein- dauer) minimal: Niederschlag und Temperatur 	 Abflussdaten von verfüg- baren Pegeln 	processing Datenbezug von verschie- denen Quellen
Umwandlung:	Umwandlung:	Umwandlung:	
 Polygondaten in Gitterda- ten alle Gitterdaten in gleiche Formate bzgl. Zellgrösse und Griddimensionen 	 in einheitliche Formate überführen 	 Abflüsse in Abflussspen- den(l/s in mm/h) Abfluss-Spenden in inverse Abfluss-Spenden (für Pa- rameterbestimmung) 	Datenkonver- tierung
Berechnung:	Berechnung:	Parameterbestimmung:	
 Exposition Hangneigung Fliessrichtung Fliessakkumulation Flussnetz Einzugsgebietsgrenzen (für beliebige Punkte wie z.B. Pegel) Topographischer Faktor ln A T₀ · tanβ 	 zeitliche Interpolation von grob aufgelösten Daten auf das Rechenintervall interaktive Berechnung von Regressionsbeziehun- gen bei späterer räumlicher Interpolation durch höhen- abhängige Regression 	 Rückgangskonstanten für Basisabfluss und für Direktabfluss 	Parameter- bestimmung Nutzung von GIS oder an- derer spezifi- scher Software

Abb. 2.1: Vorbereitung des Modellaufes

Abbildung 2.1 gibt einen Überblick über das Preprocessing. Eventuell als Polygone vorhandene Daten müssen in Gitternetze umgewandelt, thematische Karten müssen u.U. digitalisiert werden. Alle verschiedenen geographischen Datensätze müssen dabei bezüglich ihrer Dimensionen und Koordinaten deckungsgleich sein. Weiterhin müssen aus den Daten des digitalen Höhenmodells verschiedene für das hydrologische Modell nötige Eingangsgrössen errechnet werden, so die Hangneigung, die Exposition und der topographische Index. Wenn für die Einzugsgebietsmodellierung keine Einzugsgebietsgrenzen bekannt sind, kann auch über eine Berechnung der Fliessrichtungen und der Fliessakkumulation eine Ausgrenzung der Einzugsgebiete erfolgen. Die Methoden einer solchen topographischen Analyse sind z.B. in MOORE et al. (1993) und QUINN et al. (1993) beschrieben. Parallel zur Entwicklung des Modells wurden die dafür erforderlichen Werkzeuge als eigene Programme erstellt. Sie sind ausführlich in SCHULLA (1996) beschrieben. Das Programm zur automatischen Analyse des digitalen Höhenmodells nach den in MOORE et al. (1993) beschriebenen Verfahren wird im Anhang vorgestellt.

Neben der Formatkonvertierung erfolgt für die klimatologischen Daten im Preprocessing die Berechnung der Höhengradienten auf interaktivem Weg, d.h., über die visuelle Beurteilung der Regressionsgeraden am Bildschirm. Die auf diese Weise einmal erstellten Dateien mit den optimalen Regressionskoeffizienten werden bei den folgenden Modelläufen eingelesen und auf die einzelnen Gitterzellen des digitalen Höhenmodells angewandt. Die räumliche Interpolation findet bei höhenabhängigen Grössen also zum einen Teil im Preprocessing und zum anderen Teil während der eigentlichen Modellrechnung (Processing) statt.

Hydrologische Daten dienen zur Kalibrierung des Modells. Aus den Abflüssen müssen im Preprocessing Abflussspenden berechnet werden. Diese Daten werden dann direkt mit den modellierten Abflüssen verglichen. Aus den solcherart umgewandelten Abflusswerten kann auch sofort einer der wichtigsten Modellparameter, der Rückgangsparameter für den Basisabfluss *m*, mit meist ausreichender Genauigkeit hergeleitet werden. Näheres zur Parameterbestimmung ist in Kapitel 2.3.8 zu finden.

Der letzte Schritt des Preprocessing besteht darin, die Steuerdatei für den eigentlichen Modellauf vorzubereiten. Diese Steuerdatei legt die Teilmodellabfolge, die in den Teilmodellen zu nutzenden Algorithmen, alle Modellparameter, alle Dateinamen sowie allfällige Klimaszenarien fest. Der Aufbau der Steuerdatei ist in der Modelldokumentation sowie in deren Anhang erklärt (SCHULLA, 1996).

2.2.2 Processing

Der Modellablauf erfolgt ohne weitere Steuereingriffe. Abbildung 2.2 zeigt im Überblick den Datenfluss bei der Modellierung. Durch die dialoglose Form der Abarbeitung besteht die Möglichkeit, das Modell auf verschiedenen Rechnerplattformen ablaufen zu lassen. Alle Eingabedateien werden zunächst geöffnet, bei Klimadaten und bei hydrologischen Daten wird das in der Steuerdatei festgelegte Anfangsdatum gesucht, räumlich verteilte Datensätze (Grids bzw. Gitter) werden komplett eingelesen, auf fehlende Werte untersucht und gegebenenfalls bis zu einer gewissen Grenze aus den Mittelwerten benachbarter Zellen ergänzt. Diese Ergänzungen werden in einer Log-Datei dokumentiert.

Während der Modellabarbeitung werden umfangreiche Ergebnisdateien erzeugt. Es können räumlich verteilte Datensätze (Gitter) als Intervall-, Summen- oder Mittelwerte sowie Zeitreihen von Teil- oder Gesamtgebietsmittelwerten oder -summen in vorher festgelegter zeitlicher Aggregation ausgegeben werden. Bei Fehlern bricht das Modell seinen Ablauf mit einem Kommentar ab.

Die wichtigsten Prozesse des Wasserkreislaufes sind in Teilmodellen zusammengefasst. So werden die Interpolationen der meteorologischen Eingangsdaten, die Verdunstungsberechnung oder die Schneemodellierung jeweils in eigenen Modulen berechnet. Bei der Abarbeitung des Modells ist die Raumschleife in die Teilmodellschleife und diese wiederum in die Zeitschleife verschachtelt. Es wird also immer ein Teilmodell für das ganze Gitter abgearbeitet, bevor das nächste Teilmodell bzw. der nächste Zeitschritt begonnen wird. Sowohl die Abschattungsberechnung als auch das Sättigungsflächenmodell sind auf eine gleichzeitige Betrachtung aller Zellen eines Gitters angewiesen sind. Das gleiche trifft auf die Interpolation der Eingangsdaten zu. Würde die Zeitschleife innen liegen, dann müsste entweder an jedem Gitterpunkt die Interpolationsroutine aufgerufen werden (zeitraubend!), oder alle Interpolationen müssten vor dem Modellauf durchgeführt und die Ergebnisse gespeichert werden. Selbst bei reichlich vorhandenem Speicherplatz ist diese Methode nicht praktikabel, da durch diese Methode sehr viel Speicherplatz belegt wird.



Abb. 2.2: Schematischer Modellablauf mit Datenfluss

2.2.3 Postprocessing

Das Postprocessing besteht aus der graphischen Darstellung sowie in der Auswertung der Ergebnisse des Modellaufes (Abb. 2.3). Aus den errechneten Abflüssen können z.B. Statistiken für Niedrigwasserabflüsse, mittlere Abflüsse und Hochwasserabflüsse benötigt werden. Eine weitere Möglichkeit des Postprocessing besteht in der Aggregierung der Ergebnisse zur Bilanzierung auf Monats- oder Jahresbasis. Korrelationsplots dienen zur Darstellung der Varianz der modellierten Abflüsse gegenüber den gemessenen Abflüssen. Aus diesen Darstellungen und Zahlen können Hinweise zur Anpassung verschiedener Parameter gewonnen werden. Das Modell verfügt über keine automatische Parameteroptimierung.



Abb. 2.3: Postprocessing nach dem Modellieren mit WaSiM-ETH

2.3 Modellkomponenten des WaSiM-ETH

Wie bereits in Kapitel 2.2 dargestellt, liegt die Raumschleife über alle Punkte eines Gitters noch innerhalb der Schleife der Teilmodelle. Die Beschreibungen der einzelnen Modellkomponenten in den folgenden Abschnitten beziehen sich deshalb jeweils auf die Modellierung für einen Gitterpunkt. Abbildung 2.4 stellt schematisch die Struktur des Modells dar. Alle grau unterlegten Teilmodelle von der Interpolation bis zum Bodenmodell (zentrale Säule in Abbildung 2.4) werden pro Gitterpunkt des digitalen Höhenmodells, also mit festem räumlichen Bezug modelliert. Beim Bodenmodell erfolgt der Übergang von punktueller Berechnung zur Betrachtung von Teileinzugsgebieten, da die Berechnung von Sättigungsflächen sowie die Bildung von Basisabfluss über gebietsintegrale Eigenschaften, wie den mittleren topographischen Index, erfolgen. Das Teilmodell für das Abfluss-Routing schliesslich kann nur teilgebietsbezogen ausgeführt werden.



Abb. 2.4: Modellstruktur des WaSiM-ETH

2.3.1 Interpolation der Eingangsdaten

Für die hydrologische Modellierung mit WaSiM-ETH werden die in Abbildung 2.1 angeführten meteorologischen Eingangsdaten als "Modellantrieb" benötigt. Diese Daten liegen in der Regel als Stationswerte vor, die auf die einzelnen Zellen des Modellgitters interpoliert werden müssen. Dafür können zwei Methoden genutzt werden: 1. die höhenabhängige Regression mit Ausgleich der Residuen durch eine Trendfläche als vertikale Interpolation und 2. die abstandsgewichtende Interpolation (IDW - Inverse-Distance-Weighting Interpolation oder Thiessen-Polygone) als horizontale Interpolation. Es ist auch eine Kombination von vertikaler und horizontaler Interpolation möglich.

2.3.1.1 Höhenabhängige Regression

Die höhenabhängige Regression bietet sich für alle jene Grössen an, die eine ausgeprägte Höhenabhängigkeit aufweisen. Dazu zählen die Lufttemperatur, der Dampfdruck sowie die Windgeschwindigkeit. Gerade in gebirgigen Einzugsgebieten sind die höhenbedingten Änderungen dieser Grössen im allgemeinen weit wichtiger und deutlicher als die horizontalen Änderungen. Auch die Globalstrahlung kann über ihre Höhenabhängigkeit interpoliert werden, wenn horizontale Änderungen über eine Kombination mit der IDW-Methode erfasst werden.



Abb. 2.5: Beispiel für eine höhenabhängige Regression der Temperatur für den 12.1.1984, 12 Uhr MEZ für das Einzugsgebiet der Thur.

Abbildung 2.5 zeigt ein Beispiel für eine höhenabhängige Regression der Lufttemperatur für den 12. Januar 1984, 12 Uhr MEZ. Dargestellt sind die zwischen den Ableseterminen 7 und 13 Uhr zeitlich interpolierten Messwerte von 7 Klimastationen (Punkte) sowie die Stundenmittelwerte der Lufttemperaturen von 11 kontinuierlich messenden Stationen (Kreuze). Die durchgezogenen Profillinien stellen die Anpassung an die Daten der kontinuierlich aufzeichnenden Stationen dar. Die gestrichelten Linien repräsentieren die Ausgleichsgeraden durch alle Daten. Die zeitliche Interpolation der Klimastationswerte zwischen den Ableseterminen erfolgt unter Nutzung der zeitlichen Verläufe der Messgrössen an den kontinuierlich aufzeichnenden Stationen. Dazu wird zunächst für jeweils zwei aufeinanderfolgende Ablesetermine (z.B. 7 und 13 Uhr) mit den Daten der kontinuierlich aufzeichnenden Stationen die Regressionsberechnung durchgeführt. Für jede Terminwert-Station wird dann zu beiden Zeitpunkten die Differenz zwischen den Messwerten und den sich aus der Regressionsbeziehung der kontinuierlich aufzeichnenden Stationen stationen der kontinuierlich aufzeichnenden Stationen der kontinuierlich aufzeichnenden Stationen der Stationen den Stationen der Klimastations-

Diese Differenzen werden nun zeitlich linear zwischen den Ableseterminen auf die geforderten Zeitpunkte, z.B. auf jede volle Stunde, interpoliert. Zu diesen Zeitpunkten wird anschliessend zunächst für die kontinuierlich vorliegenden Daten die Regressionsbeziehung ermittelt. Durch Addieren der bereits interpolierten Differenzen zu den sich aus der Regression für die Höhe der Terminwertstationen ergebenden Schätzwerten kann nun für jede Terminwert-Station ein für diesen Zeitpunkt wahrscheinlicher Wert der Messgrösse geschätzt werden. Im nächsten Schritt werden nun für alle Zeitpunkte nochmals neue Regressionsbeziehungen berechnet, nun mit den interpolierten Werten der Terminstationen und den kontinuierlich vorliegenden Daten als gemeinsamer Datengrundlage. Ein letzter Schritt ist schliesslich jeweils die Berechnung einer Trendfläche durch die Residuen zu den ermittelten höhenabhängigen Regressionen, um eventuell vorliegende grossräumige Trends der Messgrösse zu berücksichtigen.

Um dem Umstand Rechnung zu tragen, dass in der unteren Atmosphäre insbesondere im Winter häufig stabile Schichtungen auftreten (Inversionswetterlagen), wird das Höhenprofil je nach Vorliegen von Inversionen in bis zu drei Abschnitte eingeteilt, die voneinander durch eine untere und eine obere Grenze getrennt sind. Diese beiden Grenzen werden im Preprocessing so gewählt, dass sie an der Unter- bzw. Obergrenze jener Atmosphärenschicht liegen, in welcher typischerweise Inversionen auftreten. In Abbildung 2.5 sind diese beiden Grenzen durch *igu* (untere Grenze) und *igo* (obere Grenze) gekennzeichnet.

Generell werden zwei Teil-Regressionen berechnet, eine für alle Werte unter der unteren Grenze *igu* und eine andere für alle Werte darüber. Die Entscheidung, ob zwei Inversionen vorliegen oder nicht, wird anhand des Schnittpunktes der beiden Regressionsgeraden getroffen. Schneiden sich beide Profilgeraden im Bereich zwischen den vorgegebenen Grenzen, so gibt es nur zwei Regressionsgeraden mit maximal einer Inversion, im anderen Fall, wenn also kein Schnittpunkt der beiden Regressionsgeraden zwischen den vorgegebenen Grenzen gefunden werden konnte, gilt die untere Regressionsgerade nur unterhalb der unteren Grenze *igu*, während die obere Regressionsgerade oberhalb der oberen Grenze *igo* gilt. Dazwischen wird eine Verbindungsgerade berechnet.

Für jede der beiden Regressionsgeraden gilt (hier am Beispiel der Lufttemperatur):

$$T(h_M) = a_{r,i} + b_{r,i} \cdot h_M \tag{2.1}$$

mit h_M Höhe [m]TMessgrösse (z.B. Lufttemperatur)iIndex für die untere bzw. obere Regressionsgerade $a_{r,i}, b_{r,i}$ Parameter der jeweiligen Regressionsgeraden

Für die Stichprobe aller Messwerte werden die Parameter \hat{a}_r und \hat{b}_r nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrat-Summen geschätzt:

$$g(\hat{a}_{r}, \hat{b}_{r}) = \sum_{i} (T_{i} - \hat{a}_{r} - \hat{b}_{r} \cdot h_{M,i})^{2} \to Min$$
(2.2)

Die partiellen Ableitungen von (2.2) nach \hat{a}_r und \hat{b}_r ergeben ein lineares Gleichungssystem mit den Unbekannten \hat{a}_r und \hat{b}_r , welche dann geschätzt werden können aus:

$$\hat{a}_{r} = \frac{1}{n} \left(\sum T_{i} - \hat{b}_{r} \sum h_{M,i} \right) \quad \text{und} \quad \hat{b}_{r} = \frac{n \cdot \sum T_{i} h_{M,i} - \sum T_{i} \sum h_{M,i}}{n \cdot \sum h_{M,i}^{2} - \left(\sum h_{M,i} \right)^{2}}$$
(2.3)

Die Residuen dieser linearen Regressionen werden gemeinsam einer mehrfach-linearen Regression unterzogen, um eine Trendfläche durch die Residuen legen zu können:

$$r = u_r + v_1 x_r + v_2 y_r$$
(2.4)

mit r Residuum u_r, v_1, v_2 Regressionsparameter; x_r, y_r Koordinaten

Analog zu (2.2) und (2.3) werden durch die Minimierung der Fehlerquadrate die Parameter \hat{u}_r , \hat{v}_1 und \hat{v}_2 gefunden:

Auswirkungen von Klimaänderungen

$$\hat{v}_{1} = \frac{1}{D} \cdot \begin{vmatrix} n & \sum r & \sum y_{r} \\ \sum x_{r} & \sum rx_{r} & \sum x_{r}y_{r} \\ \sum y_{r} & \sum ry_{r} & \sum y_{r}^{2} \end{vmatrix} \quad \hat{v}_{2} = \frac{1}{D} \cdot \begin{vmatrix} n & \sum x_{r} & \sum r \\ \sum x_{r} & \sum x_{r}^{2} & \sum rx_{r} \\ \sum y_{r} & \sum x_{r}y_{r} & \sum ry_{r} \end{vmatrix}$$
(2.5)
mit $D = \begin{vmatrix} n & \sum x_{r} & \sum y_{r} \\ \sum x_{r} & \sum x_{r}^{2} & \sum x_{r}y_{r} \\ \sum y & \sum x_{r}y_{r} & \sum y_{r}^{2} \end{vmatrix}$ und $\hat{u}_{r} = \bar{r} - \hat{v}_{1}\bar{x}_{r} - \bar{v}_{2}\bar{y}_{r}$ (2.6)

Mit den Parametern \hat{a}_r , \hat{b}_r , \hat{u}_r , \hat{v}_1 und \hat{v}_2 kann anschliessend bei der Interpolation für jede beliebige Höhe h_M und für alle beliebigen Koordinaten x_r und y_r die Temperatur errechnet werden. Dieses Vorgehen ist effektiv und bietet relativ wenige Fehlerquellen. Die Parameter für die obere untere Grenze möglicher Inversionen (*igo* und *igu*) sind einfach interaktiv bzw. anhand der Stationsdaten festlegbar.



Abb. 2.6: Beispiel der Interpolation der Temperatur im Einzugsgebiet der Thur für den 31. 12. 1984, 14 Uhr MEZ nach den aus der höhenabhängigen Regression ermittelten Parametern (Angaben in °C)

Abbildung 2.6 zeigt ein Ergebnis der nach obigem Verfahren interpolierten Temperatur für den 31.12.1984, 14 Uhr für das Einzugsgebiet der Thur (1700 km², 365 bis 2504 m.ü.M., 500 m - Gitter). Deutlich zu sehen ist die Abnahme der Temperatur mit der Höhe, die Täler befinden sich in Bereichen mit höherer Temperatur. An der stetigen Abnahme der Temperaturen mit zunehmender Höhe ist zu erkennen, dass in dem dargestellten Fall keine Inversion vorliegt.

2.3.1.2 Abstandsgewichtende Interpolation

Die abstandsgewichtende Interpolationen geht davon aus, dass der Wert einer Messgrösse an einer Interpolationsstelle durch die Entfernungen der Interpolationsstelle zu den verschiedenen Stützstellen, also den Stationsstandorten, und deren Messwerte beschrieben werden kann. Diese Annahme trifft bei genügender Messwertdichte in ausreichendem Masse z.B. auf den Niederschlag und auf die Sonnenscheindauer zu, wenn beide Grössen in kurzen Zeitintervallen interpoliert werden sollen. Für Tageswerte dieser Grössen und ganz besonders für Wochen-, Monats- oder Jahreswerte kommt aber der Einfluss der Höhe auch hier wieder stärker zum Tragen – es bietet sich dann eine Kombination aus abstandsgewichtender und höhenabhängiger Interpolation an. Im WaSiM-ETH kann neben der Inverse-Distance-Weighting Interpolation (IDW) auch das Thiessen-Polygon-Verfahren genutzt werden.

19

Dieses stellt eine IDW-Sonderform dar, bei der an jeder Interpolationsstelle nur der Messwert jener Station, welche der Interpolationsstelle am nächsten liegt, berücksichtigt wird.

Diese Abhängigkeit des Interpolationswertes von der Entfernung der Stützstellen ist umgekehrt proportional, d.h. mit grösser werdender Entfernung der Stützstelle zur Interpolationstelle nimmt deren Einfluss auf den Interpolationswert ab. Durch die Potenzierung der inversen Entfernung mit einem festzulegenden Exponenten p kann die Abnahme des Gewichtes mit der Entfernung gesteuert werden. Für die Niederschlagsinterpolation sollte p zwischen 2 und 3 liegen. Der Interpolationswert ergibt sich aus der Summe aller beitragenden gewichteten Stützstellenwerte:

$$\hat{z}(u) = \sum_{j} \left(w_{j} \cdot z(u_{j}) \right)$$
mit $w_{j} = \frac{1}{d(u,u_{j})^{p}} \cdot \frac{1}{C}$ und $C = \sum_{j} \frac{1}{d(u,u_{j})^{p}}$ folgt: $\sum_{j} w_{j} = 1.0$

$$(2.7)$$

nit	$\hat{z}(u)$	interpolierter Wert am Punkt u
	W_j	Wichtung des Messwertes an der Stützstelle (Station) j
	$z(u_j)$	Messwert an der Stützstelle j
	$d(u,u_i)$	Entfernung der Interpolationsstelle von der Stützstelle j
	p	Gewichtung des Entfernungsreziprokes (etwa 1 3)

Im WaSiM-ETH wird die Angabe einer oberen und einer unteren Schwelle gefordert, zwischen denen sich die Interpolationsergebnisse bewegen müssen. Überschreiten die Interpolationswerte dennoch diesen Bereich, so werden sie durch einen festgelegten Minimalwert bzw. Maximalwert ersetzt. Das kann nützlich sein, um z.B. Luftfeuchtigkeiten unter 0 % bzw. über 100 % zu unterbinden, um die relative Sonnenscheindauer zwischen 0 und 1 zu begrenzen oder um Niederschläge unterhalb einer bestimmten Schwelle auf 0 zu setzen, beispielsweise ab < 0.1 mm. Somit gibt es eine Möglichkeit, unrealistische Interpolationswerte zu vermeiden.



Abb. 2.7: Beispiel für die Interpolation des Niederschlages im Einzugsgebiet der Thur für den 14. 1. 1984, 23 bis 24 Uhr MEZ nach Inverse Distance Weighting Interpolation (Angaben in mm)

Abbildung 2.7 stellt das Ergebnis einer Interpolation des einstündigen Niederschlages für den 14.1.1984 um 24 Uhr MEZ dar. Die Darstellung lässt deutlich die lokalen Minima und Maxima erkennen, die sich verfahrensbedingt rund um Stationen mit entsprechenden Messungen bilden. Neben der reinen IDW-Interpolation bzw. dem reinen Thiessen-Verfahren sowie der reinen höhenabhängigen Regressionsberechnung kann die höhenabhängige Regression auch mit der IDW-Interpolation kombiniert werden. Dies kann vorteilhaft sein, um schwach ausgeprägte Höhenabhängigkeiten (wie bei Niederschlags-Stundenwerten) zu berücksichtigen, ohne auf IDW verzichten zu müssen. Der Interpolationswert wird dabei aus einer gewichteten Summe der IDW-Interpolation und der höhenabhängigen Regression gebildet. Die Gewichtung beider Teilinterpolationen ergibt 1.0. Als Gewichtung für die Regression kann z.B. der Jahreswert des Bestimmtheitsmasses der höhenabhängigen Regression verwendet werden. Dieser Wert drückt den Anteil der Höhenabhängigkeit der Daten einer Messreihe aus. Für Niederschlags-Stundensummen im Gebiet aus Abb. 2.7 liegt dieses Bestimmtheitsmass zwischen 0.15 und 0.2.

2.3.2 Niederschlagskorrektur

Niederschlagsmessungen sind mit systematischen Fehlern behaftet. Diese Fehler setzen sich im wesentlichen aus dem Windfehler durch die Stauwirkung des Auffanggefässes, dem Haftwasserverlust bei Entleerung und Messung und dem Verdunstungsverlust zusammen. Der Windfehler kann unter Umständen grosse Werte annehmen, insbesondere bei Schneefall. Die aufgeführten Verluste führen dazu, dass das Ergebnis der Niederschlagsmessung in der Regel zu klein gegenüber dem tatsächlich gefallenem Niederschlag ausfällt (DYCK, 1983). Methodische Untersuchungen zum Niederschlags-Messfehler sowie Angaben zu Korrekturmöglichkeiten sind in SEVRUK (1981) und SEVRUK (1985) enthalten. Sind die wichtigsten Einflussgrössen auf den Niederschlags-Messfehler bekannt, so können die Niederschlagsmesswerte unter Nutzung dieser Einflussgrössen korrigiert werden.

Das hier vorgestellte Modell WaSiM-ETH bietet die Möglichkeit, den Niederschlag für Schnee und Regen getrennt jeweils in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit zu korrigieren. Dazu müssen neben dem Niederschlag mindestens noch die Temperatur und die Windgeschwindigkeit als Eingangsgrössen für das Modell zur Verfügung stehen. Anhand der Temperatur wird der Niederschlag in Regen oder Schnee aufgeteilt. Fehlen Temperaturangaben, wird immer Regen angenommen. Je nach Aggregatzustand des Niederschlages kommt anschliessend eine der beiden möglichen Korrekturgleichungen zum Einsatz:

P_{korr}	$= P \cdot (a_l)$	$(+b_l \cdot u_w)$	$T \ge T_{grenz}$	(2.9)
$P_{korr} = P \cdot (a_s + b_s \cdot u_w)$			$T < T_{grenz}$	(2.8)
mit	Р	gemessener Nieder	rschlag [mm]	
	P .	korrigierter Nieder	schlag [mm]	

P_{korr}	korrigierter Niederschlag [mm]
Tgrenz	Übergangstemperatur Schnee/Regen [°C]
u_w	Windgeschwindigkeit [m/s]
a_l, b_l	Korrekturfaktoren für flüssigen Niederschlag [-]
a_s, b_s	Korrekturfaktoren für festen Niederschlag [-]

Im Falle fehlender Winddaten erfolgt die Korrektur immer mit einem der dann entsprechend grösser zu wählenden Faktoren a_l oder a_s . Die Korrekturen werden jeweils für die an den Stationen gemessenen Niederschläge noch vor der Niederschlagsinterpolation ausgeführt. Dazu werden die Windgeschwindigkeiten und Temperaturen auf die Standorte der Niederschlagsmessung interpoliert und anschliessend wird mit (2.8) der an diesen Stationen gemessene Niederschlag korrigiert. Für das Gebiet der Thur wurden eine Grenztemperatur $T_{grenz} = 0.5$ °C sowie Werte der Korrekturfaktoren von $a_l \approx 1.01$ und $b_l \approx 0.01$ für Regen bzw. $a_s \approx 1.1$ und $b_s \approx 0.05$ für Schnee durch Kalibrieren und durch Vergleich der Ergebnisse verschiedener Messanordnungen (bodenebener Niederschlagssammler, Standardmessgerät in 1.5 m Höhe, Lysimetermessungen) gefunden.

2.3.3 Topographiebedingte Strahlungskorrektur und Temperaturmodifikation

Für eine flächendifferenzierte Berechnung der Wasserhaushaltsgrössen in gebirgigem Gelände ist der Einfluss der Topographie einschliesslich der topographischen Abschattung auf die meteorologischen Grössen zu beachten. In erster Linie trifft das auf die verschiedenen Strahlungskomponenten, insbesondere auf die direkte einfallende kurzwellige Strahlung zu (GEIGER et al., 1995, S. 328). Über den Zusammenhang von Nettostrahlung und fühlbarem Wärmestrom wirkt sich die Topographie auch auf die bodennahe Lufttemperatur aus. Diese Einflüsse werden bei der Modellierung strahlungs- und/oder temperaturgetriebener Prozesse wie Verdunstung und Schneeschmelze in vielen Modellen berücksichtigt, so unter anderem von CAZORZI and DALLA FONTANA (1996) und von RANZI and ROSSO (1995). Im Modell WaSiM-ETH wird der Einfluss der Topographie auf Globalstrahlung und Lufttemperatur gemäss dem folgenden Schema nach OKE (1987) berücksichtigt. Dabei sind

- φ die geographische Breite (positiv auf der nördlichen, negativ auf der südlichen Halbkugel)
- δ die Deklination der Sonne (Winkel zwischen den Sonnenstrahlen und der Äquatorebene)
- Z der Zenitwinkel (Winkel zwischen den Sonnenstrahlen und der Senkrechten)
- h_s der Stundenwinkel (Winkel, um den die Erde sich drehen muss, um den betrachteten Meridian direkt unter die Sonne zu drehen)
- Ω_s der Azimutwinkel (Winkel zwischen Projektion der Sonnenstrahlen und echter Nordrichtung)
- t_J die Tagnummer im Julianischen Kalender (1. Januar = 1, 31. Dezember = 365)
- *t* die wahre örtliche Sonnenzeit (von mittlerer Sonnenzeit korrigieren nach: Jan: -3.2, Feb: -13.6, März: -2.6, Apr: -4.2, Mai: +2.8, Jun: +2.5, Jul: -3.5, Aug: -6.3, Sep: -0.3, Okt: +10.0, Nov: +16.4, Dez: +11.3 min)
- Θ_s der Abweichungswinkel zwischen der Normalen zum Hang und den Sonnenstrahlen
- β_t der Gefällewinkel des betrachteten Hanges
- $\hat{\beta}$ die Sonnenhöhe über Horizont (im Winkelmass)
- $\hat{\Omega}$ der Gefälleazimutwinkel (Expositionsrichtung, von Norden im Uhrzeigersinn)

Die Beziehungen zur Berechnung des Zenit- und des Azimutwinkels lauten:

$$\cos Z = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos h_s = \sin \beta_t$$
(2.9)

 $\cos\Omega_s = (\sin\delta\cos\phi - \cos\delta\sin\phi\cos h) / \sin Z$ (2.10)

$$\delta = -23.4 \cdot \cos[360(t_J + 10) / 365] \tag{2.11}$$

- $h_s = 15(12 t)$ in Grad (2.12)
- $\begin{array}{ll} \text{mit} & \Omega_s = \arccos(\cos\Omega) & (t < 12, h_s > 0) \\ \Omega_s = 360^\circ \arccos(\cos\Omega) & (t > 12, h_s < 0) \\ \Omega_s = 180^\circ & (t = 12, h_s = 0) \end{array}$

Mit diesen Gleichungen können für jeden beliebigen Zeitpunkt im Jahr der Sonnenstand, die Zeiten von Sonnenaufgang und Sonnenuntergang sowie die Einstrahlung auf beliebig geneigte Flächen berechnet werden. Ausserdem ist eine Abschattungsberechnung möglich, wenn der Verlauf der Sonnenstrahlen für jede Teilfläche des Modellgitters verfolgt und mit den Höhen des digitalen Höhenmodells verglichen wird. Wird in (2.9) $\cos Z = 0$ gesetzt und nach $\cos h$ aufgelöst, so ergeben sich nach Gleichung (2.12) die Zeiten für Sonnenauf- und -untergang bei symmetrischem Tagesgang zu:

$$\cos h_{s} = \frac{\sin \phi \sin \delta}{\cos \phi \cos \delta} \longrightarrow h_{sr} = \frac{12}{\pi} \cdot \arccos(\cos h_{s}) = \frac{12}{\pi} \cdot h_{s} \quad \text{und} \quad h_{ss} = 24 - h_{sr}$$
(2.13)
mit h_{ss} Sonnenuntergangszeit [h]
 h_{sr} Sonnenaufgangszeit. [h]

Die direkte kurzwellige Sonnenstrahlung I_{max} bei klarem Himmel auf eine Fläche mit zur Sonnenstrahlung paralleler Normalen kann mit Berücksichtigung der atmosphärischen Extinktion nach OKE (1987) berechnet werden zu:

$$I_{max} = I_{tof} \cdot \psi_a^{\frac{p/p_0}{\cos Z}} \qquad \text{in W} \cdot \text{m}^{-2}$$
(2.14)

mit I_{tof} kurzwellige Strahlung am oberen Atmosphärenrand [W·m⁻²] (Solarkonstante $\approx 1368 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$)

- *p* Luftdruck in Berechnungshöhe [hPa]
- p_0 Luftdruck auf Meereshöhe (≈ 1013 hPa)
- ψ_a Transmissivität der Atmosphäre [-]

Die Transmissivität der Atmosphäre ist in feuchter Atmosphäre kleiner als in trockener Atmosphäre, da die Wasserdampfmoleküle erheblich zur Streuung der kurzwelligen Strahlung beitragen. In Abschnitt 2.3.4.2 wird darauf im Zusammenhang mit der Modellierung der Globalstrahlung näher eingegangen.

Bezogen auf eine horizontale Fläche ergibt sich die Normalstrahlung Inorm zu:

$$I_{norm} = I_{max} \cdot \cos Z \tag{2.15}$$

Der Winkel zwischen der Sonneneinstrahlungsrichtung und der Normalen zu einer Rasterfläche (der Abweichungswinkel $\hat{\Theta}$) und damit der Korrekturfaktor für die direkte Strahlung ergibt sich zu:

$$\cos\hat{\Theta} = \cos\beta_t \cdot \cos Z + \sin\beta_t \cdot \sin Z \cdot \cos(\Omega_s - \hat{\Omega})$$
(2.16)

Daraus folgt als korrigierte Einstrahlung einer Fläche mit zur Sonnenstrahlung paralleler Normalen:

$$I_{korr} = I_{\max} \cdot \cos\hat{\Theta}$$
(2.17)

Bezogen auf die Strahlung, die auf einer horizontalen Fläche empfangen wird, ist die Korrektur:

$$I_{korr} = I_{norm} \cdot \frac{\cos \hat{\Theta}}{\cos Z}$$
(2.18)

Der in (2.16) berechnete Korrekturfaktor kann nur unter bestimmten Bedingungen auf die direkte Sonnenstrahlung angewandt werden:

- 1. Die Sonne muss über dem Horizont stehen, und zwar
- mindestens 12°, da bei tieferem Sonnenstand die zunehmende optische Dicke der Atmosphäre, der Exponent in Gleichung (2.14), schwer bestimmbar wird.
- 3. Die Fläche darf nicht im Schatten einer anderen Teilfläche liegen und $\hat{\Omega}$ muss < 90° sein.
- 4. Die relative Sonnenscheindauer muss einen Schwellenwert von z.B. 0.1 überschreiten, ansonsten wird ausschliesslich diffuse und damit nicht zu korrigierende Einstrahlung angenommen.

Wenn die zweite Bedingung nicht erfüllt ist, wird im Modell der Korrekturfaktor auf +5 begrenzt, um die wegen geringer Messfehler und anderer, besonders zeitlicher Abweichungen zwischen Modell und Wirklichkeit sonst zu gross ausfallenden Strahlungskorrekturen zu verhindern. Ansonsten wäre es möglich, bei einem Sonnenstand von 1° über dem Horizont und bei einer horizontal gemessenen Strahlung von 30 W·m⁻² eine Strahlung von 1718 W·m⁻² für eine senkrechte Felswand zu berechnen ($I_{korr} = 30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \cos 1^{\circ}/\cos 89^{\circ}$) – eine viel zu hohe Strahlung gegenüber der Solarkonstanten von 1368 W·m⁻².

Die Berechnung der Abschattung, deren Ergebnisse für die Einschätzung der Erfüllung der dritten Bedingung nötig sind, erfolgt über einen optimierten Suchalgorithmus. Dazu wird der Azimutwinkel der Sonne als Steigung einer Geraden in der Projektion des digitalen Höhenmodells auf die *x*-*y*-Ebene interpretiert (Abb. 2.8). Beträgt der Azimutwinkel Ω_s der Sonne beispielsweise 57.8°, so ergibt sich der Anstieg dy/dx zu tan $\alpha = 0.629$. Der Winkel α ist in diesem Fall der Ergänzungswinkel des Azimutwinkels Ω_s zu 90°. Gesucht wird nun nach einem Schnittpunkt des "Sonnenstrahls" mit dem Terrain. Vom Punkt *P* (Abb. 2.8) ausgehend wird dazu in Richtung der Sonneneinstrahlung für jede unter der Projektion der Sonnenstrahlen liegende Gitterzelle geprüft, ob die Höhe im digitalen Höhenmodell grösser ist als die Höhe, die sich durch die sukzessive Addition von dz, dem Anstieg des Sonnenstrahles pro in *x*-Richtung überwundener Zellweite *cs*, zur Höhe des Punktes *P* ergibt. Ist das der Fall, so liegt *P* im Schatten. Gleichzeitig wird bei jedem Schritt geprüft, ob die schrittweise



Abb. 2.8: Veranschaulichung der Abschattungsberechnung

vergrösserte Höhe die maximale Höhe im digitalen Höhenmodell bereits überschreitet, um die Abschattungsberechnung in diesem Fall abbrechen zu können. Diese Abtastung des Gitters wird für jede Zelle als Startpunkt ausgeführt. Um den Algorithmus zu optimieren wird so verfahren, dass alle Zellen zwischen der Ausgangszelle der aktuellen Suche und jener Zelle, welche auf die Ausgangszelle Schatten wirft, ebenfalls als beschattete Zellen markiert werden. So braucht die Abschattungsberechnung für diese bereits markierten Zellen nicht noch einmal durchgeführt zu werden. Dieses Vorgehen setzt aber voraus, dass das digitale Höhenmodell immer in einer solchen Reihenfolge abgetastet wird, dass die von der Sonne entferntesten Zellen zuerst überprüft werden. In Abbildung 2.8 würde das bedeuten, dass für das gesamte Gitter die Abschattung, von links unten ausgehend, zeilenweise von unten nach oben berechnet wird. Wenn in der auf die zweite Zeile von unten folgenden dritten Zeile die 4. und die 5. Zelle auf Beschattung getestet werden sollen, kann die in der Berechnung für den Punkt P gewonnene Erkenntnis, dass diese beiden Zellen im Schatten liegen, bereits genutzt werden, um die Abschattungsberechnung für beide Punkte sofort abzubrechen. Je nach Sonnenazimut Ω_s ergeben sich so vier Fälle:

- 1. $0^{\circ} < \Omega_s \le 90^{\circ}$ (\boldsymbol{k}), das Gitter wird von unten nach oben abgetastet, wobei die einzelnen Zeilen von links nach rechts abgearbeitet werden
- 2. $90^{\circ} < \Omega_s \le 180^{\circ}$ (**K**), das Gitter wird von oben nach unten abgetastet, die Abarbeitung der Zeilen erfolgt ebenfalls von links nach rechts
- 180° < Ω_s ≤ 270° (**7**), das Gitter wird von oben nach unten abegtastet, die Zeilen im Gegensatz zu 2. jedoch von rechts nach links
- 270° < Ω_s ≤ 360° (𝔅), wie bei 1. wird das Gitter von unten nach oben abgetastet, die Zeilen jedoch wie bei 3. von rechts nach links

Besonders bei flachem Sonnenstand mit viel Schattenwurf ist dieses Vorgehen effizient. Es kann jedoch aufgrund von Diskretisierungsproblemen zu kleinen Überschätzungen der Abschattung kommen. Bei höheren Sonnenständen übersteigt der für die Optimierung zusätzlich nötige programminterne Verwaltungs- und Rechenaufwand jedoch den Zeitgewinn, so dass im Modell zwischen dem nicht optimierten und dem optimierten Algorithmus in Abhängigkeit vom Sonnenstand gewechselt wird. Für gebirgiges Terrain hat sich der optimierte Algorithmus für Sonnenstände von unter 20° bewährt. So wird für jeden denkbaren Fall eine optimale, schnelle Berechnung der Abschattung gewährleistet.

Sowohl die Abschattungsberechnung als auch die expositionsbedingte Korrektur können pro Zeitintervall für mehrere Zeitpunkte ausgeführt werden, um dann einen mittleren Wert für die Expositionskorrektur zu finden. Das kann bei langen Zeitintervallen von 4, 6, 12 oder 24 Stunden nötig sein. Bei einer Blockbetrachtung solch langer Zeitintervalle würden die Nichtlinearitäten in den Gleichungen (2.9) bis (2.18) zu fehlerhafte Resultate führen. Die eigentliche Korrektur der bereits auf die Gitterpunkte interpolierten Globalstrahlung *RG* erfolgt erst im Verdunstungsmodell nach der Beziehung:

$$RG_{eff} = RG \cdot \left(1 + (1 - cr_0) \cdot SSD \cdot \left\lfloor \frac{\cos \hat{\Theta}}{\cos Z} - 1 \right\rfloor \right)$$
(2.19)

mit RG_{eff} effektive (korrigierte) Globalstrahlung [Wh·m⁻²] cr_0 empirischer Faktor zur Berücksichtigung der diffusen kurzwelligen Strahlung
Wert im Thurgebiet um 0.23 (empirisch gefunden nach Abschnitt 2.3.4.2)SSDrelative Sonnenscheindauer (interpoliert, ohne (!) Einfluss topographischer
Abschattung)

Diese Formel wurde aus folgenden Überlegungen hergeleitet: Da die Globalstrahlung auf einer horizontalen Fläche gemessen wird, kommt für die Korrektur des Anteils (1 - cr_0), der direkten Strahlung, Gleichung (2.18) zur Anwendung. Für Stunden ohne Sonnenschein (SSD = 0) oder für ebene Flächen ($\cos\hat{\Theta} / \cos Z = 1$) erfolgt keine Korrektur. Korrekturfaktoren über 1.0 resultieren in einer von der Sonnenscheindauer abhängigen Strahlungsverstärkung, Korrekturfaktoren unter 1.0 in einer Abminderung, wobei mindestens der Anteil $cr_0 \cdot SSD$ der Globalstrahlung unkorrigiert bleibt – dieser Anteil repräsentiert die diffuse Strahlung bei maximaler Sonnenscheindauer (SSD = 1).

Für die bodennahe Lufttemperatur ist neben der Nettostrahlung, die am Tage in erster Linie durch die einfallende kurzwellige Strahlung bestimmt wird, das Verhältnis aus fühlbarem zu latenten Wärmestrom, das sog. Bowen-Verhältnis, entscheidend. Auf dieses wirken sich neben der Nettostrahlung auch der Dampfdruck, die Bodentemperatur und -feuchte sowie die Oberflächenrauhigkeit und die Art der Vegetation aus. Im WaSiM-ETH wird vereinfachend der Einfluss der letztgenannten Faktoren als konstant angenommen und die Temperaturmodifikation analog zur Strahlungskorrektur ausschliesslich in Abhängigkeit von der Topographie durchgeführt, da primär die Strahlungsverhältnisse für die bodennahe Lufttemperatur verantwortlich sind (GEIGER et al., 1995, S. 328). GEIGER et al. (1995, S. 375, Abb. 44-3) gehen auf den Einfluss der Exposition auf die Bodentemperaturen eines kegelförmigen Berges ein. Dabei ergaben Messungen mittlere monatliche Abweichungen von bis zu ±3 °C gegenüber einem ebenen Vergleichsstandort. RICHTER (1979) stellt Messergebnisse aus einem steilen Gebirgstal vor, bei denen etwa 3°C Differenz zwischen Nord- und Südhang auftreten. Die hier vorgestellte Modifikation der Lufttemperatur soll sich in diesem als realistischen anzusehenden Bereich von ±3 K bewegen, damit zu grosse Abweichungen der Temperatur vom Ausgangswert verhindern werden. Die Modifikation soll so erfolgen, dass auf die durch die Interpolation berechneten Temperaturen je nach Exposition und Hangneigung ein dem in Gleichung (2.16) berechneten Strahlungs-Korrekturfaktor $\cos\hat{\Theta}$ proportionaler Wert aufgeschlagen wird. Sowohl die Schneemodellierung als auch die Berechnung der Verdunstung nutzen diese modifizierte Temperatur zur flächendifferenzierten Modellierung. Dabei wirkt sich die modifizierte Temperatur bei der Verdunstungsberechnung über den Anstieg der Sättigungsdampfdruckkurve Δ sowie über den Sättigungsdampfdruck e_s auf die Ergebnisse aus. Bei der Schneemodellierung geht die Temperatur direkt in die Algorithmen zur Berechnung der Schmelze ein.

Die Modifikation der Temperatur wird direkt aus dem Strahlungskorrekturfaktor abgeleitet. Da auch die Temperatur an horizontal ausgerichteten Standorten gemessen wird, kommt ein Strahlungskorrek-

turfaktor nach Gleichung (2.18) zur Anwendung. Der Ausdruck $\cos \hat{\Theta}/\cos Z$ hat einen Wertebereich von 0 bis $+\infty$. Da die Korrektur nach oben auf einen Wert von +5 beschränkt ist (Sonnenstand > 12° über dem Horizont), schränkt sich der Wehrbereich im Model auf $0 \le \cos \hat{\Theta}/\cos Z \le +5$ ein. Ist der Korrekturfaktor $\cos \hat{\Theta}/\cos Z = 1.0$, soll die Temperatur nicht modifiziert werden, d.h., der Temperaturzuschlag soll dann $\Delta T = 0$ sein. Um den Wertebereich für ΔT von [0,+5] auf einen symmetrisch um Null liegenden Bereich mit der Bedingung $T_{korr}(\cos \hat{\Theta}/\cos Z = 1) = 0$ zu transformieren, wird der Logarithmus $\ln(\cos \hat{\Theta}/\cos Z)$ gebildet. Der Wertebereich liegt, wenn $\cos \hat{\Theta}/\cos Z$ ausserdem nach unten auf 0.2 begrenzt wird, zwischen -1.609 K $\le T_{korr} \le +1.609$ K. Neben einem Skalierungsparameter c_t wird für die Temperaturmodifikation die relative Sonnenscheindauer als Gewichtungsfaktor herangezogen:

$$T_{korr} = T_{mess} + c_t \cdot SSD \cdot \ln \frac{\cos \hat{\Theta}}{\cos Z} \quad \text{für} \qquad 0.2 \le \cos \hat{\Theta} \cdot (\cos Z)^{-1} \le 5.0$$

$$T_{korr} = T_{mess} + c_t \cdot SSD \cdot 1.609 \qquad \qquad \text{für} \qquad \cos \hat{\Theta} \cdot (\cos Z)^{-1} > 5.0 \qquad (2.20)$$

$$T_{korr} = T_{mess} - c_t \cdot SSD \cdot 1.609 \qquad \qquad \qquad \text{für} \qquad \cos \hat{\Theta} \cdot (\cos Z)^{-1} < 0.2$$

Die Gewichtung mit der Sonnenscheindauer berücksichtigt, dass der Strahlungskorrekturfaktor zunächst für wolkenfreien Himmel bestimmt wird. Unterschiede zwischen verschieden exponierten Flächen verschwinden aber mit zunehmender Bewölkung bzw. abnehmender relativer Sonnenscheindauer. Bei völlig bewölktem Himmel wird wegen SSD = 0 keine Temperaturmodifikation mehr durchgeführt. Wird für den Skalierungsparameter c etwa der Wert 5 K eingesetzt, so ergibt sich beispielsweise für eine 30° gegen die Einstrahlungsrichtung der Sonne geneigte Fläche bei einem Sonnenzenitwinkel von 60° ($\hat{\Theta} = 30^{\circ}$, $Z = 60^{\circ}$) und 80 % relativer Sonnenscheindauer eine Modifikation der Temperatur von $5 \cdot 0.8 \cdot \ln(\cos 30^{\circ}/\cos 60^{\circ}) = 4 \cdot \ln(1.732) = +2.2$ K. Die Grösse von c sollte anhand von Messungen an verschieden ausgerichteten und geneigten Hängen zu verschiedenen Zeiten und Bewölkungsgraden überprüft werden (z.B. in RICHTER, 1979).

Strahlungs- und Temperaturkorrektur für Tagesschrittweite

Für kurze Zeitintervalle reicht die einmalige Berechnung des Sonnenstandes zur Mitte des Zeitintervalls für die Bestimmung des Korrekturfaktors der direkten kurzwelligen Strahlung aus. Wird das Modell mit langen Zeitschritten betrieben, so können Strahlungskorrektur und Temperaturmodifikation nicht mehr allein mit dem obigen Algorithmus beschrieben werden. Ändert sich innerhalb eines Zeitintervalles der Sonnenstand beträchtlich, können sowohl die Extinktion als auch die Abschattung grossen Schwankungen unterworfen sein. Auch ändert sich die relative Lage einer Fläche zur Einstrahlungsrichtung während langer Zeitintervalle sehr stark. Das trifft besonders auf den grossen Zeitschritt von einem Tag zu, da in diesem Fall innerhalb eines einzigen Intervalls die Sonne von ihrem tiefsten bis zu ihrem höchsten Stand und wieder zurück "wandert" und dabei einen relativen Lauf von Ost nach West über das Himmelsgewölbe vollführt.

Es reicht nicht aus, nur den Mittelwert oder einen Terminwert (z.B. für 12 Uhr) des Sonnenstandes für Strahlungskorrektur und Temperaturmodifikation heranzuziehen. Die Nichtlinearitäten der Gleichungen (2.9) bis (2.20) sind dafür zu stark. Die Lösung dieses Problems erfolgt durch Zerlegen des langen Intervalls in Teilintervalle. Nach Berechnung von Sonnenaufgang und Sonnenuntergang wird die Dauer des hellen Tages t_{tag} in *n* Teilintervalle der (nicht unbedingt jeweils gleich langen) Dauer t_i unterteilt, so dass sich eine Teilintervallänge von maximal einer Stunde ergibt:

$$t_{tag} = h_{ss} - h_{sr} \tag{2.21}$$

(2.22)

$$n = INT(h_{ss} + 0.999) - INT(h_{sr})$$

$$t_i = 1 - FRAC(h_{sr}) \qquad (i = 1)$$

$$t_i = 1h \qquad (1 < i < n)$$

$$t_i = FRAC(h_{ss}) \qquad (i = n)$$

mit t_i Teilintervalldauer [h]
 h_{sr} Zeit des Sonnenaufganges (dezimal) [h]
 h_{ss} Zeit des Sonnenunterganges (dezimal) [h]

INT/FRAC als Kennzeichnung des ganzzahligen/gebrochenen Anteils einer Zahl

Für jedes der *n* Teilintervalle wird die maximal mögliche kurzwellige Einstrahlung berechnet. Dabei wird wolkenfreier Himmel und eine konstante atmosphärische Extinktion ψ_a von 0.9 angenommen. Da die berechnete Strahlung nur zur Gewichtung des Korrekturfaktors für dieses Zeitintervall dient, ist die echte Transmissivität nicht unbedingt nötig, solange sie nicht zu stark von 0.9 abweicht.

Anhand der zur Mitte jedes Zeitintervalls berechneten Sonnenstände werden die Abschattung und die Strahlungskorrekturfaktoren nach (2.9) bis (2.18) berechnet. Somit kann für jedes Teilintervall eine maximal mögliche kurzwellige Einstrahlung mit und ohne Berücksichtigung der Topographie angegeben werden. Um einen mittleren Strahlungskorrekturfaktor für einen ganzen Tag zu erhalten, werden getrennt die korrigierten und die unkorrigierten modellierten Strahlungen addiert. Das Verhältnis beider Summen gibt dann den mittleren Korrekturwert für einen Tag an. In diesem Korrekturwert sind Einflüsse durch allfällige Abschattungen sowie durch die verschieden starke Extinktionswirkung der Atmosphäre während eines Tages (unterschiedliche optische Dicke) enthalten:

$$f_{d} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \frac{\cos \Theta_{i}}{\cos Z_{i}} I_{norm,i}}{\sum_{i=1}^{n} I_{norm,i}}$$
mit f_{d} mittlerer Korrekturfaktor für den Tag [-]
 i Index des laufenden Intervalls 1...n, siehe (2.22)

In Abbildung 2.9 ist dieser Sachverhalt veranschaulicht (Werte aus Tabelle 2.1): Für eine Fläche mit den Koordinaten 8° Ost und 48° Nord, welche 20° nach Südwesten geneigt ist, soll der mittlere Korrekturfaktor für die direkte Sonnenstrahlung als Tageswert für den 1. Mai berechnet werden. Die Spanne zwischen Sonnenaufgang um 5:12 Uhr und Sonnenuntergang um 19:24 Uhr ($h_{ss} - h_{sr}$) wird in 15 Intervalle von 13 mal einer Stunde Dauer, einmal 48 Minuten (1. Intervall) sowie einmal 24 Minuten Dauer (letztes Intervall) unterteilt. Für jedes Teilintervall wird zur Intervallmitte die theoretisch mögliche direkte kurzwellige Einstrahlung erst ohne (graue Säulen) und dann mit Berücksichtigung der Exposition und der Hangneigung (schräg schraffierte Säulen) bestimmt. Das Verhältnis der Summen beider Strahlungen über den Tag entspricht dem Korrekturfaktor, hier: (8515 Wh·m⁻²) / (8081 $Wh \cdot m^{-2}$ = 1.054. Dagegen ist der arithmetische Mittelwert der 15 Korrekturfaktoren = 0.881. Eine nicht an der Strahlung gewichtete Mittelwertbildung der Korrekturfaktoren würde somit zu einer Abminderung anstatt zu einer Verstärkung der Strahlung führen. Wird die Strahlungskorrektur nicht wie im Beispiel durch Berechnen der stündlichen Korrekturfaktoren bestimmt, sondern durch eine einmalige Berechnung zur Mitte des Zeitintervalls, so wäre bei gleichen Bedingungen (Gefälle, Exposition, Datum) eine Strahlungskorrektur von f = 1.092 berechnet worden. Dieser gegenüber dem Ergebnis aus Tabelle 2.1 etwa 3.6 % zu grosse Wert rührt daher, dass als Sonnenstand der Wert von 12:00 Uhr Ortszeit herangezogen wird. Je nach Neigung und Exposition der Fläche und je nach Jahreszeit kann der Unterschied zwischen einer Strahlungskorrektur für Teilintervalle und einer Strah-



Abb. 2.9: Veranschaulichung der Ermittlung des Strahlungskorrekturfaktors für Tagesintervalle

lungskorrektur in einem Schritt grösser oder kleiner ausfallen. In jedem Fall ist aber die Erfassung der Abschattung durch Berge nur dann möglich, wenn eine teilintervallweise Strahlungskorrektur angewandt wird, wobei die zeitliche Auflösung nicht gröber als ein bis zwei Stunden sein sollte. Die Temperatur als Tageswert wird etwas anders modifiziert als in Gleichung (2.20) für Stundenwerte gezeigt. Bei einer Intervallänge von einer Stunde wird durch den Korrekturfaktor selbst sowie durch den Wert der relativen Sonnenscheindauer berücksichtigt, ob die Fläche stark oder schwach der Strahlung ausgesetzt ist. Der Modifikationswert für die Temperatur leitet sich dabei direkt aus diesen Einflussfaktoren her und gilt dann für das gesamte Zeitintervall. Wird jedoch mit der Intervallänge von $\Delta T = 1$ Tag modelliert, dann soll die Temperaturmodifikation nur auf den Anteil des hellen Tages angewandt werden. In Verbindung mit dem in Kapitel 2.3.4.2 beschriebenen Verfahren zur Temperaturanpassung bei Verdunstungsberechnung in Tagesschrittweite wird deshalb die Temperatur

Intervall	Strahlung auf ebene	Strahlung auf 20° nach	Korrekturfaktor für das
	Fläche	SW geneigte Fläche	Intervall
[hh:mm]	$[Wh \cdot m^{-2}]$	$[Wh \cdot m^{-2}]$	[-]
5:12 - 6:00	9.2	0.0^{*}	0.0^{*}
6:00 - 7:00	162.3	0.0^{*}	0.0^{*}
7:00 – 8:00	375.6	148.5	0.395
8:00 - 9:00	580.6	390.5	0.6726
9:00 - 10:00	755.9	629.9	0.8332
10:00 - 11:00	887.5	838.0	0.9444
11:00 - 12:00	965.4	995.5	1.031
12:00 - 13:00	984.1	1088.0	1.106
13:00 - 14:00	942.1	1108.0	1.176
14:00 - 15:00	842.5	1051.0	1.248
15:00 - 16:00	692.7	921.9	1.331
16:00 - 17:00	503.9	725.9	1.441
17:00 - 18:00	292.5	475.1	1.624
18:00 - 19:00	86.5	141.4	1.634
19:00 - 19:24	0.33	0.3	0.886
Σ	8081.1	8515.0	$\varnothing = 0.881$
Korrektur:	8515 / 808	1.1 = <u>1.054</u>	

Tabelle 2.1: Strahlungskorrektur für $\Delta t = 1$ Tag (Daten zur Abbildung 2.9)

*: die Fläche ist so weit von der Sonne weggeneigt, dass sie nicht von direkten Sonnenstrahlen getroffen werden kann ($\Theta > 90^{\circ}$)

nur für den hellen Tag nach (2.20) bzw. (2.24) modifiziert. Dazu wird die noch unmodifizierte Temperatur T in T_{Nacht} umbenannt, die modifizierte Temperatur ist dann T_{Tag} . Somit stehen dem Verdunstungsmodell zwei unterschiedliche Temperaturen für Tag und Nacht zur Verfügung, welche ihrerseits die in Kapitel 2.3.4.2 beschriebenen Anpassungen erfahren. Wenn keine Expositionskorrektur stattfindet, sind T_{Tag} und T_{Nacht} identisch und entsprechen der interpolierten Temperatur.

2.3.4 Verdunstungsmodell

2.3.4.1 Potentielle Evapotranspiration

Unter potentieller Evapotranspiration wird die maximale Menge Wasser verstanden, die pro Zeiteinheit bei gegebenen meteorologischen und pflanzenphysiologischen Bedingungen aus dem Boden direkt und/oder über die Pflanzen in die Atmosphäre transferiert werden kann. Dabei wird von unbeschränkter Wasserversorgung der verdunstenden Fläche ausgegangen. Ist die Wasserversorgung eingeschränkt, dann ist die Evapotranspiration kleiner als die potentielle Evapotranspiration. Im Gegensatz zu einer klassischen Definition der potentiellen Evapotranspiration als nur von der Aufnahmefähigkeit der Atmosphäre abhängigem Mass wird bei dem hier verwendeten Ansatz auch das spezifische Verdunstungspotential der Vegetation berücksichtigt, jedoch zunächst unter der Annahme unbeschränkter Wasserversorgung. Zur Bestimmung der realen Evapotranspiration aus der potentiellen Evapotranspiration wird anschliessend der tatsächliche Feuchtezustand des Bodens berücksichtigt. Zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration wird hier die Beziehung nach Penman-Monteith (MONTEITH, 1975; BRUTSAERT, 1982) genutzt (Vereinfachungen siehe Kapitel 2.3.4.2):

$$\lambda E = \frac{3.6 \cdot \frac{\Lambda}{\gamma_p} \cdot (R_N - G) + \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma \cdot r_a} (e_s - e) \cdot t_i}{\frac{\Lambda}{\gamma_p} + 1 + r_s / r_a}$$
(2.25)

mit λ latente Verdunstungswärme $\lambda = (2500.8 - 2.372 \cdot T) \text{ KJ} \cdot \text{Kg}^{-1}$, T: Temp. in °C

- *E* Fluss latenter Wärme in mm·m⁻² = kg·m⁻² (\rightarrow [λ E] = KJ·m⁻²)
- Δ Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPa·K⁻¹]
- R_N Nettostrahlung, umrechnen von Wh·m⁻² in KJ·m⁻² durch Faktor 3.6 [Wh·m⁻²]
- *G* Bodenwärmefluss (pauschal 0.1 bis $0.2 \cdot R_N$) [Wh·m⁻²]
- ρ Dichte der Luft = $p/(R_L \cdot T)$ (bei 0 °C und 1013,25 hPa: $\rho = 1.29$ [Kg·m⁻³]
- c_p spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck $c_p = 1.005 \ [\text{KJ} \cdot (\text{Kg} \cdot \text{K})^{-1}]$
- *e*_s Sättigungswasserdampfdruck bei aktueller Lufttemperatur [hPa]
- *e* aktueller Wasserdampfdruck [hPa]
- *t_i* Anzahl Sekunden im Berechnungsintervall
- γ_p Psychrometerkonstante [hPa·K⁻¹]
- r_s Bulk-Oberflächenwiderstand [s·m⁻¹]
- r_a Bulk-aerodynamischer Widerstand [s·m⁻¹]

Gleichung (2.25) gibt die Evapotranspiration als Energiefluss, d.h. als den Strom latenter Wärme an (Einheit KJ·m⁻²). Der Nenner ist dimensionslos. Beide Terme des Zählers haben die Einheit KJ·m⁻² (1Wh·m⁻² = 3.6 KJ·m⁻²). Durch Division von λE mit der latenten Verdunstungswärme λ [KJ·Kg⁻¹] wird das Ergebnis von (2.25) in Kg·m⁻² umgerechnet, was der Verdunstungshöhe in mm Wassersäule entspricht. Die Evapotranspiration wird aus dem Strahlungsterm R_N und dem zweiten Term gebildet, der die Einflüsse der Vegetation, der aerodynamischen Rauhigkeit und der Luftfeuchtigkeit erfasst. Im Modell wird die potentielle Evapotranspiration (*ETP*) unter Verwendung der in Tabelle 2.2 auf-

nur für den hellen Tag nach (2.20) bzw. (2.24) modifiziert. Dazu wird die noch unmodifizierte Temperatur *T* in T_{Nacht} umbenannt, die modifizierte Temperatur ist dann T_{Tag} . Somit stehen dem Verdunstungsmodell zwei unterschiedliche Temperaturen für Tag und Nacht zur Verfügung, welche ihrerseits die in Kapitel 2.3.4.2 beschriebenen Anpassungen erfahren. Wenn keine Expositionskorrektur stattfindet, sind T_{Tag} und T_{Nacht} identisch und entsprechen der interpolierten Temperatur.

2.3.5 Verdunstungsmodell

2.3.5.1 Potentielle Evapotranspiration

Unter potentieller Evapotranspiration wird die maximale Menge Wasser verstanden, die pro Zeiteinheit bei gegebenen meteorologischen und pflanzenphysiologischen Bedingungen aus dem Boden direkt und/oder über die Pflanzen in die Atmosphäre transferiert werden kann. Dabei wird von unbeschränkter Wasserversorgung der verdunstenden Fläche ausgegangen. Ist die Wasserversorgung eingeschränkt, dann ist die Evapotranspiration kleiner als die potentielle Evapotranspiration. Im Gegensatz zu einer klassischen Definition der potentiellen Evapotranspiration als nur von der Aufnahmefähigkeit der Atmosphäre abhängigem Mass wird bei dem hier verwendeten Ansatz auch das spezifische Verdunstungspotential der Vegetation berücksichtigt, jedoch zunächst unter der Annahme unbeschränkter Wasserversorgung. Zur Bestimmung der realen Evapotranspiration aus der potentiellen Evapotranspiration wird anschliessend der tatsächliche Feuchtezustand des Bodens berücksichtigt. Zur Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration wird hier die Beziehung nach Penman-Monteith (MONTEITH, 1975; BRUTSAERT, 1982) genutzt (Vereinfachungen siehe Kapitel 2.3.4.2):

$$\lambda E = \frac{3.6 \cdot \frac{\Lambda}{\gamma_p} \cdot (R_N - G) + \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma \cdot r_a} (e_s - e) \cdot t_i}{\frac{\Lambda}{\gamma_p} + 1 + r_s / r_a}$$
(2.25)

mit λ latente Verdunstungswärme $\lambda = (2500.8 - 2.372 \cdot T) \text{ KJ-Kg}^{-1}$, T: Temp. in °C

- *E* Fluss latenter Wärme in mm·m⁻² = kg·m⁻² (\rightarrow [λ E] = KJ·m⁻²)
- Δ Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPa·K⁻¹]
- R_N Nettostrahlung, umrechnen von Wh·m⁻² in KJ·m⁻² durch Faktor 3.6 [Wh·m⁻²]
- *G* Bodenwärmefluss (pauschal 0.1 bis $0.2 \cdot R_N$) [Wh·m⁻²]
- ρ Dichte der Luft = $p/(R_L \cdot T)$ (bei 0 °C und 1013,25 hPa: $\rho = 1.29$ [Kg·m⁻³]
- c_p spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck

$$c_p = 1.005 \ [\text{KJ} \cdot (\text{Kg} \cdot \text{K})^{-1}]$$

- *e*_s Sättigungswasserdampfdruck bei aktueller Lufttemperatur [hPa]
- *e* aktueller Wasserdampfdruck [hPa]
- *t_i* Anzahl Sekunden im Berechnungsintervall
- γ_p Psychrometerkonstante [hPa·K⁻¹]
- r_s Bulk-Oberflächenwiderstand [s·m⁻¹]
- r_a Bulk-aerodynamischer Widerstand [s·m⁻¹]

Gleichung (2.25) gibt die Evapotranspiration als Energiefluss, d.h. als den Strom latenter Wärme an (Einheit KJ·m⁻²). Der Nenner ist dimensionslos. Beide Terme des Zählers haben die Einheit KJ·m⁻² (1Wh·m⁻² = 3.6 KJ·m⁻²). Durch Division von λE mit der latenten Verdunstungswärme λ [KJ·Kg⁻¹] wird das Ergebnis von (2.25) in Kg·m⁻² umgerechnet, was der Verdunstungshöhe in mm Wassersäule entspricht. Die Evapotranspiration wird aus dem Strahlungsterm R_N und dem zweiten Term gebildet, der die Einflüsse der Vegetation, der aerodynamischen Rauhigkeit und der Luftfeuchtigkeit erfasst. Im

Modell wird die potentielle Evapotranspiration (*ETP*) unter Verwendung der in Tabelle 2.2 aufgeführten minimalen Bulk-Oberflächenwiderstände r_s berechnet und anhand der Bodenfeuchte reduziert. Bei genauer Kenntnis des Einflusses der Bodenfeuchte auf die Oberflächenwiderstände der Pflanzen kann die reale Evapotranspiration auch durch Anpassung der Widerstände an die Bodenfeuchte berechnet werden, wie es z.B. MENZEL (1997a, b) für Wiese zeigt.

Im folgenden werden die einzelnen Grössen in Gleichung (2.25) sowie die gegebenenfalls nötigen Schritte zu ihrer Bestimmung eingehend beschrieben. Die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve Δ , angegeben in hPa·K⁻¹, wird z.B. als Ableitung der Magnus-Formel (TETENS, 1932) gefunden:

$$e_{s} = 6.1078 \cdot e^{\frac{17.27T}{237.3+T}}$$

$$\Delta = \frac{\partial e_{s}}{\partial T} = \frac{25029}{\left(237.3+T\right)^{2}} \cdot e^{\frac{17.27T}{237.3+T}}$$
mit *T* Temperatur [°C]
(2.26)

Die Psychrometer-"konstante" γ_p , angegeben in hPa·K⁻¹, ist eine Funktion von Luftdruck und Temperatur:

$$\gamma = f(p,T) = \frac{c_p \cdot p}{0.622 \cdot \lambda}$$
(2.27)

Der Luftdruck p in (2.27) kann, wenn er nicht gemessen wird, nach der barometrischen Höhenformel berechnet werden, wobei es sich dann nur um den mittleren Luftdruck in der Höhe h_M handelt:

$$p \approx 1013 \cdot e^{-\frac{h_{M}}{7991+29.33T_{v}}}$$
mit p Luftdruck [hPa]
 h_{M} Höhe über Meer [m]
 T_{v} mittlere, virtuelle Temperatur der Luftsäule [°C]
$$(2.28)$$

Die Nettostrahlung R_N setzt sich aus kurzwelliger (R_K) und langwelliger Strahlungsbilanz (R_L) zusammen. Kurzwellige Sonnen- und Himmelsstrahlung werden zur Globalstrahlung RG zusammengefasst und die Reflexstrahlung R_{reflex} mit Hilfe der Albedo α dargestellt:

$$R_{N} = \underbrace{(R_{Sonne} + R_{Himmel} - R_{Reflex})}_{R_{K}} - \underbrace{(R_{aus} - R_{gegen})}_{R_{L}}$$

$$R_{N} = (1 - \alpha)RG - R_{L}$$

$$(2.29)$$

```
mit RN Nettostrahlung [Wh·m<sup>2</sup>]
\alpha \cdot RG kurzwellige reflektierte Strahlung R_{reflex} [Wh·m<sup>2</sup>]
\alpha Albedo [-]
```

Die Globalstrahlung liegt günstigstenfalls als Messwert von meteorologischen Stationen bzw. als interpoliertes Feld vor und wird gemäss Gleichung (2.19) um den Einfluss von Hanggeometrie und Abschattung korrigiert. Wenn die Globalstrahlung nicht gemessen wird, so kann sie aus der gemessenen Sonnenscheindauer modelliert werden. In Kapitel 2.3.4.2 wird dieses Problem näher behandelt. Eine nach ÅNGSTRÖM (1924) aufgestellte und erweiterte empirische Beziehung für die Modellierung der Globalstrahlung aus der Sonnenscheindauer lautet:

$$RG = I_{norm} \cdot \left(cr_0 + cr_1 \cdot SSD + cr_2 \cdot SSD^2 + cr_3 \cdot SSD^3\right)$$
(2.31)
mit I_{norm} maximale Globalstrahlung bei klarem Himmel nach (2.15) [Wh·m²]
SSD relative Sonnenscheindauer (Wertebereich 0 bis 1) [-]

$$cr_0 \dots cr_3$$
 empirische Konstanten (siehe Kapitel 2.3.4.2) [-]
mit $cr_0 = 0.23$, $cr_1 = 1.77$, $cr_2 = -2.28$ und $cr_3 = 1.28$ für das Thurgebiet

Die langwellige Strahlungsbilanz R_L setzt sich aus nach oben gerichteter Ausstrahlung und der atmosphärischen Gegenstrahlung zusammen. Wird die Emissivität natürlicher Oberflächen mit 1.0 angenommen, Literaturangaben aus BRUTSAERT (1982) liegen zwischen 0.95 und 0.99, so hängt die Ausstrahlung R_{aus} nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz nur von der Oberflächentemperatur der ausstrahlenden Fläche ab. Die nach unten gerichtete Gegenstrahlung der Atmosphäre bei klarem Himmel ist neben der Temperatur ausserdem noch vom Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre abhängig, der auf die Emmissivität der Atmosphäre einwirkt. Ein aus Messungen erhaltener empirischer Ansatz zur Parametrisierung der Atmosphärenemissivität wurde von BRUNT (1932) vorgeschlagen (in BRUT-SAERT, 1984, Gleichung 6.20), womit die langwellige Nettostrahlung bei klarem Himmel R_{nlc} berechnet werden kann:

$$R_{nl_c} = R_{aus} - R_{gegen} = \left[\sigma T_s^{\ 4}\right] - \left[\left(a_{\varepsilon} + b_{\varepsilon} \cdot \sqrt{e}\right)\sigma T_s^{\ 4}\right]$$
(2.32)

mit R_{nlc} langwellige Nettostrahlung bei wolkenfreiem Himmel [W·m⁻²] $a_{\omega} b_{\varepsilon}$ empirische Konstanten (nach BRUNT, 1932: $a_{\varepsilon} = 0.52$, $b_{\varepsilon} = 0.065$) [-] T_s Oberflächentemperatur, wird nachfolgend durch die gemessene Lufttemperatur T ersetzt [K] e aktueller Dampfdruck [mbar] σ Boltzmann-Konstante $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8}$ Wm⁻²K⁻⁴

Die Bewölkung wirkt auf die langwellige Gegenstrahlung verstärkend und damit auf die langwellige Nettostrahlung abschwächend ein, wobei in der hier genutzten Notation die ausgehende Strahlung positiv, die einfallende negativ gezählt wird. Im WaSiM-ETH wird eine empirische Methode zur Berücksichtigung dieses Effektes eingesetzt, die reduzierend auf die in Gleichung (2.32) berechnete Nettostrahlung einwirkt. In dieser auf PENMAN (1948) zurückgehenden Reduktionsgleichung der Form R_L = $R_{nlc}(cr_0 + (1-cr_0) \cdot SSD)$ wird der Einfluss der Bewölkung durch die relative Sonnenscheindauer parametrisiert. Dabei tritt das Problem auf, dass die Sonnenscheindauer nur tagsüber existiert, aber auch die Bewölkung nur tagsüber gemessen werden kann. Um bei der Modellierung im Stunden-Zeitschritt auch nachts ein Mass für die Bewölkung zu haben, wird im WaSiM-ETH für jedes Teilgebiet bzw. jede Zone über alle hellen Stunden eines Tages der Wert der relativen Sonnenscheindauer zu einem zeitlich-räumlichen Mittelwert zusammengefasst, welcher in der Nacht bis zum Anbrechen des folgenden hellen Tages als Bewölkungsparameter Gültigkeit hat. Bei der Modellierung in Tagesschritten ist diese Vorgehensweise nicht nötig, wenn für jeden Tag Messwerte der Sonnenscheindauer vorliegen. Die Kombination dieser Reduktion mit der zusammengefassten Gleichung (2.32) ergibt die im Wa-SiM-ETH genutzte Formel zur Berechnung der langwelligen Nettostrahlung:

$$R_{L} = \Delta t \cdot \sigma T^{4} \cdot \left(0.48 - 0.065 \sqrt{e} \right) \cdot \left(cr_{0} + (1 - cr_{0}) \cdot SSD \right) \qquad \text{in Wh} \cdot \text{m}^{-2} \qquad (2.33)$$

mit
$$\Delta t$$
 Zeitschrittweite \rightarrow Übergang von Leistung zu Energie (zeitbezogen) [h]
 cr_0 empirischer Parameter, siehe (2.31) und Kap. 2.3.4 (Thur: $cr_0 \approx 0.23$) [-]

Der Faktor cr_0 zur Parametrisierung der Bewölkung wurde von PENMAN (1948) mit 0.1 angegeben. Verschiedene andere Studien (in BRUTSAERT, 1982) gelangen zu Werten um 0.2. In der Modellierung mit WaSiM-ETH wird in Gleichung (2.33) für cr_0 die Konstante aus der Modellierung der Globalstrahlung aus der Sonnenscheindauer eingesetzt (um 0.23). In Gleichung (2.25) taucht gegenüber der Originalformel nach PENMAN (1948) keine Windfunktion mehr auf. Das dort enthaltene Ventilationsfeuchteglied wird in Gleichung (2.25) durch einen vom aerodynamischen Widerstandes r_a bestimmten Austauschterm ersetzt (MONTEITH, 1975):

$$r_a = \frac{4.72 \cdot \left(\ln \frac{z}{z_0}\right)^2}{1 + 0.54u} \qquad \text{in s} \cdot \text{m}^{-1}$$
(2.34)

mit z Höhe über Grund, in welcher die Windgeschwindigkeit gemessen wird [m] z_0 aerodynamische Rauhigkeitslänge als Parameter für jede Land-

- nutzungsform $z_0 \approx 0.125 \cdot (Bestandeshöhe Verschiebungshöhe d) [m]$
- *u* Windgeschwindigkeit $[m \cdot s^{-1}]$

Die Verschiebungshöhe d ist die Höhe über dem Erdboden, in welcher die Windgeschwindigkeit u = 0 wird. Um zu viele Parameter zu vermeiden, wird im WaSiM-ETH gleich mit der effektiven Bestandeshöhe, also der Differenz aus Bestandes- und Verschiebungshöhe gerechnet. Im Modell wird für z immer 2.0 m eingesetzt. Wenn die Windgeschwindigkeit u nicht in 2 m Höhe gemessen wurde, muss sie im Rahmen des Preprocessing mit Hilfe des logarithmischen Windprofiles aus der gemessenen Windgeschwindigkeit und der Messhöhe umgerechnet werden:

$$v = \frac{u_*}{k} \cdot \ln \frac{z}{z_0}$$
(2.35)

v Windgeschwindigkeit in der Höhe $z [m \cdot s^{-1}]$

mit

 u_* Schubspannungsgeschwindigkeit [m·s⁻¹]

k von Karman-Konstante (≈ 0.4)

Wird (2.35) nach u_* umgestellt und mit z und v für 2 m Höhe (also z_2 und v_2) in (2.35) eingesetzt, so ergibt sich das PRANDTL'sche Gesetz (in BRUTSAERT, 1982, S. 58):

$$v_2 = v_{mess} \cdot \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_{mess}}{z_0}\right)}$$
(2.36)

Wird für $z_2 = 2$ m und für $z_0 = 0.1$ m (hohes Gras, Büsche eingesetzt, so vereinfacht sich (2.36) zu

$$v_{2m} = v_{mess} \cdot 2.996 / \ln \frac{z_{mess}}{0.1}$$
(2.37)

Bis auf die gemessene Windgeschwindigkeit ist Gleichung (2.37) für eine bekannte Messhöhe z_{mess} konstant. So kann zu jeder gemessenen Windgeschwindigkeit durch Anwendung des durch Gleichung (2.37) gefundenen Korrekturfaktors die Windgeschwindigkeit auf 2 m Höhe umgerechnet werden. Wird der aerodynamische Widerstand für Wald berechnet, wird (2.34) vereinfacht zu:

$$r_a = 64/(1+0.54u) \tag{2.38}$$

Auch in (2.38) muss die Windgeschwindigkeit auf 2 m Höhe umgerechnet sein.

Der Einfluss der Vegetation auf die Evapotranspiration wird in Gleichung (2.25) durch den Oberflächenwiderstand r_s erfasst. Er setzt sich als Parallelwiderstand aus dem Übergangswiderstand des Wasserdampfes aus dem Boden in die Atmosphäre (durch die Spreu- und Krautschicht usw.) sowie aus dem Blattflächenwiderstand der Pflanzen zusammen. Bei entsprechender Parametrisierung von r_s kann mit (2.25) ohne Umweg über eine potentielle Evapotranspiration gleich die reale Evapotranspiration berechnet werden. Im WaSiM-ETH wird jedoch zunächst mit einem für die jeweilige Vegetation typischen minimalen Oberflächenwiderstand eine für die vorliegenden meteorologischen und phänologischen Bedingungen potentielle Verdunstung zu berechnen. Diese dient als Ausgangspunkt zur Bestimmung der realen Verdunstung. Die potentielle Verdunstung wird im WaSiM-ETH vom Interzeptionsmodell benötigt. Die folgenden Algorithmen zur Bestimmung der Oberflächenwiderstände wurden weitgehend aus dem MORECS-Schema (THOMPSON *et al.*, 1981) übernommen:

$$\frac{1}{r_s} = \frac{(1-A)}{r_{sc}} + \frac{A}{r_{ss}}$$
mit r_s minimaler Oberflächenwiderstand [s·m⁻¹] (2.39)

r_{sc}	minimaler Oberflächenwiderstand der Pflanze bei voller Wasser-
	versorgung und dichtem Bewuchs (siehe Tabelle 2.2) [s·m ⁻¹]
r_{ss}	Oberflächenwiderstand für unbewachsenen Boden ($\approx 150 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$) [s·m ⁻¹]
1-A	verdunstungswirksame Vegetationsbedeckung

 $A = f^{LAI}$ mit LAI Blattflächenindex, $f \approx 0.6 \dots 0.7$

Gleichung (2.39) gilt für den hellen Tag. Nachts sind die Stomataspalten der Pflanzen weitgehend geschlossen und der Gesamtoberflächenwiderstand wird beschrieben mit:

$$\frac{1}{r_s} = \frac{LAI}{2500} + \frac{1}{r_{ss}}$$
(2.40)

Für Nadelwald sollte der Blattflächenwiderstand r_{sc} (Tabelle 2.2) in Abhängigkeit von der Temperatur sowie vom Wasserdampfdruck-Sättigungsdefizit korrigiert werden, wenn die Pflanzen unter Wasserstress stehen. Die Korrektur nach der Temperatur erfolgt nach:

$$r_{sc} = \frac{25 \cdot r_{sc} (\text{min})}{T_s + 5} -5^{\circ} \text{C} < T_s < 20^{\circ} \text{C}$$

$$r_{sc} = r_{sc} (\text{min}) T_s \ge 20^{\circ} \text{C}$$

$$r_{sc} = 500 T_s \le -5^{\circ} \text{C}$$
mit T_s Temperatur der Blattoberflächen, in erster Näherung (2.41)

gleich der Lufttemperatur [°C]

. . .

~ -

Die Korrektur nach dem Wasserdampf-Sättigungsdefizit erfolgt ähnlich durch:

$$r_{sc} = \frac{r_{sc}(\min)}{1 - 0.043(e_s - e)} \qquad (e_s - e) < 20 \text{hPa}$$

$$r_{sc} = 500 \qquad (e_s - e) \ge 20 \text{hPa}$$
(2.42)

Die Gleichungen (2.41) und (2.42) gelten nur für die Berechnung von Tageswerten ($\Delta t = 1$ d). Tabelle 2.2 enthält Angaben über die minimalen Blattflächenwiderstände r_{sc} als Monatswerte sowie über Albedo, effektive Bewuchshöhen, Blattflächenindizes, Vegetationsbedeckungsgrade und Wurzeltiefen verschiedener Vegetationsformen. Wenn Siedlungsflächen, Fels und Wasser auch Widerstände, Bewuchshöhen, Wurzeltiefen usw. haben, so nur aus Kompatibilitätsgründen mit den Berechnungsformeln. Dabei sind die Widerstände so gewählt, dass Wasser potentiell verdunstet, Siedlungsflächen in reduziertem Mass und Fels praktisch nur Interzeptionswasser. In Verbindung mit den sehr geringen Bodenspeicherkapazitäten von Fels und Siedlungsflächen kann allerdings auch bei kleineren Widerständen nur sehr wenig Wasser verdunsten.

Die in Tabelle 2.2 angegebenen Parameter Blattflächenindex (*LAI*), effektive Bewuchshöhe (z_0) und Vegetationsbedeckungsgrad (1-A) können, wie die Werte für Oberflächenwiderstände, Albedo und Wurzeltiefe auch, für jede Landnutzungsart gesondert angegeben werden. Um die Abhängigkeit dieser Parameter von der Jahreszeit zu berücksichtigen, müssen jeweils vier sich auf die Stützstellen d_1 bis d_4 beziehende Werte angegeben werden. Die Stützstellen sind in Tagen innerhalb eines Kalenderjahres

anzugeben. So hat beispielsweise Nadelwald am 110. Tag (20. April) einen Blattflächenindex von 8, der bis zum 150. Tag (30. Mai) auf 12 ansteigt, auf diesem Niveau bis zum 250. Tag (7. September) bleibt, und bis zum 280. Tag (7. Oktober) wieder auf 8 abnimmt. Zwischen den Stützstellen wird linear interpoliert. Abbildung 2.10 illustriert diesen Sachverhalt.

Tabelle 2.2:LandnutzungsabhängigeModellparametereinigerLandnutzungsformen.AlbedoausBLÜTHGEN, 1966und GEIGER et al., 1995;Oberflächenwiderstände nach THOMPSON et al.,1981bzw. MENZEL, 1997b, weitereWerte z.T. abgeschätzt.

Landnutzungs-	Albe-	Wurzel-	Oberflächenwiderstände rsc	Knick-	LAI	eff. Be-	Vegetationsbe-
art	do	tiefe	als Monatswerte	punkte	$(LAI_{d1} \dots$	wuchshöhe zo	deckungsgrad
	α	Z_W	Januar Dezember	$d_{1,400} d_{2,400}$	LAI_{d4})	[m]	v [-]
	[-]	[m]	[s·m ⁻¹]	$d_{3,400}$ $d_{4,400}$	$[m^2 \cdot m^2]$		
Wasser und	0.05	0.0	20 20 20 20 20 20 20	110 / 150	1 / 1	0.1 / 0.1	0.1 / 0.1
Feuchtflächen			20 20 20 20 20 20 20	250 / 280	1 / 1	10 / 10	0.1 / 0.1
Siedlung	0.10	0.2	100 (alle Monate)	110 / 150	1 / 1	10 / 10	0.5 / 0.5
				250 / 280	1 / 1	10 / 10	0.5 / 0.5
Nadelwald	0.12	1.2	70 70 60 55 45 45	110 / 150	8 / 12	10 / 10	0.9 / 0.9
			45 45 50 65 70 70	250 / 280	12 / 8	10 / 10	0.9 / 0.9
Laubwald	0.17	1.4	80 80 70 65 55 55	110 / 150	0.5 / 8	0.3 / 10	0.7 / 0.95
			55 55 60 75 80 80	250 / 280	8 / 0.5	10 / 0.3	0.95 / 0.7
Mischwald	0.15	1.3	75 75 65 60 50 50	110 / 150	2 / 10	3 / 10	0.8 / 0.92
			50 50 55 70 75 75	250 / 280	10/2	10 / 3	0.92 / 0.8
Landwirtschaft	0.25	0.4	80 80 75 65 45 50	110 / 150	1 / 5	0.05 / 0.5	0.3 / 0.8
			50 50 50 65 80 80	250 / 280	3 / 1	0.3 / 0.05	0.7 / 0.3
Gras	0.25	0.4	80 80 70 60 40 45	110 / 150	2 / 4	0.15 / 0.4	0.95 /0.95
			45 45 50 60 80 80	250 / 280	4 / 2	0.3 / 0.15	0.95 /0.95
Gebüsch	0.20	0.5	80 80 70 60 50 50	110 / 150	3 / 5	1.5 / 2.5	0.9 / 0.95
			50 55 55 70 80 80	250 / 280	5 / 3	2.5 / 1.5	0.95 / 0.9
Fels	0.12	0.1	250 (alle Monate)	110 / 150	1 / 1	0.05/0.05	0.8 / 0.8
			· · · ·	250 / 280	1 / 1	0.05/0.05	0.8 / 0.8
Obst	0.25	0.8	80 80 70 65 50 50	110 / 150	0.5 / 5	0.4 / 3	0.75 /0.75
			50 50 50 70 80 80	250 / 280	5 / 0.5	3 / 0.4	0.75 /0.75

Um den späteren Beginn und das frühere Ende der Vegetationsentwicklung mit zunehmender Höhe zu berücksichtigen, werden die Zeitpunkte d_1 , d_2 , d_3 und d_4 über die Höhe h_M nach der aus eigenen Überlegungen hergeleiteten empirischen Beziehung (2.43) bestimmt.

$d_1 = d_{1,400} + 0.025 \cdot (h_M - 400)$	
$d_2 = d_{2,400} + 0.025 \cdot (h_M - 400)$	(2.42)
$d_3 = d_{3,400} - 0.025 \cdot (h_M - 400)$	(2.43)
$d_4 = d_{4,400} - 0.025 \cdot (h_M - 400)$	

mit h_M Höhe über Meer [m] d_1, d_2, d_3, d_4 Stützstellen in Kalendertagen; d_1 : Vegetationsbeginn, d_2 : volle Entfaltung der Vegetation, d_3 : Beginn und d_4 : Ende des Laubwurfes bzw. des Rückgangs der Vegetationsintensität

 $d_{1,400}$ bis $d_{4,400}$ Bezugswerte für 400 m ü.M. wie z.B. in Tabelle 2.2 angegeben

Als Bezugshöhe für die Höhenanpassung der Stützstellentage dient die Höhe 400 m über Meer. In tieferen Lagen wird die Vegetationsperiode früher einsetzen und später enden, oberhalb 400 m ü.M. beginnt sie später und endet früher. Die zeitliche Verschiebung beträgt mit 25 Tage pro 1000 Höhenmeter. In 2000 m Höhe wird die Vegetationsentwicklung also 40 Tage später beginnen und auch 40 Tage eher enden als in 400 m Höhe.

Die nach (2.43) vorgenommene Anpassung von Beginn und Ende der Vegetationsperiode müsste eigentlich für jede Pflanzenart und jedes Jahr gesondert vorgenommen werden, da die phänologische Entwicklung der einzelnen Pflanzenarten nicht gleichzeitig, gleichmässig und von Jahr zu Jahr konstant vonstatten geht. Ohne genaue Beobachtungen bzw. Messungen der Parameter d_1 bis d_4 würde eine Parametrisierung in diesem Sinne jedoch nicht nachvollziehbar sein. Aufgrund der sich in grossen Einzugsgebieten gegenseitig ausgleichenden Effekte der Entwicklung der unterschiedlichen Vegetationsformen kann in erster Näherung mit den Werten aus Tabelle 2.2 als konstante Werte für alle Landnutzungsformen gearbeitet werden.



Abb. 2.10: Jahresgang von landnutzungsabhängigen Modellparametern mit Berücksichtigung der Höhenlage

Für konkrete Anwendungsfälle können die einzelnen Landnutzungsformen mit anderen Parametern belegt werden. WaSiM-ETH gestattet die Aufnahme beliebig vieler Landnutzungsformen in seiner Steuerdatei. Zu jeder Landnutzungsform muss ein Satz von Parametern entsprechend Tabelle 2.2 aufgestellt werden. Jede Landnutzung wird durch einen Code im Landnutzungsgitter dargestellt. Somit kann WaSiM-ETH auch auf Flächen mit unterschiedlicher landwirtschaftlicher Nutzung angewandt werden. Siedlungsflächen und Fels werden mit konstanten Werten parametrisiert.

Neben einer verkürzten Vegetationsperiode muss beachtet werden, dass mit zunehmender Höhe auch andere Parameter der Vegetation eine Änderung gegenüber tieferen Lagen erfahren. So nimmt in der Regel die Wuchshöhe der Vegetation ab, auch der Blattflächenindex und die durchwurzelte Bodentiefe werden kleiner. Alle diese Effekte führen zu grösseren Widerständen bzw. zu geringerer nutzbarer Wassermenge im Bodenspeicher und damit zu geringerer potentieller Evapotranspiration. Eine Möglichkeit, diese Effekte auch in der bestehenden Modellkonfiguration zu berücksichtigen liegt darin, die einzelnen Vegetationsformen für einzelne Höhenstufen zu unterteilen. So könnte z.B. Gras für Höhen unterhalb 800 m ü.M. mit einem maximalen Blattflächenindex von 4, darüber mit 3 und ab 2000 m ü.M. mit 2 parametrisiert werden, wobei dann Gras in jeder Höhenstufe eine völlig eigenständige Landnutzung darstellt.

2.3.5.2 Berechnung der Evapotranspiration mit reduziertem Datenbedarf

Die in Kapitel 2.3.4.1 beschriebenen Algorithmen setzen voraus, dass alle nötigen meteorologischen Eingangsdaten in einer zeitliche Auflösung von deutlich unter einem Tag, im allgemeinen von einer Stunde, zur Verfügung stehen. Aus Gründen der Datenverfügbarkeit oder aus Zeitgründen (Rechenzeiten des Modells) kann es jedoch erforderlich sein, einfachere Verfahren zur Abschätzung der Verdunstung auf Tagesschrittbasis einzusetzen. Im folgenden wird zunächst auf die Berechnung der Verdunstung nach Penman-Monteith für den Zeitschritt $\Delta T = 1$ Tag eingegangen. Anschliessend werden zwei vereinfachte Verfahren zur Berechnung der potentiellen Verdunstung beschrieben, welche im WaSiM-ETH genutzt werden können, wenn für die Berechnung der Verdunstung nach Penman-Monteith die Datenbasis nicht ausreicht.

Anwendung der Penman-Monteith-Beziehung für Tageswerte

Bei der Berechnung der Verdunstung nach Penman-Monteith für Tageswerte stehen zwei Anforderungen im Vordergrund:

- Es soll möglich sein, neben Temperatur, Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit entweder nur die Sonnenscheindauer oder nur die Globalstrahlung zu nutzen, wenn nicht beide Grössen gleichzeitig gemessen werden.
- Es sollen ohne Änderungen von Parametern, insbesondere der Oberflächenwiderstände, Tagessummen der Verdunstung berechnet werden, die den Tagessummen aus einer stundenweisen Berechnung möglichst gut entsprechen.

Ableiten der Strahlung aus der Sonnenscheindauer

Wird die Globalstrahlung nicht gemessen, so kann sie im WaSiM-ETH aus der relativen Sonnenscheindauer sowie aus der maximal möglichen Globalstrahlung RG_{max} (bei wolkenfreiem Himmel) modelliert werden. Dazu wird neben der maximalen Globalstrahlung eine Beziehung zwischen relativer Sonnenscheindauer und gemessener Globalstrahlung benötigt.

Die maximale Globalstrahlung RG_{max} wird in Abhängigkeit vom Sonnenstand, von der Höhe über Meer (optische Dicke der Atmosphäre) und vom von der Atmosphärentrübung abhängigen Extinktionskoeffizienten ψ_a nach (2.14) und (2.15) berechnet. Ähnlich dem Vorgehen bei der Bestimmung des mittleren Strahlungskorrekturfaktors wird dabei der helle Tag in Teilintervalle von maximal einer Stunde Dauer unterteilt, im Unterschied zu (2.21) bis (2.24) jedoch in gleichlange Intervalle. Ausserdem wird nun für jeden Punkt ein der Höhe entsprechendes Druckverhältnis p/p_0 sowie ein der Jahreszeit entsprechender Extinktionskoeffizient ψ_a angewandt. Der Luftdruck p kann mit (2.28) aus der Höhe über Meer bestimmt werden.

Der Extinktionskoeffizient ψ_a bezieht sich hier auf die gesamte kurzwellige Strahlung und ist deshalb mit seiner aus Kalibrierungen erhaltenen Grösse von $\psi_a \approx 0.83 \dots 0.93$ etwas grösser als gewöhnlich, wenn er nur für die direkte Sonnenstrahlung angewandt wird (OKE, 1987: $\psi_a \approx 0.8$). Der um etwa 0.1 bis 0.15 grössere Extinktionskoeffizient erfasst auch den Anteil der diffusen Strahlung an der Globalstrahlung. Um die im Winter gegenüber dem Sommer durch den geringeren Wasserdampfgehalt der Luft im allgemeinen geringere Extinktion in der Atmosphäre zu berücksichtigen, wird dem mittleren Extinktionskoeffizienten $\overline{\psi}_a$ ein Jahresgang $\Delta \psi_a$ überlagert:

$$\Psi_a(t) = \overline{\Psi}_a + 0.5 \cdot \Delta \Psi_a \cdot \cos((t_J + 10) / 365 \cdot 2 \cdot \pi)$$
(2.44)

mit $\psi_a(t)$ Extinktionskoeffizient für einen bestimmten Zeitpunkt *t* im Jahr [-]

- $\overline{\Psi}_{a}$ mittlerer Extinktionskoeffizient (z.B. 0.88) [-]
- $\Delta \psi_a$ Schwankungsbreite des Extinktionskoeffizienten (z.B. 0.1) [-]
- t_J Kalendertag (1. Januar = 1, 31. Dezember = 365) [-]

Somit ergibt sich RG_{max} in Abhängigkeit vom Zenitwinkel Z und von der Höhe über Meer h_M zu:

$$RG_{\max} = \sum_{i=1}^{n} I_{ioa} \cdot \psi_{a}(t_{J})^{\frac{p(h_{M})/p_{0}}{\cos Z_{i}}} \cdot \cos Z_{i} \cdot t_{i}$$
(2.45)
mit RG_{max} maximal mögliche Globalstrahlung [Wh·m⁻²]
 I_{toa} einfallende kurzwellige Strahlung am oberen Atmosphärenrand
(top of atmosphere), Solarkonstante (1367 W·m⁻²) [Wh·m⁻²]
 $\psi_{a}(t_{J})$ Extinktionskoeffizient nach (2.44) [-]
 $p(h_{M})$ Luftdruck in Höhe h_{M} nach (2.28) [hPa]
 p_{0} Luftdruck auf Meereshöhe (1013 hPa) [hPa]
 n Anzahl Zeitintervalle innerhalb eines Tages [-]
 Z_{i} Zenitwinkel der Sonne im Zeitintervall i [rad]
 t_{i} Dauer des Zeitintervalles i (max. 1 h) [h]

Um aus RG_{max} die reale Globalstrahlung RG zu ermitteln, wird die relative Sonnenscheindauer (*SSD*) herangezogen. Dies erfolgt über eine empirische Beziehung, welche für die Region des untersuchten Flussgebietes der Thur an den 13jährigen Messreihen von 6 automatischen Stationen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA) gewonnen wurde¹. Die Stationen liegen im nördlichen Alpenvorland über ein Gebiet von mehreren tausend Quadratkilometern verteilt.



Abb. 2.11: Zusammenhang zwischen relativer Sonnenscheindauer und relativer Globalstrahlung an der Station St. Gallen, 1984, Tageswerte

Um eine von der Jahreszeit unabhängige Beziehung zwischen relativer Sonnenscheindauer und Globalstrahlung zu erhalten, wurde auch für die Stationsstandorte für jeden Kalendertag eine maximal mögliche Globalstrahlung nach (2.45) errechnet und anschliessend die relative Globalstrahlung

$$RG_{rel} = RG_{mess} / RG_{max}$$

ermittelt. RG_{mess} ist darin die gemessene bzw. auf den betrachteten Standort interpolierte Strahlung für dasselbe Zeitintervall. RG_{rel} bewegt sich wie die relative Sonnenscheindauer SSD zwischen null und

(2.46)

¹ Stationen Schaffhausen (437 m ü. M.), St. Gallen (779 m ü. M.), Glarus (515 m ü. M.), Napf (1407 m ü. M.), Pilatus (2106 m ü. M.) und Säntis (2490 m ü. M.), Zeitraum 1982 bis 1994, Tageswerte der Globalstrahlung und der Sonnenscheindauer

eins. Abbildung 2.11 zeigt die Beziehung zwischen der Sonnenscheindauer und der relativen Globalstrahlung am Beispiel der Daten der Station St. Gallen für das Jahr 1984. Das in Anlehnung an die von ÅNGSTRÖM (1924) vorgeschlagene lineare Anpassung genutzte Ausgleichspolynom wurde auch durch die Daten anderer Stationen und Jahre bestätigt.

$$RG_{rel} = cr_0 + cr_1 SSD + cr_2 SSD^2 + cr_3 SSD^3$$

$$RG = RG_{rel} \cdot RG_{max}$$
mit $cr_0 \dots cr_3$ Polynom-Koeffizienten $(cr_0 = 0.23, cr_1 = 1.77, cr_2 = -2.28, cr_3 = 1.28)$

Um die Beziehung (2.47) an die jeweilige Modellregion anzupassen, können die Koeffizienten $cr_0 \dots cr_3$ beliebig vorgegeben werden.



Abb. 2.12: Vergleich zwischen gemessener und modellierter Globalstrahlung für einen Teil des Jahres 1984 ($R^2 = 0.98$) an der Station St. Gallen, Tagessummen

Abbildung 2.12 zeigt das Ergebnis einer Globalstrahlungsmodellierung für 1984 am Beispiel der Daten der SMA-Station St. Gallen. Das Bestimmtheitsmass liegt bei 0.98. Besonders die für Verdunstung relevanten grossen Einstrahlungswerte bei grossen Werten der Sonnenscheindauer werden im allgemeinen gut getroffen.

Ableiten der Sonnenscheindauer aus der Strahlung

 $\Sigma cr_i = 1.0$

Nachdem sich der Zusammenhang zwischen Sonnenscheindauer und Globalstrahlung als sehr stark erweist, kann auch umgekehrt die Sonnenscheindauer aus Messungen der Globalstrahlung modelliert werden. Die Sonnenscheindauer wird in (2.33) benötigt, um die langwellige Gegenstrahlung der Bewölkung zu parametrisieren. Um die Sonnenscheindauer aus der gemessenen oder der interpolierten Globalstrahlung zu modellieren, müsste die Beziehung (2.47) lediglich invertiert werden. Da sich Polynome 3. Ordnung nicht ohne weiters invertieren lassen, wird deshalb eine eigene Beziehung als Polynom 3. Ordnung aufgestellt. In Abbildung 2.13 ist der Zusammenhang zwischen relativer Globalstrahlung und relativer Sonnenscheindauer an einem Beispiel dargestellt:

$$SSD_{rel} = cs_0 + cs_1 RG_{rel} + cs_2 RG_{rel}^{2} + cs_3 RG_{rel}^{3}$$
mit $cs_0 \dots cs_3$ Polynom-Koeffizienten $(cs_0 = 0.072, cs_1 = -0.808, cs_2 = 2.112, cs_3 = -0.239)$
RGrel relative Globalstrahlung nach (2.46) [Wh·m⁻²]
(2.48)

Das durch (2.48) angegebene Polynom 3. Ordnung muss innerhalb des Intervalles [0,1] mindestens eine Nullstelle haben, da auch bei völlig bewölktem Himmel ($SSD_{rel} = 0$) noch kurzwellige Strahlung zur Erde kommt ($RG_{rel} > 0$). Die näher an 1.0 liegende Nullstelle in diesem Intervall gibt dabei die untere Grenze für die relative Strahlung RG_{rel} an, ab der die Sonnenscheindauer modelliert wird. Unterhalb dieser Grenze ist die Sonnenscheindauer null.



Abb. 2.13: Zusammenhang zwischen relativer Globalstrahlung und relativer Sonnenscheindauer an der Station St. Gallen, 1984, Tageswerte

Die Nullstellenbestimmung, die im WaSiM-ETH automatisch anhand der Parameter cs_0 bis cs_3 vorgenommen wird, dient dazu, positive Sonnenscheindauern im linken ansteigenden Ast des Polynoms zu verhindern (in Abbildung 2.13 der Bereich von 0 bis 0.23).

Berechnung von Tagessummen der Verdunstung aus meteorologischen Tageswerten

Der Originalansatz zur Berechnung der potentiellen Verdunstung nach PENMAN (1948) wurde für eine zeitliche Auflösung von fünf Tagen erarbeitet. Viele Versuche zeigen aber, dass der Ansatz auch für wesentlich kleinere Zeitintervalle gilt, wenn bestimmte Parameter in Grenzen variiert werden (z.B. MENZEL, 1991). Im erweiterten Penman-Ansatz nach MONTEITH (1975) wurde der sehr empirische Ventilations-Feuchte-Term durch einen vom aerodynamischen Widerstand r_a bestimmten Austausch-Term ersetzt. Gleichzeitig wurde der Oberflächenwiderstand r_s eingeführt, welcher die Eigenschaften der Vegetation und des Bodens beim Wasserdampftransport in die Atmosphäre berücksichtigen soll. Damit wurde es möglich, die reale Verdunstung abzuschätzen.

Jedoch enthält auch der Ansatz nach Gleichung (2.25) noch schwer zu ermittelnde Parameter. An erster Stelle steht dabei der Oberflächenwiderstand r_s der Vegetation. Dieser Parameter wird wegen seiner schweren Bestimmbarkeit oft in weiten Grenzen variiert, unter anderem, um die unterschiedlichen Ergebnisse der Verdunstungsberechnung mit zeitlich unterschiedlich gut aufgelösten meteorologischen Daten aneinander anzupassen. Die Widerstände werden also als Stellglied "missbraucht". Es ist jedoch wünschenswert, einen Satz von Parametern für alle zeitlichen Auflösungen verwenden zu können. Werden aber die Oberflächenwiderstände als konstant angenommen werden, dann kann eine Variation der Verdunstung nur durch Variation der meteorologischen Daten erfolgen, denn sowohl die Psychrometerkonstante γ als auch die Wärmekapazität c_p und die Dichte der Luft ρ sind für ein und denselben Standort konstant. In (2.25) geht lediglich der Dampfdruck als meteorologische Grösse direkt ein. Auf die Nettostrahlung R_N wirken sich über die Beeinflussung von Globalstrahlung sowie langwelliger Aus- und Gegenstrahlung die Sonnenscheindauer und der Dampfdruck aus. Die Lufttemperatur beeinflusst den Sättigungsdampfdruck und somit den Anstieg Δ der Sättigungsdampfdruckkurve $e_s(T)$. Schliesslich hat die Windgeschwindigkeit einen entscheidenden Einfluss auf den aerodynamischen Widerstand r_a .

Die Unterschiede in den Ergebnissen der Verdunstungsberechnung mit Tages- bzw. Stundenwerten der meteorologischen Daten liegen in den Nichlinearitäten der Gleichung (2.25) bzw. der in ihr enthaltenen Grössen begründet. Das hier verfolgte Konzept der Anpassung von Tageswerten der Verdunstung an die Tagessumme von Verdunstungsstundenwerten beruht darauf, dass diese Nichtlinearitäten durch eine Aufteilung des Tagesschrittes in zwei Teilintervalle zum grossen Teil kompensiert werden können.

Die grössten Unterschiede zwischen Tag und Nacht, also die ausgeprägtesten Tagesgänge weisen die Nettostrahlung R_N und die Lufttemperatur T auf. Auch ist tagsüber der Oberflächenwiderstand r_s der Vegetation kleiner als nachts (siehe z.B. MENZEL, 1997; THOMPSON et al. 1981). Der stark nichtlineare Einfluss der Temperatur auf die Änderung Δ des Sättigungsdampfdruckes sowie auf das Sättigungsdefizit der Luft selbst wirkt dabei in dieselbe Richtung wie die Verteilung der Strahlung und des Oberflächenwiderstandes zwischen Tag und Nacht. Alle drei Grössen haben tagsüber solche Werte (Δ und R_N gross, r_s klein $\Rightarrow \Delta \cdot R_N/r_s$ insgesamt gross), dass wesentlich grössere Mengen Wasser verdunsten können als nachts (Δ und R_N klein, r_s gross $\Rightarrow \Delta \cdot R_N/r_s$ insgesamt klein).

Zur Berechnung der Verdunstung aus meteorologischen Tageswerten erfolgt im WaSiM-ETH eine Unterteilung des Tages entsprechend der Länge des hellen Tages. Für den hellen Anteil wird die Nettostrahlung gebildet, indem von der kurzwelligen Strahlungsbilanz die Bilanz der langwelligen Strahlung abgezogen wird. Nachts gibt es nur langwellige Ausstrahlung, die Nettostrahlung ist dann negativ, wodurch die Verdunstung gedrosselt wird oder gar in Kondensation umschlägt. Für den Tag kommt der kleinere minimale Oberflächenwiderstand der Vegetation nach Tabelle 2.2 und Gleichung (2.39), nachts dagegen der (grössere) Widerstand nach (2.40) zur Anwendung.

Um den grossen Einfluss der Temperatur auf den Sättigungsdampfdruck und damit auf das Sättigungsdefizit der Luft zu berücksichtigen, wird die Temperatur gegenüber dem 24 h Mittelwert tagsüber angehoben (T_{Tag}) und nachts abgesenkt (T_{Nacht}). Die Gesamtverdunstung für den 24-h-Tag wird dann aus der Summe der getrennt für den (hellen) Tag und für die Nacht berechneten Verdunstungen gebildet:

$$ETP_{24h} = ETP_{Tag} + ETP_{Nacht}$$

$$ETP_{Tag} = \frac{\Delta_{Tag}(R_{N,Tag} - G) + \rho \cdot c_p(e_{s,Tag} - \overline{e})}{\Delta_{Tag} + \gamma(1 + r_{s,Tag} / r_a)} \cdot d$$
(2.49)
(2.50)

$$ETP_{Nacht} = \frac{\Delta_{Nacht}(R_{N,Nacht} - G) + \rho \cdot c_p(e_{s,Nacht} - \overline{e})}{\Delta_{Nacht} + \gamma(1 + r_{s,Nacht} / r_a)} \cdot (1 - d)$$
(2.50 b)

mit Δ_{Tag} ; Δ_{Nacht} Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve für die

Mitteltemperaturen am Tag (T_{Tag}) bzw. bei Nacht (T_{Nacht}) [hPa·K⁻¹]

 $R_{N,Tag}$; $R_{N,Nacht}$ Nettostrahlung für den Tag bzw. für die Nacht [Wh·m²]

$$R_{N,Tag} = (1 - \alpha) \cdot RG - R_L \quad \text{mit } R_L \text{ nach } (2.33) \text{ mit } T = T_{Tag}$$
(2.51 a)

$$R_{N,Nacht} = -R_L \quad \text{mit } R_L \text{ nach } (2.33) \text{ mit } T = T_{Nacht}$$
(2.51 b)

a)

$$e_{s,Tag}$$
; $e_{s,Nacht}$ Sättigungsdampfdruck als Funktion von T_{Tag} bzw. T_{Nacht} [hPa]

 $r_{s,Tag}$; $r_{s,Nacht}$ Oberflächenwiderstände der Vegetation für den Tag [s·m⁻¹]

bzw. für die Nacht nach (2.39) bzw. (2.40)

d relative Dauer des hellen Tages $(h_{ss}-h_{sr})/24$ nach (2.13) [-]

Die Bilanz der langwelligen Strahlung R_L in (2.51) wird für den Tag und für die Nacht nach (2.33) gebildet, wobei die Sonnenscheindauer (welche als Ersatzgrösse für den Bedeckungsgrad genutzt wird) für Tag und Nacht gleich ist, jedoch für die Temperaturen jeweils T_{Tag} bzw. T_{Nacht} eingesetzt werden. Diese Temperaturen werden anhand empirisch gefundener Beziehungen berechnet, deren Herleitung im folgenden Abschnitt beschrieben wird.

Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht (T_{Tag} bzw. T_{nacht})

Wie stark die Luftemperatur zwischen Tag und Nacht schwankt, hängt im wesentlichen von drei Faktoren ab – vom atmosphärischen Wasserdampfgehalt bzw. von der Bewölkung (siehe WEISCHET, 1977, Abb. 25 oder GEIGER et al., 1995, Abb. 11-4), von den durch die Jahreszeit bestimmten Einstrahlungsverhältnissen und von der Höhenlage über dem Meer (BLÜTHGEN, 1966, Abbn. 18 bis 24; GEIGER et al., 1995, Abb. 11.1; WEISCHET, 1977, s. 99). Bei sehr starker Einstrahlung spielt auch die Albedo eine Rolle (OKE, 1987, Abb. 7.1). Die Temperaturschwankungen sind am grössten im Sommer in tiefen Lagen und bei klarem Himmel. Die geringsten Temperaturunterschiede treten im Winter in grösseren Höhen auf. Um die in (2.50) benötigten Temperaturen T_{Tag} und T_{Nacht} für jeden Tag und jeden Standort bestimmen zu können, wurden die Einflüsse von Bewölkung, Meereshöhe und Jahreszeit auf die Differenz zwischen Tages- und Nacht-Mitteltemperaturen untersucht. Der Einfluss höherer Temperaturen am Tage wurde etwas betont, indem die Bildung der Temperaturmittelwerte durch Gewichtung der Stundentemperaturen an den jeweiligen Sättigungsdampfdrücken erfolgte.



Abb. 2.14: Zusammenhang zwischen relativer Sonnenscheindauer und den Differenzen von Tagesund Nacht-Mitteltemperaturen; Januar und Juli an der Station Schaffhausen, 437 m ü.M.

In Abbildung 2.14 ist anhand der Sonnenscheindauer der Zusammenhang zwischen der Bewölkung und den Differenzen von Tages- und Nacht-Mitteltemperaturen, die sogenannte Temperaturamplitude, dargestellt. Die Daten gelten für die Klimastation Schaffhausen für die Jahre 1982 bis 1994. Der Vergleich der Darstellungen für Januar und Juli zeigt den Einfluss der Jahreszeit auf die maximalen Temperaturamplituden. Abbildung 2.15 fasst Ergebnisse weiterer systematischer Untersuchungen an den Daten der 6 auch für die Modellierung der Globalstrahlung genutzten Stationen zusammen. Dargestellt sind die monatlichen Werte der mittleren Temperaturamplituden für wolkenfreien Himmel ($SSD_{rel} =$ 1.0). Die Darstellung lässt neben dem Jahresgang den Zusammenhang zwischen geographischer Höhenlage und maximaler Temperaturamplitude gut erkennen. Eine Verschiebung des jahreszeitlichen Maximums der Temperaturamplitude in den Herbst ist erst für Höhen oberhalb 2000 m ü.M. erkennbar. Dabei wirken sich die Reflexionseigenschaften der lange liegenden Schneedecke und der Schmelzwärmeumsatz an der kalten Schneeoberfläche im Sommer reduzierend auf die Temperaturamplitude aus. Um für beliebige Höhenlagen bis 2500 m ü.M. diese innertägliche Temperaturamplitude bestimmen zu können, werden im WaSiM-ETH für jeden Monat Beziehungen für die Höhenabhängigkeit der Temperaturamplitude als Exponentialfunktion aufgestellt:



Abb. 2.15: Abhängigkeit der maximalen täglichen Temperaturamplitude von der Jahreszeit für verschiedene Höhenlagen

$$\Delta T = \Delta T_{Maar} \cdot e^{-h_M/k_T}$$
(2.52)

 ΔT_{Meer} ist die am Schnittpunkt der Exponentialfunktion mit der Ordinatenachse gefundene maximale Temperaturamplitude (also bezogen auf 0 m ü.M.), k_T beschreibt die Abnahme mit der Höhe h_M . Die dem Modell zu übergebenden, monatlichen Parameter ΔT_{Meer} ergeben sich aus Anpassungen nach (2.52) durch die jeweiligen Monatswerte ΔT der untersuchten Stationen. Um einen konstanten Wert von k_T für das ganze Jahr zu erreichen, müssen die Monatswerte ΔT jeder Station (Symbole in Abb. 2.15) auf das für den jeweiligen Monat gefundene ΔT_{Meer} (oberste Kurve in Abb. 2.15) bezogen werden.

$$\frac{\Delta T}{\Delta T_{Meer}} = e^{-h_M/k_T}$$
(2.53)

Somit ist der Maximalwert $\Delta T/\Delta T_{Meer}$ immer 1 und es kann mit den solcherart "jahreszeitlich bereinigten" Temperaturamplituden aller Monate und Stationen aus (2.53) ein Wert für k_T gefunden werden, der ganzjährig gilt. Abbildung 2.16 verdeutlicht dieses Vorgehen. Für die 6 untersuchten Stationen wurde der Parameter k_T zu 1654 m bestimmt. In Tabelle 2.3 sind die für die nordalpine Schweiz gefundenen maximalen Temperaturschwankungen ΔT_{Meer} (Tag<u>mittel</u> minus Nacht<u>mittel</u>) aufgeführt.

 Tabelle 2.3:
 Monatliche maximale Differenzen von Tages- und Nacht-Mitteltemperaturen, bezogen auf Meereshöhe

Monat	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
ΔT_{Meer} [K]	3.3	4.4	6.1	7.9	9.4	10.0	9.9	9.0	7.8	6.0	4.2	3.2

Die für einen Kalendertag t_J und eine bestimmte Höhe h_M sowie für eine bestimmte, durch die Sonnenscheindauer *SSD* parametrisierte Bewölkung geltende Temperaturamplitude wird somit bestimmt nach:

$$\Delta T = f(t_J, h_M, SSD) = \Delta T_{Merr.t_s} \cdot e^{-h_M/k_T} \cdot SSD$$
(2.54)

mit	$\Delta T_{Meer,tJ}$	für den Kalendertag t_J (1 365) gültige, nach Tabelle 2.3
		interpolierte maximale Temperaturamplitude, bezogen auf Meershöhe [K]
	k_T	Abklingkonstante nach (2.53), gültig für alle Tage des Jahres [m]
	SSD	relative Sonnenscheindauer als Tageswert [-]



Abb. 2.16: Höhenabhängigkeit der Schwankung zwischen Tages- und Nacht-Mitteltemperatur, bezogen auf die Schwankung auf Meeresniveau, für die Sommermonate Mai bis Oktober, gültig für die nordalpine Schweiz

Die Aufteilung von ΔT auf Tag und Nacht-Temperatur erfolgt unter Berücksichtigung des jeweils bestehenden Verhältnisses aus Nachtlänge zu Tageslänge. In Abbildung 2.17 ist das aus den auch oben verwendeten Daten gewonnen Aufteilungsverhältnis c_T im Jahresgang dargestellt. Da bei der Bildung der Tages- und Nachttemperatur-Mittelwerte der stündliche, tagsüber im allgemeinen höhere Sättigungsdampfdruck berücksichtigt wurde, die Tagesmitteltemperatur aber als arithmetisches Mittel aus den 24 Temperatur-Stundenwerten vorliegt, ist das Aufteilungsverhältnis etwas zugunsten der Tagestemperatur T_{tag} verschoben, d.h. das mittlere Aufteilungsmass ist grösser als 0.5 (hier ≈ 0.62).



Abb. 2.17: Jahresgang der Aufteilung der Temperaturamplitude auf Tag und Nacht nach (2.55)

Der Jahresgang von c_T wird durch eine um den Mittelwert schwankende Kosinusfunktion dargestellt:

$$c_{T,Tag} = c_T + \Delta c_T \cdot \cos((t_J + 10) / 365 \cdot 2 \cdot \pi)$$
(2.55 a)

$$c_{T,Nacht} = 1 - c_{T,Tag}$$
(2.55 b)

mit	$C_{T,Tag}$	Anteil an ΔT , der zum <i>T</i> -Tagesmittel addiert wird, um T_{Tag} zu bestimmen
	$C_{T,Nacht}$	Anteil an ΔT , der vom <i>T</i> -Tagesmittel abgezogen wird, um T_{Nacht} zu bestimmen
	c_T	Mittleres Aufteilungsmass von ΔT zugunsten T_{Tag}
	Δc_T	Schwankungsbreite des Aufteilungsmasses (0.1 0.15)

44

(2.56 b)

Somit ergeben sich T_{Tag} und T_{Nacht} zu:

$$T_{Tag} = T_{24h} + c_{T,Tag} \cdot \Delta T$$

$$T_{Nacht} = T_{24h} - c_{T,Tag} \cdot \Delta T$$
(2.56 a)

Mit diesen Temperaturen werden die für Gleichung (2.50) nötigen Grössen Δ und e_s berechnet. Wenn ausserdem eine Temperaturmodifikation nach Kapitel 2.3.3 durchgeführt wurde, dann muss in Gleichung (2.56 a) T_{24h} durch die nach (2.20) modifizierte Temperatur T_{korr} ersetzt werden.

Wie sich die beschriebenen Schritte bei der Trennung der Verdunstungsberechnung in Tag und Nacht auf die Modellergebnisse auswirken, zeigt Abbildung 2.18. Es sind die Verdunstungs-Tageswerte im Vergleich zu den aus Stundensummen berechneten Tageswerten dargestellt. Die Zeitreihen wurden für das Einzugsgebiet der Thur (1700 km², 365 bis 2504 m ü.M.) als Gebietsmittelwerte aus etwa 6800 Rasterelementen für das Jahr 1984 berechnet. Gegenüber der Verdunstung aus Tageswerten ohne Aufteilung in Tages- und Nachtanteil haben sich die Ergebnisse bei Verwendung derselben vegetetionaspezifischen Oberflächenwiderstände in der Jahressumme um etwa 20% erhöht. Sie entsprechen damit weitgehend den Tagessummen aus der stundenweisen Modellierung.



Abb. 2.18: Vergleich zwischen der mit Tageswerten und der mit Stundenwerten der meteorologischen Eingangsdaten berechneten Verdunstungswerte nach Penman-Monteith

Bei der Anwendung der hier beschriebenen Verfahren auf andere als die bisher untersuchten Gebiete muss eine Neubestimmung bzw. eine Validierung der monatlichen ΔT_{Meer} -Werte einschliesslich der Höhenabhängigkeit vorgenommen werden. Untersuchungen im inneralpinen Raum zeigen eine deutlich andere Höhenabhängigkeit sowie einen anderen Jahresgang als die oben gezeigten Beispiele.

Die Trennung des Tagesintervalles in Tag und Nacht und die damit verbundene Veränderung der Temperatur wird nicht nur im Verdunstungsmodell genutzt. Auch für die Modellierung der Schneeschmelze kann dieses Verfahren angewandt werden. So kann bei einem Gesamttagesmittelwert der Temperatur unterhalb des Schmelzpunktes durch die angehobene Tagestemperatur u.U. dennoch Schmelze berechnet werden.

Aussichten

Nicht nur die Temperatur und die Strahlung, auch die Windgeschwindigkeit weist einen mehr oder weniger deutlichen Tagesgang auf. In Abbildung 2.19 sind analog zur Abbildung 2.15 die Jahresgänge der Differenzen von mittleren Tages- und Nachtwindgeschwindigkeiten für einige verschieden hoch

gelegene meteorologische Stationen dargestellt (Ausgangsdaten wie für Abbildung 2.15 von 1982 bis 1994, Stundenwerte). Es ist zu erkennen, dass die Windgeschwindigkeitsverteilung zwischen Tag und Nacht vom Sommer zum Winter wechselt. Während im Sommer die höheren Windgeschwindigkeiten am Tage auftreten werden im Winter die höheren Windgeschwindigkeiten nachts beobachtet.



Abb. 2.19: Abhängigkeit der mittleren innertäglichen Differenz zwischen der Windgeschwindigkeit am Tage und in der Nacht von der Jahreszeit und von der Höhenlage

Dies gilt für alle Höhenlagen, jedoch mit einer von der Höhenlage stark abhängigen Amplitude. Es wäre denkbar, mit Beziehungen analog zu (2.52) bis (2.56) auch die Windgeschwindigkeit für den Tag und die Nacht anzupassen. Aufgrund der relativ grossen Streuung der Windgeschwindigkeitsdifferenzen sowie aufgrund der eher kleinen Abweichungen zwischen Tag- und Nachtwert der Windgeschwindigkeit vom Tagesmittelwert wird im WaSiM-ETH auf diese Modifikation verzichtet, zumal anderenfalls eine Modellübertragung auf andere Gebiete die Parameterbereitstellung auch für diese Windmodifikation erfordern würde. Die durch Modifikation der Temperatur sowie durch die Aufteilung der Strahlung und der Widerstände zwischen Tag und Nacht erreichte sehr gute Übereinstimmung der mit Tages- bzw. Stundenwerten erhaltenen Verdunstungswerte lässt vermuten, dass der Einfluss einer Modifikation der Windgeschwindigkeit auf das Ergebnis der Verdunstungsberechnung eher klein ist.

Berechnung der potentiellen Verdunstung nach vereinfachten Beziehungen

Die im folgenden beschriebenen Verfahren stellen mögliche Alternativen zur Penman-Monteith-Beziehung dar, wenn nicht alle für dieses Verfahren benötigten meteorologischen Eingangsdaten vorliegen. Beide Verfahren arbeiten ausschliesslich mit einem Berechnungszeitschritt von einem Tag.

1. potentielle Verdunstung nach WENDLING (1975)

$$ETP = (RG(1.1 - \alpha) + 93 \cdot f_k) \frac{T + 22}{150(T + 123)}$$
(2.57)

mit *RG* Globalstrahlung in J·cm⁻²·d⁻¹, aus Wh·m⁻²·d⁻¹ durch Multiplikation mit 0.36 zu berechnen [J·cm⁻²·d⁻¹]

- α Albedo (0 ... 1) [-]
- f_k empirischer Korrekurwert, der alle nicht über Strahlung und Temperatur erfassbaren Parameter berücksichtigt (für Küste ≈ 0.6 , für Tiefland ≈ 1) [-]
- T Tagesmittelwert der Temperatur [°C]

2. potentielle Verdunstung nach Hamon (FEDERER and LASH, 1983)
$$ETP = 0.1651 \cdot f_i \cdot h_d / 12 \cdot \frac{216.7 \cdot e_s}{T + 273.3}$$
(2.58)

mit f_i empirischer Faktor, monatsweise (s.u.)

*h*_d Tageslänge [h]

- *e*_s Sättigungsdampfdruck bei Temperatur *T* [hPa]
- T Temperatur [°C]

In beiden Formeln kommen empirische Faktoren vor, die durch die unzureichende Beschreibung der Verdunstung durch Temperatur und Globalstrahlung (WENDLING) bzw. nur durch die Temperatur und den daraus ableitbaren Sättigungsdampfdruck e_s (HAMON) nötig geworden sind. Für den Faktor f_k in (2.57) wurde für nordschweizerische Verhältnisse der Wert 0.5 gefunden. Die Korrekturfaktoren f_i in (2.58) sind aus Tabelle 2.4 zu entnehmen.

Tabelle 2.4: Monatliche Korrekturfaktoren fi für die Hamon-Verdunstung

Monat	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
f_i	0.5	0.6	0.8	1.1	1.2	1.3	1.2	1.1	1.0	0.9	0.7	0.5



Abb. 2.20: Vergleich der potentiellen Verdunstung nach Penman-Monteith, Wendling und Hamon für das Einzugsgebiet der Thur für das Jahr 1984

Einen Vergleich der Verdunstungen nach MONTEITH (1975), HAMON (IN FEDERER AND LASH, 1983) und WENDLING (1975) zeigt Abbildung 2.20. Die Verdunstung nach WENDLING (1975) weicht nur relativ gering von der als Referenz dienenden Verdunstung nach MONTEITH (1975) ab. Stärkere Abweichungen zeigt dagegen die Verdunstung nach HAMON (FEDERER AND LASH, 1983), was auf die ausschliessliche Verwendung der Temperatur als meteorologische Variable zurückzuführen ist. Der Vergleich zeigt deutlich den grossen Einfluss der Strahlung auf die Verdunstung, berücksichtigt doch die wesentlich besser an der Penman-Verdunstung liegende Verdunstung nach WENDLING (1975) die Globalstrahlung als einzige Grösse zusätzlich zur Temperatur.

47

2.3.5.3 Reale Evapotranspiration

Als potentielle Verdunstung wurde in Kapitel 2.3.4.1 die Menge Wasser definiert, die unter den gegebenen atmosphärischen Bedingungen und bei dem gegebenen Entwicklungszustand der Vegetation bei optimaler Wasserversorgung pro Zeiteinheit vom Boden und der Vegetation in die Atmosphäre transferiert werden kann. Die Einbeziehung des Zustandes der Vegetation gilt nur für die Penman-Monteith-Beziehung, die Beziehungen nach Wendling und Hamon berechnen die potentielle Verdunstung unabhängig von der Vegetation. Sie gelten daher auch nur beschränkt. Ursprünglich wurde ETP_{Hamon} für Wald, $ETP_{Wendling}$ für Landwirtschaft im Tiefland entwickelt. Die reale Verdunstung hängt aber ausser vom Zustand der Vegetation auch vom Feuchtegehalt des Bodens ab.

Die Berücksichtigung der Bodenfeuchte kann zu einer Reduzierung der realen gegenüber der potentiellen Verdunstung führen. Sinkt die Bodenfeuchte unter einen kritischen Wert, so nimmt die Verdunstung aufgrund pflanzenphysiologischer Eigenschaften stark ab (MENZEL, 1997a). Dieser Zusammenhang kann bei Verwendung des PENMAN-MONTEITH-Ansatzes durch eine Vergrösserung der Stomatawiderstände in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte berücksichtigt werden. Damit ist ein Weg zur Berechnung der reale Verdunstung aufgezeigt (THOMPSON et al., 1981; MENZEL, 1997b).

Dieser Ansatz lässt sich nicht für die Verdunstungsberechnung nach WENDLING (1975) und HAMON (FEDERER AND LASH, 1983) nutzen. Hier ist eine Reduktion gegenüber der potentiellen Verdunstung in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte eine oft genutzte Möglichkeit, um den Einfluss der Bodenfeuchte auf die Verdunstung zu berücksichtigen. Auch für die Interzeptionsverdunstung ist die Berechnung der potentiellen Verdunstung nötig. Im WaSiM-ETH wird deshalb zur Bestimmung der realen Verdunstung die Methode der Reduzierung gegenüber der potentiellen Verdunstung anhand der Bodenfeuchte angewandt.



Abb. 2.21: Bestimmung der realen Verdunstung aus der potentiellen Verdunstung anhand der Bodenfeuchte

Es kommt ein linearer Ansatz zur Anwendung, der sich in vielen Modellen bewährt hat (GURTZ, 1988; MÜNCH, 1993 u.a.). Sinkt die pflanzenverfügbare Bodenfeuchte unter den Anteil η ihres Wertes bei Feldkapazität, dann wird die reale gegenüber der potentiellen Verdunstung linear reduziert, bis sie bei Erreichen des Welkepunktes zu Null wird. Abbildung 2.21 veranschaulicht dieses Vorgehen. Für η gibt GURTZ (1988) Werte von 0.6 bis 0.8 für Wiese an, bei MENZEL (1997b) tritt eine deutliche Erhöhung der Stomatawiderstände ebenfalls bei $\eta = 0.6$ ein, wodurch der gleiche Effekt einer Verdunstungsreduzierung gegenüber der potentiellen Verdunstung erreicht wird. In der aktuellen Version des WaSiM-ETH wird für η der Wert 0.6 fest eingesetzt. Für spätere Versionen ist vorgesehen, η als variierbaren Modellparameter zu nutzen.

2.3.6 Schneemodell

Im Schneemodell wird die quantitative Akkumulation des Schnees sowie dessen Schmelze modelliert. Für die Schneeschmelze stehen im Modell verschiedene Algorithmen zur Verfügung, die Schneeakkumulation wird dagegen immer gleich ausgeführt.

2.3.6.1 Schneeakkumulation

Der Aggregatzustand des Niederschlages wird in erster Linie durch die Lufttemperatur bestimmt, was die Modellierung der Schneeakkumulation relativ einfach macht. Unterhalb einer bestimmten Temperatur T_{Schnee} fällt aller Niederschlag als Schnee, oberhalb einer anderen Temperatur T_{Regen} als Regen. Der Bereich zwischen T_{Schnee} und T_{Regen} ist der Übergangsbereich, in welchem Schnee und Regen gemischt fallen. Abbildung 2.22 verdeutlicht diese Annahme. Um eine Grenztemperatur $T_{R/S}$



Abb. 2.22: Aufteilung des Niederschlages in Schnee und Regen nach der Temperatur

herum, für welche der Anteil von Schnee 50 % beträgt, erstreckt sich ein jeweils gleich breiter Übergangsbereich T_{trans} . Zwischen $T_{R/S} - T_{trans}$ und $T_{R/S} + T_{trans}$ nimmt der Schneeanteil von 100 % auf 0 % linear ab. Die Belegung der Parameter $T_{R/S}$ und T_{trans} muss aus Erfahrungswerten oder aus Messungen entnommen werden (ROHRER, 1989, 1992). Die Breite des Übergangsbereiches T_{trans} ist vom Temperaturprofil in der Atmosphäre abhängig und ändert sich in der Regel ebenso wie die Grenztemperatur im Verlaufe eines Niederschlagsereignisses in Abhängigkeit von der Niederschlagsintensität (GREB-NER, 1978; ROHRER, 1992). Dies ist darauf zurückzuführen, dass der Wärmeinhalt der Atmosphäre durch den aus grösseren Höhen fallenden kälteren Niederschlag in Abhängigkeit von der Niederschlagsintensität mehr oder weniger schnell abgebaut wird. Somit wird bei gleichbleibender bodennaher Lufttemperatur am Anfang eines Niederschlagsereignisses ein grösserer flüssiger Anteil, dagegen im weiteren Verlauf ein steigender Schneeanteil am Gesamtniederschlag zu beobachten sein. Im Wa-SiM-ETH werden jedoch beide Parameter als räumlich und zeitlich konstant betrachtet.

$$p_{Schnee} = \frac{T_{R/S} + T_{trans} - T}{2 \cdot T_{trans}} \qquad \text{für } (T_{R/S} - T_{trans}) < T < (T_{R/S} + T_{trans})$$
(2.59)
mit p_{Schnee} Anteil Schnee am Niederschlag (0..1)
T Lufttemperatur [°C]
 $T_{R/S}$ Temperatur, bei der 50 % des Niederschlages als Schnee fallen [°C]
 T_{trans} ½ des Temperatur-Übergangsbereiches von Schnee zu Regen [K]

2.3.6.2 Schneeschmelze

Für die Modellierung der Schneeschmelze existieren verschiedene Ansätze. Neben Energiebilanzmethoden, welche umfangreiche Strahlungsmessungen sowie Temperatur- und Feuchtigkeitsprofilmessungen erfordern, werden am häufigsten Methoden genutzt, die mit den routinemässig gemessenen meteorologischen Grössen Lufttemperatur und erforderlichenfalls Dampfdruck und Windgeschwindigkeit auskommen (BRAUN, 1985). Im hier vorgestellten Modell WaSiM-ETH kommen die letztgenannten Verfahren zum Einsatz. Im einzelnen können folgende Verfahren alternativ je nach Datenlage zur Berechnung der Schneeschmelze ausgewählt werden:

• das Temperatur-Index-Verfahren

$$M = c_0 \cdot (T - T_{0,m}) \cdot \frac{\Delta t}{24} \qquad \qquad \text{für } T > T_{0,m}, \text{ sonst } M = 0 \qquad (2.60)$$

mit *M* Schmelzrate in mm/Zeitintervall

- c_0 temperaturabhängiger Schmelzfaktor [mm °C⁻¹·d⁻¹]
- *T* Lufttemperatur, ggf. mit Modifikation nach 2.3.3 [°C]
- $T_{0,m}$ Grenztemperatur für Einsetzen der Schneeschmelze [°C]

 Δt Zeitintervall [h]

• das Temperatur-Wind-Index-Verfahren (nach BRAUN, 1985)

$$M = (c_1 + c_2 \cdot u) \cdot (T - T_{0,m}) \cdot \frac{\Delta t}{24} \qquad \text{für } T > T_{0,m}, \text{ sonst } M = 0 \qquad (2.61)$$

mit M Schmelzrate [mm/Zeitintervall]

- c_1 temperaturabhängiger Schmelzfaktor [mm·°C-1·d-1]
- c_2 windabhängiger Schmelzfaktor [mm·(°C·m·s-1·d)-1]
- u Windgeschwindigkeit [m·s-1]
- *T* Lufttemperatur, gegebenenfalls mit Modifikation nach 2.3.3 [°C]
- $T_{0,m}$ Grenztemperatur für Einsetzen der Schneeschmelze [°C]
- Δt Zeitintervall [h]
- kombiniertes Verfahren nach ANDERSON (1973), erweitertes Kombinationsverfahren nach BRAUN (1985). Bei diesen Verfahren wird das Wasseräquivalent der Schneedecke in einen Festspeicher und einen Flüssigspeicher unterteilt. Ein Koeffizient c_l gibt die Grösse des Flüssigspeichers als Anteil am Gesamtspeicher an (c_l ≈ 10% des Wasseräquivalentes). Erst wenn der Flüssigspeicher gefüllt worden ist, wird von der Schneedecke Wasser abgegeben. Da sich im Flüssigwasserspeicher am Beginn eines Zeitintervalls bereits Wasser befinden kann, muss bei Temperaturen unter der Grenztemperatur T_{0,m} ein Wiedergefrieren M_{neg} berechnet werden:

$$M_{neg} = c_{rfr} \cdot RMF \cdot (T - T_{0,m}) \cdot \frac{\Delta t}{24}$$
(2.62)

mit M_{neg} "negative Schmelze" (wiedergefrierendes Wasser) [mm]

- c_{rfr} Koeffizient für das Wiedergefrieren [-]
- *RMF* von Jahreszeit abhängiger Strahlungs-Schmelzkoeffizient [mm·($^{\circ}C \cdot d$)⁻¹]

T Lufttemperatur, ggf. mit Modifikation nach 2.3.3 [°C]

 $T_{0,m}$ Grenztemperatur für Einsetzen des Schneeschmelze [°C]

 Δt Zeitintervall [h]

Anschliessend erfolgt eine Bilanzierung der beiden Speicher für den flüssigen Anteil (S_l) und für den festen Anteil (S_s) am gesamten Schneewasseräquivalent. Die vom Flüssigspeicher S_l rückgefrierende Menge Wasser wird zum Festspeicher addiert und vom Flüssigspeicher abgezogen. Ist die Menge potentiell rückgefrierenden Wassers nach (2.62) grösser als der Inhalt des Flüssigspeichers, dann gefriert nur die im Flüssigspeicher gespeicherte Menge Wasser zurück.

Bei Lufttemperaturen über der Schmelz-Grenztemperatur $T_{0,m}$ wird Schmelze berechnet. Zunächst wird anhand der gefallenen Niederschlagsmenge entschieden, ob ein Zeitintervall mit Niederschlag vorliegt ($P \ge 2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$). Für solche Zeitintervalle setzt sich die Schmelze aus der Strahlungs-

schmelze, der Schmelze infolge fühlbarer Wärme, der Schmelze durch latente Wärme sowie der Schmelze durch Energieeintrag durch den Niederschlag zusammen:

$$M = (M_{R} + M_{S} + M_{E} + M_{P}) \cdot \frac{\Delta t}{24}$$
(2.63)

mit M_R Strahlungsschmelze [mm]

M_s Schmelze infolge fühlbarer Wärme [mm]

 M_E Schmelze durch latente Wärme [mm]

- *M_P* Schmelze durch Eintrag von Energie durch den Niederschlag [mm]
- Δt Zeitintervall [h]

Die einzelnen Schmelzanteile in (2.63) werden berechnet zu:

$$M_{R} = 1.2 \cdot T$$

$$M_{S} = (c_{1} + c_{2} \cdot u) \cdot (T - T_{0,m})$$

$$M_{E} = (c_{1} + c_{2} \cdot u) \cdot (E - 6.11) / \gamma$$

$$M_{P} = 0.0125 \cdot P \cdot T$$
(2.64)

mit T Lufttemperatur, ggf. mit Modifikation nach 2.3.3 [°C]

- $T_{0,m}$ Grenztemperatur für Einsetzen des Schneeschmelze [°C]
- c_1 temperaturabhängiger Schmelzfaktor [mm·(°C·d)⁻¹]
- c_2 windabhängiger Schmelzfaktor [mm·(°C·m/s·d)⁻¹]
- *u* Windgeschwindigkeit $[m \cdot s^{-1}]$
- γ Psychrometerkonstante, siehe Gleichung (2.27) [hPa·K⁻¹]
- *E* Sättigungswasserdampfdruck bei Lufttemperatur *T* [hPa]
- (im erweiterten Verfahren nach BRAUN, 1985: gemessener Dampfdruck e)

P Niederschlag [mm]

Ist das Zeitintervall niederschlagsfrei, wird die Schmelze analog zu (2.60) bzw. (2.62) berechnet:

$$M = RMF \cdot (T - T_{0,m}) \cdot \frac{\Delta t}{24}$$
(2.65)

mit *M* Schmelze [mm]

RMF Strahlungsschmelzfaktor $[mm \cdot (^{\circ}C \cdot d)^{-1}]$

T Lufttemperatur, ggf. mit Modifikation nach 2.3.3 [°C]

- $T_{0,m}$ Grenztemperatur für Einsetzen der Schneeschmelze [°C]
- Δt Zeitintervall [h]

Der Ansatz (2.62) bis (2.65) nach ANDERSON ist für Tageswerte entwickelt worden. Wenn die Modellierung z.B. in Stundenwerten erfolgt, sollte dieser Ansatz unter Vorbehalt verwendet werden, da die Parametrisierung der Teilschmelzen jeweils für Tagesmittelwerte der Temperatur, des Sättigungsdampfdruckes und der Windgeschwindigkeit vorgenommen wurde. Kürzere Berechnungsintervalle können eine andere Parametrisierung erfordern. Für solche Zeitintervalle kann jedoch erfahrungsgemäss ohne weiteres ein Temperatur-Index-Verfahren nach (2.60) oder (2.61) genutzt werden.

Um der Tatsache Rechnung zu tragen, dass eine geschlossene, abschmelzende Schneedecke schneeinnere Abflusswege besitzt, und dass die Versickerung des Schmelzwassers auf teilweise gefrorenem Boden behindert ist, kann im WaSiM-ETH ein Teil des Schmelzwassers sofort als Direktabfluss ausgewiesen werden. Das führt zu einem schnelleren Reagieren des Gesamtabflusses gegenüber einer Modellierung ohne diesen Effekt. Gleichzeitig wird der Anstieg des Grundwasserspiegels verzögert, so dass am Ende der Schmelzperiode etwas weniger Abfluss berechnet wird als ohne Berücksichtigung eines erhöhten Direktabflusses. Insgesamt kann durch diesen einfach zu kalibrierenden Parameter die Anpassung der berechneten und der gemessenen Abflüsse wesentlich verbessert werden. Der Anteil an sofort abfliessendem Wasser liegt in den untersuchten Testgebieten der Thur bei ca. 15 % bis 40 % der Schmelze (kalibriert).

In Abhängigkeit von der Landnutzungsart und der durch das Wasseräquivalent parametrisierten Schneedeckenhöhe wird bei der Schneemodellierung die Albedo verändert. Die Angaben aus Tabelle 2.2 gelten für die schneefreie Zeit. Bei Schneewasseräquivalenten > 10 mm wird für flache Vegetation wie Wiese und Weide die Albedo auf $\alpha = 0.85$ gesetzt. Hohe Vegetation, Fels und Siedlung werden mit $\alpha = 0.4$ bis 0.5 belegt (BLÜTHGEN, 1966; GEIGER et al., 1995). Der Einflusses der Schneealterung auf die Albedo wird nicht berücksichtigt.

Schneeschmelzberechnung im Tagesschritt mit zeitlich verteilten Temperaturen

Die grösste Unsicherheit bei der Berechnung der Schneeschmelze aus Tagesmitteltemperaturen tritt dann auf, wenn die Temperatur im Tagesgang die Grenztemperatur $T_{0,m}$ für das Einsetzen der Schmelze einmal oder mehrmals schneidet. Je nach Temperaturmittelwert wird dann zuviel oder zuwenig Schmelze berechnet. Beispielsweise kann der Temperaturmittelwert durchaus unter der Schmelztemperatur $T_{0,m}$ liegen während tagsüber weit höhere Temperaturen auftreten. Die tatsächliche Schmelze würde bei Verwendung des Tagesmittelwertes der Temperatur im Modell nicht erfasst. In Abschnitt 2.3.4.2 wurde eine Möglichkeit vorgestellt, die Tagesmitteltemperatur aufgrund empirisch gewonnener Beziehungen in eine Nachttemperatur T_{Nacht} und eine Tagtemperatur T_{Tag} aufzuteilen (Gleichungen 2.52 bis 2.56). Damit ist es möglich, die Auswirkungen des Tagesganges der Temperatur auf die Schneeschmelze zu erfassen. Zwar sind, wie aus den Abbildungen 2.14 bis 2.16 hervorgeht, die Temperaturschwankungen gerade im Winter und in grossen Höhen am kleinsten, aber während der Schneeschmelze, die in Höhenlagen um 2000 m durchaus bis Mai oder Juni dauern kann, werden doch bedeutende Unterschiede zwischen Tag- und Nachttemperatur erreicht.

Analog zu Gleichung (2.49) werden die Schneeschmelzberechnungen nach den Gleichungen (2.60) bis (2.65) im WaSiM-ETH jeweils für den Tag mit $T = T_{tag}$ und für die Nacht mit $T = T_{Nacht}$ durchgeführt. Das Zeitintervall Δt entspricht dabei jeweils der Länge des hellen Tages bzw. der Länge der Nacht. Beide Teilergebnisse werden anschliessend addiert und ergeben die Tages-Gesamtschmelze.

2.3.7 Interzeptionsmodell

Interzeption ist die Speicherung von Niederschlags- und Schmelzwasser auf der Vegetation, der Streuschicht und der Geländeoberfläche. Im WaSiM-ETH wird nur ein einziger Speicher eingesetzt, der alle Interzeptionseffekte gemeinsam berücksichtigt. Die Kapazität dieses Speichers hängt von der Pflanzenart, deren jeweiligem Blattflächenindex *LAI* und vom Vegetationsbedeckungsgrad v ab. Felsen, unbewachsener Boden oder Siedlungsflächen müssen zur Berücksichtigung der Benetzungsverluste ebenfalls mit diesen Parametern belegt werden. Bei der Modellierung des Interzeptionsspeicherinhaltes wird davon ausgegangen, dass sich auf allen Oberflächen eine gleich dicke Schicht Wasser halten kann. Diese Schichtdicke h_{SI} geht als Parameter in das Modell ein und ist für alle Landnutzungsarten sowie für alle Niederschlagsformen konstant. Der Benetzungsverlust auf der nicht von Vegetation bedeckten Teilfläche (1-v) wird über den zweiten Term berücksichtigt:

$$SI_{\max} = v \cdot LAI \cdot h + (1 - v) \cdot h_{SI}$$
(2.66)

mit	SI_{max}	maximale Interzeptionsspeicherkapazität [mm]
	V	Vegetationsbedeckungsgrad (siehe Tabelle 2.2) [m ² /m ²]
	LAI	Blattflächenindex (siehe Tabelle 2.2) $[m^2/m^2]$
	h_{SI}	maximale Schichtdicke des Wassers auf der benetzten Oberfläche [mm]

Der Blattflächenindex *LAI* wird mit den in Tabelle 2.2 angegebenen Werten (aus THOMPSON et al., 1981) nach Gleichung (2.43) und Abbildung 2.10 für jede Vegetationsform und jeden Tag des Jahres berechnet (s.a. Kap. 2.3.4.1). Die maximale Schichtdicke h_{SI} sollte zwischen 0.1 und 0.4 mm liegen.

Die Füllung des Interzeptionsspeichers erfolgt durch Niederschlag bzw. durch Schneeschmelze. Die Interzeptionsberechnung wird im Anschluss an die Schneemodellierung durchgeführt und erfasst somit auch den Schmelzwasserfluss. Eine gesonderte Berechnung der Schneeinterzeption auf der Vegetation erfolgt nicht, jedoch erfolgt bei Schnee im WaSiM-ETH die Verdunstung von der Schneedecke und nicht aus dem Interzeptionsspeicher.

Die Ausschöpfung des Interzeptionsspeichers erfolgt durch Verdunstung mit der potentiell möglichen Verdunstungsrate nach einer der Gleichungen (2.25), (2.57) oder (2.58). Ist im Interzeptionsspeicher noch genügend Wasser vorhanden, um die potentielle Verdunstung zu befriedigen, so wird der Interzeptionsspeicher um den Betrag der potentiellen Verdunstung vermindert. Es findet dann keine weitere Verdunstungsentnahme von Bodenwasser statt, da die Atmosphäre gesättigt ist. Ist jedoch weniger Wasser im Interzeptionsspeicher, als durch die potentielle Verdunstung entnommen werden kann, wird zunächst der Interzeptionsspeicher voll ausgeschöpft. Die verbleibende Differenz zur potentiellen Verdunstung wird über die Pflanzen aus dem Boden entnommen.

$$\begin{array}{ll} EI = ETP & (\text{bei } SI \geq ETP \text{ in mm}), & ETR = 0 \\ EI = SI & (\text{bei } SI < ETP \text{ in mm}), & ETR = ETP - SI \end{array}$$

$$\begin{array}{ll} \text{mit} & EI & \text{Interzeptionsverdunstung [mm]} \\ ETP & \text{potentielle Verdunstung [mm]} \\ ETR & \text{Verdunstung aus dem Boden und Transpiration, eine Reduktion nach} \\ & \text{Abbildung 2.21 ist in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte möglich [mm]} \\ SI & \text{Inhalt des Interzeptionsspeichers [mm]} \end{array}$$

$$\begin{array}{ll} (2.67) \\ \end{array}$$

Ist der Interzeptionsspeicher gefüllt, so tropft weiteres Niederschlags- bzw. Schmelzwasser auf die Bodenoberfläche durch. Dieser Teil wird auch als "Bestandesniederschlag" bezeichnet. Er bildet den Zufluss zum Infiltrationsmodell. Eingehendere Untersuchungen zur Interzeptionsmodellierung finden sich bei z.B. bei MENZEL (1997a). Auf den Einsatz hochparametrisierter Interzeptionsmodelle wie jenes von RUTTER et al. (1975) wurde aus Gründen der allgemeinen Einsetzbarkeit des Modells sowie wegen der eher untergeordneten Bedeutung der Interzeption in grösseren räumlichen Einheiten der Meso- bis Makroskala verzichtet.

2.3.8 Infiltrationsmodell

Das aus dem Interzeptionsspeicher, aus der Schneedecke oder direkt aus der Atmosphäre auf den Boden auftreffende Wasser infiltriert unter bestimmten Voraussetzungen in den Boden. Erst wenn die Infiltrationskapazität des Bodens von der Niederschlagsintensität überschritten wird, entsteht Oberflächenabfluss. Die Berechnung der Infiltration erfolgt nach PESCHKE (1977, 1987). Das Infiltrationsmodell baut auf den Vorstellungen von GREEN and AMPT (1911) auf. Es setzt in der hier benutzten Version einen homogenen, ungeschichteten Boden mit gegenüber dem Makroporenfluss dominierendem Matrixfluss voraus. Eine Voraussetzung für die Infiltrationberechnung ist die Annahme einer sprungförmigen Feuchtefront, welche den Boden mit der Anfangsfeuchte Θ_0 , welche zwischen 0 und Wassergehalt bei Feldkapazität liegen kann, vom gesättigten Boden mit der Feuchte Θ_s trennt (Abbildung 2.23). Da diese Annahmen in realen Böden unter Umständen nicht erfüllt werden, sollten die Ergebnisse des Infiltrationsmodells am Experiment überprüft werden. Die Anfangsfeuchte wird im WaSiM-ETH als Ergebnis des Bodenmodells aus dem vorhergehenden Zeitschritt an das Infiltrationsmodell übergeben.



Abb. 2.23: Sprungförmige Änderung des Bodenfeuchtegehaltes bei Infiltration eines Regens konstanter Intensität in einen homogenen Boden mit konstantem anfänglichen Feuchtegehalt (nach PESCHKE in DYCK, 1983)

In einer ersten Stufe der Infiltrationsberechnung wird getestet, ob und wann die Bodenoberfläche gesättigt sein wird. Diese Phase bis zum Eintreten der Sättigung ist die Sättigungsphase, in welcher alles Niederschlagswasser infiltriert. In der zweiten Phase wird zu der bis zum Sättigungszeitpunkt berechneten kumulativen Infiltration F_s die weitere Infiltration F berechnet (Abbildungen 2.24). Der nicht infiltrierende Anteil des Niederschlages wird als Oberflächenabfluss QD abgeleitet. Für den gesättigten Teil der Bodensäule wird das Darcy-Gesetz in Differenzenform angewandt:



Abb. 2.24: Verlauf der Infiltration f eines gleichförmigen Regens der Intensität PI

$$v_d = f_f = K_s \frac{\Phi_0 - \Phi_1}{z_0 - z_1}$$
(2.68)

mit v_d Darcy-Geschwindigkeit der Feuchtefront [mm·h⁻¹]

- f_f Infiltrationsintensität [mm·h⁻¹]
- K_s gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens [mm·h⁻¹]
- Φ_0 Potential in der Bodenoberfläche [mm]
- Φ_1 Potential in der Tiefe z_1 (Ort der Feuchtefront) [mm]
- z_0 Tiefe (Bodenoberfläche = 0) [mm]

Für das Potential in der Bodenoberfläche gilt, dass es gleich der Saugspannung ist ($\Phi_0 = -\psi_0$), das Potential in der Tiefe z_t ist dagegen die Summe aus dem Gravitationspotential $z_t - z_0 = l$ und der Saugspannung - ψ_f . Somit kann (2.68) umgewandelt werden in:

$$f_f = K_s \cdot \frac{l + \psi_f - \psi_0}{l}$$
(2.69)

Für die Zeit bis zur Sättigung der Bodenoberfläche dringt alles Niederschlagswasser in den Boden ein, die Niederschlagsintensität *PI* ist gleich der Infiltrationsintensität *f*. Bis Sättigung erreicht ist, ist die

Saugspannung an der Bodenoberfläche grösser Null. Wird in (2.69) f = PI gesetzt und dann nach ψ_0 umgestellt, ergibt sich:

$$\Psi_o = \Psi_f - l \left(\frac{PI}{K_s} - 1 \right) > 0 \tag{2.70}$$

Ist die Niederschlagsintensität *PI* kleiner als die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens (*PI/K_s* < 1), so wird niemals Sättigung auftreten können (Test 1). Ist jedoch das Verhältnis *PI/K_s* > 1, so nimmt ψ_0 linear mit zunehmender Tiefe der Feuchtefront bzw. Länge der Wassersäule *l* ab, und wird zum Zeitpunkt *t_s* der Oberflächensättigung Null. Zu diesem Zeitpunkt ist die Tiefe der Feuchtefront *l_s*. Mit *l* = *l_s* und ψ_0 = 0 folgt aus (2.70):

$$l_s = \frac{\Psi_f}{PI/K_s - 1} \tag{2.71}$$

Für die bis dahin infiltrierte Menge Niederschlag gilt:

$$F_S = l_S \cdot n_a$$
 und $t_S = \frac{F_S}{PI}$ (2.72)

mit t_s Sättigungszeit [h]

F_s kumulierte Infiltration bis zur Sättigungszeit [mm]

ls Sättigungstiefe [mm]

 n_a auffüllbare Porosität ($n_a = \Theta_S - \Theta_0$, siehe Abbildung 2.23) [-]

Ist die Sättigungszeit grösser als der Zeitschritt der Modellierung, so tritt in diesem Intervall keine Sättigung auf. Im nächsten Intervall wird die Sättigungszeitberechnung erneut ausgeführt. Ist t_s dagegen kleiner als der Zeitschritt, so wird zwischen dem Erreichen der Sättigung und dem Intervallende Oberflächenabfluss erzeugt. Für diesen Zeitraum wird nun die zweite Modellstufe der Infiltrationsberechnung nach PESCHKE (1977) angewandt. Während der Sättigung ist die Saugspannung an der Oberfläche $\psi_0 = 0$. Damit wird (2.69) zu

$$f_f = K_S \cdot \left(1 + \frac{\Psi_f}{l}\right) \tag{2.73}$$

Mit zunehmender Sättigungstiefe wird die Infiltration immer kleiner und nähert sich ihrem Grenzwert K_s . Analog zu (2.72) gilt für die kumulative Infiltration $F = n_a \cdot l$. Deren Ableitung nach der Zeit, die Geschwindigkeit des Fortschreitens der Feuchtefront *f*, kann demnach errechnet werden zu:

$$f_f = \frac{dl}{dt} \cdot n_a \tag{2.74}$$

Wird der Ausdruck für die Infiltrationsintensität aus (2.74) in (2.73) eingesetzt, ergibt sich eine gewöhnliche Differentialgleichung mit getrennten Variablen:

$$\frac{l}{l+\psi_f}dl = \frac{K_s}{n_a}dt$$
(2.75)

Die Integration mit den Anfangsbedingungen $t = t_s$ und $l = l_s$ ergibt die Beziehung (2.76) zwischen der Zeit und der Tiefe der Feuchtefront:

$$t - t_s = \frac{n_a}{K_s} \left[l - l_s - \psi_f \cdot \ln \frac{l + \psi_f}{l_s + \psi_f} \right]$$
(2.76)

Wird anstatt der Durchfeuchtungstiefen über $F = l \cdot n_a$ bzw. $F_S = l_S \cdot n_a$ die kumulative Infiltration eingeführt, ergibt sich:

$$t - t_{s} = \frac{1}{K_{s}} \left[F - F_{s} - n_{a} \cdot \psi_{f} \cdot \ln \frac{F + n_{a} \cdot \psi_{f}}{F_{s} + n_{a} \cdot \psi_{f}} \right]$$
(2.77)

Wird (2.77) nach der kumulativen Infiltrationsmenge aufgelöst, so ergibt sich eine iterativ zu lösende Gleichung:

$$F = K_{S}(t - t_{S}) + n_{a} \cdot \Psi_{f} \cdot \ln \frac{F + n_{a} \cdot \Psi_{f}}{F_{S} + n_{a} \cdot \Psi_{f}}$$
(2.78)

In der praktischen Ausführung dieser Iteration kann als Anfangswert für die zu berechnende kumulative Infiltration *F* die Hälfte des zwischen dem Sättigungszeitpunkt und dem Ende des Zeitintervalles noch fallenden Niederschlages angesetzt werden. Die Iteration kann über einen maximal zulässigen Fehler $\Delta F = F_{i+1} - F_i$ von z.B. 0.1 mm bzw. über eine maximal durchzuführende Anzahl von Iterationsschritten (von erfahrungsgemäss 12) abgebrochen werden.

Als Parameter werden für das Infiltrationsmodell die Saugspannung ψ_f an der Feuchtefront sowie die auffüllbare Porosität n_a benötigt. Für die Saugspannung kann als erste Näherung $\psi_f = 1000 \cdot n_a$ genutzt werden (ψ_f in mm, n_a als relativer Anteil). Ein bewährter Faustwert für ψ_f sind 100 bis 200 mm. Die auffüllbare Porosität n_a kann aus Bodenproben gewonnen oder anhand der Bodenarten geschätzt werden. Tabelle2.5 enthält die Parameter einer Auswahl von Bodenarten (n_a dort als *mSB*).

Bodenart	nFK	mSB	KWert	MG	
Bouchart	[Vol.%]	[Vol%]	$[\mathbf{m} \cdot \mathbf{s}^{-1}]$	(mm]	
S Sand	8	28	6.0·10 ⁻⁵	50	
Sl anlehmiger Sand	10	30	$8.0 \cdot 10^{-6}$	60	
sL sandiger Lehm	16	29	3.0·10 ⁻⁶	110	
lU schluffiger Lehm	21	30	$1.8 \cdot 10^{-6}$	167	
L Lehm	12	27	9.0·10 ⁻⁷	90	
sT sandiger Ton	16	29	$1.7 \cdot 10^{-7}$	240	
uT schluffiger Ton	20	33	$1.4 \cdot 10^{-7}$	290	
T Ton	17	28	$8.0 \cdot 10^{-8}$	320	
M Moor	37	60	3.0·10 ⁻⁵	100	
V versiegelte Flächen, Fels	4	5	3.0·10 ⁻⁹	10	
	1 1 F	1.11	0		

Tabelle 2.5: Eigenschaften verschiedener Bodenarten nach BRAKENSIEK et al. (1981)

nFK Bodenwassergehalt bei nutzbarer Feldkapazität ($\Theta_{nFK} = \Theta_{Feldkapazität} - \Theta_{Welkepunkt}$)

mSB Bodenwassergehalt bei Sättigung (mSB = Porosität - $\Theta_{Welkepunkt}$)

K_s-Wert gesättigte vertikale hydraulische Leitfähigkeit (BRAKENSIEK et al., 1981)

 ψ_f Saugspannung an der Feuchtefront bei Wassergehalt nahe Feldkapazität (BRAKENSIEK et al., 1981)

Da die Voraussetzung eines homogenen Bodens ohne Makroporen oder andere bevorzugte Fliesswege in der Realität selten ausreichend erfüllt ist, wird im allgemeinen mehr Wasser infiltrieren, als durch den vorgestellten Algorithmus berechnet wurde (siehe DYCK, 1983). Um diesen Effekt empirisch berücksichtigen zu können, wird im WaSiM-ETH ein Faktor x_f eingeführt, der bestimmt, wieviel vom Infiltrationsüberschuss beim oberflächlichen, dem Gefälle folgenden Abfliessen wieder im Boden versickert. Dieser Anteil kann als Modellparameter zwischen 0 und 1 liegen. Die infiltrierte Wassermenge wird an das Bodenmodell als Belastungsgrösse weitergegeben. Der verbleibende Infiltrationsüberschuss bildet gemeinsam mit dem im Schneemodell berechneten Oberflächenabfluss sowie mit dem im Bodenmodell zu ermittelnden Sättigungsflächenabfluss den Direktabfluss.

2.3.9 Bodenmodell

Als Boden im bodenkundlichen Sinn wird die mit organischem Material, Pflanzenwurzeln, tierischen Organismen, Luft und Wasser durchsetzte oberste Verwitterungsschicht der Lithosphäre bezeichnet. Für die hydrologische Modellierung ist jedoch eine Unterteilung in Speicherräume und eine Parametrisierung der hydraulischen Eigenschaften massgeblich. Unter "Boden" wird deshalb im WaSiM-ETH eine an der Bodenoberfläche beginnende und nach unten theoretisch unbegrenzte Schicht verstanden. Im Bodenmodell erfolgt die für die zeitliche Verteilung des Gesamtabflusses entscheidende Aufteilung des Niederschlags- oder Schmelzwassers in verschiedene Abflusskomponenten.

Gegenüber vielen anderen Wasserhaushaltsmodellen (z.B. MÜNCH, 1994; GURTZ, 1988 u.a.), in denen der Boden als zeitlich unveränderlich mächtige Schicht oberhalb der gesättigten Zone des Grundwasserkörpers angesehen wird, sind sowohl die gesättigte als auch die ungesättigte Zone im WaSiM-ETH dynamische Bestandteile des Bodenmodells. Zur Modellierung der Bodenwasserströme wird ein auf den Vorstellungen des TOPMODEL (BEVEN and KIRKBY, 1979; BEVEN et al., 1994) beruhender Sättigungsflächenansatz genutzt. Darin werden folgende Prozesse modelliert:

- 1. das Auffüllen des pflanzenverfügbaren Bodenspeichers durch infiltrierendes Wasser
- 2. die schnelle Tiefenversickerung eines Teils des Niederschlagswassers auf bevorzugten Fliesswegen
- 3. die Tiefenversickerung aus dem pflanzenverfügbaren Bodenspeicher bei Überschreiten der Feldkapazität
- 4. die Entnahme von Wasser aus dem pflanzenverfügbaren Bodenspeicher durch Verdunstung
- 5. der Rückfluss von Grundwasser und von Wasser aus dem Zwischenabfluss-Speicher in den pflanzenverfügbaren Bodenspeicher als Ausgleich von Verdunstungsverlusten
- 6. die Bildung von Sättigungsflächenabfluss
- 7. die Bildung von Zwischenabfluss und
- 8. die Bildung von Basis- oder Grundwasserabfluss

Bis auf den Basisabfluss und die Konzentration von Oberflächen- und Zwischenabfluss können unter der Voraussetzung, dass die räumliche Verteilung des Grundwasserstandes bekannt ist, alle Flüsse ausschliesslich vertikal modelliert werden. Der Basisabfluss, der als das laterale "Auslaufen" einer Lockergesteinsschicht in die Gewässerläufe interpretiert werden kann, stellt eine Grösse dar, die durch integrale Eigenschaften des gesamten betrachteten Einzugsgebietes beeinflusst wird. Die wichtigsten Einflussgrössen sind dabei die Grösse des Einzugsgebietes, die Verteilung des hydraulischen Gradienten sowie der hydraulischen Transmissivitäten des Untergrundes im Einzugsgebiet. Diese Grössen wirken sowohl auf die Menge des Basisabflusses als auch auf dessen zeitliche Verteilung. Durch einen hydraulisch gut leitfähigen Boden an einem Standort mit grossem Einzugsgebiet kann bei einem grossen hydraulischen Gradienten ein viel stärkerer Wasserstrom in ein Gewässer eingespeist werden, als durch einen hydraulisch schlecht leitfähigen bzw. flachgründigen Boden mit geringem Gefälle. Ein solcher Boden dagegen wird viel schneller durch zuströmendes Wasser und durch versickerndes Niederschlagswasser gesättigt sein, erzeugt also früher Sättigungsflächenabfluss.

Je nach Beschaffenheit des Untergrundes in einem Einzugsgebiet und je nach den Gefälleverhältnissen wird sich eine bestimmte Verteilung von Sättigungsflächen im Einzugsgebiet ergeben. Ihre Ausdehnung hängt vom mittleren Feuchtezustand des Einzugsgebietes ab. Nach ausgiebigen Niederschlägen vergrössert sich der Anteil an gesättigten Flächen. Mit zunehmender Austrocknung des Einzugsgebietes nimmt die Ausdehnung der gesättigten Flächen schnell ab. Dieser sehr dynamische Prozess der Bildung variabler Abflussflächen trägt entscheidend zur Bildung der schnellsten Abflusskomponenten, des Sättigungsflächenabflusses und des Zwischenabflusses, bei.

Um die Bereitschaft eines Standortes zur Bildung von Sättigungsflächenabfluss zu parametrisieren wurde von KIRKBY 1975 der topographische Index eingeführt und später zu einer kompletten hydrologischen Modellvorstellung erweitert (BEVEN and KIRKBY, 1979). Der topographische Index berücksichtigt die oben aufgeführten Einflussfaktoren auf die Bildung von unterirdischem und Oberflächenabfluss auf folgende Weise:

$$c_s = \ln \frac{a_t}{T_0 \tan \beta_t}$$
(2.79)

mit c_s topographischer Index [-]

- a_t spezifische Einzugsgebietsgrösse pro Längeneinheit einer Gitterzelle; dies ist die Flächengrösse, welche pro Meter quer zur Fliessrichtung in ein Gitterelement entwässert $[m^2 \cdot m^{-1}]$
- T_0 gesättigte hydraulische Transmissivität am Standort ($T_0 = \int K_s dh$) [m²·s⁻¹]

 β_t Geländegefälle [m·m⁻¹]

Abbildung 2.25 zeigt die Verteilung des topographischen Index für das 3.2 km² grosse Einzugsgebiet des Rietholzbaches in der Nordost-Schweiz. Das zugrunde liegende Höhenmodell hat eine Gitterweite von 25 m. Helle Raster zeigen einen kleinen, dunkle einen grossen topographischen Index an. Deutlich zu erkennen sind die Gewässerläufe mit grossen Werten. Hangbereiche weisen durch die helle Färbung erkennbare kleine Indizes auf. Dort wird nur selten Sättigungsflächenabfluss auftreten.



Abb. 2.25: Verteilung des topographischen Index $\ln(a \cdot (T_0 \cdot \tan\beta)^{-1})$ im Forschungsgebiet Rietholzbach (3.2 km²)

Die Modellvorstellung des TOPMODEL geht von drei Grundannahmen aus:

- 1. Die Dynamik der gesättigten Zone kann durch aufeinanderfolgende quasistationäre Zustände angenähert werden.
- 2. Der hydraulische Gradient in der gesättigten Zone kann durch den lokalen topographischen Gradienten, das Gefälle, angenähert werden.
- 3. Die lokale hydraulische Transmissivität T_h ist eine Exponentialfunktion des Sättigungsdefizits S bzw. des Grundwasserflurabstandes z_s :

$$T_h = T_0 e^{-S/m}$$
 (2.80 a)

oder
$$T_{h} = T_{0}e^{-f_{r}\cdot z_{s}}$$
 (2.80 b)

c)

wobei $f_r = \Delta \Theta \cdot m^{-1}$ und $S = \Delta \Theta \cdot z_s$ (2.80 c)

mit	T_0	Transmissivität des Bodens bei vollständiger Wassersättigung [m ² ·s ⁻¹]
	S, z_s	Sättigungsdefizit bzw. Grundwasserstand unter Oberfläche [mm]
	m, f_r	gebietsspezifische Modellparameter [mm] bzw. [mm ⁻¹]
	$\Delta \Theta$	durch Gravitation entwässerbare Porosität $\Theta_{Sattigung}$ - $\Theta_{Feldkapazität}$ [-]

4. Die Grundwasserneubildung r_n ist für das gesamte Gebiet räumlich konstant.

Die Parameter m bzw. f_r parametrisieren die Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit zunehmender Bodentiefe. Auf ihre für die Modellierung mit WaSiM-ETH nötige Bestimmung aus gemessenen Abflussdaten wird weiter unten eingegangen.

Im TOPMODEL nach BEVEN and KIRKBY (1979) wird die räumliche Verteilung des topographischen Index genutzt, um die räumliche Verteilung der lokalen Sättigungsdefizite zu beschreiben. Im folgenden werden die aus BEVEN et al. (1994) entnommenen Beziehungen hergeleitet. Unter der Annahme eines dem topographischen Gefälle parallelen Grundwasserspiegels sowie gesättigten Fliessens parallel zur Geländeoberfläche ist für jeden beliebigen Punkt *i* an einem Hang der spezifische Durchfluss q_i durch ein Bodenprofil nach dem Darcy-Gesetz beschreibbar:

$$q_{i} = T_{0} \tan \beta_{t} \cdot e^{-S_{i}/m} \left[m^{2} \cdot s^{-1} \right]$$
(2.81)

Bei konstanter Grundwasserneubildungsrate im gesamten betrachteten Einzugsgebiet nach Annahme 4 ergibt sich bei intervallweiser Stationarität für q_i ebenfalls:

$$q_i = r_n \cdot a_t \tag{2.82}$$

mit r_n räumlich konstanter Grundwasserneubildungsrate [m·s⁻¹] a_t durch das Gitterelement *i* pro Meter der Gitterweite entwässernde Einzugsgebietsfläche [m²·m⁻¹]

Werden (2.81) und (2.82) kombiniert, ergibt sich:

$$r_n \cdot a_t = T_0 \cdot \tan\beta_t \cdot e^{-S_t/m}$$
(2.83 a)

$$\rightarrow \qquad \frac{r_n \cdot a_t}{T_0 \cdot \tan \beta_t} = e^{-S_i/m}$$
(2.83 b)

$$\rightarrow \qquad S_i = -m \cdot \ln \frac{r_n \cdot a_t}{T_0 \cdot \tan \beta_t} \tag{2.83}$$

Das mittlere Sättigungsdefizit S_m für das gesamte Einzugsgebiet ist der Mittelwert aller lokalen Sättigungsdefizite S_i :

$$S_m = \frac{1}{i_A} \sum_{i=1}^{i_A} - m \cdot \ln \frac{r_n \cdot a_t}{T_0 \cdot \tan \beta_t}$$
(2.84)

mit i_A Anzahl Gitterelemente des gesamten Einzugsgebietes [-]

Gleichung (2.83c) kann nach $\ln(r_n)$ umgestellt werden:

$$S_{i} = -m \cdot \ln r_{n} - m \cdot \ln \frac{a_{t}}{T_{0} \cdot \tan \beta_{t}}$$

$$\ln r_{n} = -\frac{S_{i}}{m} - \ln \frac{a_{t}}{T_{0} \cdot \tan \beta_{t}}$$
(2.85)

Gleichung (2.84) wird umgeformt in:

Auswirkungen von Klimaänderungen

$$S_m = -\frac{m}{i_A} \sum_{i=1}^{i_A} \left(\ln r_n + \ln \frac{a_t}{T_0 \cdot \tan \beta_t} \right)$$
(2.86)

$$\rightarrow S_m = -m \cdot \ln r_n - \frac{m}{i_A} \cdot \sum_{i=1}^{i_A} \ln \frac{a_i}{T_0 \cdot \tan \beta_i} \qquad (\text{weil } 1/i_A \cdot \Sigma \ln r_n = (1/i_A) \cdot i_A \ln r_n = \ln r_n)$$
 (2.87)

Durch Einsetzen von (2.85) in (2.87) ergibt sich :

a

$$S_{m} = S_{i} + m \cdot \ln \frac{a_{t}}{T_{0} \cdot \tan \beta_{t}} - \frac{m}{i_{A}} \cdot \sum_{i=1}^{i_{A}} \ln \frac{a_{t}}{T_{0} \cdot \tan \beta_{t}}$$

$$S_{m} = S_{i} - m \left[\gamma - \ln \frac{a_{t}}{T_{0} \cdot \tan \beta_{t}} \right]$$
(2.88)

mit
$$\ln \frac{a_t}{T_0 \cdot \tan \beta_t}$$
 als dem topographischen Index c_s aus (2.79) [-]
und $\gamma = \frac{1}{i_A} \sum_{i=1}^{i_A} \ln \frac{a_t}{T_0 \cdot \tan \beta_t}$

als dem Mittelwert des topographischen Index über das Einzugsgebiet A_e . [-]

Somit ist eine Beziehung gefunden, die den Zusammenhang zwischen dem lokalen Sättigungsdefizit, dem mittleren Sättigungsdefizit, dem lokalen topographischen Index und dem mittleren topographischen Index herstellt. BEVEN and KIRKBY (1979) stellen in der Form

$$\frac{S_m - S_i}{m} = \ln \frac{a_t}{T_0 \cdot \tan \beta_t} - \gamma$$
(2.89)

die Abweichung des mittleren Sättigungsdefizites vom lokalen Sättigungsdefizit anhand der Abweichung des topographischen Index an diesem Ort vom Mittelwert der topographischen Indizes dar. Skaliert wird dieser Zusammenhang durch den Parameter *m*. In der Form (2.90) kann diese Beziehung genutzt werden, um bei bekanntem mittlerem Sättigungsdefizit die Verteilung der Sättigungsflächen zu berechnen:

$$S_i = S_m - m \left(\ln \frac{a_i}{T_0 \cdot \tan \beta_i} - \gamma \right)$$
(2.90)

Die Orte, an denen S_i negativ oder Null ist, sind gesättigt und liefern bei Auftreffen von flüssigem Niederschlag sofort Oberflächenabfluss. Das mittlere Sättigungsdefizit ergibt sich in der Modellierung in jedem Zeitschritt als Mittelwert aller lokalen Sättigungsdefizite aus dem vorherigen Zeitschritt und der Bilanz der Zu- und Abflüsse des Gebietes.

In Abbildung 2.26 ist das Bodenmodell schematisch dargestellt. Der Untergrund wird in vier Speicher unterteilt, den Bodenspeicher *SB*, den Speicher der ungesättigten Bodenzone *SUZ*, den Zwischenabflussspeicher *SH* für die Bildung des Zwischenabflusses sowie den Speicher der gesättigten Zone *SG*, dargestellt durch das Sättigungsdefizit *S*. All diese Speicher haben jeweils charakteristische Füllungsund Entleerungseigenschaften. Ausserdem können Flüsse zwischen diesen Speichern auftreten. Im folgenden wird die Modellierung der Bodenwasserflüsse sowie der verschiedenen Abflusskomponenten erläutert. Wie aus Abbildung 2.26 zu erkennen ist, haben der Bodenspeicher *SB* und der Zwischenabflussspeicher *SH* eine festgelegte Kapazität. Dagegen hängt die jeweilige Kapazität des Speichers der ungesättigten Zone *SUZ* vom Sättigungsdefizit *S* ab. Je grösser das Sättigungsdefizit ist, desto grösser ist die auch Kapazität des Speichers der ungesättigten Bodenzone. Im Gegenzug nimmt das Sätti-

60

gungsdefizit in dem Masse ab, wie aus der ungesättigten Zone Wasser nach unten abgegeben wird. Ist der Grundwasserspeicher maximal gefüllt, so wird das Sättigungsdefizit *S* null. Gleichzeitig wird die Speicherkapazität der ungesättigten Zone *SUZ* null, da es bei Grundwasser-Flurabstand von 0 m im Boden keine ungesättigte Zone mehr gibt. Der Zwischenab-



Abb. 2.26: Speicherkonzept des Bodenmodells und die Flüsse zwischen den Speichern

flussspeicher wird nur dann gefüllt, wenn er mit dem Grundwasser oder mit dem Inhalt der ungesättigten Zone in Verbindung steht (Fall b in Abbildung 2.26). Seine Füllung erfolgt dadurch räumlich und zeitlich variabel. Wasser, welches nicht mehr vom Zwischenabflussspeicher aufgenommen werden kann, wird Oberflächenabfluss. Vom Zwischenabflussspeicher können Verdunstungsverluste im Bodenspeicher ausgeglichen werden. Auch aus dem Grundwasserspeicher ist ein solcher Ausgleich bei hydraulischem Kontakt zum Bodenspeicher möglich

Auffüllung des pflanzenverfügbaren Bodenspeichers SB

Der auf den Boden auftreffende Niederschlag wird im Infiltrationsmodell in Infiltrationswasser und Oberflächenabfluss aufgeteilt. Nur ein gewisser Anteil des infiltrierten Wassers füllt aber die Matrixporen des Bodens auf und liefert der Vegetation damit Nachschub für die Transpiration. Der Rest fliesst durch bevorzugte Fliesswege schnell in grössere Tiefen. Die Aufteilung zwischen beiden Komponenten erfolgt im WaSiM-ETH anhand eines Schwellenwertes P_{grenz} der Niederschlagsintensität *PI*. Dieser Schwellenwert liegt nach Erfahrungen beim Einsatz des Modells im Einzugsgebiet der Thur je nach Bodenart und Vegetationsbedeckung zwischen 2 mm·h⁻¹ und 8 mm·h⁻¹ für Stundenwerte. Der Niederschlag, der die Grenzintensität überschreitet, gelangt nicht in den Bodenspeicher sondern in den Speicher der ungesättigten Zone *SUZ*. Der Parameter P_{grenz} muss an den Zeitschritt der Modellierung angepasst werden. Die dazu erforderliche Skalierungsfunktion wurde anhand von Varianzvergleichen zwischen Tages- und Stunden-Niederschlagssummen empirisch gefunden:

$$P_{grenz} = P_{grenz,1h} \cdot \Delta t^{a_p}$$
(2.91)

mit	Pgrenz	Niederschlagsintensität, oberhalb derer das Niederschlagswasser
		durch Makroporen schnell in tiefere Bodenschichten abfliesst [mm/ ΔT]
	$P_{grenz,1h}$	Grenzintensität für Zeitintervall $\Delta t = 1h \text{ [mm/h]}$
	Δt	Zeitintervall [h]
	a_p	empirischer Wert, der die Abnahme der Varianz der Niederschlagsintensität
		mit zunehmendem Zeitschritt berücksichtigt (≈ 0.6) [-]

In Abbildung 2.27 ist dieser Zusammenhang zwischen der Grenzintensität und dem Zeitschritt, gültig für das Thur-Gebiet, dargestellt. Beim Einsatz des Modells in anderen Gebieten bedarf es einer Gültigkeitsprüfung für diesen empirisch gefundenen Zusammenhang.



Abb. 2.27: Skalierung der Grenz-Niederschlagsintensität für Makroporenabfluss

Das den pflanzenverfügbaren Bodenspeicher *SB* füllende Wasser verbleibt im Boden, bis es durch Verdunstung wieder entnommen wird. Somit ist der Inhalt des Bodenspeichers jenes Wasser im Bereich der durchwurzelten Bodenzone, welches durch die Kapillarkräfte an der Versickerung gehindert wird. Da auch eine Entnahme durch die Pflanzen möglich sein muss, wird das Wasser, welches in den kleinsten Poren mit den grössten Saugspannungen gespeichert ist, das sogenannte inaktive Bodenwasser, bei der Füllung und Entleerung des Bodenspeichers nicht mit berücksichtigt. Die im Bodenspeicher verfügbare Wassermenge ist also genau das Wasser, welches der Differenz zwischen den markanten Wassergehalten des Bodens bei Feldkapazität und Welkepunkt $\Theta_{FK} - \Theta_{WP}$, multipliziert mit der von den Pflanzenwurzeln ausschöpfbaren Bodentiefe z_w , entspricht. Diese Wassermenge wird auch als nutzbare Feldkapazität nFK (in mm) bezeichnet. Die Durchwurzelungstiefe kann aus der Vegetationsart geschätzt werden (siehe Tabelle 2.2). Die Werte der nutzbaren Feldkapazität können für die Modellierung entweder als Eingabe pro Gitterelement zur Verfügung gestellt oder aus Bodenarten- und Vegetationsdaten hergeleitet werden.

Entnahme aus dem Bodenspeicher durch Evapotranspiration

Die im Verdunstungsmodell nach den Gleichungen (2.25) oder (2.57/58) berechnete potentielle Evapotranspiration, vermindert um allfällige Interzeptions- oder Schneeverdunstung wird dem Bodenspeicher entnommen. Dabei kann die reale Evapotranspiration aufgrund der Füllung des Bodenspeichers gegenüber der potentiellen Evapotranspiration reduziert werden, wenn der Füllungsstand des Bodenspeichers unter den Anteil η vom Maximalwertes abfällt.

ETR	$e = ETP \cdot$	$SB / (\eta \cdot SB_{\max})$ $SB < \eta \cdot SB_{\max}$	
ETR	e = ETP	$SB \ge \eta \cdot SB_{\max}$	(2.92)
mit	ETR ETP	reale Verdunstung [mm] potentielle Verdunstung nach (2.25) oder (2.57/2.58) [mm]	

SB	aktueller	Inhalt de	es Boden	speichers	[mm]
----	-----------	-----------	----------	-----------	------

- SB_{max} maximale Kapazität des Bodenspeichers [mm]
- η Grenzwert für Bodenfeuchte, ab der die Verdunstung gegenüber der potentiellen Verdunstung reduziert wird ($\eta \approx 0.6$ nach MENZEL, 1997b)

Ausgleich von Verdunstungsverlusten aus dem Zwischenabfluss-Speicher und aus der gesättigten Zone

Mit dem Ansatz nach (2.90) kann, ausgehend vom mittleren Sättigungsdefizit des Einzugsgebietes, die Verteilung der lokalen Sättigungsdefizite bestimmt werden. Grosse lokale topographische Indizes korrespondieren dabei mit kleinen lokalen Sättigungsdefiziten. Wenn das Sättigungsdefizit $S \le 0$ ist, wird Sättigung erreicht. Häufig oder immer gesättigte Teilflächen können praktisch immer mit der potentiellen Verdunstungsrate verdunsten. Ermöglicht wird das in der Natur durch unterirdisch seitlich der Fläche zuströmendes Wasser. Die Teile eines Einzugsgebietes, welche in unmittelbarer Nähe der Gewässer liegen können gewöhnlich selbst dann uneingeschränkt verdunsten, wenn der mittlere Feuchtezustand des Gebietes schon soweit abgesunken ist, dass in den restlichen Gebietsteilen bereits eine starke Reduktion der realen Verdunstung gegenüber der potentiellen Verdunstung festzustellen ist². QUINN et al. (1995) weisen auf die grosse Bedeutung hin, welche die Berücksichtigung dieser durch die Verteilung des Wasser der gesättigten Zone verursachten lokalen Variation der Evapotranspiration auf die innertägliche Entwicklung der planetaren Grenzschicht und damit auf das Wettergeschehen in Globalen Zirkulationsmodellen (GCM) haben kann. In ihrer diesbezüglichen Sensitivitätsanalyse benutzen sie eine TOPMODEL-Variante mit halbverteilten Parameters, die bedarfsweise die zusätzliche Entnahme von Wasser aus der gesättigten Zone gestattet, wenn das lokale Sättigungsdefizit kleiner ist, als die Maximalgrösse des Bodenspeichers der Wurzelzone, und wenn der Boden nicht mehr genug Wasser enthält, um potentielle Verdunstung zu ermöglichen.

Um bei kleinem Sättigungsdefizit die Verdunstung mit potentieller Rate zu gestatten, kann im WaSiM-ETH das durch die Verdunstungsentnahme im Bodenspeicher entstandene Wasserdefizit teilweise oder ganz aufgefüllt werden. Wenn der Zwischenabflussspeicher nicht leer ist, dann wird das Defizit zunächst proportional zur Füllung des Zwischenabflussspeichers durch Rückfluss von Wasser aus diesem Speicher in den Bodenspeicher ausgeglichen. Weitere Defizite im Wurzelraum werden anschliessend durch Rückfluss von Wasser aus der gesättigten Zone gemindert oder ganz ausgeglichen. Dafür muss aber ein hydraulischer Kontakt zwischen dem Bodenspeicher und dem Grundwasser bestehen. In der Natur kann bei Beständen tiefwurzelnder Bäume an heissen Tagen eine Abnahme des Grundwasserspiegels am Tage und, infolge seitlichen Zuströmens, ein Ansteigen während der Nacht beobachtet werden, eventuell verschoben durch die pflanzenphysiologisch bedingten Verzögerungszeiten zwischen maximaler Strahlung und maximaler Transpiration sowie durch Transportzeiten innerhalb der Pflanzen (PESCHKE et al., 1995). Diese Schwankung im Grundwasserstand in Gewässernähe mit der Tendenz zu allgemein sinkendem Grundwasserspiegel wirkt sich auch auf den Basisabfluss aus.

Für die Auffüllung des Bodenspeichers aus der gesättigten Zone werden zwei Annahmen getroffen:

- 1. Es gibt keinen Kapillarsaum über dem Grundwasserspiegel die Entscheidung, ob der Bodenspeicher vom Grundwasser erreicht wird, wird einzig anhand des Sättigungsdefizites getroffen.
- 2. Die Entnahme durch Verdunstung erfolgt aus dem gesamten durch den Bodenspeicher repräsentierten Bodenprofil mit gleichmässig verteilter Intensität. So wird eine Schichteinteilung des Bodens vermieden.

Um zu entscheiden, unterhalb welchen Sättigungsdefizites ein Rückfluss in den Bodenspeicher stattfindet, wird im Modell WaSiM-ETH ein Parameter r_k eingeführt. Notwendig wird die Einführung dieses Parameters deshalb, weil der relativ konzeptionelle Ansatz variabler Sättigungsflächen in Bezug

 $[\]frac{2}{2}$ Je nach Feuchtezustand und Bodeneigenschaften können 20% und mehr der Gebietsfläche durch oberflächennahes Wasser beeinflusst sein, der Abfluss des Wernersbaches (Gebietsbeschreibung siehe Kapitel 3 sowie DYCK und PESCHKE, 1995) wird im Sommer sehr stark durch diesen Effekt reduziert, siehe auch Kapitel 2.4.5, Abbildungen 2.38 und 2.39.

auf die absolute Lage des Grundwasserspiegels nicht mit den Verhältnissen in der Natur übereinstimmen muss (vgl. auch Sensitivitätsanalyse). Mit dem Parameter r_k kann die Schwelle des Sättigungsdefizits beeinflusst werden, ab der ein Rückfluss aus dem Grundwasser in den Bodenspeicher stattfindet. Dieses Grenzsättigungsdefizit entspricht der entwässerbaren Porosität n_e multipliziert mit der Durchwurzelungstiefe des Bodens zw. Stimmen die Grundwasserspiegellagen im Modell und in der Realität gut überein, so kann $r_k = 1$ gesetzt werden. Mit $r_k = 0$ kann der Rückfluss von Wasser aus der gesättigten Zone und aus dem Zwischenabflussspeicher unterbunden werden. Für Sättigungsdefizite $S < r_k \cdot nFK$ wird eine hydraulische Verbindung zischen den beiden Speichern angenommen. Es erfolgt eine Auffüllung des Bodenspeichers, der für diesen Fall in zwei Teile aufgeteilt wird. Den Teil, welcher nicht durch Rückfluss aus dem Grundwasser aufgefüllt werden kann und den darunter liegenden, mit dem Grundwasser in Verbindung stehenden Teil. Die Grenze zwischen diesen Speichern ändert sich bei einer Änderung des Sättigungsdefizites ebenfalls. Aus beiden Teilspeichern wird weiterhin mit gleicher Intensität verdunstet. Steigt der Grundwasserspiegel an, das Sättigungsdefizit nimmt also ab, kann auch noch ein Teil des bisher im oberen, nicht mit dem Grundwasser in Verbindung stehenden Teilspeichers vom Grundwasser gefüllt werden. Beim Absinken des Grundwassers dagegen wird nur der durch den abgesunkenen Grundwasserstand erreichbare Teil des durch Verdunstung teilweise geleerten unteren Teilspeichers neu gefüllt. Nach dem Auffüllen wird die Grenze zwischen unterem und oberem Teilspeicher entsprechend des neuen Sättigungsdefizits verschoben. Im oberen Teilspeicher befindet sich bei gesunkenem Grundwasserstand dann ein kleiner Rest Gravitationswasser, der in die ungesättigte Zone abfliesst.



Abb. 2.28: Wirkung des Aufstieges von Wasser aus der gesättigten Zone in den Bodenspeicher auf den Abfluss, Rietholzbach, 3.2 km²

Abbildung 2.28 verdeutlicht die Wirkung dieser Auffüllung des Bodenspeichers "von unten" auf den Abfluss im Gewässer am Beispiel der Ganglinie des Abflusses des Rietholzbaches: Während die Strich-Punkt-Linie den Verlauf des Abflusses zeigt, wie er vom Modell ohne Berücksichtigung dieses Effektes berechnet wird, steht die durchgezogene Linie für den Abfluss mit möglicher Auffüllung des Bodenspeichers aus dem Grundwasser. Dabei werden die besonders tagsüber durch Verdunstung entstehende Defizite im Bodenspeicher durch das Grundwasser ausgeglichen. Der für die Bildung von Basisabfluss verfügbare Wasservorrat nimmt ab, der Basisabfluss sinkt stärker, als er es ohne diesen Defizitausgleich tun würde. Gleichzeitig kann die Verdunstung intensiver stattfinden, da die Reduktion durch ausgetrockneten Boden nicht eintritt. Im Beispiel sind ab dem 9. Juni 1984 deutlich die Abweichungen der beiden Modellergebnisse voneinander zu erkennen.

Der Vergleich mit den beobachteten Abflüssen unterstreicht die Plausibilität der Modellvorstellung, wenngleich der beobachtete nächtliche Wiederanstieg des Abflusses aus modellkonzeptionellen Gründen nicht nachvollziehbar ist: Der Basisabfluss wird abhängig vom mittleren Sättigungsdefizit des Gesamtgebietes gebildet. Somit ist nur bei einer Netto-Grundwasserneubildung ein Anstieg möglich. Eine getrennte Betrachtung der gewässernahen und gewässerfernen Gebietsteile könnte hier Abhilfe schaffen. In der Sensitivitätsanalyse in Abschnitt 2.4.5 wird auf die Wirkung der Auffüllung des Bodenspeichers aus Grundwasser und Zwischenabflussspeicher näher eingegangen (siehe Gleichungen 2.122 und 2.123).

Schnelle Tiefenversickerung eines Teils des Niederschlages und Tiefenversickerung in der ungesättigten Bodenzone SUZ

Die Tiefenversickerung erfasst das die Speicherkapazität des Bodenspeichers *SB* übersteigende Infiltrationswasser sowie das die Grenzintensität P_{grenz} übersteigende und deshalb in bevorzugten Fliesswegen nach unten abfliessende Wasser. Die Versickerung erfolgt nach dem DARCY-Gesetz mit einer mit wachsendem Sättigungsdefizit exponentiell abnehmenden hydraulischen Leitfähigkeit:

$$q_{v} = \alpha_{v} \cdot k_{f} \cdot e^{-S_{i}/m}$$
(2.93)

mit q_v vertikaler Fluss - Versickerungsrate [mm]

- α_{ν} Parameter zur Berücksichtigung ungesättigter Zustände und bevorzugter Fliesswege [-]
- *S_i* lokales Sättigungsdefizit [mm]
- *m* Rückgangsparameter (siehe Grundwasserabflussbildung) [mm]
- *k_f* gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [mm/h]

Der Parameter α_{ν} , im WaSiM-ETH auch K_{korr} genannt, ist im Original-TOPMODEL ein Parameter zur Anpassung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit an ungesättigte Verhältnisse, er kann jedoch auch zur Berücksichtigung der Beschleunigung der Tiefenversickerung durch bevorzugte Fliesswege genutzt werden. Je nach Gebiet kann der Parameter α_{ν} in grossen Bereichen schwanken und stellt damit einen schwer messbaren aber auf die Ergebnisse des Modells unter Umständen empfindlich wirkenden Parameter dar. α_{ν} muss deshalb kalibriert werden. In Böden mit ausgeprägtem Makroporensystem muss er im Vergleich zur hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens sehr gross gewählt werden, da ansonsten das Wasser im Modell nicht schnell genug in die gesättigte Zone gelangen kann.

Die Speicherkapazität der Zone des ungesättigten Bodens hängt vom Grundwasserstand ab. Bei höherem Grundwasserstand ist sie kleiner als bei tiefem Grundwasserstand. Da der Grundwasserstand in diesem Modell durch das Sättigungsdefizit *S* dargestellt wird, ist die Speicherkapazität der ungesättigten Zone SUZ = S, d.h. so viel Wasser, wie noch zur Sättigung des Bodens benötigt wird, kann sich zu dieser Zeit maximal im SUZ-Speicher befinden. Diese Anordnung gewährleistet gemeinsam mit der nach (2.93) direkt vom Sättigungsdefizit abhängigen Entleerungsgeschwindigkeit des Speichers der ungesättigten Bodenzone, dass die Abflusswirksamkeit des versickernden Wassers um so mehr verzögert wird, je tiefer der Grundwasserstand abgesunken ist. Bei hohem Grundwasserstand ist sehr schnell eine hydraulische Verbindung des versickernden Wassers mit dem Grundwasserstand kann jedoch eine beträchtliche Verzögerungszeit zwischen dem Niederschlag und der Reaktion des Basisabflusses bestehen.

Berechnung von Zwischenabfluss (Interflow)

Im Original-TOPMODEL nach BEVEN and KIRKBY (1979) war ausser dem bodeninneren Abfluss nur der Oberflächenabfluss als Sättigungsflächenabfluss vorgesehen. In ROBSON et al. (1992) wird im Zusammenhang mit chemischen Analysen eine Möglichkeit vorgestellt, schichtweise gebildeten Abfluss zu berücksichtigen. Dieses Konzept ist mit der TOPMODEL-Voraussetzung der exponentiellen Abnahme des k_f -Wertes mit der Tiefe konsistent. Echter Zwischenabfluss, der an der Grenze von Bodenschichten mit stark unterschiedlichen Leitfähigkeiten gebildet wird, kann mit dieser Grundannahme

nicht modelliert werden. Ein solcher Ansatz ist jedoch dann nötig, wenn die Modelvoraussetzung der exponentiellen Abnahme der hydraulischen Transmissivität mit der Tiefe nicht erfüllt ist. Das trifft auf Gebiete zu, deren Böden einen Schichtaufbau mit grossen Leitfähigkeitssprüngen aufweisen, wie z.B. Gleye und Paragleye. Diese Böden wirken oft als Stauer für schnell durch die obersten Bodenschichten nach unten versickerndes Niederschlagswasser. Sie tragen so entscheidend zur Bildung des Zwischenabflusses bei, der in diesen Böden an der Grenze zum schlechter leitfähigen B- oder C-Horizont entsteht und bei ausreichendem Gefälle lateral abfliesst. Ein Beispiel dafür ist das hydrologische Forschungsgebiet Wernersbach in Sachsen. Der Basisabfluss macht dort nach MÜNCH (1994) nur etwa 34 % des Gesamtabflusses aus, der überwiegende Teil des Abflusses besteht aus Direkt- und Zwischenabfluss.

In Verallgemeinerung der Prinzipien des TOPMODEL wird im WaSiM-ETH der Zwischenabfluss-Speicher in Abhängigkeit vom lokalen Sättigungsdefizit gefüllt. Ist das Sättigungsdefizit abzüglich des Inhaltes der ungesättigten Bodenzone *SUZ* kleiner als eine vorgegebene Schwelle SH_{max} , so kann der Zwischenabfluss-Speicher um die Differenz (S - SUZ) - SH_{max} gefüllt werden. Der Grenzwert SH_{max} stellt gleichzeitig die maximale Füllung des Zwischenabfluss-Speichers dar. In Abbildung 2.26 b ist der Fall der Füllung des Zwischenabfluss-Speichers dargestellt. Für den Fall, dass der Inhalt der ungesättigten Zone durch Niederschlagswasser so stark angewachsen ist, dass er den Zwischenabfluss-Speicher mehr als vollständig füllen würde, fliesst das überschüssige Wasser als Oberflächenabfluss ab. Die ursprüngliche Form des TOPMODEL's mit nur einer schnellen Abflusskomponente, dem Sättigungsflächenabfluss, ergibt sich bei SH = 0 mm. Oberflächen- und Zwischenabfluss werden zur Modellierung des Prozesses der Abflusskonzentration durch jeweils einen Einzellinearspeicher geleitet. Für beide Speicher müssen Auslaufkonstanten angegeben werden, die aus Ganglinienanalysen hergeleitet werden können. Die Grösse SH_{max} lässt sich in erster Näherung aus $SH_{max} = k_h \cdot QH_{max}$ abschätzen, wenn die Rückgangskonstante k_h und der maximale Zwischenabfluss QH_{max} aus der Ganglinenanalyse bekannt sind.

Da der Zwischenabfluss-Speicher nur bei relativ kleinem Sättigungsdefizit gefüllt werden kann, ist eine räumliche und zeitliche Variation des Zulaufes zu diesem Speicher gewährleistet. Bei allgemein feuchtem Gebiet mit relativ hohem Grundwasserstand wird mehr Wasser in den Zwischenabfluss-Speicher geleitet als bei trockenem Gebiet mit tiefem Grundwasserstand. Der Anteil des Zwischenabflusses am Gesamtabfluss wird demnach vom Feuchtezustand des Gebietes und nicht, wie das in vielen konzeptionellen Modellen der Fall ist (u.a. AKWA-M: MÜNCH, 1994; FGMOD: LUDWIG, 1979), über konstante oder von der Jahreszeit abhängige Aufteilungsverhältnisse bestimmt.

Konzentration des Oberflächenabflusses im Teilgebiet

Der Oberflächenabfluss als Summe aus schneeinnerem Abfluss, Infiltrationsüberschuss und Sättigungsflächenabfluss fliesst, nach seinem Entstehen auf den einzelnen Gitterzellen, dem topographischen Gefälle folgend zum nächsten Gewässerlauf und weiter bis zum Gebietsauslass. Die Dauer und der zeitliche Verlauf dieses Konzentrationsprozesses werden von Oberflächengefälle und -rauhigkeit, von der Gewässerdichte und der Grösse des Gebietes beeinflusst. Es kommt dabei zu einer charakteristischen Zeitverschiebung zwischen der Entstehung des Oberflächenabflusses und seinem Durchfluss am Gebietsauslass, auch als Translationszeit bezeichnet, sowie zu einer Abflachung der Abflussganglinie durch Retentionseffekte auf der Landoberfläche und im Gewässernetz. Diese beiden Effekte werden im WaSiM-ETH getrennt modelliert, wobei zunächst die Translation und anschliessend die Retention betrachtet wird.

Um die Translation zeitlich effektiv und skalenunabhängig berechnen zu können wird ein hydraulischer Ansatz genutzt, der im Rahmen des Preprocessing für jede Gitterzelle eine charakteristische Fliesszeit bis zum Gebietsauslass berechnet. Die Fliesspfade und damit die Gefällewerte der einzelnen Teilstrecken von den Entstehungsgebieten zum Gebietsauslass sind durch die Topographie festgelegt. Um die Berechnung der Fliesszeiten zu vereinfachen, wird angenommen, dass die Rauhigkeiten zeitlich konstant sind und dass der Landoberflächenabfluss immer mit einer mittleren Fliesstiefe von 1 cm abfliesst. Die Abflusstiefe in den Gerinnen wird durch die Gerinnegeometrie und -Rauhigkeit sowie durch eine charakteristische Abflussspende, z.B. der Abflussspende für mittleres Hochwasser, vorgegeben. Ob ein Gerinne vorliegt, wird durch die Grösse der Fliessakkumulation bestimmt. Die Gerinnegeometrie richtet sich nach der im Anhang in Gleichung (A.13) angegebenen Beziehung. Dort wird auch auf die Herleitung dieses Fliesszeitsummengrids näher eingegangen, siehe Gleichungen (A.11) bis (A.16). Die für die einzelnen Gitterzellen berechneten Fliesszeiten werden für jede Zelle entlang des Fliesspfades bis zum Gebietsauslass aufaddiert. Ein Beispiel für ein Fliesszeitsummengitter ist in Abbildung A.4 im Anhang dargestellt.



Abb. 2.29: Schematische Darstellung der Einteilunung eines Gebietes in Zonen gleicher Fliesszeit zum Gebietsauslass

Für die praktische Anwendung werden die Fliesszeiten als ganzzahlige Anzahl an Zeitschritten ausgedrückt, die das Wasser braucht, um von seinem Entstehungsort bis zum Gebietsauslass zu gelangen. Für jedes Teilgebiet entstehen so Zonen gleicher Fliesszeiten mit jeweils charakteristischen relativen Flächenanteilen, darstellbar als sogenannte Laufzeit-Flächen-Funktion (DYCK, 1983). Abbildung 2.29 zeigt das Prinzip der Einteilung des Gebietes in Zonen gleicher Fliesszeit. Während der Modellierung wird der in den jeweiligen Fliesszeitzonen gebildete Oberflächenabfluss in die jeweils unterhalb gelegene Zone geleitet. Nur der in der untersten Fliesszeitzone befindliche Abfluss wird vom Modell nach Berechnung der Retention als Direktabfluss an das Abflussrouting-Modul weitergegeben. Für die Retentionsberechnung wird der Oberflächenabfluss aus der untersten Fliesszeitzone über einen Einzellinearspeicher mit einer vorzugebenden Speicherkonstante k_D geleitet:

$$Q_{D_{i}} = Q_{D_{i-1}} \cdot e^{-\Delta t/k_{D}} + \hat{Q}_{D} \cdot (1 - e^{-\Delta t/k_{D}})$$
(2.94)

mit $Q_{D,i}$ durch ELS transformierter Direktabfluss im Intervall i [mm] $Q_{D,i-1}$ Direktabfluss aus dem vorhergehenden Intervall i-1 [mm] \hat{Q}_D im Intervall i in der untersten Fliesszeitzone zur Verfügung stehendeDirektabflussmenge bezogen auf das gesamte (Teil-)Gebiet [mm] Δt Zeitintervall [h] k_D Speicherkonstante für den Direktabflussspeicher [h]

Am Beginn des folgenden Zeitschrittes ist die oberste Fliesszeitzone leergelaufen, während in den folgenden Zonen bereits Oberflächenabfluss auf dem Weg zum Gebietsauslass sein kann. Zu diesem Abfluss kommt nun allfällig im aktuellen Intervall neu gebildeter Abfluss hinzu. Im Beispiel aus Abbildung 2.29 kommt der in der obersten Zone gebildete Oberflächenabfluss erst nach 6 Stunden am Begietsauslass an und wird erst dann für den modellierten Gesamtabfluss berücksichtigt.

Die auf der Grundlage eines hydraulischen Verfahrens erfolgende Unterteilung des Gebietes in die beschriebenen Fliesszeitzonen macht die Modellierung der Abflusskonzentration im Vergleich zu konzeptionellen Verfahren zum grössten Teil von Grösse, Form und Topographie des Gebietes unabhängig. Bei einer Änderung der Gebietseinteilung muss lediglich ein dieser angepasstes Fliesszeitsummengrid neu berechnet werden. Die Einteilung in Zonen gleicher Fliesszeit erfolgt modellintern während der Initialisierung des Bodenmodells anhand des aktuell zu verwendenden Zeitschrittes und der Fliesszeitsummen für die einzelnen Gitterpunkte. Das beschriebene Verfahren nimmt auch in den Gerinnen zeitlich konstante Fliessgeschwindigkeiten an. Es kann deshalb nur als Näherung angesehen werden. Für die Modellierung des weiteren Wellenablaufes im Gewässernetzes wird ein wesentlich genaueres hydraulisches Verfahren eingesetzt, welches in Kapitel 2.3.9 beschrieben wird. Für die Fliesszeitberechnung wird angenommen, dass einmal gebildeter Oberflächenabfluss nicht doch noch in den Boden infiltrieren kann, wie z.B. beim Überströmen einer Fläche, auf der kein Oberflächenabfluss gebildet wurde und die noch Wasser aufnehmen könnte. Diese Vereinfachung erscheint durch die Beobachtung gerechtfertigt, dass sich Oberflächenabfluss sehr schnell in kleinsten Rinnen sammelt, aus denen eine Reinfiltration nicht mehr so leicht möglich ist wie von glattem Boden. Eine Berücksichtigung der Reinfiltration würde ein genaues Verfolgen der Abflusspfade sowie die Neuberechnung der Infiltration in jedem Intervall nötig machen, was einen im Vergleich zum Nutzen erheblichen Mehraufwand mit sich bringen würde. Das hier beschriebene Verfahren stellt somit einen Kompromiss zwischen einfachen, konzeptionellen Verfahren wie der Abschätzung der Konzentrationszeit aus geomorphologischen Daten auf der einen und rechenintensiven Verfahren mit hohem Parametrisierungsaufwand wie den Approximationen der Saint-Venant-Gleichungen oder Finite-Elemente-Methoden auf der anderen Seite dar (DYCK UND PESCHKE, 1995).

Berechnung von Basisabfluss

Der Basisabfluss Q_B wird in Abhängigkeit vom mittleren Sättigungsdefizit im Einzugsgebiet berechnet. Die Herleitung nach BEVEN et al. (1994) stützt sich auf eine Berechnung des Basisabflusses aus den dem Gewässernetz seitlich zuströmenden lateralen Flüssen im Sinne eines "distributed Models".

Die Summe der dem Gewässernetz pro Längeneinheit zuströmenden Flüsse kann nach BEVEN and KIRKBY (1979) ausgedrückt werden als:

$$Q_{B} = \sum_{j=1}^{n} l_{j} (T_{0} \cdot \tan \beta_{t}) \cdot e^{-S_{j}/m}$$
(2.95)

mit j

j Index des Gewässerabschnittes *l_i* Länge des Gewässerabschnittes

*l_j*Länge des Gewässerabschnittes*n*Anzahl der Gewässerabschnitte

m Rückgangsparameter, Bestimmung siehe weiterer Text

n Ruckgungspurumeter, Destiminung siehe weiterer Text

S_j mittleres Sättigungsdefizit für das Einzugsgebiet des Gewässerstückes *j*

Wird für S_i (2.90) eingesetzt, so folgt:

$$Q_B = \sum_{j=1}^n l_j (T_0 \cdot \tan\beta_t) \cdot e^{-\frac{1}{m} \left[S_m - m \left(\ln \frac{q}{T_0 \cdot \tan\beta} - \gamma \right) \right]}$$
(2.96)

Gleichung (2.96) kann vereinfacht werden zu:

$$Q_{B} = \sum_{j=1}^{n} l_{j} (T_{0} \cdot \tan \beta_{t}) \cdot e^{-S_{m}/m} \cdot e^{-\gamma} \cdot e^{\ln \frac{a_{t}}{T_{0} \cdot \tan \beta_{t}}}$$

$$\Rightarrow \qquad Q_{B} = \sum_{j=1}^{n} l_{j} (T_{0} \cdot \tan \beta_{t}) \cdot e^{-S_{m}/m} \cdot e^{-\gamma} \cdot \frac{a_{t}}{T_{0} \cdot \tan \beta_{t}}$$
(2.97 a)
(2.97 b)

Auswirkungen von Klimaänderungen

$$\rightarrow \qquad Q_B = \sum_{j=1}^n l_j \cdot a_{t,j} \cdot e^{-S_m/m} \cdot e^{-\gamma}$$
(2.97 c)

Da $a_{t,j}$ die Einzugsgebietsgrösse pro Länge des Gewässerabschnittes j repräsentiert, gilt:

$$\sum_{j=1}^{n} l_j a_{t,j} = A_e$$
(2.98)

 A_e bezeichnet die Einzugsgebietsgrösse in m². So kann der Basisabfluss berechnet werden zu:

$$Q_B = A_e \cdot e^{-\gamma} \cdot e^{-S_m/m}$$
(2.99)

Der Basisabfluss stellt sich also als einzig vom mittleren Sättigungsdefizit abhängig dar, skaliert durch einen Parameter *m*. Die Einzugsgebietsgrösse A_e sowie der mittlere topographische Index γ sind konstante Parameter. Wird deshalb mit Q_0 als maximal möglichem Basisabfluss bei $S_m = 0$

$$Q_0 = A_e \cdot e^{-\gamma} \tag{2.100}$$

gesetzt, kann der Basisabfluss nach BEVEN and KIRKBY (1979) errechnet werden zu:

$$Q_{B} = Q_{0} \cdot e^{-S_{m}/m}$$
(2.101)

Der Parameter *m* benötigt relativ geringen Kalibrieraufwand, da er, wie im folgenden gezeigt, aus gemessenen Ganglinien bestimmt werden kann. Zunächst wird der Gesamtabfluss für eine reine Rückgangsperiode als $Q = Q_B(t)$ dargestellt:

$$Q_B(t) = Q_0 \cdot e^{-S_m/m}$$
 (2.102 a)

Der in einem Zeitintervall abgeflossene Basisabfluss entspricht auch der Änderung des mittleren Sättigungsdefizits im selben Zeitraum.

$$Q_B(t) = \frac{dS_m}{dt}$$
(2.102 b)

Die Gleichungen (2.102 a) und (2.102 b) werden gleichgesetzt und die entstehende Differentialgleichung gelöst:

$$dS_m = Q_0 \cdot e^{-S_m/m} \cdot dt \tag{2.103 a}$$

$$\int e^{S_m/m} dS_m = \int Q_0 dt \tag{2.103 b}$$

$$m \cdot e^{S_m/m} = Q_0 \cdot t + C \tag{2.103 c}$$

$$e^{S_m/m} = Q_0 \frac{l}{m} + C$$
 (2.103 d)

Aus (2.103 d) folgt für den zeitlichen Verlauf des mittleren Sättigungsdefizites:

$$S_m(t) = m \cdot \ln\left(Q_0 \cdot \frac{t}{m} + C\right)$$
(2.104)

Gleichung (2.104) wird in (2.102 a) eingesetzt und vereinfacht:

$$Q_B(t) = Q_0 \cdot e^{-\ln\left(Q_0 \frac{t}{m} + C\right)} = Q_0 \cdot \frac{1}{Q_0 \cdot \frac{t}{m} + C}$$
(2.105 a)

woraus folgt: $Q_0 \cdot \frac{t}{m} + C = \frac{Q_0}{Q_B(t)}$ (2.105 b)

und somit:

$$\frac{t}{m} + \frac{C}{Q_0} = \frac{1}{Q_B(t)}$$
(2.106)

Zum Zeitpunkt $t_0 = 0$ gilt: $S_m = 0$. So folgt aus (2.104) für m $\neq 0$, dass die Integrationskonstante C = 1 ist. Somit folgt:

$$\frac{t}{m} + \frac{1}{Q_0} = \frac{1}{Q_B(t)}$$
(2.107)

Wird also der invertierte Abfluss in $h \cdot mm^{-1}$ für eine reine Rückgangsperiode durch eine lineare Regression ausgeglichen, so gibt die invertierte Steigung der Ausgleichsgeraden die Grösse des Parameters *m* in Millimetern an. Die Anpassungsgüte dieser Regressionsgeraden gibt gleichzeitig Aufschluss über die Anwendbarkeit der gesamten Modellvorstellung. Kann der invertierte Abfluss gut durch eine Gerade ausgeglichen werden, dann sind auch gute Modellergebnisse in Bezug auf die Modellierung des Basisabflusses zu erwarten. Anderenfalls ist es unter Umständen nötig, eine Zwischenabflusskomponente zu berücksichtigen.

In Abbildung 2.30 ist die Ermittlung des Parameters m am Beispiel der Abflüsse des Rietholzbaches dargestellt. Um Einflüsse der Verdunstung auf den Basisabfluss weitgehend auszuschliessen, werden die Regressionsgeraden an frühjährliche oder herbstliche Rückgangszeiten ohne Schneeschmelze angepasst. Die invertierte Steigung der Regressionsgeraden ist der gesuchte Parameter m in mm. Stundenabflüsse sollten in mm·h⁻¹, Tagesabflüsse in mm·d⁻¹ bereitgestellt werden – m sollte dann theoretisch jeweils gleich gross ausfallen. Durch die Ermittlung des Steigungsmasses für eine Reihe von Rückgangsperioden ausserhalb verdunstungsintensiver Zeiten und Bilden eines Mittelwertes kann der Parameter m recht genau ermittelt werden (in Abb. 2.30 als Mittelwert 10.5 mm).



Abb. 2.30: Ermittlung des Rezessionsparameters m am Beispiel der Abflussdaten des Rietholzbaches für das Jahr 1984

Der Basisabfluss kann nach (2.99) über den oben als konstanten Parameter bezeichneten mittleren topographischen Index γ skaliert werden. Im topographischen Index nach (2.79) sind das lokale Gefälle β_t sowie das spezifische Einzugsgebiet a_t konstante Grössen. Die Transmissivität dagegen kann oft nur schwer bestimmt werden. Liegen in einem Gebiet Ergebnisse von Pumpversuchen vor und ist das Gebiet geologisch homogen, so ist auch die Bestimmung der Transmissivität möglich. In geologisch inhomogenen Gebieten jedoch oder in Gebieten ohne genauere Bodendaten kann die Transmissivität nur geschätzt werden. In solchen Fällen kann durch einen Transmissivitäts-Korrekturfaktor γ skaliert werden. Da ausserdem die Verteilung des topographischen Index sehr von der Auflösung des digitalen

Höhenmodells abhängt (siehe z.B. BRAUN et al., 1996), ergibt sich auch die Notwendigkeit, eine Skalierung des mittleren topographischen Index durchzuführen.

Der zu diesem Zweck in das WaSiM-ETH eingeführte Skalierungsfaktor T_{korr} bestimmt in wesentlichem Masse die Dynamik des Sättigungsdefizites. Ein grösserer Skalierungsfaktor ist gleichbedeutend mit einer grösseren Transmissivität und führt zu einem schnelleren Absinken des Grundwasserstandes mit einem grösseren Anteil Basisabfluss an Hochwasserwellen als das durch einen kleineren Skalierungswert erreicht wird. Der Skalierungsfaktor kann im Idealfall an Isotopenmessungen über den Anteil alten Wassers an einer Hochwasserwelle kalibriert werden. Er wird auf alle Zellen des Gitters der topographischen Indizes angewandt ($ATB_{neu} = ATB - \ln T_{korr}$).

Bilanzierung des Sättigungsdefizites

Im Anschluss an die Berechnung sämtlicher Flüsse des Bodenmodells wird das mittlere Sättigungsdefizit bilanziert, um so die Grundlage zur Bestimmung der lokalen Sättigungsdefizite für das folgende Zeitintervall zu erhalten. Dazu wird vom Sättigungsdefizit die mittlere Grundwasserneubildung abgezogen und der in diesem Zeitintervall berechnete Basisabfluss sowie der mittlere Rückfluss in den Bodenspeicher addiert.

$$S_{m,i} = S_{m,i-1} + Q_B + Q_{rick} - Q_{SUZ}$$
(2.108)

mit $S_{m,i}$ räumlich gemitteltes Sättigungsdefizit im aktuellen Intervall [mm]

- $S_{m,i-1}$ räumlich gemitteltes Sättigungsdefizit im vorhergehenden Intervall [mm]
- Q_B Basisabfluss im aktuellen Intervall [mm]

 Q_{riick} Aufstieg aus dem Grundwasser in den Bodenspeicher als Gebietsmittelwert im aktuellen Intervall [mm]

 Q_{SUZ} Grundwasserneubildung aus der ungesättigten Zone als Gebietsmittelwert im aktuellen Intervall [mm]

Im nächsten Berechnungsintervall wird mit dem aktualisierten mittleren Sättigungsdefizit wiederum für jeden Gitterpunkt das lokale Sättigungsdefizit nach (2.90) neu berechnet, anschliessend erfolgt die Berechnung der Flüsse in und aus den einzelnen Speichern nach dem dargestellten Schema erneut. Der pro Zeitintervall gebildete Basisabfluss wird mit dem nach (2.94) berechneten Oberflächenabfluss sowie mit dem Gebietsmittelwert des Zwischenabflusses zum Gesamtabfluss des Gebietes für dieses Zeitintervall addiert. Dieser Gebietsabfluss kann anschliessend zusammen mit den Abflüssen weiterer Teilgebiete dem Abflussrouting zugeführt werden.

2.3.10 Abflussrouting

Wird ein aus mehreren Teilgebieten bestehendes grösseres Einzugsgebiet modelliert, können die mit dem Wellenablauf im Gewässernetz verbundenen Transformationsprozesse sowie die Wellenabflachung durch Diffusion und Retention nicht immer vernachlässigt werden. In Abhängigkeit vom Modell-Zeitschritt muss entschieden werden, ob ein Abflussrouting nötig ist. Als Kriterium kann das Verhältnis der Fliesszeit der Abflüsse aus dem vom Gesamtgebietsauslass am weitesten entfernten Teilgebietsauslass zur Länge des Berechnungsintervalls herangezogen werden. Ist dieses Verhältnis wesentlich kleiner als 1, so kann eine Abflussrouting-Berechnung in der Regel entfallen, da innerhalb eines Zeitintervalles bereits der gesamte in diesem Intervall gebildete Abfluss aus dem Gesamtgebiet abfliesst. Im anderen Fall, bei einem Verhältnis von maximaler Fliesszeit zu Berechnungszeitschritt von grösser als etwa 0.5 bis 1, sollte ein Abflussrouting erfolgen. So können auch Effekte einer zeitlich versetzten Überlagerung von Hochwasserwellen aus unterschiedlichen Teilgebieten in der Flussstrecke des Hauptgebietes erfasst werden. Es kann unter Umständen für den Gesamtabfluss-Scheitelwert entscheidend sein, ob zwei oberliegende Gebiete ihre Hochwasserwellen gleichzeitig oder nacheinander in den Hauptfluss einspeisen. Im ersten Fall kommt es zu einem wesentlich grösseren GesamtabflussSpitzenwert als im zweiten Fall, dafür geht das Hochwasser aber schneller zurück. Über längere Fliessstrecken kommt es durch die Retentionswirkung der Gerinnestrecken und Vorländer ausserdem zu einer beachtlichen Abflachung von Hochwasserwellen. Somit ist das Abflussrouting besonders für den Bereich grösserer Abflüsse von Bedeutung. Auf den Niedrigwasserabfluss wirkt es sich dagegen kaum aus, es sei denn, das Flussgebiet ist so gross, dass auch bei Niedrigwasser die Speicherung von Wasser im Flussnetz und die teilgebietsweise unterschiedliche Abflussdynamik berücksichtigt werden müssen.

Für das Abflussrouting existieren verschiedene, in ihrem Grundprinzip und ihrem Datenbedarf sehr unterschiedliche Ansätze. Ohne Anspruch auf Vollständigkeit kann eine Zusammenstellung verschiedener Methoden aus OVERLAND und KLEEBERG (1993) entnommen werden. Eine von LUDWIG (1979) genutzte Möglichkeit besteht in der hydraulischen Modellierung der Fliessgeschwindigkeit. Dazu wird umfangreiches Datenmaterial über das Fliessprofil sowie über das Querprofil der Überflutungsflächen benötigt. Ausserdem werden Angaben über die Rauhigkeiten benötigt, welche oft nur geschätzt werden können. Die Berechnung der Fliesszeit erfolgt über die Fliessgeschwindigkeit nach der Manning-Strickler-Formel:

$$v_{I} = M \cdot R_{h}^{2/3} \cdot I^{1/2}$$
(2.109)

mit v_l Fliessgeschwindigkeit [m·s⁻¹]

- *M* Rauhigkeitsbeiwert des benetzten Umfanges $[m^{1/3} \cdot s^{-1}]$
- R_h hydraulischer Radius [m]
- I Gefälle $[m \cdot m^{-1}]$

Da für unterschiedliche Wasserstände infolge des unterschiedlichen hydraulischen Radius R_h auch unterschiedliche Fliessgeschwindigkeiten v_l errechnet werden, ist dieses Verfahren in der Lage, die unterschiedlich schnelle Translation für unterschiedliche Abflussmengen zu beschreiben. Zur Modellierung der Retention wird der zeitlich verschobene Abfluss über eine Speicherkaskade geleitet.

Andere, hydrologische Verfahren nutzen Speicheransätze, wie zum Beispiel das Muskingum-Verfahren, das eine lineare Beziehung zwischen Zufluss, Ausfluss und Speicherung in einem Gerinneabschnitt aufstellt:

$$S_g = k_r \cdot \left[x \cdot Q_{in} + (1 - x) \cdot Q_{out} \right]$$
(2.110)

mit S_g Speicherung im Gerinneabschnitt

- k_r Speicherkonstante
- Q_{in} Zufluss in den Gerinneabschnitt
- Qout Ausfluss aus dem Gerinneabschnitt
- x Modellparameter $0 \le x \le 1$

Dieses hydrologische Routingverfahren berücksichtigt gleichzeitig sowohl die Translation als auch Diffusionseffekte, der Parameter *x* muss jedoch an gemessenen Ganglinien geeicht werden.

Im WaSiM-ETH genutztes Routing-Verfahren

Das im hier beschriebenen Modell genutzte Routingverfahren beruht ähnlich wie das von LUDWIG (1979) im Modell FGMOD eingesetzte Verfahren auf der hydraulischen Berechnung der Fliessgeschwindigkeiten ausgehend von mess- oder kalibrierbaren Gerinnedaten. Trägheits- und Diffusionseffekte des Wellenablaufes werden bei der Berechnung der Fliessgeschwindigkeiten vernachlässigt, es handelt sich somit um die Modellierung einer kinematischen Welle. Im Anschluss an die Translationsberechnung wird die Retention bzw. Diffusion der Welle durch einen Linearspeicheransatz berücksicht. Das Verfahren kann in drei Schritte unterteilt werden: Zunächst wird für die einzelnen Teilstrecken die zeitliche Translation des Abflusses modelliert. Anschliessend erfolgt die Berechnung der Wellenabflachung bzw. der Diffusion oder Retention. Im letzten Schritt werden die gerouteten Abflüsse aus unterschiedlichen Quellgebieten mit dem im Zwischengebiet selbst gebildeten Abfluss zum Gesamtabfluss des Gebietes überlagert. In einem grossen Flussgebiet muss dieses 3-Schritte-Schema rekursiv von den Quellflüssen zum Hauptfluss solange ausgeführt werden, bis schliesslich der Abfluss des gesamten Flussgebietes berechnet werden kann.

Translation des Abflusses im Gerinne

Der Fliessvorgang im Gerinne wird als intervallweise stationär betrachtet. Die Fliessgeschwindigkeit hängt somit ausser von den zeitlich unveränderlichen Gerinneeigenschaften lediglich vom Durchfluss im Gerinne und damit vom Wasserstand ab. In jedem Intervall wird für den Zufluss zum Gerinne eine abflussabhängige Translationszeit berechnet. Erst nach dieser Verschiebungszeit wird der Abfluss aus dem unteren Gerinneende wieder ausfliessen. Da hohe Abflüsse mit grösseren Fliessgeschwindigkeiten und deshalb kleineren Translationszeiten verbunden sind als geringe Abflüsse kann es z.B. bei einem ansteigenden Hochwasser dazu kommen, dass der Abfluss aus einem späteren Intervall eher am Ende der Gerinnestrecke ankommt als der Abfluss aus einem früheren Intervall. Um dieses "Überholen" zu verhindern wird die Gerinnestrecke in soviele Teilgerinnestrecken unterteilt wie nötig sind, dass der grösstmögliche (schnellste) Abfluss höchstens gleichzeitig mit dem geringstmöglichen (langsamsten) Abfluss am Ende dieser Teilstrecke ankommt, d.h., der Unterschied zwischen der grössten und der kleinsten Verschiebungszeit darf maximal so gross sein, wie ein Zeitschritt lang ist. Die Anzahl der Unterteilungen einer Gerinnestrecke in Teilstrecken hängt ausser vom Fliessgeschwindigkeitenspektrum auch von der Länge der Gerinnestrecke ab. Das Spektrum der Fliessgeschwindigkeiten wird neben anderen abgeleiteten Daten vor dem Beginn des Routings für alle Gerinnestrecken berechnet und in Tabellenform abgelegt. Somit kann die Unterteilung des Gerinnes in Teilstrecken bereits vorab festgelegt werden. Ausserdem entfällt die zeitaufwendige Berechnung der Fliessgeschwindigkeiten in den einzelnen Intervallen. Die für den jeweils aktuellen Abfluss geltenden Werte der Fliessgeschwindigkeit werden durch lineare Interpolation zwischen den Tabelleneinträgen ermittelt.

Berechnen der Fliesszeittabelle

Grundlage für die Fliesszeitenberechnung ist die bereits in Gleichung (2.109) dargelegte Fliessformel nach Manning-Strickler. Sie gilt für turbulentes Fliessen in Gerinnen mit gegenüber der absoluten Rauhigkeit grossen Fliesstiefen. Diese Bedingung ist jedoch gerade für Gebirgsbäche nicht immer erfüllt, so dass in diesen Fällen die Rauhigkeitsparameter als abflussabhängige Grössen kalibriert werden sollten. Als Gerinneprofil wird ein Doppelrechteckprofil angenommen. Die Überflutungsflächen sollen erst bei grösseren Hochwassern überströmt werden. Gemäss Abbildung 2.31 wird der Abfluss in Vorland- und Hauptbettabfluss unterteilt. Die Grenze zwischen beiden Abflüssen ist durch die vertikale Verlängerung der Hauptbett-Seitenwände gegeben. Für jeden Abfluss $Q = Q_v + Q_h$ werden die Abflusstiefen T_v und T_h für Vorland und Hauptbett, die Fliessgeschwindigkeiten v_v und v_h für Vorland und Hauptbett sowie die Translationszeit t für den betrachteten Gerinneabschnitt und das Verhältnis von Vorland- zu Gesamtabfluss Q_v/Q berechnet.



 Abb. 2.31: Gerinneprofil für die Berechnung von Fliesszeiten und Wasserständen zu gegebenen Durchflüssen: T_v, T_h: Abflusstiefe im Vorland und im Hauptbett; B_v, B_h: Breite des Vorlandes und des Hauptbettes; M_v, M_h: Manningbeiwert für Vorland und Hauptbett; Q_v, Q_h: Abfluss für Vorland und Hauptbett; I: Gefälle. T_m: Ausuferungstiefe

W-Q- eing	Tabello	e fuer o e Parame	die Gerin eter aus o	nestrec der Ste	ke von uerdat	TG 4 z ei:	um Ausl	ass vor	n TG 1	3	
Speicherkonstante Hauptbett [h] : 0.30 Speicherkonstante Vorland [h] : 1.40 Breite Hauptbett [m] : 14.00 Breite Vorland (1+r) [m] : 40.00 Hauptbett-Tiefe [m] : 3.00 Manningwert Hauptbett [m^(1/3)/s]: 45.00 Manningwert Vorland [m^(1/3)/s]: 15.00 Gefaelle [1/1] 0.0019 Gerinnelaenge [m] : 35000.0 Einzugsgebietsgroesse [km^2] : 1220.00 min. Spende f. WQ-Tab. [1/s/km^2] : 5.0 Max. Spende f. WQ-Tab. [1/s/km^2] : 1200.0 Abflussintervalle [-] : 91 Subintervalle (Zeit) [-] : 24 Anzahl Teilgerinnestrecken [-] : 7											
Nr.	q [mm]	q l/s/km2	Q 2 [m^3/s]	Th [m]	Tv [m]	v [m/s]	vh [m/s]	vv [m/s]	t [h]	delta [Int]	Qv/Q [1/1]
1 2 3 4 5	0.018 0.019 0.020 0.022 0.023	5.0 5.3 5.6 6.0 6.4	6.10 6.48 6.89 7.32 7.78	0.42 0.43 0.45 0.47 0.48	0.00 0.00 0.00 0.00 0.00	1.05 1.08 1.10 1.13 1.16	1.05 1.08 1.10 1.13 1.16	0.00 0.00 0.00 0.00 0.00	9.24 9.03 8.82 8.62 8.42	31 30 30 29 28	0.000 0.000 0.000 0.000 0.000
47 48 49 50 51 52 53 54 55	0.296 0.315 0.335 0.356 0.378 0.402 0.427 0.454 0.482	82.3 87.5 93.0 98.8 105.0 111.6 118.6 126.1 134.0	100.43 106.74 113.44 120.57 128.14 136.18 144.73 153.82 163.48	2.46 2.56 2.66 2.77 2.89 3.02 3.13 3.24 3.35	0.00 0.00 0.00 0.00 0.02 0.14 0.25 0.36	2.92 2.98 3.04 3.10 3.16 3.22 3.26 3.28 3.30	2.92 2.98 3.04 3.10 3.16 3.22 3.28 3.33 3.38	0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.05 0.17 0.26 0.33	3.33 3.26 3.20 3.14 3.08 3.02 2.98 2.96 2.95	11 10 10 10 10 10 10 10	0.000 0.000 0.000 0.000 0.000 0.007 0.017 0.029
89 90 91	3.825 4.065 4.320	1062.4 1129.1 1200.0	1296.13 1377.51 1464.00	10.21 10.59 11.00	7.20 7.59 8.00	3.71 3.74 3.76	5.07 5.12 5.17	1.99 2.04 2.09	2.62 2.60 2.58	8 8 8	0.441 0.449 0.456

Abb. 2.32: Ausschnitt aus einer Tabelle mit den aus den oben angegebenen Parametern berechneten abflussabhängigen Grössen der Fliesstiefen (T_h, T_v), Fliessgeschwindigkeiten (v, vh, vv), Translationszeiten (t [h] bzw. delta [Teilintervalle]) und des Verhältnisses von Vorland- zu Gesamtdurchfluss (Qv/Q); Q bzw. q sind der Abfluss bzw. die Abflussspende. Erläuterung der Grössen auch in Abbildung 2.31.

Abbildung 2.32 enthält Ausschnitte aus der Fliesszeit-Tabelle für die Gerinnestrecke der Thur von Halden bis zur Mündung der Murg in die Thur. Die vor dem Tabellenkopf angegebenen Parameter müssen aus Messungen bzw. Karten entnommen werden. Die geometrischen Angaben können auch mit dem im Anhang beschriebenen Programm zur topographischen Analyse von digitalen Höhenmodellen hergeleitet werden. Die Abflüsse Q in m³·s⁻¹ werden auch als Abflussspenden q in mm bzw. I·s⁻¹·km⁻² angegeben. Der Abflüssbereich zwischen einer minimalen Abflusspende von 5 l·s⁻¹·km⁻² und maximal 1200 l·s⁻¹·km² wird in diesem Beispiel logarithmisch in 91 Bereiche unterteilt, so dass die kleinen Abflüsse mit den grösseren relativen Änderungen der Geschwindigkeiten und Wasserstände genauer erfasst werden. Zur besseren zeitlichen Auflösung wird ein Intervall in 24 Teilintervalle unter-

teilt. Dadurch können auch nichtganzzahlige Vielfache der Zeitschrittweite als Translationszeiten berücksichtigt werden, da in solchen Fällen nur ein entsprechender Bruchteil des Zuflusses zum Ausfluss durchgeroutet wird. Die gesamte Gerinnestrecke setzt sich aus sieben Teilstrecken zusammen, für welche jeweils die berechneten Werte aus Abbildung 2.32 gleichermassen gelten.

Die Abflusstabelle wird erstellt, indem zu vorgegebenen Abflüssen Fliessgeschwindigkeiten berechnet werden. Da in Gleichung (2.109) neben der gesuchten Fliessgeschwindigkeit auch der mit der Fliesstiefe zusammenhängende hydraulische Radius unbekannt ist, müssen Fliessgeschwindigkeit und Fliesstiefe iterativ berechnet werden. Zu jedem gegebenen Durchfluss Q [m³·s⁻¹] wird mit einer Initial-Fliessgeschwindigkeit von $v_0 = 1 \text{ m·s}^{-1}$ ein sich aus den Profildaten ergebender hydraulischer Radius R_h berechnet:

$$R_{h} = \frac{A_{h}}{U_{h}} = \frac{A_{h}}{B_{h} + 2 \cdot T_{h}} = \frac{Q_{h}/v_{h}}{B_{h} + \frac{2 \cdot Q_{h}}{v_{h} \cdot B_{h}}}$$
(2.111)
mit Q_{h}/v_{h} Fliessquerschnitt A_{h} [m²]
 B_{h} Breite des Hauptbettes [m]
 T_{h} Fliesstiefe im Hauptbett [m]
 U_{h} benetzter Umfang des Hauptbettes $U_{h} = B_{h} + 2 \cdot T_{h}$ [m]
 v_{h} Fliessgeschwindigkeit im Hauptbett [m·s⁻¹]

Kombiniert mit (2.109) ergibt sich folgende iterativ zu lösende Gleichung:

$$v_{h} = M \cdot \left(\frac{Q_{h}/v_{h}}{B_{h} + \frac{2 \cdot Q_{h}}{v_{h} \cdot B_{h}}}\right)^{\frac{2}{3}} \cdot \sqrt{I}$$
(2.112)

mit
$$M$$
 Manningbeiwert $[m^{1/3} \cdot s]$
 I Gefälle der Gerinnestrecke $[m \cdot m^{-1}]$

Ändert sich die Fliessgeschwindigkeit zwischen aufeinanderfolgenden Iterationsschritten um weniger als 0.01 m·s⁻¹, dann kann die Iteration abgebrochen werden. Die Fliesstiefe T_h ergibt sich dann aus:

$$T_h = \frac{A_h}{B_h} = \frac{Q_h}{v_h \cdot B_h}$$
(2.113)

Bei der Berechnung der Fliesszeit nach der Manning-Formel (2.109) ist zu beachten, dass sich der Abfluss ab einem bestimmten Schwellenwert, dem Ausuferungsabfluss, aus Vorland- und Hauptbettabfluss zusammensetzt. In diesem Fall ist eine doppelte Iteration nötig: einmal für Hauptbett und Vorland getrennt und anschliessend zur Angleichung der Wasserstände zwischen Hauptbett und Vorland gemeinsam. Dabei ist zu beachten, dass sich der hydraulische Radius für das Hauptbett aus der Hauptbettbreite und der vollen Wassertiefe, für das Vorland jedoch aus Vorlandbreite und Vorland-Fliesstiefe zusammensetzt. Das bedeutet, dass an der Grenze zwischen Hauptbett- und Vorlandabfluss in Bezug auf das Hauptbett eine feste Berandung mit entsprechender Reibung, in Bezug auf den Vorlandabfluss aber keine Reibung angenommen wird. Diese Annahme ist wegen der starken Geschwindigkeitsunterschiede, die vom Standpunkt des Vorlandes zu einer Beschleunigung, vom Standpunkt des Hauptbettes aber zu einer Abbremsung des Abflusses an der Grenzschicht führen, plausibel. Nach dem Auftreten einer Ausuferung beim Berechnen der Tabelle nach Abbildung 2.32 muss die Wasserstandsdifferenz zwischen Hauptbett und Vorland iterativ ausgeglichen werden. Diese Iteration wird so ausgeführt, dass bei im Hauptbett höherem Wasserstand jeweils die Hälfte des der Wasserspiegeldifferenz entsprechenden Abflusses aus dem Hauptbett dem Vorlandabfluss zugeschlagen und vom Hauptbettabfluss abgezogen wird. Umgekehrt wird entsprechend Abfluss aus dem Vorland ins Hauptbett transferiert, wenn der Wasserstand im Vorland grösser ist als im Hauptbett. Dieser Fall tritt in der Regel schon nach der ersten Iteration auf. Unter analoger Nutzung der Beziehung (2.112) für den Vorlandabfluss werden nach Berechnung der Fliessgeschwindigkeiten v_v und v_h die Fliesstiefen für Vorland und Hauptbett berechnet:

$$T_h = \frac{Q_h}{v_h \cdot B_h} \qquad \qquad T_v = \frac{Q_v}{v_v \cdot B_v}$$
(2.114)

mit	T_h	Fliesstiefe im Hauptbett [m]
	T_{v}	Fliesstiefe im Vorland [m]
	Q_h	Abfluss im Hauptbett [m ³ ·s ⁻¹]
	Q_v	Abfluss über dem Vorland [m ³ ·s ⁻¹]
	v_h	Fliessgeschwindigkeit im Hauptbett [m s ⁻¹]
	v_h	Fliessgeschwindigkeit über dem Vorland [m·s ⁻¹]
	B_h	Hauptbettbreite [m]
	B_{v}	Vorlandbreite (Summe von linkem und rechtem Vorland) [m]

Weichen T_h und die Summe aus T_v und der maximalen Hauptbettiefe T_m um mehr als 1 cm voneinander ab ($|T_h - (T_v + T_m)| > 0.01$ m), so wird der auszutauschende Abflussanteil ΔQ für die folgende Iteration berechnet nach:

$$\Delta Q = -\min(B_{h}v_{h}(T_{h} - (T_{v} + T_{m})), B_{v}v_{v}(T_{h} - (T_{v} + T_{m})))) \qquad \text{für } T_{h} > T_{v} + T_{m}$$

$$\Delta Q = \min(B_{h}v_{h}(T_{v} + T_{m} - T_{h}), B_{v}v_{v}(T_{v} + T_{m} - T_{h})) \qquad \text{für } T_{h} < T_{v} + T_{m}$$
(2.115)

Daraus ergeben sich dieneuen Werte für Q_h und Q_v zu:

$$Q_{h,i} = Q_{h,i-1} + \Delta Q$$

$$Q_{v,i} = Q_{v,i-1} - \Delta Q$$
(2.116)

mit *i* Index des Iterationsschrittes

Nach der Berechnung der daraus resultierenden neuen Fliessgeschwindigkeiten v_v und v_h können anschliessend die neuen Fliesstiefen nach (2.114) berechnet werden. Die Iteration wird fortgesetzt, bis sich die Wasserspiegel im Hauptbett und Vorland um weniger als 1 cm voneinander unterscheiden. Die für den Gesamtabfluss repräsentative Fliessgeschwindigkeit, die auch zur Bestimmung der Translationszeit des Abflusses herangezogen wird, ergibt sich aus dem an den jeweiligen Abflussanteilen gewichteten Mittelwert beider Fliessgeschwindigkeiten nach:

$$v_{l} = v_{v} \cdot \frac{Q_{v}}{Q_{v} + Q_{h}} + v_{h} \cdot \frac{Q_{h}}{Q_{v} + Q_{h}}$$
(2.117)

mit v_l effektive Fliessgeschwindigkeit aus Hauptbett- und Vorlandabfluss [m]



Abb. 2.33: Beziehungen zwischen Abfluss, Fliessgeschwindigkeit und Abflusstiefe am Beispiel der Gerinnestrecke der Thur vom Pegel Halden bis zur Einmündung der Murg (siehe Abbildung 2.32)

Abbildung 2.33 stellt den Zusammenhang zwischen Abfluss, Fliessgeschwindigkeit und Abflusstiefe am Beispiel der Fliesstrecke der Thur zwischen Halden und der Einmündung der Murg in die Thur dar. Die Parameter der Gerinnegeometrie und der Rauhigkeiten wurden aus der Analyse des digitalen Höhenmodells (siehe Anhang) entnommen bzw. abgeschätzt. Im Zeitraum von 1981 bis 1995 wurde als minimaler Abfluss etwa $3.4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ bzw. $0.01 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ und ein maximaler Abfluss von $600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, entsprechend etwa $1.8 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ bei einem mittleren Abfluss von $44 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ bzw. $0.129 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ beobachtet. In der Abbildung ist deutlich die Änderung im Anstieg beider Funktionen bei Überscheiten des Ausuferungsabflusses zu erkennen. Das Spektrum der Fliessgeschwindigkeiten liegt in diesem Beispiel zwischen 1 und $3.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Erst bei Unterteilung der 35 km langen Strecke in 7 Teilstrecken Wird die Differenz zwischen grösster und kleinster Translationszeit kleiner als 1 h pro Teilstrecke.

Durchführen der Translation

Zwischen den in der Fliesszeittabelle berechneten Fliessgeschwindigkeiten wird für jeden Abfluss eine charakteristische Translationszeit interpoliert. Wie bereits erwähnt, kann bei Anwendung dieses Schemas wegen der Annahme intervallweiser Stationarität schnellerer Abfluss langsameren einholen. Umgekehrt können zeitliche Lücken entstehen, wenn z.B. mit abklingendem Hochwasser die Translationszeiten grösser werden. Abbildung 2.34 stellt diese Problematik dar. Durch die schnellere Translation des Abflusses aus dem mittleren Intervall entsteht am Ende des Gerinnes zwischen dem ersten und dem zweiten Intervall ein Bilanzüberschuss von $3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot 0.5 \text{ h} = 5400 \text{ m}^3$. Da der Abfluss im dritten Intervall wieder langsamer, wenn auch noch schneller als der des ersten Intervalles, abfliesst, kommt es zwischen dem zweiten und dritten Intervall zu einer "Lücke", die im betrachteten Beispiel $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot 0.3 \text{ h} = 5400 \text{ m}^3$ gross ist. Im WaSiM-ETH werden nun diese Überschüsse und Lücken gegenseitig ausgeglichen, wobei zwischenzeitlich sowohl positive als auch negative Bilanzen möglich sind, die sich aber nach vollständigem Ablauf eines Hochwassers gegenseitig ausgleichen.

Um auch, wie im Beispiel, die Nutzung nichtganzzahliger Translationszeiten zu ermöglichen, kann ein Zeitintervall in beliebig viele Teilintervalle unterteilt werden. Das führt dazu, dass z.B. im Intervall 4 zur Hälfte 3 m³·s⁻¹, zur anderen Hälfte 10 m³·s⁻¹ Abfluss als Zufluss zur nächsten Gerinnestrecke berechnet werden, wobei in diesem Beispiel keine Retentionsberechnung berücksichtigt wurde.



Abb. 2.34: Bilanzprobleme beim Abflussrouting mit unterschiedlichen Translationszeiten

Die Translationsberechnung in dieser folgenden Gerinnestrecke richtet sich nach dem Maximum aller Durchflüsse im Zufluss, hier also 10 m³·s⁻¹. Durch aufeinanderfolgendes Routing verschieden langer Teilstrecken und durch Überlagerung der Abflüsse aus verschiedenen Teilgebieten kann so der Gesamtabfluss stark "zerstückelt" werden. Als Modellausgabe wird jedoch der mittlere Abfluss über ein Zeitintervall berechnet und ausgegeben, der zudem weiter durch die Retentionsberechnung geglättet wird.

Berechnen der Wellenabflachung durch Retention und Diffusion

Nachdem für eine Gerinnestrecke, die bei einer allfälligen Unterteilung auch nur eine Gerinneteilstrecke sein kann, die Translationsberechnung ausgeführt wurde, wird die Gerinneretention berechnet. Dazu werden für Hauptbett und Vorland Einzellinearspeicheransätze mit unterschiedlich grossen Speicherkonstanten angewandt, um so die unterschiedlichen Retentionseigenschaften von Hauptbett und Vorland berücksichtigen zu können. Die Summe aus beiden Retentionsergebnissen stellt den Zufluss zur nächsten Routingstrecke dar:

$$Q_{out} = \left(Q_{\nu,i-1} \cdot e^{-\Delta t/k_{\nu}} + Q_{\nu,i} \cdot (1 - e^{-\Delta t/k_{\nu}})\right) + \left(Q_{h,i-1} \cdot e^{-\Delta t/k_{h}} + Q_{h,i} \cdot (1 - e^{-\Delta t/k_{h}})\right)$$
(2.118)

$\begin{array}{llllllllllllllllllllllllllllllllllll$	mit	i	Intervallzählung
k_{v} Linearspeicherkonstante des Vorlandes [h] k_{h} Linearspeicherkonstante des Hauptbettes [h] Q_{outi} Ausfluss aus der Gerinnestrecke im Intervall i [mm] Q_{v} Abfluss im Vorland nach (2.114) bis (2.116) [mm] Q_{h} Abfluss im Hauptbett nach (2.114) bis (2.116) [mm]		Δt	Zeitintervall [h]
k_h Linearspeicherkonstante des Hauptbettes [h] Q_{outi} Ausfluss aus der Gerinnestrecke im Intervall i [mm] Q_v Abfluss im Vorland nach (2.114) bis (2.116) [mm] Q_h Abfluss im Hauptbett nach (2.114) bis (2.116) [mm]		k_v	Linearspeicherkonstante des Vorlandes [h]
Q_{outi} Ausfluss aus der Gerinnestrecke im Intervall i [mm] Q_{ν} Abfluss im Vorland nach (2.114) bis (2.116) [mm] Q_h Abfluss im Hauptbett nach (2.114) bis (2.116) [mm]		k_h	Linearspeicherkonstante des Hauptbettes [h]
Q_{ν} Abfluss im Vorland nach (2.114) bis (2.116) [mm] Q_h Abfluss im Hauptbett nach (2.114) bis (2.116) [mm]		Q_{outi}	Ausfluss aus der Gerinnestrecke im Intervall i [mm]
Q_h Abfluss im Hauptbett nach (2.114) bis (2.116) [mm]		Q_v	Abfluss im Vorland nach (2.114) bis (2.116) [mm]
		Q_h	Abfluss im Hauptbett nach (2.114) bis (2.116) [mm]

Überlagerung von Abflüssen aus verschiedenen Teilgebieten des Einzugsgebietes

Für die Überlagerung von Abflüssen verschiedener Teilgebiete wird das gesamte Einzugsgebiet auf der Basis der Teilgebietseinteilung aus dem Bodenmodell betrachtet. Es gibt Quellgebiete und Zwischengebiete. Ein Quellgebiet ist ein Gebiet, in welches keines der anderen Teilgebiete entwässert. In ein Zwischengebiet können beliebig viele Quellgebiete und andere Zwischengebiete entwässern. Die in ein Zwischengebiet entwässernden anderen Zwischengebiete werden bezüglich des Abflussroutings für dieses Zwischengebiet ebenfalls als Quellgebiete betrachtet.

Während des Abflussroutings wird die im Zwischengebiet selbst gebildete Abflussmenge mit den transformierten Abflüssen aus den tributären Quellgebieten überlagert. Die Überlagerung bezieht sich immer auf den Gebietsauslass, so dass eine Routing-Parameterbelegung für ein Quellgebiet oder ein tributäres Zwischengebiet so behandelt wird, als flösse alles Wasser aus dem Quellgebiet in einem separaten Gewässerlauf bis zur Überlagerungsstelle. Der überlagerte Abfluss kann in das nächste Zwischengebiet fliessen, wo das soeben betrachtete Gebiet dann als Quellgebiet neben weiteren möglichen Quell- oder Zwischengebieten betrachtet wird usw.



Abb. 2.35: Schematische Darstellung der Struktur eines Flussgebietes am Beispiel des Thurgebietes

In Abbildung 2.35 ist eine schematische Darstellung der Struktur eines Flussgebietes abgebildet. Die Gebiete 3, 6, 7, 8, 10, 11 und 12 sind Quellgebiete, die Gebiete 1, 2, 4, 5 und 9 sind Zwischengebiete. Die Pfeile bedeuten, dass für diese Strecken ein Abflussrouting durchgeführt werden muss. Zunächst werden die Abflussganglinien für Zwischengebiete, in welche nur echte Quellgebiete münden, ermittelt. Im dargestellten Beispiel sind das die Gesamtabflüsse für die Teilgebiete (TG) 9 sowie für die Teilgebiete 5 und 2. Der Abfluss für Teilgebiet 9 wird beispielsweise anhand der Abflüsse aus den Oberliegern 10, 11 und 12 errechnet. Die nach den oben dargelegten Translations- und Retentionsbeziehungen transformierten Abflüsse der Quellgebiete 10, 11 und 12 werden entsprechend des jeweiligen Anteils der Quellgebiete an der Gesamtfläche der Gebiete 9 bis 12 gewichtet und mit dem ebenfalls flächengewichteten, aber nicht durch ein Abflussrouting transformierten Abflüss aus dem Zwischengebiet 9 überlagert. Für das Routing im Teilgebiet 4 wird dieser Gesamtabfluss aus Teilgebiet 9 als Quellgebietszufluss gewertet. Auf die gleiche Weise werden die Abflüsse aller folgenden Teilgebiete unter Abarbeitung der baumartigen Entwässerungsstruktur des Gesamtgebietes berechnet, bis an letzter Stelle der Gesamtabfluss des Einzugsgebietes berechnet wird, im Beispiel als Überlagerung der gerouteten Abflüsse aus den Teilgebiet 4 und 2 mit dem Abfluss aus dem Zwischengebiet 1.

Möglichkeiten der Parametereichung

Die Parameter zur Berechnung der Fliessgeschwindigkeit, insbesondere die hydraulischen Rauhigkeiten, aber auch die Gefällewerte und die Gerinne- und Vorlandbreiten für längere Flussabschnitte können oft nur geschätzt oder aus stichprobenartigen Messungen verallgemeinert werden. Wegen der oft starken Varianz der einzelnen Parameter über eine längere Fliessstrecke müssen effekive Parameter gefunden werden. Diese müssen, wie alle effektiven Parameter, kalibriert werden. Um im Kalibrierprozess negative Auswirkungen der modellierten Abflüsse von oberliegenden Strecken zu eleminieren,



gibt es die Möglichkeit, mit gemessenen Zuflussganglinien zu kalibrieren. Dabei wird im Anschluss an die Routingberechnung der berechnete Abflusswert durch einen aus einer externen

Abb. 2.36: Abflussrouting, oben mit gemessenen und unten mit modellierten Zuflüssen zur Routingstrecke, Thur zwischen Halden und Andelfingen, Lauflänge ca. 55 km

Datei stammenden gemessenen Wert ersetzt. Abbildung 2.36 zeigt ein Beispiel für geroutete Abflüsse mit und ohne Berücksichtigung gemessener Zulaufganglinien. Die Darstellung zeigt Zuflüsse und modellierte und gemessene Ausflüsse aus der Gerinnestrecke der Thur zwischen den Pegeln Halden (1220 km² Einzugsgebiet) und Thur (1697 km² Einzugsgebiet) mit einer Lauflänge von etwa 55 km. Die Unterschiede in den modellierten Abflüssen für den Pegel Andelfingen zwischen der oberen und der unteren Darstellung sind darauf zurückzuführen, dass die Zuflüsse für das Routing nach der oberen Darstellung aus bereits modellierten Abflüssen stammen, während das Routing nach der unteren Darstellung mit am Pegel Halden gemessenen Abflüssen durchgeführt wurde. Das Zwischengebiet zwischen den Pegeln Halden und Andelfingen hat eine Grösse von 477 km². Da die dargestellten Hochwasser vor allem aus dem Einzugsgebiet des Pegels Halden stammen, verringern sich die Abflussspenden bis zum Pegel Andelfingen entsprechend. Die Parameter für das Routing auf dieser Strecke sind mit gemessenen Zuflussganglinien gemäss der unteren Darstellung kalibriert worden. Mit den gleichen Parametern ist nach der oberen Darstellung das Routing mit modellierten Zuflüssen durchgeführt worden. Ein Kalibrierung nur mit Hilfe der modellierten Zuflüsse hätte in diesem Fall sicherlich zu höheren Rauhigkeiten oder flacheren Gerinnen geführt, da die modellierten Abflüsse im oberen Bild jeweils etwas eher als die gemessenen Abflüsse zu steigen beginnen.

2.3.11 Güte der Modellierung

Um die Güte der Modellierung einschätzen zu können, werden im WaSiM-ETH verschiedene Gütekriterien berechnet. Dazu sind gemessene Abflussdaten nötig. Wenn die Unterteilung des Gebietes so erfolgte, dass einige Teilgebiete jeweils mit den Einzugsgebieten eines Pegels übereinstimmen, können die in diesen Teilgebieten modellierten Gesamtabflüsse jeweils mit den beobachteten Abflüssen verglichen werden. Als Gütekriterium wird, wie schon von NASH and SUTCLIFFE (1970) vorgeschlagen, das Bestimmtheitsmass R^2 verwendet. Es ist als das von Eins abgezogene Verhältnis der Summe der Quadrate der Residuen, auch Reststreuung genannt, zur Streuung der Messdaten definiert.

$$R^{2} = 1 - \frac{\sum_{i} \varepsilon_{i}^{2}}{\sum_{i} (x_{i} - \overline{x})^{2}} = 1 - \frac{\sum_{i} (y_{i} - x_{i})^{2}}{\sum_{i} x_{i}^{2} - \frac{1}{n} \left(\sum_{i} x_{i}\right)^{2}}$$
(2.119)

mit
$$y_i$$
simulierter Wert (z.B. Abfluss [mm]) x_i, \bar{x} gemessener Wert(z.B. Abfluss [mm]), mittlerer gemessener Wert ε_i Abweichung gemessen - modelliert ($y_i - x_i$) zum Zeitpunkt i n Anzahl der Zeitintervalle, für die r^2 berechnet wird

In (2.119) sind die gemessenen Daten durch x, die simulierten Daten durch y dargestellt. Das Bestimmtheitsmass ist einheitenlos und hat einen Wertebereich von $-\infty$ bis +1.0. Es hat die Eigenschaft, vom Maximalwert 1 aus sehr schnell kleiner zu werden, wenn die simulierten Daten von den gemessenen stärker abweichen. Damit dient es als starker Indikator für die Anpassungsgüte der simulierten Abflüsse. Alle Werte unter null weisen auf eine gegenüber der Streuung der Messwerte vergrösserte Reststreuung hin. Der obere Grenzwert des Bestimmtheitsmasses ist 1. In diesem Fall stimmen Simulation und Messungen vollständig überein. Je näher das reale Bestimmtheitsmass an 1.0 liegt, desto besser ist die Anpassung der Simulationsergebnisse an die Vergleichsdaten. Die starke Reaktion hat aber auch den Nachteil, dass gelegentlich auftretende zeitliche Verschiebungen der simulierten gegenüber der gemessenen Ganglinie zu einem rapiden Abfall des Bestimmtheitsmasses führen. Um den Einfluss dieser zeitlichen Verschiebung auf das Bestimmtheitsmass erkennen zu können, wird das Bestimmtheitsmass für eine zeitliche Versetzung der beiden zu vergleichenden Ganglinien von ± 10 Zeitintervallen berechnet. Die Verschiebung für den maximalen Wert in dieser Reihe aus 21 Bestimmtheitsmassen kann Aufschluss über eventuell noch zu verändernde Routingparameter geben. Die Berechnung des Bestimmtheitsmasses kann für all jene Stellen im Flussystem erfolgen, für welche gemessene Abflüsse vorliegen.

Das Bestimmtheitsmass in (2.119) setzt streng genommen normalverteilte Stichproben X und Y voraus. Gerade Abflussdaten erfüllen diese Voraussetzung oft nicht. So werden bei Verwendung untransformierter Werte x die Hochwasserspitzen gegenüber den niedrigeren Abflüssen sehr stark überbewertet, was sinnvoll ist, wenn die Simulation eine besonders gute Wiedergabe der Hochwasserspitzen zum Ziel hat. Liegt der Schwerpunkt der Modellierung jedoch in der möglichst guten Simulation der Niedrigwasser oder des Abflusskontinuums, so kann das Bestimmtheitsmass nach (2.119) nur zur Einschätzung der Güte genutzt werden, wenn die simulierten und die gemessenen Abflüsse vorher näherungsweise in eine Normalverteilung transformiert werden. Als einfachste Form der Transformation kann die Bildung der Logarithmen angesehen werden. So werden im WaSiM-ETH neben den "linearen" Bestimmtheitsmassen auch die "logarithmischen" Bestimmtheitsmasse berechnet. Damit kann eine Einschätzung der Anpassungsgüte für Hoch- und Niedrigwasser gleichermassen gut erfolgen.

Ein weiteres Gütemass ist das Mass der erklärten Varianz (EV, explained variance coefficient). Gegenüber dem Bestimmtheitsmass zeichnet sich die erklärte Varianz dadurch aus, dass sie systematische Ordinatenverschiebungen der modellierten gegenüber den gemessenen Daten erkennt und diesen Einfluss eliminiert (siehe auch FRANCHINI et al., 1996). Der Vergleich mit dem Bestimmtheitsmass, in welchem die systematische Verschiebung nicht berücksichtigt wird, kann Hinweise darauf liefern, ob systematische Fehler vorliegen. Je grösser die Differenz zwischen der erklärten Varianz und dem Bestimmtheitsmass ist, desto wahrscheinlicher ist ein systematischer Fehler, z.B. eine Verschiebung der berechneten Abflüsse nach oben oder unten infolge ungenauer Anfangsbedingungen oder als Folge systematisch zu hoch oder zu niedrig berechneter Komponenten des Wasserhaushaltes wie Niederschlag oder Verdunstung. Die erklärte Varianz *EV* lässt sich ähnlich wie das Bestimmtheitsmass R^2 berechnen:

$$EV = 1 - \frac{\sum_{i} (\varepsilon_{i} - \mu_{\varepsilon})^{2}}{\sum_{i} (x_{i} - \overline{x})^{2}} = 1 - \frac{\sum_{i} \varepsilon_{i}^{2} - \frac{1}{n} \left(\sum_{i} \varepsilon_{i}\right)^{2}}{\sum_{i} x_{i}^{2} - \frac{1}{n} \left(\sum_{i} x_{i}\right)^{2}}$$

(2.120)

mit	ε _i	Abweichung des berechneten Wertes vom gemessenen Wert $(y_i - x_i)$ analog Gl. (2.119)
	$ \mu_{\varepsilon} \\ x_i, \overline{x} \\ n $	mittlere Abweichung der berechneten von den gemessenen Werten = $E(\varepsilon_i)$ gemessener Wert(z.B. Abfluss in mm), mittlerer gemessener Wert Anzahl der Zeitintervalle, für die r^2 berechnet wird

Wenn der mittlere Fehler bzw. die mittlere Abweichung der berechneten von den gemessenen Daten null ist, dann ist die erklärte Varianz mit dem Bestimmtheitsmass identisch. Da die mittlere Abweichung μ_{ϵ} nicht aus Fehlerquadraten besteht, können negative und positive Abweichungen einander ausgleichen. Bei einem über die Modellzeit normalverteilten Fehler ist so die Summe aller Abweichungen null. Bei einer systematischen Verschiebung dagegen wird μ_{ϵ} einen Wert ungleich null aufweisen. Diese Verschiebung wird durch Subtrahieren von μ_{ϵ} von jeder einzelnen lokalen Abweichung ϵ_i aus der Gütemassberechnung eliminiert. Wie schon das Bestimmtheitsmass gilt auch die erklärte Varianz streng genommen nur für eine normalverteilte Stichprobe. Wie beim Bestimmtheitsmasse wird so auch die erklärte Varianz jeweils für die logarithmierten und die nicht logarithmierten Daten berechnet. Bei allen vier Gütemassen wird eine Verschiebung der gemessenen zu den berechneten Daten von ± 10 Zeitintervallen berücksichtigt, so dass pro Teilgebiet insgesamt 4 x 21 = 84 Gütemasse ausgegeben werden, der jeweils zentrale Wert steht für eine Zeitverschiebung von 0.

2.3.12 Übersicht über die zur Modellierung nötigen Eingangsdaten und Parameter

Im folgenden wird eine Zusammenstellung aller für die Modellierung mit dem Modell WaSiM-ETH benötigten Eingangsdaten sowie der Parameter samt ihrer Bestimmungsmöglichkeiten gegeben. Je nach Fragestellung der geplanten Anwendung und je nach Datenverfügbarkeit können verschiedene Optionen genutzt werden, d.h. es kann mit verschiedenen Teilmodelle und Algorithmen sowie mit verschiedener zeitlicher Auflösung modelliert werden. Die Optionen verringern oder vergrössern jeweils den Datenbedarf. Eine Übersicht über die Anforderungen des Modells ist in den Tabellen 2.6 und 2.7 am Ende des Abschnittes enthalten.

Minimalanforderungen

Einzelne Modellkomponenten wie Interzeptionsmodell, Schneemodell, Infiltrationsmodell und Abflusskonzentrationsmodell können bei der Modellierung übersprungen werden, so dass als Minimalvariante für eine sinnvolle Wasserhaushaltsmodellierung eine Kombination aus Eingangsdateninterpolation für Niederschlag und Temperatur sowie von Verdunstungs- und Bodenmodell genutzt werden kann. Für die Ereignis-Modellierung von Hochwassern kann sogar auf die Verdunstungskomponente verzichtet werden. Es müssen dann lediglich Eingangsdaten des Niederschlages, die räumlichen Daten (digitales Höhenmodell, Landnutzung, Bodenarten) sowie die Parameter für die Niederschlagsinterpo-
lation und das Bodenmodell angegeben werden, wobei diese Kombination nicht bei Schneefall oder Schneeschmelze angewendet werden kann. Die Hochwassersimulation ohne Berücksichtigung der Verdunstung kann in beliebigen Zeitschritten ausgeführt werden. Eine Simulation des Abflusskontinuums unter Nutzung der einfacheren Verdunstungsverfahren nach HAMON oder nach WENDLING ist im WaSiM-ETH dagegen nur auf Tagesschrittbasis möglich.

Anforderungen für eine optimale Wasserhaushaltssimulation

Um optimale Ergebnisse in der Modellierung des Wasserhaushaltes eines Flussgebietes zu erhalten, sollten erstens alle in Abbildung 2.4 dargestellten und in den vorangegangenen Abschnitten beschriebenen Modellkomponenten genutzt und zweitens diese Komponenten jeweils in einer dem Modellgebiet entsprechenden hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung ausgeführt werden. Gegenüber den Minimalanforderungen sind für die optimale Modellierung wesentlich mehr Eingangsdaten in einer meist wesentlich höheren räumlichen und zeitlichen Auflösung nötig.

 Tabelle 2.6:
 Erforderliche Teilmodelle und Modell-Eingangsdaten f
 ür verschiedene Modellierungsziele

	Hochwassersimulation (nur Einzelereignisse)	langfristige Wasser- haushaltssimulation (Tageswerte)	Kontinuumssimula- tion (einschliesslich der Hochwasser)				
<i>Auflösung</i>zeitlichräumlich (im Gitter)	1 min 1 h (max 1 d) beliebig, je nach Gebiet, z biete $\geq 10,000 \text{ km}^2$	1 d .B. 10 m für Gebiete < 1 k	\leq 1 h (max. 1 d) m ² 5 km für Ge-				
Teilmodelle							
• Niederschlagskorrektur	notwendig	notwendig	notwendig				
• Eingangsdateninterpolation	notwendig	notwendig	notwendig				
• Strahlungskorrektur/Tempera- turmodifikation	nicht notwendig	nicht notwendig	empfohlen				
Verdunstungsmodell	nicht notwendig	notwendig,	notwendig,				
		WENDLING, HAMON	möglichst nach				
		oder MONTEITH	PENMAN-MONTEITH				
Schneemodell	nur im Winter oder im	notwendig	notwendig				
	Hochgebirge notwendig						
 Interzeptionsmodell 	empfohlen	notwendig	notwendig				
 Infiltrationsmodell 	empfohlen	nicht notwendig	empfohlen				
Bodenmodell	notwendig	notwendig	notwendig				
Abflussrouting	notwendig	notwendig, notwendig					
		für grosse und/oder					
		unterteilte Gebiete					
geographische Daten (als Gitter)							
• digitales Höhenmodell	notwendig	notwendig	notwendig				
• Exposition (°)	nicht notwendig	notwendig	notwendig				
		(bei Bedarf -)	(bei Bedarf ⁻)				
• Gefälle (°)	nicht notwendig	notwendig	notwendig				
		(bei Bedarf -)	(bei Bedarf ⁻)				
• topographischer Index	notwendig	notwendig	notwendig				
$\ln(a \cdot (T_0 \cdot \tan \beta)^{-1})$	2	2	2				
• Bilanzierungszonen	notwendig =	notwendig ²	notwendig ²				
• Landnutzung	notwendig <u>-</u>	notwendig ²	notwendig ³				
• Bodenarten	notwendig -	notwendig =	notwendig =				
• vertikale hydraulische Leittä-	kann aus den Bodenarten	abgeleitet werden,					
nigkeit (K_s -Wert in m·s ⁻)	es sind aber auch separate	Eingaben als Gitter mögli	icn				
• Wassergehalt bei nutzbarer	zbarer kann aus den Bodenarten abgeleitet werden,						
Feldkapazitat in mm	es sind aber auch separate	Eingaben als Gitter mögli	ich				

	Hochwassersimulation (nur Einzelereignisse)	langfristige Wasser- haushaltssimulation (Tageswerte)	Kontinuumssimula- tion (einschliesslich der Hochwasser)
meteorologische Daten (als Stationswerte)			
 Niederschlag (mm) Lufttemperatur (°C) Luftfeuchte (1/1 oder mbar)⁵ Globalstrahlung (Wh·m⁻²) 	notwendig notwendig ⁴ nicht notwendig nicht notwendig	notwendig notwendig nicht notwendig notwendig (bei ET nach WEND- LING) ⁶	notwendig notwendig notwendig ⁵ notwendig ⁶
• rel. Sonnenscheindauer (1/1)	nicht notwendig	notwendig (bei ET nach WEND- LING) ⁶	notwendig ⁶
• Windgeschwindigkeit (m·s ⁻¹)	nicht notwendig	nicht notwendig	notwendig
hydrologische Daten (als Abflussspenden von Pegeln) • Teilgebiets- oder Gesamtge-	empfohlen z T	empfohlen z T	empfohlen z T
biets-Abflussspenden	notwendig ⁷	notwendig ⁷	notwendig ⁷

¹ expositions- und gefälleabhängige Strahlungskorrektur sowie Temperaturmodifikation benötigen diese Datensätze, sie können auch im Modell direkt aus dem Höhenmodell abgeleitet werden, siehe auch Anhang;

² beliebige Kriterien wie Teileinzugsgebiete, Höhenzonen, Exposition usw., minimal ein Gitter mit gleichen Werten ⇒ dann gibt es nur eine Zone, sonst pro Zone ein ganzzahliger Code;

³ Minimal kann jedes dieser Gitterelemente gleichartige Werte enthalten ⇒ dann gibt es einen gleichförmigen Boden und nur eine einzige Landnutzung. optimal: Es sind jeweils beliebig viele unterschiedliche Landnutzungen und Bodenarten angebbar, je Angabe müssen in der Steuerdatei Parameter nach den Tabellen 2.2 (Landnutzung) und 2.5 (Bodenarten) angegeben werden.

⁴ nur notwendig, wenn Schneemodellierung durchgeführt werden soll

 $\frac{5}{2}$ es ist eine der beiden Grössen Dampfdruck oder relative Luftfeuchtigkeit erforderlich

⁶ Sonnenscheindauer und Globalstrahlung können nach Abschnitt 2.3.4.2 auseinander hergeleitet werden, es reicht also prinzipiell eine dieser beiden Grössen aus, vorzugsweise die Globalstrahlung

² Um Parameter kalibrieren zu können, sollten mindestens von einem Teilzeitraum Abflussdaten vorhanden sein, ansonsten werden die Abflüsse nur benötigt, um die Gütemasse zu berechnen.

In der folgenden Tabelle 2.7 ist eine Zusammenstellung der wichtigsten Modellparameter enthalten. Für viele der aufgeführten Parameter können Literaturwerte eingesetzt werden. Die für die Modellergebnisse sensitivsten Parameter werden im folgenden Abschnitt einer Sensitvitätsanalyse unterzogen, an deren Ergebnissen sich eine Parameterkalibrierung orientieren kann. Angaben zu den Bestimmungsmöglichkeiten der Parameter finden sich in den jeweiligen Unterkapiteln der Modellbeschreibung (2.3.1 bis 2.3.9).

Teilmodell	Parameter	Einheit	Bemerkung, Bestimmung
Niederschlagskorrektur	a_l	-	
	b_l	$mm/(m \cdot s^{-1})$	nach Gleichung (2.8), Literaturangaben,
	a_s	-	Erfahrungswerte, evtl. kalibrieren
	b_s	$mm/(m \cdot s^{-1})$	
	$T_{R/S}$	°C	im Bereich 0 °C 2 °C, kalibrieren
Interpolation der meteorologi-	d_{max}	km	max. Entfernung der Stütz- von der In-
schen Eingangsdaten			terpolationsstelle (z. B. 100 km)
nach Gleichung (2.7) bzw. Ab-	р	-	Potenz der Entfernungsgewichtung im
bildung 2.5			IDW-Verfahren (Literaturwert: 2 3)

Tabelle 2.7: Parameter der einzelnen Teilmodelle

Teilmodell	Parameter	Einheit	Bemerkung, Bestimmung
Interpolation meteorologischer	igo, igu	m	obere und untere Inversionsgrenze, Er-
Eingangsdaten			fahrungswerte je nach Gebiet (im Thur-
(Fortsetzung)			gebiet 800 bzw. 1400 m ü.M.)
Temperaturmodifikation	c_T	K	Skalierungsfaktor nach (2.20),
nach Gleichung 2.20			fester Wert: 5 K, möglichst an Messun-
-			gen kalibrieren
Verdunstungsmodell	r_c	s⋅m ⁻¹	Widerstände: Literatur, evtl. kalibrieren
nach Gleichung (2.25)	LAI	-	Blattflächenindex: Literatur, messen
(Angaben zu den hier aufge-	v (= 1 - A)	-	Vegetationsbedeckungsgrad: Literatur
führten Parametern z.B. in	Z ₀	m	Bewuchshöhe: Literatur, messen
Tabelle 2.2)	α	-	Albedo: Literatur, messen
	Z_W	m	Wurzeltiefe: Literatur, messen
	$d_{1400} - d_{4400}$	Jul. Dav	phänologische Entwicklung: Erfah-
	1,400 - 4,400		rungswerte, Literatur, beobachten
Schneemodell	TP/S	°C	Übergangstemp. Regen/Schnee: Literatur
nach Gleichungen (2.59) und	T _{trans}	ĸ	Übergangszone Schnee/Regen: Literatur
(2.60)	T_{0}	°C	Grenztemperatur Schmelze, Literatur.
()	-0	-	messen, kalibrieren
	Co	$\mathbf{mm} \cdot \mathbf{^{o}C^{-1}} \cdot \mathbf{d}^{-1}$	Tag-Grad-Faktor: kalibrieren
Interzentionsmodell	her	mm	maximale Schichtdicke kalibrieren
nach Gleichung (2.66)	v LAI		siehe Tabelle 2.2 und Verdunstungsmo-
nuch Gleichung (2.00)	<i>v</i> , 1211		dell
Infiltrationsmodell	rc	_	Anteil re-infiltrierenden Wassers kalib-
nach Gleichung (271) und	J.J.		rieren
(2.78)	K We		hydr Leitfähigkeit Saugspannung siehe
(2:70)	μ_s, ψ_f		Tabelle 2.5 Literaturangaben messen
Bodenmodell	m	m	Rezessionsparameter: aus Abflussgang-
nach den Gleichungen (2.90)			linie bestimmen
(2.91), (2.93) und (2.106)	T_{ham}	-	Transmissivitäten-Korrektur: kalibrieren
(2007), (2007) and (2000)	Khow	_	<i>K</i> Wert-Korrektur: kalibrieren
	kp	h	Speicherkonstante Direktabfluss: aus
			Ganglinienanalyse herleitbar
	SH	mm	maximaler Inhalt des Zwischenabfluss-
			speichers: kalibrieren
	kн	h	Speicherkonstante Zwischenabfluss: aus
	11		Ganglinienanalyse herleitbar
	Parenz	mm	max. Niederschlagsintensität für reine
	grenz		Matrixinfiltration: kalibrieren. Literatur
	r_k	-	Begrenzung des Kapillaraufstieges: ka-
			librieren $(0 \dots 1)$
	QD_{Schnee}	-	Anteil Direktabfluss aus der Schnee-
	~		schmelze: kalibrieren (0 1)
Abflussrouting	B_h , B_ν	m	Gerinne- und Vorlandbreiten. Gerinne-
nach Gleichung (2.109)	T_h	m	tiefen. Manningbeiwerte für Gerinne und
	M_h , M_v	$m^{1/3} \cdot s^{-1}$	Vorland, Gefälle, Flusslängen und Ein-
	I	$\mathbf{m} \cdot \mathbf{m}^{-1}$	zugsgebietsgrössen können mit der topo-
	L	m	graphischen Analyse geschätzt werden
	A_E	km ²	(siehe Anhang). Für jede Gerinnestrecke
	k_h , k_v	h	ist die Angabe dieser Parameter erforder-
			lich.

2.4 Parametersensitivität

2.4.1 Allgemeines

Dieser Abschnitt beschäftigt sich mit der Untersuchung des Einflusses der wichtigsten Modellparameter auf Teil- und Gesamtergebnisse der hydrologischen Modellierung. Aus methodischen Gründen wird davon abgesehen, sämtliche Parameter einer Sensitivitätsanalyse zu unterziehen. Es werden insbesondere jene Parameter näher untersucht, welche einen grossen möglichen Wertebereich haben, welche schwer messbar oder schwer bestimmbar sind oder welche zur Parametrisierung von überwiegend empirischen Prozessbeschreibungen eingeführt wurden. Das Schwergewicht wird dabei auf die Parameter des Bodenmodells gelegt.

Die Sensitivität des Modells auf die Interpolationsparameter wird nicht untersucht. Zu diesem Thema geben z.B. MUSTER (1994) und BARDOSSY (1994) Auskunft. Die Parameter der Niederschlagskorrektur wirken sich ausser bei Schnee-Regen-Übergängen linear auf die Menge des korrigierten Niederschlages aus. Diese Korrekturparameter können zudem aus Wasserhaushaltsbetrachtungen bzw. aus Vergleichen der Niederschläge mit Lysimetermessungen annähernd genau bestimmt werden. Die Strahlungs-Expositionskorrektur verwendet keine empirischen Parameter und wird deswegen ebenfalls nicht betrachtet. Die Beziehung zwischen Globalstrahlung und Sonnenscheindauer kann aus Messwerten hinreichend genau ermittelt werden. Die mit der Strahlungskorrektur gekoppelte Temperaturkorrektur wirkt sich in grösseren Einzugsgebieten nicht mehr signifikant auf den Wasserhaushalt des Gesamtgebietes, sondern nur auf den Wasserhaushalt einzelner Hänge aus. Deshalb entfällt auch die Betrachtung dieses Prozesses innerhalb der Sensitivitätsanalyse.

Im folgenden werden für die Teilmodelle gesondert Sensitivitätsanalysen durchgeführt. Wo es möglich und sinnvoll ist, wird anhand eines Gütekriteriums der Einfluss der untersuchten Parameter auf die Modellreaktion dargestellt. Im Vorgriff auf die Anwendungsbeispiele im Kapitel 3 werden Ergebnisse aus Anwendungen des Modells für die Einzugsgebiete der Thur in der Nordostschweiz einschliesslich des Forschungsgebietes Rietholzbach sowie für den Wernersbach in Sachsen/Deutschland dargestellt.

2.4.2 Parameter des Verdunstungsmodells

Die Berechnung der Verdunstung findet im WaSiM-ETH in der Regel mit dem Ansatz aus Gleichung (2.25) nach PENMAN-MONTEITH (MONTEITH, 1975) statt. Die vereinfachten Verfahren nach HAMON (FEDERER AND LASH, 1983) bzw. WENDLING (1975) werden hier nicht weiter betrachtet, ebenfalls nicht die Parameter zur Temperaturaufteilung zwischen Tag und Nacht nach Kapitel 2.3.4.2.

Schwer messbare Parameter der Gleichung (2.25) sind der Bestandeswiderstand r_{sc} sowie der aerodynamische Widerstand r_a vor. Dabei kann der aerodynamische Widerstand nach (2.39) aus der Windgeschwindigkeit und der effektiven Bestandeshöhe abgeschätzt werden. Grossen Einfluss auf die Verdunstung hat der nur schwer bestimmbare Oberflächenwiderstand r_{sc} [s·m⁻¹]. Tabelle 2.8 zeigt die Änderung der einzelnen Verdunstungskomponenten bei Variation dieses Parameters zwischen 25 % und 200 % vom anhand der Wasserbilanz als optimal ermittelten Wert (P = 1523 mm).

Tabelle 2.8: Einfluss des minimalen Oberflächenwiderstandes r_{sc} auf Verdunstung und Abfluss

% - Wert r_{sc}	25 %	50 %	75 %	100 %	125 %	150 %	175 %	200 %
ETP (pot. Verd. [mm])	688	612	557	515	481	453	430	409
ETR (reale Verd. [mm])	674	609	556	515	481	453	429	409
EI (Interzeptionsverd. [mm])	143	139	136	133	130	128	126	124
Q (Abfluss [mm])	844	909	961	1003	1037	1066	1088	1108
R^2 (Abfluss gemess./gerechn.)	0.764	0.784	0.794	0.795	0.788	0.777	0.762	0.747

Die dargestellten Werte sind Ergebnisse von Modelläufen für das Rietholzbachgebiet für das Jahr 1984. Die 100 %-Monatswerte der minimalen Oberflächenwiderstände wurden gemäss Tabelle 2.2 gesetzt. Eine Halbierung von r_{sc} erhöht die reale Verdunstung um etwa 19 % (*ETR*_{100%} = 515 mm,

 $ETR_{50\%} = 556$ mm), eine Erhöhung von r_{sc} um 50 % führt dagegen zu einer Abnahme der Verdunstung um ca. 12% ($ETR_{150\%} = 453$ mm), die Verdopplung von r_{sc} um 100 % sogar zu einer Abnahme um 20 % ($ETR_{200\%} = 409$ mm).



Abb. 2.37: Modellsensitivität auf Änderungen des Oberflächenwiderstandes r_{sc} im Rietholzbachgebiet für 1984, Angaben als Tagessummen von Abfluss bzw. Verdunstung

Die Verteilung der Bestimmtheitsmasse R^2 in Tabelle 2.8 zeigt, dass die Ergebnisse mit den 50%- bis 125%-Werten der Oberflächenwiderstände jeweils etwa gleiche Bestimmtheitsmasse haben. Der Vergleich mit dem gemessenen Abfluss von etwa 950 mm lässt vermuten, dass ein optimaler r_{sc} -Wert trotz dann etwas geringerer Anpassungsgüte des Gesamtabflusses als beim 100 %-Wert bei 75% der als "optimal" kalibrierten Werte liegt. In Abbildung 2.37 sind für die 25%-, 100%- und 200%- r_{sc} -Werte oben der Verlauf der Verdunstung als gleitender Mittelwert über drei Tage sowie unten der Verlauf des Abflusses für den Sommer 1984 dargestellt. Durch die kleinen Oberflächenwiderstände der 25%-Variante kann viel Wasser aus dem Boden entnommen werden, so dass die zu den Hochwasserspitzen führenden Regenfälle in diesem Fall zunächst vom Boden fast vollständig aufgenommen werden können (Juni bis Anfang September, durchgezogene Linie). Erst die weiteren Regenfälle im September führen zu von der Verdunstung und dem Bodenspeicherinhalt weniger stark abhängigen Hochwasserspitzen. Analog führen grössere Widerstände zu weniger Verdunstung, wodurch Regenfälle schneller und stärker zu Hochwasserspitzen führen können, was besonders nach längeren Trockenwetterperioden ins Gewicht fällt, wie im Beispiel das Hochwasser von Mitte August.

Die Abbildung 2.37 sowie die Angaben in Tabelle 2.8 lassen erkennen, dass mit Hilfe der Oberflächenwiderstände r_{sc} eine weite Variation der Gesamtverdunstung erreicht werden kann. Soweit keine genauen Vergleichsmessungen der Verdunstung, z.B. durch Lysimeter- oder Bowen-Ratio-Messungen, vorliegen, muss der Ermittlung dieser Widerstände besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden.

2.4.3 Parameter des Interzeptionsmodells

Die Interzeption von Niederschlagswasser findet sowohl auf den Blattoberflächen als auch auf der Bodenoberfläche bzw. in der Streuschicht statt. Im WaSiM-ETH wird in Vereinfachung dieses Vorganges der Interzeptionsspeicher als ein einziger Speicher mit einer bestimmten Speicherkapazität angegeben. Dessen Grösse hängt vom Vegetationsbedeckungsgrad v, vom Blattflächenindex *LAI* und der maximalen Füllhöhe h_{SI} ab. Der Blattflächenindex und der Vegetationsbedeckungsgrad sind prinzipiell messbare oder mit hinreichender Genauigkeit schätzbare Grössen. Die maximale Füllhöhe stellt jedoch einen "effektiven" Parameter dar, der einer Kalibrierung bedarf. Dies ist auf die gemeinsame Betrachtung von Vegetationsoberfläche und Streuschicht/Bodenoberfläche sowie auf die Modellvorstellung der Füllung, Speicherung und Entleerung zurückzuführen: Die Füllung erfolgt gleichmässig über der gesamten Oberfläche mit gleicher Füllhöhe, die Entleerung kann nur über potentielle Verdunstung ebenfalls über die gesamte Fläche gleichmässig stattfinden. Die Tropfenform des interzipierten Wassers wird nicht berücksichtigt. Ausserdem tritt durchtropfender Niederschlag auch bei noch nicht voll ausgenutzter Interzeptionsspeicherkapazität auf, was im Modell durch Einführen des Vegetationsbedeckungsgrades nur teilweise berücksichtigt wird.

Tabelle 2.9:Verdunstungskomponenten in Abhängigkeit von der maximalen Interzeptionspeicher-
füllhöhe ($h_{100\%} = 0.35$ mm, Daten aus Modellergebnissen für das Rietholzbachgebiet,
1984)

%-Wert ve	on h _{opt}	25 %	50 %	75 %	100 %	125 %	150 %	175 %	200 %
ETR	[mm]	515.3	515.2	515.1	515.0	514.9	514.9	514.9	514.8
ETR - EI	[mm]	468.9	433.3	404.6	381.7	362.4	345.4	330.4	318.0
EI	[mm]	45.8	81.5	110.1	132.9	152.3	169.2	184.2	196.6
EI/ETR	[%]	9 %	16 %	21 %	26 %	30 %	33 %	36 %	38 %

Auch die Entleerung des Interzeptionsspeichers erfolgt in der Realität wegen der Tröpfchenform nicht gleichmässig und ausschliesslich über die potentielle Verdunstung. Da über gekrümmten Flächen der Sättigungsdampfdruck grösser ist als über ebenen Flächen, kann die Interzeptionsverdunstung theoretisch sogar grösser sein als die potentielle Verdunstung. In humidem Klima wirkt sich die Grösse von h_{SI} auf die Gesamtverdunstung in langfristigen Wasserhaushaltsbilanzen nur minimal oder gar nicht aus. Jedoch können durch h_{SI} die Anfangsverluste im Hochwasserfall beeinflusst werden. In Tabelle 2.9 sind die Verdunstungskomponenten als Jahressummen in Abhängigkeit von der maximalen Füllhöhe des Interzeptionsspeichers dargestellt. Die Berechnungen stützen sich wiederum auf die Daten für das Rietholzbachgebiet für das Jahr 1984. Aus Tabelle 2.9 geht deutlich hervor, dass die maximale Füllhöhe des Interzeptionsspeichers lediglich das Aufteilungsverhältnis zwischen Transpiration und Interzeptionsverdunstung beeinflusst, wobei zwischen 9 % und 38 % der Gesamtverdunstung Interzeptionsverdunstung sind. Die Gesamtverdunstung bleibt praktisch konstant bei 515 mm. Ein Wert für die maximale Füllhöhe h_{SI} von 0.35 … 0.4 mm, welcher zu Speicherkapazitäten von bis zu 4 mm für Nadelwald führt, bewirkt dabei den als realistisch anzunehmenden Anteil der Interzeptionsverdunstung an der Gesamtverdunstung von etwa 25 % … 30 %.

2.4.4 Parameter des Schneemodells

Das Schneemodell benötigt beim Temperatur-Index-Verfahren insgesamt vier effektive Parameter. Dies sind:

- die Grenztemperatur für einsetzende Schneeschmelze $T_{0,m}$
- die Temperatur $T_{R/S}$, bei welcher je 50 % des Niederschlages als Schnee bzw. als Regen fallen
- die Breite des Temperatur-Übergangsbereiches zwischen Schnee und Regen $2 \cdot T_{trans}$
- der Tag-Grad-Faktor TGF

Diese Parameter beeinflussen die Modellreaktion zum Teil in entgegengesetzter Richtung. Beispielsweise beeinflusst die Grenztemperatur für einsetzende Schmelze $T_{0,m}$ auch die notwendige Grösse des Tag-Grad-Faktors *TGF*: Eine höhere Grenztemperatur $T_{0,m}$ setzt für dieselbe Schmelzleistung einen grösseren Tag-Grad-Faktor voraus und umgekehrt.

Der Temperatur-Übergangsbereich zwischen Schnee und Regen T_{trans} sowie sein zentraler Wert, die Grenztemperatur Regen/Schnee $T_{R/S}$:

Diese Parameter wirken sich dann auf die Ergebnisse der Schneeakkumulation und des Abflusses besonders stark aus, wenn die Temperatur im gesamten modellierten Gebiet so um den zentralen Wert $T_{R/S}$ schwankt, dass sie noch im Bereich des Überganges zwischen Schnee und Regen liegt. Das trifft in gebirgigen Regionen wegen der starken vertikalen Temperaturabhängigkeit oft lediglich für bestimmte Höhenzonen, in flachen Regionen aber oft für grössere Gebiete zu, insbesondere bei Schneefall aus einer Warmfront, der häufig mit Temperaturen um den kritischen Wert $T_{R/S}$ verbunden ist. Durch eine grosse Spannweite von T_{trans} wird in solchen Gebieten erreicht, dass trotz einer pro Gitterpunkt eindeutig über oder unter dem Zentralwert $T_{R/S}$ liegenden Temperatur immer noch Schnee und Regen gemeinsam fallen. Scharfe räumliche und zeitliche Übergänge zwischen Regen und Schnee werden so vermieden und Ungenauigkeiten bei Temperaturmessung und -interpolation in ihrer Auswirkung etwas gedämpft. Mit zunehmender Höhenausdehnung und Grösse des Gebietes nimmt die Wirkung des Parameters T_{trans} ab. Bei im gesamten Gebiet über $T_{R/S} + T_{trans}$ bzw. unter $T_{R/S} - T_{trans}$ liegenden Temperaturen ist T_{trans} wirkungslos.



Abb. 2.38: Schneeakkumulation bei verschiedenen Grenztemperaturen Regen/Schnee $T_{R/S}$ (a) $T_{trans} = 0.0 \text{ K}$; (b) $T_{trans} = 2.0 \text{ K}$, Rietholzbachgebiet, 1984

In Abbildung 2.38 ist ein Vergleich des Verlaufes der Schneeakkumulation für verschiedene Grenztemperaturen $T_{R/S}$ im Fall (a) ohne und im Fall (b) mit Einfluss eines 2 K breiten Übergangsbereiches von Schnee zu Regen dargestellt. Die Episode ab dem 20. Januar zeigt die Ausgleichswirkung des Übergangsbereiches T_{trans} auf die zeitlich/räumliche Verteilung der Schneedecke. Im Fall (a) wird bei einer Temperatur von etwas über +0.5 °C mit $T_{trans} = 0$ K entweder kein Schnee akkumuliert ($T_{R/S} <$ T), oder es wird aller Niederschlag als Schnee akkumuliert ($T_{R/S} >$ T). Bei einer Übergangstemperatur von 2 K dagegen erfolgt dieser von der Grenztemperatur $T_{R/S}$ gesteuerte Übergang von Schnee zu Regen gleitend.

Der Parameter T_{trans} zeigt keine Auswirkungen mehr auf die Schneeakkumulation, wenn, wie in Abbildung 2.38 ab Februar der Fall, die Temperatur während des Schneefalls deutlich unter dem Übergangsbereich $T_{R/S}$ - T_{trans} liegt. Aus Abbildung 2.38 geht ausserdem hervor, dass ein grösserer Wert für $T_{R/S}$ im allgemeinen zu einem grösseren Schneewasseräquivalent führt. Die als optimal gefundenen Werte für das Thurgebiet sind $T_{R/S} = 0.6$ °C und $T_{trans} = \pm 1$ K.

Schneeschmelz-Grenztemperatur $T_{0,m}$ sowie Tag-Grad-Faktor TGF:

Die beiden im Temperatur-Index-Verfahren verwendeten Schneeschmelz-Parameter sind die Grenztemperatur für einsetzende Schmelze $T_{0,m}$ sowie der Tag-Grad-Faktor *TGF*. Wie bereits oben angedeutet, beeinflussen sich diese beiden Parameter in ihrer Wirkung auf die Schmelze gegenseitig. Die Abbildungen 2.39 und 2.40 illustrieren diesen Sachverhalt. In Abbildung 2.39 ist der Einfluss des Tag-Grad-Faktors auf den Abbau der Schneedecke im Fall (a) für eine Grenztemperatur $T_{0,m}$ von +0.5 °C und im Fall (b) für eine Grenztemperatur $T_{0,m}$ von -1.5 °C dargestellt. Insbesondere gegen Ende der Schneeschmelze macht sich der Unterschied zwischen kleinen und grossen Werten des Tag-Grad-Faktors in der Schmelzrate deutlich bemerkbar, liegt doch bei $TGF = 1.2 \text{ mm} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ die Schneedecke etwa 2 Wochen länger als bei einem Tag-Grad-Faktor von 2.4 mm $\cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$. Relativiert wird dieses aus Abbildung 2.39 (a) hervorgehende Bild durch die in Abbildung 2.39 (b) gezeigten Kurven. Der Unterschied in den beiden Abbildungen liegt lediglich im in Abbildung 2.39 (b) um 2 K tiefer liegenden Schmelzpunkt. Das führt jedoch zu einem vom Tag-Grad-Faktor wesentlich weniger abhängigen Verlauf der Gesamtschmelze.



Abb. 2.39: Zeitlicher Verlauf des Schneewasseräquivalentes für verschiedene Tag-Grad-Faktoren: (a) Grenztemperatur Schmelze $T_{0,m} = +0.5$ °C, (b) $T_{0,m} = -1.5$ °C, Rietholzbachgebiet, 1984

In Abbildung 2.40 ist der Einfluss dieses Schmelzpunktes ($T_{0,m}$) auf den Schneedeckenabbau ebenfalls zu erkennen. Der Vergleich der Abbildungen 2.40 (a) und 2.40 (b) zeigt wiederum den starken gegenseitigen Einfluss der beiden Parameter an. Als für das Thurgebiet optimale Werte wurden ein Tag-Grad-Faktor *TGF* von 1.8 mm·°C⁻¹·d⁻¹ bei der Grenztemperatur $T_{0,m} = -0.5$ °C gefunden. Gegenüber Werten aus der Literatur, z.B. bei BRAUN (1985) mit *TGF* von 4 bis 6 mm·°C⁻¹·d⁻¹, ist der Tag-Grad-Faktor hier sehr klein, was aber auch durch die negative Grenztemperatur $T_{0,m}$ von -0.5°C bedingt ist.



Abb. 2.40: Zeitlicher Verlauf des Schneewasseräquivalentes für verschiedene Grenztemperaturen $T_{0,m}$ bei (a) Tag-Grad-Faktor $TGF = 1.2 \text{ mm} \cdot {}^{\circ}C^{1} \cdot d^{1}$, (b) $TGF = 2.4 \text{ mm} \cdot {}^{\circ}C^{1} \cdot d^{1}$, Rietholzbachgebiet, 1984

2.4.5 Parameter des Bodenmodells

Das Bodenmodell (ohne Infiltrationsberechnung) wird über insgesamt 9 Parameter und 2 Anfangswerte gesteuert:

- *m* Rezessionsparameter für den Basisabfluss [m]
- T_{korr} Korrekturfaktor für die Transmissivität des Bodens [-]
- *K_{korr}* Korrekturfaktor für die vertikale Versickerung [-]
- *k*_D Speicherrückgangskonstante für den Direktabfluss [h]
- SH_{max} Grenzsättigungsdefizit für Bildung von Zwischenabfluss [mm]
- *k_H* Speicherrückgangskonstante für den Zwischenabfluss [h]
- Pgrenz Grenz-Niederschlagsintensität für den Abflusses durch bevorzugte Fliesswege [mm·h⁻¹]
- *r_k* Skalierung des maximalen Sättigungsdefizits für hydraulischen Kontakt zwischen Bodenspeicher und Grundwasser bzw. Reduktionswert des Rückflusses aus dem Zwischenabflussspeicher in den Bodenspeicher [0...1]
- c_{melt} Anteil an Schneeschmelze, der oberflächlich bzw. im Schnee abfliesst, [0...1]

Als Startwerte werden weiterhin die Füllung des Zwischenabflussspeichers und das Sättigungsdefizit benötigt. Von den 9 Parametern können die Rückgangskonstanten für den Direktabfluss und den Zwischenabfluss aus einer Ganglinienanalyse bestimmt werden. Bei Verwendung des Sättigungsflächenmodells ohne Zwischenabfluss trifft das auch auf den Rezessionsparameter m zu. Wird jedoch eine Zwischenabflusskomponente benötigt, so kann sich die Bestimmung von m schwieriger gestalten, da sich m dann nicht mehr ohne weiteres aus gemessenen Rückgängen ableiten lässt. Der Basisabfluss wird dann in der Regel durch einen nicht zu vernachlässigenden Zwischenabflussanteil überlagert. Der Korrekturfaktor für die vertikale Versickerung K_{korr} kann nur in solchen Gebieten sinnvoll kalibriert werden, in denen die Aufenthaltsdauer des versickernden Wassers in der ungesättigten Zone gegenüber der Abflussbildungszeit gross ist und nicht vernachlässigt werden kann. Dies betrifft tiefe, relativ homogene Böden mit tiefliegendem Grundwasser. Diese Gebiete bilden Abflussganglinien, bei denen zunächst ein kurzer, sehr steil ansteigender und wieder abfallender Hochwasserscheitel aus Oberflächenabfluss und erst beträchtlich später ein Ansteigen des Basisabflusses, oft auf Werte oberhalb der ersten Spitze und mit erheblich grösserem Abflussvolumen, beobachtet werden kann. Bisher wurde das WaSiM-ETH nicht in solchen Gebieten angewandt, deshalb wird hier kein Beispiel für eine Sensitivitätsanalyse gezeigt. Im Thurgebiet fällt die Verzögerung des Basisabflusses gegenüber dem Direktabfluss durch vertikale Versickerung nicht ins Gewicht.

Die folgenden Sensitivitätsstudien untersuchen die Einflüsse der vier wichtigsten Parameter des Bodenmodells: des Rezessionsparameters m, des Korrekturwertes für die Transmissivität T_{korr} , des für die Auffüllung von Verdunstungsverlusten bedeutsamen Skalierungsparameters r_k sowie auf die Grenz-Niederschlagsintensität zum Anspringen des Abflusses in bevorzugten Fliesswegen P_{grenz} . Ähnlich wie bei den Sensitivitätsanalysen des Schneemodells beeinflussen sich die Parameter zum Teil gegenseitig in ihrer Wirkung. So kann ein grosser Rezessionswert m durch einen relativ kleinen Korrekturwert der Transmissivität T_{korr} ausgeglichen werden und umgekehrt. Dies gilt jedoch nur in begrenztem Umfang und nur im Gesamtergebnis des Abflusses. Einzelne interne Speicherzustände wie die Füllung des Bodenspeichers oder der Grundwasserstand können bei der Kalibrierung als Hilfsmittel zur genaueren Bestimmung der gesuchten Parameter herangezogen werden.

Rezessionsparameter m und Transmissivitätskorrektur T_{korr}

Obwohl der Rezessionsparameter m nach Gleichung (2.107) durch die invertierte Steigung einer an die ebenfalls invertierten Abflüsse einer reinen Basisabfluss-Rückgangsperiode angepassten Gerade ermittelt werden kann, siehe auch Abbildung 2.30, wird dieser Parameter wegen seiner Wichtigkeit hier einer Sensitivitätsanalyse unterzogen. Für die Notwendigkeit einer solchen Sensitivitätsanalyse spricht auch die Tatsache, dass diese Parameterermittlung unter Umständen nicht objektiv durchgeführt werden kann. Die Entscheidung, ab wann eine Rückgangsperiode nur noch Basisabfluss enthält, hängt auch vom Bearbeiter ab, der vor der Modellrechnung nur aus einer allfällig durchgeführten Ganglinienanalyse eine Vorstellung über die Zusammensetzung des Abflusses aus verschiedenen Komponenten hat. Ausserdem wird der Basisabfluss oft durch die Evapotranspiration zusätzlich vermindert (PESCHKE et al., 1996; siehe Abb. 2.28), was zu Verfälschungen bei der Ermittlung von m führen kann. Es werden möglichst viele Ganglinien von reinen Basisabflussperioden benötigt, die frei vom Einfluss der Verdunstung und von Bodenfrost sowie Schneeschmelze sind, um aus diesen Rückgängen einen Mittelwert des Parameters m zu schätzen. Je mehr unbeeinflusste Rückgangsperioden dabei zur Verfügung stehen, desto sicherer kann die Bestimmung von m erfolgen.

Komplizierter verhält es sich in solchen Gebieten, deren Gesamtabfluss einen nicht zu vernachlässigenden Anteil an Zwischenabflusses enthält. Hier kommt neben den Forderungen nach Freiheit von Verdunstungs- und Schneeeinflüssen auf den Basisabfluss als dritte Forderung hinzu, dass der Abfluss in Rückgangsperioden zur Ermittlung des Parameters *m* nicht oder nur minimal vom Zwischenabfluss überlagert werden darf. Die sommerlichen Rückgänge scheiden wegen der Verdunstungsbeeinflussung zum grossen Teil für die Ermittlung des Rückgangsparameters *m* aus. Vom Herbst bis zum Frühjahr ist jedoch der Einfluss des Zwischenabflusses oft nicht zu vernachlässigen oder es gibt wenige ausreichend langandauernde Rückgangsperioden. Dieses Dilemma zwingt dann dazu, den Rückgangsparameter über eine Kalibrierung zu finden, wobei die Bestimmung nach (2.107) als erster Anhaltspunkt dienen kann.

Generell hat der Parameter *m* folgende Wirkung: Je kleiner *m*, also der Anstieg der invertierten Abflüsse ist, desto mehr Wasser fliesst aus dem Bodenprofil aus, was zu einer schnelleren Absenkung des Grundwasserspiegels und damit zu einer Vergrösserung des Sättigungsdefizites führt. Ein grösseres Sättigungsdefizit hemmt dann aber den Abfluss aus der gesättigten Zone. Das führt in Verbindung mit der in der Regel im Winter hohen und im Sommer geringen Grundwasserneubildungsrate zu einem Abflussregime, das im Winter sehr viel, im Sommer sehr wenig Basisabfluss aufweist. Mit anderen Worten: die langfristige Speicherfähigkeit des Untergrundes ist gering, die Abflussdynamik gross. Auf der anderen Seite kann mit einem grösseren Wert für *m* erreicht werden, dass mehr Wasser aus dem Winter in den Sommer verlagert werden kann, dass also die Langzeitspeicherung erhöht wird. In Abbildung 2.41 ist die Wirkung eines zu klein gewählten Wertes für den Parameter *m* eindrücklich dargestellt: Während im Winter allgemein zu viel Abfluss aus den Niederschlägen gebildet wird, fehlt im Sommer das Wasser im Untergrund, um genug Basisabfluss zu bilden, zu erkennen am drastisch abgesunkenen und auch weiterhin tief bleibendem Grundwasserstand bzw. am gross bleibendem Sättigungsdefizit ab Mai. Daran ändert auch eine in weiten Grenzen durchgeführte Transmissivitätskorrektur durch T_{korr} nur wenig. Der Vergleich der Abbildungen 2.41 und 2.42 zeigt die Wirkung in der Variation des Rückgangsparameters *m*. Deutlich fällt in Abbildung 2.42 der gegenüber Abbildung 2.41 viel ausgewogenere, wenngleich durch Variationen von T_{korr} auch beeinflussbarere Verlauf des Sättigungsdefizites auf.



Abb. 2.41: Modellsensitivität auf Variationen in T_{korr} bei einem sehr kleinen Rezessionsparameter m (15 mm), dargestellt am Beispiel von (a) Bodenfeuchte, (b) Sättigungsdefizit und (c) Abfluss; Wernersbach, Sachsen, 4.6 km², 365 bis 465 m ü. M., Stundenwerte, 1993

Nach (2.100) ist der maximale Basisabfluss Q_0 von der Gebietsgrösse A sowie vom mittleren topographischen Index γ abhängig. Aus der Definition des topographischen Index in (2.79) folgt, dass sowohl die Geländetopographie als auch die Transmissivität des Bodens einen Einfluss auf den maximalen Basisabfluss besitzen. Da bei der Ermittlung des topographischen Index die räumliche Auflösung des Höhenmodells einen starken Einfluss auf die Verteilungsfunktion des topographischen Index hat, macht sich im allgemeinen eine Korrektur mindestens in Form einer Verschiebung der Verteilungsfunktion nötig, um im Bodenmodell nach Gleichung (2.101) vernünftige Basisabflüsse erzeugen zu können. Auch die in gebirgigen Einzugsgebieten oft nur unzureichend abschätzbare gesättigte Transmissivität des Bodenprofiles verlangt nach einer Korrekturmöglichkeit für den Mittelwert γ des topographischen Index. Beides wurde im Korrekturfaktor T_{korr} zusammengefasst, der wegen der Bildung des Logarithmus bei der Berechnung des topographischen Index als linearer Term in die Berechnung des maximalen Basisabflusses eingeht

$$Q_0 = A e^{-\gamma + \ln T_{korr}} = A \cdot T_{korr} e^{-\gamma}$$
(2.121)

mit Q_0 Basisabfluss [m³·h⁻¹]

- A Einzugsgebietsfläche [m²]
- γ Mittelwert des Topographischen Index [-]
- T_{korr} Korrekturwert für die Transmissivität (und Erfassung skalenabhängiger Einflüsse des topographischen Index c) [-]

Da im WaSiM-ETH mit Abflussspenden gearbeitet wird, fällt die Einzugsgebietsgrösse A bei der Berechnung des maximalen Basisabflusses weg. Die Wirkungen von T_{korr} und des Rezessionsparameters *m* überlagern sich, weshalb beide Parameter gemeinsam betrachtet werden müssen. Der Korrekturfaktor T_{korr} kann in weiten Grenzen schwanken (<0.001 ... >10,000). Seiner Ermittlung ist daher, wie auch dem Parameter *m*, besondere Sorgfalt zu schenken.



Abb. 2.42: Modellsensitivität auf Variationen in T_{korr} beim optimalen Rezessionsparameter m (55 mm), dargestellt am Beispiel von (a) Bodenfeuchte, (b) Sättigungsdefizit und (c) Abfluss; Wernersbach, Sachsen, 4.6 km², 365 bis 465 m ü. M., Stundenwerte, 1993

Eine grosse Transmissivität des Bodens führt zu einem über das Jahr ausgeglicheneren Regime als eine kleinere Transmissivität, da der Boden wegen der grösseren Durchlässigkeit auch bei bereits sehr tief stehendem Grundwasser noch vergleichsweise viel Wasser abgeben kann. Andererseits führt das dazu, dass nach Trockenperioden der Grundwasserstand so tief steht, dass auch bei starken Niederschlägen wenig Hochwasserabfluss gebildet, sondern ein relativ grosser Anteil des Wassers als Grundwasserneubildung gespeichert wird. In Abbildung 2.42 ist das an den Ganglinien für $T_{korr} = 0.2$ gut zu erkennen. Da der Stand des Grundwassers wiederum entscheidend für die Modellierung der Verteilung grundwassernaher Standorte ist, haben sowohl der Korrekturparameter T_{korr} als auch der Rückgangsparameter *m* einen Einfluss auf die mittlere Bodenfeuchte und in trockenen Zeiten damit auch auf die mittlere Verdunstung im Gebiet, da an den grundwassernahen Standorten potentiell, an grundwasserfernen Standorten aber unter Umständen nur eingeschränkt transpiriert werden kann. Auch dieser Einfluss ist aus den Abbildungen 2.41 und 2.42 jeweils an den oberen Darstellungen der Bodenfeuchte in zu erkennen.



Abb. 2.43: Verteilung des Betsimmtheitsmasses (R^2) als Funktion der Parameter T_{korr} und m; Wernersbach, Sachsen, 4.6 km², 365 bis 465 m ü.M., Simulation in Tagesschritten für 1993

Anhand der Bestimmtheitsmasse der Abfluss-Simulation kann ein Optimum dieser beiden Parameter gesucht werden. Dazu ist wegen der gegenseitigen Abhängigkeit der beiden Parameter eine Serie von Simulationen durchzuführen, bei der jeweils einer der Parameter konstant gehalten und der andere variiert wird. Das Ergebnis einer solchen Serie zeigt Abbildung 2.43. Es sind die Bestimmtheitsmasse als Ergebnisse der einzelnen Simulationen durch eine interpolierte Fläche dargestellt. Der optimale Parametersatz für das Einzugsgebiet des Wernersbaches hat mit $T_{korr} = 0.018$ und m = 0.054 ein Bestimmtheitsmass (lineares R^2) von etwa 0.95.

Grenz-Niederschlagsintensität für Anspringen des "Makroporenabflusses" P_{grenz} sowie Grenz-Sättigungsdefizit für Kapillaraufstieg $r_k \cdot n_e \cdot z_W$:

Die beiden Parameter P_{grenz} und r_k haben beide einen Einfluss auf die Füllung und Entleerung sowohl des durchwurzelten Bodenwasserspeichers als auch der gesättigten Zone und des Zwischenabflussspeichers. Der Parameter P_{grenz} gibt die Grenz-Niederschlagsintensität an, oberhalb welcher der Niederschlag nicht mehr von den Mikroporen der Bodenmatrix aufgenommen werden kann und durch bevorzugte Fliesswege und Makroporen direkt in die ungesättigte Bodenzone unterhalb des durchwurzelten Bereichs gelangt. Auch bei nur teilgefülltem Bodenspeicher kann so, abhängig von der Niederschlagsintensität, ein Teil des Niederschlages am Bodenspeicher vorbeigeleitet werden und zum Anstieg des Grundwasserspiegels bzw. zur Füllung des Zwischenabflussspeichers führen. So lassen sich beobachtete Anstiege im Basis- und Zwischenabfluss nach stärkeren Niederschlägen modellieren, auch wenn die Niederschlagssumme insgesamt nicht ausgereicht hat, um das Defizit im Bodenspeicher aufzufüllen. Dieses Konzept ist eine Ergänzung zum Infiltrationsmodell, welches als Voraussetzung einen homogenen Boden ohne Makroporen verlangt. Das im Infiltrationsmodell in die Bodenmatrix infiltrierte Wasser wird also nur zum Teil im Boden gehalten.

Im Sommer kann bei intensiver Verdunstung oft ein Abnehmen des Basisabflusses und des Zwischenabflusses über das übliche Mass hinaus festgestellt werden. Dieser Zehrungsprozess entsteht durch die zusätzliche Entnahme von Wasser aus dem Grundwasser und aus der ungesättigten Zone durch die Pflanzenwurzeln an grundwassernahen Standorten bzw. an solchen Standorten, an denen sich auf einem Stauhorizont Zwischenabfluss bildet. Im WaSiM-ETH wird dieser Effekt auf konzeptionelle Weise modelliert. Das Sättigungsflächenmodell erlaubt eine räumlich und zeitlich differenzierte Modellierung der Ausdehnung von mit dem Grundwasser in Verbindung stehenden Standorten. Anhand des lokalen Sättigungsdefizites wird für jeden Gitterpunkt in jedem Zeitintervall neu bestimmt, ob eine hydraulische Verbindung zwischen dem Grundwasser und dem Bodenspeicher besteht. Im Fall eines allgemein sehr tief liegenden Grundwassers in einer Trockenzeit wird insgesamt wenig "Kapillaraufstieg" in die ausschöpfbare Bodenzone stattfinden, wogegen ein aufgefeuchtetes Gebiet einen weitgehenden Ausgleich der Verdunstungsverluste im Bodenspeicher gestattet. Der Wert von r_k skaliert auch den Rückfluss aus dem Zwischenabflussspeicher in den Bodenspeicher. Aufgrund seiner konzeptionellen Anwendung ist r_k ein Eichparameter.



Abb. 2.44: Einfluss der Grenz-Niederschlagsintensität P_{grenz} für das Anspringen des Makroporenabflusses auf (a) Bodenfeuchte, (b) Sättigungsdefizit und (c) Abfluss; ohne Kapillaraufstieg/Ausgleich der Verdunstungsverluste im Bodenspeicher ($r_k = 0.0$); Wernersbach, Sachsen, 4.6 km², 365 bis 465 m ü.M., Simulation in Tagesschritten für 1993.

Die beiden Parameter r_k und P_{grenz} beeinflussen die Modellreaktion gegenläufig. Die Sensitivitätsanalyse betrachtet deshalb beide Parameter gemeinsam. Der Einfluss des "Kapillaraufstieges" auf den Gesamtwasserhaushalt steigt mit zunehmendem prozentualen Anteil der Verdunstung an der Wasserbilanz. In Gebieten mit gegenüber dem Abfluss eher geringer Verdunstung, wie das im Thurgebiet der Fall ist ($Q \approx 900 \text{ mm}$, $ET \approx 550 \text{ mm}$), sind die Böden selten so trocken, dass ein Kapillaraufstieg die Gesamtverdunstung wesentlich beeinflussen könnte. In diesen Gebieten haben beide Parameter wesentlich geringeren Einfluss auf den Gesamtwasserhaushalt als in trockeneren Gebieten. Im folgenden werden daher Beispiele des Wernersbaches in Sachsen ($Q \approx 235 \text{ mm}$, $ET \approx 590 \text{ mm}$) gezeigt, wo ein starker Einfluss des Kapillaraufstieges auf die Gesamtverdunstung und auf den Abfluss feststellbar ist. Der Einfluss beider Parameter auf Bodenfeuchte und Gesamtverdunstung lässt eine Überprüfung bzw. Plausibilitätskontrolle der kalibrierten Parameter nicht nur am Abfluss, sondern auch an den Jahressummen von Verdunstung und Abfluss sowie am zeitlichen Verlauf der Bodenfeuchte zu.

In Abbildung 2.44 ist der Einfluss der Grenz-Niederschlagsintensität P_{grenz} auf Bodenfeuchte, Sättigungsdefizit und Abfluss dargestellt. Die gesamte Modellierung erfolgte ohne Berücksichtigung des Ausgleichs der Verdunstungsverluste aus dem Zwischenabfluss- bzw. Grundwasserspeicher, d.h. der Parameter r_k ist 0. Das führt zu viel zu hohen sommerlichen Abflüssen, da die in der Natur wirkenden Aufstiegsprozesse nicht berücksichtigt wurden. Entsprechend tief sinkt deshalb auch die mittlere Bodenfeuchte ab, gleichgültig, welchen Wert P_{grenz} annimmt.

Aus Abbildung 2.44 wird der Einfluss von P_{grenz} auf die einzelnen Speicher deutlich: Je kleiner die Grenzniederschlagsintensität ist, desto weniger Wasser wird im Bodenspeicher gehalten und desto weniger Wasser steht für die dann reduziert stattfindende Verdunstung zur Verfügung. Gleichzeitig nimmt das Sättigungsdefizit ab, der Grundwasserstand steigt also, was zu entsprechend grösseren Basisabflüssen, eventuell auch zur erhöhten Bildung von Zwischenabfluss führen kann. Aus Abbildung 2.44 geht ausserdem hervor, dass der Parameter P_{grenz} einen für einen bestimmten Boden bzw. ein bestimmtes Niederschlagsregime charakteristischen Höchstwert haben muss, da bei einer Vergrösserung über einen Schwellenwert keine Änderung der Modellreaktion mehr gefunden werden kann. Im Beispiel sind das die Niederschlagsintensitäten über 27 mm·d⁻¹. Höhere Intensitäten treten im untersuchten Gebiet des Wernersbaches im Jahr 1993 nicht auf.



Abb. 2.45: Einfluss der Grenz-Niederschlagsintensität P_{grenz} für das Anspringen des Makroporenabflusses auf (a) Bodenfeuchte, (b) Sättigungsdefizit und (c) Abfuss); es findet maximaler Kapillaraufstieg bzw. Ausgleich der Verdunstungsverluste im Bodenspeicher statt ($r_k =$ 1.0); Wernersbach, Sachsen, 4.6 km², 365 bis 465 m ü.M., Tageswerte, 1993

Der Vergleich mit den in Abbildung 2.45 dargestellten Ganglinien des Bodenspeichers, des Sättigungsdefizites und des Abflusses zeigt die Bedeutung des teilweisen Ausgleichs der Verdunstungsverluste im Bodenspeicher. Gegenüber den Ergebnissen ohne diesen Ausgleich hat die Bodenfeuchte in Abbildung 2.45 einen wesentlich grösseren Mittelwert, so dass es seltener zu reduzierter Verdunstung kommt als im ersten Fall. Parallel dazu nimmt der Grundwasserstand nicht so hohe Werte an wie es ohne Kapillaraufstieg der Fall wäre – es wird deshalb auch weniger Abfluss gebildet.

Der Parameter P_{grenz} wirkt in Abbildung 2.45 ähnlich wie im oben beschriebenen Fall. Bodenspeicherinhalt und Grundwasserstand können gegenläufig beeinflusst werden, jedoch ist der absolute Einfluss durch die Wirkung des kapillaren Aufstiegs gedämpft. Das bedeutet, dass das durch P_{grenz} direkt zum Grundwasser gelangende Niederschlagswasser den Grundwasserstand erhöht und so durch den hydraulischen Kontakt mit dem Boden über einen Umweg in den Bodenspeicher gelangen kann. Im vorliegenden Fall erreicht der Parameter r_k mit 1.0 seinen Grösstwert. Aus dem Zwischenabflussspeicher gelangt nur soviel Wasser in den Bodenspeicher zurück, wie nach dem Auffüllen durch das Grundwasser noch zum Ausgleich der Verdunstungsverluste benötigt wird. Jedoch wird dieser potentielle Rückfluss aus dem Zwischenabflussspeicher noch am Füllungsstand des Zwischenabflussspeichers sowie am Parameter r_k gewichtet. Die Gleichungen (2.122) und (2.123) verdeutlichen die Vorgehensweise bei der Berechnung der Rückflussmenge $Q_{rück}$ in den Bodenspeicher. Die vertikale Komponente, der "Kapillaraufstieges", ist nur dann vorhanden, wenn das Grundwasser eine hydraulische Verbindung mit dem Bodenspeicher hat. Die Erfüllung dieses Kriteriums wird durch Vergleich des aktuellen Sättigungsdefizites mit dem Grenz-Sättigungsdefizit, welches das Produkt aus r_k , der entwässerbaren Porosität n_e und der durchwurzelten Bodentiefe z_w ist, bestimmt.

$$Q_{riick} = \left(ETR - Q_{kap}\right) \cdot \frac{SH}{SH_{max}} \cdot r_k \qquad (0 \le SH \le SH_{max})$$
(2.122)

$$Q_{kap} = \left(1 - \frac{S}{r_k \cdot n_e \cdot z_W}\right) \cdot ETR \qquad (0 \le S \le r \cdot n_e \cdot z_W)$$
(2.123)

mit Q_{riick} Menge des in den Bodenspeicher als Verdunstungsausgleich fliessenden Wassers [mm]

- Q_{kap} Kapillaraufstieg aus dem Grundwasser [mm]
- ETR Verdunstungsentnahme aus dem Boden durch Evapotranspiration [mm]
- SI Interzeptionsspeicherinhalt [mm]
- SI_{max} maximaler Interzeptionsspeicherinhalt [mm]
- *S* lokales Sättigungsdefizit [mm]
- r_k Skalierungsparameter (für Orte mit $S > r_k \cdot n_e \cdot z_w$ gibt es keinen Kapillaraufstieg) [-]
- $n_e \cdot z_W$ entwässerbare Porosität · Wurzeltiefe [mm]

2.4.6 Räumliche Auflösung

Die für ein konkretes Untersuchungsgebiet nötige räumliche Auflösung hängt wesentlich von der räumlichen Variabilität der Modellparameter ab, sofern diese Parameter nicht einer quasi-stochastischen Verteilung unterliegen, was z.B. für die Landnutzungsverteilung in stark gegliederten Gebieten gelten kann. Als wesentlichster Einfluss auf die nötige räumliche Auflösung kann in gebirgigen Einzugsgebieten die charakteristische morphologische Länge, auch als makroskopische Rauhigkeit oder Hanglänge bezeichnet, genannt werden. Die mit gebirgiger werdendem Einzugsgebiet bedeutsamer werdende Höhenabhängigkeit der meteorologischen Eingangsvariablen, besonders die der Temperatur, erfordert ebenfalls eine der Charakteristik dieser Höhenabhängigkeit angepasste Gitterauflösung.



Abb. 2.46: Einfluss der räumlichen Auflösung auf die Modellgüte

Die für die Modellierung mit WaSiM-ETH jeweils am besten geeignete räumliche Auflösung kann durch eine Reihe von Modellrechnungen in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen gefunden werden. Abbildung 2.46 verdeutlicht die Wirkung unterschiedlicher räumlicher Auflösungen auf das Modellergebnis anhand des Bestimmtheitsmasses R^2 . So sollte die minimale räumliche Auflösung im gebirgigen Teil des betrachteten Einzugsgebietes der Thur nicht grösser als 1000 bis 2000 m sein, wogegen in flacheren Gebieten auch mit Auflösungen von 2000 m bis 5000 m gute Ergebnisse erzielt werden können. Bei einer zu groben Auflösung kann jedoch die Parameterbereitstellung schwierig werden, so dass eine Auflösung von 500 m, wie sie in den im folgenden vorgestellten Anwendungen genutzt wurde, einen akzeptablen Kompromiss zwischen Flächendifferenziertheit und Parametrisierungsaufwand darstellt.

2.4.7 Zusammenfassung zur Sensitivitätsanalyse

In der auf verschiedene Einzugsgebiete bezogenen und für die unterschiedlichen Modellkomponenten durchgeführten Sensitivitätsanalyse haben sich folgende Modellparameter als für die Ergebnisse sensitiv erwiesen:

- der Oberflächenwiderstand r_{sc} der Vegetation bei starken Abweichungen vom optimalen Wert
- die Übergangstemperatur Regen/Schnee $T_{R/S}$
- der Tag-Grad-Faktor TGF
- die Grenztemperatur für Schneeschmelze $T_{0,m}$
- der Rezessionsparameter *m* im Bodenmodell
- der Korrekturfaktor für die Transmissivitäten Tkorr
- der Gewichtungsfaktor f
 ür die St
 ärke des Kapillaraufstieges bzw. des R
 ückflusses von Wasser aus dem Zwischenabflussspeicher in den Bodenspeicher rk

Als weniger sensitiv für den Abfluss, wohl aber für die Aufteilung des Wassers in der Wasserhaushaltsbilanz haben sich erwiesen:

- die maximale Füllhöhe des Interzeptionsspeichers h_{SI}
- die Breite des Übergangsbereiches von Regen zu Schnee T_{trans}
- die Grenz-Niederschlagsintensität für reine Matrixinfiltration Pgrenz

Die räumliche Auflösung hat insbesondere in gebirgigen Einzugsgebieten ebenfalls einen sehr grossen Einfluss auf die Modellergebnisse. Ab einem bestimmten, gebietsspezifischen Grenzwert der Gitterweite nehmen die Gütemasse der Modellergebnisse des Abflusses schnell ab. Dieser Grenzwert liegt in den Testgebieten bei 1000 ... 2000 m für gebirgiges Gelände und bei etwa 5000 m für flacheres Hügelland.

3 Modellanwendung

3.1 Allgemeines

Das in dieser Arbeit vorgestellte Projekte ist in das EU-Forschungsvorhaben "Impacts of Climate Change on Hydrological Regimes and Water Resources in the European Community" integriert. Das Modell WaSiM-ETH wurde eingesetzt, um die hydrologischen Folgen möglicher Klimaänderungen in einem alpinen bis voralpinen Teil des Rheineinzugsgebietes abzuschätzen. Da das Modell neu entwickelt wurde, musste zunächst die Anwendbarkeit des Modells im allgemeinen belegt werden, bevor es zur Abschätzung von Klimaänderungsfolgen eingesetzt werden konnte. Deshalb wurde neben dem Thurgebiet als dem vorgesehenen Gebiet für die Modellierung der Klimaänderungsfolgen noch ein zweites, kleines hydrologisches Forschungsgebiet zur Modellverifikation ausgewählt. Dabei handelt es sich um das Einzugsgebiet des Wernersbaches in den Ausläufern des Osterzgebirges in Sachsen, das seit Ende der 60er Jahre von der Technischen Universität Dresden und seit 1993 vom Internationalen Hochschulinstitut Zittau intensiv untersucht wird. Für die Thur wurde der Wasserhaushalt der Jahre 1981 bis 1995, für den Wernersbach der Jahre 1993 und 1994 modelliert.

Die Unterschiede zwischen Thurgebiet und Wernersbachgebiet bezüglich Geologie, Böden, Topographie, Landnutzung und mittlerer Wasserhaushaltsbilanz machen eine Verifizierung des Modells für viele in Mitteleuropa anzutreffende hydrologische Bedingungen möglich. Für semiaride und aride sowie für sehr kalte, vergletscherte Einzugsgebiete ist das Gesamtmodell noch nicht getestet worden und in der hier beschriebenen Version nur bedingt anwendbar. In diesem Kapitel werden die Einzugsgebiete der Thur und des Wernersbaches vorgestellt. Es werden die zur Modellierung genutzten Ausgangsdaten und Parameter beschrieben, und es werden die Ergebnisse der Kalibrierung und der Validierung diskutiert. Dabei wird das Hauptaugenmerk auf Abfluss, Bodenfeuchte und Schneedeckenaufund -abbau gelegt. Im anschliessenden Kapitel 4 werden Ergebnisse von Modellierungen vorgestellt und diskutiert, die unter Annahme verschiedener Klimaszenarien durchgeführt wurden.

3.2 Beschreibung der Einzugsgebiete

3.2.1 Einzugsgebiet der Thur

Das Einzugsgebiet der Thur liegt in der Nordostschweiz zwischen dem Walensee im Süden, dem Tal des Alpenrheins im Osten, dem Bodensee im Norden und den Höhenzügen des Toggenburg im Westen. Abbildung 3.1 zeigt die Lage des Gebietes innerhalb der Schweiz. Mit seinem Mittelland-Charakter im unteren und mittleren Teil sowie mit seinem alpinen Charakter im oberen Teil repräsentiert das Thurgebiet verschiedene in der Schweiz vorkommende Einzugsgebietscharakteristika. Ein wesentlicher Grund für seine Auswahl als Testgebiet für dieses Projekt bestand darin, dass das Thurgebiet ausserhalb der Siedlungen bezüglich der Abflusskonzentration relativ gering antropogen beeinflusst ist. Es gibt weder grössere Stauanlagen noch grössere natürliche Seen. Einer detaillierten Modellierung kommt die sehr gute Ausstattung mit hydrologischen und meteorologischen Messstellen entgegen. Abbildung 3.2 stellt die Orographie des Thurgebietes zusammen mit der Lage der meisten der verwendeten meteorologischen Stationen dar. Einige Stationen befinden sich ausserhalb des dargestellten Bereiches. Die wichtigsten Kenngrössen des Thurgebietes werden im Vergleich zum Wernersbachgebiet in Tabelle 3.1 zusammengestellt.

Das Thurgebietes hat eine Grösse von 1700 km². Von Nord nach Süd nimmt der Gebirgscharakter stark zu. Zur besseren Differenzierung wurde deshalb eine Unterteilung in 12 Teileinzugsgebiete vorgenommen. Diese Unterteilung richtete sich nach den vorhandenen Abflussmessstellen der Landeshydrologie und -geologie (LHG). Jedes der 12 Teilgebiete ist durch einen Pegel abgeschlossen und bildet in der Abflussmodellierung eine Bilanzeinheit. Für jedes der Teilgebiete können verschiedene Parameter gesetzt werden. In Abbildung 3.3 sind diese 12 Teilgebiete mit den Namen der Messstellen und der Gewässer dargestellt.

Abb. 3.1: Lage des Thurgebietes innerhalb der Schweiz

Das kleinste der 12 Teileinzugsgebiete ist das Forschungsgebiet Rietholzbach mit einer Fläche von 3.2 km², das grösste Teilgebiet ist das Zwischengebiet zwischen den Pegeln Halden und Andelfingen mit einer Fläche von 406 km². Tabelle 3.2 enthält eine Zusammenstellung der wichtigsten Kenngrössen der 12 Teilgebiete. Der Anteil von Flächen unter 1000 m ü.M. am Thurgebiet beträgt etwa 75 %, über 2000 m Höhe befinden sich lediglich 10.2 km² oder 0.6 % der Einzugsgebietsfläche. Dort werden auch die Spitzenwerte des Gefälles von über 67° erreicht. Die Thur hat eine Lauflänge von 127 km und ist unterhalb des Bodensees der erste bedeutende Zufluss zum Rhein. Der südöstliche, alpine Teil des Thurgebietes ist geologisch durch Kalkstein sowie durch flachgründige Böden gekennzeichnet. In den steilen Hochlagen fehlen die Böden ganz und es tritt der Fels an die Oberfläche.

Tabelle 3.1: Charakteristik von Thurgebiet und Wernersbach

Einzugsgebiet	Thur	Wernersbach
	1700	1.6
Flache (km)	1700	4.6
tiefster Punkt (m ü.M.)	356	323
mittlere Höhe (m ü.M.)	769	388
höchster Punkt (m ü.M.)	2504	424
Gefälle (Grad, Teilgebietsmittel)	5 9.1 20	3.6
Landnutzung in %:		
Wiesen, Weiden, Ackerbau	57	1
Wälder und Strauchvegetation	29	98
Siedlungen, Strassen	8	1
Obstgärten	4	-
Wasser und Fels	2	-
Gletscher/Schneefelder	< 0.1	-
mittlerer Wasserhaushalt:		
Niederschlag (mm·a ⁻¹)	1450	840
Abfluss (mm·a ⁻¹)	900	240
Verdunstung (mm·a ⁻¹)	550	600

Abb. 3.2: Relief des Thurgebietes mit Lage der meteorologischen Stationen und Teileinzugsgebieten; Ausschnitt in Landeskoordinaten: x = 683000 - 715000; y = 215000 - 300000

Die flachen, schwer wasserdurchlässigen und gering wasserspeichernden Böden führen in Verbindung mit dem grossen Geländegefälle zu schnellen Abflussreaktionen auf Starkniederschläge. Diese schnellen Reaktionen werden jedoch zeitlich und mengenmässig durch die verbreitet auftretenden Karsterscheinungen gedämpft. So treten besonders im Teileinzugsgebiet des Pegels Stein-Iltishag/Thur Versinkungserscheinungen auf (ATTINGER, 1988; HOTTELET, 1991).

Abb. 3.3: Einteilung des Thurgebietes in Teileinzugsgebiete nach dem vorhandenen Pegelnetz der Landeshydrologie und -geologie der Schweiz

Das in den Karstkluftsystemen befindliche Wasser gelangt zum Teil als Fremdabfluss in den Walensee. Ein bekanntes Beispiel für diese Erscheinung stellt die Rhinquelle am Nordufer des Walensees dar. In der hier vorgestellten Anwendung wurden diese Karstwasserverluste im Gegensatz zu den Arbeiten von HOTTELET (1991) nicht berücksichtigt.

Gebiet/		Andel-	Frauen-	Wängi	Halden ¹	St.	Hundwil	Appen-	Herisau	Jonsch	Mos-	Mo-	Stein/
Pegel		fingen	feld ¹			Gallen ¹		zell		wil ¹	nang	gels- berg ¹	Iltishag
Gewässer		Thur	Murg	Murg	Thur	Sitter	Urnäsch	Sitter	Glatt	Thur	Riet- holz- bach	Necker	Thur
Fläche ² Höhe	km ²	1703	135.5	73.3	316.3	127.5	60.5	73.9	16.8	318.4	3.2	90.0	81.5
untere ²	m ü.M.	365	391	463	461	586	783	771	696	559	691	631	862
mittlere ²	m ü.M.	769	573	629	631	880	1110	1254	831	930	796	958	1450
obere ²	m ü.M.	2496	879	1031	1097	1370	2467	2482	1038	2136	939	1538	2496
Gefälle ²	0	9	5	7	5	10	15	21	9	14	11	13	21
Abfluss	mm∙a ⁻¹	860	617	774	1240	1226	1490	1510	975	1350	993	1140	1540

Tabelle 3.2: Wichtige Kennwerte der Teil- und Zwischengebiete des Thurgebietes

¹ Die Angaben für diese Gebiete beziehen sich jeweils nur auf die Zwischengebiete unterhalb des oberliegenden Pegels (z.B. Frauenfeld: hier wird nur das Gebiet unterhalb des Pegels Wängi/Murg bis zum Pegel Frauenfeld berücksichtigt, siehe Abbildung 3.3). Gesamtgebietskennwerte können durch flächengewichtetes Mitteln der Angaben der zu diesem Gebiet gehörenden Teilgebiete gewonnen werden

² Alle Angaben beziehen sich auf das auf 100 m Rasterweite interpolierte digitale Höhenmodell der Schweiz (RIMI-NI-Modell, BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAPHIE, 1991) bzw. auf die aus diesem Modell abgeleiteten Grössen (Gefälle, Einzugsgebietsflächen)

Der grösste Teil des Thurgebietes gehört geologisch zum Mittelländischen Molassetrog und ist von Konglomeraten (Nagelfluh), Mergeln und Sandsteinen von geringer bis mittlerer Wasserdurchlässigkeit geprägt. Die Gebiete der mittleren Thur und der unteren Sitter sind teilweise von mächtigen Moränenablagerungen der letzten Kaltzeit bedeckt. Diese Schotter- und Lehmschichten bieten ein grosses Wasserspeichervermögen bei geringen bis mittleren Durchlässigkeiten. In den grösseren Flusstälern (mittlere und untere Thur, untere Sitter, Murg) lagerten sich im Zuge des Abschmelzens der eiszeitlichen Vergletscherung fluviale Schotter und Sande ab, auf denen sich Alluvialböden entwickelten. In diesen Flusstälern sowie im Bereich der Moränenablagerungen sind teilweise grössere Grundwasservorkommen zu erwarten (Atlas der Schweiz, IMHOF et al., 1985). Unter anderem in MENZEL (1991) ist eine ausführlichere Beschreibung des Thurgebietes enthalten.

3.2.2 Einzugsgebiet des Wernersbaches

Im Rahmen einer Kooperation zwischen der ETH Zürich und dem Internationalen Hochschulinstitut (IHI) Zittau konnte das hier vorgestellte Modell auch für ein Einzugsgebiet mit sich vom Thurgebiet stark unterscheidender Charakteristik angewandt werden. Die notwendigen Daten wurden freundlicherweise vom IHI Zittau zur Verfügung gestellt. Die Angaben zur Gebietsbeschreibung wurden zum Teil aus ETZENBERG (1996) entnommen.

Das Einzugsgebiet des Wernersbaches liegt im nach Nordosten auslaufenden Osterzgebirge im Tharandter Wald bei Dresden/Sachsen (Abbildung 3.4). Mit einer Grösse von etwa 4.6 km² ist es im Vergleich zum Thurgebiet (1700 km²) sehr klein, hat aber eine mit dem Forschungsgebiet Rietholzbach (3.2 km²) vergleichbare Grösse. Die wesentlichen Kennwerte des Wernersbachgebietes sind in Tabelle 3.1 enthalten. Als bedeutendste Unterschiede zum Thurgebiet können neben der Grösse die Höhenausdehnung von nur 100 m, das geringere mittlere Gefälle von unter 4°, die fast ausschliessliche Nutzung durch Nadelwald sowie die durch geringere Niederschläge und Abflüsse geprägte Wasserhaushaltsbilanz genannt werden. Ausserdem zeigen sich weitere für die hydrologische Reaktion bedeutende Unterschiede im geologischen Aufbau sowie in der Stratigraphie der Böden.



Abb. 3.4: Lage und Relief des Wernersbachgebietes mit eingetragenen Niederschlagsstationen und dem durch das digitale Höhenmodell definierten Gewässernetz

Das Wernersbachgebiet liegt im Festgesteinsbereich des Osterzgebirges. Ausgangsgesteine sind im Oberkarbon entstandene, zum Teil oberflächlich anstehende Paläorhyolite (Porphyre), deren Verwitterungsprodukte stark bindige Eigenschaften aufweisen. Während des Cenoman (Unterkreide) wurde das Gebiet zum geringen Teil von bindemittelarmen Sandsteinen mit eingelagerten Tonhorizonten überlagert. Diese Sandsteine haben gute Wasserleiteigenschaften. An den Schichtgrenzen des Sandsteins und des Porphyrs treten Schichtquellen auf; dort werden auch diffuse Wasseraustritte registriert. Aus der Übergangszeit von der Unterkreide zur Oberkreide sind weitere marine Sandsteinablagerungen erhalten, deren Verwitterungsprodukte zu Staunässebildung neigen. Im Quartär wurden im Gebiet zum Teil Löss und Gehängelehm abgelagert, in den Tälern findet sich Bachschotter.

Entsprechend der Vielzahl an Gesteinen und Sedimenten bildete sich eine Vielfalt an Böden aus. Vorwiegend handelt es sich dabei um mittel- bis tiefgründigen lehmigen Schluff bzw. schluffigen Lehm, seltener, vor allem über den cenomanen Sandsteinschichten, sind sandige Lehme anzutreffen. In den Bachauen sind Schwemmlehme zu finden. Etwa die Hälfte der Böden des Gebietes ist durch Stauoder Grundwasser beeinflusst, es bildeten sich Paragleye und Gleye. Die andere Hälfte ist sickerwasserbeeinflusst. Auf diesen Standorten bildeten sich Braunerden und Podsole.

Das Wernersbachgebiet wird ausschliesslich forstwirtschaftlich genutzt. Neben der weit überwiegenden Fichte sind vereinzelt andere Nadelhölzer und Laubholzmischbestände anzutreffen. Zur Schaffung besserer Wuchsbedingungen für die Waldbestände an stauwasserbeeinflussten Standorten wurde das Gebiet mit einem dichten Netz von künstlichen Drainagegräben durchzogen. Diese Gräben, die sich oft neben dem ebenfalls dichten Forstwegenetz entlangziehen, verändern z.T wesentlich die natürlichen Abflusskonzentrationsbedingungen. Das Klima ist im wesentlichen von maritimen Einflüssen geprägt, die Hauptniederschläge fallen in den Sommermonaten. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt 7.5 °C, die mittlere Jahresniederschlagssumme 824 mm (1960 - 1989). Grundwasser tritt im Rhyolith nur als Kluftgrundwasser auf, es können deshalb grosse Schwankungen im Grundwasserstand innerhalb kurzer Zeiträume beobachtet werden.

3.3 Eingangsdaten und Modellparameter

3.3.1 Geographische Daten für Thur und Wernersbach

Gemäss den Angaben aus Tabelle 2.6 in Kapitel 2.3.11 sind für die Abflusskontinuums-Simulation eine Reihe geographischer Datensätze erforderlich. Der wichtigste Datensatz ist das digitaleHöhenmodell (DHM). Für die Thur wurde das DHM der Schweiz in der horizontalen Auflösung von 250 m x 250 m und einer vertikalen Auflösung von 1 m genutzt (BUNDESAMT FÜR LANDESTOPOGRAPHIE, 1991). Für die topographische Analyse erfolgte eine Interpolation auf 100 m Gitterweite. Die Modellierung des Thurgebietes erfolgte dann in einer räumlichen Auflösung von 500 m x 500 m. Für den Wernersbach stand ein digitales Höhenmodell mit einer horizontalen Auflösung von 10 m x 10 m zur Verfügung, welches auf das 50 m - Modellgitter umgerechnet wurde. Aus den Höhenmodellen wurden mit der im Anhang beschriebenen Software jeweils die Exposition, das Gefälle, die Teileinzugsgebiete sowie die topographischen Indizes hergeleitet. Als weiteres Ergebnis der topographischen Analyse wurden für das Thurgebiet die ersten Näherungen für die Abflussrouting-Parameter erhalten.

Zur Parametrisierung von Verdunstungswiderständen und zur Bestimmung der Albedo werden Landnutzungsinformationen benötigt. Diese standen im Thurgebiet mit der Arealstatistik der Schweiz zur Verfügung (BUNDESAMT FÜR STATISTIK, 1993). In dieser gitterorientierten, bereits in GIS-lesbarer Form vorhandenen Datenbank sind 67 nach wirtschaftlichen Kriterien unterschiedene Landnutzungsformen ausgewiesen, die in 10 hydrologisch relevante Landnutzungsformen zusammengefasst wurden. Die Eigenschaften der hier verwendeten Landnutzungen sind in Tabelle 2.2 als Angaben über Albedo, Wurzeltiefen, Widerstände, Bewuchshöhen, Blattflächenindizes, Vegetationsbedeckungsgrade und phänologische Entwicklung enthalten. Im Wernersbachgebiet wurde einheitlich die Landnutzung Nadelwald für alle Teilflächen angenommen.

Die dritte räumlich verteilte Datenart sind die Bodendaten. Für das Thurgebiet wurden aus der digitalisierten Bodeneignungskarte der Schweiz (BUNDESAMT FÜR STATISTIK, 1995) die Kennwerte Wasserspeichervermögen und Wasserdurchlässigkeit genutzt. Diese qualitativ vorliegenden Daten wurden unter Einbeziehung der Landnutzung in Werte der nutzbaren Feldkapazität bzw. in die Werte der hydraulischen Leitfähigkeit umgerechnet. Die vorherrschenden Bodenarten im Thurgebiet sind Lehme, sandige und schluffige Lehme und sandige Tone (zusammen etwa 1140 km² oder etwa 67 %), in den Flusstälern kommen häufig anlehmige Sande und gelegentlich Sande vor (ca. 500 km² oder 29 %). Etwa 60 km² bzw. 4 % sind versiegelte Flächen oder Fels. Für das Wernersbachgebiet lagen keine detaillierten Bodenartendaten vor, hier wurde einheitlich die Bodenart Lehm angenommen, die Kennwerte der nutzbaren Feldkapazität und der hydraulischen Leitfähigkeit wurden daraus gemäss Tabelle 2.5 abgeschätzt.

3.3.2 Meteorologische Daten für Thur und Wernersbach

Für das Thurgebiet wurden Daten von 12 Stationen des automatischen Messnetzes (ANETZ) der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA), von 9 konventionellen Klimastationen sowie von 42 Niederschlags-Tagessammlern benutzt. Für diese Stationen lagen Messwerte der Jahre 1981 bis 1995 vor. Um Höhengradienten von Temperatur, Dampfdruck bzw. Luftfeuchtigkeit, Windgeschwindigkeit und Strahlung berechnen zu können, wurden ANETZ-Stationen aus einem weiten Höhenbereich herangezogen, auch wenn diese, wie zum Beispiel die Stationen Napf, Pilatus oder Weissfluhjoch, teilweise sehr weit vom Thurgebiet entfernt liegen. Der Einfluss der Höhenlage auf die genannten Klimaparameter ist jedoch in der Regel grösser als der Einfluss der Entfernung vom Modellgebiet, so dass die Daten dieser Stationen genutzt wurden, um über den gesamten im Thurgebiet vorkommenden Höhenbereich zwischen 350 und 2500 m ü.M. möglichst genaue Gradienten ermitteln zu können. Die Daten der 9 Klimastationen dienten als Zusatzinformation zu den Ableseterminen 7 Uhr, 13 Uhr und 19 Uhr. Tabelle 3.3 enthält die wichtigsten Angaben über die ANETZ-Stationen und konventionellen Klimastationen, Abb. 3.2 stellt die Lage der meisten Stationen dar.

	[°]	Ű								
Station	Nr.	Höhe	x-Koord.	y-Koord.	Tempe-	Nieder-	Windge-	Global-	Dampf-	Sonnen-
					ratur	schlag	schw.	strahlung	druck	schein-
										dauer
Davos	69	1144	713500	247750	Х	Х	Х	Х	х	Х
Glarus	28	1590	783580	187480	Х	Х	Х	Х	х	Х
Güttingen	30	515	723750	210580	Х	Х	х	х	х	х
Hörnli	54	440	738430	273950	Х	Х	Х	Х	х	х
Napf	20	1407	638130	205970	Х	Х	Х	х	х	х
Pilatus	13	2106	661910	203410	х	Х	Х	Х	х	Х
Rietholzb. ¹	-	750	717300	249000	Х	Х	-	-	-	-
Säntis	5	2490	744100	234900	х	х	х	х	х	х
Schaffhausen	43	437	688700	282800	х	Х	Х	Х	х	Х
St. Gallen	29	779	747940	254600	х	Х	Х	Х	х	Х
Tänikon	57	536	710500	259820	х	Х	Х	Х	х	х
Wädenswil	56	463	693770	230780	Х	Х	х	х	Х	х
Weissfluhjoch	46	2690	780600	189630	Х	Х	Х	Х	х	х
Altstätten ²	920	473	758700	250130	Х	Х	Х	-	- 3	-
Arosa ²	600	1847	770730	183280	Х	Х	Х	-	- 3	-
Bad Ragaz ²	780	496	756920	209400	Х	Х	Х	-	- 3	-
Ebnat-Kappel ²	2060	629	726880	236410	Х	Х	Х	-	- 3	-
Haidenhaus ²	1150	694	717930	278580	Х	Х	Х	-	- 3	-
Heiden ²	980	800	758110	256120	Х	Х	Х	-	- 3	-
Rapperswil ²	3500	409	705050	231330	Х	Х	Х	-	- 3	-
Stein AR ²	2300	786	744010	249390	Х	Х	Х	-	- 3	-
Uetliberg ²	3880	810	679230	244160	Х	Х	Х	-	- 3	-

Tabelle 3.3: Übersicht über die meteorologischen Stationen, deren Daten zur Modellierung des Thurgebietes genutzt wurden

¹ Die Station Buel im Einzugsgebiet des Rietholzbaches ist eine automatische Station des Geographischen Instituts der ETH Zürich

² konventionelle Klimastationen (keine Strahlung, kein Dampfdruck, keine Sonnenscheindauer, Ablesezeiten 7 Uhr, 13 Uhr, 19 Uhr, Niederschlag als 12-h-Summen 7...19 und 19...7 Uhr)

³ von den konventionellen Klimastationen könnte anstatt des Dampfdruckes die Luftfeuchtigkeit genutzt werden (mit grossen Fehlermöglichkeiten bei Frost!)

Im Hinblick auf die räumlich möglichst genaue Erfassung der Niederschläge wurden neben den Daten dieser ANETZ-Stationen und konventionellen Klimastationen noch Daten von 42 Niederschlags-Tagessammlern mit Standorten im und um das Thurgebiet verwendet. Bei Modellierung in Tagesschrittweite wurden diese Daten anhand der zeitlichen Niederschlagsverläufe an den ANETZ-Stationen auf die einzelnen Stunden des Tages aufgeteilt. Für den Wernersbach ist die Höhenabhängigkeit der meteorologischen Eingangsdaten praktisch irrelevant, da das Gebiet eine Höhenausdehnung von lediglich 100 m aufweist. Neben den drei in Abbildung 3.4 dargestellten saisonal betriebenen Niederschlagsschreibern wurden die Angaben zu Niederschlag, Temperatur, Luftfeuchtigkeit und Globalstrahlung von der forstmeteorologischen Station Wildacker nahe des Einzugsgebietes sowie von der Klimastation Grillenburg etwa 1 km südlich des Gebietes für die Jahre 1993 und 1994 in der zeitlichen Auflösung von einer Stunde genutzt.

3.3.3 Hydrologische Daten für Thur und Wernersbach

Für die Kalibrierung des Modells sowie für die Einschätzung der Genauigkeit der Modellergebnisse wurden im Thurgebiet die stündlichen Abflussdaten von 12 Pegeln genutzt. Diese Daten wurden freundlicherweise von der Landeshydrologie und -geologie der Schweiz zur Verfügung gestellt. Zum direkten Vergleich mit den Modellergebnissen wurden die gemessenen Abflussdaten in Abflussspenden in der Einheit mm/Zeitintervall, also mm·h⁻¹ oder mm·d⁻¹ umgewandelt. Die langjährigen mittleren

Abflüsse der 12 Pegel sind in Tabelle 3.2 enthalten. Wie bei den Daten der meteorologischen Stationen wurden auch beim Abfluss Daten der Jahre 1981 bis 1995 genutzt. Für das Wernersbachgebiet werden in dieser Arbeit nur die Daten des Hauptpegels selbst genutzt. Diese Messstelle erfasst die Summe aus unterirdischem und oberirdischem Abfluss für das gesamte Gebiet. Bei einem mittleren Niedrigwasserabfluss von 13 l·s⁻¹, einem mittleren Abfluss von etwa 40 l·s⁻¹ und einem mittleren Hochwasserabfluss von 450 l·s⁻¹ sowie extremen Abflüssen von 0.4 l·s⁻¹ im Niedrigwasser- und 6540 l·s⁻¹ im Hochwasserbereich stellt der Wernersbach ein Gewässer dar, das mit sehr grosser Dynamik auf Niederschläge reagiert. Vom Wernersbach wurden vorerst nur die Daten des niederschlagsarmen Jahres 1993 sowie des sehr feuchten Jahres 1994 genutzt.

3.3.4 Modellparameter für Thur und Wernersbach

In Tabelle 3.4 sind die Parameter zusammengestellt, wie sie für die Modellierung sowohl der Thur als auch des Wernersbaches kalibriert bzw. aus der Literatur entnommen wurden. Bis auf die Parameter des Bodenmodells und des Abflussroutings im Gewässernetz, das beim Wernersbach nicht erfolgte sind alle anderen Parameter für beide Einzugsgebiete gleich.

Teilmodell	Parameter	Wert	Einheit	Bemerkung
Niederschlagskorrektur	$a_l \\ b_l \\ a_s \\ b_s \\ T_{RS}$	1.01 0.01 1.1 0.05 0.5	- (m/s) ⁻¹ - (m/s) ⁻¹ °C	nach Gleichung (1.8): $P_{korr} = P(a_l + b_l \cdot u)$ (flüssig) $P_{korr} = P(a_s + b_s \cdot u)$ (fest)
Interpolation der meteo- rologischen Eingangsda- ten	d _{max} p igo igu	100 2 1400 800	km - m m	 IDW: max. Entf. der Station von der Interpolationsstelle IDW: Potenz nach (1.7) Regression: obere Inversionsgrenze (siehe Abb. 2.5) Regression: untere Inversionsgrenze (siehe Abb. 2.5) <i>genutzte Interpolationsverfahren</i>: Niederschlag: 25 % IDW, 75 % höhenabh. Regression Temperatur, Windgeschwindigkeit, Globalstrahlung und Dampfdruck: höhenabhängige Regression rel. Sonnenscheindauer: IDW
Temperaturmodifikation	Ct	5	K	Skalierungsfaktor nach (2.20), 90 % der Modifikationen liegen im Bereich \pm 2 K, Maximalwerte \pm 5 K möglich
Schneemodell	$T_{R/S}$ T_{trans} $T_{0,m}$ C_0	0.6 1 -0.5 1.8	$^{\circ}C$ K $^{\circ}C$ mm· $^{\circ}C^{-1}\cdot d^{-1}$	Übergangstemperatur Regen/Schnee nach (1.59)Übergangszone Schnee \leftrightarrow Regen ($T_{R/S} \pm T_{trans}$)Grenztemperatur Schmelze nach (1.60) (1.65)1Tag-Grad-Faktor nach (1.60), RMF in (1.65)
Verdunstungsmodell	r_c LAI $v (= 1-A)$ z_0 α z_w $d_{1,400} - d_{4,400}$		s·m ⁻¹ - - m - Jul. Day	die hier eingesetzten Parameter sind landnutzungsabhängig und haben teilweise monatlich veränderliche Werte, es wurden die Angaben aus Tabelle 2.2 genutzt.
Interzeptionsmodell	h v, LAI	0.35	mm	maximale Schichtdicke des Wassers auf der Vegetation siehe Tabelle 2.2 (landnutzungsabhängig)
Infiltrationsmodell	X_f $K_s, , \psi_f$	0.1	-	Anteil ruckinfiltrierenden Wassers am Infiltrationsüber- schuss Werte nach Tabelle 2.5 (bodenartenabhängig)
Abflussrouting (nur Thurgebiet)	$egin{array}{c} B_h \ , B_ u \ T_h \ M_h \ , M_ u \ I \ L \end{array}$	siehe rechts	$m \\ m \\ m^{1/3} \cdot s^{-1} \\ m \cdot m^{-1} \\ m$	Gerinne- und Vorlandbreiten, Gerinnetiefen, Manningbei- werte für Gerinne und Vorland, Gefälle, Flusslängen und Einzugsgebietsgrössen können mit der topographischen Analyse geschätzt werden. Für jede Gerinnestrecke ist die Angabe dieser Parameter erforderlich. Die hier kalibrierten

Tabelle 3.4: Zur Modellierung verwendete Parameter der einzelnen Teilmodelle

Teilmodell	Parameter	Wert	Einheit	Bemerkung
	A_E		km ²	Parameter können aus dem Beispiel im Anhang entnommen
	k_h , k_v		h	werden.

Die aus Tabelle 3.5 ersichtlichen Parameter des Bodenmodells sind für die einzelnen Teileinzugsgebiete der Thur zum Teil einheitlich, zum Teil jedoch auch unterschiedlich belegt. Eine wesentlich andere Belegung der Bodenmodellparameter als die Teilgebiete des Thurgebietes weist das Wernersbachgebiet auf. Der Rückgangsparameter *m* ist einer der wichtigsten Modellparameter; siehe Sensitivitätsanalyse, Kapitel 2.4, Abbildungen 2.41 und 2.42. Er konnte für die Teilgebiete der Thur aus beobachteten Ganglinien in erster Näherung gemäss Abbildung 2.30 und Gleichung (2.107) abgeschätzt werden. Für den Wernersbach sowie für die Teilgebiete 1 - 9 und 11 des Thurgebietes wurde durch $SH_{max} > 0$ eine Zwischenabfluss-Komponente modelliert. Dies machte eine Vergrösserung der Werte des Parameters *m* in diesen Teilgebieten notwendig, da nun der unterirdische Abfluss aus dem Sättigungsflächenansatz nur noch langsamere Abflusskomponenten berücksichtigen muss.

5 7 8 9 1 2 3 4 6 10 WB Para-11 12 meter Andel- Frau-Wängi Halden St. Hund- Appen-Jonsch-Mogels Stein Wer-Heri-Mosfingen enfeld Gallen zell wil wil nang berg nerssau bach 0.025 0.045 0.042 0.022 0.03 0.05 0.025 0.035 0.031 0.015 0.025 0.013 0.055 т m T_{korr} 5 5 5 9 8 4.5 6 6 8 40 8 20 0.001 k_{korr} 80 80 80 80 80 80 80 80 80 80 80 80**1** 0.1 h 4 4 4 4 4 4 4 2 4 4 4 4 20 k_D 0 SH_{max} mm 25 25 25 20 15 20 20 25 15 0 15 35 80 80 80 60 70 40 50 40 60 60 300 k_H h 3 3 3 3 3 4 3 3 3 3 3 3 7 mm Pgrenz 0.5 0.4 0.6 0.6 0.6 0.4 0.4 0.4 0.5 0.5 0.4 1 0.6 QD_{snow} 0.1 0.5 0.5 0.35 0.35 0.1 0.10.4 0.4 0.4 0.40.40.1

Tabelle 3.5: Parameter des Bodenmodells für die 12 Teilgebiete der Thur und für den Wernersbach

 T_{korr} und k_{korr} sind empirisch gefundene zu kalibrierende Parameter, die jeweils die laterale Transmissivität bzw. die vertikale hydraulische Leitfähigkeit skalieren. Mit T_{korr} kann der Anteil an unterirdischem Abfluss aus dem Sättigungsflächenansatz (1.101) direkt beeinflusst werden, da Tkorr als Skalierungsfaktor für die Verteilung der topographischen Indizes genutzt wird, deren Werte stark von der Auflösung der zu ihrer Herleitung genutzten digitalen Höhenmodelle beeinflusst werden. So ist auch der grosse Unterschied in den Werten für Tkorr für die Teilgebiete der Thur, deren topographische Indizes vom 100 m - Gitter hergeleitet wurden, und des Wernersbaches, dessen topographische Indizes vom 10 m - Raster hergeleitet wurden, zu erklären. Die Korrektur der vertikalen hydraulischen Leitfähigkeit über kkorr berücksichtigt neben kleinmassstäbigen Inhomogenitäten in der Bodenmatrix vor allem die Wirkung von Makroporen und bewirkt, dass das Wasser der ungesättigten Zone auf seinem Weg in die gesättigte Zone entsprechend beschleunigt wird. Da die Leitfähigkeitsangaben oft anhand der Bodenarten geschätzt werden, kann k_{korr} auch als Skalierungsfaktor für die hydraulischen Leitfähigkeiten aufgefasst werden. So ist k_{korr} im Thurgebiet mit einem Wert von 80 so gross, dass das Wasser schneller zur gesättigten Zone versickern kann, als es die hydraulischen Leitfähigkeiten, welche hier nur aus qualitativen Angaben der Bodeneignungskarte hergeleitet wurden, zulassen. Im Wernersbach dagegen wurde k_{korr} kleiner als 1 kalibriert, um einen gewissen beobachtbaren Verzögerungseffekt zwischen Niederschlag und Basisabflusserhöhung zu erreichen.

Die Speicherkonstanten k_D und k_H für Direktabfluss und Zwischenabfluss wurden aus einer einfachen Analyse der Ganglinien hergeleitet. Ebenso konnte der maximale Speicherinhalt des Zwischenabflussspeichers aus den Ganglinien abgeschätzt werden. Die Parameter P_{grenz} , r_k und QD_{snow} sind zu kalibrierende Parameter, von denen lediglich r einen wesentlichen Einfluss auf den Verlauf des Basisabflusses im Sommer hat. Der zum Teil erhebliche Einfluss von P_{grenz} und r auf die Modellergebnisse ist in Kapitel 2.4.5 aus den Abbildungen 2.45 und 2.46 am Beispiel des Wernersbaches ersichtlich. Im Thurgebiet spielen beide Parameter eine eher geringe Rolle.

109

3.4 Ergebnisse der hydrologischen Modellierung für das heutige Klima

3.4.1 Ergebnisse für die Thur

3.4.1.1 Ergebnisse für den Kalibrierungszeitraum

Für die Kalibrierung des Modells wurde das Jahr 1984 ausgewählt. Die Auswahl erfolgte ohne vorherige Kenntnis des genauen Abflussregimes dieses Jahres auf einer Zufallsbasis. Die Anfangsspeicherfüllungen des Zwischenabflussspeichers und das Anfangssättigungsdefizit wurden durch Anpassung der sich jeweils ergebenden ersten Abflusswerte an die gemessenen Abflüsse geschätzt. Die Anfangsfüllungen des Schneespeichers und des Interzeptionsspeichers wurden auf 0 und die des Bodenspeichers auf maximale Bodenfeuchte (nFK) gesetzt. Im Anschluss an die Kalibrierung wurde das Jahr 1984 nach der Modellierung der Jahre 1981 bis 1983 mit den Speicher-Endzuständen des Jahres 1983 als Anfangswerte noch einmal modelliert – es ergaben sich in den Speicherfüllungen bis auf die Schneebedeckung (und auch dort nur minimal) praktisch keine Unterschiede zu den in der Kalibrierung gefundenen Anfangszuständen.



Abb. 3.5: Ergebnisse der Modellierung für den Kalibrierungszeitraum für die Thur (1984) am Pegel Andelfingen, beobachteter Abfluss gegenüber dem modellierten Abfluss ($R^2 = 0.922$), zusätzlich eingetragen: modellierter Basisabfluss

Abbildung 3.5 stellt das Ergebnis der Modellierung des Abflusses der gesamten Thur für den Kalibrierungszeitraum dar. Neben dem modellierten Gesamtabfluss sind der beobachtete Abfluss sowie der modellierte Basisabfluss in der Graphik dargestellt. Obgleich der gewählte Massstab nicht alle Einzelheiten erkennen lässt, kann doch eine im allgemeinen recht gute Übereinstimmung der beobachteten mit den modellierten Abflüssen festgestellt werden. Auf einige Hochwasserereignisse wird weiter unten genauer eingegangen. Die Modellgüte liegt für die gesamte Thur bei $R^2 = 0.922$. Eine Übersicht über die einzelnen Gütekriterien gibt Tabelle 3.6. Die einzelnen Gütekriterien können folgendermassen miteinander verglichen werden: die erklärte Varianz EV als lineare und logarithmische erklärte Varianz blendet den allfälligen Einfluss von systematischen Verschiebungen in der modellierten zur beobachteten Ganglinie aus. Treten solche systematischen Verschiebungen nach oben oder unten auf, so wird die erklärte Varianz in der Regel grösser sein als das Bestimmtheitsmass R^2 . Solch ein Verhalten kann aus Tabelle 3.6 für die Murg am Pegel Frauenfeld angenommen werden. Auch für den Necker am Pegel Mogelsberg liegt das logarithmische EV_{ln} mit 0.867 etwas über dem logarithmischen Bestimmtheitsmass $R^2_{ln} = 0.815$. Alle anderen *EV*-Masse, sowohl jene der linearen als auch der in ihre Logarithmen transformierten Modellergebnisse, liegen nur unwesentlich über den entsprechenden Bestimmtheitsmassen.

		0				Ũ			-			
Pegel	Andel-	Frauen-	Wängi	Halden	St.	Hund-	Appen-	Herisau	Jonsch-	Mos-	Mogels-	Stein
	fingen	feld			Gallen	wil	zell		wil	nang	berg	
Fluss	Thur	Murg	Murg	Thur	Sitter	Urnä.	Sitter	Glatt	Thur	Rbach	Necker	Thur
km ²	1700	212	78	1085	261	64	74	16.2	493	3.2	88	84
EV_{lin}	0.924	0.881	0.914	0.902	0.766	0.791	0.862	0.397	0.885	0.823	0.678	0.864
EV_{ln}	0.924	0.901	0.877	0.913	0.763	0.844	0.838	0.730	0.922	0.893	0.867	0.865
R^2_{lin}	0.922	0.828	0.906	0.901	0.764	0.791	0.861	0.396	0.884	0.821	0.678	0.860
R^2_{ln}	0.914	0.828	0.861	0.896	0.745	0.817	0.831	0.730	0.921	0.890	0.815	0.856

Tabelle 3.6: Gütekriterien für die Thur und ihre 11 Teileinzugsgebiete für die Modellierung des Ka-
librierungszeitraumes 1984 (1-h-Auflösung im 500 m x 500 m-Raster)

Der Vergleich der Gütekriterien der untransformierten und der in ihre Logarithmen transformierten Modellergebnisse miteinander ($R^2_{lin} \leftrightarrow R^2_{ln}$, $EV_{lin} \leftrightarrow EV_{ln}$) lässt auf die Güte der Modellierung des Abflusskontinuums schliessen. Sind die linearen Kriterien wesentlich grösser als die logarithmischen Kriterien, so sind zwar die Hochwasserereignisse relativ genau modelliert, aber nicht die Niedrigwasserphasen. Dieses Verhalten kann in geringem Masse für den Pegel Wängi/Murg angenommen werden, was unter anderem an der Beeinflussung der Niedrigwasser durch Stauwehre liegen kann. Umgekehrt bedeuten grosse Werte für die logarithmischen Gütekriterien bei gleichzeitig kleinen



Abb. 3.6: Ergebnisse der Modellierung für den Kalibrierungszeitraum für die Thur (1984); Niederschlag, Bodenfeuchte, Zwischenabflussspeicher und Sättigungsdefizit als Gebietsmittelwerte für die gesamte Thur

Werten für die linearen, dass die Hochwasser ungenauer modelliert wurden, die Mittel- und Niedrigwasserphasen dagegen besser. Beispiele dafür sind die Ergebnisse für Herisau und Mogelsberg.

Die Ganglinien in Abbildung 3.5 stellen auch den modellierten Basisabfluss dar – je nach Sättigungsdefizit des Bodens ist der Anteil des Basisabflusses am Gesamtabfluss bei den einzelnen Hochwasserereignissen sehr verschieden. Abbildung 3.6 enthält die für diesen Vergleich nötigen Darstellungen der internen Speicherzustände für Bodenspeicher, Zwischenabflussspeicher und Sättigungsdefizit. Der Verlauf der Bodenfeuchte lässt deutlich die über das Jahr und auch im Tagesverlauf stark schwankende Entnahme von Wasser durch Evapotranspiration erkennen. Der Tagesgang ist an der Stufenform der Abnahme des Bodenfeuchtegehaltes erkennbar. Kleinere Niederschläge führen im Sommer bei ausgetrocknetem Boden in erster Linie zur Auffüllung des Bodenspeichers, nur kleine Anteile werden zur Aufhöhung des Basisabflusses genutzt, was z. B. am nur geringen Abnehmen des Sättigungsdefizits bei den Niederschlägen Mitte Juli deutlich wird. Zwischenabflussspeicher und Sättigungsdefizit stehen dennoch in guter Korrelation zueinander, ist doch die Auffüllung des Zwischenabflussspeichers nur bei genügend kleinem Sättigungsdefizit möglich. Jedoch wird das Grundwasser erst bei stärkeren Niederschlägen bzw. bei bereits gefülltem Bodenspeicher und Zwischenabflussspeicher erhöht, wie z. B. Ende Mai, Mitte August und Ende November.



Abb. 3.7: Vergleich der modellierten Gesamtabflüsse für den Kalibrierungszeitraum 1984 für ein alpines Teileinzugsgebiet (Pegel Stein-Iltishag/Thur, 84 km², mittl. Höhe 1450 m ü.M.) und für ein Zwischengebiet im flacheren Mittelland (zwischen den Pegeln Halden/Thur und Andelfingen/Thur ohne die Murg, 406 km², mittlere Höhe 488 m ü.M.)

Aus der Analyse der sich gegenseitig beeinflussenden Speicher und der damit direkt in Verbindung stehenden Abflusskomponenten kann ein Eindruck von der Komplexität des Wasserhaushaltes auf der Landoberfläche gewonnen werden. Jedoch stellten die Ergebnisse aus den Abbildungen 3.5 und 3.6 lediglich Mittelwerte für die gesamte Thur dar. Dass die einzelnen Teilgebiete der Thur sehr unterschiedliche, im wesentlichen von der mittleren Höhenlage und damit von der mittleren Temperatur und vom mittleren Niederschlagsregime abhängige Abflusscharakteristika haben, zeigt eindrücklich die Abbildung 3.7. Die grossen Unterschiede in den Abflussspenden der alpinen und der flachen voralpinen Teilgebiete zwingen hier zur Wahl einer logarithmischen Skala in der gemeinsamen Darstellung der Abflussspenden. Während im Abfluss des alpinen Teilgebietes Stein-Iltishag die Dominanz der Schneeschmelz-Abflüsse in den Frühjahrs- und Sommermonaten auffällt, sind die Abflüsse aus den voralpinen Gebieten gerade im Sommer wegen der dann grossen Evapotranspirationsverluste am geringsten. Dagegen sind die Abflüsse im Winter in den tiefliegenden Gebieten höher, da hier nur wenig Niederschlag für längere Zeit als Schnee gespeichert wird. Lediglich ab September sind sich beide Abflussregimes sehr ähnlich, was einerseits auf das zu dieser Zeit sehr grosse Wasserangebot bei gleichzeitig geringer Verdunstung in den tieferen Gebietsteilen, andererseits auf die weitgehend beendete Schneeschmelze in den höheren Gebietsteilen zurückzuführen ist. Erst mit weiter sinkenden Temperaturen und dem Aufbau einer neuen Schneedecke im folgenden Winter werden sich die im Winter und Frühjahr zu beobachtenden Unterschiede im Regime wieder einstellen.

Neben der Reduktion der Abflüsse in den tieferen Gebietsteilen durch intensive Evapotranspiration in den Sommermonaten wird der grosse Abflussunterschied auch durch die in den alpinen Gebietsteilen wesentlich grösseren Niederschläge verursacht. Abbildung 3.8 stellt in der obersten Graphik die Gebietsniederschläge für die beiden auch in Abbildung 3.7 betrachteten Gebiete gegenüber.



Abb. 3.8: Vergleich der Gebietsniederschläge und der internen Zustandsvariablen Bodenfeuchtespeicher und Sättigungsdefizit für ein alpines Teileinzugsgebiet und ein Zwischeneinzugsgebiet im flacheren Mittelland (analog Abb. 3.7)

Die lange bis in den Sommer liegende Schneedecke und die hohen Niederschläge führen dazu, dass der Boden, der mit etwa 25 mm Wassergehalt bei nutzbarer Feldkapazität sehr geringe Speicherkapazitäten aufweist, bis Juni praktisch immer gesättigt ist, wogegen in den tieferen Gebietsteilen bereits wesentliche Bodenfeuchtedefizite auftreten (mittlere Darstellung in Abbildung 3.8). Erst nach der Sättigungsphase im September verlaufen auch die Bodenspeicherinhalte etwa parallel, wobei wegen der typischen herbstlichen Inversionswetterlagen mit Nebel unterhalb 800 m die Verdunstung in den alpinen Gebietsteilen sogar grössere Werte annimmt als in den tieferen Gebietsteilen.

Die bereits in Abbildung 3.7 feststellbare Gegenläufigkeit der Abflussregime in den alpinen und voralpinen Gebietsteilen entspricht den in der unteren Graphik der Abbildung 3.8 gezeigten Verläufen des Sättigungsdefizits. Der hohe Anteil an winterlichem Regen und an Schneeschmelze in den tiefliegenden Gebieten führt zu geringen Sättigungsdefiziten (hohen Grundwasserständen), die einen grossen Basisabfluss und eine grosse Ausdehnung gesättigter Flächen (und damit auch viel Sättigungsflächenabfluss) bewirken. Ab April versickert aber wegen der zunehmenden Evapotranspiration immer weniger Niederschlag zum Grundwasser, ausserdem steigt aus dem Grundwasser ein nicht unerheblicher Anteil an Kapillarwasser in den Bodenspeicher auf. So nehmen sowohl der Basisabfluss als auch die Ausdehnung der gesättigten Flächen und damit der Anteil des Oberflächenabflusses in diesen Gebietsteilen ab. In den alpinen Regionen dagegen ist der Winter eine relative Niedrigwasserzeit, da der Schnee nicht schmilzt. Erst im Frühjahr und Sommer gelangt dann sehr viel Schmelz- und Niederschlagswasser zum Grundwasser, was einen permanent hohen Grundwasserstand und deshalb viel Abfluss zur Folge hat; die Verdunstung und auch der Ausgleich von Verdunstungsverlusten spielen demgegenüber nur eine sehr untergeordnete Rolle.

Wie die vorstehenden Abbildungen gezeigt haben, ist das Model WaSiM-ETH in der Lage, die wesentlichen Prozesse der Abflussbildung auch in verschiedenen Regionen spezifisch wiederzugeben. Im folgenden sollen einige Hochwasserereignisse des Kalibrierungszeitraumes genauer beleuchtet werden. Abbildung 3.9 stellt für den Zeitraum Januar bis April für das Teilgebiet Mogelsberg/Necker die beobachteten den modellierten Abflüssen gegenüber.



Abb. 3.9: Vergleich von modelliertem und beobachtetem Abfluss für den Pegel Mogelsberg/ Necker (90 km², mittl. Höhe 958 m ü.M.) Januar bis April 1984 (mit Schneeschmelze); 1 mm·h⁻¹ = 25 m³·s⁻¹

Das 90 km² grosse Gebiet hat eine mittlere Höhe von 958 m ü.M. (631 bis 1583 m ü.M.) und stellt somit bereits einen Übergang zwischen alpinen und tiefliegenden Teilgebieten dar. Die Abbildung lässt eine prinzipiell gute Übereinstimmung der modellierten mit der beobachteten Ganglinie erkennen. Nach den im wesentlichen durch Regen geprägten Januar-Niederschlägen hat das Modell Anfang Februar einige Schwierigkeiten, richtig zwischen Schnee und Regen zu unterscheiden. So erklären sich die Abweichungen im Februarhochwasser aus etwas zu gering modellierten Temperaturen, so dass im Modell Schnee akkumuliert wird, während in der Natur Regen fiel und ein deutlich grösserer Hochwasserabfluss als im Modell berechnet, erzeugt wurde. Auch die Schmelzperiode im März - April wird sowohl zeitlich als auch quantitativ recht gut wiedergegeben. Die typischen Tagesgänge im Abfluss werden gegen Ende der Schmelze aber nur noch ansatzweise erfasst. Hier machen sich die einfachen Formen des für das Schmelzmodell gewählten Temperatur-Index-Verfahrens sowie des Abflusskonzentrationsmodells bemerkbar. Auch im Gesamtgebiet der Thur in Abbildung 3.5 ist diese Tendenz an den April-Abflüssen zu erkennen.

Auf eine andere Schwierigkeit bei der hydrologischen Modellierung verweist Abbildung 3.10. Für das Teilgebiet des Neckers sind wiederum die beobachteten den modellierten Abflüssen gegenübergestellt. Zusätzlich sind im oberen Teil der Abbildung der Niederschlag und der Inhalt des Bodenspeichers dargestellt. Das Hochwasser von Ende Juli wird in der Modellierung stark unterschätzt. Es zeigt sich in der Analyse der Ursachen, dass in diesem Fall der Gebietsniederschlag zu gering berechnet wurde.

Zur Verdeutlichung sei auf die Abbildung 3.2 hingewiesen, in der die Standorte der Niederschlagsstationen verzeichnet sind. Im Teileinzugsgebiet des Necker befindet sich nur eine einzige Niederschlagsstation, und diese ist ein Niederschlags-Tagessammler. Die nächstgelegenen Niederschlagsschreiber befinden sich auf dem Säntis, in St. Gallen und im Rietholzbachgebiet bzw. auf dem Hörnli. Das dargestellte Hochwasserereignis ist die Folge eines starken sommerlichen Gewitters, also eines räumlich begrenzten konvektiven Ereignisses, wie es in diesem Gebiet wegen der luvseitigen Lage direkt unterhalb des Säntismassivs oft auftritt. Auch die zeitliche Interpolation der Niederschläge der nächsten Regenschreiber hat hier keinen Erfolg, da dieses Ereignis an diesen Standorten gar nicht oder nur abgeschwächt auftrat. Die Abflussunterschätzung geht somit höchstwahrscheinlich zulasten der Niederschlagsdaten. Mit einem Spitzenabfluss von etwa 200 m³·s⁻¹ stellt diese Hochwasserwelle mehr als 50 % des Abflusses, wie er einige Stunden später in Andelfingen für das 1,700 km² grosse Thurgebiet gemessen wurde (siehe Abbildung 3.5)



Abb. 3.10: Vergleich von modelliertem und beobachtetem Abfluss für den Pegel Mogelsberg/ Necker, Mitte Juni bis Ende August 1984: Beispiel für eine extreme Unterschätzung eines Hochwassers (Ende Juli) durch ungenügende Niederschlagsdaten (oben: Niederschlag, Mitte: Bodenspeicherinhalt)

Das letze hier näher besprochene Detail der Modellierung des Kalibrierungszeitraumes ist die aufeinanderfolgende Reihe von Hochwassern im August/September 1984. Abbildung 3.11 stellt für das gesamte Thurgebiet die beobachteten den modellierten Abflüssen gegenüber. Der erste Eindruck ist eine allgemein sehr gute Wiedergabe der Hochwasserabflüsse. Bei genauerer Analyse fällt auf, dass die Hochwasserspitzen und auch die Rückgangsperioden nach den ersten sehr gut getroffenen Ereignissen immer etwas über der beobachteten Ganglinie liegen, mithin also zu viel Abfluss berechnet wird. Diese Erscheinung weist darauf hin, dass das verwendete Modellkonzept des variablen Sättigungsflächenanteils mit einer oberirdischen und einer oder zwei unterirdischen Abflusskomponenten an dieser Stelle auf seine Grenzen stösst. Bei sehr lang andauernden häufigen Niederschlägen wird ein Teil des Niederschlagswassers auch in sehr tiefe Bodenschichten versickern können, die dieses Wasser dann nur sehr langsam wieder freigeben. Die Einführung einer langsamen Basisabflusskomponente könnte hier Abhilfe schaffen.

In Abbildung 3.11 ist nach der September-Hochwasserserie eine längere Rückgangsperiode zu erkennen. Anfang November stimmt der berechnete mit dem beobachteten Basisabfluss sehr gut überein und so wird das kleine doppelte November-Hochwasser überraschend gut modelliert.



Abb. 3.11: Vergleich von modelliertem und beobachtetem Abfluss für den Pegel Andelfingen/Thur (gesamtes Gebiet), August bis November 1984: Modellierung einer Hochwasserserie

Diese gute Nachbildung zeigt, dass die sich aus der kumulierten Evapotranspiration im Boden einstellenden Defizite als Anfangsbedingungen für diese Hochwasser mit der Realität wahrscheinlich recht gut übereinstimmen. Gerade nach längeren Trockenperioden mit intensiver, hier im Oktober und November jedoch eher gemässigter Verdunstung, neigen viele Abflussbildungsmodelle zu einer Überoder Unterschätzung der Abflüsse aufgrund nicht richtig bestimmter Gebietsvorfeuchten. Eine physikalisch begründete Modellierung der Evapotranspiration zur Bestimmung der Infiltrationseigenschaften des Bodens am Beginn eines Niederschlages zeigt sich gegenüber allen anderen Verfahren (z.B. Vorregenindex in KÖNIG, 1994; Kurvennummern-Verfahren in DVWK, 1984; Abflussbeiwert-Verfahren in LUDWIG, 1979) überlegen.

3.4.1.2 Ergebnisse für den Validierungszeitraum

Nachdem die Kalibrierung der Modellparameter für das Jahr 1984 zu befriedigenden Modellergebnissen geführt hat, muss nun die Gültigkeit der Parameter für einen anderen Zeitraum gezeigt werden. Für diese Validierung wurde der gesamte zur Verfügung stehende Zeitraum von 1981 bis 1995 genutzt. Als Startbedingungen wurden wie bei der Kalibrierung die Anfangszustände der Speicher festgelegt (Bodenspeicher $SB = z_w \cdot nFK$, Interzeptionsspeicher SI = 0, Schneespeicher $S_{snow} = 0$) bzw. durch Parametervariationen gefunden, so für den Zwischenabflussspeicher *SH* und für das Sättigungsdefizit *SD*. Auch das Jahr 1984 wurde mit den sich aus der 1983er Modellierung ergebenden Speicherfüllungen als Anfangsbedingungen nochmals modelliert. Für die Validierung wurden alle Parameter aus der Kalibrierung übernommen. Auch die phänologische Entwicklung der Vegetation wurde für alle Jahre als gleich angesetzt. Die Ergebnisse der Validierung dienen zur Abschätzung der durch Klimaänderungen bewirkten Veränderungen im hydrologischen Regime, siehe Kapitel 4. Bezogen auf die Szenarienmodellierung ist die Validierung also der Kontrollauf.

Tabelle 3.7:Ergebnisse der Validierung für die Thur als erklärte Varianz EV_{lin} und Bestimmtheits-
mass R^2_{lin} (grau unterlegt: Kalibrierung; unterstrichen: beste Werte, fett: Mittelwerte)

	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	Mittelwert
Ev_{lin}	0.88	0.82	0.87	0.92	0.87	0.93	0.93	<u>0.95</u>	0.90	0.91	0.93	0.87	0.87	0.92	0.90	0.898
R^{2}_{lin}	0.88	0.82	0.86	0.92	0.87	0.92	0.93	<u>0.95</u>	0.90	0.90	0.93	0.86	0.86	0.91	0.89	0.893

Die Ergebnisse der Validierungsläufe sind in Tabelle 3.7 zusammengefasst. Darstellungen der Ergebnisse einzelner Modelljahre als Graphiken werden hier nicht gegeben. Wie aus Tabelle 3.7 ersichtlich ist, ergaben die Validierungsläufe ebenfalls gute bis sehr gute Ergebnisse, hier jeweils anhand der erklärten Varianz und des Bestimmtheitsmasses dargestellt. Dabei weist das Kalibrierungsjahr weder das schlechteste noch das beste Resultat auf. Der Mittelwert der Bestimmtheitsmasse ist mit 0.893 zufriedenstellend, auch die erklärte Varianz ist nur geringfügig grösser, so dass systematische Überoder Unterschätzungen des Abflusses für das gesamte Thurgebiet ausgeschlossen werden können. Dennoch ist es möglich, dass saisonale oder ereignisbedingte systematische Über- oder Unterschätzungen auftreten, welche sich gegenseitig in der Jahresbilanz ausgleichen können. In einem solchen Fall wären im allgemeinen jedoch die Gütemasse klein.

Neben den Gütekriterien ist besonders ein Vergleich der modellierten und der gemessenen Bilanzen interessant. Ausgehend von der allgemeinen Wasserhaushaltsgleichung

$$P = ET + R + \Delta S$$
(3.1)
mit P Niederschlag [mm]
 ET Evapotranspiration [mm]
 R Abfluss [mm]

 ΔS Speicherinhaltsänderung (Schnee, Bodenspeicher, gesättigte Zone ...) [mm]

in welcher in erster Näherung für lange Zeiträume $\Delta S = 0$ gesetzt werden kann, sollte sich der Gebietsniederschlag in Abfluss und Verdunstung aufteilen. Von diesen drei Grössen werden der Niederschlag punktuell und der Abfluss als Gebietsmittelwert gemessen. Der Gebietsniederschlag kann nur durch Interpolation abgeschätzt werden. Ebenso stehen keine Messwerte für die Gebietsverdunstung zur Verfügung. Direkt vergleichbar sind deshalb nur die modellierten und die beobachteten Abflüsse an den Standorten der Pegel. In Tabelle 3.8 sind die Wasserhaushaltsgrössen für das gesamte Thurgebiet sowie für seine Teileinzugsgebiete enthalten.

Tabelle 3.8:Wasserhaushaltskomponenten des Thurgebietes von 1981 bis 1995 als mittlere Jahreswer-
te (um Speicheränderung von Anfang 1981 bis Ende 1995 im Schnee-, Interzeptions- und
Grundwasserspeicher von $\Delta S \approx +50 \dots +150$ mm bereinigt, indem diese nicht zum Abfluss
gekommene Menge jeweils vom Niederschlag abgezogen wurde)

Nr.	Gebiet	Niederschlag P	Evapotranspiration ET	Abfluss R			
		interpol. [mm]	modelliert [mm]	modelliert [mm]	beob. [mm]	Modellfehler	
1	gesamtes Thurgebiet	1486	539	947	904	+4.8 %	
2	Frauenfeld/Murg	1298	559	739	602	+22.7 %	
3	Wängi/Murg	1394	558	836	765	+9.2 %	
4	Halden/Thur	1654	523	1131	1129	+0.2 %	
5	St.Gallen/Sitter	1787	502	1285	1277	+0.6 %	
6	Hundwil/Urnäsch	1921	497	1424	1413	+0.8 %	
7	Appenzell/Sitter	1944	434	1509	1526	-1.1 %	
8	Herisau/Glatt	1568	540	1028	1067	-3.7 %	
9	Jonschwil/Thur	1754	507	1247	1351	-7.7 %	
10	Mosnang/Rietholzbach	1543	550	993	1043	-4.8 %	
11	Mogelsberg/Necker	1726	532	1194	1149	+3.9 %	
12	Stein-Iltishag/Thur	1980	397	1583	1433	+10.5 %	

Die Abweichungen in den modellierten Abflüssen halten sich sowohl für die gesamte Thur als auch für ihre Teilgebiete zumeist in vernünftigen Fehlergrenzen. Für das Teilgebiet 2 (Frauenfeld/Murg) sind im Mittel 22.7 % zuviel Abfluss modelliert worden. Die modellierte mittlere jährliche Verdunstung in diesem Teilgebiet ist dagegen mit etwa 560 mm im Rahmen eines auch durch andere Studien, z.B. MENZEL (1991), bestätigten Masses. Wenn gemessener Abfluss und modellierte Verdunstung als in Grenzen gesicherte Daten gelten und auch die Speicherinhaltsänderung vernachlässigbar ist, dann kann jedoch nur der Gebietsniederschlag zu hoch bestimmt sein. Dies kann durch zu hohe Niederschlagskorrekturen, aber auch durch verfahrensbedingte Ungenauigkeiten der Inverse-Distance-Weighting Interpolation aufgrund der Stationsverteilung verursacht sein. Ein weiterer Grund für die Überschätzung des Abflusses kann das im Modell nicht erfasste unterirdische Abströmen von Grundwasser sein, welches aber nur 2 ... 3 % des gesamten Abflusses der Murg ausmacht (persönliche Mitteilung SCHÄDLER, 1996). Für das Gebiet der Sitter (Teilgebiete 5, 6 und 7) kann ein im Rahmen der Messgenauigkeit des Abflusses liegender Fehler von -1.1 % bis +0.8 % festgestellt werden. Etwas grössere, jedoch akzeptable negative Abweichungen treten in den Teilgebieten Herisau, Jonschwil und Mosnang (Nr. 8, 9 und 10) auf. Diese Abweichungen sind möglicherweise auf topographisch bedingte Niederschlagsunterschätzungen zurückzuführen. Die Abflüsse des Teilgebietes Stein-Iltishag/Thur (Nr. 12) werden unter anderem deshalb um 10 % überschätzt, weil die in diesem Gebiet auftretenden Karstwasserverluste nicht im Modell berücksichtigt werden. Ausserdem dominiert für dieses Teilgebiet der Einfluss der Niederschlagsstation Säntis, die mit ihrem extrem hohen Niederschlag nur für die Gipfelregionen des Alpsteingebirges typisch ist. Die Modellierung des Gesamtgebietsabflusses mit einem Fehler von etwa +4.8 % kann als gutes Resultat und solide Basis für Szenarienstudien angesehen werden.

3.4.2 Ergebnisse für den Wernersbach

3.4.2.1 Ergebnisse für den Kalibrierungszeitraum

Stellt das Thurgebiet aufgrund seiner Grösse und seiner grossen vertikalen Ausdehnung sowie wegen der grossen räumlichen Variabilität der Niederschläge hohe Anforderungen an eine Modellierung in hoher zeitlicher Auflösung, so stellen sich im Wernersbachgebiet andere Schwierigkeiten ein: Die ausgeprägte Schichtung der Böden mit dadurch verursachten Leitfähigkeitssprüngen, die verbreiteten Staunässeböden sowie der grosse Einfluss der Evapotranspiration auf den Wasserhaushalt verlangen besondere Berücksichtigung. Zum einen geschieht dies durch die Berücksichtigung des Zwischenabflusses als zusätzliche Abflusskomponente gegenüber dem ursprünglichen TOPMODEL-Ansatz nach BEVEN and KIRKBY (1979). Diese Abflusskomponente wird besonders auf den Staunässeböden gebildet. Gegenüber dem Thurgebiet hat der Zwischenabfluss im Wernersbachgebiet einen entscheidenden Anteil am Gesamtabfluss. Zum anderen hat im Wernersbachgebiet der "Kapillaraufstieg" aus der gesättigten Zone in den Bodenspeicher einen grossen Einfluss auf den Gesamtwasserhaushalt (siehe Kapitel 2.4.5, Abbn. 2.44 und 2.45).

Die Kalibrierung erfolgte für das Jahr 1993. Es standen die Niederschlagsdaten von maximal vier Regenschreibern (siehe Abb. 3.4) sowie die Daten von Temperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Globalstrahlung von drei Klimastationen, der Klimastation Grillenburg, der agrarmeteorologische Station Tharandt und dem forstmeteorologischen Messfeld Wildacker zur Verfügung. Die Daten der Klimastation Grillenburg wurden zwischen den Ableseterminen durch zeitliche Spline-Interpolation geschätzt. Abflussdaten standen für den Pegel Wernersbach in 1-h-Auflösung zu Verfügung. Die Ergebnisse der Modellierung für das Jahr 1993 sind in Abbildung 3.12 dargestellt. Im Vergleich zur Abbildung 3.5 für die Kalibrierung des Thurgebietes fallen sowohl der insgesamt geringere Abfluss, besonders im Sommer, als auch der geringe Anteil an Basisabfluss auf. Die ersten Tage des Jahres 1993 waren sehr kalt, die Daten des Abflusses sind durch Frosteinwirkungen auf den Pegel verfälscht. Generell sind die steilen Hochwasserspitzen nicht gut getroffen, ausser bei den grössten Hochwassern
im März und Mitte Dezember. Dies ist ein Hinweis auf die ausserordentlich grosse Dynamik in der Abflussbildung, sowohl in ihrer zeitlichen als auch in ihrer räumlichen Verteilung. Dabei ist zu beachten, dass für die Modellierung für das gesamte Einzugsgebiet einheitlich die Bodenart Lehm angenommen wurde, so dass Unterschiede in der Abflussbereitschaft aufgrund verschiedenartiger Infiltrationseigenschaften nicht berücksichtigt wurden.



Abb. 3.12: Ergebnisse der Modellierung des Kalibrierungszeitraumes für den Wernersbach (1993); gemessener (beobachteter) Abfluss gegenüber dem modellierten Abfluss, zusätzlich eingetragen: modellierter Basisabfluss ($R^2 = 0.857$)

Eine weitere Auffälligkeit ist die eher schlechte Nachbildung der durch sehr kleine Abflusswellen unterbrochenen Niedrigwasserabflussperioden im Mai/Juni und im September. Hier wirken im Wernersbachgebiet die Zehrungseffekte durch die Evapotranspiration ganz entscheidend auf die Verminderung des Basisabflusses ein. Dass die Modellierung aber dennoch befriedigen kann wird im Vergleich zur Abbildung 2.44 deutlich. Ab April folgt der modellierte Abfluss aus der Modellversion mit Kapillaraufstieg in den Abbildungen 2.45 und 3.12 dem beobachteten Abfluss wesentlich besser als der Abfluss aus der Modellversion ohne Kapillaraufstieg in Abbildung 2.44. Zeitweise kommt im letzteren Fall fast die zehnfache Menge Wasser zum Abfluss als im ersten Fall. Das schlägt sich in der Bodenfeuchte und damit in der Gesamtverdunstung sowie im Gesamtabfluss nieder. Die Wasserhaushaltskomponenten für 1993 sind in Tabelle 3.9 enthalten.

3.4.2.2 Ergebnisse für den Validierungszeitraum

Für die Gültigkeitsüberprüfung der für den Wernersbach im Modelljahr 1993 kalibrierten Parameter standen die Daten des Jahres 1994 zur Verfügung. Der Vergleich der beobachteten Abflüsse beider Jahre zeigt, dass das Jahr 1993 ein gegenüber dem Jahr 1994 wesentlich trockeneres Jahr war. So überschreiten die grössten Abflüsse des Jahres 1994 die maximalen Abflüsse für 1993 um mehr als das sechsfache. Abbildung 3.13 stellt die Ergebnisse der Validierung dar. Die drei Hochwasserereignisse im März, April und Mai 1994 dominieren die gesamte Abflüssereignissen nicht mehr so sehr ins Gewicht, so dass sich für die untransformierten Abflüsse ein Bestimmtheitsmass von $R^2_{lin} = 0.904$ ergibt. Auch die logarithmierten Abflüsse zeigen ein hohes Bestimmtheitsmass von $r^2_{ln} = 0.915$. Tabelle 3.9 stellt die Ergebnisse für Kalibrierung und Validierung dar. Im Kalibrierungszeitraum wurde etwa 2.9 % zu viel Abfluss modelliert, ein Fehler, der innerhalb der Messgenauigkeiten liegt. Im Jahr 1994 dagegen wurde etwa 20 % zu viel Abfluss berechnet, was allerdings bezogen auf eine Verdun-



stung von 666 mm nur etwa 7 % der Jahresverdunstung ausmacht. An diesen Relationen wird die Sensitivität deutlich, mit der der Abfluss in Gebieten mit relativ geringen Niederschlägen von der

Abb. 3.13: Ergebnisse der Validierung für den Wernersbach (1994): modellierter und gemessener Abfluss ($r^2_{lin} = 0.904$, $EV_{lin} = 0.913$); zusätzlich eingezeichnet: Basisabfluss (der Massstab ist oben und unten unterschiedlich!)

vergleichsweise hohen Verdunstung beeinflusst werden kann. Aus den Darstellungen der Abflüsse für 1993 und 1994 in den Abbildungen 3.12 und 3.13 wird auch der im Wernersbachgebiet sehr kleine Anteil an Basisabfluss deutlich. Dies ist modelltechnisch eine Folge der Einführung des Zwischenabflusses in die Modellierung. In den Darstellungen in Abbildung 3.14 ist der zeitliche Verlauf der internen Zustandsvariablen Bodenspeicherinhalt, Inhalt des Zwischenabflussspeichers und Sättigungsdefizit des Bodens im Vergleich zum Niederschlagsgeschehen dargestellt. Der Vergleich der beiden Jahre 1993 und 1994 zeigt, dass diese Speicher im Winter und Frühjahr 1994 wesentlich höhere Füllungsstände haben als im Jahr 1993.

	Nieder-	Verdun-	Abfluss	Abfluss	Speicher-	Modell-	r^2_{lin}	r^2_{ln}	Ev _{lin}	EV _{ln}
	schlag	stung	(modell.)	(beob.)	änderung	fehler				
	<i>P</i> [mm]	ET [mm]	R_m [mm]	R_b [mm]	$\Delta S [\mathrm{mm}]$	ΔR [%]	-	-	-	-
1993	845	645	141	137	+59	+2.9 %	0.857	0.854	0.857	0.882
1994	924	666	298	249	-40	+19.7 %	0.904	0.915	0.913	0.937

Tabelle 3.9: Ergebnisse der Kalibrierung (1993) und der Validierung (1994) des Wernersbaches

So sind die unterschiedlichen Jahressummen des Abflusses in erster Linie auf die drei genannten Hochwasserereignisse des Jahres 1994 zurückzuführen. Der Einfluss der Evapotranspiration auf den Abfluss ist in diesem Zeitraum von März bis April relativ gering, so dass insbesondere die höheren Niederschläge für den grösseren Abfluss verantwortlich gemacht werden können. Auch die unterschiedliche Bilanz der Speicherinhalte in den beiden Jahren 1993 und 1994 fällt bei der Wasserhaushaltsbilanz ins Gewicht. Während sich im abflussarmen Jahr 1993 am Jahresende insgesamt 59 mm mehr Wasser in den einzelnen Speichern (gesättigten Zone, ungesättigten Zone, Interzeptionsspeicher, Zwischenabflussspeicher, Schneespeicher, Bodenspeicher) befanden als am Jahresbeginn, waren dies am Ende des Jahres 1994 dagegen 40 mm weniger als an seinem Beginn.

3.5 Zusammenfassung der Ergebnisse für das heutige Klima

Die Kalibrierungen und Validierungen des Modells haben sowohl für das Thurgebiet als auch für das Wernersbachgebiet befriedigende Ergebnisse gezeigt. Innerhalb der 15jährigen Reihe der modellierten Abflüsse der Thur gab es keine gravierenden Fehler bei grösseren Hochwassern im Gesamtgebiet. Deshalb kann davon ausgegangen werden, dass das gesamte Abflussregime der Thur, entsprechend lange Modellzeiträume vorausgesetzt, im Rahmen der für eine mittelfristige Statistik nötigen Genauigkeit ausreichend genau modelliert werden kann. Die unterschiedliche Dominanz der einzelnen Wasserhaushaltsprozesse in den verschiedenen (Teil-)Einzugsgebieten wurde in der Modellierung entsprechend erfasst. So hat die Schneeschmelze in den alpinen Teilgebieten einen viel grösseren Einfluss auf den Wasserhaushalt als die Verdunstung. Umgekehrt ist die Verdunstung in den tiefer liegenden Gebietsteilen ein wesentlicher Teil der Wasserhaushaltsbilanz, während die Bedeutung der Speicherung von Wasser in der Schneedecke und die Bedeutung der Schneeschmelze hier weniger gross sind.



Abb. 3.14: Ergebnisse der Modellierung für Kalibrierung (1993) und Validierung (1994) für den Wernersbach; Niederschlag, Bodenfeuchte, Zwischenabflussspeicher und Sättigungsdefizit als Gebietsmittelwerte

Auch im zweiten Testgebiet, dem Wernersbachgebiet, konnte der Wasserhaushalt nach Einführen des Zwischenabflusses in die Modellstruktur erfolgreich modelliert werden. Nach der Kalibrierung für das recht abflussarme Jahr 1993 bewies das gute Ergebnis der Validierung, dass auch die durch die Kalibrierung nicht erfassten hohen Abflussbereiche befriedigend modelliert werden konnten. Der Vergleich der beiden Modellanwendungen zeigt auch, dass das Modell durchaus für verschiedene gemässigte Klimate anwendbar ist, wobei das Verhältnis von Abfluss zu Niederschlag, der Abflusskoeffizient, im Thurgebiet bei etwa 0.6, im Wernersbachgebiet dagegen bei etwa 0.22 liegt. Lag die räumliche Auflösung im Thurgebiet bei 500 x 500 m² für ein 1700 km² grosses Gebiet, so betrug sie im Wernersbachgebiet 50 x 50 m² für ein nur 4.6 km^2 grosses Gebiet. Sowohl für die zeitliche Auflösung von einer

Stunde als auch von einem Tag konnten, wie die Sensitivitätsanalyse zeigt, gute Resultate erreicht werden. Somit haben beide Anwendungen auch die Übertragbarkeit des Modells auf verschiedene räumlichen Skalen belegt.

4 Hydrologische Auswirkungen von Klimaänderungen

Gemeinsam mit der Entwicklung eines detaillierten, möglichst physikalisch basierten hydrologischen Modells war die Anwendung dieses neuen Modells zur Abschätzung der Folgen klimatischer Änderungen das Ziel der hier vorliegenden Arbeit. Die erfolgreichen ersten Anwendungen des Modells auf zwei verschieden grosse Einzugsgebiete mit deutlichen Unterschieden in den mittleren Klimagrössen (siehe Kapitel 3) lassen auf seine Anwendbarkeit für Klimaszenarien-Untersuchungen schliessen. In diesem Kapitel werden im Anschluss an die Beschreibung der verwendeten Klimaszenarien die wichtigsten Ergebnisse der hydrologischen Modellrechnungen mit diesen Szenarien dargestellt. Aus methodischen Gründen konzentriert sich das gesamte Kapitel nur auf solche Klimaszenarien, die nach den zugrundeliegenden Klimamodellrechnungen als wahrscheinliche Szenarien für die Mitte des 21. Jahrhunderts angesehen werden.

4.1 Klimaszenarien

Für die hier dargestellten Untersuchungen wurden jene Klimaszenarien verwendet, die von der Climate Research Unit (CRU) der University of East Anglia allen Teilnehmern des EU-Projektes *"Impact of climate change on hydrological regimes and water resources in the European Community"* zur Verfügung gestellt wurden. Es handelt sich um anhand der Klimatologie der Jahre 1960 bis 1990 durch Interpolation räumlich verdichtete Ergebnisse (0.5°-Grid) der weiter unten beschriebenen Climate-change-Experimente UKHI, UK-transient und CCC. Ihre Herleitung ist in HULME et al. (1994) detaillierter beschrieben.

Die Gewinnung von Klimaszenarien kann auf verschiedene Weise erfolgen. Gegenüber solchen Methoden, welche (paläo-)historische Klimadaten nutzen (WIGLEY et al., 1980) sowie Methoden, die auf stochastischen Wettergeneratoren aufbauen (z.B. WILKS, 1992; WOO, 1992), haben sich prozessorientierte Methoden, wie sie in Globalen Zirkulationsmodellen (GCM) genutzt werden, allgemein als überlegen erwiesen. Diese GCM modellieren das Wettergeschehen unter Berücksichtigung der Massen- und Energiebilanzen sowie vertikaler und horizontaler Wechselwirkungen einzelner Atmosphärenschichten sowie der Land- und Ozeanoberfläche mit der Atmosphäre. Anthropogene Beeinflussungen des Klimas durch Treibhausgase können so über physikalische Prozessbeschreibungen, wie die zur Erwärmung der Luft führende Absorption der langwelligen Strahlung durch CO₂, Methan und Wasserdampf, abgeschätzt werden.

Jedoch ergeben sich eine Reihe von Problemen, die bei der weiteren Nutzung von GCM-Ergebnissen auftreten: Von welchen GCM sollen die Ergebnisse welcher CO_2 -Szenarien verwendet werden? Welche Klimavariablen sollen in welcher zeitlichen Auflösung berücksichtigt werden? Wie kann die grobe räumliche Auflösung der globalen Zirkulationsmodelle auf die geforderte hohe räumliche Auflösung hydrologischer Modelle skaliert werden? Und schliesslich: Sollen die Ergebnisse der GCM-Szenarienläufe direkt oder nur die Differenzen zwischen dem Kontrollauf und dem Szenarienlauf verwendet werden? Die von der CRU erstellten detaillierten Szenarien sind nach der von SANTER et al. (1990) vorgeschlagenen Vorgehensweise erstellt worden: Sie haben eine zeitliche Auflösung von einem Monat und eine räumliche Auflösung von $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. Es wurden jeweils die absoluten bzw. relativen Änderungen des Szenariumlaufes mit erhöhtem CO_2 -Gehalt in der Atmosphäre gegenüber dem mit unveränderter CO_2 -Konzentration durchgeführten Kontrollauf für die Variablen Niederschlag, Temperatur, Nettostrahlung, Windgeschwindigkeit und Dampfdruck unten beschriebener GCM-Experimente genutzt. Im folgenden werden die drei GCM-Experimente kurz charakterisiert:

- Im UKHI-Experiment wurde das hochauflösende atmosphärische GCM des Headley-Centre (UK) ohne Ozeankopplung genutzt. Das Experiment wurde 1989 beendet. Erste Ergebnisse sowie Beschreibungen des Experimentes finden sich in MITCHELL et al. (1989) und MITCHELL et al. (1990). Das Modell lief in einer räumlichen Auflösung von 2.5° Breite x 3.75° Länge, was in Mitteleuropa etwa einer Fläche von 275 x 225 km² entspricht. Es war ein sogenanntes Gleichgewichtsexperiment: Der Kontrollauf mit einer CO₂-Konzentration von 323 ppm (Volumeneinheiten) wurde bis zum Erreichen eines quasi-stabilen Zustandes der Atmosphäre modelliert, wobei auch in diesem Kontrollauf schon Abweichungen vom langjährigen beobachteten Klima festgestellt werden konnten. Anschliessend wurde die CO₂-Konzentration auf 646 ppm verdoppelt und das GCM mit diesem Szenarium erneut gestartet. Nach dem Erreichen eines stabilen Zustandes wurden die Differenzen der mittleren monatlichen Zustandsgrössen (Temperatur, Niederschlag, Strahlung usw.) der jeweils letzten 10 Modelljahre des Szenariumlaufes und des Kontrollaufes als durch die Verdopplung des CO₂ verursachte Klimaänderungen interpretiert. Die Ergebnisse des UKHI-Experimentes zeigen eine globale Temperaturerhöhung von etwa 3.4 °C bei einer Niederschlagszunahme von etwa 9 %. Der dämpfende Effekt der Aerosole wurde nicht berücksichtigt.
- Das CCC-Experiment wurde 1989 am Canadian Climate Centre (CCC) ausgeführt. Dazu wurde das spektrale atmosphärische T32-GCM des CCC genutzt (wie UKHI ohne Ozeankopplung und ohne Aerosolberücksichtigung). Eine Beschreibung des Experiments findet sich in MCFARLENE (1992). Verglichen mit einem gittergestützten Vorgehen entsprach die räumliche Auflösung etwa 3.7° x 3.7°. Auch das CCC-Experiment ist ein transientes Experiment. Gegenüber dem UKHI-Experiment wurden CO₂-Konzentration von 330 ppm für den Kontrollauf und 660 ppm für den Szenariumlauf vorgegeben. Die Unterschiede der mittleren Zustände der jeweils letzten 10 Modell-jahre wurden wiederum als CO₂-bedingte Klimaänderungen interpretiert. Die globale Temperaturerhöhung des CCC-Experimentes beträgt etwa 3.5 °C bei einer globalen mittleren Niederschlagszunahme von etwa 3 %.
- Das dritte Experiment, dessen Ergebnisse in dieser Studie genutzt werden, ist das UK-transient (UKTR) Experiment. Es wurde 1992 am Hadley Centre (UK) unter Nutzung des gekoppelten Ozean-Atmosphären GCM durchgeführt. Die Ergebnisse des Experimentes sind in MURPHY (1994) und in MURPHY et al. (1994) vorgestellt. Die horizontale Auflösung betrug wie beim UKHI-Experiment 2.5° Breite x 3.75° Länge. Nach einer 150 Modelljahre dauernden Einschwingphase bis zum Erreichen eines quasi-stabilen Klimas wurden wiederum zwei Modelläufe durchgeführt: der Kontrollauf mit einer CO₂-Konzentration von 323 ppm sowie der Szenariumlauf mit einer pro Modelljahr um 1 % erhöhten CO₂-Konzentration. Beide Modelläufe wurden für 75 Jahre ausgeführt. Nach 70 Modelljahren war eine verdoppelte CO₂-Konzentration erreicht. Für die Zeitscheiben der Modelljahre 31 bis 40 und 66 bis 75 wurden mittlere Monatswerte der interessierenden Klimagrössen als Differenzen beider Modelläufe ausgegeben. Diese Klimaszenarien beziehen sich auf die Jahre 2023 bzw. 2060. Die globalen Temperaturerhöhungen betragen 0.68 °C für 2023 und 1.76 °C für 2060 bei globalen Niederschlagserhöhungen von 1 % bzw. 3 %.

Die Ergebnisse des UKHI- und des CCC-Experiments wurden auf eine globale Temperaturerhöhung von 1 °C standardisiert, so dass die Ergebnisse die Änderungen beispielsweise des Niederschlages und der Windgeschwindigkeit in mm·°C⁻¹ bzw. (m·s⁻¹)·°C⁻¹ angegeben werden. Diese standardisierten Änderungen wurden dann nach Vorgabe der "IPCC emission scenarios" IS92a sowie unter Annahme einer als Mittelwert aus mehreren GCM-Experimenten erhaltenen mittleren Temperaturerhöhung von 2.5 °C in 100 Jahren auf die Jahre 2020, 2050 und 2100 umgerechnet. Damit ergaben sich globale

Temperaturerhöhungen für die Jahre 2020, 2050 und 2100 von 0.62 °C, 1.38 °C und 2.66 °C³. Anschliessend erfolgte eine in HULME et al. (1994) beschriebene Interpolation auf ein 0.5°-Raster für Europa und auf ein 10 km-Raster für Grossbritannien.



Abb. 4.1: Skizze des von den UKHI- und UKTR-Experimenten genutzten Modellrasters für Europa von 2.5° Breite x 3.75° Länge (nach HULME et al., 1994, Abb.3.2)

Einschränkungen für die Verwendung der Szenarien

Bei der Verwendung der resultierenden Szenarien sollten einige wichtige Einschränkungen beachtet werden. Die Skalierung der standardisierten Äquilibrium-Szenarien UKHI und CCC mit der Grössenordnung der globalen Erwärmung setzt ein über die Zeit konstantes räumliches Muster des Klimawandels voraus, eine Bedingung, die nicht ohne weiteres als erfüllt gelten kann (HULME et al., 1994). Eine andere Einschränkung ergibt sich für die transienten Szenarien UKTR: wegen der Kopplung des Ozeans an die Atmosphäre ist ein solches GCM durchaus in der Lage, langfristige starke Schwankungen des Klimas zu modellieren, welche die eigentlichen Signale des durch CO₂ verursachten Treibhauseffektes durch Superposition des "Rauschens" unkenntlich machen können. So ist es weder für das Szenarium UKTR 3140 aus den Modelljahren 31 bis 40, gültig für 2023, noch für das Szenarium UKTR 6675 der Modelljahre 66 bis 75, gültig für 2060, auszuschliessen, dass sie durch solches "Rauschen" dominiert werden (HULME et al., 1994). In HULME et al. (1994) wird darauf hingewiesen, dass selbst der Kontrollauf des transienten Experimentes ohne CO₂-Änderungen eine globale Erwärmung von etwa 0.6 °C an seinem Ende gegenüber den Startbedingungen berechnet. Weitere Einschränkungen ergeben sich durch die Interpolation von den sehr weitmaschigen Klimamodellrastern auf das 0.5°-Raster, wobei keine Höhenabhängigkeiten der Klimagrössen berücksichtigt wurden. Der Einfluss der Alpen auf das regionale Wettergeschehen kann in allen drei verwendeten Klimamodellen nicht adäquat wiedergegeben werden, da diese Modelle mit einer zu geringen räumlichen Auflösung arbeiten. Die Alpen sind dann nur ein zwischen 900 bis 1300 m ü.M. hohes Hügelland. Auch die von HULME et al. (1994) zur Interpolation der GCM-Ergebnisse auf ein 0.5°-Gitter genutzten Verfahren nach SANTER et al. (1990) berücksichtigen nicht die lokale oder regionale Topographie. Abbildung 4.1 verdeutlicht die

³ Nach den neuesten IPCC-Szenarien (IPCC, 1995) sind die globalen Erwärmungen für 2020, 2050 und 2100 um etwa 18 % grösser als nach den alten Annahmen, also 0.73 °C, 1.62 °C und 3.14 °C. Der hier für die globale Temperaturerhöhung für 2050 angenommene Wert von 1.38 °C bezieht sich demnach eher auf das Jahr 2040 und nicht auf 2050.

für hydrologische Fragestellungen recht grobe Auflösung der GCM's der UKHI- und UKTR-Experimente anhand einer Skizze des von diesen Modellen genutzten Modellrasters.

Nach der Skalierung der UKHI und der CCC-Szenarien standen insgesamt acht Klimaszenarien mit einer räumlichen Auflösung von 0.5° x 0.5° und einer zeitlichen Auflösung von einem Monat für die Grössen Niederschlag, Windgeschwindigkeit und Sonnenscheindauer (jeweils Änderungen in %), sowie für Temperatur, Strahlung und Dampfdruck (jeweils absolute Änderungen) zur Verfügung. Angaben zur Änderung der Sonnenscheindauer können nur von den transiente Szenarien UKTR 3140 und UKTR 6675 genutzt werden. Die Szenarien werden im folgenden abkürzend durch die Kennzeichnung des Experimentes und des Gültigkeitsjahres bezeichnet. UKHI 2050 steht also für die Ergebnisse des UKHI-Experimentes, skaliert für das Jahr 2050, CCC 2100 entsprechend für die Ergebnisse des CCC-Experimentes für das Jahr 2100 usw. Die transienten Szenarien werden durch Angabe der Zeitscheibe der Modelljahre spezifiziert. UKTR 3140 gilt für das Jahr 2023, UKTR 6675 gilt für das Jahr 2060.

4.2 Anwendung der Szenarien

Räumliches Downscaling vom GCM-Gitter auf das Modellgitter des hydrologischen Modells

Bei der Anwendung der verschiedenen Klimaszenarien in der hydrologischen Modellierung stellen sich zwei Probleme des Downscaling: Wie erfolgt die genaue räumliche Zuordnung der Szenarienwerte in den 0.5° -Zellen zu den 500 m-Zellen des Modellrasters und wie können die Szenarien zeitlich auf die im Modell genutzte Zeitschrittweite von einer Stunde aufgelöst werden? Da die Szenarien aus ursprünglich sehr grossen Gitterzellen nur geringe Unterschiede in den Szenarienwerten bestehen. Die räumliche Zuordnung erfolgte deshalb nach der einfachen Methode des nächsten Nachbarn. Das bedeutet, dass jedem 500 x 500 m²-Gitterelement jener Szenariumwert zugeordnet wird, welcher in der diese Modellzelle überdeckenden 0.5° -Szenarienzelle gilt. Das Thurgebiet wird von nur vier dieser 0.5° -Szenariumzellen ganz oder teilweise überdeckt, es handelt sich um die Zellen, welche den Bereich 8.5° bis 9.5° östlicher Länge und 47° bis 48° nördlicher Breite abdecken.

Einen Vergleich der unterschiedlichen Szenarien der drei besprochenen GCM-Experimente für das Jahr 2050 (bzw. 2060 für UKTR 6675) zeigen die Abbildungen 4.2 und 4.3 für Niederschlag und Temperatur bzw. Strahlung und Dampfdruck. Es wurde jeweils der Mittelwert der das Thurgebiet überdeckenden vier 0.5°-Szenariumzellen dargestellt. Deutlich sind die starken innerjährlichen Schwankungen im UKTR 6675-Szenarium zu erkennen, möglicherweise eine Folge der Kopplung von Ozean und Atmosphäre (HULME et al., 1994). Die geringsten Temperaturänderungen zeigt das CCC-Experiment – das UKHI-Experiment und das UKTR-Experiment weisen dagegen deutlich höhere Steigerungen der Temperatur auf. Trotz der starken Schwankungen im Winter und im Spätsommer erkennen. Ein einheitlicher saisonaler Verlauf, der sich zudem für die UKHI- und CCC-Experiment nahezu deckt, ist auch für die Niederschlagsszenarien festzustellen. Einer deutlichen Niederschlagszunahme im Winter steht eine deutliche Abnahme im Sommer gegenüber, so dass sich die mittleren Änderungen für das gesamte Jahr im Gegensatz zu den weltweiten Änderungen von +3 % bis +9 % dieser drei GCM-Experimente (nach HULME et al., 1994, Abb. 3.1) ausgleichen.



Abb. 4.2: Vergleich der Lufttemperatur- und Niederschlags-Szenarien von drei GCM-Experimenten für das Gebiet der Thur (Monatsmittelwerte)

Die Szenarien des Dampfdruckes in Abbildung 4.3 lassen in der ersten Hälfte des Jahres eine direkte Abhängigkeit von der Temperaturänderung (siehe Abb. 4.2) vermuten, da bei hohen relativen Luftfeuchten der Dampfdruck in etwa der Sättigungsdampfdruckkurve folgt. Erst im Sommer und Herbst machen sich die Einflüsse einer aufgrund der geringeren Niederschläge und der höheren Temperaturen häufiger reduzierten Verdunstung in geringeren Steigerungen des Dampfdruckes gegenüber den Temperaturerhöhungen bemerkbar. In der Zunahme der Nettostrahlung machen sich Effekte einer stärkeren langwelligen Rückstrahlung der Atmosphäre bei höherer Temperatur und hörerem CO₂- und Wasserdampfgehalt sowie die in allen Experimenten besonders im Sommer gegenüber dem Kontrollauf geringere Bewölkung bemerkbar (siehe HULME et al., 1994, Abb. 3.4).



Abb. 4.3: Vergleich der Dampfdruck- und Strahlungs-Szenarien von drei GCM-Experimenten für das Gebiet der Thur (Monatsmittelwerte)

Zeitliches Downscaling der Szenarien auf den Zeitschritt des hydrologischen Modells

Die zeitliche Auflösung der Szenarien von Monatswerten auf die im Modell genutzten Stundenwerte erfolgt durch einfaches lineares Skalieren des aktuellen Klimas durch die relativen Änderungen bzw. durch Addieren der absoluten Änderungen zum aktuellen Klima in jedem Modellintervall. Dabei wird lediglich eine zeitliche Interpolation der Monatswerte auf die einzelnen Tage des Jahres durchgeführt. Es wird die Annahme getroffen, dass sowohl der heute beobachtbare Tagesgang aller Klimaparameter als auch deren tägliche Abfolge als Grosswetterlagen auch unter veränderten Klimabedingungen noch realistisch sind. Gerade unter veränderten globalen Zirkulationmustern dürften beide Bedingungen nicht mehr in allen Fällen erfüllt sein. Auch die innertägliche Verteilung des Niederschlages wird möglicherweise Änderungen erfahren, da sie stark von der Wetterlage abhängig ist. Bei erhöhtem Strahlungsangebot und erhöhter Temperatur können grössere atmosphärische Turbulenzen zu einem erhöh-

126

ten Anteil von konvektiven Ereignissen am Niederschlagsregime führen. So muss gerade die für die hydrologische Modellierung so sensible räumlich-zeitliche Verteilung der Niederschläge als das unsicherste Szenarium bezeichnet werden.

127

Dennoch stellt diese einfache Art des Downscaling eine zur Zeit vertretbare Annahme dar, die auch aufgrund der zwischen den Teilnehmern des EU-Projektes zu wahrenden Kompatibilität in der Anwendung der Szenarien festgelegt werden musste. In der Abbildung 4.4 ist ein Vergleich der heutigen mittleren Jahresgänge von Temperatur und Niederschlag zu den mit Hilfe der Klimaszenarien des UKTR 6675-Experimentes konstruierten zukünftig zu erwartenden Jahresgängen dargestellt. Die Darstellungen beziehen sich auf die Mittelwerte aller für die Modellierung der Thur genutzten Klimastationen, deren mittlere Höhe etwa 800 m ü.M. beträgt. Bereits aus dieser einfachen Darstellung ist ein starker Anstieg der 0 °C-Linie zu vermuten. Das veränderte Niederschlagsregime mit stärkeren Winter- und geringeren Sommerniederschlägen wird aus der rechten Darstellung deutlich.



Abb. 4.4: Temperatur und Niederschlag als mittlerer monatlicher Jahresgang im Thurgebiet für heutiges Klima und für die aufgrund des UKTR 6675-Szenariums zu erwartenden Veränderungen.

In Anbetracht der oft recht groben Annahmen über die zeitlich-räumliche Gültigkeit der Szenarien sowie der grossen Unterschiede zwischen den Ergebnissen der drei vorgestellten GCM's ist es an dieser Stelle notwendig darauf hinzuweisen, dass die im folgenden dargestellten Ergebnisse der Szenarienanalysen keine Vorhersagen über das Abflussregime der Thur im Jahr 2050 sind. Bei den Klimaszenarien handelt es sich um mehr oder weniger plausible, auf physikalischer Grundlage gewonnene Datensätze – in der hydrologischen Modellierung werden dann die Auswirkungen dieser Klimaszenarien lediglich in hydrologische Szenarien umgesetzt.

Vorgehensweise bei der Erzeugung der hydrologischen Szenarien

Für die Szenarienrechnungen wurde mit den in Kapitel 3 beschriebenen geographischen, meteorologischen und hydrologischen Daten der Basiszeitraum 1981 bis 1995 ohne Änderung der kalibrierten Parameter erneut modelliert. Die 15 Modelljahre wurden für alle acht Klimaszenarien (UKHI 2020, 2050 und 2100, CCC 2020 2050 und 2100, UKTR 3140 und UKTR 6675) separat berechnet. Zusammen mit dem Kontrollauf ohne Klimaszenarien mussten 135 Modelljahre modelliert werden. Bei diesem Umfang sind an dem dafür verwendeten Computer bereits Rechenzeiten von mehreren Wochen für eine Modellierung im Zeitschritt von einer Stunde nötig.

4.3 Ergebnisse der Szenarienrechnung

4.3.1 Allgemeine Ergebnisse – Bilanzen

Die durch die Klimaszenarien induzierten Änderungen in den Jahresbilanzen der Wasserhaushaltsgrössen Niederschlag, Verdunstung und Abfluss sind in Tabelle 4.1 zusammengefasst. Für die Szenarien UKHI 2050, CCC 2050 und UKTR 6675 sind neben den Bilanzen für das Gesamtgebiet auch die Bilanzen für die 11 Teilgebiete der Thur dargestellt. Diese drei Szenarien werden den Schwerpunkt der folgenden Auswertung bilden. Die Szenarien UKHI 2020 und UKHI 2100 sowie CCC 2020 und CCC 2100 beziehen sich entweder auf zu weit entfernte Zeithorizonte oder sind noch nicht signifikant genug, um deutliche Änderungen gegenüber dem Ist-Zustand erkennen zu lassen. Das UKTR 3140-Szenarium mit seinem Gültigkeitsbereich um das Jahr 2023 ist zusätzlich noch mit grossen Unsicherheiten wegen des Einflusses der Ozeane auf das Klima behaftet (HULME et al. 1994). In Tabelle 4.1 sind die aus der Kalibrierung/Validierung des Thurgebietes berechneten Grössen aus Tabelle 3.9 zum Vergleich noch einmal enthalten. In allen Bilanzen hat sich, wie schon bei der Vorstellung der genutzten Klimaszenarien dargestellt, die Jahres-Niederschlagssumme *P* gegenüber dem aktuellen Klima im Kontrollauf kaum geändert (-1.8 % für UKTR 3140 bis +2.9 % für CCC 2100).

Die augenscheinlichsten Veränderungen ergaben sich bei der Verdunstung und demzufolge, da die Jahresniederschläge etwa konstant blieben, im Verhältnis ET/R gedämpft beim Abfluss. Die grössten Änderungen sind mit den UKHI-Szenarien berechnet worden. So nahm die Verdunstung um 7 % bis 34 % zu, der Abfluss nahm um 4 % bis 19 % ab. Am schwächsten reagierte das Modell auf die Szenarien des CCC-Experimentes. Die Verdunstung stieg dabei um 1 % bis 6 %, der Abfluss nahm bei um 1 % bis 3 % gestiegenem Niederschlag lediglich um 1 % zu. Aus einem Vergleich der Änderungen von Verdunstung bzw. Abfluss für verschiedene Zeithorizonte derselben Szenarien ist auch in den Bilanzen deutlich ein lineares Verhalten mit der Zeit zu erkennen. So erhöht sich die Verdunstung im UKHI-Szenarium bis zum Jahr 2020 um 7 %, bis 2050 um 15 % und bis 2100 gar um 34 %; dabei nimmt der Abfluss um 4 %, 9 % bzw. 19 % ab. Dies muss als eine Folge der linearen Skalierung der räumlich-zeitlichen Verläufe der Klimaszenarien auf einen gewünschten Zeithorizont (HULME et al., 1994) angesehen werden. Anders sieht die Reaktion bei den Ergebnissen der transienten Klimaszenarien UKTR 3140 und UKTR 6675 aus. Diese Szenarien sind relativ unabhängig voneinander entstanden. Beide Szenarien führen zu zunehmender Verdunstung und zu abnehmendem Abfluss. Die bereits erwähnte Möglichkeit der Beeinflussung dieser Klimaszenarien durch die in gekoppelten Ozean-Atmosphäre-GCM auftretenden sehr niederfrequenten Schwingungen (HULME et al., 1994) wirkt sich hier auch auf die Ergebnisse der hydrologischen Modellierung aus.

Szenarium	Gebiet	Nieder- schlag <i>P</i> [mm]	ΔP [%]	Verdun- stung <i>ET</i> [mm]	ΔET [%]	Abfluss R [mm]	Δ <i>R</i> [%]
Kontrollauf	Andelfingen/Thur (gesamt)	1486	-	539	-	947	-
(ohne Szenarien)	Frauenfeld/Murg	1298	-	559	-	739	-
	Wängi/Murg	1394	-	558	-	836	-
	Halden/Thur	1654	-	523	-	1131	-
	St.Gallen/Sitter	1787	-	502	-	1285	-
	Hundwil/Urnäsch	1921	-	497	-	1424	-
	Appenzell/Sitter	1943	-	434	-	1509	-
	Herisau/Glatt	1568	-	540	-	1028	-
	Jonschwil/Thur	1754	-	507	-	1247	-

Tabelle 4.1:Vergleich der Wasserhaushaltsbilanzen für das Thurgebiet und seine 11 Teilgebiete ohne
Klimaszenarien mit den Ergebnissen der Szenarienrechnungen; ΔP , ΔET und ΔR sind die
Änderungen in Niederschlag, Verdunstung bzw. Abfluss durch den Einfluss der Klimaszena-
rien, jeweils in % der mittleren Jahressumme des Zeitraumes 1981 bis 1995

Szenarium	Gebiet	Nieder-	ΔP	Verdun-	ΔΕΤ	Abfluss	ΔR
		schlag P		stung		R	
		[mm]	[%]	ET	[%]	[mm]	[%]
				[mm]			
	Mosnang/Rietholzbach	1543	-	550	-	993	-
	Mogelsberg/Necker	1726	-	532	-	1194	-
	Stein-Iltishag/Thur	1980	-	397	-	1583	-
UKHI 2050	Andelfingen/Thur (gesamt)	1486	±0.0	620	+15.0	866	-8.6
	Frauenfeld/Murg	1303	+0.4	636	+13.8	667	-9.7
	Wängi/Murg	1399	+0.4	640	+14.7	759	-9.2
	Halden/Thur	1650	-0.2	610	+16.6	1040	-8.0
	St.Gallen/Sitter	1777	-0.6	592	+17.9	1185	-7.8
	Hundwil/Urnäsch	1912	-0.5	592	+19.1	1320	-7.3
	Appenzell/Sitter	1937	-0.3	517	+19.1	1420	-5.9
	Herisau/Glatt	1559	-0.6	634	+17.4	925	-10.0
	Jonschwil/Thur	1752	-0.1	595	+17.4	1157	-7.2
	Mosnang/Rietholzbach	1545	+0.1	637	+15.8	908	-8.6
	Mogelsberg/Necker	1720	-0.3	625	+17.5	1095	-8.3
	Stein-Iltishag/Thur	1977	-0.2	470	+18.4	1507	-4.8
UKTR 6675	Andelfingen/Thur (gesamt)	1497	+0.7	625	+16.0	872	-7.9
(gilt für 2060)	Frauenfeld/Murg	1317	+1.5	642	+14.8	675	-8.7
	Wängi/Murg	1414	+1.4	646	+15.8	768	-8.1
	Halden/Thur	1662	+0.5	616	+17.8	1046	-7.5
	St.Gallen/Sitter	1789	+0.1	598	+19.1	1191	-7.3
	Hundwil/Urnäsch	1926	+0.3	598	+20.3	1328	-6.7
	Appenzell/Sitter	1949	+0.3	522	+20.3	1427	-5.4
	Herisau/Glatt	1569	+0.1	641	+18.7	928	-9.7
	Jonschwil/Thur	1765	+0.6	601	+18.5	1164	-6.7
	Mosnang/Rietholzbach	1562	+1.2	643	+16.9	919	-7.5
	Mogelsberg/Necker	1733	+0.4	631	+18.6	1102	-7.7
	Stein-Iltishag/Thur	1992	+0.6	478	+20.4	1514	-4.4
CCC 2050	Andelfingen/Thur (gesamt)	1508	+1.5	553	+2.6	955	+0.8
	Frauenfeld/Murg	1319	+1.6	572	+2.3	747	+1.1
	Wängi/Murg	1417	+1.6	573	+2.7	844	+1.0
	Halden/Thur	1675	+1.3	538	+2.9	1137	+0.5
	St.Gallen/Sitter	1806	+1.1	518	+3.2	1288	+0.2
	Hundwil/Urnäsch	1947	+1.4	515	+3.6	1432	+0.6
	Appenzell/Sitter	1969	+1.3	447	+3.0	1522	+0.9
	Herisau/Glatt	1583	+1.0	560	+3.7	1023	-0.5
	Jonschwil/Thur	1780	+1.5	522	+3.0	1258	+0.9
	Mosnang/Rietholzbach	1565	+1.4	567	+3.1	998	+0.5
	Mogelsberg/Necker	1747	+1.2	549	+3.2	1198	+0.3
	Stein-Iltishag/Thur	2013	+1.7	404	+1.8	1609	+1.6
UKHI 2020	Andelfingen/Thur (gesamt)	1488	+0.1	576	+6.9	912	-3.7
CCC 2020	Andelfingen/Thur (gesamt)	1497	+0.7	545	+1.1	952	+0.5
UKTR 3140 (2023)	Andelfingen/Thur (gesamt)	1459	-1.8	599	+11.1	860	-9.2
UKHI 2100	Andelfingen/Thur (gesamt)	1490	+0.3	720	+33.6	770	-18.7
CCC 2100	Andelfingen/Thur (gesamt)	1529	+2.9	571	+5.9	958	+1.2

4.3.2 Veränderungen im Jahresgang

Die Betrachtung der Bilanzen der Wasserhaushaltsgrössen Niederschlag, Verdunstung und Abfluss kann bereits wichtige Hinweise auf die Art der Auswirkungen der Klimaszenarien auf das hydrologische Verhalten der Thur liefern. So ist nach den genutzten Szenarien allgemein mit zunehmender Verdunstung und abnehmenden Abflüssen zu rechnen (Tabelle 4.1). Die ökologischen und ökonomischen Auswirkungen dieser Bilanzänderungen sind jedoch davon abhängig, wie sie zeitlich und räumlich verteilt sind. Deshalb werden im folgenden die hydrologischen Regime jeweils für alpine und voralpine Gebiete in höherer zeitlicher Auflösung untersucht. Als repräsentative Gebiete werden als alpines Gebiet das Einzugsgebiet des Pegels Stein-Iltishag/Thur (84 km², 860 bis 2500 m ü.M.) sowie als tiefergelegenes, voralpines Gebiet das Einzugsgebiet der Murg am Pegel Frauenfeld (212 km², 390 bis 1030 m ü.M.) mit den jeweiligen Ergebnissen für das gesamte Thurgebiet verglichen.

Dauerlinien

Einen ersten Überblick über die zeitlich-räumliche Aufteilung der szenarienbedingten Änderungen des hydrologischen Regimes geben die Dauerlinien wie sie in Abbildung 4.5 dargestellt sind. Der Massstab der Abszissen ist nach der Normalverteilung unterteilt, so dass sich zusammen mit den logarithmisch geteilten Ordinaten bei der Darstellung log-normalverteilter Grössen annähernd eine Gerade ergeben sollte. Bis auf den extremen Niedrigwasserbereich, der als unterer Grenzwert einer dreiparametrigen LN3-Verteilung interpretiert werden kann, trifft diese Annahme auf alle in Abbildung 4.5 gezeigten Dauerlinien annähernd zu. Aus dem Vergleich der drei Darstellungen geht hervor, dass das Regime der Thur und dessen Änderung durch Klimaszenarien am Pegel Andelfingen vor allem durch die tieferen, voralpinen Teilgebiete geprägt wird - bedingt durch den 75% igen Anteil der Flächen unter 1000 m ü.M. an der Gesamtfläche des Thurgebietes. So ist an den Dauerlinien für die alpinen Gebietsteile in der rechten Graphik in Abbildung 4.5 praktisch kein Einfluss der Klimaszenarien auf die Unterschreitungswahrscheinlichkeiten der Abflüsse festzustellen, während die voralpinen Gebietsteile in der mittleren Darstellung wesentliche Abnahmen bei den Niedrigwasserabflüssen erkennen lassen. Dieser Einfluss ist für die gesamte Thur dominant. Die Form der Darstellung des Abflusses als Dauerlinie von Tagessummen des Abflusses kann jedoch zwei wesentliche Eigenschaften des Abflussregimes nicht erfassen. Dies ist erstens die zeitliche Verteilung der Abflüsse innerhalb des Jahres und zweitens die Veränderung im Hochwasserbereich, da die Hochwasser im Gebiet der Thur eine wesentlich kürzere Betrachtungszeit als einen Tag erfordern. Die Änderungen in den Hochwasserverteilungen werden im Kapitel 4.3.3 betrachtet.



Abb. 4.5: Dauerlinien des gesamten Einzugsgebietes der Thur (Pegel Andelfingen), des voralpinen Teileinzugsgebietes der Murg (Pegel Frauenfeld) und des alpinen Einzugsgebietes der oberen Thur (Pegel Stein-Iltishag) für den Kontrollauf und für drei Szenarien für 2050

Änderungen in der jahreszeitlichen Verteilung der Abflüsse

Nachfolgend werden die Änderungen in der zeitlichen Verteilung der Abflüsse näher untersucht. Dazu wurden jeweils die Tagessummen der Abflüsse für die einzelnen Monate getrennt betrachtet, also alle Januar-Tagesabflüsse der Jahre 1981 bis 1995 als ein Datenkollektiv, alle Februar-Tagesabflüsse der Jahre 1981 bis 1995 als ein Datenkollektiv, alle Februar-Tagesabflüsse der Jahre 1981 als 1995 als ein Datenkollektiv usw. Für jeden Monat wurden daraus Dauerlinien berechnet, deren 5 %-, 50 %- und 95 %-Quantile anschliessend als Niedrig-, Mittel- und Hochwasserregime dargestellt wurden. Die Darstellungen erfolgen jeweils für die Szenarien UKHI 2050, UKTR 6675 und CCC 2050 im Vergleich zu den Regimes des Kontrollaufes. Abbildung 4.6 zeigt die Ergebnisse für das Gesamtgebiet der Thur. Das Hochwasserregime, das sind die Tagesabflüsse mit Unterschreitungswahrscheinlichkeit von 95 % und mehr, zeigt für die Gegenwart ein jahreszeitlich relativ ausgeglichenes Bild. Dies ist bedingt durch die Überlagerung der pluvialen⁴ bis pluvio-nivalen Abflüsse aus den voralpinen Gebieten mit den nivo-pluvialen bis nivalen Abflüssen aus den alpinen Gebietsteilen. Mit zunehmenden Temperaturen verschiebt sich dieses Regime mehr zum pluvio-nivalen Regime. Auch an den mittleren Abflüssen der Thur in Abbildung 4.6 c ist diese Verschiebung vom Schnee-Regenregime zu einem ausgeprägteren Regenregime zu erkennen.



Abb. 4.6: Abflussregime am Pegel Andelfingen/Thur (Gesamtgebiet) für die drei Szenarien UK-HI 2050, CCC 2050 und UKTR 2050 als monatliche Werte der 95 %-Quantile (a), der 5 %-Quantile (b) und des mittleren Abflusses (c) der Dauerlinien der einzelnen Monate im Vergleich zum Regime des Kontrollaufes.

Deutlich wird dies am Regime für das UKTR 6675-Szenarium, welches nur noch ein Maximum im Dezember und ein Minimum im Spätsommer aufweist, unterbrochen durch Resteinflüsse des alpinen Gebietsteils. Die Temperaturerhöhungen in den Klimaszenarien bewirken einen Anstieg der mittleren

⁴ pluvial: Regenregime, grösste Abflüsse im Winter (beim ozeanischen Regenregime), im Thurgebiet für Höhen < 500 m ü.M.; pluvio-nival: Regenregime mit geringem Einfluss der Schneeschmelze (im Thurgebiet etwa 500 bis 1000 m ü.M.); nivo-pluvial: komplexes Regime mit Schnee- und Regeneinfluss, im Thurgebiet zwischen 1000 und 2000 m ü.M.; nival: Schneeregime, grösste Abflüsse im Frühsommer (Thur: > 2000 m ü.M.); Einteilungen nach PARDÉ in KELLER (1962)

Schneegrenze um bis zu 500 m (siehe Kapitel 4.3.4), woraus sich diese Regimeverschiebungen erklären lassen.

Besonderes Augenmerk verdienen die bei allen Szenarien während des Sommers und des Herbstes abnehmenden mittleren Abflüsse sowie die ebenfalls stark reduzierten Niedrigwasserabflüsse. Zum Teil erreichen diese Abflüsse nur noch 50 % ihres heutigen Niveaus, wie zum Beispiel die mittleren Abflüsse zwischen August und Oktober oder die Niedrigwasserabflüsse zwischen August und November (jeweils die Ergebnisse des UKTR 6675-Szenariums). Dabei kann das Verhalten des Thurgebietes als typisch für das gesamte schweizerische voralpine bis alpine Einzugsgebiet des Rheins angesehen werden, dem Hauptwasserlieferanten für den Ober- und Niederrhein. Die Reduzierung der für die vielfältigen Nutzungen des Rheins besonders wichtigen sommerlichen und herbstlichen Abflüsse ist eines der markantesten Ergebnisse der Szenarienberechnungen. So wirkt sich die geringere Abflussmenge sowohl direkt auf die Schiffahrt als auch indirekt über die zu erwartende Konzentrationserhöhung von Abwässern und Nitraten auf die Wasserqualität und damit möglicherweise auf die Trinkwasserversorgung aus. Auch die thermische Belastbarkeit wird bei geringeren Abflussmengen kleiner, was in Niedrigwasserperioden die Verwendung von Wasser als Kühlwasser für Kraftwerke einschränken könnte, zumal die Wassertemperaturen schon ohnehin wegen der in den Szenarien gestiegenen Lufttemperaturen höher als heute sein dürften. Abbildung 4.7 zeigt eine vergleichbare Darstellung für das voralpine Teileinzugsgebiet der Murg am Pegel Frauenfeld. Die bei allen Szenarien zunehmende Verdunstung und der im Sommer abnehmende Niederschlag führen zu deutlichen Abnahmen der Abflüsse im Spätsommer und im Herbst. Gleichzeitig bewirken die leicht zunehmenden winterlichen Niederschläge ein Ansteigen der Winterabflüsse, welche wegen der gestiegenen Schneegrenze nur noch selten aus Schneeschmelze im März/April, sondern immer häufiger direkt aus den Niederschlägen im niederschlagsreichsten Wintermonat Dezember entstehen.



Abb. 4.7: Abflussregime am Pegel Frauenfeld/Murg (tiefes bis voralpines Gebiet) für die drei Szenarien UKHI 2050, CCC 2050 und UKTR 2050 als monatliche Werte der 95 %-Quantile (a), der 5 %-Quantile (b) und des mittleren Abflusses (c) der Dauerlinien der einzelnen Monate im Vergleich zum Regime des Kontrollaufes.

Die Veränderungen im Abflussregime des alpinen Teilgebietes der oberen Thur am Pegel Stein-Iltishag sind in Abbildung 4.8 dargestellt. Das heutige Abflussregime kann als deutlich schneegeprägt charakterisiert werden. Das wird sowohl am mittleren Abfluss in Abbildung 4.8 c als auch an den Jahresgängen von Hoch- und Niedrigwasserabflüssen in Abbildung 4.8 a und b deutlich. Unter dem Einfluss aller Klimaszenarien, selbst des in den voralpinen Gebieten moderater wirkenden CCC 2020-Szenariums, verschiebt sich das Regime jedoch deutlich in Richtung eines schnee- und regenbeeinflussten Abflussregimes mit einem kleineren, regenbedingten Abflussmaximum im Dezember/Januar und dem weiterhin bedeutenderen Schneeschmelz-Maximum im Mai/Juni. Am deutlichsten sind diese Veränderungen an den hohen Abflüssen in Abbildung 4.8 a zu erkennen. Die starken Erhöhungen der Hochwasserabflüsse im Winter und ihre Abnahme im Sommer lässt darauf schliessen. dass sich gerade in den alpinen Gebieten die Hochwassergefahr im Winter stark erhöht (siehe folgender Abschnitt 4.3.3). Da die Speicherwirkung der Schneedecke wegen der steigenden Schneegrenze besonders in den Lagen unterhalb 2000 m ü.M. erheblich abnehmen wird, müssen die Wasserkraftwerke, deren Haupteinzugsgebiete in diesen Höhenlagen liegen, mit Einbussen rechnen, sofern sie nicht über genügend künstlichen Speicherraum verfügen, um den grösseren Anteil an flüssigem Niederschlag zurückhalten und nach Bedarf zur Energieerzeugung einsetzen zu können.



Abb. 4.8: Abflussregime am Pegel Stein-Iltishag/Thur (alpines Gebiet) für die drei Szenarien UK-HI 2050, CCC 2050 und UKTR 2050 als monatliche Werte der 95 %-Quantile (a), der 5 %-Quantile (b) und des mittleren Abflusses (c) der Dauerlinien der einzelnen Monate im Vergleich zum Regime des Kontrollaufes.

Zusammenfassend kann zu den Änderungen in den Abflussverhältnissen festgestellt werden:

- 1. Je nach Höhenlage und davon abhängiger mittlerer Jahrestemperatur reagieren die unterschiedlichen Gebietsteile sehr verschieden auf die Klimaszenarien.
- 2. in tieferen Gebietsteilen findet durch höhere Verdunstung und veränderte innerjährliche Niederschlagsverteilung eine starke Abnahme der sommerlichen und herbstlichen Abflüsse besonders im mittleren und niedrigen Abflussbereich statt. Der mittlere Jahresabfluss nimmt ab. Das Abflussregime der Thur verschiebt sich vom noch teilweise durch Schneeschmelze beeinflussten zum fast ausschliesslich durch Regen beeinflussten Abflussregime.
- 3. Steigende mittlere Jahrestemperaturen und die damit verbundene steigende Schneegrenze führen in alpinen Teilgebieten zu starken Regimeänderungen. Aus nivalen (schneedominierten) Abflussregimen werden in zunehmendem Masse nivo-pluviale (schnee- und regendominierte) Abflussregime. Besonders in den Hochwasserabflüssen werden starke Verschiebungen vom Sommer in den Winter deutlich. An der Art und den Parametern der Verteilungsfunktion der Abflüsse ändern diese Regimeverschiebungen allerdings wenig, so dass sich die Dauerlinien alpiner Teilgebiete ohne und mit Klimaszenarien weitgehend gleichen.
- Gefahren f
 ür die Wasserqualit
 ät oder ökonomische Einbussen könnten sich aus den geringeren sommerlichen und herbstlichen Abfl
 üssen besonders f
 ür die Anrainerstaaten des Ober- und Unterrheins ergeben.

4.3.3 Veränderungen in der Häufigkeit extremer Ereignisse

In den bisherigen Auswertungen der Ergebnisse der Klimaszenarien-Modellrechnungen wurden lediglich statistische Eigenschaften von Tagessummen des Abflusses untersucht. Ein Ziel der Studie sind jedoch auch Aussagen zu den zu erwartenden Veränderungen in den extremen Bereichen des Abflusses. Reichen für die Niedrigwasserbetrachtungen Tagesabflüsse aus, so werden für eine Analyse der Hochwasser Abflüsse im Stundenzeitschritt benötigt, weshalb die Modellierung des Thurgebietes in dieser hohen zeitlichen Auflösung erfolgte. Für die nachfolgenden Auswertungen wurden wiederum die Daten der 15 Modelljahre 1981 bis 1995 genutzt. Dieser Zeitraum ist für extremwertstatistische Aussagen sehr kurz, deshalb werden Extrapolationen nur bis zum 50-jährlichen Hochwasser bzw. bis zum 20-jährlichen Niedrigwasser aus den Verteilungsfunktionen untersucht. Dabei muss bei 50-jährlichen Hochwassern bereits mit einem Fehlerbereich von ± 30 % gerechnet werden. Die szenarienbedingten Änderungen der Hochwasser- und Niedrigwasser-Verteilungsfunktionen sind immer im Vergleich zu den Ergebnissen des Kontrollaufes zu sehen.



Abb. 4.9: Ergebnisse der statistischen Analysen der Hoch- und Niedrigwasser für die Thur (Pegel Andelfingen); (a) Winterhochwasser, (b) Sommerhochwasser, (c) Jahreshochwasser und (d) Niedrigwasser; beobachtete Werte und Ergebnisse des Kontrollaufes im Vergleich mit drei Szenarien-Ergebnissen für den Zeithorizont um 2050 (Basisdaten 1981 ... 1995)

Abbildung 4.9 stellt die Ergebnisse der statistischen Analysen der Hoch- und Niedrigwasser für das gesamte Einzugsgebiet der Thur dar. Die beiden oberen Teildarstellungen (a) und (b) beziehen sich auf die Winter- bzw. Sommerhochwasser, unten sind die Jahreshochwasser (c) bzw. die Niedrigwasser (d) erfasst. Für die saisonale Unterteilung wurden die Monate Mai bis Oktober als Sommer, die Monate November bis April als Winter gezählt. Für die Niedrigwasser wurden aus jedem Jahr die niedrigsten Werte des gleitenden Mittelwertes des Abflusses über sieben Tage (NM₇Q) statistisch untersucht. Diese Abflusskenngrösse ist aussagekräftiger als der absolute Tiefstwert des Abflusses, da für Niedrigwasseranalysen die Dauer der Unterschreitung eines Schwellenwertes und die Abflussdefizite bedeutender sind als die kurzfristigen Tiefstwerte. Die Darstellungen enthalten neben den Verteilungs-

funktionen der Scheitelabflüsse für die modellierten Szenarien UKHI 2050, UKTR 6675 und CCC 2050 noch die Verteilungsfunktionen für die Ergebnisse des Kontrollaufes sowie die aus den beobachteten Abflüssen berechneten Wahrscheinlichkeitsverteilungen. Für alle Hochwasser wurde die Extremalverteilung Typ I (Gumbelverteilung) verwendet, für die Niedrigwasser kam die Extremalverteilung Typ III (3-parametrige Weibullverteilung) zum Einsatz.

Vergleich der Statistiken für beobachtete und modellierte Hoch- und Niedrigwasser

Ein Vergleich der Verteilungsfunktionen für den Kontrollauf und für die beobachteten Abflüsse in Abbildung 4.9 zeigt, dass die Hochwasserspitzen im Modell besonders im Sommer um bis zu 15 % unterschätzt werden (durchgezogene und gepunktete Linien in Abbildung 4.9 b). Diese Unterschätzung ist bei seltenen Hochwassern höher als bei häufigeren Hochwassern. Bei Winterhochwassern dagegen wurden die modellierten Hochwasser um konstant ≈ 0.1 mm/h unterschätzt (prozentual -12 % bis -5 %). Die Jahreshochwasser wurden um etwa 9 % bis 15 % unterschätzt. Dagegen sind die Niedrigwasser in ihrer statistischen Verteilung mit -9 % bis +1 % Abweichung insbesondere für längere Wiederkehrsintervalle recht gut getroffen. Die Übereinstimmung der Verteilungsfunktionen aus beobachteten Daten und Kontrollaufergebnissen kann, eingedenk einer Fehlerspanne von 20 bis 30 %, für Hochwasser als befriedigend und für Niedrigwasser als gut bis sehr gut angesehen werden.

Szenarienergebnisse: Hochwasser in voralpinen Gebieten und im Gesamtgebiet

Die Veränderungen der Hochwasserverteilungen unter dem Einfluss der Klimaszenarien zeigen das schon von der Betrachtung der Jahresgänge her erwartete Verhalten (Abbildung 4.9): Die steigenden Winterniederschläge sowie der steigende Anteil flüssigen Niederschlages führen zu grösseren Winterhochwassern. Das 50-jährliche Hochwasser nimmt dabei um 12 % für UKHI 2050 bis 21 % für UKTR 6675 zu. Im Sommer dagegen wirken die wegen der grösseren Verdunstung und des geringeren Niederschlages trockeneren Böden um 4 bis 11 % abmindernd auf die Hochwasser ein. Da die Jahreshochwasser des vorliegenden Datenkollektivs für längere Wiederkehrsperioden vor allem durch die Winterhochwasser, für kürzere Wiederkehrsperioden aber durch die Sommerhochwasser geprägt werden, ergibt sich für die Veränderung der Verteilung der Jahreshochwasser ein differenziertes Bild. So gleichen sich für Wiederkehrsperioden kleiner als 10 Jahre die Anstiege im Winter mit den sommerlichen Abnahmen aus, wogegen bei längeren Wiederkehrsintervallen die winterlichen Anstiege dominieren. Jedoch sind diese Anstiege mit maximal 9 % bis 6 % gegenüber den Hochwasserverteilungen aus dem Kontrollauf recht klein in Bezug auf den Fehlerbereich von etwa ± 30 % für das 50-jährliche Hochwasser. Die erhöhten Winterhochwasser stammen, wie weiter unten gezeigt wird, aus den alpinen Teileinzugsgebieten.

Szenarienergebnisse: Niedrigwasser in voralpinen Gebieten und im Gesamtgebiet

Deutlich ausserhalb der Fehlergrenzen und damit signifikant sind die Änderungen der Niedrigwasserverteilungen für das UKHI 2050- und das UKTR 6675-Szenarium für die gesamte Thur (. Wegen der geringeren Temperaturerhöhung und der im August/September geringeren Niederschlagsabnahme als in den anderen Szenarien zeigt das CCC 2050-Szenarium nur geringe Beeinflussungen der Niedrigwasserabflüsse. Die stärksten Abnahmen der Niedrigwasser werden mit dem UKTR 6675-Szenarium berechnet.

Ähnliche Ergebnisse wie für die gesamte Thur sind in Abbildung 4.10 für das voralpine Teileinzugsgebiet der Murg (Pegel Frauenfeld, 212 km²) dargestellt. Die entgegengesetzten Trends der Hochwasserverteilungen im Sommer und Winter überlagern sich zu einer kaum veränderten Verteilung der Jahreshochwasser. Lediglich die Ergebnisse des CCC 2050-Szenariums zeigen gegenüber den Ergebnissen des Kontrollaufes einen leichten Anstieg der Hochwasser aller Unterschreitungswahrscheinlichkeiten um etwa 10 %. Interessanterweise sind in den voralpinen Gebieten die Änderungen der Hochwasserverteilungen für die Ergebnisse der CCC 2050-Szenarien am stärksten – dies ist auf den geringen Anstieg der Temperatur und damit der Verdunstung im Vergleich zu den anderen Szenarien und daraus folgender grösserer Abflussbereitschaft der Böden zurückzuführen. Die Gefahren durch Hochwasser werden in diesen Gebieten nicht wesentlich grösser werden. Wie für das gesamte Thurgebiet, so zeigen die Niedrigwasser auch für die voralpinen Gebiete einen deutlichen Trend zu niedrigeren Werten, am ausgeprägtesten für das transiente UKTR 6675-Szenarium. Die bereits bei der Analyse der Regime dargelegten Gefahren für Wasserversorgung und Ökosysteme durch abnehmende Niedrigwasser müssen damit in diesen Gebieten beachtet werden.



Abb. 4.10: Ergebnisse der statistischen Analysen der Hoch- und Niedrigwasser für die Murg (Pegel Frauenfeld); (a) Winterhochwasser, (b) Sommerhochwasser, (c) Jahreshochwasser und (d) Niedrigwasser; Ergebnisse des Kontrollaufes im Vergleich mit drei Szenarien-Ergebnissen für den Zeithorizont um 2050 (Basisdaten 1981 ... 1995)

Szenarienergebnisse: Hochwasser in alpinen Gebieten

Die Hoch- und Niedrigwasserstatistiken für das alpine Teileinzugsgebiet des Pegels Stein-Iltishag zeigen gegenüber den Ergebnissen für die unteren Gebietsteile der Thur bedeutende Unterschiede. In Abbildung 4.11 sind die Hoch- und Niedrigwasser-Verteilungsfunktionen für dieses alpine Gebiet dargestellt. Zwar bleiben, wie das im Abschnitt 4.3.2 gezeigt wurde, die Änderungen der Jahresbilanzen des Abflusses für die alpinen Gebiete unter 5 %, jedoch ändert sich die innerjährliche Verteilung der Abflüsse sehr stark (Abbildung 4.8). Wie bereits angedeutet, äussert sich das am stärksten in einer durch höheren Flüssiganteil am Niederschlag bedingten Zunahme der winterlichen Hochwasser. Diese Zunahme ist sehr signifikant und liegt ausserhalb der Fehlerbereiche der Verteilungsfunktion. Am grössten sind die Zunahmen beim UKTR 6675-Szenarium mit +70 % für das 50-jährliche Hochwasser aus. Im Sommer kann dagegen für kurze Wiederkehrsperioden ein leichtes Abnehmen der Hochwassern, keine Änderungen gegenüber dem Kontrollauf entstehen. Auf die Jahreshochwasser wirken sich diese beiden verschieden starken und unterschiedlich gerichteten Halbjahrestrends so aus, dass sich, ausgehend vom unveränderten 2-jährlichen Hochwasser, mit länger

werdender Wiederkehrsperiode die Hochwasser immer mehr vergrössern. Für das CCC 2050-Szenarium bleiben diese Zunahmen immer unter 15 % und liegen im Fehlerbereich der Verteilungsfunktion, hingegen erreichen die Zunahmen bei den Szenarien UKHI 2050 und UKTR 6675 nicht vernachlässigbare Grössen von +26 % bzw. +42 % für das 50-jährliche Hochwasser gegenüber den Ergebnissen des Kontrollaufes.



Abb. 4.11: Ergebnisse der statistischen Analysen der Hoch- und Niedrigwasser für die obere Thur (Pegel Stein-Iltishag); (a) Winterhochwasser, (b) Sommerhochwasser, (c) Jahreshochwasser und (d) Niedrigwasser; Ergebnisse des Kontrollaufes im Vergleich mit drei Szenarien-Ergebnissen für den Zeithorizont um 2050 (Basisdaten 1981 ... 1995)

Szenarienergebnisse: Niedrigwasser in alpinen Gebieten

Die Niedrigwasserstatistiken zeigen für alle Szenarien eine leichte, nicht signifikante Zunahme bei den 2- und 5-jährlichen Niedrigwasserabflüssen. Die Häufigkeit der 10- und 20-jährlichen Niedrigwasserabflüsse bleibt dagegen konstant bzw. zeigt einen sehr leichten Abwärtstrend. Dieser Gegensatz zu den Reaktionen der voralpinen Gebiete auf die Klimaszenarien macht die Notwendigkeit einer getrennten Betrachtung der verschiedenen Höhenbereiche deutlich.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass in alpinen Gebieten kaum Änderungen in der Auftretenswahrscheinlichkeit der Niedrigwasserabflüsse, dagegen aber starke Verschiebungen bei den Hochwasserwahrscheinlichkeiten hin zu grösseren (Winter-)Hochwassern zu erwarten sind. Mit abnehmender Gebietshöhe nehmen die Änderungen im Hochwasseregime stark ab. Dagegen bekommen abnehmende Niedrigwasserabflüsse eine immer stärkere Bedeutung. Je nach der Höhenverteilung des gesamten Einzugsgebietes überlagern sich beide Einflüsse im Gesamtgebiet unterschiedlich stark. Unter der Annahme, dass das Thurgebiet in seinen Reaktionen auf die Klimaszenarien typisch für das schweizerische Mittelland und die unvergletscherten Alpen unterhalb 2500 m ü.M. ist, kann so zumindest für den Niedrigwasserabfluss des Rheins, Pegel Rheinfelden eine relativ sichere Aussage zu seinem Verhalten unter bestimmten klimatischen Szenarien getroffen werden. Für die Hochwasser wäre jedoch eine genauere Kenntnis der räumlich-zeitlichen Verteilung der Niederschläge für die verschiedenen Klimaszenarien nötig, um eine regional gültige Abschätzung zukünftiger Hochwasserrisiken zu ermöglichen. Ausserdem ist der Einfluss der grossen Seen in den Einzugsgebieten der Aare, der Reuss und der Limmat auf den Hochwasserabfluss zu berücksichtigen.

139

4.3.4 Veränderungen in der Schneebedeckung

Bei der Abschätzung des Einflusses von Klimaänderungen auf die Schneeverhältnisse ist zu beachten, dass der hauptsächliche Aufbau der Schneedecke in den hier betrachteten Einzugsgebieten oft innerhalb einiger weniger Niederschlagsereignisse stattfindet. Es wäre für die Simulation des Schneedeckenaufbaus also entscheidend zu wissen, wie sich klimatische Änderungen auf die Häufigkeit typischer Schneefall-Wetterlagen auswirken. Die in dieser Studie genutzten Szenarien in Form mittlerer monatlicher Änderungen der Klimagrössen sowie deren Anwendung durch lineares Skalieren des aktuellen Klimas können demzufolge nur Anhaltspunkte für die Richtung geben, in der weitere Untersuchungen den Einfluss veränderten Klimas auf die Schneedecke untersuchen sollten. Diese Richtungen werden an den hier gezeigten Ergebnissen der Szenarienrechnungen deutlich.

Wie im folgenden gezeigt wird, verschiebt sich der Höhenbereich der temporären Schneedecke mit zunehmenden Winter- und Frühjahrstemperaturen deutlich nach oben. Die tiefsten Gebietsteile werden, wie z.B. aus Abbildung 4.12 hervorgeht, praktisch keine Schneebedeckung mehr aufweisen. Gebiete im Bereich der temporären Schneedecke werden gegenüber dem gegenwärtigen Zustand einen geringeren Anteil an Schneeniederschlägen zu verzeichnen haben. Für Gebiete mit ständiger Schneebedeckung, deren Flächenanteil aufgrund steigender Mitteltemperaturen abnehmen wird, sind die Änderungen im Schneeregime vor allem von Änderungen in den Niederschlagsmengen abhängig.

In Abbildung 4.12 sind als Beispiel die Ergebnisse der Modellierungen des Schneewasseräquivalents als Gebietsmittelwerte für das alpine obere Thurgebiet und für das tiefer liegende Gebiet der oberen Murg für das Jahr 1984 dargestellt. Ohne Anspruch auf Repräsentativität machen diese Darstellungen jedoch deutlich, wie stark sich selbst leichte Temperaturerhöhungen, wie im CCC 2050-Szenari-



Abb. 4.12: Zeitlicher Verlauf der Schneespeicherung im Gebiet der oberen Thur (links, 84 km², 862 bis 2500 m ü.M., Ø 1450 m ü.M.) und der oberen Murg (rechts, 73 km², 460 bis 1030 m ü.M., Ø 630 m ü.M.) für das Jahr 1984

um (siehe Abbildung 4.2), auf den Prozess der Schneeakkumulation und -schmelze auswirken können. Im Gebiet der oberen Murg führt bereits eine mittlere jährliche Erwärmung um etwa 1.2 °C zum Verschwinden der Schneedecke aus den grössten Teilen des Einzugsgebietes. Die anderen Szenarien mit 2.2 °C (UKHI 2050) bzw. 2.8 °C mittlerer Erwärmung (UKTR 6675) lassen vermuten, dass ganz selten auch in diesen Gebieten noch Schnee fallen könnte. Auch in den alpinen Gebietsteilen, in Abbildung 4.12 im linken Teil, nimmt das durchschnittliche Wasseräquivalent der Schneedecke je nach Szenarium mehr oder weniger stark ab. Den noch relativ geringen Auswirkungen des CCC 2050-Szenariums stehen die starken Reduzierungen der UKHI 2050- und UKTR 6675-Szenarien gegenüber. Für diese beiden Szenarien mit unterschiedlichen Temperaturerhöhungen ähnelt sich der Auf- und Abbau der Schneedecke stark, was auf die gleiche mittlere Temperaturerhöhung der Monate Januar bis Juni von etwa 2.2 °C zurückzuführen sein dürfte – erst ab Juli liegt das UKTR 6675-Temperaturszenarium.

Eine allgemeinere Aussage zu den Änderungen der Schneeverhältnisse unter den verschiedenen Szenarien im Vergleich zum heutigen Zustand lässt sich mit Höhenprofilen einer Wasseräquivalent-Dauer-Statistik treffen. Dabei wird für vorgegebene Höhenstufen, z.B. alle 200 m, jeweils die für den gesamten Untersuchungszeitraum gemittelte Anzahl der Tage im Jahr mit einem Schneewasseräquivalent über einer vorgegebenen Schwelle, welche als Kurvenparameter dient, berechnet. Der Vergleich solcher Höhenprofile aus den Ergebnissen verschiedener Szenarien gibt Aufschluss über die mittleren Schneeverhältnisse in dieser Region. In Abbildung 4.13 sind diese Beziehungen für das Thurgebiet am Beispiel der Schwellen-Wasseräquivalente von 50 mm (links) und 150 mm dargestellt (rechts). Aus den Kurven für den Kontrollauf kann abgelesen werden, dass beim heutigen Klima ein Wasseräquivalent von 50 mm (linke Abbildung) in einer Höhe von 1000 m ü.M. mindestens 50 Tage, in 1500 m ü.M. bereits 145 Tage beobachtet werden kann. Ein Wasseräquivalent von 150 mm (rechte Abbildung) wird entsprechend kürzer, nämlich etwa 20 Tage auf 1000 m ü.M. und 95 Tage



Abb. 4.13: Höhen-Dauer-Statistik der Schneebedeckung für das gesamte Thurgebiet (1700 km², 360...770...2500 m ü.M.) als mittlere Werte der Jahre 1981 ... 1995 für 50 mm (links) und 150 mm Wasseräquivalent (rechts)

auf 1500 m ü.M., erreicht oder überschritten. Der Einfluss der Klimaszenarien ist durch eine deutliche, etwa parallele Verschiebung der Szenarienkurven gegenüber den Kurven des Kontrollaufes zu erkennen. So verringert sich die Anzahl der Tage, an denen ein Wasseräquivalent von 50 mm erreicht oder überschritten wird für Höhen um 1000 m ü.M. von 50 auf unter 10. In 1500 m Höhe kann nach den Szenarien UKHI 2050 und UKTR 6675 ein Mindestwasseräquivalent von 50 mm anstatt an 145 nur noch an 65 beobachtet werden. 150 mm Wasseräquivalent werden in 1000 m Höhe nach diesen beiden Szenarien praktisch nie mehr erreicht, auch in 1500 m Höhe nimmt die Zahl der Tage, an denen dieser Wert erreicht wird, von 95 auf etwa 30 ab. Das CCC 2050-Szenario liegt auch hier wiederum noch recht nahe an den Ergebnissen des Kontrollaufes. Eine andere Betrachtungsweise der Abbildung 4.13 erlaubt Abschätzungen über die Höhenverschiebung der Schneegrenze bzw. der Zonen gleichen Wasseräquivalents. Wurde nach dem Kontrollauf ein Wasseräquivalent von 50 mm in 1000 m ü.M. an 50 Tagen im Jahr modelliert, so wird nach dem UKTR 6675-Szenarium dieselbe Anzahl an Tagen erst in 1400 m ü.M. erreicht. Diese Verschiebung von Zonen bestimmter Schneebedeckungsdauer um, je nach Szenarium, 100 bis 400 m nach oben ist für alle Wasseräquivalente und alle Höhenbereiche etwa gleich. Sie korreliert zudem gut mit den mittleren Temperaturerhöhungen der Szenarien: beim Szenarium CCC 2050 mit einer Temperaturzunahme von $\Delta T \approx 1.2$ °C steigt die Schneegrenze um etwa 100 bis 150 m, beim UKHI 2050-Szenarium steigt sie bei $\Delta T \approx +2.2$ °C um etwa 300 m und beim UKTR 6675-Szenarium bei $\Delta T \approx +2.8$ °C um etwa 400 m. Daraus kann auf einen mittleren Anstieg der Schneegrenze bzw. der Linien eines bestimmten Wasseräquivalentes um 100 m pro 0.7 °C bzw. um 140 m pro °C mittlerer Temperaturerhöhung geschlossen werden. Eine solch ausgeprägte Höhenverschiebung des mittleren Schneeregimes infolge des veränderten Temperaturregimes wird von einer allmählichen Verschiebung der Vegetationszonen gefolgt werden. Inwieweit die alpinen und voralpinen Pflanzengesellschaften diese Höhenverschiebung in der entwicklungsgeschichtlich sehr kurzen zur Verfügung stehenden Zeit mitmachen werden, oder ob sie von anderen, wärmebedürftigeren aber produktiveren Pflanzengesellschaften einfach verdrängt werden, kann hier nicht beantwortet werden. Es ist jedoch wahrscheinlicher, dass die empfindliche alpine Flora Schaden nehmen wird, denn ein Aufwärtsverschieben der Vegetations-Höhenzonen bedeutet, dass der Flächenanteil für die alpine Flora wesentlich verringert wird. Auch gehen die Prozesse der Bodenbildung sehr langsam vonstatten, so dass schon wegen der fehlenden Böden die Besiedlung höher gelegener Bereiche erschwert wird.

Ein anderes Feld mit starker Abhängigkeit von den Schneeverhältnissen ist der Wintertourismus. Für einen profitablen Betrieb von Skiliften werden pro Saison etwa 90 Tage Schneehöhen von mindestens 30 cm benötigt (persönliche Mitteilung SCHÄDLER, 1995). Diese Schneehöhe entspricht bei einer Dichte von Altschnee von $\approx 500 \text{ Kg} \cdot \text{m}^3$ einem Wasseräquivalent von etwa 150 mm. Wie aus dem rechten Teil der Abbildung 4.13 hervorgeht, kann die geforderte Überschreitungsdauer von 90 Tagen heute in Höhen ab etwa 1450 m angenommen werden. Nach den verschiedenen Klimaszenarien steigt auch diese Mindesthöhe für rentablen Skibetrieb um 100 bis 400 an, so dass in 50 Jahren im ungünstigsten Fall (UKTR 6675) erst ab 1900 m ü.M. Skilifte noch finanziell rentabel betrieben werden können.

Schliesslich sei auf die mit steigender Frostgrenze ebenfalls langfristig steigende Permafrostgrenze im Boden hingewiesen. Ein tiefgründiges Auftauen des Permafrostes führt zu Instabilitäten des Bodens und somit zu einer grösseren Gefahr von Geröllawinen und Murgängen. Im Zusammenhang mit den stark steigenden Wahrscheinlichkeiten für winterliche Hochwasser ergeben sich daraus insbesondere für die in alpinen Gebieten liegenden Siedlungen sowie wasser- und energiewirtschaftlichen und touristischen Anlagen Gefahren.

4.3.5 Veränderungen der Bodenfeuchte

Bei den im folgenden vorgestellten Bodenfeuchteszenarien sind die pflanzenphysiologischen Parameter gegenüber dem Kontrollauf unverändert gelassen worden. In Anbetracht des Einflusses von Blattflächenindex, Vegetationsbedeckungsgrad und anderer pflanzenphysiologischer Parameter auf die Gesamtverdunstung eines Gebietes sollten sich weitere Untersuchungen insbesondere mit dem Einfluss eines erhöhten CO₂-Gehaltes der Atmosphäre auf Zusammensetzung und phänologische Entwicklung der Vegetation befassen. Möglicherweise werden dann wesentliche Unterschiede zu den hier gezeigten Ergebnissen auftreten. Die Erhöhungen von Temperatur, Windgeschwindigkeit und Strahlung in Verbindung mit einem moderaten Anstieg der Luftfeuchte in den vorliegenden Klimaszenarien (siehe Abbildungen 4.2 und 4.3) bewirken einen erhöhten Verdunstungsanspruch der Atmosphäre gegenüber dem gegenwärtigen Zustand. Der Verdunstungsanspruch wird zum grossen Teil mit aus dem Boden entnommenem Wasser befriedigt. Gleichzeitig fällt in den verdunstungsintensiven Monaten Mai bis September in den Klimaszenarien etwa 10 bis 20 % weniger Niederschlag als heute. Beide Prozesse bewirken eine deutliche Abnahme der mittleren Bodenfeuchte in der Ve-



Abb. 4.14: Zeitlicher Verlauf des mittleren Bodenspeicherinhaltes für das Gebiet der unteren Thur am Beispiel des Jahres 1984 (ab März); maximaler Inhalt 78 mm; Vergleich zwischen Ergebnissen des Kontrollaufs und des Klimaszenariums UKTR 6675 (gültig für 2060)

getationszeit. In Abbildung 4.14 ist der Verlauf der mittleren Bodenfeuchte in Form des Bodenspeicherinhaltes für das Teilgebiet der unteren Thur für die Monate März bis Dezember des Jahres 1984 dargestellt. Dabei entspricht der Inhalt von 78 mm Wasser der maximal gegen die Gravitationskraft in der durchwurzelten Bodenzone speicherbaren Wassermenge, die von den Pflanzen auch genutzt werden kann, dem Wassergehalt der nutzbaren Feldkapazität. Ein Bodenspeicherinhalt von 0 mm entspricht dem Wassergehalt beim permanenten Welkepunkt. Es ist deutlich zu erkennen, dass der Inhalt des Bodenspeichers bei der Modellierung des UKTR 6675-Szenariums deutlich unter den Werten des Kontrollaufes liegt, insbesondere in den für das Wachstum wichtigen Monaten Juli und August.

Wie schon bei der Untersuchung der Veränderungen der Schneebedeckung ist es auch für die Untersuchung des Einflusses der Klimaszenarien auf die Bodenfeuchte nützlich, wenn eine Dauer-Statistik aufgestellt wird. In Abbildung 4.15 sind solche Beziehungen für die Ergebnisse des Kontrollaufes und des UKTR 6675-Szenariums dargestellt. Die beiden Kurven geben für jeden Füllstand des Bodenspeichers die mittlere Anzahl an Tagen pro Jahr an, an denen dieser Füllstand erreicht oder überschritten wird. Die Differenz zwischen 365 und dieser Anzahl gibt die Unterschreitungsdauer des vorgegebenen Bodenspeicherinhaltes an. So wird ein Speicherinhalt von 60 mm im Kontrollauf an etwa 285 Tagen im Jahr erreicht oder überschritten, im UKTR 6675-Szenarium geschieht das nur noch an 250 Tagen Von besonderem Interesse ist die mittlere Anzahl der Tage, an denen die Vegetation nur noch reduziert transpirieren kann; im folgenden wird dieser Zustand auch als Trockenstress bezeichnet, wobei angenommen wird, dass die Grenze für das Einsetzen des Trockenstresses überschritten wird, wenn der Bodenspeicher nur noch weniger als 60 % seiner maximalen Füllmenge enthält (hier: 60 % von 78 mm \approx 47 mm). Für das untere Thurgebiet, in welchem häufig Obstbau und auch Landwirtschaft anzutreffen sind, sind das im heutigen Zustand etwa 33 Tage im Jahr (1) in Abbildung 4.15). Für das UKTR 6675-Szenarium beträgt die Anzahl an Tagen mit Trockenstress dagegen etwa 70 Tage pro Jahr (2) in Abbildung 4.15). Somit kann nach diesem Szenarium von einer Verdopplung der Tage mit Wasserstress in diesem Gebiet ausgegangen werden. Die anderen Szenarien mit ihren geringeren Verdunstungszunahmen führen zu einer entsprechend geringeren Zunahme der Zahl der Tage mit Trockenstress. Über die Auswirkungen trockenerer Böden auf die natürlichen Ökosysteme sowie auf die landwirtschaftlich genutzten Flächen können hier keine Aussagen getroffen werden. In Anbetracht der in den Klimaszenarien vorgegebenen, auch für mitteleuropäische Verhältnisse noch recht hohen Niederschläge von weit über 1000 mm pro Jahr ist jedoch kaum mit ver-



Abb. 4.15: Dauerlinie für das Erreichen oder Überschreiten eines bestimmten Bodenspeicherinhaltes im unteren Thurgebiet als Mittelwert für die Jahre 1981 ... 1995 (Kontrollauf im Vergleich mit UKTR 6675-Ergebnissen); Erklärung siehe Text

heerenden Dürren zu rechnen. Allenfalls müssten besonders wasserbedürftige Obst- oder Gemüsekulturen an den trockensten Tagen zusätzlich bewässert werden. In den höher gelegenen Gebietsteilen mit im allgemeinen geringerer Verdunstung und deshalb höheren Bodenfeuchten wird allenfalls dort Trockenstress vermehrt auftreten, wo die Bodenmächtigkeiten zu gering sind, um genug Wasser für die Befriedigung eines grösseren atmosphärischen Verdunstungsanspruches speichern zu können.

4.4 Zusammenfassung der Ergebnisse der Szenarienberechnungen

Für die Abschätzung der hydrologischen Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt des Thurgebietes wurden die Ergebnisse von drei GCM-Experimenten (UKHI, UKTR und CCC) in einer zeitlich-räumlichen Auflösung von einem Monat und 0.5° x 0.5° (für 48° n.Br. etwa 41 x 56 km) genutzt. Es standen Angaben über die Änderungen von Temperatur, Niederschlag, Windgeschwindigkeit, Nettostrahlung, Dampfdruck und z.T. Sonnenscheindauer zur Verfügung. Die Anwendung erfolgte durch lineares Skalieren des aktuellen Klimas gemäss den Szenarien für die Jahre 1981 bis 1995. Die hydrologische Modellierung für die Thur erfolgte wie in der Kalibrierung/Validierung mit einem Zeitschritt von einer Stunde im 500 m-Raster. Der Schwerpunkt der Auswertungen lag auf den Berechnungen mit den für den Zeitraum um das Jahr 2050 geltenden Szearien.

- Veränderungen der Wasserhaushaltsbilanzen: Bei im Jahresdurchschnitt unveränderten oder nur leicht gestiegenen Niederschlagssummen nimmt die Verdunstung im Mittel um bis zu 34 % pro Jahr zu (UKHI 2100), der Abfluss nimmt entsprechend um bis zu 20 % ab. Für das Jahr 2050 kann eine um bis zu 16 % gestiegene Verdunstung und ein um etwa 8 % abnehmender Abfluss erwartet werden. Die Auswirkungen der Szenarien des CCC-Experimentes auf den Wasserhaushalt sind deutlich schwächer ausgeprägt als die der beiden anderen Szenarien UKTR und UKHI.
- Veränderungen im innerjährlichen Regime: Regimeänderungen des Abflusses sind vor allem durch ein sich infolge der Temperaturerhöhung änderndes Schneeregime bestimmt. Sie fallen je nach Höhenlage sehr unterschiedlich aus. Das Abflussregime der Thur verschiebt sich vom regenund schneebeeinflussten Regime mehr zum rein regenbeeinflussten Regime (ozeanisch-pluviales

Regime). In tieferen Teilgebieten nehmen die Abflüsse im Sommer und Herbst stark ab; bis zu 50 % in den Monaten August bis Oktober. Bedeutende Regimeänderungen können in den alpinen Regionen erwartet werden (hier nur für Höhen unterhalb 2500 m ü.M. untersucht): Aus schneeschmelz-dominierten Abflussregimen werden in zunehmendem Masse schneeschmelz- und regendominierte Abflussregime. Der mittlere Abfluss ändert sich in diesen Gebieten dagegen kaum.

- Veränderungen in der Häufigkeit extremer Ereignisse: In alpinen Gebieten nehmen winterliche Hochwasser durch mehr Regen-Niederschläge stark zu, das 50-jährliche Winter-Hochwasser steigt um bis zu 70 %. Sommerliche Hochwasser nehmen wegen trockenerer Böden und weniger Niederschlag leicht ab. Die Jahreshochwasser zeigen einen bei kleinen Wiederkehrsperioden noch kaum sichtbaren, mit zunehmenden Jährlichkeiten jedoch immer stärkeren positiven Trend bis +42 % für 50-jährliche Hochwasser. Die Niedrigwasserverteilung bleibt in alpinen Gebieten etwa konstant. Mit abnehmender mittlerer Gebietshöhe nehmen die vor allem durch die Änderungen des Schneeregimes bedingten Hochwasserverstärkungen deutlich ab. In tiefliegenden Gebieten gleichen sich in der Statistik leicht erhöhte Winterhochwasser mit leicht reduzierten Sommerhochwassern aus. Dagegen bekommen stark abnehmende Niedrigwasserabfluss dort um 30 % bis 50 % ab. Die Folgen für die Wasserqualität durch steigende Abwasser- und Nitratbelastung und höhere Temperaturen müssen für die Zukunft bedacht werden, sollte sich das Klima wie in den hier zugrunde liegenden Szenarien entwickeln.
- Veränderungen im Schneeregime: Die Schneegrenze bzw. die Linien gleicher Wasseräquivalent-Dauern steigen proportional zur mittleren Erwärmung des betrachteten Klimaszenariums um etwa 140 m pro °C Temperaturerhöhung an. In Gebieten unterhalb 1000 m ü.M. wird nur noch selten eine geschlossene Schneedecke auftreten, in alpinen Gebieten nimmt die Dauer und die Höhe der Schneedecke ebenfalls ab. Für den Skitourismus bedeutet das, dass unter den extremsten Szenarien-Annahmen im Jahr 2050 grosse Skilifte im Gegensatz zur heutigen Mindesthöhe von 1400 bis 1500 m ü.M. erst ab einer Höhe von 1900 m ü.M. rentabel betrieben werden können. Die im Mittel steigende 0 °C-Linie wird auch die Permafrostgrenze verschieben, so dass in einigen Gebieten mit verstärktem Auftreten von Geröllawinen und Murgängen zu rechnen ist.
- Veränderungen der Bodenfeuchte: Die Bodenfeuchte stellt eine Schlüsselgrösse bei der Aufteilung des Niederschlages in Abfluss und Verdunstung dar. Die in allen hier genutzten Klimaszenarien erhöhten Temperaturen, Nettostrahlungen und Windgeschwindigkeiten führen zu höheren atmosphärischen Verdunstungsansprüchen. Dadurch und durch die abnehmenden Sommerniederschläge nimmt die Bodenfeuchte ab. Die geringere Bodenfeuchte macht sich sowohl durch geringere sommerliche Hochwasserabflüsse als auch durch wegen der geringeren Grundwasserneubildung abnehmende Niedrigwasserabflüsse im Abflussregime bemerkbar. Die Anzahl der Tage, an denen die Vegetation unter Trockenstress leidet, d.h. der Wassergehalt im Boden weniger als 60 % der nutzbaren Feldkapazität beträgt, nimmt von gegenwärtig 33 Tagen pro Jahr auf etwa das Doppelte zu, wobei der permanente Welkepunkt nicht erreicht wird, also keine irreparablen Schäden der Vegetation auftreten. Trotz abnehmender Bodenfeuchten ist bei den relativ hohen mittleren Niederschlägen nicht mit extremen Dürreperioden zu rechnen, sofern sich nicht das zeitliche Verteilungsmuster der Niederschläge aufgrund sich ändernder Grosswetterlagen wesentlich verschiebt.

5 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Entwicklung des in dieser Arbeit vorgestellten hydrologischen Modells begann im Jahr 1994. Ziel war es, ein Flussgebietsmodell zu erstellen, mit dessen Hilfe die möglichen Auswirkungen klimatischer Veränderungen auf den Wasserhaushalt des Thurgebietes untersucht werden können. Gleichzeitig sollte das Modell aber auch möglichst übertragbar und in beliebigen anderen Einzugsgebieten anwendbar sein. Durch eine weitgehend physikalisch Beschreibung der primär durch die Energiebilanz und durch die hydrometeorologischen Einflüsse geprägten hydrologischen Prozesse, vor allem der Evapotranspiration, sollte der sinnvolle Einsatz des Modells zur Abschätzung der Folgen von Klima-änderungen ermöglicht werden. Das Ergebnis der Entwicklungsarbeiten ist das vorliegende Modell WaSiM-ETH. Es erfüllt die ursprünglichen Zielvorstellungen und ist im Modellaufbau ausreichend detailliert und strukturiert. Um dem gebirgigen Charakter des Thurgebietes Rechnung zu tragen, wird sowohl bei der Interpolation der meteorologischen Eingangsdaten als auch bei strahlungs- und temperaturabhängigen Prozessen die Topographie berücksichtigt. Die Abflussbildung erfolgt nach dem Konzept variabler Sättigungsflächen ebenfalls unter Einbezug der Topographie.

Das entstandene Modell kann als "gemischt physikalisch und konzeptionell begründet" bezeichnet werden. Die Teilmodelle der Strahlungskorrektur, der Abschattung, der Evapotranspiration und der Infiltration arbeiten nach physikalisch basierten Algorithmen. Andere Modellteile wurden durch mehr oder weniger konzeptionelle Ansätze verwirklicht wie z.B. die Interpolation vieler meteorologischer Daten über höhenabhängige Regressionen mit empirisch gefundenen Parametern, die expositionsbedingte Temperaturmodifikation, der Schneedeckenauf- und -abbau, die Interzeptionsmodellierung und das Abflussbildungsmodell. Die wichtigsten, auf Änderungen des Klimas oder der Landnutzung besonders sensibel reagierenden Prozesse sind, werden jedoch auf physikalischer Grundlage modelliert, z.B. Verdunstung und Infiltration. In Verbindung mit einer räumlich sehr detaillierten Datengrundlage und einem dem Gebiet angepassten Zeitschritt können damit im Rahmen der vorgegebenen Szenarien plausible Abschätzungen der Auswirkungen von Klimaänderungen erwartet werden. Prinzipiell kann angenommen werden, dass z.B. die Topographie und die Struktur des Bodens, die für die Abflussbildung des Gebietes wichtig sind, durch eine Klimaänderung in den kommenden 50 bis 100 Jahren nicht wesentlich verändert werden. Auch die Prozesse des Schneedeckenauf- und -abbaus, der Interzeption und der Abflusskonzentration im Gewässernetz werden unter veränderten Klimabedingungen mit den gewählten konzeptionellen Ansätzen ausreichend genau beschrieben. Deshalb ist die Nutzung konzeptioneller Modellansätze für die genannten Prozesse im Rahmen der geforderten Ergebnisse durchaus vertretbar. Die grössten Unsicherheiten bei der Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt werden zudem nicht über die Modellstruktur, sondern über die zeitlich und räumlich zu gering aufgelösten Klimaszenarien in die Modellierung hineingetragen.

Die Untersuchung der Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt ist aber nur eine von vielen Anwendungsmöglichkeiten eines komplexen hydrologischen Modells. Ist für den genannten Fall die Modellstruktur ausreichend genau, so verlangen andere Anwendungen nach physikalisch besser begründeten Algorithmen auch für die bisher eher konzeptionell gestalteten Modellkomponenten. Dies gilt um so mehr, je kleiner der räumliche und der zeitliche Betrachtungsmassstab werden. Es kann zweckmässig sein, bei entsprechenden Fragestellungen Modellerweiterungen vorzusehen oder auf andere, bereits bestehende, physikalisch begründete Modelle auszuweichen:

Zur optimalen Ausnutzung der Informationen, die im Modell verarbeitet werden, sollte eine verfeinerte Interpolation der Eingangsdaten, möglichst nach einem geostatistischen Verfahren (Kriging) genutzt werden. Aber auch die bereits implementierten Verfahren lassen sich verbessern. Eine in der aktuellsten Modellversion bereits realisierte Verbesserung ist die Möglichkeit, in der Inverse-Distance-Weighting-Interpolation für die räumliche Korrelation der meteorologischen Daten eine Anisotropie vorzugeben. Dies erfolgt anschaulich durch die Angabe des Verhältnisses von Neben-

zu Hauptachse (Anisotropieverhältnis) sowie des Neigungswinkels einer Ellipse. Stationen, die von der Interpolationsstelle aus gesehen in Richtung der Hauptachse dieser Ellipse liegen, werden bei der Interpolation stärker gewichtet als solche Stationen, welche in Richtung der Nebenachse liegen. Dadurch kann die Orographie des Gebietes besser berücksichtigt werden (z.B. bei Stauniederschlägen an einem langgestreckten Gebirgszug wie dem Alpsteingebirge im südlichen Thurgebiet, siehe Abbildung 3.2).

- Auch für die Modellierung des Schneedeckenauf- und -abbaus können verfeinerte Verfahren genutzt werden. So kann beispielsweise die Berechnung der Schneeschmelze in einem Gebiet von wenigen Quadratkilometern Grösse nicht mehr mit dem Temperatur-Index-Verfahren auf Tagesschrittbasis erfolgen, wenn genaue Aussagen über den Verlauf der Abflussganglinie sowie über den Ausaperungszustand gewünscht werden. Auch eine Modellierung im Stundenschritt würde hier nicht die gewünschten Resultate liefern, da der gewählte Ansatz nicht in der Lage ist, die grossen, durch die Variationen des Strahlungsangebotes bedingten Schwankungen im Abfluss abzubilden. Hierzu sollte ein Energiebilanzverfahren oder zumindest ein Verfahren, welches die räumlichzeitliche Strahlungsverteilung berücksichtigt, zur Anwendung kommen (z.B. in BRAUN, 1985; BLÖSCHL and KIRNBAUER, 1991; CAZORZI and DALLA FONTANA, 1996).
- Um das Modell auch für hochalpine Regionen bzw. für vergletscherte Gebiete anwenden zu können sollte ein Modul zur Erfassung der Gletscherschmelze vorgesehen werden. Dieses Modul kann nach physikalisch begründeten oder konzeptionellen Ansätzen arbeiten. Wesentliche Anforderungen eines Energiebilanzverfahrens sind mit der Berücksichtigung des Einflusses der Topographie auf Strahlung und Abschattung im Modell bereits erfüllt, so dass auch ein solcher Ansatz leicht implementiert werden kann. Für den Gesamtabfluss aus einem Gletscher sind jedoch auch in diesen Ansätzen noch empirische Parameter zu kalibrieren. Für ein solches Modul kann zum Beispiel auf die Arbeiten von HOCK and NOETZLI (1996) zurückgegriffen werden.
- Untersuchungen zum Wasserhaushalt in kleinen Gebieten sollten bei entsprechenden Fragestellungen auch eine verbesserte Interzeptionsmodellierung nutzen. Insbesondere in Verbindung mit einer physikalisch begründeten, zeitlich hochauflösenden Parametermodellierung der verdunstungswirksamen Widerstände kann die vertikale Verteilung des interzipierten Wassers sowie dessen Ausschöpfung durch Evaporation nicht mehr nur durch ein relativ einfaches Blockmodell erfasst werden. Hier bieten sich Ansätze nach RUTTER et al. (1975) für Wald oder nach MENZEL (1997) für Wiese an.
- Für die Modellierung des Bodenwasserhaushaltes und der Abflussbildung in alpinen Gebieten sollte der Einfluss von Bodenfrost auf die hydraulischen Eigenschaften des Bodens und damit auf die Bereitschaft zur Bildung von Oberflächenabfluss berücksichtigt werden. Entprechende Ansätze können z. B. aus STADLER (1996) entnommen werden.
- Das Bodenmodell kann trotz seines physikalischen Hintergrundes wegen der starken Vereinfachungen in den Modellannahmen nicht mehr als physikalisch begründet bezeichnet werden. Dennoch liefert es in den meisten Fällen zufriedenstellende Ergebnisse. Dies ist jedoch auf die Modellierung der Quantitäten der Wasserflüsse beschränkt. Eine stärkere Ausrichtung an den tatsächlich ablaufenden physikalischen Prozessen ist dann notwendig, wenn das Modell mit Stofftransport- und Wassergütekomponenten kombiniert werden, also auch eine Modellierung der Qualität der Wasserflüsse erfolgen soll. Für die vertikalen Wasser- und Stoffströme sollte der Boden in Bilanzierungsschichten aufgeteilt werden, die Wasserbewegung wird nach der Darcy- oder der Richardsgleichung beschrieben, wobei gelöste Stoffe mittransportiert, ausgewaschen oder abgebaut werden. Über deren Konzentration kann eine Bilanzierung der Stoffströme erfolgen. Ansätze zu einer solcherart detaillierten Bodenwassermodellierung sind z.B. aus GURTZ (1988, Modell BOWAM), BRONSTERT (1994, Modell HILLFLOW), MERZ (1996, Modell SAKE) oder MAURER (1996, Modell CATFLOW) zu entnehmen. Die drei letztgenannten Modelle arbeiten mit regelmässiger vertikaler

Auflösung, die horizontale Auflösung wird über die Diskretisierung des Gebietes in einzelne Hänge erreicht. Auch die Modellierung von Zwischenabfluss ist in solchen Modellen auf physikalisch begründete Weise durch Berücksichtigung von Leitfähigkeitssprüngen im Boden zwischen den einzelnen Schichten und an der Grenzfläche zum anstehenden Gestein möglich. Schwierigkeiten bereitet jedoch auch in diesen Modellen die Subgrid-Variabilität, insbesondere das Problem der getrennten Betrachtung von Matrix- und Makroporenfluss. Eine Anwendung auf grössere Gebiete (>10 km²) erscheint wegen des hohen Datenbedarfs sowie des Preprocessing-, Datenverwaltungs- und Rechenaufwandes vorerst als nicht möglich.

 Zur physikalisch begründeten Erfassung der lateralen Abflusskomponenten, insbesondere des Grundwassers, sollte das hydrologische Modell mit einem Grundwassermodell gekoppelt werden. Mit einem räumlich hochaufgelösten Modell kann neben dem Wassertransport auch der Stofftransport im Grundwasserleiter modelliert werden. Zu beachten ist dabei der Unterschied zwischen den Zeitskalen in der Druckdiffusion als Antrieb für den Wasserfluss und der Stoffdiffusion, dem eigentlichen, eventuell durch Absorption verzögerten Stofftransport im Porensystem des Bodens. Werden sowohl die vertikale als auch die laterale Bewegung des Wassers im Boden durch physikalische Prozessbeschreibungen modelliert, so dürfte eine Anpassung des Modells an beliebige, auch semi-aride und aride Einzugsgebiete wesentlich objektiver, wenn auch nicht einfacher, möglich sein, als es mit einem konzeptionellen Bodenmodell der Fall ist.

Weitere mögliche Verbesserungen sind eher technischer Natur. So wäre es wünschenswert, für eine Langzeitsimulation eine allmähliche Änderung der Landnutzung simulieren zu können, um so den Einfluss von Landnutzungsänderungen auf das hydrologische Regime abschätzen zu können. Der Einsatz des Modells in verkarsteten Gebieten könnte es erforderlich machen, dass Verluste in andere Gebiete oder Zuflüsse aus anderen Gebieten berücksichtigt werden müssen. Auch das Thurgebiet ist teilweise verkarstet (siehe HOTELETT, 1991), dieser Einfluss wurde aber in dieser Arbeit vernachlässigt. Allgemein sollten beliebige zeit- und/oder abflussabhängige Zu- und Abflüsse, auch Überleitungen und Entnahmen, berücksichtigt werden, um so auch in wasserwirtschaftlich sehr intensiv genutzten Gebieten das Modell anwenden zu können.

Durch seine räumlich und zeitlich hochauflösende Betrachtung des Einzugsgebietes und die damit verbundene flächendifferenzierte Abflussbildung kann das Modell auch für die Analyse von Extremabflüssen genutzt werden. Wie die Erfahrungen beim Modellieren des Abflusses der Thur zeigen, weichen die Wahrscheinlichkeitsverteilungen der modellierten Hochwasser von denen der gemessenen Hochwasser nur in geringem, noch vertretbaren Masse ab (siehe Abbildung 4.9, Seite 140). Dies gilt in besonderem Masse auch für die Niedrigwasser. Ein Einsatz des Modells in der operationellen Hochwasservorhersage ist zwar prinzipiell denkbar, sollte aber aus praktischen Gründen abgelehnt werden. Die für die Hochwasservorhersage zur Verfügung stehenden Modelle (z.B. Hydrolgical Modelling Package HMP: LANG et al., 1987; FGMOD: LUDWIG, 1979 u.a.) sind für diese Zwecke ausreichend genau und von ihrer Struktur und von ihrem Datenbedarf an diese Aufgabe optimal angepasst. Die Nutzung eines komplexeren Modells mit seinen hohen Anforderungen an die Eingangsdatenmenge und -qualität, an die Rechenzeiten und an die Erfahrung des Nutzers ist mit dem Ziel der Echtzeit-Hochwasservorhersage, nämlich schnell und mit ausreichend Vorlaufzeit verlässliche Aussagen über die Entwicklung des Hochwassers zu geben, in der Regel nur schwer zu vereinbaren.

Ein Einsatz des Modells in Verbindung mit hochauflösenden Klimamodellen erscheint dagegen als interessante Perspektive. Dem kommt die Art der räumlichen Diskretisierung ebenso entgegen wie die Nutzung physikalisch begründeter Modellkomponenten zur Berechnung der Evapotranspiration. Eine direkte Kopplung von hydrologischen Modellen mit Klimamodellen bringt Vorteile für die hydrologische Modellierung durch hochaufgelöste Eingangsdaten, insbesondere Niederschlag. Aber auch die meteorologische Modellierung zieht durch die Nutzung der unter Beachtung der Bodenspeicherfüllung berechneten, räumlich variablen Verdunstung Vorteil aus einer solchen Kopplung Mit dem vorliegenden Modell steht ein in einem weiten Spektrum anwendbares komplexes Einzugsgebietsmodell zur Verfügung. Neben den Anstrengungen, das Modell um neue und verbesserte Komponenten zu erweitern, sollte es in möglichst vielen gut beobachteten Gebieten eingesetzt werden, um weitere Erfahrungen zu sammeln. Schliesslich wird eine einfache Übertragbarkeit auf andere, unbeobachtete Gebiete angestrebt. In diesem Zusammenhang sollten auch weiterhin verschiedene Szenarienstudien betrieben werden, die sowohl veränderte Landnutzungsszenarien als auch weitere Klimaszenarien einbeziehen.

6 Topographische Analyse von digitalen Höhenmodellen

Eine der wichtigsten Grundlagen für die Arbeit mit dem hydrologischen Modell WaSiM-ETH ist, besonders in gebirgigen Regionen, ein digitales Höhenmodell (DHM) des zu bearbeitenden Einzugsgebietes. Neben den lokalen Informationen über die Höhenlage, das Gefälle, die Exposition oder die Wölbung können aus dem DHM weitere hydrologisch relevante Strukturen und Beziehungen extrahiert werden. Dazu zählen insbesondere die Fiessrichtungen, die spezifische Einzugsgebietsfläche eines Rasterelementes, das Flussnetz sowie die Teileinzugsgebietsgrenzen. Auch die topographische Abschattung oder die Horizontüberhöhung lassen sich zur Strahlungsparametrisierung und damit zur Modellierung strahlungssensitiver Prozesse wie Schneeschmelze und Verdunstung nutzen.

Das Programm "TANALYS" führt eine umfangreiche <u>T</u>opographische <u>Analys</u>e des digitalen Höhenmodells durch. Ausgehend von den Daten des DHM werden die in Abbildung A.1 dargestellten Datensätze erzeugt, die vielfach von nachfolgenden Operationen als Eingabegrids benötigt werden, was durch Pfeile gekennzeichnet ist. Der Ablauf der topographischen Analyse wird durch eine Steuerdatei gesteuert, in welcher der Umfang der Analyse festgelegt wird und auch die vereinzelt nötigen Parameter angegeben werden müssen, z.B. der Schwellenwert der Fliessakkumulation für ein Fliessgewässer oder die typischen Hochwasser-Abflussspenden bei MHQ.



Abb. A.1: Topographische Analyse des digitalen Höhenmodells mit Tanalys

Nur die grau unterlegten Datensätze werden direkt vom WaSiM-ETH benötigt, Einzugsgebiete und Entwässerungsstruktur jedoch nur, wenn das Infiltrations- bzw. Bodenmodell sowie das Abflussmodell ausgeführt werden sollen. Exposition und Hangneigung werden nur für die Strahlungs- und Temperaturkorrektur benötigt und können überdies im WaSiM-ETH selbst während der Initialisierung aus dem Höhenmodell erzeugt werden. Grundlage der gesamten Analyse ist das digitale Höhenmodell (DHM). Gefälle, Exposition und Hangneigung werden nach den in BEVEN (1993) angegebenen Algorithmen berechnet. Dabei wird ein 3 x 3 - Fenster über das Grid bewegt, um jeweils eine Ebene 2. Ordnung (Paraboloid) durch die 9 Punkte zu legen. Für jeden der 9 Punkte gilt Gleichung (A.1):

$$z = Ax^{2}y^{2} + Bx^{2}y + Cxy^{2} + Dx^{2} + Ey^{2} + Fxy + Gx + Hy + I$$
(A.1)

Wird der jeweilige linke obere Punkt des 3 x 3 - Fensters als Koordinatenursprung (1,1) angesehen und wird die Rasterweite zu einheitlich L gesetzt (was im regelmässigen Raster zulässig ist), so vereinfacht sich die Lösung des bei Einsetzen aller 9 Punkte enstehenden Gleichungssystems erheblich (Koordinaten x, y \ni {1, 2, 3}). Die Koeffizienten A bis I können auf folgende Weise ermittelt werden:

$$\begin{split} I &= z_{2,2} \\ H &= (z_{2,1} - z_{2,3})/(2L) \\ G &= (z_{3,2} - z_{1,2})/(2L) \\ F &= (-z_{1,1} + z_{3,1} + z_{1,3} - z_{3,3})/(4L^{2}) \\ E &= [(z_{2,1} + z_{2,3})/2 - z_{2,2}]/L^{2} \\ D &= [(z_{1,2} + z_{3,2})/2 - z_{2,2}]/L^{2} \\ C &= [(-z_{1,1} - z_{1,3} + z_{3,1} + z_{3,3})/4 + (z_{1,2} - z_{3,2})/2]/L^{3} \\ B &= [(z_{1,1} + z_{3,1} - z_{1,3} - z_{3,3})/4 - (z_{2,1} - z_{2,3})/2]/L^{3} \\ A &= [(z_{1,1} + z_{1,3} + z_{3,1} + z_{3,3})/4 - (z_{1,2} + z_{2,1} + z_{2,3} + z_{3,2})/2 + z_{2,2}]/L^{4} \end{split}$$
(A.2)

Daraus können folgende Parameter ermittelt werden:

Neigung	$\hat{\beta} = \arctan(\sqrt{G^2 + H^2})$	(A.3)
Exposition	$\hat{\Omega} = 180 - \arctan(H/G) + 90(G/ G)$	(A.4)
Profil – Wölbung	$\phi = -2(DG^2 + EH^2 + FGH) / (G^2 + H^2)$	(A.5)
Dlan Wälhung	$a = 2(DH^2 + EC^2 - ECH)/(C^2 + H^2)$	

$$\omega = 2(DH + EG - FGH)/(G + H)$$
(A.6)
Gesamtwölbung $\chi = \omega - \phi = 2E + 2D$
(A.7)

Die <u>Horizontüberhöhung</u> kann benötigt werden, wenn räumlich verteilte detaillierte Strahlungsbilanzen mit Berücksichtigung des Einflusses der Topographie aufgestellt werden sollen. Ausgehend von den in Kapitel 2.3.3 vorgestellten Algorithmen zur Berechnung der Abschattung des Einzugsgebietes wird für jeden Punkt des digitalen Geländemodells in einer fest vorgegebenen Winkelschrittweite, z.B. von Norden ausgehend 36 Schritte á 10°, der Sonnenwinkel über dem Horizont gesucht, der zu einer Abschattung des aktuellen Punktes führen würde. Neigung und Exposition der Fläche werden dabei ebenfalls berücksichtigt. Mit diesem Überhöhungswinkel $\beta_{h,i}$ wird der Anteil der diffusen Strahlung des in diesem Sektor *i* sichtbaren Anteils der Himmelshalbkugel, relativ zur diffusen Strahlung dieses Sektors wenn die Horizontüberhöhung 0° wäre, berechnet. Nach OKE (1987) kann unter Berücksichtigung der Abschwächung auch der diffusen Strahlung in Abhängigkeit ihres Einfallswinkels sin β_h sowie unter Beachtung der mit 1-sin β_h abnehmenden Fläche der sichtbaren Himmelshalbkugel der sogenannte Sky-view-factor ψ_{sky} berechnet werden:

$$\Psi_{sky} = \sum_{i=1}^{n} \cos^2 \beta_{h,i}$$
(A.8)

mit

t $\beta_{h,i}$ Horizontüberhöhung in aktuellen Sektor *i* [rad] *n* Anzahl der Teile des Vollkreises, für welche die Horizontüberhöhung berechnet wurde

Die gesamte kurzwellige Strahlungsbilanz R_K lässt sich dann gemäss Gleichung (2.18) der Modellbeschreibung folgendermassen berechnen:

$$R_{K} = R_{Sonne} \cdot \frac{\cos \Theta}{\cos Z} + D \cdot \psi_{sky} + RG(1 - \psi_{sky}) \cdot \alpha$$
mit D diffuse Strahlung [Wh/m²]
 R_{Sonne}, RG direkte Sonnenstrahlung bzw. Globalstrahlung (direkt+diffus) [Wh/m²]
 α mittlere Albedo des vom betrachteten Punkt sichtbaren Terrains [-]

Der mittlere Wert aller Sky-View-Faktoren aus allen Sektoren ist der für diesen Punkt gültige Ausgabewert im Horizontüberhöhungsgrid. Soll dagegen nur der relative Anteil A_s der sichtbaren Himmelshalbkugel (nicht der diffusen Strahlung) an der gesamten Himmelshalbkugel berechnet werden, muss, ausgehend von der Berechnungsformel der Oberfläche einer Kugelkappe $A = 2\pi r^2 (1-\sin\beta_h)$, (A.8) umformuliert werden in:

$$A_{s} = 1 - \sum_{i=1}^{n} \sin \beta_{h,i}$$
 (A.10)

Der Unterschied zwischen ψ_{sky} und A_s kann beträchtlich sein, insbesondere bei kleinen Überhöhungswinkeln, berücksichtigt doch (A.10) im Gegensatz zu (A.8) nicht das Lambert'sche Gesetz der Abschwächung der Strahlung mit dem Anwachsen des Einstrahlungswinkels in Bezug zur Ebenennormalen. Aus (A.8) geht hervor, dass kleine Horizontüberhöhungen in der Strahlungsbilanzbildung praktisch nicht ins Gewicht fallen. Bei $\beta_h < 5^\circ$ liegt der Sky-View-Faktor ψ_{sky} nach (A.8) durchweg bei über 0.99, während bei einem Überhöhungswinkel von 5° nach (A.10) nur noch etwa 91 % der Himmelsfläche zu sehen sind. Abbildung A.2 verdeutlicht diese Zusammenhänge. In der gegenwärtigen Modellkonfiguration ist die Nutzung des Sky-view-fator-Grids noch nicht vorgesehen.



Abb. A.2: Sky-View-Faktoren ψ_{sky} und sichtbarer Anteil der Himmelshalbkugel A_s in Abhängigkeit vom Horizontüberhöhungswinkel β_h

Die <u>Fliessrichtungen</u> werden nach dem steilsten Gefälle festgelegt. Eine Zelle entwässert jeweils nur in *eine* der benachbarten acht Zellen. Bei den Fliessrichtungen auftretende Artefakte (Senken, in denen Wasser nicht abfliessen kann, Ebenen ohne definierte Fliessrichtungen) oder echte, auch in der Natur vorhandene Senken (beispielsweise im Karst), werden iterativ entfernt. Senken werden entfernt, indem nach Feststellen ihres Umfanges (welche miteinander verbundenen Zellen haben dieselbe Höhe?) der niedrigste der umgebenden höhergelegenen Punkte gesucht und als Ersetzungswert für alle zur Senke gehörenden Zellen herangezogen wird. Ist die solcherart aufgefüllte Senke immer noch eine Senke

(kein Randpunkt weist ein Gefälle nach aussen auf) wird das Auffüllen wiederholt, bis einer der Randpunkte ein Gefälle nach ausserhalb der Senke zeigt, oder an den Rand des Grids stösst, was ebenfalls als Auslaufpunkt angesehen wird. Nun werden die Fliessrichtungen innerhalb der Senke, die nun eine "Ebene" ist, ebenfalls iterativ, von den Auslaufstellen beginnend, zu diesen Auslaufstellen geführt. Es sind auch mehrere Auslaufstellen für eine Ebene möglich. Eine Version der Senkenentfernung, die nach dem umgekehrten Verfahren, dem Entfernen des Dammes zwischen der Senke und dem weiteren Talverlauf, arbeitet, ist in Vorbereitung. Es ist auch eine Kombination aus "Senkenauffüllen" und "Dammentfernen" denkbar, wobei bis zu einer bestimmten vorgebbaren Senkentiefe die erste Variante, und darüber die zweite Variante durchgeführt wird. Die <u>Profil- und die Planwölbung</u> sollen in späteren Versionen des Programms zur Bestimmung von konvergenten und divergenten Fliesszonen dienen. So soll das Fliessen nicht nur in eine der acht benachbarten Zellen, sondern, im divergenten Fall, in alle benachbarten Zellen mit geringerer Höhe ermöglicht werden, wobei die Aufteilung der Fliessmengen nach Richtung und Gefälle erfolgt.

Nach erfolgter Fliessrichtungsberechnung und dem Entfernen von Senken kann die <u>Fliessakkumulation</u> (spezifisches Einzugsgebiet eines Punktes in Anzahl Zellen) berechnet werden. Dies geschieht durch das Verfolgen der Fliesswege jeder Zelle bis zum Rand des Grids bzw. bis zum Erreichen eines Fehlwertes. Die akkumulierte Fläche der Zellen, die in eine betrachtete Zelle entwässern, plus der Fläche der Zelle selbst ist das akkumulierte Einzugsgebiet dieser Zelle. Für die Berechnung des topographischen Index muss dieser Wert noch durch die Rasterweite dividiert werden, um das spezifische Einzugsgebiet pro Meter des Gridzellenrandes zu erhalten.

Durch Setzen eines Schwellenwertes kann aus der Fliessakkumulation das <u>Flussnetz</u> extrahiert werden. Über die theoretischen und praktischen Schwierigkeiten geben TARBOTON et al., 1993 Auskunft. Dieser Datensatz dient zusammen mit der Fliessrichtung zur Bestimmung der <u>Flussordnungen</u> nach STRAHLER sowie der <u>Nummerierung</u> jedes einzelnen Flussabschnittes.

Wenn dieses Flussnetz noch Artefakte, wie verschleppte Mündungen, aufweist, können diese mit der <u>Fliessrichtungskorrektur</u> entfernt werden. Dabei wird wiederum iterativ vorgegangen. Zunächst werden Flüsse 1. Ordnung (Quellflüsse) überprüft. Fliessen sie neben einem Fluss grösserer Ordnung oder neben einem Fluss gleicher Ordnung mit grösserem Einzugsgebiet parallel her und liegt dazwischen maximal eine leere Gridzelle, deren Höhe nicht grösser als die der beiden Gewässer-Zellen ist, wird das Gewässer zum Gewässer höherer Ordnung bzw. zum Gewässer gleicher Ordnung mit grösserem Einzugsgebiet umgeleitet. Die gleiche Prozedur wird anschliessend für Flüsse zweiter, danach für Flüsse dritter Ordnung wiederholt, um sodann noch einmal Flüsse erster und zweiter Ordnung zu überprüfen, weil sich durch die Korrektur der Flüsse dritter Ordnung eine Veränderung bei den kleineren Flüssen ergeben haben könnte. Nach jedem dieser Korrekturdurchläufe muss die Berechnung der Fliessakkumulation, des Flussnetzes und der Flussordnungen neu erfolgen.



Abb. A.3: Fliessrichtungskorrektur an Mündungen

Eine weitere Korrektur besteht in der <u>Umleitung der Fliessrichtung von Gridzellen</u>, die zwischen den Einmündungspunkten zweier Flüsse in einen Fluss höherer Ordnung liegen. Abbildung A.3 verdeutlicht das Prinzip dieser Korrektur. Ohne die Umleitung würde sich das Einzugsgebiet des Flusses 2. Ordnung noch nach oben zwischen die Einzugsgebiete der zusammenfliessenden Flüsse 1. Ordnung erstrecken. Da dies den natürlichen und logischen Verhältnissen wiederspricht, wird die Fliessrichtung der betroffenen Zelle zum letzten Gitterpunkt des nächstgelegenen oder, wenn beide Flüsse wie in Abbildung A.3 den gleichen Abstand haben, zum grösseren der beiden Flüsse 1. Ordnung gedreht.

Durch <u>Separieren von Flüssen</u> ab bestimmten Ordungen aufwärts kann das Flussnetz auf Flüsse oberhalb erster, zweiter, dritter Ordnung usw. begrenzt werden. Aus dem separierten Flussordnungsgrid werden die Flussnummern neu bestimmt und daraus die Punkte ermittelt, an denen zwei oder mehr Flüsse in einen neuen Gewässerabschnitt münden. Diese <u>Mündungspunkte</u> sind jeweils die letzten Gridzellen eines Gewässerabschnitts in Fliessrichtung betrachtet. Um zu erreichen, dass das zwischen zwei mündenden Gewässerabschnitten liegende Gebiet in den Hauptfluss und nicht in einen der beiden mündenden Gewässerabschnitte entwässert, werden die Fliessrichtungen um den ersten Punkt des folgenden Gewässerabschnittes entsprechend umgeleitet (siehe Abbildung A.3).

Für jeden Gewässerabschnitt des Flussnummerngrids wird unter Einbeziehung des Gefälles auf dieser Strecke, dass sich als Quotient aus der Fliesslänge als Summe der durchflossenen Gridzellenfliesswege und der Differenz zwischen maximaler und minimaler Höhe des Gewässerabschnittes ergibt, eine <u>Fliessgeschwindigkeit</u> nach Manning-Strickler errechnet:

$$v = M \cdot R_h^{2/3} \cdot I^{1/2}$$
(A.11)

$$\dot{V} = M \cdot A \cdot R_h^{2/3} \cdot I^{1/2}$$
(A.12)

mit
$$v$$
Fliessgeschwindigkeit[m/s] M Manning-Beiwert (10 ... 40) $[m^{1/3}/s]$ A Fliessquerschnitt (aus Rechteckprofil Tiefe/Breite = 1/8) $[m^2]$ R_h hydraulischer Radius (= Querschnitssfläche A / benetzten Umfang U) $[m]$

I Gefälle der Flussstrecke [m/m]

Für die Fliessgeschwindigkeitsberechnung müssen zwei Parameter vorgegeben werden: die Abflusspende q in l/(s·km²), für welche die Geschwindigkeit berechnet werden soll und der Manning-Beiwert M. Der Durchfluss \dot{V} an einem Punkt ist das Produkt aus dem Einzugsgebiet A_E dieses Punktes und der Abflusspende q. Wird eine Anfangsgeschwindigkeit von 1 m/s angenommen, kann die Querschnittsfläche $A = \dot{V} / v$ bestimmt werden. Unter Annahme eines Rechteckquerschnittes mit einem Kantenlängenverhältnis von Tiefe/Breite = 1/8 kann der hydraulische Radius R_h bestimmt werden:

$$R_h = \frac{A}{1.25\sqrt{8A}} \tag{A.13}$$

Nach (A.11) wird mit M, R_h und I die neue Fliessgeschwindigkeit ermittelt. Mit dieser Fliessgeschwindigkeit v_I wird nun die neue Querschnittsfläche A_I berechnet, woraus sich ein neuer hydraulischer Radius $R_{h,neu}$ ergibt. Iterativ nähert sich so v, R_h und damit die Flussbettiefe und -breite konstanten Werten (Abbruch: $\Delta v < 0.05$ m/s oder 12 Iterationen). Die berechneten Fliessgeschwindigkeiten gelten für die angegebene Abflussspende und die vorgegebene Rauhigkeit M und werden der Länge der Flussstrecke entsprechend auf die einzelnen Zellen aufgeteilt. es sollte eine solche Spende angegeben werden, die den noch nicht ausufernden höheren Abflüssen entspricht, da die Fliesszeiten für die Parameterschätzung des Abflussroutings herangezogen werden. Das Abflussrouting seinerseits zeigt seinen Einfluss vor allem bei höheren Abflüssen.

Für solche Gitterzellen, welche nicht von einem Gewässerabschnitt durchflossen werden, wird die Fliessgeschwindigkeit für den Landoberflächenabfluss ebenfalls nach Gleichung (A.11) berechnet. Diese Fliessgeschwindigkeit wird nach Umrechnung in die zum Durchfliessen einer Gitterzelle nötige

Zeit anschliessend im Rahmen der Bestimmung der Einzugsgebiete zu Fliesszeitsummen aufaddiert, um so zu einer Fliesszeit-Flächen-Funktion zu gelangen, mit der die Translation des Oberflächenabflusses bis zum Gebietsauslass beschrieben werden kann. Als Vereinfachung der hydraulischen Berechnung wird für den Landoberflächenabfluss eine konstante Abflusstiefe von $R_h = 1$ cm und ein Rauhigkeitsbeiwert nach Manning von M = 10 m^{1/3}·s⁻¹ angenommen. Die Fliessgeschwindigkeit hängt auf der Landoberfläche demnach nur noch vom Gefälle ab. Zur Berechnung der Zeit, die das Wasser zum Durchfliessen einer Gitterzelle bzw. zum Fliessen von der Zellmitte der Herkunftszelle zur Zellmitte der Zielzelle benötigt, wird die Länge des Fliessweges berücksichtigt.

$$v = 10m^{1/3}s^{-1} \cdot (0.01m)^{2/3} \cdot \sqrt{I}$$
(A.14)

$$t = \frac{cs \cdot \sqrt{2}}{v}$$
 für die Fliessrichtungen **7** ¥K (A.15)
$$t = \frac{cs}{v}$$
 für die Fliessrichtungen **↑** ¥ **€** (A.16)

Für Gitterzellen, welche von Gewässerstrecken durchflossen werden, wird die Fliesszeit aus der nach Gleichung (A.11) berechneten Fliessgeschwindigkeit v im Gerinne ebenfalls entsprechend der Gleichungen (A.15) und (A.16) berechnet.

Aus den Mündungspunkten oder beliebigen anderen als Grids einzulesenden "Pourpoints" werden die <u>Einzugsgebiete</u> berechnet. Die im vorigen Schritt pro Zelle berechneten Fliesszeiten für den Oberflächenabfluss werden nun für das Fliessen bis zum Gebietsauslass addiert. Gleichzeitig wird die Entwässerungsstruktur analysiert und als Textdatei mit den wichtigsten geschätzten Gerinneparametern geschrieben. Diese Strukturdatei hat das im Abschnitt [Abflussmodell] in der WaSiM-Steuerdatei beschriebene Routing-Vorschriften-Format und muss nur noch in diese Datei kopiert werden:

TG 9	aus	OL 10	(kh=0.4,	kv=0.4,	Bh=3.5,	Bv=20.0,	Th=0.5,	Mh=25.0,	Mv=15.0,	I=0.0128,	L=10408.3,	AE=25.0) und
		OL 11	(kh=0.4,	kv=0.4,	Bh=7.0,	Bv=50.0,	Th=1.0,	Mh=25.0,	Mv=15.0,	I=0.0066,	L=10838.5,	AE=125.0) und
		OL 12	(kh=0.4,	kv=0.4,	Bh=10.0,	Bv=60.0,	Th=1.4,	Mh=27.0,	Mv=15.0,	I=0.0084,	L=36339.6,	AE=220.0)
TG 5	aus	OL 6	(kh=0.4,	kv=0.4,	Bh=6.0,	Bv=30.0,	Th=1.2,	Mh=25.0,	Mv=15.0,	I=0.0195,	L=10101.2,	AE=80.0) und
		OL 7	(kh=0.2,	kv=0.4,	Bh=7.3,	Bv=40.0,	Th=1.2,	Mh=20.0,	Mv=15.0,	I=0.0122,	L=15045.6,	AE=135.0)
TG 4	aus	OL 5	(kh=0.3,	kv=0.4,	Bh=14.0,	Bv=40.0,	Th=2.5,	Mh=30.0,	Mv=20.0,	I=0.0046,	L=27005.3,	AE=300.0) und
		OL 8	(kh=0.4,	kv=0.4,	Bh=6.0,	Bv=50.0,	Th=1.0,	Mh=30.0,	Mv=15.0,	I=0.0090,	L=26206.5,	AE=70.0) und
		OL 9	(kh=0.3,	kv=0.4,	Bh=15.0,	Bv=60.0,	Th=2.5,	Mh=30.0,	Mv=20.0,	I=0.0037,	L=26673.4,	AE=680.0)
TG 2	aus	OL 3	(kh=0.4,	kv=0.4,	Bh=7.0,	Bv=30.0,	Th=0.9,	Mh=25.0,	Mv=15.0,	I=0.0060,	L=11952.7,	AE=100.0)
TG 13	aus	OL 2	(kh=0.3,	kv=0.4,	Bh=14.6,	Bv=30.0,	Th=2.0,	Mh=40.0,	Mv=15.0,	I=0.0024,	L=841.4,	AE=210.0) und
		OL 4	(kh=0.3,	kv=1.4,	Bh=14.0,	Bv=40.0,	Th=3.0,	Mh=45.0,	Mv=15.0,	I=0.0019,	L=35000.0,	AE=1220.0)
TG 1	aus	OL 13	(kh=0.3,	kv=0.7,	Bh=22.0,	Bv=50.0,	Th=4.5,	Mh=45.0,	Mv=15.0,	I=0.0011,	L=20289.9,	AE=1650.0)

Beispiel für eine Strukturdatei als Ergebnis von Tanalys für das Thurgebiet. Es bedeuten:

kh, kv Retentionskonstanten für den Abfluss im Hauptbett (kh, Vorgabe) und über dem Vorland kv=0.4-kh [h]

Bh, Bv Breite von Hauptbett und Vorland, Bh: aus Iteration nach (A.11) bis (A.13), Bv = 4 ·Bh [m]

Th Tiefe des Hauptbettes, ergibt sich wie Bh aus der Iteration nach (A.11) bis (A.13) [m]

Mh, *Mv* Manningbeiwert für Hauptbett und Vorland, *Mh*: Vorgabe, Mv = 0.4 Mh $[m^{1/3}s^{-1}]$

I Gefälle, aus Höhenmodell [m/m]

L Flusslänge des Hauptflusses, aus Höhenmodell [m]

AE Einzugsgebietsfläche, aus Fliessakkumulation am oberen Punkt des Gewässerlaufes [km²]

Abbildung A.4 zeigt ein Beispiel des Fliesszeitsummengrids für das Einzugsgebiet der Thur. Die einzelnen Zonen stellen die auf die jeweiligen Pegeleinzugsgebiete bezogenen Fliesszeiten in Stundenschritten dar.


Abb. A.4: Das für das Thurgebiet berechnete Fliesszeitsummengrid mit Zonen gleicher Fliesszeit bis zum nächsten Pegel bzw. Bilanzquerschnitt in Stundenschritten

Die hier beschriebenen Verfahren der topographischen Analyse von digitalen Höhenmodellen sind zum grossen Teil Standardverfahren, wie sie in Geographischen Informationssystemen ebenfalls verwendet werden. Einige Algorithmen sind in diesen GIS jedoch nicht enthalten, so zum Beispiel die Berechnung des Sky-view-factors oder die Flissrichtungskorrektur sowie die Darstellung der Teilgebietsstruktur eines Flussgebietes durch eine wie im obigen Beispiel gezeigte Strukturdatei. Eine breite Palette von Methoden und Anwendungsbeispielen der topographischen Analyse geben unter anderem MOORE et al. (1993), JENSON (1993) und QUINN ET AL. (1993).

7 Literaturverzeichnis

- Abbot, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A. and O'Connell, P.E. (1986): An Introduction to the European Hydrological System System Hydrologique Européen "SHE". *Journal of Hydrology*, 87 (1/2), 45-59, 61-77.
- Anderson, E.A. (1973): National Weather Service river forecast system snow accumulation and ablation model. National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA), Tech. Mem., NWS-HYDRO-17, U.S. Department of Commerce, Silver Spring, MD. 217 S.
- Ångström, A. (1924): Solar and terrestrial radiation. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 50, 121-125.
- Attinger, R. (1988): Tracerhydrologische Untersuchungen im Alpstein Methodik des kombinierten Tracereinsatzes für die hydrologische Grundlagenerarbeitung in einem Karstgebiet. *Geographica Bernensia, G 29, Geographisches Institut der Universität Bern.*
- Band, L.E. and Wood, E.F. (1988): Strategies for Large Scale, Distributed Hydrologic Simulation. *Applied Mathematics and Computation*, 27, 23-37.
- Bates, B.C., Jakeman, A.J., Charles, S.P., Summer, N.R. and Fleming, P.M. (1995): Impact of climate change on Australia's surface water resources. *Proc. Greenhouse 94 Conf.*, 9-14 Oktober 1994, Wellington, New Zealand, CSIRO.
- Bathurst, J.C. and Cooley, K.R. (1996): Use of the SHE hydrological modelling system to investigate basin response to snowmelt at Reynolds Creek, Idaho. *Journal of hydrology*, 175, 181-211.
- Bathurst, J.C. and O'Connell, P.E. (1993): Future of Distributed Modelling: The Système Hydrologique Européen. In: Beven and Moore (ed.): Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology, orig. publ. in: Hydrological Processes 5(1), 1-126 (1991) und 6(3), 253-368 (1992).
- Bardossy, A. (1994): Regionalisierung von hydrologischen Kenngrössen und Modellen. Beitrag im 18. Fortbildungslehrgang Hydrologie des DVWK "Niederschlag-Abfluss-Modelle für kleine Einzugsgebiete und ihre Anwendung", 19. bis 23. September 1994, Karlsruhe.
- Beasley, D.B., Huggins, L.F. and Monke, E.J. (1980): ANSWERS: A Model for Watershed Planning. *Transactions of the ASAE*, 23, 938-944.
- Becker, A. (1975): The integrated hydrological catchment model EGMO. Int. Symp. and Workshop Appl. Math. Models in Hydrology and Water Res. Systems, Bratislava. In *Hydrol. Sci. Bull.* 21.
- Becker, A. and Pfützner, B. (1987): EGMO System Approach and Subroutines for River Basin Modelling. *Acta hydrophysica* 31 (3/4), 125-141.
- Becker, A. and Serben, P. (1990): Hydrological Models for Water-Resources Systems Design and Operation. *Operational Hydrol. Rep. No. 34, World Meteorological Organisation, Geneva, Switzerland*, 80 S.
- Bergström, S. (1976): Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments. *Dept. of Water Resources Engineering, Lund Inst. of Tech., University of Lund, Bulletin Series A*, No. 52, 134 S.
- Beven, K.J. (1989): Changing Ideas in Hydrology the Case of Physically-Based Models. *Journal of Hydrology*, 105, 157-172.
- Beven, K.J. and Binley, A.M. (1993): The Future of Distributed Models: Model Calibration and Uncertainty Prediction. *In: Beven and Moore (ed.): Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*, orig. publ. in: *Hydrological Processes* 5(1), 1-126 (1991) und 6(3), 253-368 (1992).
- Beven, K.J. and Kirkby, M.J. (1979): A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24 (1), 43-69.

- Beven, K.J., Calver, A. and Morris, E.M. (1987): The Institute of Hydrology Distributed Model. *Report No. 98, Institute of Hydrology, Wallingford, UK.*
- Beven, K.J., Wood, E.F. and Sivapalan, M. (1988):, On Hydrological Heterogeneity Catchment Morphology and Catchment Response. *Journal of Hydrology*, 100, 353-375.
- Beven, K.J., Quinn, P., Romanowicz, R., Freer, J., Fisher, J. and Lamb, R. (1994): Topmodel and Gridatb, A users Guide to the distribution versions (94.01). CRES technical report TR1 10/94, Centre for Research on Environmental Systems and Statistics, Institute of Environmental and Biological Sciences, Lancaster University, Lancaster, UK.
- Binley, A. and Beven, K. (1993): Three Dimensional Modelling of Hillslope Hydrology. Advances in hydrological processes. John Wiley & Sons Ltd., Chichester. orig. publ. in: Hydrological processes- An International Journal, 5(1), 1-126 (1991) und 6(3), 253-368 (1992).
- Binley, A.M., Beven, K.J., Calver, A. and Watts, L.G. (1991): Changing Responses in Hydrology: Assessing the Uncertainty in Physically Based Model Predictions. *Water Resources Research*, 27 (6), 1253-1261.
- Blöschl, G. (1996): Scale and scaling in hydrology. Wiener Mitteilungen Wasser Abwasser Gewässer, 132, 235-311.
- Blöschl, G. and Kirnbauer, R. (1991): Point snowmelt models with different degrees of complexity internal processes. *Journal of Hydrology*, 129, 127-147.
- Blöschl, G. and Sivapalan, M. (1995): Scale issues in hydrological modelling a review. *Hydrological Processes*, 9, 251-290.
- Blüthgen, J. (1966): Allgemeine Klimageographie. Walter de Gruyter & Co., Berlin, 720 S.
- Bronstert, A. (1994): Modellierung der Abflussbildung und der Bodenwasserdynamikin Hängen. Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, Nr. 46.
- Brakensiek, D.L., Rawls, W.J. and Saxton, K.E. (1981): Soil Water Characteristics, in: ASEA (ed.).
- Braun, L.N. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. Zürcher Geographische Schriften, ETH Zürich, 21, 166 S.
- Braun, P., Molnár, T. und Kleeberg, H.B. (1996): Das Skalenproblem bei der rasterorientierten Modellierung hydrologischer Prozesse (The problem of scale in grid-oriented modelling of hydrological processes). *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen*, 40 (2), 83-90.
- Brunt, D. (1932): Notes on radiation in the atmosphere: I. *Quarternal Journal of the Royal Meteorological Society*, 58, 389-420.
- Brutsaert, W. (1982): Evaporation into the atmosphere. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Bundesamt für Landestopographie BFL (1991): Digitales Höhenmodell RIMINI. Wabern.
- Bundesamt für Statistik BFS (1993): Die Bodennutzung der Schweiz. Arealstatistik 1979/85, Resultate nach Bezirken und Kantonen. *Bern*.
- Bundesamt für Statistik BFS (1995): Digitale Bodeneignungskarte der Schweiz 1: 200 000. Bern.
- Cazorzi, F. and Dalla Fontana, G. (1996): Snowmelt modelling by combining air temperature and a distributed radiation index. *Journal of Hydrology*, 181, 169-187.
- Chiew, F.H.S., Pitman, A.J. and McMahon, T.A. (1996): Conceptual catchment scale rainfall-runoff models and AGCM land-surface parameterisation schemes. *Journal of Hydrology*, 179, 137-157.
- Connolly, R.D. and Silburn, D.M. (1995): Distributed parameter hydrology model (ANSWERS) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data. II: Application to spatially uniform catchments. *Journal of Hydrology*, 172, 105-125.
- Crago, R. and Brutsaert, W. (1996): Daytime evaporation and the self-preservation of the evaporative fraction and the Bowen ratio. *Journal of Hydrology*, 178, 241-255.
- Crawford, N.N. and Linsley, R.K. (1966): Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV. *Technical report No. 39, Department of Civil Eng., Stanford University.*

- Dunn, S.M. and Mackay, R. (1995): Spatial variation in evapotranspiration and the influence of land use on catchment hydrology. *Journal of Hydrology*, 171, 49-73.
- Dyck, S. (1983): Angewandte Hydrologie. Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flussgebiete. Verlag für Bauwesen, Berlin, 544 S.
- Dyck, S. und Peschke, G. (1995): Grundlagen der Hydrologie. *3. Aufl., Verlag für Bauwesen, Berlin,* 536 S.
- Ewen, J. and Parkin, G. (1996): Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 1. Method. *Journal of Hydrology*, 175, 583-594.
- Etzenberg, Ch. (1996): Hydrologische Untersuchungen im Repräsentativ- und Versuchsgebiet Wernersbach - ein kurzer Abriss. *IHI-Schriften, Internationales Hochschulinstitut Zittau* 2, 149 -163,.
- Famiglietti, J.S. and Wood, E.F. (1994): Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resources Research*, 30 (11), 3061-3078.
- Federer, C.A., Lash, D. (1983): BROOK a hydrologic simulation model for eastern forests. *Water Resources Research Center, University of New Hampshire.*
- Franchini, M., Wendling, J., Obled, Ch. and Todini, E. (1996): Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL, *Journal of Hydrology*, 175, 293-338.
- Geiger, R., Robert H.A. and Todhunter, P. (1995): The Climate Near the Ground. Friedr. Vieweg & Sohn Verlagsgesellschaft, Braunschweig/Wiesbaden, 528 S.
- Geyer, B. and Jarvis, P. (1991): A review of models of soil-vegetation-atmosphere-transfer-schemes (SVATS). Report to the TIGER III Committee, Institute of Ecology and Resource Management, University of Edinburgh, Edinburgh (von Autoren erhältlich).
- Golf, W. and Luckner, K. (1981): Programm WASSERHAUSHALT zur Berechnung des mittleren jährlichen und monatlichen Wasserhaushaltes von Flussgebieten des Mittelgebirges. *Information TU Dresden*, 20, 2-81.
- Grebner, D. (1978): Zur Berechnung der Höhenlage des Übergangs vom festen in den flüssigen Niederschlag. Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien, 31 (22), 1-6.
- Green, W.H. and Ampt, G.A. (1911): Studies on on Soil Physics: I. The flow of air and water trough soils, *Journal of Agricultural Sciences*, 4, 1-24.
- Gurtz, J. (1988): Beitrag zu den hydrologischen Grundlagen für die Gewährleistung der gesellschaftlich notwendigen Mehrfachnutzung der Wasserressourcen. *Dissertation (B) an der TU Dresden, Institut für Hydrologie und Meteorologie*.
- Gurtz, J., Baltensweiler, A., Lang, H., Menzel L. und Schulla, J. (1996): Auswirkungen von klimatischen Variationen auf Wasserhaushalt und Abfluss im Flussgebiet des Rheins. Abschlussbericht im Rahmen des Nationalen Forschungsprogramms (NFP 31): Klimaänderung und Naturkatastrophen, *ETH Zürich, Geographisches Institut, Abteilung Hydrologie*.
- Hagen, N. und Kleeberg, H.B. (1994): Möglichkeiten der Modellierung des grossräumigen Stofftransportes auf Landflächen., *Mitteilungen 47, Institut für Wasserwesen, Univerität der Bundeswehr München.*
- Hock, R. and Noetzli, Ch. (1996): Areal melt and discharge modelling of Storglaciären, Sweden. Annals of Glaciology, in press.
- Hottelet, Ch. (1991): Zur Charakterisierung des Wasseräquivalents der Schneedecke auf der Churfirstennordseite. Diplomarbeit, Institut für Physische Geographie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Breisgau.
- Hulme, M., Conway, D., Brown, O. and Barrow, E. (1994): A 1961-1990 Baseline Climatology and Future Climate Change Scenarios for Great Brittain and Europe. Part III: Climate Change Scenarios for Great Britain and Europe. *Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich*, 28 S.
- Imhof, E. et al. (1985): Atlas der Schweiz. Eidgenössische Landestopographie, Wabern-Bern.

- Inclán, M.G. and Forkel, R. (1995): Comparison of energy fluxes calculated with the Penman-Monteith equation and the vegetation models SiB and Cupid. *Journal of Hydrology*, 166, 193-211.
- Iorgulescu, I. and Jordan, J.P.: Validation of Topmodel on a small Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, 159, 255-273.
- IPCC (1995): Climate Change 1995: Impacts, Adaptions, and Mitigation. Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC).
- Jain, S.C., Kumar, S., Whelan, G. and Croley, T.E. (1982): IIHR Distributed Parameter Watershed Model. *Iowa Institute of Hydraulic Research, University of Iowa*, Report No. 244.
- Jarvis, N.J. (1989): A simple empirical model of root water uptake. *Journal of hydrology*, 107 (1/2), 57-72.
- Jensen, K.H. and Mantaglou, A. (1993): Future of Distributed Modelling. *in: Beven and Moore (ed.): Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*, orig. publ. in: *Hydrological Processes* 5(1), 1-126 (1991) und 6(3), 253-368 (1992).
- Jenson, S.K. (1993): Applications of Hydrologic Information Automatically Extracted from Digital Elevation Models. *in: Beven, Moore (ed.): Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*, orig. publ. in: *Hydrological Processes* 5(1), 1-126 (1991) und 6(3), 253-368 (1992).
- Keller, R. (1962): Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. Eine Einführung in die Hydrogeographie. B.G. Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Kenneth-Smith, A., Cook, P.G. and Walker, G.R. (1994): Factors affecting groundwater recharge following clearing in the south western Murray Basin. *Journal of Hydrology*, 154, 85-105.
- Kinzelbach, W., Vassolo, S. and Guomin, Li (1996): Stochastic determination of capture zones of wells. in: Computational Methods in Water Resources XI, edited by E. Aldama et al.: Computational Mechanics Publications, Southampton, 33-42.
- Kleeberg, H.B., Niekamp, O. und Hügel, T. (1994): Auswirkungen von Klimaänderungen auf winterliche Abflüsse und Taufluten. *Bayerisches Klimaforschungsprogramm, Endbericht, Universität der Bundeswehr München*.
- Koenig, P. (1994): Abflussprozesse in einem kleinen voralpinen Einzugsgebiet. Zürcher Geographische Schriften, ETH Zürich, 58, 164 S.
- Kuchment, L.S., Demidov, V.N., Naden, P.S., Cooper, D.M. and Broadhurst, P. (1996): Rainfall runoff modelling of the Ouse basin, North Yorkshire: an application of a physically based distributed model. *Journal of Hydrology* 181, 323-342.
- Kwadijk, J. and Rotmans, J. (1995): The impact of climate change on the River Rhine: A scenario study. *Climatic Change*, 30, 397-425.
- Lang, H., Jensen, H. and Grebner, D. (1987): Short-range runoff forcasting for the River Rhine at Rheinfelden: experiences and present problems. *Hydrolical Science Journal*, 32 (3), 385-397.
- Leavesley, G.H. (1994): Modeling the Effects of Climate Change on Water Resources a Review. *Climate Change*, 28, 159-177.
- Leavesley, G.H., Lichty, R.W., Troutman, B.M. and Saindon, L.G. (1993): Precipitation-Runoff Modeling System: Users Manual. U.S. Geological Survey, Water Res. Investigation Report 83-4238.
- Létolle, R. und Mainguet, M. (1996): Der Aralsee: eine ökologische Katastrophe. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, Franz. Orig.-Ausgabe: Létolle, R. (1993): Aral.
- Ludwig, K. (1979): Das Programmsystem FGMOD zur Berechnung von Hochwasser-Abflussvorgängen in Flussgebieten. *Wasserwirtschaft*, 69 (7/8), 226-228.
- Maurer, T. (1996): Modellierung des Wassertransports: Gebietsmodell CATFLOW. Zwischenpräsentation des BMBF-Verbundvorhabens "Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus kleinen Einzugsgebieten", 10. 12. 1996, Karlsruhe, 117-140.

- McFarlene, N.A., Boer, G.J., Blanchet, J-P. and Lazare, M. (1992): The Canadian Climate Centre second-generation General Circulation Model and its equilibrium climate. *Journal of Climate*, 5, 1013-1044.
- Menzel, L. (1991): Wasserhaushaltsstudien im Einzugsgebiet der Thur (Ostschweiz) Analyse hydrologischer Feldmessungen 1976 – 1985. Berichte und Skripten, No. 46, Geographisches Institut der ETH Zürich.
- Menzel, L. (1997a): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Zürcher Geographische Schriften, ETH Zürich, 67, 130 S.
- Menzel, L. (1997b): Modelling canopy resistances and transpiration of grassland. *Physics and Chemistry of the Earth, special issue: Atmospheric and Hydrological Processes and Models at the Soil Vegetation Atmosphere Interface.* (in Press)
- Merz, B. (1996): Modellierung des Niederschlag-Abfluss-Vorgangs in kleinen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität. *Mitteilungen des Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe,* Nr. 56.
- Mitchell, J.F.B., Senior, C.A. and Ingram, W.J. (1989): CO₂ and climate: a missing feedback. *Nature*, 341, 132-143.
- Mitchell, J.F.B., Manabe, S., Meleshko, V. and Tokioka, T. (1990): Equilibrium climate change and its implications for the future. *Climate Change: the IPCC scientific assessment, (eds.) Houghton J.T., Jenkins G.J. and Ephraums J.J., Cambridge University Press, Cambridge,* 137-164.
- Monteith, J.L. (1975): Vegetation and the atmosphere, vol. 1: Principles. Academic Press, London.
- Moore, L.D., Grayson, R.B. and Ladson, A.R. (1993): Digital Terrain Modelling: A Review of Hydrological, Geomorphological, and Biological Applications. *in: Beven, Moore (ed.): Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*. orig. publ. in: *Hydrological Processes* 5(1), 3-30 (1991),
- Münch, A. (1993): AKWA-M Programmdokumentation. Institut für Hydrologie und Meteorologie, TU Dresden.
- Münch, A. (1994): Wasserhaushaltsberechnungen für Mittelgebirgseinzugsgebiete unter Berücksichtigung einer sich ändernden Landnutzung. Dissertation am Institut für Hydrologie und Meteorologie, Fakultät für Geo-, Forst- und Hydrowissenschaften der TU Dresden.
- Murphy, J.M. (1994): Transient response of the Headley Centre coupled ocean-atmosphere model to increasing carbon dioxide. Part I. Control climate and flux correction. *Journal of Climate*, (in press).
- Murphy, J.M. and Mitchell, J.F.B. (1994): Transient response of the Headley Centre coupled oceanatmosphere model to increasing carbon dioxide. Part II. Spatial and temporal structure of response. *Journal of Climate*, (in press).
- Muster, H. (1994): Ermittlung von Gebietsniederschlägen. Beitrag im 18. Fortbildungslehrgang Hydrologie des DVWK "Niederschlag-Abfluss-Modelle für kleine Einzugsgebiete und ihre Anwendung", 19. bis 23. September 1994, Karlsruhe.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I a diskussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10 (3).
- Norman, J.M. (1979): Modelling the complete canopy crop. In: B. Barfield, J. Gerber (eds.), Modification of the earial Environment of Crops. ASEA, St. Jospeh, MI, 249-277.
- Obled, Ch., Wendling, J. and Beven, K. (1994): The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data. *Journal of Hydrology*, 159, 305-333.
- O'Connell, P.E. and Todini, E. (1996): Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems: an overwiew. *Journal of Hydrology*, 175, 3-16.
- Oke, T.R. (1987): Boundary Layer Climates, 2nd ed., Routledge, London and New York. 435 S.

- Ostrowski, M.W. (1982): Ein Beitrag zur kontinuierlichen Simulation der Wasserbilanz. Mitteilungen, Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft, Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen, 42.
- Overland, H. und Kleeberg, H.B. (1993): Möglichkeiten der Abflussmodellierung unter Nutzung von-Geoinformationssystemen. *Mitteilungen des Institutes für Wasserwesen, 45/1993 Universität der Bundeswehr, München,* 158 S.
- Parkin, G., O'Donnell, G., Ewen, J., Bathurst, J.C., O'Connell, P.E. and Lavabre, J. (1996): Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 2. Case study for a Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 175, 595-613.
- Penman, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bar soils and grass. Proc. Royal Meteorologic Society, London, 193 (A), 120-145.
- Peschke, G. (1977): Ein zweistufiges Modell der Infiltration von Regen in geschichtete Böden. Acta hydrophysica, 22 (1), 39 48.
- Peschke, G. (1987). Soil Moisture and Runoff Components from a Physically Founded Approach. *Acta hydrophysica*, 31 (3/4), 191-205.
- Peschke, G., Rothe, M., Scholz, J., Seidler, C., Vogel, M. und Zentsch, W. (1995): Experimentelle Untersuchungen zum Wasserhaushalt von Fichten [Picea abies (L.) Karst.]. Forstwiss. Centralblatt, 114, 326-339.
- Philip, J.R. (1957): The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. Sois Sciences, 83, 345-357.
- Ponce, V.M., Lohani, A.K. and Scheyhing, C. (1996): Analytical verification of Muskingum-Cunge routing. *Journal of Hydrology*, 174, 235-241.
- Quinn, P., Beven, K. and Culf, A. (1995): The introduction of macroscale hydrlogical complexity into land surface-atmosphere transfer models and the effect on planetary boundary layer development. *Journal of Hydrology*, 166, 421-444.
- Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P. and Planchon, O. (1993): The Prediction of Hillslope Flow Paths for Distributed Hydrological Modelling Using Digital Terrain Models. *in: Beven, Moore* (*ed.*): Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology, orig. publ. in: Hydrological Processes 5(1), 1-126 (1991) und 6(3), 253-368 (1992).
- Ranzi, R. and Rosso, R. (1995): Distributed estimation of incoming direct solar radiation over a drainage basin. *Journal of Hydrology*, 166, 461-478.
- Richter, M. (1979): Geoökologische Untersuchungen in einem Tessiner Hochgebirgstal. Bonner Geographische Abhandlungen, Ferd. Dümmlers Verlag, Bonn. 209 S.
- Robson, A., Beven, K.J. and Neal, C. (1992): Towards identifying sources of subsurface flow: a comparison of components identified by a physically based runoff model and those determined by chemical mixing techniques. *Hydrological Processes*, 6, 199-214.
- Rogers, C.C.M., Beven, K.J., Morris, E.M. and Anderson, E.M. (1985): Sensitivity analysis, calibration and predictive uncertainty of the Institute of Hydrology Distributed Model. *Journal of Hydrology*, 81, 179-191.
- Rohrer, M. (1989): Determination of the transition air temperature from snow to rain and intensity of precipitation. *Instruments and Observing Methods 48. World Meteorological Organisation*, *WMO / Technical Document*, 475-482.
- Rohrer, M. (1992): Die Schneedecke im Schweizer Alpenraum und ihre Modellierung. Zürcher Geographische Schriften, ETH Zürich, 49, 178 S.
- Rutter, A.J., Morton, A.J. and Robins, P.C. (1975): A predictive model for rainfall interception in forests. II. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *Journal of Applied Ecology*, 12, 367-380.
- Salama, R.B., Laslett, D. and Farrington, P. (1993): Predictive modelling of management options for the control of dryland salinity in a first-order catchment in the wheatbelt of Western Australia. *Journal of Hydrology*, 145, 19-40.

- Santer B.D., Wigley, T.M.L., Schlesinger, M.E. and Mitchell, J.F.B. (1990): Developing climate scenarios from equilibrium GCM results. *Max Planck Institut für Meteorologie, Report Nr. 47, Hamburg*.
- Schulla, J. (1996): Flussgebietsmodellierung und Wasserhaushaltssimulation mit WaSiM, Modellbeschreibung. unpubliziert, *Geographisches Institut der ETH Zürich*.
- Schulze, R.E. (1995): Hydrology and Agrohydrology: A Text to Accompany the ACRU 3.00 Agrohydrological Modelling System. *Water Research Commission, Pretoria, Report TT69/95,* ACRU Report 43.
- Shah, S.M.S., O'Connell, P.E. and Hosking, J.R.M. (1996a): Modelling the effects of spatial variability in rainfall on catchment response. 1. Formulation and calibration of a stochastic rainfall field model. *Journal of Hydrology*, 175, 67-88.
- Shah, S.M.S., O'Connell, P.E. and Hosking, J.R.M. (1996b): Modelling the effects of spatial variability in rainfall on catchment response. 2. Experiments with distributed and lumped models. *Journal of Hydrology*, 175, 89-111.
- Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C. and Dalcher, A. (1989): A simple biosphere model (SiB) using point micrometeorological and biophysical data. *Journal of Atmospheric Science*, 43, 505-531.
- Sevruk, B. (1981): Methodische Untersuchungen des systematischen Messfehlers der Hellmann-Regenmesser im Sommerhalbjahr in der Schweiz. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, 52.
- Sevruk, B. (ed.) (1986): Correction of Precipitation Measurements. ETH/IASH/WMO Workshop on the Correction of Precipitation Measurements. Zürich, April 1-3, 1985. Zürcher Geographische Schriften, ETH Zürich, 23, 288 S.
- Silburn, D.M. and Connolly, R.D. (1995): Distributed parameter hydrology model (ANSWERS) applied to a range of catchment scales using rainfall simulator data I: Infiltration modelling and parameter measurement. *Journal of Hydrology*, 172, 87-104.
- Stadler, D. (1996): Water and Solute Dynamics in Frozen Forest Soils Measurements and Modelling. *Dissertation Nr. 11574 an der ETH Zürich*, 137 S.
- Tarboton, D.G., Bras, R.L. and Rodríguez-Iturbe, I. (1993): On the Extraction of Channel Networks from Digital Elevation Data. *in: Beven, Moore (ed.): Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology*, orig. publ. in: *Hydrological Processes* 5(1), 1-126 (1991) und 6(3), 253-368 (1992).
- Thom, A.S. and Oliver, H.R. (1977): On Penman's equation for estimating regional evaporation. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 103, 345-357.
- Thompson, N., Barrie, J.A. and Ayles, M. (1981): "The Meteorological Office rainfall and evaporationcalculation system: MORECS (July 1981), *Hydrological Memorandum*, No. 45, Meteorological Office.
- Todini, E. (1988): Rainfall-Runfoff Modeling Past, Present and Future. *Journal of Hydrology*, 100, 341-352.
- Todini, E. (1996): The ARNO rainfall runoff model. Jornal of Hydrology, 175, 339-382.
- Varley, M.J., Beven, K.J. and Oliver, H.R. (1996): Modelling solar radiation in steeply sloping terrain. *International Journal of Climatology*, 16, 93-104.
- Weischet, W. (1977): Einführung in die allgemeine Klimatologie: physikalische und meteorologische Grundlagen. 1. Aufl., B.G. Teubner, Stuttgart, 256 S.
- Wendling, U. (1975): Zur Messung und Schätzung der potentiellen Verdunstung. Zeitschrift für Meteorologie, 25 (2), 103-111.
- Wigley, T.M.L., Jones, P.D. and Kelly, P.M. (1980): Scenario for a warm, high CO₂ world. *Nature*, 283, 17-21.
- Wigmosta, M.S., Lance, W.V. and Lettenmaier, D.P. (1994): A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research*, 30 (6), 1665-1679.

- Wilks, D.S. (1992): Adapting stochastic weather generation algorithms for climate change studies. *Climate Change*, 21, 67-84.
- Woo, M-K. (1992): Application of stochastic simulation to climatic change studies. *Climate Change*, 20, 313-330.
- Young, R.A. *et al.* (1989): AGNPS: A nonpoint source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *Journal of Soil and Water Cons.* (44).
- Zoellmann, K. (1995): Interpretation von Umwelttracerdaten aus Grundwasserproben. Vergleich von Boxmodellen mit diskretisierenden Strömungs- und Transportmodellen. *Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg*, 118 S.