

Untersuchung unterschiedlicher
Flächendiskretisierungs- und Modellierungskonzepte
für die hydrologische Modellierung am Beispiel
Thüringer Vorfluter

Dissertation

**zur Erlangung des akademischen Grades
doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.)**

vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät
der Friedrich-Schiller-Universität Jena

von Dipl. Geogr. Klaus Bongartz
geboren am 04.08.1967 in Grevenbroich

Gutachter

1. Prof. Dr. W.-A. Flügel
2. Prof. Dr. Ch. Schmullius

Tag der öffentlichen Verteidigung: 19.12.2001

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand am von Herrn Prof. Dr. W.-A. Flügel geleiteten Lehrstuhl für Geoinformatik, Geohydrologie und Modellierung des Geographischen Institutes der Friedrich-Schiller-Universität Jena.

Prof. Flügel, der mich wissenschaftlich schon während meines Diploms in Bonn begleitete, verdanke ich den Anstoß zu dieser Arbeit. Er übernahm gleichzeitig die wissenschaftliche Betreuung.

Mein herzlicher Dank gilt ihm für seinen unermüdlichen Einsatz bei der Beantragung des Projektes "RIVER", welches mich nach Jena führte. Ebenso möchte ich mich für sein stetes Interesse am Fortgang der Untersuchungen, den vielen wertvollen Anregungen und Diskussionen, sowie der Intensiven Durchsicht der Arbeit bedanken.

Die zugrunde liegenden Untersuchungen wurden im Herbst 1997 im Rahmen meiner Tätigkeit im Forschungs- und Entwicklungsprojekt "RIVER" begonnen und nach 3 jähriger Arbeit zwischenzeitlich abgeschlossen. Zu diesem Zeitpunkt übernahm ich Lehrtätigkeit meines geschätzten Kollegen Olaf David, der sich zu einem fünfzehnmonatigen Forschungsaufenthalt in die USA begab. Die Vorbereitung der Lehre nahm zunächst einen Großteil meiner Zeit in Anspruch, so dass die Fortführung der Arbeit etwas ins Hintertreffen geriet.

Aufgrund der großen Unterstützung meiner Kolleginnen und Kollegen am Lehrstuhl, konnte die Arbeit trotz der Mehrfachbelastung aber dennoch fertig gestellt werden. Insbesondere möchte ich mich für die gute Arbeitsatmosphäre und die intensive Zusammenarbeit bedanken.

Mein besonderer Dank gilt Rainer Hoffmann der stets zur Stelle war, wenn es galt, technische und Software-Probleme zu lösen. Bei Helmut Staudenrausch möchte ich mich für seine Entwicklungsarbeit und seine ständige Diskussionsbereitschaft bedanken ohne die diese Arbeit nicht möglich gewesen wäre. Mein Dank gilt ebenso Manfred Fink, der mir in allen Fragen der GIS-Anwendung zur Seite stand. Nicht zuletzt erwähnt sei hier Peter Krause dem ich besonderen Dank für die viele Zeit schulde, die er in Diskussionen und bei der Durchsicht des Manuskriptes geopfert hat, und die mir wertvolle Anregungen für diese Arbeit geliefert hat.

Die Zuarbeit der studentischen Hilfskräfte Carsten Pathe, Evelin Matjeika, und Björn Pfennig war ebenso von großer Hilfe für mich. Allen genannten und möglicherweise vergessenen Kollegen ein herzliches Dankeschön.

Auch den Mitarbeitern der Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie gilt mein Dank. Insbesondere Herrn Sieckmann, Herrn Schmidt und Herrn Selsam danke ich für die interessanten Diskussionen und Anmerkungen während der Projektarbeit. Bei Herrn Foerkele möchte ich mich im speziellen für die unkomplizierte Bereitstellung aller benötigten GIS-Daten bedanken.

Ein ganz besonderer Dank gilt meiner Frau Dunja und meinen beiden Söhnen Timon und Tristan, ohne deren aufmunternde Unterstützung und Geduld es nicht möglich gewesen wäre, diese Arbeit fertigzustellen.

Jena im Oktober 2001

Klaus Bongartz

Inhalt

KAPITEL 1

Einführung	1
------------------	---

KAPITEL 2

Stand der Forschung und Problemstellung	3
2.1 Entwicklung des Prozessverständnisses	3
2.2 Entwicklung hydrologischer Modelle	4
2.3 Regionalisierung und Skalenproblematik	9
2.4 Regionalisierungsansätze (HRU, GRU, REA, HSU, Ökotopt, Hydrotop)	14
2.5 Forschungsbedarf	18
2.6 Zielsetzung und methodisches Vorgehen	20
2.6.1 Zielsetzung	20
2.6.2 Methodisches Vorgehen	21

KAPITEL 3

Naturräumliche Beschreibung des Untersuchungsgebiete	25
3.1 Forschungsaktivitäten	25
3.2 Geographische Lage	26
3.3 Landschaften (Naturräumliche Verhältnisse)	27
3.4 Klimatische Verhältnisse	30
3.5 Geologie	33
3.5.1 Hydrogeologie	36
3.5.2 Störungszonen und Versinkungen der Ilm	38
3.5.3 Wasserhaushalt und Abflussregime	40
3.5.4 Gewässernetzdichte	46
3.6 Böden	48
3.7 Landnutzung	50
3.8 Datengrundlage	54
3.8.1 Datenfehler	54
3.8.2 Niederschlag	56
3.8.3 Klimatologische Daten	57
3.8.4 Abfluss	58
3.8.5 Geodaten	58

KAPITEL 4

Prozessorientierte Modellkonzepte	59
4.1 Konzepte zur Ausweisung von Modellierungseinheiten	60
4.1.1 Der deterministische Regionalisierungsansatz nach dem HRU - Konzept (topographisch)	60
4.1.2 Der deterministische Regionalisierungsansatz nach dem HRU -Konzept (prozessorientiert)	61
4.1.3 Der deterministische Regionalisierungsansatz nach dem HRU - Konzept (topologisch verknüpft)	63
4.2 Das Modellsystem PRMS/MMS	64
4.2.1 Anwendung	66
4.2.2 Anpassung der Eingabedaten Niederschlag, Temperatur und Solarstrahlung	67

4.2.2.1 Temperatur	67
4.2.2.2 Niederschlag	67
4.2.2.3 Solarstrahlung	68
4.2.3 Modellierung der Wasserkreislaufkomponenten	69
4.2.3.1 Interzeption	69
4.2.3.2 Evapotranspiration	71
4.2.3.3 Schneeschmelze	71
4.2.3.4 Infiltration	76
4.2.4 Modellierung der Abflussbildung	76
4.2.4.1 Oberflächenabfluss	77
4.2.4.2 Interflow	79
4.2.4.3 Grundwasser	80
4.2.5 Modellierung von Einzelereignissen	81
4.2.5.1 Infiltration	81
4.2.5.2 Oberflächenabfluss	82
4.2.5.3 Vorfluterabfluss	84
4.2.5.4 Lineares Speicherrouting	86
4.2.5.5 Das Modul zur Berechnung des Gerinneabflusses	88
4.2.5.6 Muskingum-Cunge-Verfahren	89
4.2.6 Das Modellierungssystem MMS und seine objektorien- tierte Weiterentwicklung OMS	90
KAPITEL 5	
Anwendung	93
5.1 Ableitung der Modelleinheiten (HRUs)	93
5.1.1 Systemrelevante Charakteristika	93
5.1.1.1 Relief	93
5.1.1.2 Hangneigung, Exposition, Mittlere Höhenlage	94
5.1.1.3 Böden	95
5.1.1.4 Vegetationsbedeckungsgrad	97
5.1.1.5 Fließrichtung und Fließakkumulation	97
5.1.2 Methodik der Flächenableitung	98
5.1.3 Beschreibung der einzelnen HRU Ableitungen	102

5.2	Parametrisierung der Modellentitäten	104
5.2.1	Parametrisierung von MMS/PRMS (HRU basiert)	104
5.2.1.1	<i>Eingangsdaten</i>	104
5.2.1.2	<i>Versiegelte Flächen</i>	106
5.2.1.3	<i>Gebietsspezifische Wasserkreislaufkomponenten</i>	106
5.2.1.4	<i>HRU bezogene Parameter</i>	113
5.2.2	Parametrisierung von PRMS/MMS (topographisch basiert)	115
5.2.3	Parametrisierung von PRMS/MMS (topologisch basiert)	115
5.2.4	Modellanwendung	116
5.2.4.1	<i>Modellkalibrierung</i>	116
5.2.4.2	<i>Parameteroptimierung</i>	123
5.2.4.3	<i>Modellvalidierung</i>	124
5.3	Systemveränderungen innerhalb der Mesoskala	131
5.3.1	Modellierung mit unterschiedlichen Datengrundlagen	132
5.3.2	Modellierung der Niederschlags- Abflussdynamik unter Einbeziehung der Niederschlagsvariabilität	145
5.3.3	Modellierung bei differrierender HRU-Ableitung	150
5.3.4	Untersuchung verschiedener Flächendistributions- konzepte	152
5.3.4.1	<i>Vergleich der Simulation mit unterschiedlichen Flächendistributionskonzepten (Pegeleinzugsgebiet Niedertrebra)</i>	153
5.4	Systemanalyse und Modellierung	158
5.4.1	Schneehydrologie	158
5.4.2	Gebietsverdunstung	161
5.4.2.1	<i>Potentielle Evapotranspiration</i>	161
5.4.2.2	<i>Aktuelle Evapotranspiration</i>	162
5.4.3	Abflusskomponenten	163
5.5	Ereignisbezogene Hochwassermodellierung	167
5.6	Szenarien	170
5.6.1	Untersuchung eines Landnutzungsszenarios	170

KAPITEL 6

Zusammenfassung und Ausblick 175

Anhang 181

Literatur 193

Abbildungen

Abbildung 2.1	Klassifikationsschema hydrologischer Modelle bezüglich der Prozessbeschreibung	5
Abbildung 2.2	Verwendeter Ansatz zur Untersuchung unterschiedlicher Modellkonzepte	23
Abbildung 3.1	Geographische Lage des Einzugsgebietes der Ilm	26
Abbildung 3.2	Relief im Einzugsgebiet der Ilm	27
Abbildung 3.3	Naturräume im Einzugsgebiet der Ilm	29
Abbildung 3.4	Niederschlagsverteilung (25jähriges Mittel) im Einzugsgebiet der Ilm auf Grundlage von 16 Stationsdaten	31
Abbildung 3.5	Mittlere monatliche Niederschlagssummen in Teilräumen des Ilmeinzugsgebietes.	32
Abbildung 3.6	Lithofaziesseinheiten im Einzugsgebiet der Ilm	34
Abbildung 3.7	Geologischer Querschnitt durch den Ilmtalgraben	35
Abbildung 3.8	Hauptstörungszonen im Einzugsgebiet der Ilm	38
Abbildung 3.9	Pegeleinzugsgebiete der Ilm	40
Abbildung 3.10	Entwicklung der Flächengröße des Einzugsgebietes	41
Abbildung 3.11	Hypsographische Kurve des Einzugsgebietes der Ilm	42
Abbildung 3.12	Abflusskoeffizienten nach Pardé zur Darstellung des Abflussregimes im Untersuchungsgebiet.	43
Abbildung 3.13	Jahresgang der mittleren Hoch- und Niedrigwasserabflüsse der Ilm am Pegel Gräfinau-Angstedt	44
Abbildung 3.14	Jahresgang der mittleren Hoch- und Niedrigwasserabflüsse der Ilm am Pegel Mellingen	44
Abbildung 3.15	Jahresgang der mittleren Hoch- und Niedrigwasserabflüsse der Ilm am Pegel Niedertrebra	45
Abbildung 3.16	Teileinzugsgebietsbezogene Gewässernetzdichte im Einzugsgebiet der Ilm	47
Abbildung 3.17	Böden im Einzugsgebiet der Ilm	48
Abbildung 3.18	Prozentualer Flächenanteil der Landnutzung in den drei Pegeleinzugsgebieten der Ilm	50
Abbildung 3.19	Landnutzung im Einzugsgebiet der Ilm	51
Abbildung 3.20	Tal im Oberlauf der Ilm	51
Abbildung 3.21	Mittellauf der Ilm.	52
Abbildung 3.22	Unterlauf der Ilm zwischen Apolda und Niedertrebra.	53
Abbildung 3.23	Doppelsummenanalyse der Pegeldata der drei Teileinzugsgebietspegel	54
Abbildung 3.24	Langjähriges Monatsmittel der Lufttemperaturen im Einzugsgebiet der Ilm.	57
Abbildung 4.1	Das Konzept deterministischer mathematischer Modellierung	59
Abbildung 4.2	Das topographisch basierte Konzept der HRUs	60
Abbildung 4.3	Das physiographisch prozessorientierte Konzept der HRUs	62
Abbildung 4.4	Das topologische Konzept der HRUs	63
Abbildung 4.5	Schematische Darstellung aller Parameter und ihre Zuordnung zu den dynamischen Prozessen bzw. Speichergrößen.	65
Abbildung 4.6	Energiebilanz der Schneedecke	74

Abbildung 4.7	Schematische Darstellung hydrologischer Prozesskomponenten des Precipitation Runoff Modelling Systems	77
Abbildung 4.8	Funktion die den Wert des Produktes aus kapillarem Aufstieg und Bodenfeuchtedefizit als Funktion des Bodenfeuchtegehaltes beschreibt.	82
Abbildung 4.9	Grundlegender Aufbau des Object Modelling System	92
Abbildung 5.1	Fließrichtungsberechnung	98
Abbildung 5.2	Mit Hilfe der GIS-Toolbox WEASEL aus dem digitalen Höhenmodell abgeleitete Abflussflächen.	99
Abbildung 5.3	HRU-Ableitungen der Pegeleinzugsgebiete Gräfinau-Angstedt, Mellingen und Niedertrebra.	104
Abbildung 5.4	Expositionsabhängige Beziehung zwischen Wasseräquivalent und Schneebedeckung	113
Abbildung 5.5	Gemessene und simulierte Abflüsse der drei Teilgebiete während des Kalibrierungszeitraumes	119
Abbildung 5.6	Gemessene und simulierte Abflüsse der drei Teilgebiete während des Validierungszeitraumes.	125
Abbildung 5.7	Übersimulationen infolge von Regenniederschlag auf eine Schneedecke	129
Abbildung 5.8	Vergleich der simulierten Speicherkomponenten bei der Simulation mit unterschiedlichen Datengrundlagen	136
Abbildung 5.9	Vergleich der simulierten mit den gemessenen Abflusskurven mit unterschiedlichen Datengrundlagen für die Winterhalbjahre 1989 und 1991	136
Abbildung 5.10	Vergleich der simulierten mit den gemessenen Abflusskurven mit unterschiedlichen Datengrundlagen für die Sommerhalbjahre 1989 und 1991	137
Abbildung 5.11	Gemessener und simulierter Abfluss im Winterhalbjahr der hydrologischen Jahre 1989 bzw. 1991 auf Basis von Satellitendaten	138
Abbildung 5.12	Minimum- und Maximumtemperaturen im Winterhalbjahr der hydrologischen Jahre 1989 bzw. 1991	138
Abbildung 5.13	Vergleich der simulierten Speicherkomponenten bei der Simulation mit unterschiedlichen Datengrundlagen bezogen auf das Pegel-einzugsgebiet Niedertrebra	142
Abbildung 5.14	Vergleich der simulierten mit den gemessenen Abflusskurven mit unterschiedlichen Datengrundlagen für die Winterhalbjahre 1989 und 1991	142
Abbildung 5.15	Vergleich der simulierten mit den gemessenen Abflusskurven mit unterschiedlichen Datengrundlagen für die Sommerhalbjahre 1989 und 1991 für das Pegel-einzugsgebiet Niedertrebra	143
Abbildung 5.16	Gemessener und simulierter Abfluss am Pegel Niedertrebra im Winterhalbjahr der hydrologischen Jahre 1989 bzw. 1991 auf Basis von Satellitendaten	144
Abbildung 5.17	Minimum- und Maximumtemperaturen im Winterhalbjahr der hydrologischen Jahre 1989 bzw. 1991	145
Abbildung 5.18	Vergleich der gemessenen und simulierten Abflüsse (Thiessen -Methode)	147
Abbildung 5.19	Vergleich der gemessenen und simulierten Abflüsse (Höhenabhängig)	147
Abbildung 5.20	Vergleich der Abflusssimulation mit unterschiedlichen HRU Ableitungen	150
Abbildung 5.21	Schneesmelzperiode hydrologisches Jahr 1981	151
Abbildung 5.22	Ableitung von HRU bei verschiedenen Modellierungsansätzen	153

Abbildung 5.23	Modellierter und gemessener Abfluss bei Nutzung des physiographischen HRU-Ansatzes	154
Abbildung 5.24	Modellierter und gemessener Abfluss bei Nutzung des topographischen HRU-Ansatzes	155
Abbildung 5.25	Modellierter und gemessener Abfluss bei Nutzung des topologischen HRU-Ansatzes	156
Abbildung 5.26	Modellierter Schneedeckenauf- bzw. abbau und entsprechende Abflusskurve	159
Abbildung 5.27	Gemessene und berechnete Schneeakkumulation und -schmelze im Oberlauf der Ilm	160
Abbildung 5.28	Vergleich der an der Station Schmücke gemessenen, mit den für das Gesamtgebiet modellierten Schneedaten	160
Abbildung 5.29	Prozentuale Verteilung der Abflusskomponenten am Gesamt-abfluss im Oberlauf (physiographisches Konzept)	163
Abbildung 5.30	Prozentuale Verteilung der Abflusskomponenten am Gesamt-abfluss im Mittellauf (physiographisches Konzept)	164
Abbildung 5.31	Prozentuale Verteilung der Abflusskomponenten am Gesamt-abfluss im Gesamteinzugsgebiet (physiographisches Konzept)	164
Abbildung 5.32	Prozentuale Verteilung der Abflusskomponenten am Gesamt-abfluss im Einzugsgebiet Niedertrebra (topographisches HRU-Konzept)	165
Abbildung 5.33	Prozentuale Verteilung der Abflusskomponenten am Gesamt-abfluss im Einzugsgebiet Niedertrebra (topologisches HRU-Konzept)	166
Abbildung 5.34	Hochwassersimulation im Einzugsgebiet des Pegels Gräfinau-Angstedt vom 08.08-21. 08.1981.	167
Abbildung 5.35	Hochwassersimulation im Einzugsgebiet des Pegels Gräfinau-Angstedt vom 10.04-21. 04.1994.	168
Abbildung 5.36	Interflow und Oberflächenabfluss bei stündlicher Datengrundlage im Sommer 1981	168
Abbildung 5.37	Interflow und Oberflächenabfluss bei stündlicher Datengrundlage im Frühjahr 1994	169
Abbildung 5.38	Simulation des Hochwassers im April 1994 bei Annahme von Waldrodung (Oberlauf).	171
Abbildung 5.39	Vergleich der Wasserhaushaltskomponenten bei veränderter Landnutzung im Einzugsgebiet Gräfinau-Angstedt	172
Abbildung 5.40	Vergleich der aktuellen Evapotranspiration bei "realer" und veränderter Landnutzung.	172
Abbildung 5.40	Vergleich der Wasserhaushaltskomponenten bei veränderter Landnutzung im Einzugsgebiet Niedertrebra	173
Abbildung 5.41	Vergleich der aktuellen Evapotranspiration bei "realer" und veränderter Landnutzung	173
Abbildung 1	Graphische Darstellung der HRUs im Einzugsgebiet Gräfinau-Angstedt farbig markiert nach der Landnutzung (CIR-Befliegung)	181
Abbildung 2	Graphische Darstellung der HRUs im Einzugsgebiet Gräfinau-Angstedt farbig markiert nach der Landnutzung (Landsat TM Daten) + Klasse Laubwald	182
Abbildung 3	Graphische Darstellung der HRUs im Einzugsgebiet Mellingen farbig markiert nach der Landnutzung (CIR-Befliegung)	183

Abbildung 4	Graphische Darstellung der HRUs im Einzugsgebiet Mellingen farbig markiert nach der Landnutzung (Landsat TM Daten) + Klasse Laubwald	184
Abbildung 5	Graphische Darstellung der HRUs im Einzugsgebiet Niedertrebra farbig markiert nach der Landnutzung (CIR-Befliegung)	186
Abbildung 6	Graphische Darstellung der HRUs im Einzugsgebiet Niedertrebra farbig markiert nach der Landnutzung (Landsat TM Daten) + Klasse Laubwald	188
Abbildung 7	Graphische Darstellung der für das Gesamtgebiet abgeleiteten Teileinzugsgebiete nach dem topographisch basierten HRU-Ansatz	190
Abbildung 8	Graphische Darstellung der nach dem Nested Catchment Approach abgeleiteten HRUs	192

Tabellen

Tabelle 2.1	Skalen und Anwendungsbereiche in der Hydrologischen Modellierung	12
Tabelle 3.1	Schneehydrologische Kennwerte von Teilräumen des Ilmeinzugsgebietes	33
Tabelle 3.2	Hydrogeologische Charakteristik der Keuper- und Muschelkalkablagerungen	36
Tabelle 3.3	Jährliche Gebietsabflusshöhen, Abflussspenden und Gesamt-abflüsse	46
Tabelle 3.4	Hydrometeorologische Zeitreihen	55
Tabelle 3.5	Langjähriges Monats- und Jahresmittel der Niederschlags-summen für ausgewählte Stationen im Ilmeinzugsgebiet	56
Tabelle 3.6	Geodaten.	58
Tabelle 4.1	Gleichungen zur Berechnung der Parameter opf_alpha und der geschätzten Werte von opf_cmp für die Nutzung verschie-dener Abflussflächen (flowplanes)	83
Tabelle 4.2	Gleichungen zur Berechnung der Parameter opf_alpha und der geschätzten Werte von opf_cmp für die Nutzung verschiedener Fliessegmentquerschnitte (channelsegment)	85
Tabelle 5.1	Generalisierte Bodenklassen und deren bodenpphysikalische Eigenschaften	96
Tabelle 5.2	Konfusionsmatrix der Klassifizierungsergebnisse aus IRS-1C-Daten	100
Tabelle 5.3	Ableitungsmethodik und Modellkonzept der verschiedenen HRU-Ausweisungen	103
Tabelle 5.4	Monatliche Korrekturfaktoren für Regenniederschlag	105
Tabelle 5.5	Monatliche Mitteltemperaturen und Temperaturgradient pro 100m der Klimastationen Erfurt und Schmücke im Untersuchungszeitraum (1977-1995)	105
Tabelle 5.6	Prozentualer Bedeckungsgrad der Vegetation in Abhängigkeit von der Jahreszeit	107
Tabelle 5.7	Literaturquellen zur Interzeptionsspeicherkapazität	107
Tabelle 5.8	Interzeptionsspeicherkapazität verschiedener Vegetations-arten	108
Tabelle 5.9	Zustandsparameter der Schneedecke	109
Tabelle 5.10	Parameter für die Schneemodellierung	110
Tabelle 5.11	Tägliche Albedowerte nach einem Schneefallereignis	111
Tabelle 5.12	Emissivität der bodennahen Luftschicht	112
Tabelle 5.13	Monatlicher Wert des Konvektions-Kondensations-Energie Koeffizienten	112
Tabelle 5.14	Systemeigenschaften und Klassifizierungsmerkmale der flächenbasierten Parameter	114
Tabelle 5.15	Parameter der Abflussbildung	117
Tabelle 5.16	Produktmoment -Korrelationskoeffizient einzelner Jahre der	

	Kalibrierungsperiode für alle Teilgebiete	120
Tabelle 5.17	Gütemaße der Einzeljahre und des Gesamtkalibrierungszeitraumes für die drei Teilgebiete	121
Tabelle 5.18	Jährliche simulierte Wasserhaushaltkomponenten (1978-82) der Pegeleinzugsgebiete	122
Tabelle 5.19	Monatlicher Anpassungsfaktor der potentiellen Evapotranspiration	124
Tabelle 5.20	Produktmoment-Korrelationskoeffizient der Validierungsperiode für alle Teilgebiete	126
Tabelle 5.21	Gütemaße der Einzeljahre und des Gesamtkalibrierungszeitraumes für die drei Teilgebiete	127
Tabelle 5.22	Jährliche simulierte Wasserhaushaltkomponenten (1983-95) der Pegeleinzugsgebiete	130
Tabelle 5.23	Vergleich der Korrelationskoeffizienten bei der Modellierung mit unterschiedlichen Datengrundlagen (Validierungsperiode)	132
Tabelle 5.24	Vergleich statistischer Gütemaße bei Simulation mit unterschiedlichen Landnutzungsdaten am Oberlauf der Ilm	134
Tabelle 5.25	Simulierte Wasserhaushaltskomponenten bei Nutzung verschiedener Datengrundlagen im Einzugsgebiet Gräfnau-Angstedt	135
Tabelle 5.26	Vergleich statistischer Gütemaße bei Simulation mit unterschiedlichen Datengrundlagen für das Gesamteinzugsgebiet der Ilm	140
Tabelle 5.27	Simulierte Wasserhaushaltskomponenten bei Nutzung verschiedener Datengrundlagen im Einzugsgebiet Gräfnau-Angstedt	141
Tabelle 5.28	Vergleich der Gütemaße der Simulation bei flächengewichteter Mittelung und orographischer Berücksichtigung der Niederschläge	148
Tabelle 5.29	Vergleich der hydrologischen Hauptwerte bei der Simulation mit den beiden Regionalisierungsverfahren	149
Tabelle 5.30	Vergleich statistischer Gütemaße unterschiedlicher HRU-Ableitungen	151
Tabelle 5.31	Statistische Gütemaße der verschiedenen Modellierungsansätze für den Zeitraum der hydrologischen Jahre 1978 - 1982	157
Tabelle 5.32	Statistischer Vergleich der Abflusswerte der verschiedenen Konzepte untereinander	157
Tabelle 5.33	Langjährige potentielle Verdunstung nach Penman-Monteith und Jensen-Haise	162
Tabelle 5.34	Langjährige aktuelle Verdunstung nach Penman-Monteith und Jensen-Haise	162
Tabelle 1	HRU-Ausweisung Pegeleinzugsgebiet Gräfnau-Angstedt auf Grundlage der Landnutzung aus der infrarot Luftbildbefliegung	181
Tabelle 2	HRU-Ausweisung Pegeleinzugsgebiet Gräfnau-Angstedt auf Grundlageder Landnutzung aus Satellitendaten	182
Tabelle 3	HRU-Ausweisung Pegeleinzugsgebiet Mellingen auf Grundlage der Landnutzung aus der infrarot Luftbildbefliegung	183
Tabelle 4	HRU-Ausweisung Pegeleinzugsgebiet Mellingen auf Grundlage der Landnutzung aus Satellitendaten	184
Tabelle 5	HRU-Ausweisung Pegeleinzugsgebiet Niedertrebra auf Grundlage der Landnutzung aus der infrarot Luftbildbefliegung	185
Tabelle 6	HRU-Ausweisung Pegeleinzugsgebiet Niedertrebra auf Grundlage der Landnutzung aus Satellitendaten.	187

Tabelle 7	Topographisch basierte HRU-Ausweisung Pegel Einzugsgebiet Niedertrebra auf Grundlage der Landnutzung aus Satelliten- daten	189
Tabelle 8	HRU-Ausweisung Pegel Einzugsgebiet Niedertrebra auf Grundlage der Landnutzung aus Satellitendaten	191

KAPITEL 1 *Einführung*

Einen zentralen Fachbereich der Hydrologie stellt die Modellierung des Wasserhaushaltes von Flusseinzugsgebieten dar und dient als Grundlage zur Lösung verschiedener wasserwirtschaftlicher Probleme.

Weltweit stehen in den letzten Jahren Themen aus dem Bereich Umwelt wie z.B. Global Change im Mittelpunkt des wissenschaftlichen und gesellschaftlichen Interesses. Besonders die in der letzten Dekade immer häufiger auftretenden Naturkatastrophen, wie Hochwässer, Orkane oder Lawinenabgänge, machen eine wissenschaftliche Erforschung der auslösenden Faktoren und Prozesse zur Erstellung eines Kataster von Maßnahmen zur Minderung der ökonomischen und ökologischen Schäden erforderlich. Um die Natur nachhaltig vor den negativen anthropogen verursachten Schädigungen schützen zu können, müssen die geogenen Prozesse und die sie auslösenden Faktoren verstanden werden und deren Auswirkungen prognostizierbar sein. Die komplexe Systemanalyse ist also eine der Hauptaufgaben, denen sich Forscher aller Fachrichtungen widmen sollten.

Der Wasserkreislauf spielt bei der Modellierung des globalen Klimageschehens und der Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Geosphäre und Biosphäre als klimabestimmender Faktor eine entscheidende Rolle. Wasser ist ein bedeutender Rohstoff für das Leben auf der Erde. Der zunehmende Bedarf an Trink- und Brauchwasser kann in naher Zukunft vor allem in Ländern, in denen diese Ressource schon jetzt ein Mangelgut ist, zu schwerwiegenden Konflikten bei einer weiteren Verknappung führen. Aber nicht nur Wassermangel, sondern auch das Überangebot an Wasser kann, wie sich in jüngster Vergangenheit gezeigt hat, großräumige ökonomische und ökologische Folgen haben, die dann oft nur noch mit internationaler Zusammenarbeit zu beheben sind. Neben der Besorgnis über die zukünftigen Auswirkungen von Landnutzungs- und Klimaänderungen hat sich die Erkenntnis durchgesetzt, dass wasserbezogene Probleme und Konflikte am besten durch ein integriertes Wasser- und Landnutzungsmanagement zu lösen sind. Zur Lösung dieser Fragestellungen stellt die distributive hydrologische Modellierung ein wichtiges Werkzeug dar, da mit ihrer Hilfe zumindest angenäherte Prognosen möglich sind wenn die den Wasserhaushalt bestimmenden Prozesse adäquat durch Modelle repräsentiert werden. Um die genannten wasserwirtschaftlichen Fragestellungen beantworten zu können, müssen sowohl experimentelle als auch anwendungsbezogene Forschungsarbeiten durchgeführt werden. Die experimentellen Forschungsarbeiten finden in diesem Zusammenhang im Maßstabbereich der Mikroskala, also auf Einzelhängen, Schlägen oder in Repräsentativgebieten statt, während die anwendungsbezogenen Forschungen auf die auch die aktuell verabschiedete EU-Wasserrahmenrichtlinie hinzielt, versuchen die auf kleinen Maßstab erzielten Ergebnisse auf meso- oder makroskalige Einzugsgebiete zu übertragen. Vor diesem Hintergrund ergibt sich der Bedarf nach Modellkonzepten und -instrumentarien, die in der Lage sind den Wasserhaushalt in Flussgebieten dieser Größenordnung mit ausreichender Genauigkeit prozessorientiert wiedergeben zu können.

In der vorliegenden Arbeit wird ein Beitrag dazu geleistet, das Systemverständnis in mesoskaligen Einzugsgebieten am Beispiel der Ilm zu erweitern. Dabei werden innerhalb verschiedener Teileinzugsgebiete unterschiedliche Konzepte zur HRU-Ableitung und damit zur Regionalisierung von Prozessparametern, sowie damit verbunden, verschiedene Modellkonzeptionen vergleichend angewendet. Diese Konzepte werden im Ergebnis, unter Berücksichtigung von hydrologischen Zusatzinformationen, bezüglich ihrer Prozessorien-

tiertheit bewertet. Die Zielsetzung dieser Arbeit ist es, detaillierte Systemstudien im Bereich der Mesoskala durchzuführen und unter Verwendung historischer Daten, Modell- bzw. Regionalisierungsuntersuchungen zu koppeln um damit Grundlagen zu schaffen, prognosefähige Modelle auch auf der Globalen Skala zu entwickeln und einsetzen zu können und zu einer Kopplung mit Globalen Zirkulations Modellen (GCM) und ozeanischen Modellen beizutragen.

KAPITEL 2 *Stand der Forschung und Problemstellung*

Auf Grundlage der thematischen Einführung konzentriert sich die Betrachtung des Forschungsstandes auf die Zusammenfassung des inhaltlichen Hintergrundes dieser Arbeit. Exemplarisch werden dabei die Entwicklung des hydrologischen Prozessverständnisses und die damit verbundene parallel verlaufende Entwicklung hydrologischer Modelle dargestellt. Im weiteren wird der Begriff der Regionalisierung im Zusammenhang mit der Skalensproblematik intensiv beleuchtet und Vor- bzw. Nachteile verschiedener modellhafter Regionalisierungsansätze diskutiert. Aus der Analyse der genannten Literatur konstituiert sich schlussendlich der Forschungsbedarf.

2.1 Entwicklung des Prozessverständnisses

Erste Hypothesen zum Wasserkreislauf wurden schon in der Antike mit Beginn der Epoche der Naturphilosophie durch THALES VON MILET aufgestellt. In diesem Zeitalter wurde versucht Naturphänomene durch rationale Denkansätze auf grundsätzliche Prinzipien zurückzuführen. Erst zu Beginn der Renaissance tritt die Untersuchung und quantitative Erfassung hydrologischer Phänomene (LEONARDO DA VINCI, BERNARD PALISSY, PIERRE PARRAULT, EDMÉ MARIOTTE) an die Stelle des Denkens und die Naturphilosophie wird von der Naturwissenschaft abgelöst. PARRAULT stellte fest, dass nur ein Teil des Niederschlags oberirdisch abfloss, und schrieb den verbleibenden Teil der Infiltration und Verdunstung zu. MARIOTTE erstellte erste Wasserbilanzen und beschrieb die Prozesse der Infiltration und Grundwasserneubildung mathematisch. Mitte des 19. Jahrhunderts wurde damit begonnen die Niederschlags-Abfluss-Beziehung mit Hilfe empirischer Formeln zu beschreiben (z.B. „Rationale Formel“ nach MALVANY). DARCY (1856) und MANNING (1859) gelang es erstmals physikalische Prozesse modellhaft zu erfassen. Erst zu Beginn des 20. Jahrhunderts wurden durch die Arbeiten von SHERMANN (1932 [220]) und HORTON (1933 [130]) neue Erkenntnisse zur Abflussbildung und deren mathematische Formulierung postuliert. Die Entwicklung des Unit Hydrograph Verfahrens stützt sich dabei im Wesentlichen auf die von HORTON gemachten Untersuchungen zur Oberflächenabflussbildung durch Infiltrationsüberschuss. Mit der Entwicklung des „Variable Source Area Concept“ (VSAC) durch HEWLETT & HIBBERT (1966 [123]) wurde ein weiterer Schritt zum Verständnis der die Abflussbildung prägenden Prozesse unternommen. Sie konnten die Bedeutung des Bodenwasserflusses (Interflow) als wichtigen Bestandteil des Gesamtabflusses herausstellen. HEWLETT & TROENDLE (1975 [125]) bedienten sich ebenfalls des VSAC um saisonale Dynamiken der Hangwasserdynamik zu untersuchen. FREEZE (1974 [102]) übertrug die räumlich differenzierte Sichtweise des „Variable Source Area Concepts“ auf die Einzugsgebietsskala und entwickelte diesen Ansatz noch weiter indem er verschiedene Mechanismen der Abflussbildung unterscheidet.

Ausgehend vom Sättigungsflächenabfluss in Talauen und Feuchtgebieten und vom an bestimmte klimatische und physiographische Gegebenheiten gekoppelten Oberflächenabfluss betont er die Bedeutung der unterirdisch abfließenden Komponenten. Ende der

70er Jahre setzten sich zwei Forschungsrichtungen durch. Zum einen wird vermehrt die räumliche Verteilung unterschiedlicher Abflussbildungsprozesse untersucht, wobei vor allem die Topographie ein entscheidender Faktor zur Unterscheidung dieser Abflussflächen ist (KIRKBY 1978 [139], FLÜGEL 1979 [90]). Zum anderen wurden Tracermethoden eingesetzt um die unterschiedlichen Anteile und Verweilzeiten der Abflusskomponenten zu bestimmen und somit die Abflussbildung und -konzentration im Untergrund zu verstehen. Auch in den 90er Jahren steht der Interflow (FLÜGEL & SMITH 1999 [96]) und der Makroporenfluss (MC DONNELL 1990 [168]) im Mittelpunkt empirischer Prozessstudien. SAHIN & HALL (1996) [208] heben die Notwendigkeit der Untersuchung der hydrologischen Prozesse auf Einzugsgebietskala hervor.

Mit der Erweiterung des Prozessverständnisses wurden parallel Ansätze entwickelt diese Prozesse mathematisch zu beschreiben und in hydrologischen Modellen abzubilden. Im Laufe der rasanten Entwicklung der Computertechnologie wurden der hydrologischen Forschung schließlich geeignete Hilfsmittel an die Hand gegeben, dieser Herausforderung gerecht zu werden. Kapitel 2.2 beschreibt die verschiedenen Modellkonzeptionen, die sich in der hydrologischen Modellierung etabliert haben.

Die Beschreibung des Wasserhaushaltes eines Flusseinzugsgebietes ist in ihrer Vielfalt und Dynamik ohne Modelle nicht möglich. Für die in dieser Arbeit untersuchten Fragestellungen kommen dabei vor allem Modelle in Frage, die räumliche Variabilitäten erfassen können, deren Parameter physikalisch interpretierbar sind, so dass sie auch übertragbar und auf mehreren räumlichen Maßstabsebenen anwendbar sind. Das folgende Kapitel gibt eine Übersicht über die Entwicklung dieser Modelle und die sich dahinter verbergenden Ansätze.

2.2 Entwicklung hydrologischer Modelle

Computerbasierte hydrologische Modellierung ist seit mehr als drei Jahrzehnten Gegenstand der Forschung.

In dieser Zeit wurden viele Versuche unternommen hydrologische Modelle zu klassifizieren FLEMING (1975 [88]), WOOLISHER (1973 [257]). Das hier aufgeführte Klassifikationsschema (Abbildung 2.1) gliedert die Modelle an Hand ihrer hydrologischen Prozessbeschreibung.

Danach gibt es zwei klassische Typen hydrologischer Modelle, die deterministischen und die stochastischen Modelle. Seit den 60er Jahren wurden diese grundsätzlich unterschiedlichen Ansätze getrennt voneinander entwickelt. In den letzten Jahren jedoch fand ein immer stärkerer Austausch und eine Kombination deterministischer und stochastischer Ansätze statt, so dass diese heute eine integrierte Grundlage zur Lösung der fundamentalen Probleme in der hydrologischen Einzugsgebietsmodellierung bilden.

BEVEN (1985 [34]) und ABBOTT & REFSGAARD (1996 [1]) unterscheiden die vorhandenen deterministischen Modelle nach zwei Kriterien:

- 1.) dem Grad der räumlichen Diskretisierung des Untersuchungsgebietes
- 2.) der Beschreibung der dort stattfindenden hydrologischen Prozesse.

Sie unterscheiden (1) in lumped (Mittelwert) sowie distributive Modelle und (2) empirische, konzeptionelle oder eher physikalisch basierte Modelle (Abbildung 2.1).

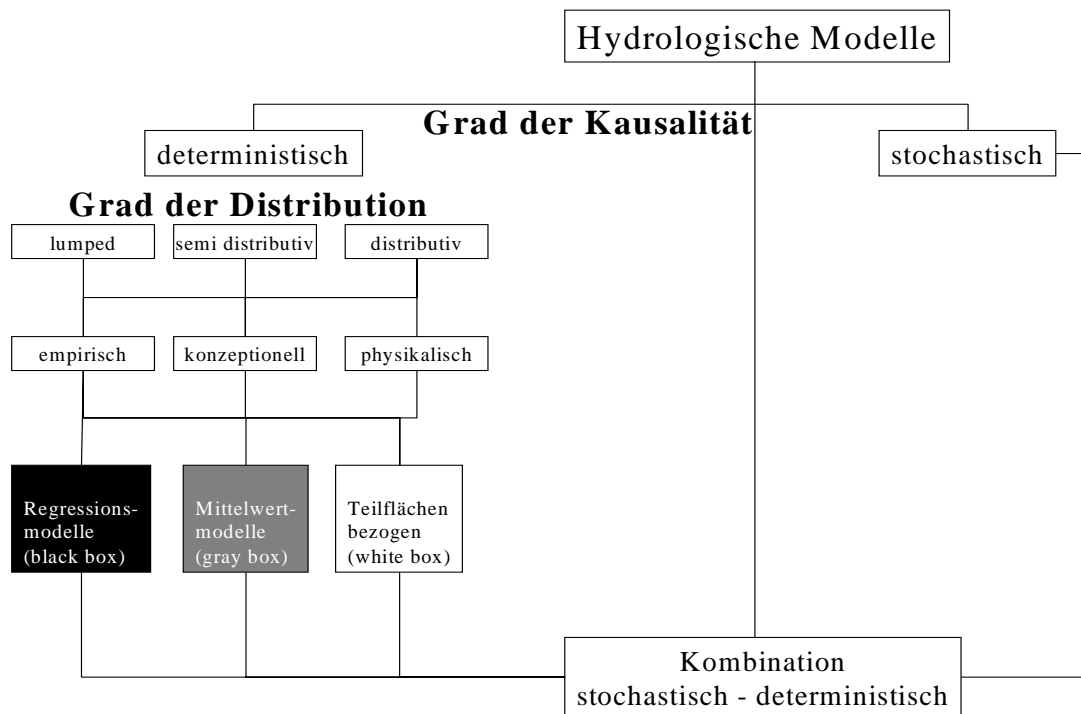


Abbildung 2.1: Klassifikationsschema hydrologischer Modelle bezüglich der Prozessbeschreibung (nach REFSGAARD 1996 [199])

Empirische (black box) Modelle beinhalten mathematische Algorithmen die nicht aus physikalischen Prozessen im Einzugsgebiet abgeleitet wurden, sondern durch die statistische Analyse der Ein- und Ausgabedaten bestimmt werden. Diese Modelle erfordern kein detailliertes Systemverständnis.

REFSGAARD (1996 [199]) unterteilt empirische black box Modelle methodisch wiederum in drei Klassen:

- Das bekannteste *empirisch hydrologische* Konzept in der hydrologischen Modellierung ist das Unit Hydrograph Model nach SHERMAN (1932 [220]) und die nach NASH (1957 [181]) weiterentwickelten Verfahren, die sich mit der Einheitsganglinie (Unit Hydrograph) beschäftigen.
- Weiterhin sind *statistisch basierte* Konzepte in der Modellierung unverzichtbar. Diese Methoden sind traditionell fortschrittlicher als die oben genannten empirischen Konzepte. Hier wären Regressions- und Korrelations-Modelle zu nennen, die zu den statistischen Standardverfahren zählen, und funktionale Beziehungen zwischen verschiedenen Datensätzen beschreiben. Diese Modelle finden häufig Verwendung als sogenannte Transferfunktions-Modelle, die Eingabedaten mit Hilfe von Signifikanzanalysen in Ausgabewerte umwandeln.

- In den letzten Jahren spielen im Bereich der empirischen Modelle *hydroinformatisch* basierte Konzepte eine wichtige Rolle. Diese neuen Transferfunktions-Modelle basieren auf den Techniken der Neuronalen Netze und der Genetischen Algorithmen. Diese Methoden werden voraussichtlich in Zukunft die Rolle der statistisch basierten Konzepte in der hydrologischen Modellierung übernehmen, da sie, obwohl sie bisher nur experimentell angewendet wurden, auf Grund der Fortschritte in den genannten Bereichen ein enormes Zukunftspotential aufweisen.

Der zweite Typ der deterministischen Modellkonzepte, die sogenannten „Mittelwert“-Modelle (lumped Models) oder auch Blockmodelle, sind im Bereich der Niederschlags-Abfluss-Modellierung die meistangewendeten Modelle. Sie arbeiten mit einem System wechselseitig miteinander verbundener Speicherglieder und erlauben so einfache Bilanzierungen. Bei diesem Modellkonzept werden alle Parameter und Variablen eines Einzugsgebietes durch Mittelwerte dargestellt. Da die Modellparameter nicht nur empirisch erhoben werden, sondern zum großen Teil erst durch Kalibrierung ermittelt werden, kann dieser Ansatz als semiempirischer Ansatz mit quasi-physikalischer Grundlage (WOOD & O'CONNEL 1985 [251]) bezeichnet werden. Die wohl bekannteste lumped konzeptionellen Ansätze sind die des Stanford Watershed Models (CRAWFORD & LINSLEY 1966 [65]) und des Sacramento Modells (BURNASH 1995 [61]). Ausgehend davon wurden eine Vielzahl weiterer unterschiedlicher Modelle entwickelt und entsprechend dokumentiert. Zu nennen wären hier vor allem die in der Einzugsgebietsmodellierung weit verbreiteten Modelle **Simple LUMped Reservoir Parametric** (SLURP) (KITE 1978 [140]) und **IHACRES** (JAKEMAN 1991 [132]). Eine Beschreibung weiterer wichtiger Modellsysteme dieses Typs findet sich bei FLEMING (1975 [88]). Obwohl es in der letzten Dekade keine grundlegenden Neuerungen in der Struktur und Funktion dieser Modellsysteme gab, wurden sie dennoch technologisch dem neuesten Stand angepasst um sie einer großen Nutzergruppe zugänglich zu machen. Vorteil dieser Modellkonzepte ist ihre einfache Anwendbarkeit bei geringem Datenbedarf.

Auch die distributiven physikalisch basierten Modelle zählen zur Gruppe der deterministischen Konzepte. Diese Modelle werden seit mehreren Jahrzehnten routinemäßig zur Simulation einzelner hydrologischer Prozesse herangezogen und bieten auf Basis physikalischer Erhaltungssätze die Möglichkeit der detaillierten Untersuchung des Wassertransportes in Einzugsgebieten. Die Einführung dieses Ansatzes auf der Einzugsgebietsskala wurde von FREEZE und HARLAN (1969 [101]) unternommen und seither weltweit mit unterschiedlichen Ergebnissen kontrovers diskutiert (BEVEN 1989 [37], GRAYSON ET AL. 1992 [115], GOODRICH & WOOLISHER 1994 [114], BEVEN 1996 [43], REFGAARD ET AL. 1996 [200]). Seit den 80er Jahren wurden weitere Modelle für die Anwendungsbereiche der Vorhersage von Auswirkungen von Landnutzungs- und Klimaänderungen auf das hydrologische System entwickelt. Im Vordergrund stand speziell die Modellierung von Einzugsgebieten in denen keine Kalibrierungsdaten vorlagen (BEVEN 1992 [39]). Als Beispiele für distributive Einzugsgebietsmodelle, die in der Literatur häufig Erwähnung finden, sind das **Système Hydrologique Européen** (SHE) (ABBOTT ET AL. 1986 [1],[2]), das **Institute of Hydrology Distributed Model** (IHDM) (BEVEN ET AL. 1987 [35]) und das **Precipitation Runoff Modelling System** (PRMS) (LEAVESLEY ET AL. 1983 [152]), welches in dieser Arbeit angewendet wurde, zu nennen. Diese Modelle basieren auf numerischen Lösungen partieller Differentialgleichungen, die die Oberflächen- und Bodenwasserprozesse auf unterschiedlichen Flächenelementen beschreiben. Dies erfordert die diskrete Abbildung des Einzugsgebietes auf ein Finite Elemente- oder Finite Differenzennetz (finite Differenzen, SHE; finite Elemente, IHDM, PRMS).

Mit Hilfe distributiver physikalisch basierter Modelle können die hydrologischen Prozesse, die in einem Einzugsgebiet ablaufen, beschrieben werden, da sie die räumliche Heterogenität des Einzugsgebietes berücksichtigen und auf Parametern beruhen, die zum Großteil empirisch bestimmt werden können. Diese Modelle wurden und werden daher in zahlreichen hydrologischen Studien eingesetzt. Aus diesem Grund wird die Bedeutung distributiver, physikalisch basierter Modelle in der Literatur (BEVEN & O'CONNEL, 1982 [33]) immer wieder hervorgehoben. Bezüglich der Untersuchung einzelner hydrologischer Prozesse betonen BATHURST & O'CONNEL (1992 [10]), JENSEN & MANTOGLU (1992 [135]) und FLÜGEL (1995 [94]) die Bedeutung physikalisch basierter Konzepte. Die Anwendung distributiver Modelle in allen Skalenbereichen stößt jedoch auch auf Kritik. SEYFRIED & WILCOX (1995 [219]) nennen den, im Verhältnis zu den Blockmodellen, großen Bedarf an Eingabedaten als größten Nachteil dieser Modellkonzepte. Sie sind aufgrund des hohen Zeitaufwandes für die Parametrisierung und Validierung, ihrer Meinung nach, als eher unökonomisch einzuschätzen, da dieser Aufwand in keinem Verhältnis zur Verbesserung des Modellierungsergebnisses im Vergleich mit Blockmodellen stehe.

BEVEN ET AL. (1987 [35], BEVEN 1989 [37], 1993 [40]) stellt heraus, dass distributive Modelle grundsätzlich auf Gleichungen basieren, die **seiner Meinung nach** nur auf der Laborskala gelten und daher nicht auf andere Skalen zu übertragen sind. Sie sind außerdem eher als lumped konzeptionelle Modelle anzusprechen, da die von Ihnen benötigten Parameter im Grunde nur abgeschätzt und dann mit Hilfe von Optimierungsroutinen kalibriert werden. Außerdem besteht die Gefahr, dass Gleichungen, die auf einer Reihe von Annahmen beruhen, als realitätsnah angesehen werden, nur weil sie physikalisch basiert sind. BEVEN (1989 [37]) kritisiert weiter, dass es bisher keine Theorie für das „up scaling“ starker bodenphysikalischer Heterogenitäten innerhalb der Rasterflächen gibt und daher diese sogenannten *subgrid* Prozesse mit gemittelten Parametern versehen werden. Eine weitere kritisch zu beleuchtende Charakteristik ist das Problem der Überparametrisierung (BEVEN 1996 [43]). Zur Berücksichtigung der räumlichen Variabilität innerhalb der diskreten Modellierungsflächen werden häufig sogenannte „effektive Parameter“ eingesetzt. Diese beschreiben über einen Mittelwert das Verhalten der Fläche bezogen auf die für den Einzelpunkt geltenden physikalischen Gesetzmäßigkeiten. Bei der Untersuchung dieses Verfahrens (FREEZE 1980 [104], BINLEY ET AL. 1989 [44]) stellte sich heraus, dass es nicht immer möglich ist einen effektiven Parameter zu finden, der mit Hilfe heterogener Parameterfelder, die Systemantwort reproduzieren kann. BEVEN (1991 [38]) schließt sich mit der Aussage an, dass effektive Parameter beim Skalenübergang, besonders dann, wenn sich auch die dominierenden Prozesse ändern, nicht zu benutzen sind.

Auch GRAYSON ET AL. (1992 [115]) sprechen von einem Verlust physikalischer Deterministik beim Wechsel des Skalenbereichs. Sie stellen die Forderung auf, physikalisch realistische, prozessbasierte Gleichungen in die Modelle einzubauen und vom gridbasierten Ansatz, den sie als nicht realistisch im Sinne der Beschreibung der physikalischen Prozesse in einem Einzugsgebiet ansehen, zum Ansatz der Parameteraggregation über finite hydrologisch ähnlich reagierende Flächen überzugehen. Einen ersten Versuch dieser Art unternahmen sie mit der Entwicklung des Modells THALES (GRAYSON ET AL. 1995 [116]), welches eine komplexe topographisch basierte Geländeanalyse (TAPES-C) (MOORE ET AL. 1988 [179]) erlaubt und das Einzugsgebiet in Flächen gleicher Oberflächenabflussbereitschaft unterteilt. Ziel dieser Modellentwicklung war eine Minimierung der prozessbeschreibenden Parameter bei gleichzeitiger Erhaltung der Hauptkomponenten eines „physikalisch basierten“ Modells. Im Sinne der Überlegung einer Verknüpfung prozessorientierter und konzeptioneller Ansätze wurden mit TOPMODEL (BEVEN 1995 [41]), HBV (BERGSTRÖM 1995 [28]), PRMS/MMS (LEAVESLEY & STANNARD 1995 [157]) weitere Modelle als konzeptionelle Lösungsvorschläge

des hydrologischen Systems entwickelt, wobei die Art der Prozessbeschreibung in ihrer physikalischen Basiertheit variiert, die Modellparameter aber immer eine physikalische Interpretation erlauben (MICHL 1999 [174]).

Zusammenfassung:

Die Entwicklung von hydrologischen Modelle, die in den 60er Jahren durch CRAWFORD & LINSLEY (1966 [65]) begonnen wurde, hat heute zu einer Vielzahl von Modellen und Modellsystemen geführt. Die verschiedenen Modelle wurden meist für unterschiedliche Fragestellungen entwickelt, unterscheiden sich aber auch hinsichtlich ihrer Konzeption. Einen guten Überblick über die wichtigsten hydrologischen Modelle gibt SINGH (1995 [222]). In BRONSTERT ET AL. (1997 [58]) findet sich eine aktuelle Zusammenstellung von Modellen, die für die Modellierung von meso- bis makroskaligen Einzugsgebieten anwendbar sind. Die meisten verfügbaren Modelle des oben genannten Typs wurden vornehmlich zur Anwendung auf der Mikroskala entwickelt. In diesem Skalenbereich finden sich mehrere Modelle, die auf einer guten physikalischen Basis stehen. Diese Systeme erlauben eine meist rasterbasierte, flächendetaillierte dynamische Modellierung, sind aber eher für kleinskalige Anwendungen geeignet. Beispielhaft sollen hier die Modelle TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY 1979 [32], BEVEN ET AL. 1995 [42]), SHE (ABBOTT 1986 [1],[2]) und das IHDM (BEVEN ET AL. 1987 [35]) genannt werden. Für die in dieser Arbeit geplanten Untersuchungen werden allerdings Modellkonzepte benötigt, die nach Möglichkeit skalenübergreifend auch im Rahmen genesteter Flussgebietsmodellierung anwendbar sind. Derzeit sind wenige hydrologische Modelle verfügbar, die diesen Ansprüchen genügen. Als Beispiele für mesoskalige Anwendungen sind das PRMS (LEAVESLEY ET AL. 1983 [152]), das HBV (BERGSTRÖM 1972 [28]), ARC EGMO (BECKER & PFÜTZNER 1987 [17]), SWAT (SRINISAVAN & ARNOLD 1993 [229]), SWIM (KRYSAKOVA ET AL. 1996 [149]) und das TAC (UHLENBROOK 1999 [241]) zu nennen. Diese Modelle berechnen die Prozesse der Abflussbildung und -konzentration auf Grundlage von weitestgehend physikalisch basierten Verfahren. PESCHKE ET AL. (1998 [188]) sehen eine gewisse Problematik in der Anwendung dieser Modelle für weitergehende Fragestellung oder andere Skalen, da sich die Bedeutung der hydrologischen Prozesse beim Skalenübergang verändern kann.

Großräumigere Anforderungen und Fragestellungen, die in jüngster Zeit stärker in den Fokus des Interesses rücken, führten zu Weiter- und Neuentwicklungen von Modellen und Modellsystemen, die in der Lage sind, den Wasserhaushalt von großen Einzugsgebieten nachzubilden. Beispiele für neuere Entwicklungen sind das WaSiM-ETH (SCHULLA 1999 [216]), das LARSIM (BREMICKER 1999 [57]) und das J2000 (KRAUSE 2001 [148]). Die Modellkonzepte unterscheiden sich bei diesen Modellen teilweise beträchtlich. Die Spanne reicht von eher einfachen, semi-distributiven Ansätzen (HBV) bis hin zu detaillierten, prozessorientierten Ansätzen (ARC EGMO, WaSiM-ETH, LARSIM, J2000).

Stochastische Modellierungsansätze besitzen aufgrund ihrer Parameterbeschreibung über statistische Verteilungsfunktionen Vorteile in der Betrachtung der Unsicherheit von Parameterwerten auf unterschiedlichen Raumskalen. Dies ist wichtig, wenn die Zufälligkeit des untersuchten Prozesses so groß ist, dass deterministische Berechnungen wenig Aussagekraft besitzen.

Generell gilt aber, dass Hydrologische Modelle aufgrund der Komplexität und der Wechselwirkungen zwischen den Teilsystemen immer nur eine Vereinfachung des Gesamtsystems - Einzugsgebiet - darstellen können. Auch für die Berechnung der Prozesse erfolgt strenggenommen eine Vereinfachung indem sie am Punkt berechnet werden und dann auf die Fläche extrapoliert werden. Kapitel 2.3 befasst sich eingehend mit der Begriffsdefi-

nition und den Problemen, die bei dieser Übertragung von der Mikro- über die Meso- auf die Makroskala auftreten.

2.3 Regionalisierung und Skalenproblematik

Der neueste Schub in der hydrologischen Forschung in Richtung der Untersuchung der Skalenproblematik hatte eine Vielzahl verschiedener Forschungsaktivitäten zur Folge. So wurden internationale Messprogramme wie GEWEX (**G**lobal **E**nergy and **W**ater **E**Xperiment) und deren Unterprogramme wie GCIP (**G**EWEX **C**ontinental **S**cale **I**nternational **P**roject) ins Leben gerufen, die sich ausschließlich mit dem Verständnis des Skalierungsverhaltens der Wechselwirkungen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre beschäftigen. Eine Reihe von Workshops war dem Skalenproblem in der Hydrologie gewidmet (GUPTA ET AL. 1986 [118], SIVAPALAN & KALMA 1995 [224], BLÖSCHL ET AL. 1996 [47]). Durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft wurde ein Schwerpunktprogramm „Regionalisierung in der Hydrologie“ eingerichtet in dem sich Wissenschaftler mit Regionalisierungs- und Skalierungsproblemen beschäftigten (DFG 1999 [74]). Auch die Zahl der neueren Publikationen macht die Bedeutung des Themas klar. Zu den herausragenden zählen hier die Arbeiten von DOOGE (1982 [77], 1986 [78]), KLEMES (1983 [144]) PILGRIM (1983 [194]), WOOD ET AL. (1990 [253]), BEVEN (1991 [38]) und BLÖSCHL & SIVAPALAN (1996 [47]).

Der Begriff Regionalisierung in der Hydrologie kennzeichnet nach BECKER (1992 [18]) im klassischen Sinn die Unterteilung der Landoberfläche in Regionen mit einem einheitlichen oder ähnlichen Regime. Auch BLÖSCHL (1996 [48]) ist der Auffassung, dass die Ableitung homogener Flächen das Hauptwerkzeug der Regionalisierung darstellt. FALKENMARK & CHAPMAN (1989 [83]) gehen noch weiter ins Detail. Sie unterscheiden Einzugsgebiete stärker prozessorientiert, in Flächen mit schneller Einzugsgebietsantwort (Oberflächenabfluss und schneller Interflow) und Flachlandflächen (Grundwasserabfluss), entsprechend der auf ihnen dominanten Prozessabläufe. Auf diese Weise versuchen sie hydrologisch ähnliche Gebiete zu definieren, auf denen gleiche Berechnungsmethoden, -modelle und Arbeitstechniken zu Bestimmung hydrologischer Kenngrößen angewendet werden können. Das Hauptproblem der Regionalisierung liegt nach KLEEBERG (1999 [143]) darin, dass hydrologische Prozesse räumlich und zeitlich stark variant sind, der Prozessablauf sehr komplex ist und von vielen ebenfalls stark varianten Randbedingungen und Parametern beeinflusst wird. Diese Komplexität der Prozesse auf der Mesoskala führt zu Problemen bei der allgemeingültigen, modellhaften Darstellung dieses Prozessgefüges, da Modelle immer eine Vereinfachung des zu beschreibenden Systems darstellen. Die meisten Untersuchungen befassen sich daher mit der Quantifizierung und Beschreibung überwiegend kleinräumig ablaufender vertikaler Prozesse. Desweiteren liegt eine Problematik der hydrologischen Einzugsgebietsmodellierung in der Unsicherheit der Parametrisierung der einzelnen Prozesse des Wasserhaushaltes auf unterschiedlichen Maßstabsebenen. In der Praxis können viele Modellparameter nicht empirisch erhoben werden und werden daher über Optimierungsfunktionen kalibriert. Dies hat zur Folge, dass auch die Modellierungsergebnisse immer mit Unsicherheiten behaftet sind, welche differierende Ursprünge haben können. So sind schon die Eingangsdaten, wie alle empirisch erhobenen Messwerte mit Fehlern behaftet. Diese Messfehler pflanzen sich durch die Regionalisierung der punktuell gemessenen Daten in die Fläche fort (BLÖSCHL 1996 [48]), und können dadurch noch verstärkt werden.

In den letzten Jahren wurde deutlich, dass es für die Regionalisierung nötig ist, Probleme der Interpolation von Punktdaten in die Fläche oder Probleme des up- und downscaling zu untersuchen. Im klassischen Begriff der Regionalisierung nimmt also der Übertragungs-

aspekt, wie auch dessen Beziehung zum Skalenaspekt einen höheren Stellenwert ein. Übertragen werden dabei nach KLEEGERG (1999 [143]):

- Berechnungsvorschriften, beispielsweise der Unit Hydrograph,
- Modellparameter und Parameterfunktionen
 - die aus Messdaten ableitbar sind und in den Berechnungsvorschriften verwendet werden, etwa Speicherkoeffizienten
 - die nicht aus Messdaten ableitbar sind
- Zustandgrößen
 - die am Punkt gemessen oder für den Punkt berechnet worden sind zum Beispiel Niederschlag, Temperatur usw.
 - die für die Fläche gültige Messwerte sind

BECKER (1992 [18]) schlägt als Oberbegriff für die Regionalisierung folgende Definition vor:

„Regionalisierung ist die regionale Übertragung oder flächenmäßige Verallgemeinerung (Generalisierung) einer Größe oder einer Funktion (eines Modells) beziehungsweise der Parameter dieser Funktion (dieses Modells).“

Dabei unterscheidet er drei Regionalisierungskategorien

1. Bestimmung der räumlichen Verteilung einer Größe mit Hilfe von Interpolation oder Extrapolation oder einfache Zuordnung dieser Größe von einem Messpunkt oder einer Bezugsfläche zu einer „hydrologisch ähnlichen“ Raumeinheit unter möglicher Berücksichtigung weiterer Faktoren (Topographie...). Bei dieser Art der Übertragung erfolgt kein Wechsel des Skalenbereichs d.h. der Charakter der Skala des Ausgangsdatensatzes bleibt auch nach der Übertragung erhalten.
2. Flächenmäßige Aggregierung von elementar- oder teilflächenbezogenen Informationen durch Bildung von Flächensummen- oder Flächenmittelwerten. Hierbei erfolgt meist ein upscaling in Form eines Skalenwechsels von einem niederen in einen höheren Skalenbereich.
3. Flächenmäßige Disaggregierung von großflächig vorliegenden Informationen auf Teilflächen. Hierbei erfolgt meist ein downscaling also ein Übergang von einem höheren zu einem niederen Skalenniveau.

Laut Definition kann sich die Regionalisierung also auf Werte selbst beziehen aber auch auf Funktionen oder Modelle zur Berechnung dieser Werte. BECKER (1992 [18]) unterscheidet auch bei den methodischen Prinzipien der Regionalisierung.

- Die einfachste Methode stellt die direkte Übertragung dar, die jedoch an die Einhaltung wichtiger Randbedingungen geknüpft ist. So muss das Regionalisierungsgebiet bezüglich der hydrologischen Ähnlichkeit sehr homogen sein und es muss eine ausreichende räumliche und zeitliche Auflösung von Messwerten vorhanden sein.

- Beim zweiten methodischen Weg, der regionalen Verallgemeinerung einer Funktion (i.a. empirisch) und ihrer Parameter, sind die oben genannten Randbedingungen in abgeschwächter Form zu erfüllen. Obwohl diese Methode nur in messtechnisch gut erschlossenen Regionen angewendet werden soll, ist sie aufgrund ihres empirischen Charakters und der fehlenden physikalischen Basiertheit mit Unsicherheiten behaftet.
- Beim dritten Ansatz kommen Modelle zum Einsatz die strikt zwischen den Eingabewerten und den aus den Gebietskennwerten abgeleiteten Parametern trennen. Diese Modelle können, wenn physikalisch basierte Parameter benutzt werden, für beliebige Gebiete eingesetzt werden. Sinnvoll ist hier jedoch modular aufgebaute Komponentenmodelle einzusetzen, um den unterschiedlichen Charakteristiken verschiedener Einzugsgebiete gerecht zu werden.

Das Ziel jeder Regionalisierung ist die Berechnung einer flächenhaften Gebietsbilanz für ausgewählte hydrologische Größen. FEDDES (1995 [85]) gibt einen Überblick über die unterschiedlichen Arbeitsgebiete, in denen hydrologische Prozesse vor dem Hintergrund der Regionalisierung untersucht werden. Eng mit dem Begriff Regionalisierung ist die Skalenproblematik verbunden. Die wichtigste Frage bei der Regionalisierung ist:

Wie können Beobachtungen, die an einem Punkt gemacht werden auf größere Regionen übertragen werden?

Daher ist es wie BECKER (1992 [18]) zusammenfassend darlegt, im Rahmen hydrologischer Arbeiten wie Prozessanalysen oder Modellierungen unumgänglich, nach Skalenbereichen zu differenzieren. Skalen ergeben sich hierbei aus verschiedenen räumlichen Einheiten über die alle, über die Fläche beschreibende Größen, integriert werden. Im allgemeinen werden in der Literatur drei Skalenbereiche unterschieden, wobei beachtet werden muss, dass die angegebenen Zahlenwerte nur zur Einschätzung der Größenordnung dienen und nicht als Grenzwerte zu betrachten sind. SONG & JAMES (1992 [227]) nehmen eine weitere Unterteilung vor und gliedern fünf Skalenbereiche aus:

- (i) Die **Labor-Skala** mit meist eindimensionalen Modellen,
- (ii) die **Hang-Skala**, auf der Modelle angewendet werden, die Oberflächen- und Bodenwasserfluss kombinieren und meist in zwei- oder drei Dimensionen rechnen.
- (iii) Die **Einzugsgebiets-Skala**, bei der die Topographie für die Simulation des Oberflächen und die Geologie für den Grundwasserabfluss berücksichtigt wird.
- (iv) Die **Stromeinzugsgebiets-Skala** auf der Modelle hauptsächlich Speicher- und Transformationsabflussschemata mit dem Einzugsgebietsabfluss verbinden. Und als letzte,
- (v) die **Globale-Skala** auf welcher der Schwerpunkt der Modellierung bei den Interaktionen zwischen Landoberflächen- und atmosphärischen Prozessen liegt.

Tabelle 2.1: Skalen und Anwendungsbereiche in der Hydrologischen Modellierung (verändert nach Becker 1995)

Hauptbereiche	Fläche Hydrologie*	Anwendungen
Makroskala	> 10000 km ²	Globale Zirkulationsmodelle Flusseinzugsgebiete
Mesoskala α Mesoskala β Mesoskala γ	~1000 - 10000 km ² ~10 - 1000 km ² ~1 - 25 km ²	Heterogene Landschaften, Flusseinzugsgebiete
Mikroskala	>100m ²	Patches, Ökotope, Boden- profile, Einzelpflanzen

* die Flächenabgrenzungen sind nicht festgelegt sondern Übergangsbereiche

Im Zusammenhang mit dem Begriff Skala finden auch die Begriffe *up-* bez. *downscaling* immer wieder Erwähnung. Im hydrologischen Kontext bezieht sich das heraufskalieren (upscaling) auf die Übertragung von Informationen von einer gegebenen Skala auf eine größere, wohingegen herunterskalieren (downscaling) die Informationsübertragung in die andere Richtung bedeutet (GUPTA ET AL. 1986 [118])

- Die Mikroskala ist in der Hydrologie der Bereich in dem alle ablaufenden Prozesse auf Grund seiner relativ kleinen räumlichen Ausdehnung auch kontinuierlich beobachtet werden können. Er ist durch eine starke Homogenität in der physiographischen Ausstattung gekennzeichnet. Hier können die Gesetzmäßigkeiten der Hydro- und Thermodynamik zur Beschreibung der vorherrschenden Prozesse herangezogen werden (BECKER 1986 [16]). LEIBUNDGUT (1984 [160]) versteht unter Mikroeingzugsgebieten Systeme mit einer Flächengröße im Hektarbereich bis zu wenigen Quadratkilometern mit weitgehend homogener Ausstattung. In der Hydrologie wird auch von Repräsentativ- oder Experimentalgebieten gesprochen. Diese Untersuchungsgebiete sind die klassischen Forschungsgebiete der Hydrologie in denen sämtliche Fragen der Hydrologie erforscht wurden und werden (Schmücker Graben (MICHL 1999 [174]), Lange Bramke (HERMANN ET AL. 1989 [122]), Weiherbach (PLATE 1992 [195]), Wernersbach (PESCHKE ET AL. 1998 [188])). Hier steht die empirische Messung von Daten mit höchst möglicher Genauigkeit und die Erweiterung des Prozessverständnisses im Vordergrund. Zur Beschreibung der hydrologischen Prozesse werden im Bereich der Mikroskala physikalisch begründete, gegliederte Modelle eingesetzt.
- Für viele praktische Aufgaben in der Hydrologie und Wasserwirtschaft ist der Bereich der Mesoskala am bedeutendsten, weil Flusseinzugsgebiete, Wasserversorgungsgebiete und weitere bewirtschaftungsrelevante Flächen diesem Raumbereich zuzuordnen sind. Prinzipiell gelten die Grundgesetze der Hydro- und Thermodynamik natürlich auch für die elementaren hydrologischen Prozesse in diesen größeren Raumskalen. Sie können jedoch nicht als die adäquate Beschreibungsform für großflächig zu simulierende Prozesse betrachtet werden, weil durch die Heterogenität der Landflächen, die Variabilität der diese Flächen beschreibenden Parameter, aber auch durch die auf diese Flächen wirkenden Rückkopplungsprozesse, wie beispielweise zwischen Niederschlag und Evapotranspiration, qualitativ neue Effekte berücksichtigt werden müssen. DOOGE (1986 [78]) stellt fest, dass für die praktische Anwendung auf großen Skalen, Modelle

die auf den oben genannten Grundgesetzen beruhen, zu komplex sind um der räumlich differenzierten Natur hydrologischer Systeme gerecht zu werden. Er meint physikalisch basierte Modelle müssten so vereinfacht werden, dass sie in ihrer Struktur eher konzeptionellen Modellen entsprechen, wobei jedoch die erkannten Nachteile konzeptioneller Modelle überwunden werden müssen. Die Mesoskala zählt aus den oben genannten Gründen zu den neueren Schwerpunkten hydrologischer Forschung deren Ziel es ist das auf der Mikroskala gewonnene Prozessverständnis auch auf größere Raumeinheiten zu übertragen. Zu nennen wären hier die nationalen Studien an Bröl (FLÜGEL 1995 [94]), Sauer (SCHUMANN & SCHULTZ 1995 [217], Sülz (BONGARTZ 1996 [52]), Bliess (GERTEN ET AL. 1998 [108]), Brugga (MEHLHORN 1998 [172], UHLENBROOK 1999 [241]), Leine (DIEKKRÜGER ET AL. 1999 [76].), Elbe (BECKER & LAHMER 1999 [24]), Ilm (BONGARTZ 2000 [54])...

- Bei der Makroskala handelt es sich größenordnungsmäßig um Stromeinzugsgebiete oder ganze Klimazonen. Für die makroskaligen hydrologischen Modellierung müssen jedoch völlig andere Arbeitsprinzipien und Modelle angewendet werden (BECKER 1992 [18]). Mit der Änderung der Skale ändert sich auch die Dominanz der im Einzugsgebiet vorherrschenden hydrologischen Prozesse (MERZ 1996 [171]). Auf der Ebene der Makroskala haben die Prozesse die das „Routing“ der Abflüsse auf den Flächen und im Gewässer beschreiben eine größere Bedeutung als zum Beispiel der Prozess des Interflow. Außerdem muss auf großen Skalen eine stärkere räumliche Abstraktion stattfinden und die physikalische Basiertheit der ablaufenden Prozesse steht somit nicht mehr im Vordergrund. Für diese Skala entwickelte Modelle müssen diese Verschiebung berücksichtigen. In den letzten Jahren wird verstärkt daran gearbeitet makroskalige hydrologische Modelle mit sogenannten **Global Circulation Modells (GCM)** zu koppeln (BLÖSCHL & SIVAPALAN (1995 [47]), WOOD (1995 [254]), DOOGE (1995 [79]), KITE ET AL. (1995 [142]), BECKER (1995 [19]). Hauptziel der Kopplung solcher Modelle ist es Informationen über die Veränderungen des Weltklimas zu erhalten und sich Klarheit über das Ausmaß der zu erwartenden Veränderungen, vor allem im Hinblick auf die Wasserressourcen, zu verschaffen (BECKER 1986 [16]). Diese bei der Modellierung auf kontinentalen oder globalen Skalen auftretenden Probleme werden auf kontinentaler Ebene unter Schirmherrschaft des Global Energy and Water Cycle Experiments (GEWEX) durchgeführt. Hier wäre Programme wie das GCIP (Mississippi), das MAGS (**M**ackenzie **GEWEX Study**), das BALTEX (**B**altic **S**ee **E**xperiment) oder die GAME (**GEWEX Asian Monsoon Experiment**) Studie an ausgewählten Flusseinzugsgebieten Ostasiens zu nennen. Auch auf der Ebene der Europäischen Union erlangt die prozessorientierte Modellierung wasserwirtschaftlicher Fragestellungen auf der Meso- bzw. Makroskala durch die Verabschiedung der EU-Wasserrahmenrichtlinie immer größere Bedeutung.

Bei der Skalierung steht wie oben erwähnt die räumliche Variabilität der physiogeographischen Eigenschaften eines Einzugsgebiets im Vordergrund. Hierbei werden die räumlichen Verteilungen der Einzugsgebietscharakteristika meist mit Hilfe eines GIS überlagert um Flächen kleinster gemeinsamer Geometrien (REICHE 1991 [201]) zu erzeugen, die dann weiter zu hydrologisch homogenen Einheiten aggregiert werden. In Kapitel 2.4 werden verschiedene räumliche Aggregierungskonzepte vorgestellt, bei denen die gleiche Flächenausstattung und damit eine gleiche Impulsantwort auf den Niederschlagsinput im Vordergrund stehen.

2.4 Regionalisierungsansätze (HRU, GRU, REA, HSU, Ökotopt, Hydrotop)

Physikalisch basierte Modellansätze sind meist auch an distributive Modellkonzepte gebunden, die eine Parametrisierung der räumlichen Variabilität der physiographischen Gegebenheiten eines Einzugsgebietes zulassen, und so eine flächenbasierte Betrachtung der Prozesse zwischen Atmosphäre, Biosphäre und Geosphäre erlauben. Die räumliche Distribution der Flächeneigenschaften ist dabei eng an die Entwicklung von Geoinformationssystemen gebunden mit denen die Flächendaten erhoben, bearbeitet und verwaltet werden können (SIVAPALAN & KALMA 1995 [224]). Geoinformationssysteme sind neben den Werkzeugen der Geostatistik nicht mehr aus der hydrologischen Einzugsgebietsmodellierung wegzudenken. Vor allem im Bereich der Regionalisierung also dem up- bzw. downscaling von Parameterwerten liegt nach (BLÖSCHL & SIVAPALAN 1995 [46]) ein großes Potential in der Nutzung dieser digitalen Methoden.

Erste Ansätze die räumliche Variabilität zu betrachten nutzt das von HILLS (1961 [126]) und HOPKINS (1977 [129]) vorgestellte Konzept der *natural units*. Es betrachtet Flächen anhand ihrer physiographischen Ausstattung mit den Attributen Vegetation, Relief, Boden und Geologie. Dieses Konzept bildete die Grundlage für alle später folgenden zonalen Diskretisierungsansätze in der hydrologischen Flusseinzugsgebietsmodellierung. Die Entwicklung geht von den ersten grid-basierten Ansätzen bis hin zu den zonalen Ansätzen, die mit Hilfe der Finiten Elemente eine realistischere Abbildung der natürlichen Geometrien erlauben (GRAYSON 1992 [115]). ANDERSON (1973 [2]) stellte eine Methode vor, in der Modellparameter für die Schneeschmelzmodellierung in Abhängigkeit von der Höhenlage variiert wurden. TERSTRIEP & STALL (1974 [234]) modellierten den Oberflächenabfluss in einer Siedlung auf Grundlage von versiegelten und nicht versiegelten Flächen. FLÜGEL (1981 [91]) sowie TAO & KOUWEN (1989 [233]) beschrieben eine zonale Ausweisung von Flächen, die sich auf die hydrologische Systemantwort der ausgewiesenen Flächen bezieht. Das heißt sie wiesen Flächen aus, deren hydrologische Antwort auf ein Niederschlagsereignis ähnlich ist. Dabei muss die Landnutzung nicht aus einer einzigen Klasse bestehen, sondern die ausgewiesenen Flächen weisen bis zu 6 Landnutzungsklassen auf, deren Flächenanteil bei der Modellierung berücksichtigt wird. Mit diesem Konzept wurde der Grundstein für das Konzept der Hydrological Response Units gelegt.

LEAVESLEY & STANNARD (1990 [154]) definierten einen zonalen Ansatz, in dem sie ein Einzugsgebiet in Flächen mit ähnlicher Abflussbildung unterteilen. Sie definieren diese Flächen als Hydrological Response Units. Das Konzept der *Hydrological Response Units (HRUs)* (LEAVESLEY ET AL. 1983 [152]) beruht auf der Verschneidung der unterschiedlichen physiographischen Ausstattungsmerkmale eines Einzugsgebiets zu Flächen mit homogener Ausstattung. Diese Flächen werden über topographische Parameter wie Geländehöhe, Hangneigung und Hangrichtung sowie geographische Parameter wie Bodentyp, Lithofazies, Landnutzung und Niederschlagsverteilung charakterisiert. Verglichen mit anderen zonalen Ansätzen betonen sie, dass HRUs sich nicht aus der Gleichartigkeit **eines** Einzugsgebietsparameters sondern durch die Verschneidung **vieler** Parameter ableiten. Erste Erwähnung findet das HRU-Konzept bereits in den Arbeiten von LEAVESLEY & STRIFFLER (1978 [151]) sowie bei ROSS ET AL. (1979 [206]). Anwendung findet dieses Konzept vor allem in den distributiven Modellansätzen des Precipitation Runoff Modelling System (PRMS) LEAVESLEY ET AL. (1983 [152]), PRMS/MMS (LEAVESLEY & STANNARD (1995 [157]) und FESHM (ROSS ET AL. 1979 [206]). FLÜGEL (1995 [94]) erweitert den Grundgedanken des HRU Ansatzes und stellt die Prozessrelevanz von HRUs in den Vordergrund, indem er sie als Flächen mit homogener Systemantwort charakterisiert und somit das HRU-Konzept im Sinne eines besseren Systemverständnisses weiterentwickelt.

kelte. HRUs sind im Sinne FLÜGELS dadurch gekennzeichnet, dass die Variabilität der Prozessdynamik innerhalb einer HRU geringer ist, als im Vergleich zu den benachbarten Flächen. Sein HRU-Ansatz setzt somit eine komplexe Systemanalyse voraus, die nur über Prozessstudien gewonnen werden kann. KITE & KOUWEN (1992 [141]) kritisieren den ursprünglichen HRU-Ansatz (LEAVESLEY ET AL. 1983 [152]) dahingehend, dass die Ableitung der Flächen eher willkürlich geschieht und insbesondere die Flächengröße ein Produkt der Datengrundlage ist. HRUs stellen ihrer Meinung nach ein eher subjektives Produkt dar. Außerdem kritisierten sie, dass die Anzahl der HRUs durch die Hardwarekapazität begrenzt wird, und dass Modelle, die auf dem HRU-Ansatz basieren, in vielen Einzugsgebieten, bedingt durch die mangelnde Datenlage, nicht physikalisch basiert kalibrierbar sind. KITE & KOUWEN (1992 [141]) machen also keine Unterscheidung zwischen einem HRU basierten und einem physikalisch basierten Modell.

Um die oben genannten Probleme zu vermeiden kehren sie zum ursprünglichen zonalen Ansatz zurück und entwickeln ein Konzept, das sie als *Grouped Response Units (GRUs)* definieren. GRUs sind Flächenelemente, die aus mehreren HRUs mit ähnlichen hydrologischen Eigenschaften aggregiert werden und sich nur durch die Landnutzung unterscheiden. Die Geologie und Bodencatenen werden nicht berücksichtigt. Ähnlich der HRUs müssen die Flächenelemente nicht benachbart sein. Nach KOUWEN ET AL. (1990 [146]) liefert dieser Ansatz für Einzugsgebiete über 100 km² gute Ergebnisse. TAO & KOUWEN (1989 [233]) sind der Meinung ein Vorteil des GRU-Ansatzes besteht in einer Reduktion von Kalibrierungs- und Validierungsfehlern während der wichtigste Vorteil ist, dass die Parameter der Landnutzung zugeordnet werden können und die Größe der GRU entsprechend dem Abflussmuster der Datengrundlage oder der zu bearbeitenden Fragestellung gewählt werden kann. MAIDMENT (1996 [166]) stellt fest, dass GRUs sich im wesentlichen nicht von den HRUs unterscheiden, da sie auch nur willkürlich nach den Einzugsgebietseigenschaften abgeleitet werden ohne die zu Grunde liegenden physikalischen Prozesse zu berücksichtigen. Er postuliert weiter, dass zunächst das System, insbesondere die dominanten Prozesse, aber auch die wichtigen Charakteristika des Einzugsgebietes verstanden werden muss, bevor distributive Modelle parametrisiert werden können. Ein HRU-Ausweisung ohne Betrachtung der physikalischen Prozesse erscheint nach MAIDMENT (1996 [166]) fragwürdig, was den Ansatz von FLÜGEL (1995 [175]) unterstützt.

Ein weiteres Problem liegt seiner Ansicht nach darin, dass mit der Bestimmung der Homogenität die hydrologischen Dynamik, festgelegt wird. Das ursprüngliche HRU-Konzept nach LEAVESLEY (1983 [152]) geht davon aus, dass die Homogenität an einem Punkt der Homogenität der Fläche entspricht.

Auch nach MAIDMENT (1996 [166]) ist eine HRU eine aus Punktinformationen abgeleitete Fläche. Es findet also ein upscaling Prozess statt, bei dem die zwei Unterprozesse

Veränderung (die räumliche Variabilität ändert sich mit der Skale) und

Abschwächung (auf größeren Skalen werden mikroskalige Prozesse abgeschwächt oder überlagert)

bedeutsam sind.

Dieses Konzept steht nicht im Einklang mit dem Konzept einheitlicher Prozesse bei der Abflusststehung (WOOD ET AL. 1990 [253]). WOOD ET AL. (1988 [252], 1990 [253]) stellen daher als erste methodische Lösung prozessbasierter Abflusststehung auf unterschiedlichen Skalen das Konzept der *Representative Elementary Area (REA)* vor, das ein hydrologisches Äquivalent zum Konzept des Representative Elementary Volume (REV) (FREEZE & CHERRY 1979 [103]) in hydrogeologischen Anwendungen ist. Eine REA ist nach WOOD ET AL.

(1988 [252]) als fundamentales Flächenelement für die Einzugsgebietsmodellierung gedacht. Dieses Element macht es durch die Auswahl einer optimalen Flächengröße möglich, dass die räumliche Variabilität innerhalb der Fläche vernachlässigbar wird (GRAYSON ET AL. 1992 [115]). Grundlage ist die Integration der Variabilität über eine ausreichend große Fläche, so dass Punktprozesse abgeschwächt oder überlagert werden. Das bedeutet, dass die hydrologische Systemantwort innerhalb der Fläche als homogen angesehen werden kann, auch wenn nicht alle Punkte der Fläche ähnlich sind. Dabei stellt sich im Fall der REA ähnlich wie bei der Ableitung der HRUs die Frage nach der optimalen Flächengröße einer solchen Elementarfläche. In diesem Zusammenhang weisen BLÖSCHL ET AL. (1995 [45]) und FAMMIGLIETTI & WOOD 1995 [84]) darauf hin, dass die zugrundeliegenden Skalen die Prozessdominanz beeinflussen und daher die Größe einer REA von der zu modellierenden Skala abhängt und nicht zu verallgemeinern ist, so dass bei der Modellierung eines Einzugsgebietes REAs unterschiedlicher Größe Verwendung finden müssen. Die Schwierigkeit besteht also darin die Größe dieser prozessbasierten Elementarfläche mit einer akzeptablen Genauigkeit zu bestimmen. BLÖSCHL ET AL. (1995 [45]) stellen heraus, dass Heterogenitäten im Relief und damit eng verbunden auch im Boden, Ursache für die kleinmaßstäbliche Variabilität sind, wohingegen die großmaßstäbliche Variabilität zum Großteil durch die räumliche Verteilung und Intensität des Niederschlags hervorgerufen wird.

Der Ansatz der Ausweisung von *Hydrological Similar Units (HSUs)* (SCHUMANN & SCHULTZ 1995, [217]), ist grundsätzlich dem HRU-Ansatz gleichzusetzen. Auch hier werden die physiographischen Eigenschaften eines Einzugsgebietes herangezogen, um Flächen auszuweisen, die ein gleiches oder ähnliches hydrologisches Verhalten aufweisen. Allerdings werden nicht, wie beim HRU-Ansatz, mehrere physiographische Eigenschaften als Grundlage für die Flächenausweisung herangezogen, sondern nur die Landnutzung. HSUs besitzen also die gleichen Nachteile wie HRUs ohne den Vorteil der Berücksichtigung aller, die hydrologischen Prozesse beeinflussenden Gebietseigenschaften zu nutzen. Daher wird diesem Ansatz in dieser Arbeit keine weitere Aufmerksamkeit gewidmet.

Ein weiterer Ansatz um mit Hilfe von GIS-Operationen Datenflächen miteinander zu verschneiden ist der der *Repräsentativen Ökotope* (DIEKKRÜGER ET AL. 1999 [76]). Dabei werden mit Hilfe der Clusteranalyse Ökotope ausgewiesen, die als hydrologisch homogen definiert sind und denen Modellbodensäulen und Regionalisierungskenngrößen zugeordnet werden. DIEKKRÜGER ET AL. (1999 [76]) sieht auf der Mesoskala jedoch ein Problem in der Zuordnung der Bodensäulen zu den Ökotopen, denn je nach Datenbasis kann der Boden eines Ökotops aus mehreren Horizonten mit variablen Mächtigkeiten bestehen, deren physikalische Eigenschaften nicht durch Mittelwerte zu beschreiben sind. Aus diesem Grund müssen hier integrale Größen berechnet werden, welche die komplexen Bodeneigenschaften in einem Wert zusammenfassen.

Der *Hydrotopen-Ansatz* (LEIBUNDGUT 1984 [160]; BECKER & LAHMER 1999 [24]) ist dem HRU-Ansatz ähnlich weil auch hier ein Untersuchungsgebiet in homogene Elementarflächen untergliedert wird. Anschließend werden in typischen Hydrotopen Messungen vorgenommen und so die Teilräume hydrologisch charakterisiert. Die Messwerte werden direkt von den Hydrotopen auf die Teilräume übertragen. Hydrotope weisen also ein einheitliches Wasserhaushaltregime auf und sind deshalb komplexer Ausdruck landschaftshaushaltlicher Zustände.

Alle genannten Regionalisierungsansätze benötigen zeitlich und räumlich hochaufgelöste Informationen. Aus diesem Grund gewinnt die Fernerkundung als integrativer Bestandteil der hydrologischen Forschung durch die Bereitstellung von flächendeckenden Daten in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung immer mehr an Bedeutung (MEIJERINK ET AL. 1994

[169], BAUMGARTNER ET AL. 1997 [14], FLÜGEL 2000 [97]). Die Zahl der hydrologisch relevanten Parameter, die mit Hilfe von Satellitendaten direkt oder indirekt erhoben werden können ist groß und reicht von Niederschlags- und Evapotranspirationsbestimmungen über die Klassifizierung der Landnutzung, der Ableitung von digitalen Geländemodellen, bis hin zur Bestimmung von Bodenfeuchte, Schneeeausdehnung, und vegetationspezifischen Parametern (ENGMAN & GUERNEY 1991 [82], RANGO & RITCHIE 1996 [197]). Vor allem in der hydrologischen Prozessforschung und Systemanalyse sind die Möglichkeiten, die Fernerkundungstechniken zur Parametrisierung distributiver Modelle bieten nicht mehr wegzudenken. In dieser Hinsicht gewinnt vor allem die wetterunabhängige Mikrowellenfernerkundung immer größere Bedeutung (HOCHSCHILD 1999 [127]). Die Verwendung von Fernerkundungsdaten ermöglicht die Extrapolation und Regionalisierung hydrologischer Modelle. Die so bereitgestellten Informationen können dann mit dem Instrumentarium der Geoinformationssysteme (GIS) weiterverarbeitet werden. Die GIS-Technologie kann große Mengen räumlicher Daten verarbeiten, speichern, verändern, analysieren und visualisieren. Geoinformationssysteme stellen also ein fundamentales Werkzeug für jeden Forscher der sich mit der Simulation des Wasserhaushaltes beschäftigt dar (ZAPPA 1999 [260]). Aus diesem Grund scheint die Verknüpfung von GIS und Hydrologischer Modellierung unausweichlich zu sein. Nach SINGH & FIORENTINO (1996 [223]) besteht eine große Herausforderung in der Anwendung Geographischer Informationssysteme für die Konzeptionalisierung und Modellierung komplexer hydrologischer Prozesse und für die Globalisierung der Hydrologie. Diese Globalisierung wird dadurch deutlich, dass der distributiven hydrologischen Einzugsgebietsmodellierung große Aufmerksamkeit gewidmet wird, dass verstärkt an der Kopplung hydrologischer, atmosphärischer und ozeanischer Modelle gearbeitet wird und dass die Hydrologie nicht mehr nur in ihren Teildisziplinen, sondern als ein übergreifender Wissenspool betrachtet wird. Gleichzeitig sorgt der Skalenwechsel aber auch für neue Ansprüche an die grundlegenden Daten und an die Systeme, die sie verwalten und verarbeiten sollen. Die neueren Entwicklungen in der hydrologischen Prozessmodellierung verknüpfen GIS und Wissensbasierte Systeme (Peschke et. al. 1998 [188], ZIMMERMANN ET AL. 2000 [261]) um so Naturräume regelbasiert in Abflussbeitragsflächen zu differenzieren. Auch FEDRA (1996 [86]) und LAM (1996 [150]) betonen die Bedeutung der Kopplung von GIS mit Decision Support Systemen (DSS) für die hydrologische Modellierung. Mit Hilfe von Experten Systemen können auf Grundlage der Interaktion von Regeln und Daten aus bestehenden Informationen und Bedingungen neue Erkenntnisse abgeleitet werden. In den letzten Jahren wurden wissensbasierte Systeme immer anwenderfreundlicher. Viele Wasserwirtschaftler sehen daher in dieser neuen Technik, neben GIS, ein wertvolles Hilfsmittel zur numerischen und räumlichen Datenanalyse. Die meisten Autoren (WALSH 1993 [247], FRYSSINGER ET AL. 1993 [105]) plädieren auch in diesem Zusammenhang für eine offene Architektur der Systeme und eine interdisziplinäre Zusammenarbeit bei der Entwicklung, damit sowohl Geographische Informationssysteme als auch Modelle aller Fachrichtungen in DSS integriert werden können. Auch DAVID (1997a [68]) sieht den nächsten Entwicklungsschritt in der Loslösung von den monolithischen Strukturen der Einzelmodelle hin zu offenen plattformübergreifenden Modellentwicklungssystemen, die objektorientiert strukturiert sind.

- **Zusammenfassung:**

HRU: Eine HRU basiert auf einer physikalisch basierten Flächenableitung, die eine Korrelation der einzelnen Parameter untereinander nicht in Betracht zieht. Sie beschreibt den Skalenübergang von der Punktskala zum Flächenelement und umgeht dabei die natürliche Unsicherheit eines die heterogene Fläche beschreibenden Parameters. HRUs sind im Sinne

von BLÖSCHL & SIVAPALAN (1995 [46]) als deterministisches Regionalisierungskonzept zu verstehen. HRUs entsprechen nicht den im Untersuchungsgebiet vorhandenen Teileinzugsgebieten, sondern befinden sich als nicht zusammenhängende Teilflächen im gesamten System verteilt. Vorteil der HRUs ist nach BECKER & KLEEBERG (1999 [23]), dass für jede HRU ein spezifischer Parametersatz, der mit Hilfe von GIS aus den physiographischen Flächencharakteristiken (Boden, Vegetation, Topographie...) abgeleitet werden kann, verfügbar ist. Bei der Modellierung vertikaler Prozesse können große Hydrotope als ein Flächenelement modelliert werden, wenn die atmosphärischen Prozesse (Niederschlag, Temperatur...) über die gesamte Fläche einheitlich sind.

GRU: GRUs sind Flächenelemente, die aus mehreren HRUs mit ähnlichen hydrologischen Eigenschaften aggregiert werden und sich nur durch die Landnutzung unterscheiden. Im meso- bis makroskaligen Bereich liefert dieser Ansatz gute Ergebnisse. MAIDMENT (1996 [166]) stellt fest, dass GRUs sich im wesentlichen nicht von den HRUs unterscheiden, da sie auch nur willkürlich nach den Einzugsgebietseigenschaften abgeleitet werden ohne die zu Grunde liegenden physikalischen Prozesse zu berücksichtigen.

REA: Eine REA ist ein kritischer Flächenmaßstab auf dem, ohne Kenntnis der physiographischen Gegebenheiten eines Einzugsgebietes nur mit Hilfe von Verteilungsfunktionen, Kontinuumsannahmen benutzt werden können. Ein Einzugsgebiet kann also durch eine oder mehrere Elementflächen repräsentiert werden in denen die für die Modellierung wichtigen Systemkomponenten und ihre Korrelation bestimmt werden können ohne dass die räumliche Variabilität berücksichtigt werden muss. Die hydrologische Systemantwort kann als homogen angesehen werden. Die Größe der REA ist abhängig von der räumlichen Variabilität des Gebietes und der für die Fragestellung spezifischen Prozesse. REAs sind im Sinne von BLÖSCHL & SIVAPALAN (1995 [46]) als stochastisches Regionalisierungskonzept zu verstehen.

Formal beruhen die Unterschiede der räumlichen Gliederungen darauf, ob ein einzelnes oder mehrere Gebietsmerkmale zur Ausweisung „homogener“ Flächen herangezogen werden, oder ob diese Flächen aufgrund von „homogenen“ hydrologischen Prozessen abgeleitet werden.

DOOGE (1986 [78]) schlägt vor, ein skalunabhängiges hydrologisch einheitliches Konzept zu entwickeln, um komplexe Themen bezüglich der räumlichen Variabilität, der Aggregation und Skalierung, sowie eine realistischere Beschreibung der Landoberfläche zu gewährleisten. MAIDMENT (1996 [166]) schließt, dass ein neues HRU-Konzept benötigt wird, welches sich mit den dominierenden Steuermechanismen hydrologischer Prozesse beschäftigt, die Skalenfrage und die Frage der Behandlung von Unsicherheiten beinhaltet und auf den Fortschritten in der hydrologischen Forschung und Technologie beruht.

2.5 Forschungsbedarf

Die Literaturdiskussion in den vorangegangenen Kapiteln macht deutlich, dass auch weiterhin in der mesoskaligen hydrologischen Flusseinzugsgebietsmodellierung verschiedenartige Probleme vorherrschen, die es zu lösen gilt. Der aus diesen Problemen resultierende Forschungsbedarf wird seit Ende der 80er Jahre bis heute, ausführlich diskutiert. Zu nennen wären hier die Arbeiten von TODINI (1988 [237]), BONELL (1993 [51]), LEAVESLEY (1994 [156]), PESCHKE (1999 [189]). In diesen Arbeiten kristallisieren sich die Schwerpunkte:

Prozessverständnis, Skalenproblematik, Datengenauigkeit und -grundlage, Parameterermittlung und -übertragbarkeit sowie die Modellvalidierung heraus.

Im Forschungsfeld des Prozessverständnisses und der Skalenproblematik bestehen Defizite in der Untersuchung der skalenabhängigen Prozessdominanz der hydrologischen Prozesse. Nur auf der Basis eines intensiven System- und damit Prozessverständnisses können für große Skalen unvermeidbare Reduktionen physikalisch basierter Modelle vorgenommen werden. Gerade die Heterogenität mesoskaliger Flusseinzugsgebiete wirft Fragen für die Ableitung „homogen reagierender Flächen“ als Parametrisierungsgrundlage für die distributive Einzugsgebietsmodellierung auf. Es müssen skalenunabhängige standardisierte Verfahren entwickelt werden räumlich einheitliche hydrologische Reaktionen zu untersuchen und so HRUs automatisiert ableiten zu können. Dabei steht die Bestimmung der optimalen Flächengröße für jede Skala im Vordergrund des Interesses. Allgemein muss das hydrologische Prozessverständnis und das komplexe Wirkungsgefüge der miteinander verknüpften Interaktionen besser verstanden werden. Auch gilt es die auf mikroskaligen Einzugsgebieten erhobenen Prozessstudien im Hinblick auf Ihre Übertragbarkeit auch auf Skalenbereiche der oberen Mesoskala zu untersuchen.

Es stellt sich außerdem die Frage auf welcher Skala welche Modellkonzepte Gültigkeit haben und wie der Skalenwechsel realisiert werden kann.

Als problematisch erweist sich auch die empirische Ermittlung von Parameterwerten welche Gültigkeit über verschiedene räumliche und zeitliche Skalen besitzen. Die Regionalisierung dieser Parameterwerte, ist mit nicht unerheblichen Schwierigkeiten verbunden, da sie in Prozessstudien erhoben werden, die meist in repräsentativen Untersuchungsgebieten (Mikro- bzw. untere Mesoskala) vorgenommen werden und eine Übertragbarkeit auf größere Einzugsgebiete nicht möglich ist, da im Übergang unterschiedlicher Skalenbereiche sich auch die Dominanz der physikalischen Gesetzmäßigkeiten ändert. Die Variabilität und Anwendbarkeit der Parameter muss also auf mehreren Skalenbereichen bekannt sein. Auch die physikalische Basiertheit einiger Modellparameter muss kritisch beleuchtet werden. Es sollte darauf geachtet werden, dass nicht zu viele Modellparameter durch Optimierungsroutinen ermittelt werden, was dazu führt, dass mit unterschiedlichen Parametersätzen ähnlich gute Modellierungsergebnisse erzielt werden (Überparametrisierung).

Nicht zuletzt sollte die Problematik der Datengenauigkeit und -grundlage erwähnt werden. Fehlerhafte Eingabedaten erzeugen Unsicherheiten bei den Ausgabedaten. Daten in unterschiedlicher räumlicher Auflösung oder mit verschiedenartiger Qualität können Ergebnisse erheblich verändern.

Im Bereich der Modellvalidierung sind verschiedene Gütekriterien und Validierungstests an verschiedenen Variablen (multiple response validation) durchzuführen um sicher zu stellen, dass nicht

richtige Antworten auf falsche Ursachen, oder
falsche Antworten auf richtige Ursachen, sondern
richtige Antworten auf richtige Ursachen

zurückzuführen sind.

Die prozessorientierte Einzugsgebietsmodellierung erfordert die Anwendung neuer Modellierungswerkzeuge, die regelbasiert und unterstützt durch GIS-Analyse- sowie Statistikfunktionen, die oben genannten Ableitungsverfahren objektivieren, gleichzeitig aber so strukturiert sind, dass sie die skalenabhängige Prozessdominanz, modellhaft darstellen können. Mit der Weiterentwicklung von PRMS/MMS, das mittlerweile auch Module des Topmo-

dell-Ansatzes beinhaltet ist ein erster Schritt in diese Richtung getan. Weiter Realisierungen dieser Forderung sind in der objektorientierten Weiterentwicklung OMS (objektorientiertes Modellsystem DAVID 1997b [69]) zu sehen, in dessen Struktur mittlerweile Modellansätze wie ACUR (SCHULZE 1995 [215]) PRMS (LEAVESLEY ET AL. 1983 [152]), TOPMODEL (BEVEN 1993 [40]) oder WaSIM -ETH (SCHULLA ET AL. 1998 [216]) implementiert sind.

2.6 Zielsetzung und methodisches Vorgehen

Das Ziel dieser Arbeit ergibt sich aus dem genannten Forschungsbedarf. Übergeordnetes Forschungsziel ist eine **hydrologische Systemanalyse von drei mesoskaligen ineinander verschachtelten Einzugsgebieten der Ilm mit Hilfe differierender physikalisch basierter Flächendistributionsansätze (Nested Catchment Approach)**. Dieses Arbeitsziel gliedert sich in mehrere untergeordnete Schwerpunktziele, die im folgenden ausgeführt werden.

2.6.1 Zielsetzung

- **Ausweisung von charakteristischen Flächen für die hydrologische Modellierung mesoskaliger Einzugsgebiete (Schwerpunktziel I)**

Unter Berücksichtigung der räumlichen Heterogenität der Teileinzugsgebiete sollen unterschiedliche Ansätze zur Ausweisung von hydrologisch einheitlich reagierenden Flächen (HRUs) angewendet werden (Abbildung 2.2). Hierbei werden differierende Flächendistributionskonzepte und damit verbunden unterschiedliche Modellkonzepte auf verschiedenen genesteten Einzugsgebieten angewendet. Über Betrachtungen der Simulationsgüte wird untersucht, inwieweit drei unterschiedliche Ansätze zur Ausweisung von HRUs bei Einzugsgebieten verschiedener Flächengröße innerhalb der Mesoskala die Veränderung der Prozessdominanz widerspiegeln können und ob diese Prozessdominanz durch unterschiedliche Modellansätze wiedergegeben werden kann.

- **Untersuchung des Einflusses der Datengenauigkeit und -grundlage auf die Modellierungsergebnisse (Schwerpunktziel II)**

Auf Grundlage von Fernerkundungsdaten der Satelliten Landsat und IRS-1C als Eingabedaten sowie Daten einer Infrarotbefliegung wird die Landnutzung im Einzugsgebiet klassifiziert. Da die Landnutzung für den Wasserhaushalt von entscheidender Bedeutung ist, soll untersucht werden, welchen Einfluss die Genauigkeit der Landnutzungsdaten auf die Simulationsergebnisse hat. Es soll speziell im Fall der forstwirtschaftlichen Nutzung untersucht werden, ob eine genauere Waldklassifizierung, ausschlaggebend für eine realistischere Wiedergabe des Wasserhaushalts ist. Bei der Flächenausweisung wird vor allem die Heterogenität des Niederschlags als wichtigstes Eingabekriterium für die Modellierung berücksichtigt. Verschiedene Verfahren zur Regionalisierung der Niederschlagsmesswerte werden aufgezeigt und auf ihre Eignung untersucht.

- **Distributive, physikalisch basierte Einzugsgebietsmodellierung mit zeitlich höher aufgelösten Eingabedaten (Schwerpunktziel III)**

In diesem Abschnitt soll untersucht werden, ob die für die langfristigen Modellierungen erhobenen Parameter sich auch für zeitlich höher aufgelöste Modellierung verwenden lassen. Zudem soll untersucht werden, ob PRMS/MMS in der Lage ist, Extremereignisse in ausreichender Genauigkeit zu simulieren.

Auf Grundlage von stündlichen hydrometeorologischen Daten, die für kurze Zeiträume im Bereich des Oberlaufs der Ilm zur Verfügung stehen, soll mit Hilfe des Routing-Ansatzes überprüft werden ob das Modellsystem, bei gleichen Voraussetzungen, Hochwasserereignisse mit ähnlicher Güte simulieren kann wie die Gesamtwasserbilanz. Als Modellierungstool wird bei beiden Anwendungen das Modellsystem PRMS/MMS eingesetzt.

- **Anwendungsorientierte szenarische Änderung der Landnutzung und deren Auswirkung auf das Abflussverhalten (Schwerpunktziel IV)**

In einem letzten Schritt soll untersucht werden welchen Einfluss szenarische Änderungen der Landnutzung auf das Abflussgeschehen im Vorfluter in Einzugsgebieten mit abweichender naturräumlicher Ausstattung haben. Dazu wurde ein Szenario entwickelt welches in Kapitel 5.6 näher erläutert wird.

2.6.2 Methodisches Vorgehen

Das methodische Vorgehen der Arbeit orientiert sich an den oben genannten Schwerpunktzielen. Kapitel 3 liefert, nach einer einführenden Beschreibung der bisherigen Forschungsaktivitäten im Untersuchungsgebiet, eine physisch-geographische Beschreibung des Einzugsgebietes der Ilm. Die Ilm wurde als Untersuchungsgebiet ausgewählt, da sie drei kontinuierlich messende Pegel am Hauptvorfluter besitzt, deren Lage als repräsentativ zur Unterteilung des Einzugsgebietes sowohl in hydro-klimatologisch als auch physiogeographische homogene Teileinzugsgebiete, angesehen werden kann. Diese Teileinzugsgebiete bilden die Grundlage der Systemuntersuchungen. Im Weiteren werden die für die Modellierung verwendeten Geodaten und die hydrometeorologischen Zeitreihen erläutert.

Mit Kapitel 4 wird ein Überblick über die in dieser Arbeit methodisch verwendeten Konzepte gegeben. Zunächst werden die unterschiedlichen Flächendiskretisierungskonzepte, die aus dem HRU-Ansatz hervorgegangen sind vorgestellt. Alle drei Konzepte ermöglichen es den Untersuchungsraum distributiv zu betrachten, obwohl der Flächenausweisung verschiedene Kriterien zu Grunde liegen. Im einem zweiten Abschnitt wird dann das prozessorientierte Modellsystem PRMS/MMS vorgestellt, welches auf Grundlage des HRU-Ansatzes entwickelt wurde und in dieser Arbeit den Wasserhaushalt in drei genesteten Einzugsgebieten der Ilm nach unterschiedlichen Konzepten berechnen soll. Hier liegt der Schwerpunkt der Betrachtung auf der Erklärung der mathematischen Grundlagen der einzelnen Modellalgorithmen. Abschließend wird mit einer kurzen Beschreibung des Object Oriented Modelling Systems (OMS), ein Ausblick in die zukünftige Entwicklung der distributiven Einzugsgebietsmodellierung gegeben.

In Kapitel 5 werden auf Grundlage der vorgestellten methodischen Modellkonzepte und der systemabhängigen Prozesszusammenhänge die Arbeitsschritte und die für jedes Konzept erzielten Ergebnisse vorgestellt. Das Kapitel lehnt sich dabei stark an die in Kapitel 2.6 festgelegten Arbeitsziele an.

Abschnitt 5.1 beschreibt zunächst die Vorgehensweise der Ableitung der hydrologisch ähnlich reagierenden Flächeneinheiten (HRUs). Kennzeichen dieser Flächen soll eine im Verhältnis zu anderen Flächen ähnliche Dynamik der dort stattfindenden hydrologischen Prozesse sein. In Abschnitt 5.2 wird auf diesen Flächenableitungen aufbauend, die Parametrisierung für die verschiedenen Modellierungsentitäten vorgestellt, bevor im nächsten Abschnitt der Arbeit (5.3) basierend auf Simulationen mit differierender Datengrundlage und Simulationen, denen verschiedenen Flächendistributionskonzepte zu Grunde liegen eine vergleichende Bewertung der erzielten Ergebnisse stattfindet. Hervorgehoben werden soll vor allem ob durch die Größe des Einzugsgebietes die Dominanz der Prozesse gesteuert wird und ob unterschiedliche konzeptionelle Flächendistributionsverfahren diese Prozessdominanz berücksichtigen können. In Abschnitt 5.4 wird auf Grundlage der in Kapitel 5.3 erzielten Ergebnisse, anhand ausgewählter Beispieljahre und in Zusammenhang mit den in Kapitel 3 vorgestellten physiogeographischen Gebietseigenschaften, eine hydrologische Systemanalyse der genesteten Teileinzugsgebiete und des Gesamtsystems bezüglich der Wasserhaushaltskomponenten durchgeführt. In den abschließenden Abschnitten 5.5 und 5.6 wird untersucht in wie weit die Möglichkeit besteht das getestete Modellsystem im Bereich anderer wasserwirtschaftlicher Fragestellungen (ereignisbezogene Modellierungen) oder im Bereich des Landnutzungsmanagements einzusetzen. Hierzu werden sowohl Kurzfristsimulationen (5.5) als auch Simulationen mit hypothetisch veränderter Landnutzung (5.6) durchgeführt und deren Auswirkungen auf den Wasserhaushalt diskutiert.

Kapitel 6 fasst die erzielten Ergebnisse der Arbeit nochmals übersichtlich zusammen und gibt einen Ausblick für mögliche Anknüpfungspunkte für die weitere Forschung im Themenfeld der mesoskaligen hydrologischen Modellierung.

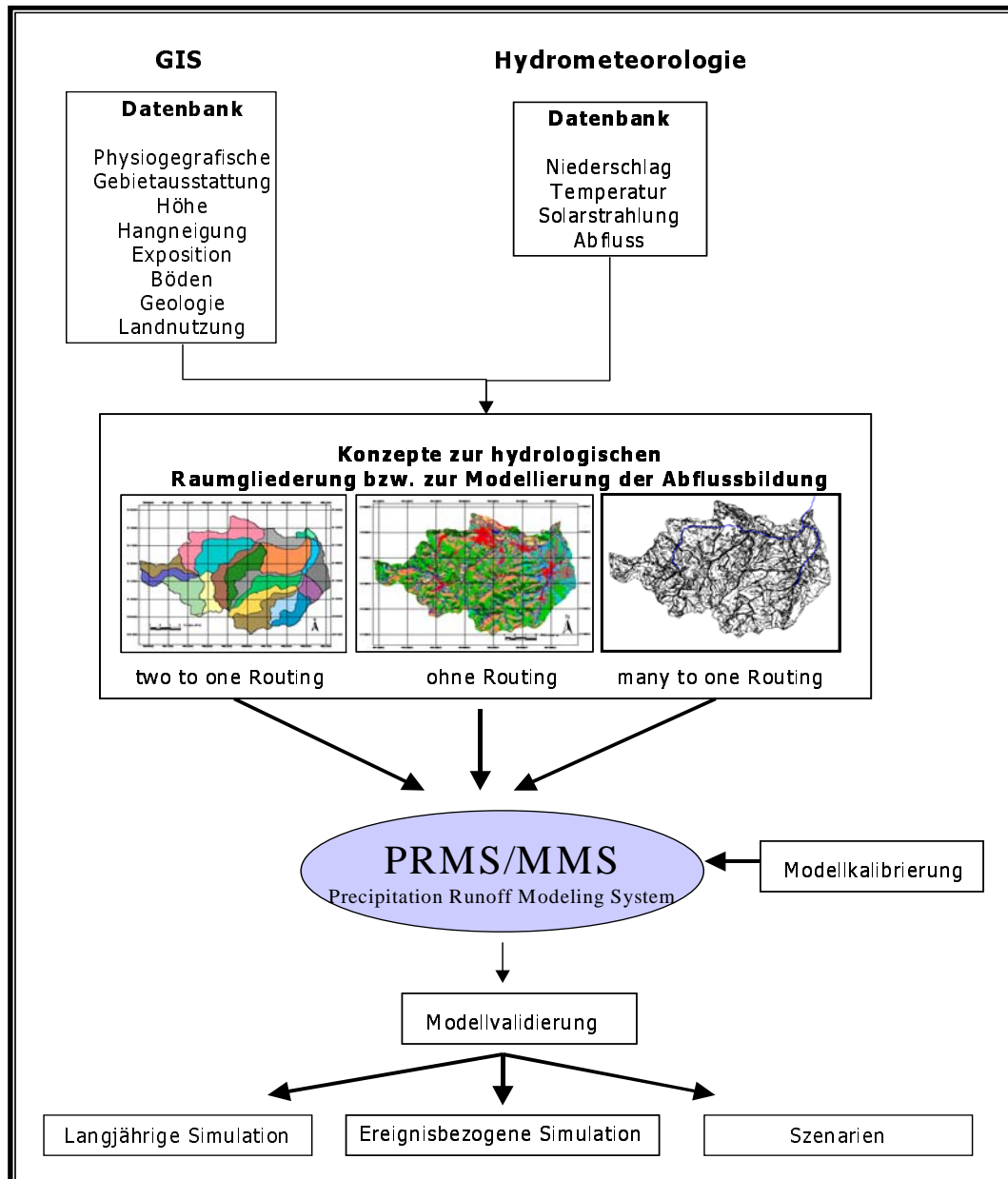


Abbildung 2.2: Verwendeter Ansatz zur Untersuchung unterschiedlicher Modellkonzepte (Entwurf Bongartz 2001).

Naturräumliche Beschreibung des Untersuchungsgebietes

Im folgenden Kapitel wird das Einzugsgebiet der Ilm vorgestellt. Es erfolgt zunächst eine Auflistung der bisher an der Ilm ausgeführten wissenschaftlichen Untersuchungen. Aufbauend auf dieser Einleitung wird eine Beschreibung der geographischen Lage und der für die Modellierung wichtigsten Systemeigenschaften des Einzugsgebiets vorgenommen.

3.1 Forschungsaktivitäten

Historische Forschungsarbeiten im Einzugsgebiet der Ilm fallen zum großen Teil in den Bereich der geologischen Landesaufnahme. So geht es meist darum den präglazialen Flusslauf der Ilm an Hand von Schotterfunden nachzuzeichnen (MICHAEL 1896 [173]), oder die Schotterterrassen der Ilm zur Gliederung des Eiszeitalters heranzuziehen (SOERGEL 1924 [225], HOFFMANN 1967 [128]).

Hydrologisch gesehen befasste sich die Forschung vornehmlich damit, zu bestimmen welcher der drei Quellbäche der Ilm denn nun die eigentliche Quelle darstellt (RICHTER 1916 [202]). Erste karsthydrologische Arbeiten wurden von DEUBEL (1926 [73]) vorgestellt, der sich mit den Versinkungen der Ilm und den dazugehörigen Karstquellen beschäftigte und sich dabei auf Tracerversuche von GÄRTNER (1902 [107]) bezog. SIEGL (1955 [221]) nahm eine ganzheitliche hydrologische Studie des Einzugsgebiets vor. Er versuchte erstmalig den Abflussvorgang in Beziehung zu den naturräumlichen Faktoren zu setzen.

Im Rahmen des Verbundforschungsvorhabens „Modellhafte Erarbeitung ökologisch begründeter Sanierungskonzepte kleiner Fließgewässer“ (SCHÖNBORN 1995 [213]) des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie wurde die Ilm Anfang der 90er Jahre neben anderen Fallbeispielen in Deutschland als modellhaftes Fließgewässer ausgewählt. In diesem Projekt sollten Methoden, Instrumente und Erkenntnisse zur ökologisch begründeten Sanierung entwickelt werden, die auch auf andere Fließgewässer übertragbar sind. Der Schwerpunkt der wissenschaftlichen Untersuchungen befasste sich mit dem Biomonitoring und der Renaturierung von Fluss und Aue.

Im Zusammenhang mit diesem Projekt erfolgte 1995 eine GIS gestützte Ermittlung von Talformtypen der Fließgewässer sowie der Gewässerformation im Ilmeinzugsgebiet, die Grundlage für die Auswahl eines repräsentativen Minimalnetzes von Fließgewässern im Rahmen des Thüringer Gewässerschutzprogrammes war. Die drei Schreibpegel an der Ilm wurden 1923 installiert und seither kontinuierlich betrieben. Studien die sich mit der Modellierung und Simulation des Wasserhaushaltes der Ilm beschäftigen sind nicht bekannt.

3.2 Geographische Lage

Die Ilm ist ein kleiner Fluss mit meist nur geringer Wasserführung. Sie hat vom Zusammenfluss ihrer Quellbäche Lengwitz, Taubach und Freibach unterhalb der Ortschaft Stützerbach bis zur Einmündung in die Saale bei Großheringen eine Lauflänge von ca. 135 km und entwässert dabei ein Gebiet von 1025 km². Das relativ schmale Einzugsgebiet erstreckt sich vornehmlich von Südwest nach Nordost und wird im Westen vom Einzugsgebiet der Gera bzw. Unstrut und im Osten vom Einzugsgebiet der Saale begrenzt.

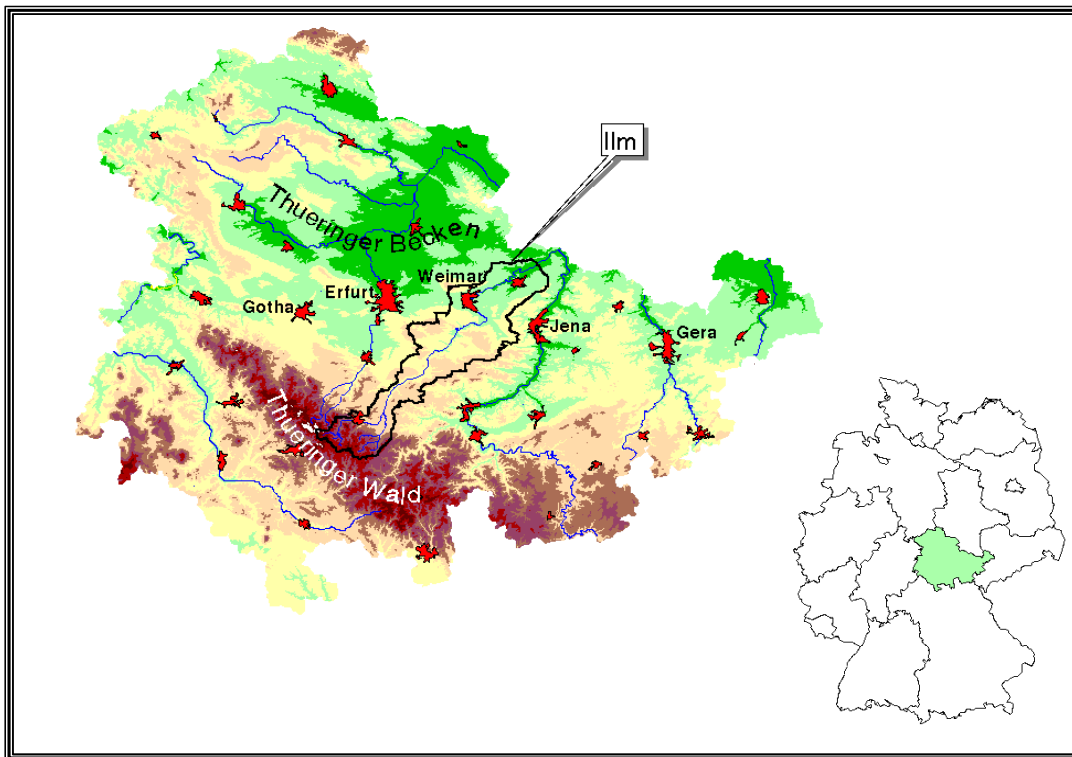


Abbildung 3.1: Geographische Lage des Einzugsgebietes der Ilm

Im zentralen Teil des Thüringer Waldes entspringend verlässt die Ilm bei Ilmenau das Gebirge um verschiedene Geologische Formationen (Kapitel 3.5) zu durchfließen, die prägend für den Flusslauf und die ihn umgebende Landschaft sind. Insgesamt beträgt der Höhenunterschied zwischen Quelle und Mündung 848m was einem durchschnittlichen Gefälle von 6,1 ‰ entspricht. Unterteilt man den Gesamtlauf in charakteristische Teilstücke, so wird die morphologische Situation noch deutlicher. Im Oberlauf der Ilm bis Gräfinau-Angstedt weist der Fluss bei einer Fließlänge von 19 km ein Gefälle von 9,1 ‰ auf; zwischen Gräfinau-Angstedt und Mellingen (52 km) besitzt er noch ein Gefälle von durchschnittlich 3,4 ‰; auf dem letzten Abschnitt zwischen Mellingen und Großheringen (54 km) mäandriert der Fluss in einer breiten Talaue bei nur noch 1,9 ‰ Gefälle.

Der mittlere jährliche Abfluss an der Mündung beträgt 6,59 m³/s wodurch der Abfluss der Saale um 20% erhöht wird.

3.3 Landschaften (Naturräumliche Verhältnisse)

Thüringen gehört zur deutschen Mittelgebirgsschwelle, die sich verbindend zwischen die Hochgebirgszone der Alpen und dem norddeutschen Tiefland erstreckt (JORDAN & WEDER 1995 [138]). Mehr als in anderen Regionen Mitteleuropas bestimmen neben dem Klima geologische Faktoren die naturräumliche Ausstattung des Landes, so dass diese häufig auf engstem Raum wechselt.

Die heutige Landoberfläche Thüringens (Abbildung 3.2) ist das Ergebnis mehrerer Reliefgenerationen in denen klimatisch und tektonisch gesteuerte Morphogenesen für die Ausprägung der Großformen verantwortlich waren. Die heutige geologische Großgliederung geht in ihrer Anlage auf die vor etwa 160 Mio. Jahren einsetzenden und bis vor etwa 2 Mio. Jahren andauernden saxonischen Gebirgsbewegungen zurück. In deren Folge wurde der Harz mit dem Kyffhäuser, der Thüringer Wald und das Thüringer Schiefergebirge gegenüber dem Thüringer Becken und dem südwestthüringischen Triasgebiet mit der Rhön tektonisch emporgehoben. Verwitterungs-, Talbildungs- und Ablagerungsprozesse sowie eiszeitliche Überformungen und Auslaugungsvorgänge im Untergrund schufen seitdem das heutige Bild im oberflächennahen Formenschatz. Da die Höhengliederung und die Naturräume in großen Teilen des Landes mit den geologischen Einheiten übereinstimmen, orientieren sich auch die morphologischen Großformen in erkennbarer Weise an der unterlagernden Geologie.

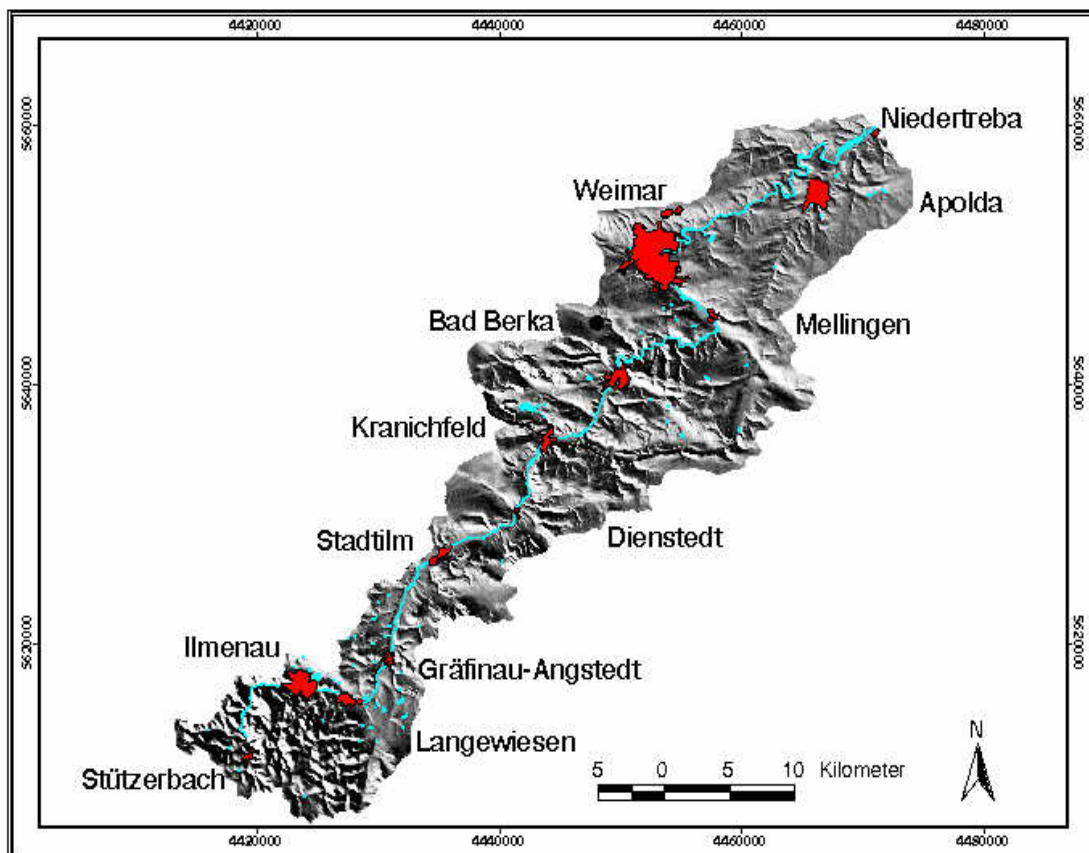


Abbildung 3.2: Relief im Einzugsgebiet der Ilm

Das Einzugsgebiet der Ilm lässt sich in folgende "Naturbedingte Landschaften" (Abbildung 3.3) gliedern:

- Mittlerer Thüringer Wald,
- Paulinzellaer Buntsandsteinwaldland,
- Ilm-Saale- Ohrdrufer Platte,
- Innerthüringer Ackerhügelland

Der **Mittlere Thüringer Wald** kann als stellenweise zum Kammgebirge zertalter, durch Randstörungen scharf abgegrenzter Horst mit Rumpfflächencharakter und aufgesetzten Härtlingen bezeichnet werden. Charakteristisch ist der Niederschlagsreichtum und der lang andauernde Winter. Aus hydrologischer Sicht überwiegen im **Mittleren Thüringer Wald** die Fließgewässer, während natürliche Stillgewässer die Ausnahme sind. Die Hauptentwässerung erfolgt in steil geböschten Kerb- und schmalen, tief eingeschnittenen Kerbsohlentälern in nördlicher Richtung. Die schmale Form des Einzugsgebiets in Verbindung mit der geringen Wasseraufnahme- und Speicherfähigkeit der Grundgebirgsgesteine und den hohen Niederschlägen führt zu relativ hohen, starken Abflussschwankungen unterworfenen, Oberflächenabflüssen. Der hohe Waldanteil in diesem Teilbereich des Einzugsgebietes bewirkt eine Verzögerung der schnellen Abflusskomponenten und sorgt somit für eine Kappung der Abflussspitzen und einen gleichmäßigen Abfluss. In den Quellbereichen vorkommende Hochmoore haben aufgrund ihrer geringen Ausdehnung nur lokalen Einfluss auf den Wasserhaushalt und werden daher nicht weiter betrachtet. Der lokale Wasserhaushalt dieses Naturraumes zeichnet sich nach TLU (1996 [235]) durch einen relativ hohen Anteil der Verdunstung 55%, 30% Oberflächenabfluss und eine Grundwasserneubildungsrate von 15% des gefallenen Niederschlags aus.

Die Buntsandsteinlandschaften des **Paulinzellaer Buntsandsteinwaldlandes** (bis Stadtilm) gehören morphologisch zu den Bergländern und sind durch flache Kuppen, Riedel und kleine Höhenplateaus, also reiferen Formen (SIEGL 1955 [221]) als im Thüringer Wald gekennzeichnet. Hier haben die größeren Flüsse breite Talauen mit mehreren Flussterrassen geschaffen. Das Großrelief ist in den Gebieten des Rotliegenden im allgemeinen durch einen scharfen Gegensatz zwischen den Steilformen der Täler und den Flachformen der Höhen geprägt. An den schmalen bis zu 20 km breiten Kammgebirgskörper schließen sich tief und steil eingeschnittene Täler an, die dendritisch vom Kamm (Rennsteiggebiet) zum Rand des Thüringer Waldes ziehen. Die breiten Rücken und plateauartigen Verebnungen der Zentralachse stellen die Hauptwasserscheide der Stromgebiete Rhein, Weser und der über die Saale zur Elbe entwässernden Ilm dar.

Die Talgründe bilden mit Fließgewässern und Teichen sowie Feucht- und Frischwiesen typische Biotopkomplexe. Die Ilm hat in diesem Bereich ein zum Mittleren Thüringer Wald vergleichsweise geringes Sohlgefälle. Die hydrologische Situation wird auch hier vor allem durch die Geologie und die Landnutzung geprägt. Die hohe Wasseraufnahme- und Speicherfähigkeit des anstehenden Buntsandsteins, sowie der hohe Waldanteil wirken ausgleichend auf hohe Niederschlagsintensitäten oder Schneeschmelzereignisse. Auch eine Vielzahl von Teichen und Stauhaltungen sorgt für eine Dämpfung von Extremereignissen. Die Wasserhaushaltsanteile dieses Naturraumes liegen für Verdunstung, Direktabfluss und Grundwasserneubildung bei 65%, 25% und 10% (TLU 1996 [235]). Das morphologische Großrelief ist durch typische Auslaugungsformen geprägt und Subrosionsprozesse haben im Bereich des Buntsandsteins ganze Schollen absinken lassen.

Die **Ilm-Saale-Ohrdrufer Platte** ist ein reich strukturierter Naturraum, der sich durch eine charakteristische Abfolge von bewaldeten bzw. ackerbaulich genutzten Hochflächen, von

Muschelkalk-Steilhängen und von flacheren als Wald, Acker oder Grünland genutzten Hängen des Rötsockels auszeichnet. Die **Ilm-Saale-Ohrdruffer Platte** ist als südöstliche Kalktafelumrandung des innerthüringischen Keuperbeckens ein flachwelliges Muschelkalk-Plateau, das durch die Gewässer eng und tief zerschnitten ist. Der Muschelkalk bildet hier zum Teil ausgeprägte Schichtstufenlandschaften. Diese charakterisieren regelmäßige, lediglich in den Störungszonen mehr oder weniger modifizierte vertikale Abfolgen von Steil- und Flachformen der Stufen und Landterrassen. Markantestes Formelement ist die mächtige, häufig durch spornartige Vorsprünge und Einschnitte gegliederte Wellenkalkstufe, mit der die Muschelkalkplatten vielfach steile Frontstufen bilden.

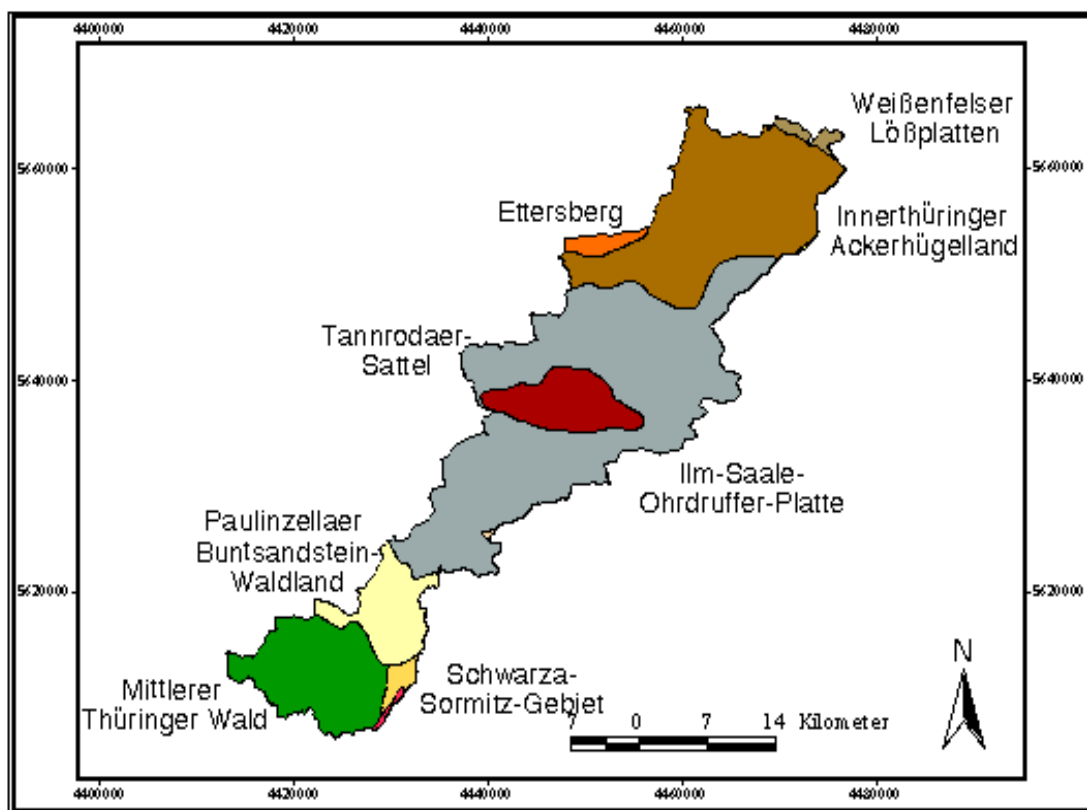


Abbildung 3.3: Naturräume im Einzugsgebiet der Ilm (Datenquelle: TLU 1996)

Die meisten dieser Verebnungen sind an den Muschelkalk angepasste Formen, der als Terrasserträger wirkte, als die aufliegenden Keuperschichten abgetragen wurden. Ein wesentliches Element der Gebiete des Oberen Muschelkalks sind geschlossene Hohlformen (Dolinen). Die meist trichterartigen, teilweise auch wannenartigen Einbrüche treten oftmals vergesellschaftet auf.

Der Tannrodaer Sattel zwischen Kranichfeld und Bad Berka bildet als Buntsandsteininsel mit seinen einzelnen Kuppen, die durch schluchtartige Täler voneinander getrennt sind, einen Buntsandstein Höhenzug in der Muschelkalkhochebene. Auslaugungsvorgänge haben hier teilweise mit Torf gefüllte Landsenken entstehen lassen.

Durch den im Untergrund anstehenden Muschelkalk mit seinen hohen Wasserdurchlässigkeiten kommt es im gesamten Mittellauf zu einem karsthydrologischen Formenschatz, mit Bachschwinden, Erdfalltrichtern, Trockentälern und Karstquellen. Aufgrund des hohen Wasseraufnahmevermögens und der leichten Durchströmbarkeit des Muschelkalks wird Wasser in diesem Bereich des Einzugsgebietes nur kurzfristig gespeichert. Die Geologie übt hier also keine ausgleichende Funktion auf das Abflussgeschehen aus. Auch der relativ ge-

ringe Waldanteil hat in den Muschelkalk Gebieten nur lokale Bedeutung für den Wasserhaushalt. Der Verdunstungsanteil am lokalen Wasserhaushalt liegt bei 55%, der Direktabfluss bei 25% und die Grundwasserneubildung aufgrund der Karstphänomene bei 20% des gefallenen Niederschlags. Charakteristisch für die **Ilm-Saale-Ohrdrufer Platte** sind die großen Störungszonen, die den Muschelkalk zerrütten und so zu einem Wassertransfer in benachbarte Flusseinzugsgebiete führen (vgl. Kapitel 3.5.2). Das Ausmaß dieser Versinkungen kann am Beispiel der Eichenberg-Gotha-Saalfelder Störungzone verdeutlicht werden, welche die Niedrigwasserabflüsse der Ilm zwischen Gräfinau-Angstedt und Tannroda trotz einer Vergrößerung des Einzugsgebietes von 154.8 km² auf 366.4 km² nur um 0.18 m³/s auf 0.58 m³/s ansteigen lässt.

Das **Innerthüringer Ackerhügelland** ist durch seine vollkommene anthropogene Überprägung schon fast nicht mehr als Naturraum zu bezeichnen. Es besteht zu 77% aus ackerbaulich genutzten Flächen. Ausnahmen stellen lediglich die Auenbereiche dar, die in der Regel reicher strukturiert sind. Die Keupergebiete des **Innerthüringer Ackerhügellandes** (nördlich Weimar) sind große gesteinsbedingte Ausräumzonen, die sich ebenfalls in Bereichen des Muschelkalks grabenförmig durch eingebrochene Keuperschollen des Thüringer Beckens gebildet haben (Ilmtalgraben). Das innere Keuperbecken ist ein flachwelliges, von breiten und gefällearmen Tälern sowie ausgedehnten Höhenrücken durchzogenes Hügelland. Wegen der geringen Widerstandsfähigkeit der Keuperschichten konnte sich in den Teilmulden des Innerthüringer Keuperbeckens ein muldenförmiges Großrelief entwickeln. Aus diesen Keupermulden steigt das Gelände im allgemeinen sehr seicht zu den umrahmenden Muschelkalkplatten an, von denen es schroff nach außen zu den Buntsandsteingebieten abbricht. Aufgrund ihrer unterschiedlichen Härte bilden sie in den Übergangszonen Schichtstufen aus (WAGENBRETH & STEINER 1985 [246], SEIDEL 1995 [218]).

Die in den Keupergebieten anstehenden und zum Teil von Löß bedeckten Bodenschichten besitzen zwar ein hohes Wasserrückhaltevermögen, haben aber den Nachteil, dass das Niederschlagswasser nur langsam aufgenommen wird und sie nach Aufsättigung nahezu undurchlässig sind. Die Folge ist, dass unmittelbarer Oberflächenabfluss begünstigt wird, so dass auch im Bereich der Ackerhügelländer die Abflusdämpfung gering ist. Das Innerthüringer Ackerhügelland und im besonderen die breiten grundwassernahen Talniederungen zählen im hydrologischen Sinne zu den Wasserzehrgebieten, da sie nicht nur durch die geringsten Niederschläge im Gesamteinzugsgebiet, sondern auch durch die höchsten Verdunstungsraten gekennzeichnet sind. Im zentralen Teil entspricht die jährliche Verdunstungshöhe sogar der des Gesamtniederschlags.

3.4 Klimatische Verhältnisse

Der Thüringer Raum gehört zum gemäßigten Übergangsbereich zwischen maritimen Küstenklima mit atlantischen Einflüssen im Thüringer Wald und kontinentalen Klimateinflüssen im Thüringer Becken, die sich in Jahresmitteltemperaturen von 5°C im Thüringer Wald, 7°C im Bereich der Ilm-Saale-Ohrdrufer-Platte und bis zu 8°C im innerthüringer Ackerhügelland sowie durch jährliche mittlere Niederschlagsmengen zwischen 450 mm und 1200 mm charakterisieren lassen (Abbildung 3.4).

Unterschiede treten insbesondere durch die Höhenlage und im Zusammenhang mit den vorherrschenden Südwestwinden zwischen den Luv- und Leeseiten der Gebirge auf.

Bedingt durch die herzynen Streichrichtung des Thüringer Waldes, kommt es dazu, dass die aus Südwesten herangeführten maritimen Luftmassen in Abhängigkeit von der Topographie unterschiedlich stark aufgestaut werden. Dies führt im Luvbereich zu einer deutlichen, höhenabhängigen Niederschlagszunahme. Der Leeeffekt wird durch die auf dem Kamm des Thüringer Waldes gelegenen Plateauflächen, die eine Fallwindausbreitung verhindern, bis an den nördlichen Gebirgsrand verschleppt. Die Grenze des niederschlagsreichen Gebirgsanteils fällt mit dem nördlichen Gebirgsrand, der durch die Eichenberg-Gotha-Saalfel-

der Störungslinie gekennzeichnet ist, zusammen.

Auch an den Muschelkalkplatten und -aufsattelungen kommt der Stauereffekt zum tragen. Diese Gebiete erhalten im Jahresdurchschnitt ebenfalls mehr Niederschlag als die im Lee des Thüringer Waldes und der Rhön gelegenen Keupermulden des Thüringer Beckens. Allgemein kommt es zu einer Abnahme von Luftdruck und Temperatur mit zunehmender Höhenlage. Invers dazu verhält sich der Niederschlag der mit zunehmender Höhe zunimmt (Abbildung 3.5). Dies hat zur Folge, dass das Einzugsgebiet der Ilm in zwei klimatische Räume unterteilt werden kann:

- den Mittelgebirgstyp
- den Sommerregentyp

Der Mittelgebirgstyp wird durch Steigungsregen bestimmt, wie sie in den feuchtkühlen Kammlagen des Thüringer Waldes vorherrschen, wo Niederschläge bis zu 1200mm jährlich fallen.

Der Sommerregentyp ist im Lee des Thüringer Waldes dominant, wo im zentralen Thüringer Becken weniger als 500 mm Niederschlag fallen.

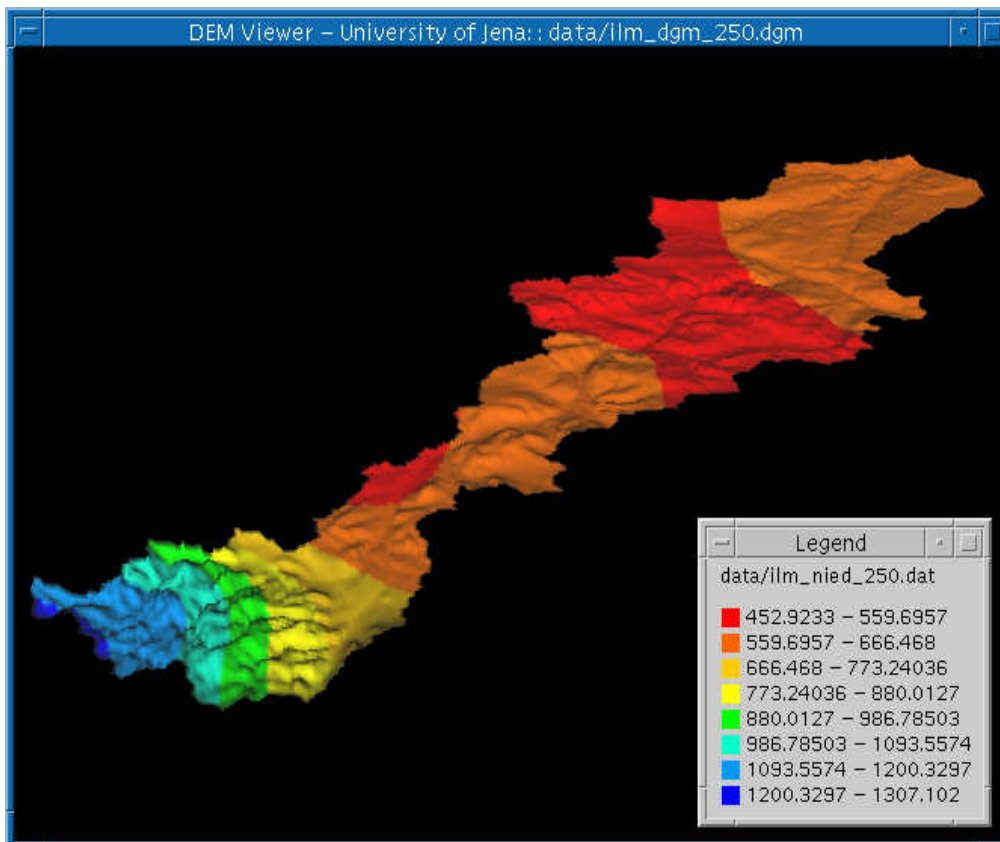


Abbildung 3.4: Niederschlagsverteilung (25jähriges Mittel) im Einzugsgebiet der Ilm auf Grundlage von 16 Stationsdaten

Der Anteil und die räumliche Verteilung des Niederschlags in Form von Schnee ist einer der Hauptfaktoren für die Art des winterlichen Abflussganges in den Gewässern. Für das Einzugsgebiet der Ilm lassen sich für den Winter drei Schneeklimagebiete unterscheiden:

- der schneereiche und meist schneebeständige Thüringer Wald
- die Gebirgsvorländer und Plattenregionen, die einen Übergangsbereich zwischen Mittelgebirge und Becken einnehmen
- das schneearme Thüringer Becken

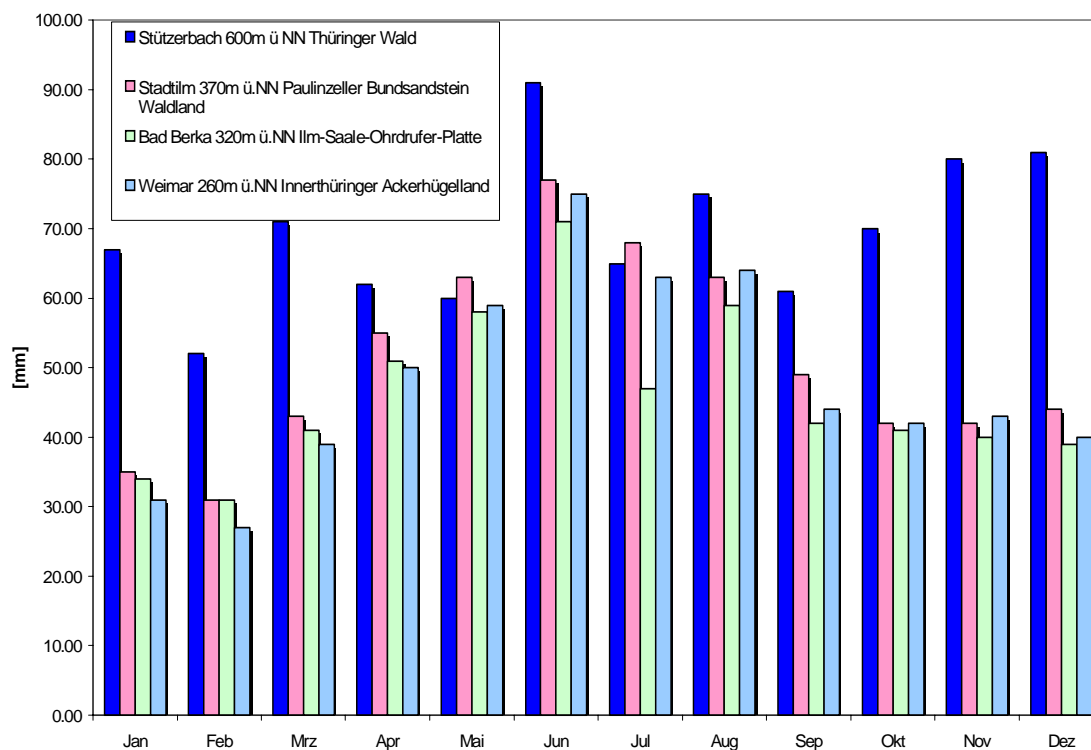


Abbildung 3.5: Mittlere monatliche Niederschlagssummen in Teilräumen des Ilmeinzugsgebietes. (Datenquelle DWD-Datenreihen von 1970-1995)

Die mittleren jährlichen Schneehöhen in den Kammlagen des Thüringer Waldes betragen 400 bis 500mm, in den Vorländern 100 bis 300mm und im Beckenzentrum unter 100 mm. Durchschnittlich ist in den Kammbereichen jährlich mit 120 -150 Schneetagen zu rechnen, wobei die Schneedecke zwischen Mitte November und Anfang April geschlossen ist. Im Vergleich zu den anderen Bundesländern ist Thüringen ein sehr niederschlagsarmes Land. Werden in den alten Bundesländern im langjährigen Mittel Niederschlagssummen von 837 mm gemessen, so sind es in Thüringen nur 693 mm. Durch die Gebietsverdunstung entfallen im Flächenmittel nur ca. 210 mm/Jahr auf den Abfluss (vgl. TLU 1996 [235]).

Tabelle 3.1: Schneehydrologische Kennwerte von Teilräumen des Ilmeinzugsgebietes

Station		Schmücke	Stützerbach	Ilmenau	Stadtilm	Kranichfeld	Weimar
Höhenlage (üNN)		916m	600m	500m	370m	310m	260m
Naturraum		Kammlage Thüringer Wald	Mittlerer Thüringer Wald	Paulinzeller Buntsandsteinland	Ilm-Saale-Ohrdrufer Platte	Tannrodaer Waldland	Innerthüringer Ackerhügelland
Mittlere Zahl der Tage mit	Schneefall	-	70	52	44	41	44
	Schneedecke	120	102	66	54	50	52
Mittlere Zahl der	Eistage	-	-	30	-	-	26
	Frosttage	-	-	106	-	-	91
	Sommertage	-	-	19	-	-	29

* bei Zellen, die in der Tabelle mit (-) gekennzeichnet sind, lagen keine Daten vor

3.5 Geologie

Das Quellgebiet der Ilm liegt im südöstlichen Teil des Thüringer Waldes im Bereich der Oberhöfer Mulde (PFEIFFER 1973 [190]). Der Fluss entwässert vorzugsweise in nord-östlicher Richtung zur Saale. Die vorgegebene Entwässerungsrichtung begründet sich auf dem schon im Tertiär grundlegend angelegten Entwässerungssystem der Ilm, welches im Altpleistozän noch Modifikationen unterworfen war, seit dem späten Mittelpleistozän jedoch in seiner heutigen Form existent ist (Abbildung 3.6). Abweichungen von der generellen Entwässerungsrichtung werden durch tektonische Störungszonen verursacht (Kapitel 3.5.2) von denen die Ilm in ihrem Lauf mehrere kreuzt. Die Quellbäche der Ilm - Lengwitz, Taubach und Freibach - entspringen in Quellmulden ehemaliger Verebnungsflächen des Thüringer Waldes. Vorherrschend stehen im Mittelgebirgsraum Vulkanite (Porphyre, Porphyrite) und Sedimentgesteine des Unterrotliegend an, im Talboden selbst sind Granite des Grundgebirges und altpaleozoische Gesteine fensterartig aufgeschlossen. Bevor die Ilm die Mittelgebirgsregion verlässt, passiert sie eine schmale Zone steil gestellter Gesteine des Zechsteins bestehend aus Kalken, Letten und Gipslagern, die im Bereich Ilmenau den Horst des Thüringer Waldes an seiner Nordabdachung begrenzen. Östlich von Langewiesen wird die Ilm, tektonisch bedingt, nach Norden abgelenkt und fließt fortan im Triasgebiet des Thüringer Beckens mit seinen südlichen und östlichen Randplatten. Hier ist das Ilmtal zunächst in die wenig geklüfteten und wechselnd zusammengesetzten Gesteine des Unteren, Mittleren und Oberen Buntsandsteines eingetieft, bevor sich bei Dörnfeld mit dem Singener Berg - einem Zeugenberg aus Muschelkalk -, die Muschelkalk Verbreitung andeutet. Bei Griesheim quert die Ilm die herzynisch streichende Eichenberg-Gotha-Saalfelder Störungszone (Kapitel 3.5.2) was sich in einem räumlich sehr engständigen Wechsel der Gesteine des Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalks verdeutlicht. Die mesozoische Gebirgsbildung hatte nicht nur diese schollenartige Zerlegung des Einzugsgebietes entlang der Störungszonen, sondern auch eine schwache herzyn streichende Faltung mit Mulden- und Sattelbildung zur Folge.

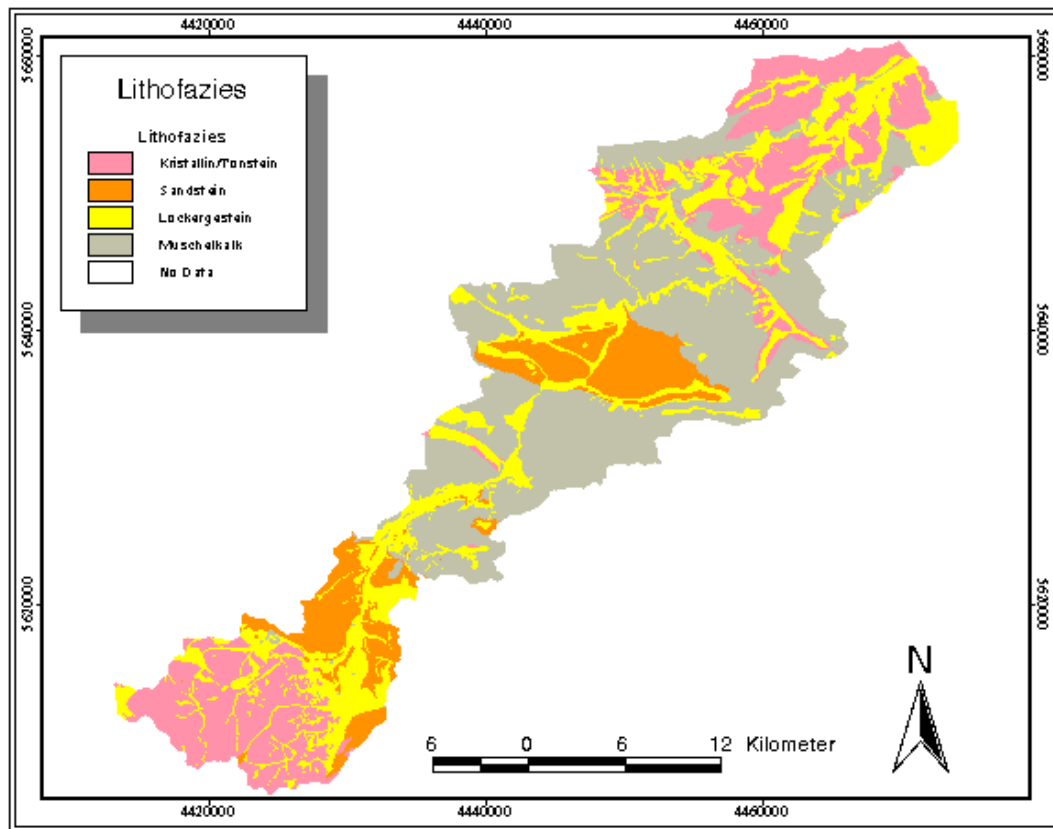


Abbildung 3.6: Lithofazieseinheiten im Einzugsgebiet der Ilm (Datenquelle: TLU 1996)

Ein Beispiel einer solchen Sattelstruktur bildet der Tannrodaer Sattel, (vgl. Abbildung 3.3) welcher von der Ilm zwischen Kranichfeld und Bad Berka durchflossen wird. Aufgrund der Sattelstruktur stehen hier fensterartig Gesteine des Mittleren und Oberen Buntsandsteines an.

Bei Mellingen vollzieht die Ilm eine deutliche Laufrichtungsänderung nach Nordwest. Sie folgt einer weiteren Störungszone, dem Ilmtalgraben (Abbildung 3.7). Die hier abgesunkene Keuperscholle besteht vorwiegend aus tonig-mergeligen Gesteinen die der Flussero-sion wenig Widerstand boten.

Erst eine weitere herzyne Sattelstruktur - der Ettersberg - zwingt die Ilm wieder ihre ursprüngliche nordöstliche Fließrichtung einzunehmen. Im weiteren Verlauf folgt die Ilm der er-zgebirgisch streichenden Apoldaer Störungszone, die durch anstehende Gesteine des Unteren und Mittleren Muschelkalks geprägt ist. Nordöstlich von Darnstedt werden wieder-um Gesteine des Mittleren und Oberen Muschelkalks durchflossen, die entlang der Finne-störung (Eisenberger Störungszone) verformt und zerrüttet wurden. Eingerahmt von steilen Talflanken mündet die Ilm bei Großheringen in die Saale.

Der Talboden des Ilmtales wird vornehmlich von Schottern der letzten Kaltzeit (Niederter-rasse) ausgefüllt, in die das heutige Flussbett eingeschnitten ist. Im Ober- und Mittellauf der Ilm wurden von (HOFFMANN 1967 [128]) mit Hilfe sedimentpetrographischer und mathema-tisch-statistischer Methoden insgesamt fünf Pleistozäne Ilmterrassen ausgewiesen, die mit der von (SCHULZ 1962 [214]) gegebenen Gliederung der Saaleterrassen übereinstimmen.

3.5.1 Hydrogeologie

Die hydrogeologischen Verhältnisse werden nach JORDAN & WEDER (1995 [138]) wesentlich durch die Art der Gesteinsablagerungen (Tabelle 3.2) bestimmt. In den Festgesteinen vollzieht sich die Grundwasserströmung vorwiegend als Kluftgrundwasserströmung während in den tertiären und quartären Lockergesteinen eine Porenwasserströmung vorherrscht.

Tabelle 3.2: Hydrogeologische Charakteristik der Keuper- und Muschelkalkablagerungen

Stratigraphie	Lithologie/ Petrographie	Stauende Zwischen- schichten	Grundwasserführung
Mittlerer Keuper	Tonstein, Mergelstein, Gips, Sand-, Kalkstein	vorhanden	überwiegend gering
Unterer Keuper	Tonstein, Sandstein Kalkstein-Tonstein- Wechsellagerung	vorhanden	überwiegend gering Speisungsgebiet für tiefere Grundwasserleiter
Oberer Muschelkalk			
Ceratitenschichten	Tonstein, Mergelstein, Kalkstein	vorhanden	überwiegend gering Speisungsgebiet
Trochitenkalk	Kalkstein, Dolomit	vorhanden	hohes Kluft- und Karstvolumen, hohe Durchlässigkeit
Mittlerer Muschelkalk			
Hauptmuschelkalk-Folge	Kalkstein, Dolomit	vorhanden	stark abhängig von Auslaugung und Verkarstung
Obere Anhydrit-Folge	Mergelstein, Anhydrit		
Untere Anhydrit-Folge	Tonstein		
Unterer Muschelkalk			
Wellenkalk-Folge	Mergelstein, Kalkstein	vorhanden	gute bei Verkarstung, auf Hochflächen zeitweilig

Die Wechselwirkungen zwischen Grund- und Oberflächenwasser sowie die heterogenen Grundwasserabflussgeschwindigkeiten innerhalb eines Grundwasserleiters sind typische Merkmale für die hydrogeologische Situation in Thüringen. Die hohen Niederschläge im Thüringer Wald wirken sich zwar günstig auf die Grundwasserneubildungsraten aus, der überwiegende Anteil des Niederschlages fließt aber nach kurzer Bodenpassage über die Vorfluter wieder ab und steht demnach nicht zur Grundwasserneubildung zur Verfügung. Das Einzugsgebiet der Ilm liegt zum Großteil in der hydrogeologischen Groseinheit **Muschelkalk und Keuper am SE-Rand des Thüringer Beckens** (vgl. Anlage 1 zu JORDAN & WEDER 1995 [138]), die im Folgenden näher beschrieben werden soll. Tabelle 3.2 beschreibt die hydrogeologische Charakteristik der verbreiteten Gesteinsschichten. Im Südosten und Süden wird diese Groseinheit durch ihren Ausstrich, im Nordwesten durch die Keuperüberdeckung des zentralen Thüringer Beckens begrenzt.

Der Anteil von Fest- und Lockergesteinen am Untergrund Thüringens beträgt 95% bzw. 5%. Die Wasserführung der Festgesteine wird durch tektonische Störungs- und Kluftzonen aber auch durch Verkarstungserscheinungen geprägt. Dieser Formenschatz hat zur Folge, dass die Grundwasserleiter in hohem Maße inhomogen aufgebaut sind, was wesentlichen Einfluss auf das Abflussgeschehen hat. Speziell in den verkarsteten Gebieten kommt es zu einem beschleunigten Grundwasserabfluss. Generell fallen die Schichtpakete flach nach Nordwesten ein und sind durch saxonisch streichende Störungszonen in einzelne Schollen untergliedert. Die wichtigsten Störungszonen sind grabenartig eingesunken (Abbildung 3.8). Der in diesem Bereich anstehende Muschelkalk ist als Kluftgrund-, im mittleren Muschelkalk durch Auslaugungserscheinungen, auch als Karstgrundwasserleiter zu bezeichnen. Graduelle Abstufungen der Grundwasserführung sind lediglich durch die Zunahme von Ton- und Mergelsteinen im Oberen Muschelkalk bedingt. Das sich auf den Hochflächen neubildende Grundwasser speist die tiefer liegenden Horizonte in den Tälern. Teilgebiete im Bereich der Störungszonen, die unter Vorfluterniveau liegen (Ilmtalgraben) zeichnen sich durch eine erhebliche Grundwasserführung aus, die nicht nur durch die hohen Versickerungsraten, sondern auch durch Flussversinkungen (Kapitel 3.5.2) begünstigt wird.

3.5.2 Störungszonen und Versinkungen der Ilm

Von hydrologischer Bedeutung erweisen sich die Versinkungszonen im Mittellauf der Ilm, (vgl. Abbildung 3.8) die an die großen Verwerfungszonen gekoppelt sind, welche hier das Einzugsgebiet kreuzen und den geologischen Untergrund (Kalk, Mergel und Dolomit) stark zerrüttet haben. Die großen Störungszonen wirken meist als Haupttransitwege des Grundwassers (JORDAN & WEDER 1995 [138]), während tektonische Hochlagen wie das Tannrodaer-Gewölbe oder das Ettersberg-Gewölbe eine Barrierefunktion einnehmen.

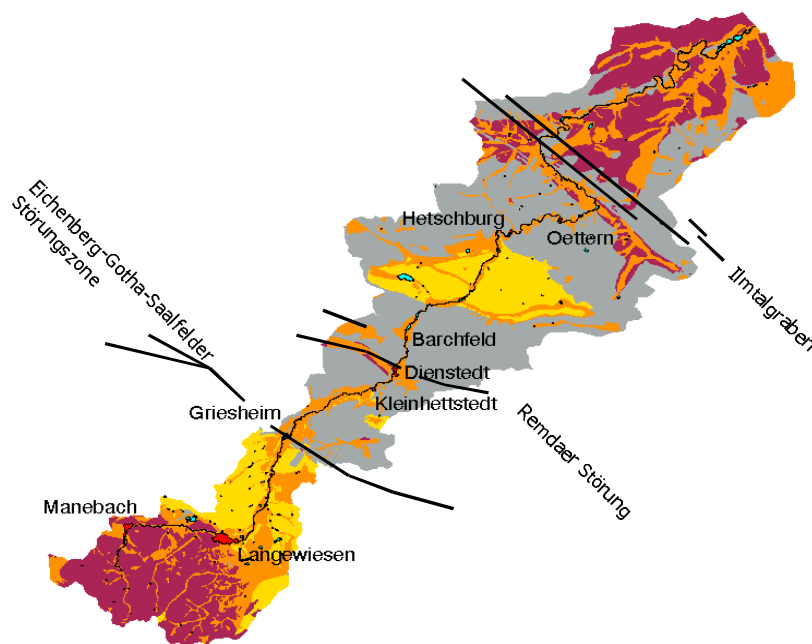


Abbildung 3.8: Hauptstörungszonen im Einzugsgebiet der Ilm (Entwurf Bongartz 2001)

Die Eichenberg-Gotha-Saalfelder Störung ist für die Versinkungen bei Griesheim verantwortlich und stellt die thüringische Hauptstörungszone dar. Parallel dazu treten vorwiegend im Muschelkalk weitere Störungszonen (Remdaer Störung, Ilmtalgraben ...) (Abbildung 3.8) auf, die zu Wasserverlusten der Ilm bei Dienststedt, Barchfeld und Hetschburg führen. Zudem begünstigt die starke Klüftigkeit des Muschelkalks und vor allem die höhere Lage des Einzugsgebietes gegenüber den benachbarten Einzugsgebieten der Gera und der Saale, die ihr den Namen Dachrinne der Ilm-Saale-Muschelkalkplatte eingebracht haben, den Abfluss über die bekannten Versinkungsbereiche. Auf der Linie Arnstadt-Stadtilm-Rudolstadt liegt das Einzugsgebiet der Ilm beispielsweise 70m höher als das der Gera und 120m höher als das der Saale. Dementsprechend ist das Einzugsgebiet der Ilm relativ schmal und die Zuflüsse gering (PFEIFFER 1973 [190]).

Die Problematik für die Modellierung ergibt sich aus der zeitlichen Dynamik der versinkenden Wässer. Es gibt nur unzureichende Untersuchungen über die Wasserstands- Abflussbeziehungen und der daraus resultierenden Menge des versinkenden Wassers. Problematisch ist auch, dass nur Teile des Wassers in andere Einzugsgebiete abfließen, andere Teile wiederum zeitlich verzögert im Unterlauf wieder zu Tage treten. (DEUBEL 1927 [73], BAUER 1952 [12]). Die Versinkungen werden dabei weitgehend von dynamischen Faktoren beeinflusst. Die Art der Geschiebelagerung und die Verschlammung der Flusssohle können temporär

zu Verstopfungen der Schlucklöcher im Gerinnebett sorgen. Die Verkrautung der Flusssohle kann derartige temporäre Erscheinungen ebenfalls verursachen. Der Grundwasserstand ist ein wichtiger Einflussfaktor, da von seiner Höhe abhängt ob influente oder effluente Grundwasserbedingungen im Vorfluter herrschen. So haben tiefe Grundwasserstände auch Einfluss auf den Karstwasserspiegel und bedingen somit eine erhöhte Versickerung. Da sich auch an den Rändern des Ilmbettes in verschiedenen Höhenlagen Schlucklöcher im Kalkgestein finden, hat die Wasserführung des Flusses ebenfalls einen nicht unbedeutenden Einfluss auf die Menge des versickernden Wassers.

Im Folgenden werden die bekannten Versinkungsstellen und deren hydrogeologische Verknüpfung kurz erläutert.

- **Versinkungen bei Griesheim**

Etwa 500m nördlich der Ortschaft Griesheim liegen mehrere Schlucklöcher im Ilmbett, die hier den Nordostrand der Gotha-Arnstadt-Saalfelder Störungszone kreuzt (vgl. Abbildung 3.8). Diese Schlucklöcher befinden sich im Oberen Muschelkalk auf herzyn streichenden Verwerfungsspalten (PFEIFFER 1973 [190]). Folgt man der Verwerfungszone nach Westen so stößt man nach wenigen Kilometern in Oberwillingen (Geraeeinzugsgebiet) auf den Oberwillinger Spring, eine Quelle, an der Teile des bei Griesheim versinkenden Wassers der Ilm wieder zu Tage treten. Es wird vermutet, dass der andere Teil des Wassers in entgegengesetzter Richtung abfließt und die Quelle von Sundremda (Saaleeinzugsgebiet) speist. Durch Messungen an dieser Versinkung wurden Wasserverluste von 42 % bei Niedrigwasser und bis zu 26% bei normaler Wasserführung der Ilm ermittelt.

- **Die Versinkungen bei Dienststedt**

Oberhalb der Klunkermühle zwischen Kleinhettstedt und Dienststedt (vgl. Abbildung 3.8) fließt die Ilm gegen einen Prallhang aus Unterem Muschelkalk. In seinem klüftigem Gestein sowie in weiteren Spalten im Ilmbett versickert ein Teil des Ilmwassers. Untersuchungen ergaben, dass dieses Wasser in den Verwerfungsspalten der Remdaer Störung nach Südosten abfließt und nach 13 km in der Pörzquelle bei Schaala (Saaleeinzugsgebiet) wieder zum Vorschein kommt. Auch weitere kleine Quellen in diesem Bereich sollen von der Ilm gespeist werden. Die hier auftretenden Wasserverluste liegen in der gleichen Größenordnung wie im Bereich Griesheim.

- **Die Versinkungen am Felsenkeller**

Zwischen Dienststedt und Barchfeld (vgl. Abbildung 3.8), am sogenannten Felsenkeller, befindet sich eine weitere Versinkungsstelle im Unteren Muschelkalk. Das Wasser folgt einer subterranean geologischen Mulde, die ihren tiefsten Punkt in Kranichfeld kurz vor der Tannrodaer Aufsattelung erreicht. Dort tritt das Wasser am Stubbenbrunnen (Ilmeinzugsgebiet), einer der ergiebigsten Quellen des Ilmtales wieder zu Tage. Die durchschnittliche Quellschüttung des Stubbenbrunnens beträgt 300l/s. Die Entfernung zwischen Quelle und Versinkung beträgt ca. 6 km. Die hohe Quellschüttung beruht auf der Tatsache, dass nicht nur Versinkungswasser, sondern auch das Niederschlagswasser welches durch die oben genannten geologische Mulde gesammelt wird, an der Quelle wieder austritt.

- **Die Versinkungen bei Hetschburg**

In Zusammenhang mit den Quellen bei Öttern steht die Ilmversinkung an der Martinskirche bei Hetschburg (ca. 50 l/s). Auch hier versickert das Wasser in Spalten des klüftigen Unteren Muschelkalks und fließt unterirdisch auf flach einfallenden tonigen Schichten des Röt nach 4,5km der Ilm bei Öttern (vgl. Abbildung 3.8) wieder zu.

Die hier dargestellten Versinkungsstellen der Ilm machen deutlich, dass es für die Modellierung des Niederschlags- Abflussgeschehens im Einzugsgebiet der Ilm relativ schwierig ist, die genau gemessenen Pegelwerte zu simulieren, da einerseits Wasser aus dem System durch Karstabfluss verloren geht, andererseits Teile des Ilmwassers unterirdisch abfließen und zeitverzögert wieder das Ilmbett erreichen. Ein weiteres Problem ist die nicht zu modellierende Dynamik der Wasserverluste die wie oben angedeutet bei Niedrigwasser einen prozentual höheren Anteil hat, als bei normaler Wasserführung.

3.5.3 Wasserhaushalt und Abflussregime

Das Einzugsgebiet der Ilm sowie die drei Pegelinzugsgebiete sind in der Abbildung 3.9 dargestellt.

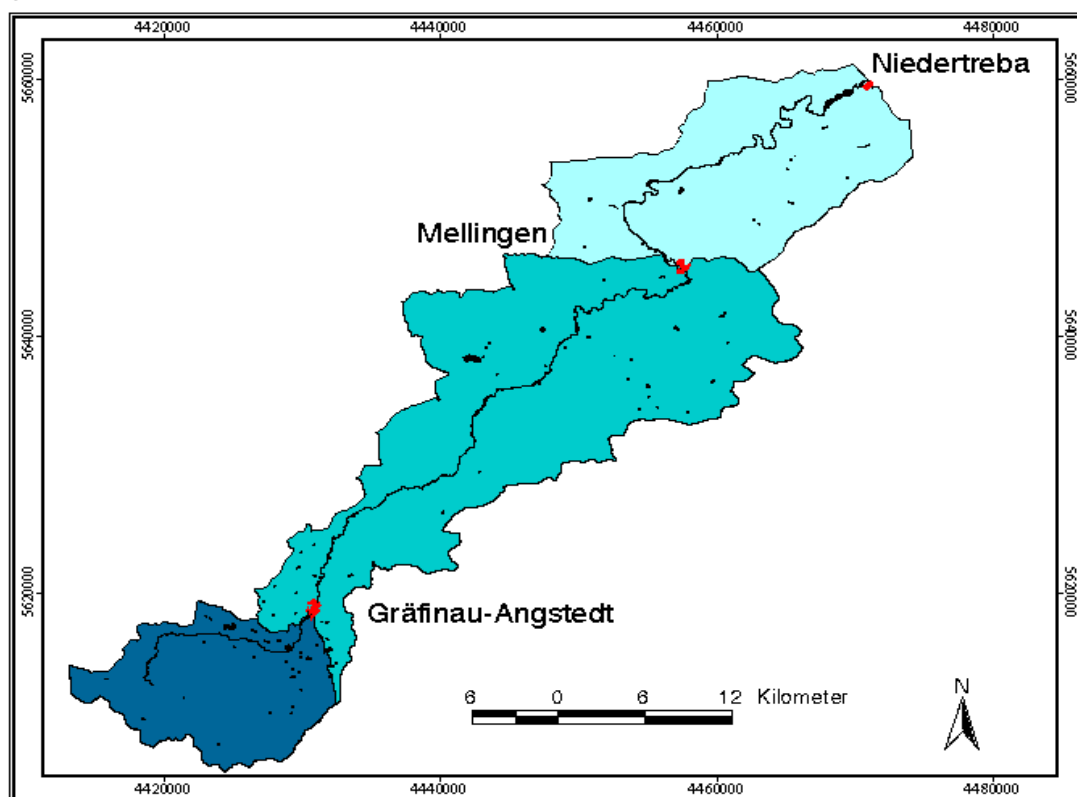


Abbildung 3.9: Pegelinzugsgebiete der Ilm (Entwurf Bongartz 2001)

- **Gewässernetz**

Bei einer Lauflänge (F) der Ilm von 130km, einer Tallänge (T) von 105km und einem Luftlinienabstand (L) von 77km zwischen Quelle und Mündung ergeben sich folgende hydrographische Kenngrößen:

Laufentwicklung: $(F-T)/T = 0,24 = 24\%$

Talentwicklung: $(T-L)/L = 0,36 = 36\%$

Flußentwicklung: $(F-L)/L = 0,69 = 69\%$

Die Länge der Nebengewässer der Ilm beträgt 839km (TLU 1996 [235]); daraus ergibt sich eine mittlere Gewässerdichte von $0,78 \text{ km/km}^2$, die in den Teileinzugsgebieten geologisch

bedingt (Kapitel 3.5) stark variiert. Die Entwicklung der Flächengröße des 1025km² großen Einzugsgebietes über seine Flusslänge und der starke Zusammenhang zwischen den geologischen Gegebenheiten und der Zunahme der Einzugsgebietsfläche ist in Abbildung 3.10 erkennbar. Besonders deutlich wird diese Flächenzunahme im Bereich des Tannrodaer Waldlandes sowie dem daran anschließenden Abschnitt der Ilm-Saale-Ohrdrufer-Platte. In diesen Bereichen ist das Einzugsgebiet nahezu doppelt so breit wie an anderen Stellen. Die prozentualen Flächenanteile von Ober- Mittel- und Unterlauf betragen 15%, 45% und 40% des Gesamteinzugsgebietes (Abbildung 3.9).

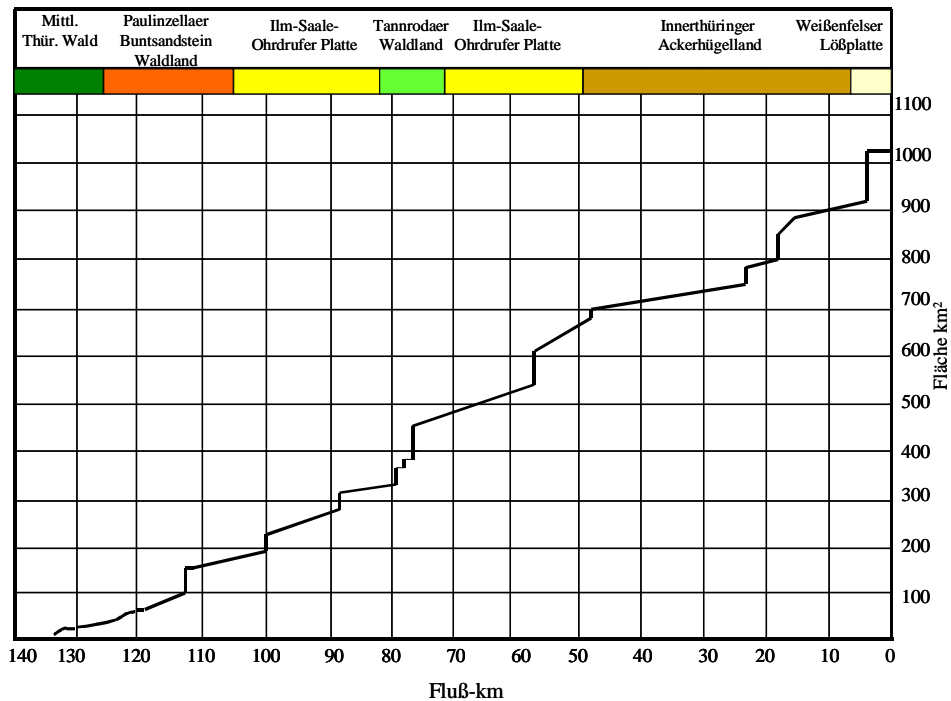


Abbildung 3.10: Entwicklung der Flächengröße des Einzugsgebietes (Entwurf Bongartz 2001)

- **Abflussregime**

Das Abflussverhalten der Fließgewässer im Einzugsgebiet der Ilm ist stark an das Niederschlagsgeschehen im Untersuchungsraum gekoppelt; aber nicht nur die Niederschlagsmenge und Intensität haben Einfluss auf die Verteilung des Wassers in der Fläche sondern auch die Vegetation, die Böden, das Relief, die Höhenlage (Abbildung 3.11) und die räumliche Struktur des Gewässernetzes selbst.

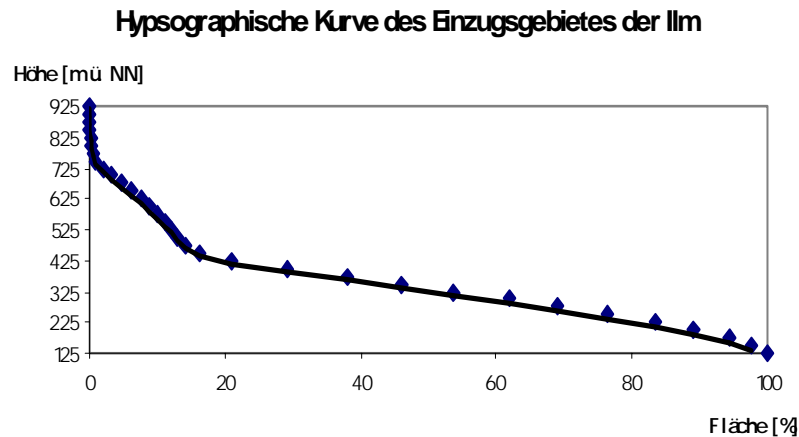


Abbildung 3.11: Hypsographische Kurve des Einzugsgebietes der Ilm

Aufgrund des relativ schmalen Einzugsgebietes existieren besonders im Mittel- und Unterlauf der Ilm keine bedeutenden Nebenflüsse. Neben den hydrometeorologischen und physiographischen Faktoren beeinflusst insbesondere die Form des Einzugsgebietes den Abflussgang. Speziell für die Ausbildung von Hochwässern und deren Verlauf ist die Form des Einzugsgebietes von herausragender Bedeutung. Bei einem schmalen und langgestreckten Einzugsgebiet, wie es im Falle der Ilm vorliegt, erreichen die Abflusswellen der Nebenflüsse selten zur gleichen Zeit und in keinem Fall auf engem Raum den Vorfluter und können so nicht zu kontinuierlich wachsendem Abfluss führen. So wirkt sich bei der Ilm die Form des Einzugsgebietes begünstigend aus, da Rückstauüberflutungen infolge der Überlagerung mehrerer Scheitelabflüsse vermieden werden.

Das mittlere Abflussverhalten aller Gewässer ist, wie schon erwähnt, in erster Linie eine Funktion des Klimas und des Wetterablaufs im mittleren Jahresgang. Dabei verlaufen die Jahresgänge von Niederschlag und Abfluss in Thüringen um ca. 4-5 Monate gegeneinander verschoben (BAUER 1959 [12]). Die regenreichsten Monate im Einzugsgebiet der Ilm sind der Juli und der August. Zu dieser Zeit streben die mittleren Abflüsse ihrem Jahresminimum zu, das sie im September erreichen. Diese Verschiebung ist Resultat einer zu dieser Zeit sehr hohen Gebietsevapotranspiration, die durch erhöhte Temperaturen, steigenden Pflanzenwasserverbrauch und ein erhöhtes Sättigungsdefizit der Luft hervorgerufen wird. Sinkt die Evapotranspirationsrate im Herbst mit fallenden Temperaturen, steigen trotz sinkender Niederschlagsmengen die mittleren Abflusswerte wieder an. Im Flächenmittel stehen in Thüringen pro Jahr ca. 210 mm der 693 mm Niederschlag für den Abfluss zur Verfügung; 90mm/Jahr tragen zur Grundwasserneubildung, bei der größte Teil (393mm) geht durch Verdunstung verloren (JORDAN & WEDER 1995 [138]).

Die Ilm erreicht in den Monaten März und April ihre höchsten Wasserstände. Hier wirkt sich vor allem die Schneeschmelze im Thüringer Wald zu Beginn des Vorfrühlings aus. Diese Schneeschmelzerscheinungen und die damit verbundenen hohen Wasserführungen sind jedoch keinesfalls auf den Frühling beschränkt sondern treten auch im Dezember und Januar bedingt durch klimatische Anomalien (Weihnachtsdepression) und Großwetterlagen (Südwest) auf. Da im Winterhalbjahr nur wenig Wasser verdunstet wird, werden zu dieser Zeit die Bodenwasserspeicher aufgefüllt. Dieser Auffüllungsprozess findet ebenso im Sommer statt nur werden die Speicher zu dieser Zeit durch eine höhere Evapotranspiration schneller wieder geleert. Aus diesem Grund gelangt im Winter ein höherer Anteil des Nie-

derschlags zum Abfluss und sorgt dafür, dass sich im Einzugsgebiet der Ilm das Winterhalbjahr als das abflussreichere darstellt. Das Abflussregime wird von der topographischen Ausprägung des Einzugsgebietes bestimmt. Betrachtet man die Pardé-Koeffizienten (Abbildung 3.12), so wird deutlich, dass sich die Abflussregime der Ilm in den Pegeleinzugsgebieten der Hochlagen, im Mittellauf und im Unterlauf nahezu gleich verhalten und hier als nivo-pluvial (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1995 [13]) anzusprechen sind.

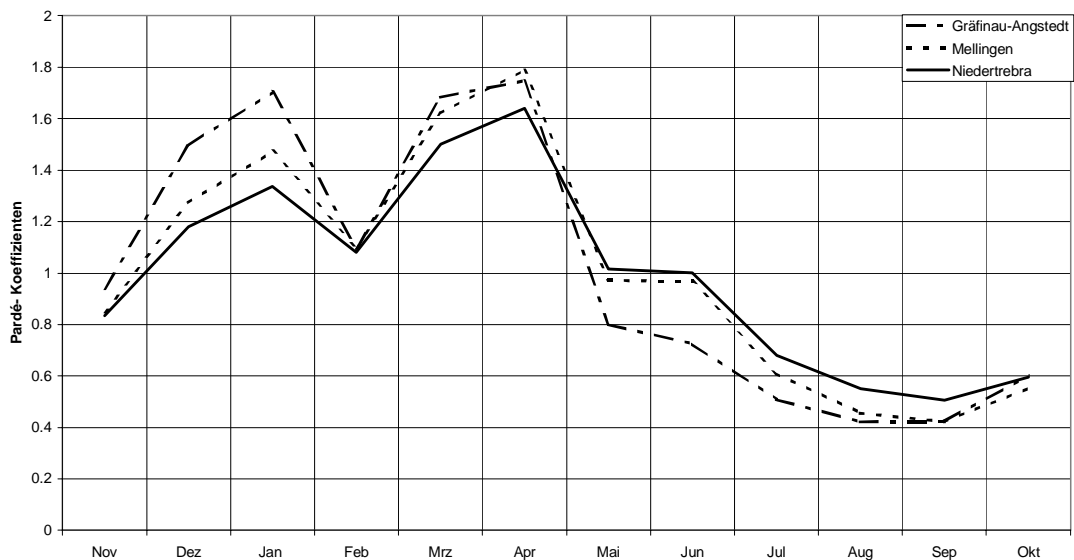


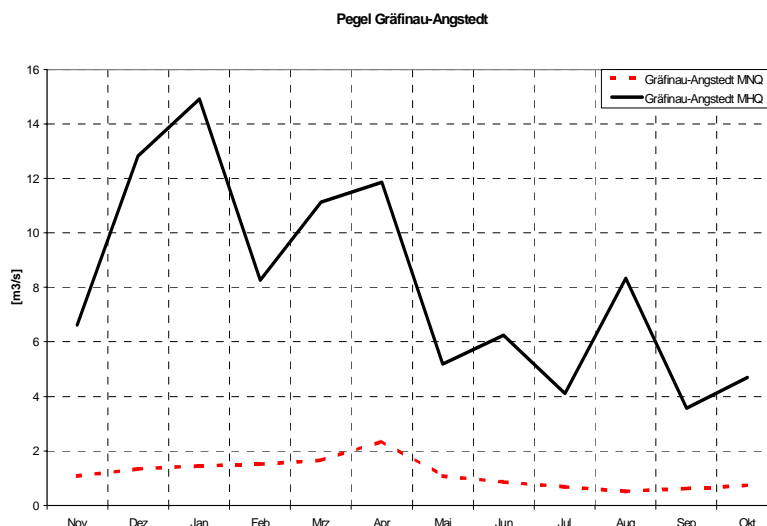
Abbildung 3.12: Abflusskoeffizienten nach PARDÉ (1949 [186]) zur Darstellung des Abflussregimes im Untersuchungsgebiet. (Datengrundlage Zeitreihe 1970 -1995).

Alle drei Pegeleinzugsgebiete weisen zwei markante Abflussmaxima im Januar und April auf, die auf Schneeschmelzereignisse zurückzuführen sind. Zwischen Januar und Februar lassen niedrige Koeffizienten darauf schließen, dass eine geschlossene Schneedecke ausgebildet ist. Diese beginnt im Februar zu schmelzen, wobei das Schneeschmelzmaximum erst im April erreicht wird. Während dieser Hauptschmelzphase verhalten sich die Abflusskoeffizienten an allen Pegeln nahezu identisch. Die Ausprägung der Koeffizienten weist auch hier auf die Bedeutung der einzelnen Teileinzugsgebiete für den Gesamtabfluss hin. Es klafft sowohl während der Dezemberschmelze als auch im April eine deutliche Lücke zwischen den Abflusskoeffizienten der Pegel Gräfinau-Angstedt und Niedertrebra.

Während der Sommermonate weisen die drei Einzugsgebiete ebenfalls einen ähnlichen Verlauf der Koeffizienten auf. Hier ist zu beobachten, dass ab dem Ende der Schneeschmelze im Mai die Kurven etwas auseinander laufen. Während die Koeffizienten am Pegel Mellingen und Niedertrebra auf ein eher ausgeglichenes Abflussverhalten hindeuten nehmen sie am Pegel Gräfinau-Angstedt stärker ab. Dies könnte in der pedo- bzw. geologischen Ausprägung der Einzugsgebiete begründet liegen. Die Einzugsgebiete liefern je nach Speicherkapazität der Böden mehr oder weniger Basisabfluss. Sind die Bodenwasserspeicher entleert so tritt wieder ein gleichartiges Verhalten auf (Mitte August). Die Kurve deutet also darauf hin, dass die Boden- und Grundwasserspeicher im Einzugsgebiet Gräfinau-Angstedt schneller leer laufen um sich dann ab Juli niederschlagsbedingt auf ähnlichem Niveau wie die anderen Teilgebiete wieder aufzufüllen.

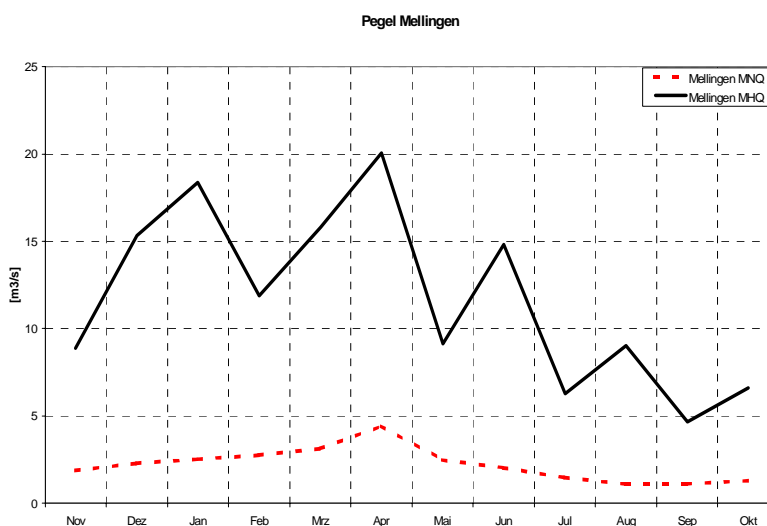
Betrachtet man die Jahresgänge der langjährigen mittleren Hoch- bzw. Niedrigwasserabflüsse, so wird auch hier deutlich, dass das Abflussverhalten aller drei Teileinzugsgebiete einem ähnlichen Regime zuzuordnen ist. Die Ganglinien der mittleren jährlichen Abflusspitzen und -minima sind in den Abbildungen 3.13 -3.15 dargestellt.

Abbildung 3.13:
Jahresgang der mittleren Hoch- und Niedrigwasserabflüsse der Ilm am Pegel Gräfinau-Angstedt (Datengrundlage: Zeitreihe 1970-1995)



Für das Einzugsgebiet des Pegels Gräfinau-Angstedt (Abbildung 3.13) am Oberlauf der Ilm werden die höchsten Abflussmonatsmittel in den Monaten Januar und April erreicht, wobei die Januarabflüsse deutlich höher sind als die Aprilabflüsse. Beide Spitzenwerte sind also auf den Einfluss der Schneeschmelze zurückzuführen, wobei die Dezemberschmelze teilweise noch durch Niederschlagsereignisse in Form von Regen beschleunigt und verstärkt wird. Eine weitere kleine Abflusspitze im August kann mit konvektiven Starkregenereignissen im Sommer begründet werden. Der Rückgang der Werte im Februar lässt darauf schließen, dass zu dieser Zeit eine geschlossene Schneedecke ausgebildet ist und somit wenig Wasser zum Abfluss zur Verfügung steht.

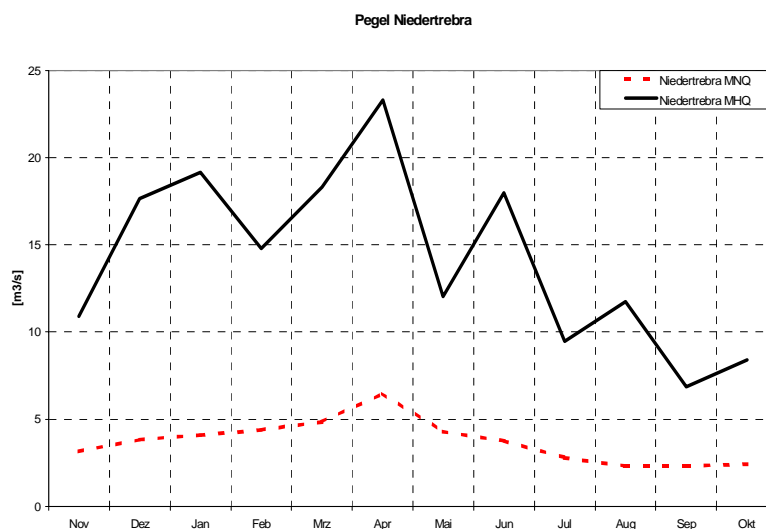
Abbildung 3.14:
Jahresgang der mittleren Hoch- und Niedrigwasserabflüsse der Ilm am Pegel Mellingen (Datengrundlage: Zeitreihe 1970-1995)



Im Einzugsgebiet des Pegels Mellingen (Abbildung 3.14) am Mittellauf der Ilm werden die höchsten Abflussmo-

natsmittel in den Monaten Januar, April und Juni erreicht, in diesem Einzugsgebiet liegen, anders als am Oberlauf, die Werte zur Hauptschneesmelze im April höher als im Dezember, was darauf zurückzuführen ist, dass die Einzugsgebietsgröße zunimmt und in den mittleren Höhenlagen dieses Einzugsgebietes im Dezember keine geschlossene Schneedecke ausgebildet wird um dann im Januar durch Schmelze zum Abfluss beizutragen. Diese bildet sich jedoch Einzugsgebietsweit im Februar, so dass bedingt durch die steigenden Temperaturen im März und April die Schneesmelze eingeleitet wird. Auch die niederschlagsbedingten Abflussspitzen im Juni und August verhalten sich invers zu den Werten im Oberlauf.

Abbildung 3.15:
Jahresgang der mittleren Hoch- und Niedrigwasserabflüsse der Ilm am Pegel Niedertrebra
 (Datengrundlage: Zeitreihe 1970-1995)



Die MHQs im Einzugsgebiet des Pegels Niedertrebra (Abbildung 3.15) weisen einen ähnlichen Verlauf auf wie die MHQs am Mittellauf der Ilm. Durch die Vergrößerung des Einzugsgebietes um mehr als 200 km² sind die Abflussspitzen in den Monaten Januar, April und Juni allerdings deutlicher ausgeprägt. Auch hier trägt die Schneesmelze also als Hauptursache zur Bildung der Spitzenwerte bei. Beim Vergleich der langjährigen monatlichen Niedrigwasserabflüsse aller drei Gebiete zeigt sich, dass diese deutlicher übereinstimmen, als die MHQ-Werte. Auch hier deutet sich der Einfluss der Schneesmelze im April in allen drei Teileinzugsgebieten an. Dies zeigt wiederum die Bedeutung des niederschlagsreichen Oberlaufes für die Abflussbildung im Gesamteinzugsgebiet. In den Monaten Mai bis September nehmen die MNQ-Werte kontinuierlich ab, was im Rückgang der Boden- und Grundwasserreserven begründet liegt. Dieser Rückgang wird durch den in der Vegetationsperiode erhöhten Pflanzenwasserverbrauch ausgelöst. Auch die vorhandenen hydro-meteorologischen Daten zeigen, dass die Ilm in das Abflussregime des kontinentalen Typs fällt, da ihr Abflussverhalten zum Großteil durch die Verhältnisse im Mittelgebirgsraum und hier speziell durch Schneeakkumulation und -schmelze geprägt wird. In Tabelle 3.3 wird die Bedeutung des Oberlaufes der Ilm für den Gesamtabfluss deutlich:

Tabelle 3.3: Jährliche Gebietsabflusshöhen, Abflussspenden und Gesamtabflüsse (TLU 1996)

Pegel	Gebietsabfluss -höhe [mm/a]	Abflussspende [l/(s*km ²)]	Gesamtabfluss [Mio. m ³ /a]
Gräfinau- Angstedt	491	15.6	76
Mellingen	209	6.6	131
Niedertrebra	208	6.6	186

Die meteorologischen Einflüsse auf das Abflussregime sind besonders dann extrem, wenn die mittleren Abflüsse bedeutend überschritten werden und eine akute Hochwassergefahr besteht. Hier sind wieder die Schneeschmelze und Starkregenereignisse als einzeln oder in Verbindung auftretende Faktoren zu nennen. Aus diesem Grund kommen Überschwemmungen im Einzugsgebiet der Ilm vornehmlich im Winter bzw. Frühjahr (April 1994), gelegentlich aber auch im Sommer (August 1981) vor.

Winterhochwässer entstehen in den meisten Fällen durch das Zusammenwirken von langanhaltendem Starkregen, abschmelzendem Schnee, und gefrorener oberer Bodenschicht. Sind diese Randbedingungen zur gleichen Zeit erfüllt, so können Katastrophenhochwässer auftreten, die bedingt durch die Niederschlagsheterogenität, ihren Ursprung in den Mittelgebirgsbächen haben.

Sommerhochwässer haben ihren Ursprung in der Regel in konvektiven, kurzen und sehr heftigen Gewitterregen mit hoher Niederschlagsintensität. Sie sind meist räumlich begrenzt und daher als regionale Ereignisse einzustufen. Während der sommerlichen Niedrigwasserabflüsse der Ilm, können solche Hochwasserwellen prinzipiell ohne Ausuferung abgeführt werden.

Das mit 154 km² relativ kleine Einzugsgebiet des Oberlaufs der Ilm trägt, begründet durch die hohen Niederschläge, in hohem Maße zum Gesamtabfluss bei. Größenordnungsmäßig liegt dieser Anteil bei Mittelwasserabfluss um die 40%. Bei Hochwasserabfluss trägt der Oberlauf mit bis zu 60% zum Gesamtabfluss bei. Die geringe Gewässernetzdichte im Mittel- und Unterlauf (Abbildung 3.16) hat ihre Ursache klimatisch durch niedrige Niederschlagsmengen bei gleichzeitig hohen Verdunstungsraten; aber auch die geologischen Verhältnisse mit ihren karsthydrologischen Erscheinungen (Kapitel 3.5.2) unterstützen diese Tatsache. Aus diesem Grund nehmen insbesondere die Niedrig- und Mittelwasserabflüsse vom Oberlauf bis zum Unterlauf nur geringfügig zu. Ein wichtiges hydrologisches Kennzeichen der Ilm ist ihre starke Abflussdynamik. So ist der Unterschied zwischen mittleren Niedrigwasserabflüssen und Hochwässern mit katastrophalen Auswirkungen sehr groß und weist im Oberlauf Verhältnisse von 1:200 und im Unterlauf noch von 1:65 auf. Auch hier wird eine Abschwächung der Abflussdynamik durch die Form des Einzugsgebiets über die Fließlänge erkennbar.

3.5.4 Gewässernetzdichte

Für die Ermittlung der Gewässernetzdichte stand eine Karte der Teileinzugsgebiete der Ilm als Polygondatei zur Verfügung. Diese Karte wurde mit den Vektordatenflächen des perennierenden Gewässernetzes verschnitten, um nur die Dichte der ständig Wasserführenden Gewässer zu ermitteln. Anschließend wurde jedem Gewässerabschnitt als Attribut das entsprechende „Teileinzugsgebiet“ zugeordnet. Als weitere Information lag der jeweilige Flächeninhalt vor. Für alle Einzelabschnitte konnte nun die Gewässernetzdichte nach fol-

gender Gleichung berechnet werden.

$$\text{Gewässernetzdichte} = \text{Lauflänge (km)} / \text{Fläche (km}^2\text{)}$$

Zur kartographischen Darstellung der Gewässernetzdichte, wurden 5 Klassen gebildet:

I:	0.01 – 0.4	km Lauflänge / km ²
II:	0.4 – 0.6	km Lauflänge / km ²
III:	0.6 – 1.0	km Lauflänge / km ²
IV:	1.0 – 1.5	km Lauflänge / km ²
V:	1.5 – 2.4	km Lauflänge / km ²

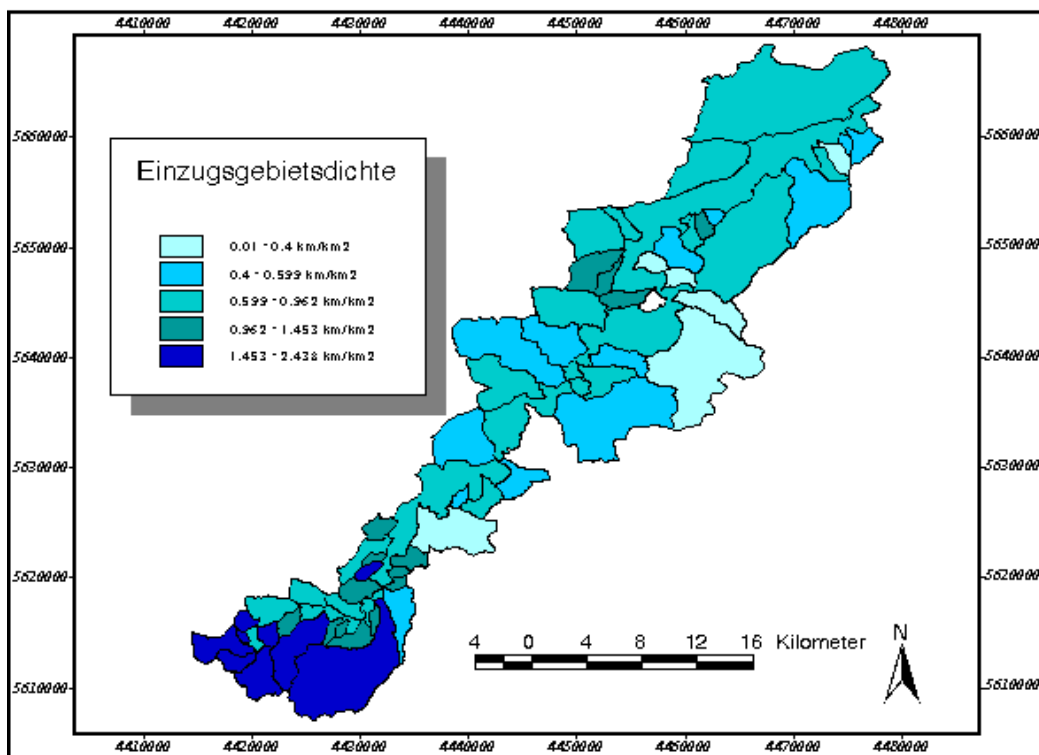


Abbildung 3.16: Teileinzugsgebietsbezogene Gewässernetzdichte im Einzugsgebiet der Ilm

Jede Teilfläche wurde gemäß ihrer Gewässernetzdichte in der Karte mit einer klassenspezifischen Farbe dargestellt (Abbildung 3.16).

Abbildung 3.16 zeigt deutlich die durch die geologische Situation vorgegebene Ausprägung der Einzugsgebietsdichten in den unterschiedlichen Teileinzugsgebieten der Ilm. Am Oberlauf, wo im Untergrund undurchlässiges, kristallines Gestein vorkommt, herrschen relativ hohe Einzugsgebietsdichten zwischen 1.0 und 2.4 km/km² vor. Der Bereich des Mittellaufes, der vom Muschelkalk dominiert wird, zeichnet sich bedingt durch die hohe Gesteinsdurchlässigkeit durch geringe Gewässernetzdichten aus. Hier treten nur geringfügige Differenzen zwischen den Talauenbereichen und den weiter entfernt liegenden Hangbereichen auf. Eine deutliche Änderung ist dann wieder im Ilmtalgraben zu verzeichnen, an dessen Südflanke die in den Muschelkalkbereichen versinkenden Wässer wieder zu Tage treten und so zu Teileinzugsgebieten mit Gewässernetzdichten von 1.0-1.45 km/

km² führen. Auch die Teileinzugsgebiete im Unterlauf deuten darauf hin, dass der geologische Untergrund wieder undurchlässiger wird.

3.6 Böden

Die Böden im Einzugsgebiet der Ilm sind, bedingt durch die unterschiedlichen Ausgangsmaterialien (Grundgebirge), sowie die verschiedenartigen klimatischen Verhältnisse, sehr heterogen verteilt. Die für die Modellierung relevanten Bodentypen (Rendzina, Braunerde, Pseudogley, Gley) wurden aus der Karte der Leitbodenformen Thüringens (RAU ET AL. 1995 [198]) abgeleitet und anhand ihrer hydrologischen Eigenschaften klassifiziert. Aus Abbildung 3.17 ist zu ersehen, dass große Flächenanteile (48%) von der aus den Verwitterungsmaterialien der im Untergrund anstehenden Tonschiefer und Kristallingesteine gebildeten Braunerde, eingenommen werden. Eine weitere weitverbreitete Bodentyp (38%) ist die aus den Verwitterungsmaterialien des Muschelkalks entstandene Rendzina, die abhängig von der Morphologie verschieden ausgeprägt ist. Pseudogleye (4%) und Gleye (10%) sind hydromorphe Erscheinungsformen, deren flächenmäßige Verteilung relativ gering ist, die aber topographisch gut zuzuordnen sind. Pseudogleye finden sich meist auf Hochflächen über Kristallin oder Buntsandstein als Ausgangsmaterial; Gleye sind Bodenbildungsformen der Talauen. Eine genauere Beschreibung wird im folgenden durchgeführt. Im Mittleren Thüringer Wald überwiegen kalkarme, sandige, zum Teil steinige Lehme. Typisch für dieses Gebiet sind mehrere Meter mächtige Frostschuttdecken. In den Talsohlen finden sich hauptsächlich fluviale Gerölle und Schotter. Im gesamten Oberlauf der Ilm ist die Mächtigkeit der humosen Oberbodenschicht (Ah) relativ gering.

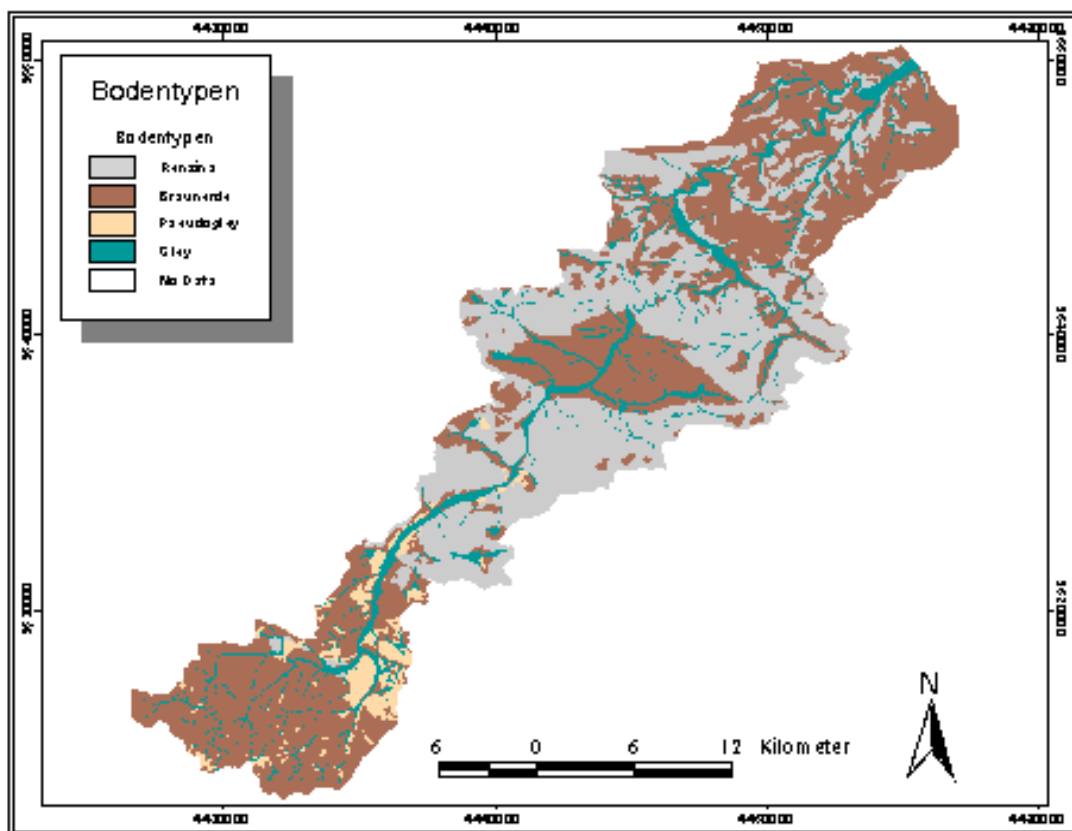


Abbildung 3.17: Böden im Einzugsgebiet der Ilm (Datengrundlage: TLU 1996)

Durch die klüftige Struktur des Bodens in Folge seines hohen Skelettanteils besitzt er eine relativ geringe Wasserspeicherfähigkeit, bei gleichzeitig hoher Durchlässigkeit. In den Gebieten mit Buntsandstein als Ausgangsmaterial (Paulinzellaer Buntsandstein-Waldland, Tannrodaer Waldland), kommen vorwiegend basenarme Braunerden als sandige Lehme oder lehmige Sande vor, wobei der Lehmanteil stark schwankt.

Der Mittellauf der Ilm mit seinen Muschelkalkplatten im Anstehenden ist hauptsächlich von Rendzinen geprägt, die je nach topographischer Lage (Tal, Hang, Hochfläche), unterschiedliche Ausprägung haben. So reicht die Spannweite von steinig lehmigen Rendzinen an den Hangfüßen, über skelettreiche Felsrendzinen auf den Hängen bis zu verbraunten Rendzinen mit Lößauflage auf den Hochflächen.

Am Unterlauf der Ilm bilden Lößlehme, die sich über Keuper zu Schwarzerden, teilweise auch Braunerden entwickelt haben, die dominierenden Bodentypen. Die auflagernde Lößdecke ist auf agrarisch genutzten Standorten zum Teil, auf stark geneigten Hängen völlig erodiert. In den Bereichen der im Unterlauf sehr breiten Flussaue finden sich kiesig-sandige bis tonige Auenlehme mit Vegen und Gleyen verschiedenster Ausprägung.

Die Böden eines Einzugsgebietes haben die wichtige Funktion des Wasserspeichers und -reglers (WIDMOSER 1992 [250]). Ihre Eigenschaften wie Textur, Korngrößenverhältnisse und damit auch die Porengrößenverteilung haben Einfluss auf die Wasserbewegung sowie die Feldkapazität und die nutzbare Feldkapazität eines Bodens. Diese bodenphysikalischen Parameter sind wichtige Komponenten bei der Ermittlung des Wasserhaushaltes in einem Einzugsgebiet.

Der Wassereintrag in Böden erfolgt als Niederschlag größtenteils in Form von Regen und Schnee. Lokal kann auch der Nebelniederschlag, sowie Niederschlag von Tau und Reif, von Bedeutung sein. Der Niederschlag und die zeitliche Auflösung seiner Messung sind also von entscheidender Bedeutung um Infiltrations- oder Erosionsvorgänge beschreiben zu können. Auch die Vorfeuchte der Böden vor einem Niederschlagsereignis ist ein nicht zu vernachlässigender Faktor. Bezüglich der Abflussbildung kann bei den im Einzugsgebiet der Ilm vorkommenden Bodentypen davon ausgegangen werden, dass die Niederschläge relativ schnell umgesetzt werden.

3.7 Landnutzung

Die Bestimmung der Landnutzung erfolgte aus einer Klassifikation von Satellitendaten des Sensors IRS-1C, vom September 1997. Es wurde ein Rasterdatensatz mit einer Auflösung von 25 * 25m mit einer Klassentiefe von 6 Klassen erzeugt (Abbildung 3.19). Die relativen Anteile der einzelnen Landnutzungsklassen in den Teileinzugsgebieten und im Gesamtgebiet sind in Abbildung 3.18 dargestellt.

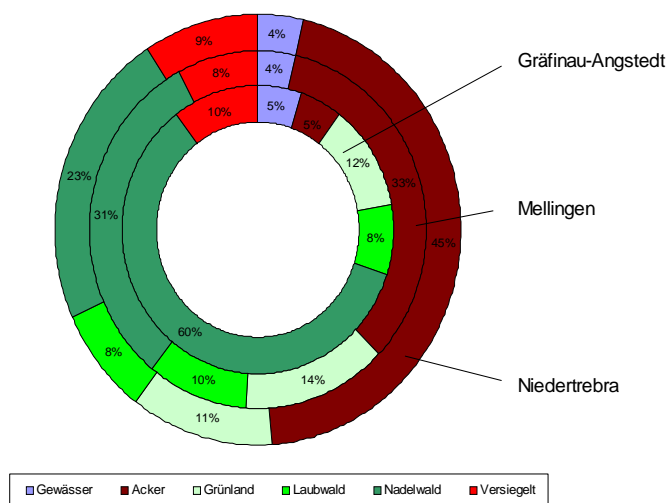


Abbildung 3.18: Prozentualer Flächenanteil der Landnutzung in den drei Pegelinzugsgebieten der Ilm

Das Einzugsgebiet der Ilm ist bezüglich der Landnutzung relativ heterogen strukturiert. Der größte Teil des Gebietes ist land- bzw. forstwirtschaftlich genutzt, wobei die Flächenanteile sich, wenn man die Ilm in Ober- Mittel- und Unterlauf einteilt, von der im Süden dominierenden Forstwirtschaft (**68/17%**) zur Agrarwirtschaft (**31/56%**) im Unterlauf verschieben. Der Mittellauf ist, bezogen auf die Verteilung der Landnutzung, der heterogenste Abschnitt (vgl. Abbildung 3.19). Die Verteilung der Landnutzung ist vor allem durch die Topographie und die Höhenlage begründet. So nehmen mit zunehmender Höhenlage und stärker werdendem Reliefeinfluss die ackerbaulich genutzten Flächen zugunsten der Waldflächen ab. Eine genauere Beschreibung der Landnutzung in den Teilgebieten wird im folgenden vorgenommen.

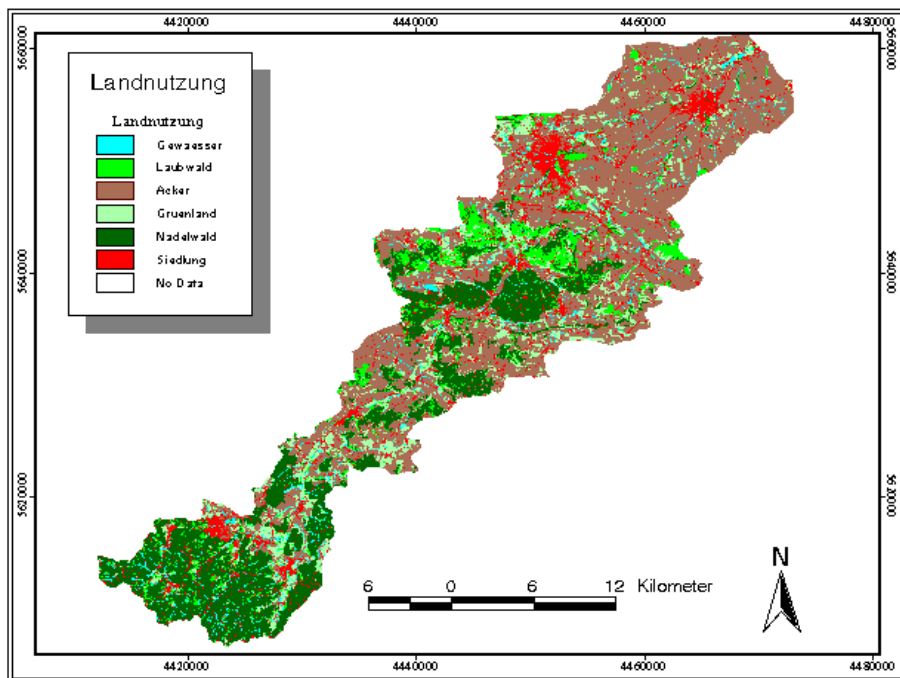


Abbildung 3.19: Landnutzung im Einzugsgebiet der Ilm (Grundlage: Satellitenbilddaten Landsat TM/IRS- 1C September 1997)

Oberlauf der Ilm bis Gräfinau-Angstedt

Im Mittelgebirgsraum des Einzugsgebiets überwiegt mit einem Flächenanteil von 68% die Forstwirtschaft. Diese Flächen können wiederum in 60% Nadelwald und nur 8% Laubwald untergliedert werden (vgl. Abbildung 3.19). Ackerbau findet sich nur auf wenigen Flächen, die durch Topographie, Klima und Bodeneigenschaften begünstigt sind. Der Flächenanteil des Einzugsgebiets Gräfinau-Angstedt beträgt 17% des Gesamteinzugsgebietes, der des Pegelinzugsgebietes Mellingen 70%



Abbildung 3.20: Tal im Oberlauf der Ilm

Da gute Böden und günstige klimatische Verhältnisse im Thüringer Wald eher selten sind, ist auch die ackerbaulich genutzte Fläche mit 5% relativ gering. Die restlichen Flächenanteile fallen auf die Siedlungsflächen 10%, die Wasserflächen 5% und die landwirtschaftlich extensiv genutzten Grünlandflächen 12%

Mittellauf der Ilm bis Mellingen

Folgt man dem Lauf der Ilm nach Norden, so fällt ein deutlicher Wandel in der Landnutzungsstruktur auf. Der Anteil der forstwirtschaftlich genutzten Flächen nimmt stark ab und der Anteil der agrarwirtschaftlich genutzten Flächen gewinnt deutlich an Bedeutung. Als Folge der Verbesserung der klimatischen und topographischen Situation auf diesen Flächen werden auf den Schlägen standortbedingt überwiegend Getreide und Raps angebaut.

Nachdem die Ilm das schmale Zechsteinband der Vorbergzone bei Ilmenau durchquert hat, tritt der Fluss in das Paulinzellaer Buntsandsteinland ein, welches zu über zwei Dritteln mit Wald, vor allem Kiefern oder Fichtenforst bedeckt ist. Wie auch in den nördlich angrenzenden Bereichen der Ilm-Saale-Ohrdrufer-Platte und des Tannrodaer Waldlandes findet Acker- bzw. Grünlandwirtschaft vornehmlich in der Talau oder auf sanft geneigten Hängen statt, wobei in den letzten Jahren immer mehr Ackerflächen stillgelegt und zur extensiven Grünlandnutzung umgewandelt wurden.



Abbildung 3.21: Mittellauf der Ilm

Unterlauf der Ilm bis Niedertrebra

Der Unterlauf der Ilm zeichnet sich auf Grund seiner günstigen Bodenverhältnisse durch einen intensiven Ackerbau aus (Abbildung 3.22). Auffällig ist auch, dass die Größe der Schläge im Verhältnis zum Mittellauf deutlich anwächst. Die Forstwirtschaft verliert im Unterlauf immer mehr an Bedeutung. Ihr Flächenanteil an der Gesamtfläche des Unterlaufes beträgt nur 8% an der Gesamteinzugsgebietsfläche und ist damit um mehr als die Hälfte auf 31% zurückgegangen. Grünland und Siedlungsflächen spielen auch hier eine untergeordnete Rolle.



Abbildung 3.22: Unterlauf der Ilm zwischen Apolda und Niedertrebra

3.8 Datengrundlage

Zur Modellierung wurden hydrometeorologische Daten der hydrologischen Jahre 1970-1995 verwendet. Im speziellen waren dies Daten über Niederschlag, Minimum- und Maximumtemperatur sowie Globalstrahlung. Diese Daten wurden vom Deutschen Wetterdienst in täglicher Auflösung bereitgestellt. Im folgenden werden Datenfehler diskutiert und die verwendeten Datensätze für das Einzugsgebiet der Ilm beschrieben.

3.8.1 Datenfehler

Die hydrometeorologischen Zeitreihen sind sowohl als Eingabedaten für die Modellrechnung als auch zur Validierung der Simulationsergebnisse von entscheidender Bedeutung. Da sie Grundlage für die Quantifizierung der Wasserumsätze im Einzugsgebiet sind wurden sie zuvor auf Konsistenz und Homogenität überprüft. Datenreihen sind als konsistent zu betrachten, wenn sie nicht durch Fehler bei der Messung (Gerätedefekt, Wechsel des Messgerätes oder der -methodik, Stationswechsel, Ablesefehler, Beobachterwechsel) oder der Übertragung beeinflusst sind (IHP/OHP-BERICHTE 1995 [131]). Beobachtungswerte sind als homogen einzustufen, wenn das Regime der gemessenen Variablen weder durch natürliche (Klimaänderung, Windbruch, Gewässerverlagerung ...) noch durch anthropogene Eingriffe (Gewässerausbau, Rückhaltebecken, Landnutzungsänderung ...) verändert worden ist. Da alle Daten von der Thüringer Landesanstalt für Umwelt bzw. dem Deutschen Wetterdienst bereitgestellt wurden, wurde die Datenkonsistenz vorausgesetzt. Die Datenhomogenität der Abflussdaten wurde mit Hilfe statistischer Methoden wie der Doppelsummenanalyse (Abbildung 3.23) überprüft.

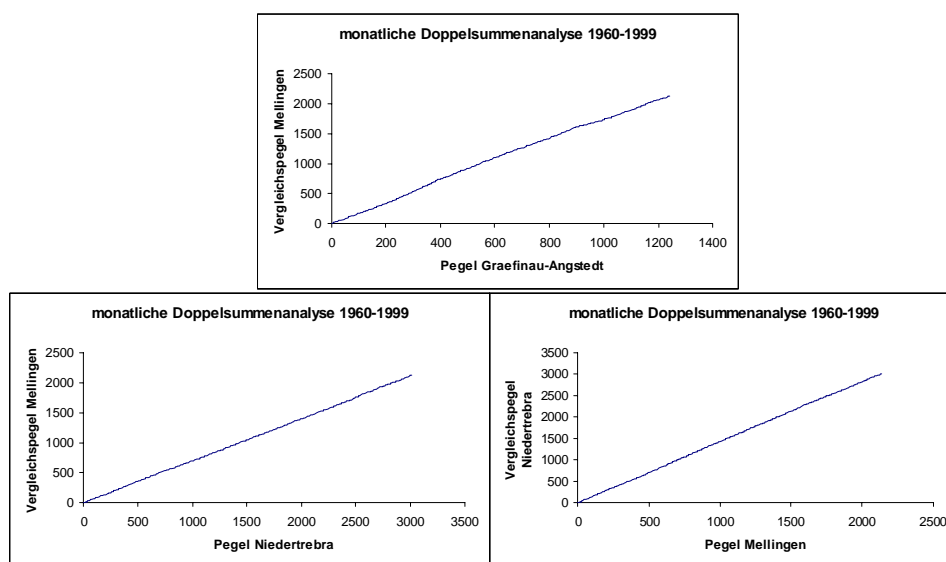


Abbildung 3.23: Doppelsummenanalyse der Pegeldata der drei Teileinzugsgebietspegel (Grundlage Pegeldata 1960-1999)

Tabelle 3.4 liefert eine Zusammenstellung aller in dieser Arbeit verwendeter Zeitreihen und informiert über die Station, den Messzeitraum und die zeitliche Auflösung der verwendeten Daten.

Im Falle der klimatologischen Datenreihen ist die räumliche und zeitliche Auflösung ein weiteres Qualitätskriterium. Bei den langjährigen Modellrechnungen müssen hinsichtlich der Datenlage einige Einschränkungen in Kauf genommen werden, die sicherlich eine Verzerrung der realen Systemverhältnisse darstellen, und so als eher kritisch zu betrachten sind, aber unumgänglich waren. Diese Einschränkungen sollen im Hinblick auf die Modellierung kurz erläutert werden:

Tabelle 3.4: Hydrometeorologische Zeitreihen

Station	Klimaelement	Zeitraum	Auflösung	Datentyp
Pegel: Gräfinau-Angstedt Mellingen Niedertrebra	Wasserstand u. Abfluss	1973 - 1995	täglich , ,	Wasserbilanz Wasserbilanz Wasserbilanz
KL Gr. Inselsberg KL Schmücker Graben KL Erfurt (Flughafen)	Temperatur (min,max)	1973 - 1978 1978 - 1995 1973 - 1995	, täglich ,	Energiehaushalt
KL Gr. Inselsberg KL Schmücker Graben KL Erfurt (Flughafen) RR Gräfenroda RR Gehlberg RR Stützerbach RR Oberweisbach RR Bad Blankenburg RR Stadtilm RR Dienststedt RR Ulstedt RR Kranichfeld RR Bad Berka RR Stadtroda RR Weimar RR Isserstedt RR Camburg RR Rastenberg	Niederschlags- menge	1973 - 1978 1978 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995 1973 - 1995	, , , , , , , , täglich , , , , , , , , , ,	Wasserhaushalt , , , , , , , , Wasserhaushalt , , , , , , , , ,
KL Weimar	Solarstrahlung	1973 - 1995	täglich	Energiehaushalt
KL Gr. Inselsberg KL Schmücker Graben KL Erfurt (Flughafen)	Sonnenscheindauer	1973 - 1978 1978 - 1995 1973 - 1995	, täglich ,	Strahlungsumsatz
KL Gr. Inselsberg KL Schmücker Graben KL Erfurt (Flughafen)	Windgeschwindig- keit	1973 - 1978 1978 - 1995 1973 - 1995	, täglich ,	Strahlungsumsatz
KL Schmücker Graben	Niederschlagsart Schneehöhe Wasseräquivalent	1973 - 1978 1978 - 1995 1973 - 1995	, täglich ,	Schneeakkumulation

- die Niederschlagsmessungen sind bedingt durch ihre Aufstellungshöhe mit einem Windfehler und durch Benetzungs- und Verdunstungsverluste mit einem systematischen Fehler behaftet. FLEMMING (1981 [169]) spricht beim HELLMANN-Regenmesser von einem Messfehler von 10% bei Regen und bei Schnee, bedingt durch den starken Überwehungseffekt von 20%, wobei hier noch ein Streubereich von 15% angenommen wird. BURGER (1956 [101]) geht sogar von einem Messfehler von 30% bei Schnee aus. FLEMMING (1981 [169]) erläutert weiterhin, dass die klimatischen Besonderheiten an den Stationsstandorten bei der Berechnung der Pauschalkorrektur eine wichtige Rolle spielen. So lässt eine relativ hohe relative Feuchte die Verdunstungsverluste sinken. Ferner seien in diesem Zusammenhang noch die verkürzte Sonnenschein-

dauer in den Kammgebieten der Mittelgebirge und der Nebelniederschlag zu berücksichtigen. Die in dieser Arbeit verwendeten Korrekturfaktoren werden in Kapitel 5.2.1.1 erörtert.

- bei den Temperaturdaten musste aufgrund von Datenlücken ein Datensatz aus Daten verschiedener Stationen zusammengesetzt werden. So wurden für die Jahre 1973-1978 Messwerte der Station Großer Inselsberg benutzt, wohingegen alle weiteren Jahre aus Daten der Klimastation Schmücke bestanden. Nach MICHL (1999 [174]) dürften sich aus dieser Tatsache keine für die Modellierung grundlegenden Probleme ergeben, da beide Stationen in ähnlicher Höhenlage liegen und damit als Referenzstationen für die Kammlagen des Thüringer Waldes gelten können. Als Referenz für die klimatischen Verhältnisse des Thüringer Beckens lagen Daten der Klimastation Erfurt Flughafen vor.
- eine weitere Ungenauigkeit ergibt sich durch die Nutzung der Strahlungsdaten der Station Weimar. Diese Station ist die einzige Station in der näheren Umgebung des Einzugsgebietes, in der die Daten während des Untersuchungszeitraumes gemessen wurden. Weimar kann aber nicht als repräsentative Station für die Strahlungsverhältnisse im Thüringer Wald angesehen werden.

3.8.2 Niederschlag

Für das Einzugsgebiet der Ilm lagen Tageswerte der Niederschläge für 18 Stationen vor. Die Stationen wurden so ausgewählt, dass sie im Einzugsgebiet oder in dessen unmittelbarer Nachbarschaft liegen und dass sie die unterschiedlichen Höhenlagen im Einzugsgebiet repräsentieren. Dies ist von Bedeutung, da wie in Kapitel 3.4 schon erwähnt die Niederschlagshöhen im Einzugsgebiet der Ilm eng an die Höhenlage gekoppelt sind. Dies bedeutet die Niederschlagsmengen nehmen mit zunehmender Höhenlage zu.

Tabelle 3.5: Langjähriges Monats- und Jahresmittel der Niederschlagssummen für ausgewählte Stationen im Ilmeinzugsgebiet (Datengrundlage: Zeitreihe 1970-1995)

Station		Stützerbach	Stadtilm	Bad Berka	Weimar
Höhe		600m	370m	320m	260m
Naturraum		Thüringer Wald	Paulizeller Buntsandstein Waldland	Ilm-Saale-Ohr- drüfer-Platte	Innerthüringer- Ackerhügelland
	Jan	67	35	34	31
	Feb	52	31	31	27
	Mrz	71	43	41	39
Mittlere	Apr	62	55	51	50
Nieder-	Mai	60	63	58	59
schlags-	Jun	91	77	71	75
summen	Jul	65	68	47	63
(mm)	Aug	75	63	59	64
	Sep	61	49	42	44
	Okt	70	42	41	42
	Nov	80	42	40	43
	Dez	81	44	39	40
	Jahr	836	612	555	578

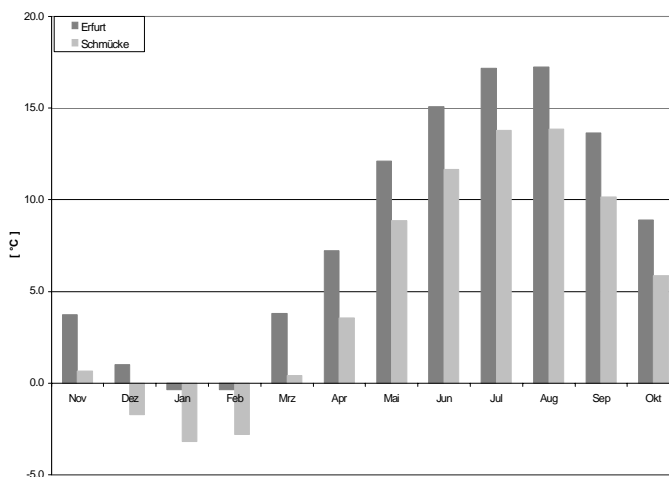
Die Zunahme der Niederschlagsmengen mit der Höhe ist deutlich in der Tabelle 3.5 zu erkennen. Betrachtet man die jährliche Niederschlagssumme der einzelnen Stationen so fällt auf, dass die Niederschlagsmengen zum Teil deutliche Unterschiede innerhalb der Zeitreihe aufweisen. Der durchschnittliche Niederschlag dieser vier exemplarischen Stationen liegt bei 660mm/a. Auf dieser Grundlage erweisen sich die Jahre 1976 und 1982 als niederschlagsarme Jahre (432mm bzw. 493mm) während die Jahre 1977, 1982 und 1991-1995 als überdurchschnittlich feuchte Jahre anzusehen sind. Zudem sticht heraus, dass die Niederschlagsverteilung im Einzugsgebiet in speziellen Jahren stark variiert, so dass Jahre die im Oberlauf eher trocken sind im Mittel- und Unterlauf mehr Niederschlag erhalten und somit im Mittel wieder durchschnittliche Werte aufweisen. Zieht man die langjährigen Monatsmittel in betracht, so erweisen sich der Februar und der September als die niederschlagsärmsten Monate, wohingegen der Juni sich durch die höchsten Niederschlagsmengen auszeichnet. Die regionale und zeitliche Niederschlagsverteilung ist also von außerordentlicher Bedeutung für die Modellierung.

3.8.3 Klimatologische Daten

Für die klimatologischen Daten standen im Einzugsgebiet der Ilm Werte von zwei Klimastationen des DWD zur Verfügung. Beide Stationen (Erfurt/Flughafen, Schmücke) liegen nicht direkt im Einzugsgebiet sondern in unmittelbarer Nachbarschaft. Für die Daten der Globalstrahlung wurden vom DWD Werte der Station Weimar bereitgestellt. Die Stationen befinden sich auf Höhen zwischen 260m (Weimar), 320m (Erfurt) und 916m (Schmücke) über NN. Da keine weiteren DWD-Stationen in unmittelbarer Einzugsgebietsnähe vorhanden waren wurden die Modellrechnungen mit dieser relativ geringen Stationsdichte durchgeführt. Dabei kann die DWD-Hauptstation Schmücke als repräsentativ für die klimatischen Gegebenheiten im Mittelgebirgsraum angesehen werden, während Erfurt die klimatische Situation im Thüringer Becken wiedergibt. Generell muss jedoch festgehalten werden, dass diese relativ geringe Stationsdichte bei der Übertragung der punktuell gemessenen Werte auf die Fläche mit Unsicherheiten behaftet ist.

Die Lufttemperaturen sind eng mit der Höhenlage korreliert. Das drückt sich in den langjährigen Temperaturmittelwerten von 5°C in 916mm Höhe und 8.3°C in 320m Höhe aus. Bei Betrachtung der langjährigen Monatsmittel der Lufttemperaturen (Abbildung 3.24) zeigt sich, dass an beiden Stationen der kälteste Monat der Januar (-0.4°C / -3.2°C), der wärmste Monat der August (17.2°C / 13.9°C) ist.

Abbildung 3.24: Langjähriges Monatsmittel der Lufttemperaturen im Einzugsgebiet der Ilm. (Datengrundlage: Zeitreihe 1970-1995)



3.8.4 Abfluss

Zur Simulation des Abflusses müssen homogene und konsistente Vergleichswerte vorliegen. Das Einzugsgebiet der Ilm bot sich für diese Untersuchungen an, da hier drei Pegelstationen eingerichtet sind, die seit 1923 kontinuierlich das Abflussgeschehen aufzeichnen. Diese gemessenen Werte dienen in der späteren Modellierung als Validierungsgrundlage der Simulationsergebnisse.

Im Modell wird der Abfluss als integrale Größe über das gesamte Einzugsgebiet simuliert und an den drei Pegeln errechnet. Eine erste Kalibrierung der Parameter erfolgt über den Vergleich der Anpassungsgüte der gemessenen und simulierten Abflusswerte an den Pegelstationen

3.8.5 Geodaten

Für die Modellierung des Abflussverhaltens ist die heterogene hydrologische Dynamik von ausschlaggebender Bedeutung. Diese Heterogenität ist eng an die physiographischen Verhältnisse (Topographie, Landnutzung, Böden und Geologie) im Einzugsgebiet gekoppelt. Reliefinformationen, sowie räumlich hochgenaue Informationen zur Landnutzung, den Böden und den geologischen Gegebenheiten sind also für eine prozessorientierte, flächendifferenzierte Systembetrachtung unablässig. Die Flächeninformationen liegen standardmäßig im Vektorformat vor und müssen zur weiteren Betrachtung und zur Verschneidung in ein einheitliches Raster überführt werden. Die gewählte Rasterauflösung betrug in der vorliegenden Arbeit in Anlehnung an die von Satelliten gegebene Flächenauflösung 25m. Eine Zusammenstellung hydrologisch wichtiger Flächeninformation zeigt die Tabelle 3.6. Jede Informationsebene im Geographischen Informationssystem steht auf der Modellseite für ein hydrologisches Speicherglied. Eine Verschneidung dieser Informationsebenen beschreibt daher modellhaft die vertikale Verknüpfung der hydrologischen Speicher und der Flüsse zwischen diesen Speichern im System Boden, Pflanze Atmosphäre.

Tabelle 3.6: Geodaten

Quelle	Informationsgehalt
Digitale Geländemodelle Geländemodell des LVA Oberflächenmodell des DLR	Reliefeigenschaften Exposition, Hangneigung, Höhenlage Hydrologische Parameter Fließrichtung, Fließakkumulation
Landnutzung Klassifizierung aus CIR-Befliegung 1994 Klassifikation aus Landsat TM Daten 1997	Standorteigenschaften Vegetationsgesellschaften, Durchwurzelungstiefe, Interzeption ...
Böden Leitbodenformen Thüringens	Standorteigenschaften Bodenarten, Bodentypen
Geologie Lithofaziesseinheiten Thüringens	Standorteigenschaften Durchlässigkeit der Gesteine

KAPITEL 4 *Prozessorientierte Modellkonzepte*

Kapitel 4 gibt einen Überblick über die in dieser Arbeit methodisch verwendeten Modellkonzepte. Zunächst werden die unterschiedlichen Flächendiskretisierungskonzepte, die aus dem HRU-Ansatz hervorgegangen sind, vorgestellt. Alle drei Konzepte ermöglichen es den Untersuchungsraum distributiv zu betrachten, wobei der Flächenausweisung verschiedene Kriterien zu Grunde liegen. Im einem zweiten Abschnitt wird dann das prozessorientierte Modellsystem PRMS/MMS vorgestellt, welches auf Grundlage des HRU-Ansatzes entwickelt wurde, und in dieser Arbeit den Wasserhaushalt in drei genesteten Einzugsgebieten der Ilm nach unterschiedlichen Konzepten berechnen soll. Abbildung 4.1 zeigt schematisch die konzeptionelle Vorgehensweise bei der deterministischen mathematischen Modellierung: Für das physikalische System wird ein Modell erstellt, mit dem versucht werden soll die Eingabedaten so zu transformieren, dass die Unterschiede zwischen gemessenen und vom Modell simulierten Daten ein Minimum erreichen. Als Kriterium für die Simulationsgüte dienen verschiedene statistische Gütemaße mit deren Hilfe das Modell so lange kalibriert wird, bis das Optimum erreicht ist. Schlussendlich wird davon ausgegangen, dass, wenn die Datenunterschiede zwischen gemessenen Daten und simulierten Daten ein Minimum erreicht haben, das Modell das physikalische System wiedergibt.

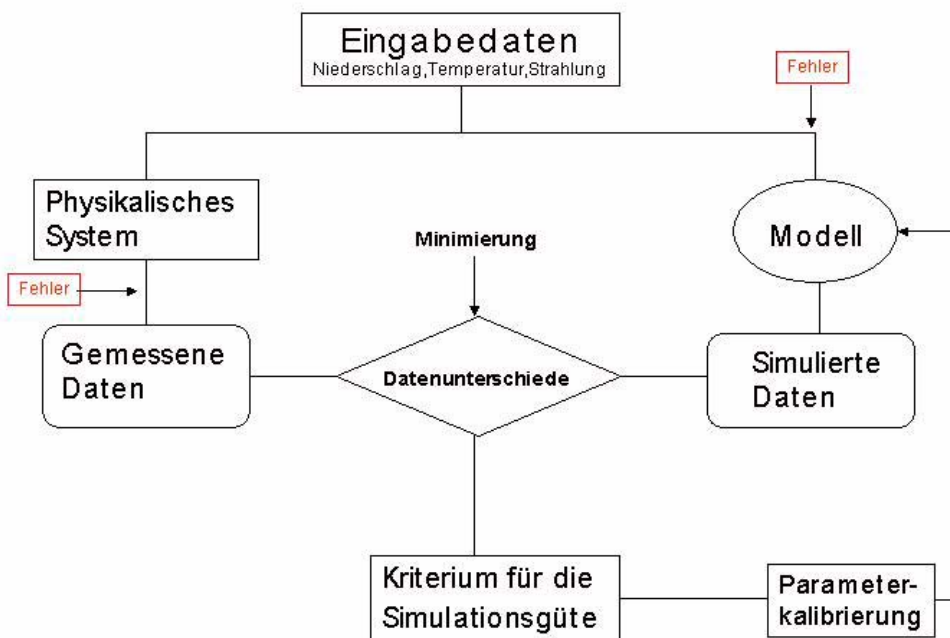


Abbildung 4.1: Das Konzept deterministischer mathematischer Modellierung (nach FLEMING 1975 [88])

4.1 Konzepte zur Ausweisung von Modellierungseinheiten

Die auf dem Konzept der Hydrologic Response Units (HRUs) basierenden Ansätze gehen davon aus, dass die physiographische Heterogenität eines Einzugsgebietes sich in raster- oder höhenmodellbasierten Ansätzen nicht angemessen repräsentieren lässt, wenn die mit einer bestimmten geometrischen Auflösung abgeleiteten Zellen mit physiographischen Mittelwerten belegt werden, und dann als Modellierungseinheiten Verwendung finden. FLÜGEL (1996 [95]) entwickelt einen Diskretisierungsansatz der, bezogen auf die hydrologische Dynamik, quasi homogene Flächen ausweist. Das Konzept der HRUs wird der von DOOGE (1986 [78]) geforderten Prämisse gerecht, skalenunabhängig Prozesse darstellen zu können und somit die Übertragung von Informationen zwischen Einzugsgebieten unterschiedlicher Größenordnung in Zeit und Raum zu gewährleisten. Die Anwendung verschiedener HRU Ansätze soll Aussagen dazu liefern, ob diese Prämisse erfüllt werden kann.

4.1.1 Der deterministische Regionalisierungsansatz nach dem HRU - Konzept (topographisch)

Das ursprüngliche HRU-Konzept nach LEAVESLEY ET. AL. (1983 [152]) unterteilt ein Flusseinzugsgebiet mit Hilfe eines GIS in Teileinzugsgebiete bzw. in deren Unterabschnitte im Sinne des „open-book“-Ansatzes (Abbildung 4.2). Jede der abgeleiteten Flächen wird als homogen angenommen und hat Bezug zu einem Abschnitt des Gewässernetzes.

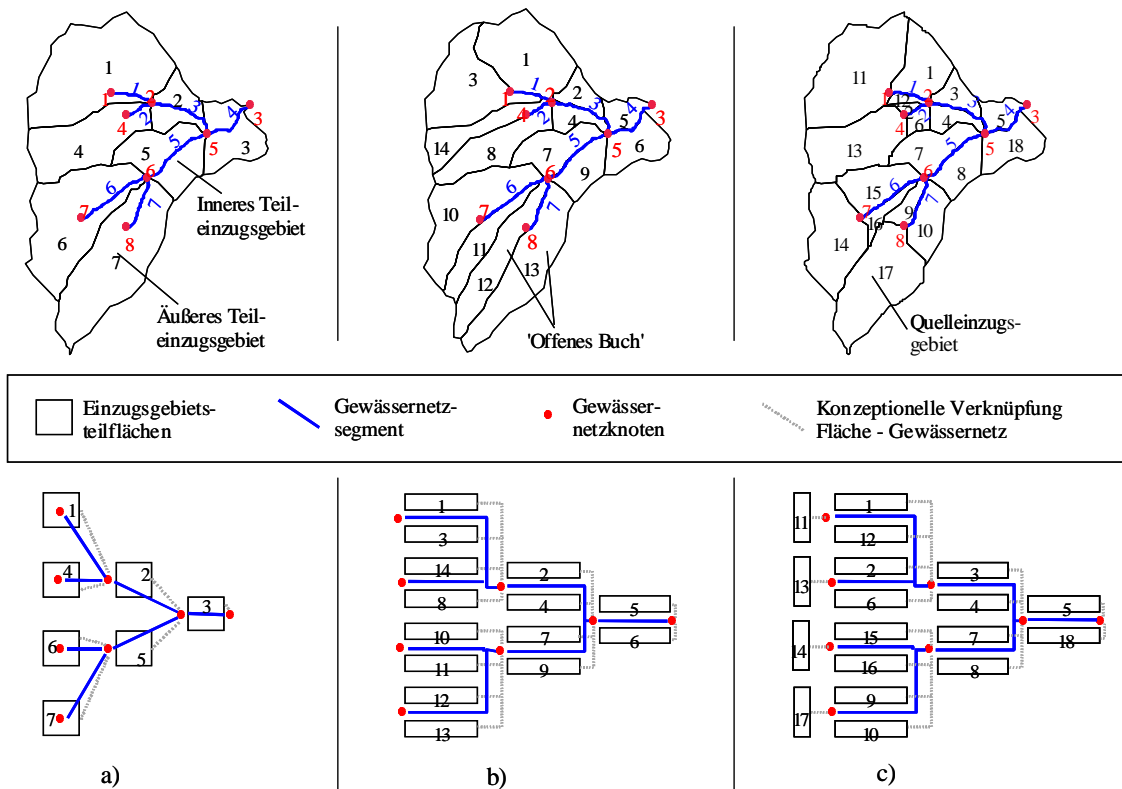


Abbildung 4.2: Das topographisch basierte Konzept der HRUs (STAUDENRAUSCH 2000 [230])

Der Vorteil dieser Vorgehensweise ist der relativ geringe Rechenaufwand aufgrund der relativ wenigen aber im Vergleich großen Einheiten. Die einzelnen Ausstattungsattribute der jeweiligen Flächen werden über einen integralen Wert beschrieben; das bedeutet die räumliche Variabilität der Landschaftsattribute wird, da sie bei diesem Ansatz nicht bekannt ist bzw. im Modell nicht berücksichtigt wird, vernachlässigt. Die Gleichartigkeit an einem Punkt wird auch für die gesamte HRU-Fläche angenommen und durch Mittelwerte beschrieben. Im Prinzip handelt es sich bei dieser Art der flächengemittelten Parametrisierung um ein „lumped“ Verfahren, da eine genau verortete Parametrisierung nicht möglich ist und somit der Anspruch des Hydrotopcharakters nicht erfüllt ist. Die durch Attributverschneidung abgeleitete Flächenhomogenität und die damit verbundene einheitliche hydrologische Systemantwort im Sinne FLÜGELS (1995), (1996) kann durch diesen Ansatz nicht nachgebildet werden. Für dieses Verfahren, das ursprünglich zur ereignisbezogenen Modellierung des Wasserhaushaltes entwickelt wurde, liegen Routingalgorithmen vor, die die Retention des Oberflächenabflusses auf der Erdoberfläche und im Gerinne nachbilden sollen. Das Routing des Oberflächenabflusses findet über die Abflussflächen in die Flussegmente und dort von einem Segment zum nächsten statt. Als problematisch erweist sich jedoch, dass bei diesem Ansatz Wasser nur von **einer** Fläche an **ein** Flussegment weitergegeben werden kann und die Übergabe von Fläche zu Fläche nicht berücksichtigt wird. Für die realitätsnahe Modellierung von Fließprozessen bei einem hohen Grad an Gebietsaufteilung in heterogenen Einzugsgebieten ist es jedoch unumgänglich, auch die Fließprozesse zwischen einzelnen Landschaftselementen zu berücksichtigen. Ein weiterer negativer Punkt ist der schon erwähnte eher integrative und damit wenig prozessorientierte Charakter dieser Flächenableitung.

4.1.2 Der deterministische Regionalisierungsansatz nach dem HRU -Konzept (prozessorientiert)

Dem ursprünglichen Konzept folgend stellt FLÜGEL (1995 [94]) eine weitere GIS gestützte Methode zur Ableitung von HRUs vor, die das Systemverhalten regionalisiert dabei aber die Heterogenität der Landschaftsattribute beibehält. FLÜGEL definiert HRUs als Flächen die eine gleiche oder ähnliche Systemantwort aufweisen. Für dieses Konzept wird ein hohes Maß an Systemverständnis vorausgesetzt.

Viele, die Hydrologie eines Einzugsgebietes beeinflussende Faktoren wie zum Beispiel Hangneigung oder Vegetation, weisen innerhalb eines Einzugsgebietes auch schon kleinräumig starke Heterogenitäten auf. Die räumliche und zeitliche Varianz der Komponenten in der Grenzschicht Boden–Vegetation–Atmosphäre (BVA) beeinflusst die Dynamik der Prozesse in höchstem Maß, da sie Einfluss auf viele hydrologisch relevante Speicher- und Abflussgrößen ausübt. Aufgrund der Variabilität der Parameter ist die Berücksichtigung der Einzugsgebietsheterogenität jedoch von herausragender Bedeutung. Voraussetzung für die Modellierung ist auch hier ein gutes Systemverständnis.

Die dreidimensionale Heterogenität eines Einzugsgebietes wird über die Beziehung, Landnutzung, Topographie, Böden und Geologie ausgedrückt. Die einzelnen Datenebenen werden im GIS zu hydrologisch charakteristischen Assoziationen kombiniert. Topographie und Bodentypen sind über Prozesse wie Verwitterung und Erosion eng aneinander gekoppelt. Somit können Böden und topographische Abfolgen in bezug auf den Prozess der Abflussentstehung miteinander verknüpft werden und sogenannte pedotopographische Sequenzen bilden. Die Topographie wird in Reliefeinheiten unterteilt auf denen charakteristische Bodentypen vorkommen (Hochebenen, Hänge, Talboden). Ist das im Einzugsgebiet anstehende Gestein wasserdurchlässig und geht dem System somit Wasser durch Tiefenversickerung oder Karsterscheinungen verloren, muss die pedo-topographische Einteilung weiter differenziert und zur pedo-topo-geologischen Sequenz weiterentwickelt

werden. Bei der Landnutzung werden im allgemeinen die Klassen Landwirtschaft, Grünland, Wald (Laub-, Nadelwald), Gewässer und versiegelte Flächen unterschieden. Die Ausprägung der Landnutzung wiederum ist meist an das Entwicklungsstadium der Böden gekoppelt. Jede Landnutzung befindet sich also auf einer für sie spezifischen pedo-topogeologischen Sequenz. Beide stellen der Evapotranspiration und den Abflusskomponenten unterschiedliche Mengen des eingetragenen Niederschlags zur Verfügung.

Hydrological Response Units (HRUs) sind Gebiete mit einer möglichst einheitlichen hydrologischen Reaktion auf ein Niederschlagsereignis. Diese einheitliche Reaktion beruht auf der Tatsache, dass HRUs aufgrund der sie beschreibenden Gebietsparameter (Boden Landnutzung...) abgeleitet werden um dann zu Modellierungszwecken verwendet werden zu können. Eine wichtige Voraussetzung für jede HRU ist eine sehr geringe Variabilität der Prozessdynamik innerhalb der HRU, verglichen mit den Dynamiken in den umgebenden HRUs, wodurch die Unterschiede innerhalb der HRU zu vernachlässigen sind.

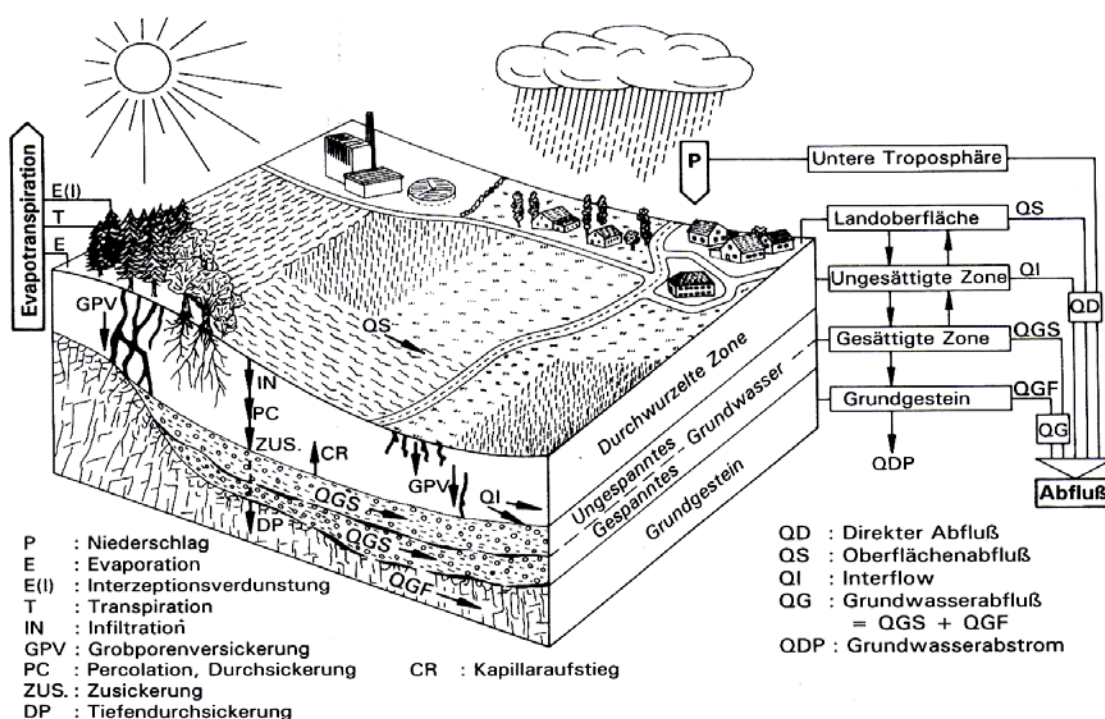


Abbildung 4.3: Das physiographisch prozessorientierte Konzept der HRUs (verändert nach FLÜGEL 1996 [95])

Konzeptionell wird eine HRU als eine spezifische Abfolge von Speichern betrachtet. Die flächengewichtete Summe der Abflüsse aller HRUs stellt den Gesamtabfluss im Vorfluter dar (vgl. Abbildung 4.3). Der Vorteil dieses Konzeptes ist, dass man gegenüber den rasterbasierten Ansätzen ein kompakteres Einzugsgebietsmodell erhält, welches sich leichter parametrisieren lässt. Außer der flächenspezifischen Parametrisierung, erlaubt das HRU-Konzept eine skalenübergreifende Regionalisierung (FLÜGEL 2000 [97]). Der Nachteil dieses Ansatzes beruht auf der Tatsache, dass der physiographisch basierte HRU-Ansatz zur Folge hat, dass eine HRU aus vielen über das Einzugsgebiet verteilten Flächen besteht deren Lagebeziehung zu den anderen HRUs nicht bekannt ist. Für mesoskalige Einzugsgebiete ist es jedoch von größter Wichtigkeit die topologischen Beziehungen zwischen den Teilflächen zu kennen um mit einem geeigneten Routing-Verfahren die Abflüsse der Flächen sinnvoll miteinander verknüpfen zu können und so mögliche Modellierungsungenauigkeiten durch Retentionszeiten zu beseitigen. Diesem Problem soll das von STAUDENRAUSCH (2000 [230]) weiterentwickelte HRU-Konzept gerecht werden, bei dem die HRU-Teilflächen und Teileinzugsgebiete gleichzeitig topologisch vernetzt werden (vgl. Kapitel 4.1.3).

4.1.3 Der deterministische Regionalisierungsansatz nach dem HRU - Konzept (topologisch verknüpft)

Die Topologie hat in meso- bzw. makroskaligen Einzugsgebieten einen wesentlichen Einfluss auf das hydrologische Geschehen. Vor allem bei Fragestellungen, die eine hohe zeitliche Auflösung erfordern, oder wenn sich im System hydrologisch relevante natürliche oder künstliche Speicher befinden, sind topologische Beziehungen zwischen einzelnen Systemkomponenten von großer Bedeutung für die Modellierung von Wasser- oder Stoffflüssen. Die Topologie hat nach STAUDENRAUSCH (2000 [230]) dann entscheidenden Einfluss, wenn Wasser und Stoffe, die in einem Einzugsgebiet transportiert werden, unter Anwendung physikalischer oder empirischer Routingverfahren detailliert von Objekt zu Objekt geleitet werden, so dass Phänomene wie die Abflussverzögerung und -dämpfung räumlich und zeitlich korrekt modelliert werden können. Auch der letzte hier vorgestellte Ansatz basiert auf der Ausweisung von diskreten, homogen ausgestatteten Objekten, den HRUs. Im Gegensatz zum topographischen Ansatz, bei der jede HRU mit einem Gerinnesegment verbunden sein muss um ein Routing zu gewährleisten, werden bei diesem Ansatz direkte Nachbarschaftsbeziehungen zwischen zwei angrenzenden Objekten hergestellt. Die Ermittlung der topologischen Beziehung zwischen den einzelnen Modellflächen und den Gewässersegmenten erfolgt GIS gestützt in mehreren Arbeitsschritten.

Im ersten Schritt werden mit Hilfe der Knoten-Kanten-Topologie des GIS die topologischen Beziehungen zwischen den Gerinnesegmenten hergestellt. Als vorteilhaft erweist sich, dass dabei zusätzliche Objekte wie Wehre, oder Speicherbecken mit einbezogen werden können.

In einem nächsten Schritt erfolgt die Verschneidung der Gerinnesegmente mit den Polygonen der HRUs. Dabei werden alle HRUs die von einem Gewässer geschnitten werden mit diesem verknüpft.

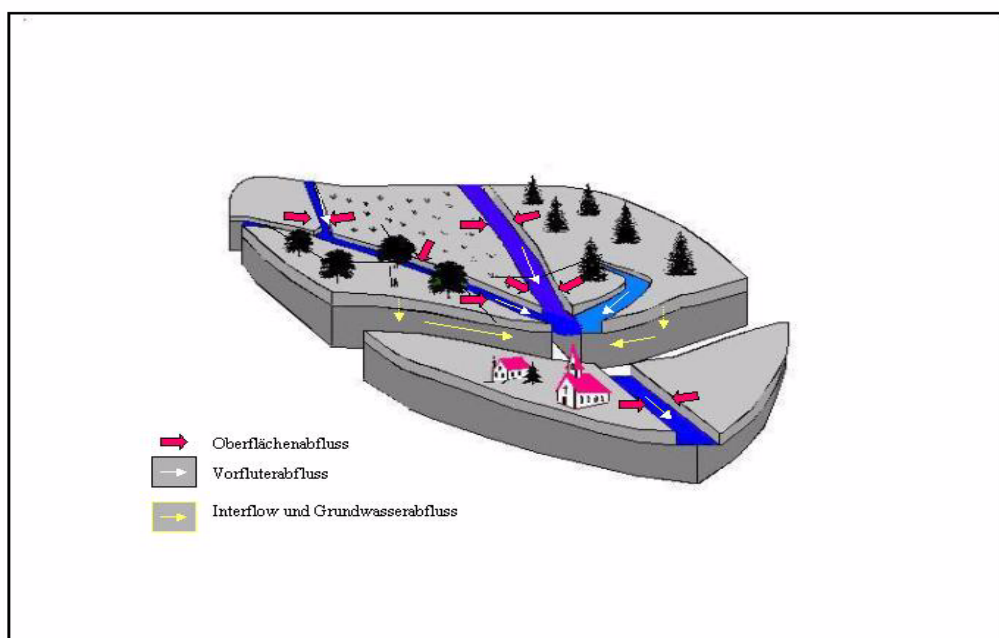


Abbildung 4.4: Das topologische Konzept der HRUs (Entwurf Bongartz 2001)

Schließlich werden die topologischen Beziehungen der restlichen Polygone zueinander hergestellt indem eine Höhenparametrisierung, eine Bestimmung der Nachbarschaftsbeziehungen und eine gradientbezogene Bestimmung der Polygonlage erfolgt. Nähere Ausführungen zu diesem Thema macht STAUDENRAUSCH (2000 [230]). Dieser Ansatz verbindet also die Vorteile der skalenunabhängigen Prozessorientiertheit mit dem Vorteil des topologischen Raumbezuges jeder zu modellierenden Einheit. Ein Nachteil ist zur Zeit noch der relativ hohe Rechenaufwand.

4.2 Das Modellsystem PRMS/MMS

Bevor ein Modell aus der Vielzahl der heutzutage auf dem Markt vorhandenen Modelle ausgewählt werden kann müssen bestimmte Anforderungen, die das Modell erfüllen soll, definiert werden. Da für jede Fragestellung unterschiedliche Modelle entwickelt wurden, gibt es nicht **das** geeignete Modell. In dieser Arbeit soll das schon bekannte Modellsystem PRMS/MMS unter Verwendung verschiedener, dank seiner modularen Struktur möglicher Modellkonzepte, untersucht werden. Anforderungen an das Modellsystem bestanden hinsichtlich der Modularität, der Erfassung der gesamten Niederschlag-Abfluss-Prozesse und der Gliederung der Einzugsgebiete in HRUs.

Das hydrologische Flusseinzugsgebietsmodell PRMS (Precipitation Runoff Modeling System) wurde 1983 vom United States Geological Survey entwickelt (LEAVESLEY et al. 1983 [152]). Da es die räumliche Heterogenität des Einzugsgebietes durch die Ausweisung von Response Units berücksichtigt, ist es als distributives Modellsystem zu bezeichnen. PRMS ermöglicht die Quantifizierung der hydrologischen Systemantwort eines Einzugsgebietes unter Berücksichtigung der spezifischen Gebietsausstattung.

PRMS/MMS verwendet als Eingabedaten die täglichen Minimal- und Maximaltemperaturen, sowie Niederschlags- und Solarstrahlungssummen. Für die Kalibrierung und die Überprüfung der Modellierungsergebnisse werden Abflussdaten benötigt. Das Modellsystem ist in der Lage sowohl im täglichen als auch im ereignisbezogenen Modus mit hoher zeitlicher Auflösung zu modellieren. Im Rahmen dieser Arbeit kamen beide Modi zur Anwendung. Das Modell kann in diesem Sinne für verschiedene hydrologische Untersuchungen herangezogen werden. So können beispielsweise Aussagen zu extremen Niederschlagsereignissen, und zur damit verbundenen Erosionsdynamik, aber auch zu langfristigen Wasserbilanzen und deren Beeinflussung durch Veränderungen im System gemacht werden. Die physikalische Basiertheit des Modells beruht auf der Annahme, dass jeder hydrologische Prozess im System durch physikalische Gesetzmäßigkeiten oder durch physikalisch interpretierbare empirische Größen hinterlegt ist. Die modulare Struktur begründet sich darin, dass die hydrologischen Hauptprozesse jeweils in einem eigenständigen Modul programmiert wurden und somit dem Forschungsstand entsprechend ergänz- oder austauschbar sind. Dieser modulare Aufbau ermöglicht unter anderem die unkomplizierte Modifikation physikalischer Prozessmodelle mit dem Ziel, das Systemverständnis zu vertiefen und die Simulationsergebnisse zu verbessern. Abbildung 4.5 verdeutlicht schematisch den Aufbau des Systems. Konzeptionell wird das hydrologische System als eine Serie von Speichern dargestellt. Sämtliche Speicherglieder sind im Schema als gelb beschriftete Kästchen dargestellt die durch dynamische Größen (Pfeile) gekoppelt werden. Analog zum natürlichen System bilden diese dynamischen Größen die Prozesse zwischen und in den Speichern ab. Energetische Prozesse sind in rot, hydrologische in blau dargestellt. Alle im Modell verwendeten

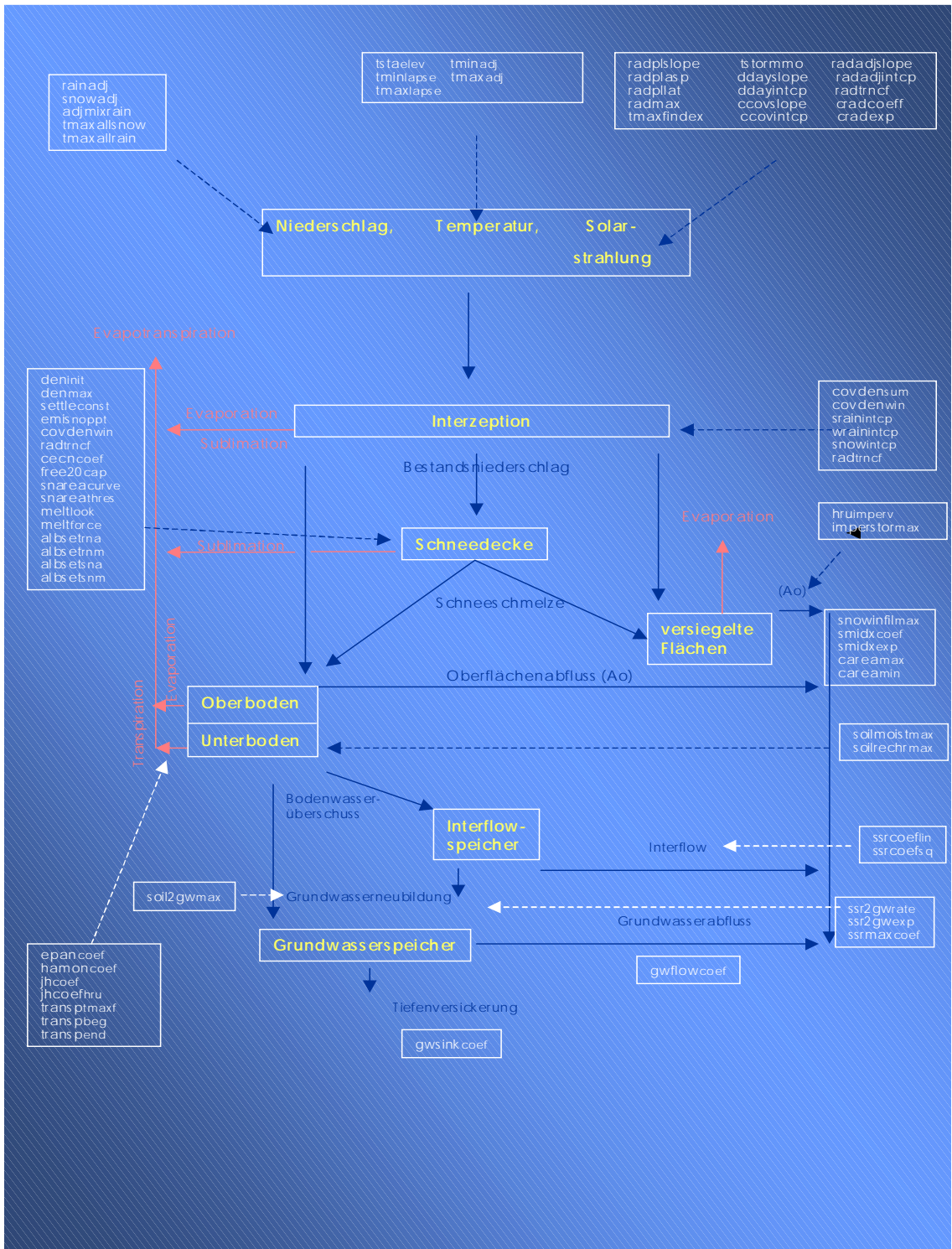


Abbildung 4.5: Schematische Darstellung aller Parameter und ihre Zuordnung zu den dynamischen Prozessen bzw. Speichergliedern

Parameter sowie ihre Zuordnung zu den Speichern bzw. den Prozessen sind dem Schema ebenfalls zu entnehmen.

Die Parameter stellen nach MICHL (1999 [174]) zumeist direkt messbare, physikalisch interpretierbare und somit „a priori“ abschätzbare Werte dar. Eine genauere Beschreibung der einzelnen Prozesse erfolgt im weiteren Verlauf dieses Kapitels.

4.2.1 Anwendung

Das Modell PRMS (**P**recipitation **R**unoff **M**odeling **S**ystem) wurde seit seiner Entwicklung 1983 in zahlreichen Untersuchungen getestet. Vor allem in den USA wurden Versuche hinsichtlich der prinzipiellen Anwendbarkeit des Modells in Abhängigkeit von unterschiedlichen klimatischen Verhältnissen in speziell ausgewählten Flusseinzugsgebieten durchgeführt. JETON & SMITH (1993 [137]) testeten PRMS in zwei Einzugsgebieten im Bereich der Sierra Nevada (Kalifornien/Nevada), während LÜLLWITZ (1993 [164]) die Einsatzmöglichkeiten in einer subalpinen Region der Rocky Mountains untersuchte. Methodische Fragestellungen, wie die Bedeutung der räumlichen Distribution von Einzugsgebieten und der Rasterauflösung bei der Ausweisung von HRUs, sowie deren Einfluss auf die Modellierung mit PRMS/MMS, diskutieren BATTAGLIN ET AL. (1993 [11]).

Weiterhin wurde PRMS in unterschiedlichen Einzugsgebieten Deutschlands unter besonderer Berücksichtigung der Möglichkeiten des Einsatzes von GIS bei der Modellierung (LÜLLWITZ 1993 [164], BONGARTZ 1996 [52]), der inhaltlichen Diskussion des HRU-Konzepts in der Beschreibung der Heterogenität eines Einzugsgebietes (FLÜGEL 1995 [94] & 1996 [95]) sowie der Übertragbarkeit des Modells (FLÜGEL & LÜLLWITZ 1993 [93], BONGARTZ 1996 [52]) angewendet. Desweiteren wurden die Modellierungsergebnisse mit denen, anderer physikalisch-basierter Modelle, wie z.B. NASIM (MÜLDERS 1992 [180]) und HSPF (DAAMEN 1993 [67]) im Einzugsgebiet der Bröl (Rheinisches Schiefergebirge) verglichen (FLÜGEL 1996 [176]).

STAUDENRAUSCH (1996 [230]) testete PRMS in einer Region mit semiaridem, tropischen Sommerregenklima (Ntabamhlope, Südafrika) und diskutierte die Anwendbarkeit des Modells in Einzugsgebieten der südlichen Hemisphäre im allgemeinen und die Sensitivität des Modells bei Veränderung der Landnutzung im speziellen.

GERTEN ET AL. (1998 [108]) berichten über ihre Erfahrungen mit PRMS/MMS bei der Untersuchung des Einflusses von Klima- und Landnutzungsänderungen auf den Wasserhaushalt eines Einzugsgebietes.

KRAUSE (1995 [147]) verwendete für die Modellierung mit PRMS/MMS einen neuen Ansatz zur Ausweisung der HRUs. Grundsätzlich sollen dabei homogene Teilklassen ermittelt werden, die Heterogenität der Parameter welche die HRU Eigenschaften beschreiben aber gewahrt bleiben. Die verwendete Raumgliederung kann als eine überwachte Klassifizierung bezeichnet werden. MEHLHORN (1998 [172]) erweiterte die Modellstruktur um von ihm ermittelte tracerhydrologische Informationen zur Validierung des Modells im Einzugsgebiet der Brugga (Schwarzwald) heranziehen zu können.

Der Vorteil des Modellsystems liegt in seiner modularen Struktur, die eine kontinuierliche Weiterentwicklung des Modells und damit eine Anpassung an den aktuellen Forschungsstand und besondere Gegebenheiten unterschiedlicher Flusseinzugsgebiete erlaubt (BONGARTZ 1996 [52]).

Dies kann durch Integration weiterer Routinen bzw. die Verknüpfung mit anderen, die Komplexität des Wasserhaushalts beschreibenden Modellen, realisiert werden. Ein Beispiel bietet FLÜGEL (1996 [95]), der den Einfluss verschiedener Evapotranspirationsmodule auf die Modellierung mit PRMS untersucht hat. LEAVESLEY & STANNARD (1995 [157]) zeigen, das PRMS als Schnittstelle zwischen hydro-meteorologischen Datenbanken und weiteren hydrologischen Programmen (z.B. Extended Streamflow Prediction Program – ESP) einsetzbar ist.

Ein weiteres Anliegen gegenwärtiger Forschungsarbeit ist die Konkretisierung des HRU-Konzepts, wobei unter anderem die Diskussion der interaktiven Verknüpfung zwischen den Teileinheiten im Mittelpunkt steht (FLÜGEL 1996 [95]).

4.2.2 Anpassung der Eingabedaten Niederschlag, Temperatur und Solarstrahlung

Zur Berücksichtigung der räumlichen Variabilität der Modelleingangsdaten erfolgt eine Regionalisierung der Punktmessungen auf die Gebietseinheiten der HRUs. Für die Niederschlagsverteilung können zwei verschiedene Regionalisierungsansätze ausgewählt werden, die in Kapitel 5.3.2 näher erläutert werden. Nachfolgend werden die modelltechnischen Anpassungsmöglichkeiten beschrieben, die für die genannten hydrologischen Elemente bestehen.

4.2.2.1 Temperatur

Zur Beschreibung der thermischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet verwendet PRMS/MMS tägliche Maximum- (**t_{max}**) und Minimumtemperaturen (**t_{min}**) die neben den Niederschlägen als Eingangsdaten vorliegen müssen. Die Temperaturverhältnisse für jede HRU ergeben sich dabei aus der Differenz der mittleren Höhe der HRU und der Höhe der Referenzstation, multipliziert mit einem monatlichen Faktor, der die höhenbedingte Temperaturabnahme (**t_{max}_{lapse}** bzw. **t_{min}_{lapse}**) beschreibt. Zusätzlich können **t_{max}** und **t_{min}** in Abhängigkeit von der Reliefsituation (Exposition, Hangneigung) korrigiert werden.

Diese reliefbedingten Unterschiede im Vergleich zur Referenzstation werden durch die Korrekturfaktoren (**t_{max}_{adj}** bzw. **t_{min}_{adj}**) beschrieben. Sie ergeben sich durch die unterschiedliche Flächenerwärmung, die neben den Relief- und Bestandscharakteristika auch vom Strahlungsgenuss der jeweiligen Fläche abhängig ist.

4.2.2.2 Niederschlag

Der Niederschlag bildet im Rahmen der Wasserhaushaltsbetrachtungen den wichtigsten Bestandteil des Systeminputs. Es ist bekannt, dass die Variabilität des Niederschlags vor allem in größeren, topographisch heterogenen Einzugsgebieten, großen Einfluss auf die Abflussbildung haben kann. Ein weiterer Faktor bei der Berücksichtigung des Niederschlags ist der Aggregatzustand in dem die Vegetations- oder Bodenoberfläche erreicht wird (Regen, Schnee). MMS/PRMS erlaubt folgende Anpassungsmöglichkeiten bezüglich dieser Niederschlagseigenschaften:

- **räumliche Variabilität**

Eine Berücksichtigung lokalklimatischer Variationen (Höhenabhängigkeit und Luv-Leeeffekte) und möglicher Fehler in der Niederschlagsmessung ist über die Korrekturmatrizen (**rain_{adj}** bzw. **snow_{adj}**) für die zwei unterschiedlichen Niederschlagsformen möglich. Die Korrekturmatrizen beinhalten Faktoren die HRU spezifisch angepasst werden können. Zusätzlich kann die monatliche Niederschlagsvariabilität mit berücksichtigt werden.

- **Niederschlagsart**

Die Niederschlagsart kann, wenn sie als Messreihe vorliegt, als zusätzlicher Eingangsdatensatz eingelesen werden. Hierbei besteht die Möglichkeit zwischen festem und flüssigem Niederschlag bzw. Schnee und Regen zu unterscheiden. Liegen keine Messwerte zur Niederschlagsart vor, wird der Regen- bzw. Schneeanteil am Niederschlagsereignis nach folgender Gleichung quantifiziert:

(4.1)

$$\text{prmx} = \left[\frac{\text{tmax} - \text{tmax}_{\text{allsnow}}}{\text{tmax} - \text{tmin}} \right] \cdot \text{adjmix}_{\text{rain}}$$

- prmx : Regenanteil am Regen-Schneegemisch
tmax_{allsnow} : Basistemperatur, unter welcher der gesamte Niederschlag als Schnee fällt
adjmix_{rain} : Monatlicher Faktor zur Anpassung des Regen-Schneegemisches

Liegt kein Eingangsdatensatz zur Niederschlagsart vor, fällt bei $\text{tmax} \leq \text{tmax}_{\text{allsnow}}$ Schnee und bei $\text{tmin} \geq \text{tmax}_{\text{allsnow}}$ Regen. $\text{tmax}_{\text{allrain}}$ ist ein zusätzlicher Parameter, der einen monatlichen Schwellenwert der Maximumtemperatur darstellt, über dem alle Niederschläge als Regen fallen. Dieser ist vor allem in den Übergangsjahreszeiten von Bedeutung, da er sicherstellt, dass nachmittägliche Niederschläge als Regen modelliert werden, auch wenn in der Nacht Frost herrschte. Dieser Faktor stellt sich in Thüringen während der Übergangsjahreszeiten als problematisch da, weil hier im Tagesverlauf oft Mischniederschläge fallen und so die eindeutige Niederschlagszuordnung zu falschen Aussagen führen kann.

4.2.2.3 Solarstrahlung

Die Solarstrahlung ist für die thermische Zustandsgröße der Lufttemperatur verantwortlich. Sie ist für die Berechnung der Schneeschmelzprozesse und Evapotranspirationsraten von entscheidender Bedeutung. Auch die Abhängigkeit der einfallenden kurzwelligen Strahlung von der Hangneigung und Exposition wird in der Schneeverteilung deutlich. Liegen Messdaten zur kurzwelligen Solarstrahlung vor, so können diese als Eingabedaten in den Inputdatensatz aufgenommen werden. In Einzugsgebieten ohne Messdaten wird die Solarstrahlung mittels modellinterner Näherungsverfahren aus täglichen Temperatur- und Niederschlagswerten abgeschätzt. Gleichung 4.2 beschreibt den täglichen Strahlungsinput für jede HRU, die neben der gemessenen oder berechneten einfallenden Strahlung einer horizontalen Fläche noch für spezifische Hangneigungs- und Expositions-kombination jeder HRU nach Gleichung 4.2 angepasst wird.

(4.2)

$$\text{swrad} = \left(\frac{\text{solrad} \cdot \frac{\text{radpl}_{\text{potsw}}}{\text{horad}}}{\text{radpl}_{\text{cossl}}} \right)$$

- swrad : Solarstrahlung einer bestimmten Hangneigungs- Expositions-kombination
solrad : Gemessene Solarstrahlung
radpl_{potsw} : Potentielle Solarstrahlung einer bestimmten Hangneigungs- und Expositions-kombination
horad : Potentielle Solarstrahlung einer ebenen Fläche
radpl_{cossl} : Kosinus der Hangneigung

Horad und **radpl_{postw}** werden dabei modellintern aus 13 Strahlungswerten des Sonnenjahres für jede Hangneigungs- und Expositionscombination, sowie eine ebene Fläche interpoliert und erfordern Angaben zur geographischen Breite, Exposition und Hangneigung. Die Eingabedaten betreffend, wurde im Modellsystem PRMS/MMS modellseitig eine differenzierte Möglichkeit geschaffen, diese zu korrigieren. Wünschenswert wäre diese gute Anpassungsmöglichkeit an die klimatischen Gegebenheiten in einem Einzugsgebiet noch weiter zu verbessern und z.B. nicht nur monatliche, sondern tägliche Korrekturfaktoren einzuführen.

4.2.3 Modellierung der Wasserkreislaufkomponenten

Im folgenden werden die mathematischen Grundlagen der einzelnen Prozesse vorgestellt, die in PRMS/MMS mit einem unterschiedlichen Grad an physikalischer Basiertheit modelliert werden.

4.2.3.1 Interzeption

Der Interzeptionsverlust des Niederschlags wird als Funktion des Bedeckungsgrades und der Speicherkapazität der vorherrschenden Vegetation berechnet. Sie wird für jede Niederschlagsart und jede HRU getrennt ermittelt. Der Bedeckungsgrad geht für das Sommer bzw. Winterhalbjahr als Modellparameter mit in die Berechnung ein.

In den folgenden Gleichungen werden die einzelnen Berechnungsschritte für eine HRU dargelegt. Das Gebietsmittel aller berechneter Terme ergibt sich aus dem flächengewichteten Mittel über alle HRUs.

(4.3)

$$hru_{ppt} = hru_{rain} + hru_{snow}$$

Der Bestandsniederschlag während des Sommers ergibt sich aus:

(4.4)

$$nethru_{rain} = hru_{rain} \cdot (1 - covden) + (thru_{fall} \cdot covden)$$

hru_{ppt}	: Freilandniederschlag
hru_{rain}	: Freilandniederschlag (Regen)
hru_{snow}	: Freilandniederschlag (Schnee)
$nethru_{rain}$: Bestandsniederschlag (Regen)
$covden$: Saisonaler Bedeckungsgrad
$thru_{fall}$: Durchtropfender Niederschlag

Gleichung 4.4 setzt sich aus mehreren Termen zusammen. Der Erste beschreibt den sogenannten Nettoniederschlag, also den Niederschlag, der ohne Vegetationseinfluss die Erdoberfläche erreicht. Der zweite Term ist abhängig von der maximalen Speicherkapazität der Vegetationsdecke und ergibt sich entweder nach Gleichung 4.5 oder Gleichung 4.6. Das Verhältnis der beiden Gleichungen zueinander wird durch den saisonalen Bedeckungsgrad der Vegetation festgelegt, der jeweils für Sommer- bzw. Winterhalbjahr definiert wird.

$$\text{thrufall} = \text{hru}_{\text{rain}} - (\text{srain}_{\text{intcp}} - \text{intcp}_{\text{stor}}) \text{ wenn } \text{hru}_{\text{ppt}} > (\text{srain}_{\text{intcp}} - \text{intcp}_{\text{stor}}) \quad (4.5)$$

$$\text{thrufall} = 0 \text{ wenn } \text{hru}_{\text{ppt}} \leq (\text{srain}_{\text{intcp}} - \text{intcp}_{\text{stor}}) \quad (4.6)$$

$\text{srain}_{\text{intcp}}$: Maximale Speicherkapazität der Vegetation

$\text{intcp}_{\text{stor}}$: Aktueller Interzeptionsspeicher

Der oben verwendete Parameter der maximalen Speicherkapazität ($\text{srain}_{\text{intcp}}$) wird durch die Jahreszeit und die Niederschlagsart definiert.

Tritt der Fall ein, dass Schnee auf interzeptierten Regen fällt, wird der Bestandsniederschlag auf die oben beschriebene Weise berechnet. Es wird jedoch davon ausgegangen, dass immer ein größeres Schnee- als Regenvolumen interzeptiert wird. Fällt Regen auf interzeptierten Schnee wird in Abhängigkeit der Jahreszeit die Menge des vorhandenen Speichers untersucht, um festzustellen, ob die augenblicklich gespeicherte Schneemenge größer als die Interzeptionsspeicherkapazität für flüssigen Niederschlag ist. Ist dies der Fall wird folgender Term für den Speicherüberschuss berechnet:

(4.7)

$$\text{snow}_{\text{stor}} = (\text{intcp}_{\text{stor}} - \text{wrain}_{\text{intcp}}) \cdot \text{snow}_{\text{unload}}$$

$\text{Snow}_{\text{unload}}$ ist ein Schmelzfaktor für den überschüssigen Schnee während eines Regen auf Schneereignisses und wird als prozentualer Wert des überschüssigen Speichers nach 24 Stunden Regen ausgedrückt.

Die Verdunstungsrate des auf der Vegetation gespeicherten Niederschlags entspricht der einer freien Wasseroberfläche (evcan) und errechnet sich aus:

(4.8)

$$\text{evcan} = \frac{\text{potet}}{\text{epan}_{\text{coef}}}$$

pet : Potentielle Evapotranspirationsrate

$\text{epan}_{\text{coef}}$: Monatlicher Evapotranspirationskoeffizient

Der Anteil der Sublimation an der potentiellen Evapotranspiration wird über den Parameter $\text{potet}_{\text{sublim}}$ prozentual festgelegt. Somit ergibt sich der tägliche Evapotranspirationsverlust als:

I. Der gesamte Inhalt des Interzeptionsspeichers, wenn dieser kleiner als evcan ist, oder als
II. Die aktuelle tägliche Evaporation (evcan), wenn diese kleiner als der aktuelle Interzeptionsspeicher ist.

Der auf der Vegetation gespeicherte Schnee kann zusätzlich als Anteil der potentiellen Evapotranspiration, in Form von Schmelzwasser, der dem Boden aufliegenden Schneedecke oder dem Bodenwasserspeicher, zugeführt werden (vgl. Kapitel 4.2.3.3). Der nicht evaporierte oder durch Schmelzprozesse verlorene Anteil des Interzeptionsspeichers geht jeweils in die Berechnungen des folgenden Tages ein.

4.2.3.2 Evapotranspiration

Die aktuelle Evapotranspiration (actet) wird als Funktion der potentiellen Evapotranspiration (pet) berechnet. Pet wird zunächst durch die Prozesse der Interzeptionsverdunstung, Evaporation und Sublimation aufgefüllt. Ist die aktuelle Evapotranspiration trotzdem noch niedriger als die potentielle, wird weiterer Bedarf aus dem Bodenwasserspeicher befriedigt. Der Wasserverlust ergibt sich dabei für die beiden Bodenkompimente jeweils aus dem Quotienten des aktuell verfügbaren Wassers und der nutzbaren Feldkapazität ($\text{soilrech}_{\text{init}}/\text{soilrech}_{\text{max}}$) für die obere Bodenzone und ($\text{soilmoist}_{\text{init}}/\text{soilmoist}_{\text{max}}$) für das untere Bodenkompiment. Für die Transpiration der Vegetation wird durch die Parameter $\text{trans}_{\text{beg}}$ (Monat, in dem die Transpiration einsetzt) und $\text{trans}_{\text{end}}$ (Monat in dem die Transpiration endet) ein Zeitraum festgelegt, in dem Transpiration durch die Pflanzen stattfindet. Gleichzeitig kann der Beginn der Transpiration ($\text{trans}_{\text{beg}}$) über einen Temperaturschwellenwert festgelegt werden. Bei diesem Verfahren findet ab einem festgelegten Monat eine Aufsummierung der Temperaturwerte statt; wenn diese einen Schwellenwert erreicht, setzt die Berechnung der Transpiration ein. Dieses Verfahren bietet eine relativ variable Möglichkeit den temperaturabhängigen Frühlingsanfang und somit die Zeit des Pflanzenwasserbedarfs genauer festzulegen.

Zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration können in PRMS/MMS standardmäßig das Class-A-Pan Verfahren und die Ansätze von HAMON (1961 [119]) und JENSEN & HAISE (1963 [133]) angewendet werden. Wie Untersuchungen aus dem Bereich der deutschen Mittelgebirge zeigen (LÜLLWITZ, 1993 [164], BONGARTZ, 1996 [52], MICHL, 1999 [174]), enthalten die vorhandenen Methoden kein optimales Berechnungsverfahren für den humiden, ozeanisch geprägten Klimabereich. Im Rahmen dieser Arbeit wurde deshalb der potentielle Verdunstungsanspruch mit dem Modellpaket REF-ET (JENSEN, 1990 [134]) nach dem Verfahren von PENMAN-MONTEITH (1975 [177]) berechnet.

4.2.3.3 Schneeschmelze

Die Schneedeckenentwicklung in einem Einzugsgebiet ist von außerordentlicher Bedeutung für die Abflussbildung in den Vorflutern. Das in PRMS/MMS zur Anwendung kommende Schneemodul (OBLED & ROSSE 1977 [185]) beinhaltet ein Energiebilanzmodell, welches den Auf- bzw. Abbau eines Schneepaketes für jede HRU simuliert. Das Schneepaket wird im Rahmen der Wasserhaushaltsbilanzierung modellseitig durch die Zustandsgrößen Wasseräquivalent der Schneedecke, und im Rahmen der Energiebilanzierung als dynamischer Wärmespeicher beschrieben. Die Wasserbilanz wird dabei täglich, die Energiebilanz jeweils alle 12 Stunden für den Tages- und Nachtverlauf berechnet.

Das Schneepaket wird als ein System bestehend aus zwei Schichten betrachtet, wobei die 3-5cm mächtige obere Schicht das Paket zur Atmosphäre hin abgrenzt (Abbildung 4.6). Die Temperatur der oberen Schicht (**ts**) wird während des Tages für jede HRU als Mittelwert zwischen maximaler und mittlerer Lufttemperatur berechnet. Während der Nacht berechnet sie sich als Mittelwert zwischen minimaler und mittlerer Lufttemperatur. Sobald die Temperatur der oberen Schicht (**ts**) die 0°C-Grenze unterschreitet, findet ein Wärmeaustausch zwischen beiden Schichten statt. Diesen Wärmestrom (**qcond**) beschreibt Gleichung 4.9:

(4.9)

$$q_{\text{cond}} = 2 \cdot \rho_{\text{den}} \cdot c_s \cdot \sqrt{\frac{k_{\text{eff}}}{\rho_{\text{den}} \cdot c_s}} \cdot \frac{\Delta t}{\pi} \cdot (t_s - \rho_{\text{temp}})$$

ρ_{den} : Dichte des Schneepaketes (g/cm³)

c_s : Spezifische Wärme von Eis (cal g⁻¹°C⁻¹)

k_{eff} : Effektive, thermische Konduktivität (cal s⁻¹ cm⁻¹ °C⁻¹)

t_s : Temperatur der oberen Schneeschicht (°C)

ρ_{temp} : Temperatur der unteren Schneeschicht (°C)

Für k_{eff} wurde von ANDERSON (1968 [2]) der Wert $0.0077 \times \rho_{\text{den}}^2$ bestimmt; ρ_{den} berechnet sich nach folgender Gleichung:

(4.10)

$$\rho_{\text{den}} = \frac{\rho_{\text{water}_{\text{equiv}}}}{\rho_{\text{depth}}}$$

$\rho_{\text{water}_{\text{equiv}}}$: Wasseräquivalent der Schneedecke [mm]

ρ_{depth} : Schneehöhe [mm]

Die Mächtigkeit der Schneedecke wird nach einem Finite-Differenzen-Ansatz von RILEY ET AL. (1973 [204]) bestimmt. Dieser errechnet die Schneehöhe als eine Funktion aus gefallem Neuschnee und einem Konsolidierungsterm:

(4.11)

$$\frac{d[\rho_{\text{depth}}(t)]}{dt} + [\text{settle}_{\text{const}} \cdot \rho_{\text{depth}}(t)] = \frac{\text{net}_{\text{snow}}}{\text{den}_{\text{init}}} + \left[\frac{\text{settle}_{\text{const}}}{\text{den}_{\text{max}}} \cdot \text{pss} \right]$$

$settle_{const}$: Konsolidierungskonstante
net_{snow}	: Täglicher netto Schneefall in Wasseräquivalent
den_{init}	: Dichte der Schneedecke zu Beginn des Schneedeckenaufbaus
den_{max}	: Maximale Dichte der Schneedecke
pss	: Täglicher netto Schneefall in mm Wasseräquivalent seit Beginn des Schneedeckenaufbaus

Im in Gleichung 4.9 beschriebenen Fall erfolgt ein Wärmegewinn des oberen Schneepaketes. Dieser führt zu einem Wärmestrom nach unten, der wiederum eine isotherme Zustandsänderung des unteren Schneepaketes bewirkt, die zu einer Erniedrigung von pk_{temp} unter $0^{\circ}C$ führt. Der neu berechnete pk_{temp} -Wert ergibt sich dabei aus:

(4.12)

$$pk_{temp} = \frac{-pk_{def}}{pk_{water_{equiv}} \cdot 1,27}$$

pk_{def}	: Benötigte Energie um einen isothermen Zustand bei $0^{\circ}C$ zu erreichen
$pk_{water_{equiv}}$: Wasseräquivalent des gesamten Schneepaketes

Die Konstante 1.27 ist das Produkt der spezifischen Wärme von Eis ($0.5 \text{ cal g}^{-1} \text{ }^{\circ}C^{-1}$) und dem Umrechnungsfaktor von Inch zu Zentimeter (2.54).

Erreicht die obere Schneesicht eine Temperatur von $0^{\circ}C$, wird der Wärmeaustausch durch die Netto-Energiebilanz der Grenzschicht Atmosphäre-Schneesicht bestimmt. Analog zu Abbildung 4.6 ergibt sich diese Energiebilanz aus der Summe der kurzwelligeren und langwelligeren Nettostrahlung zuzüglich der sensiblen und latenten Wärme. Die Berechnung dieser Energieterme erfolgt ebenfalls alle 12 Stunden nach folgenden Gleichungen:

kurzwellige Nettostrahlung

(4.13)

$$sw_n = sw_{rad} \cdot (1,0 - albedo) \cdot rad_{trncf}$$

sw_{rad}	: Tägliche Solarstrahlung
$albedo$: Albedo der Schneeoberfläche
rad_{trncf}	: Transmissionskoeffizient der Vegetation

langwellige Nettostrahlung

Die langwellige Nettostrahlung (lwn) besteht im Modell aus zwei Komponenten - dem langwelligem Energieaustausch zwischen Luft und Schneedeckenoberfläche (**sky**) und dem langwelligem Energieaustausch der Vegetationsoberfläche und der Schneedecke (**can**), Lwn errechnet sich aus:

$$lwn = sky + can$$

$$\text{mit } sky = (1.0 - covden_{win}) * [(emis * air) - sno]$$

$$\text{und } can = covden_{win} * (air - sno)$$

$covden_{win}$: Bedeckungsgrad der winterlichen Vegetationsdecke

$emis$: Emissivität der bodennahen Luftschicht

air : Schwarzkörperstrahlung der Schneedecke

sno : Langwellige Ausstrahlung der Schneeoberfläche

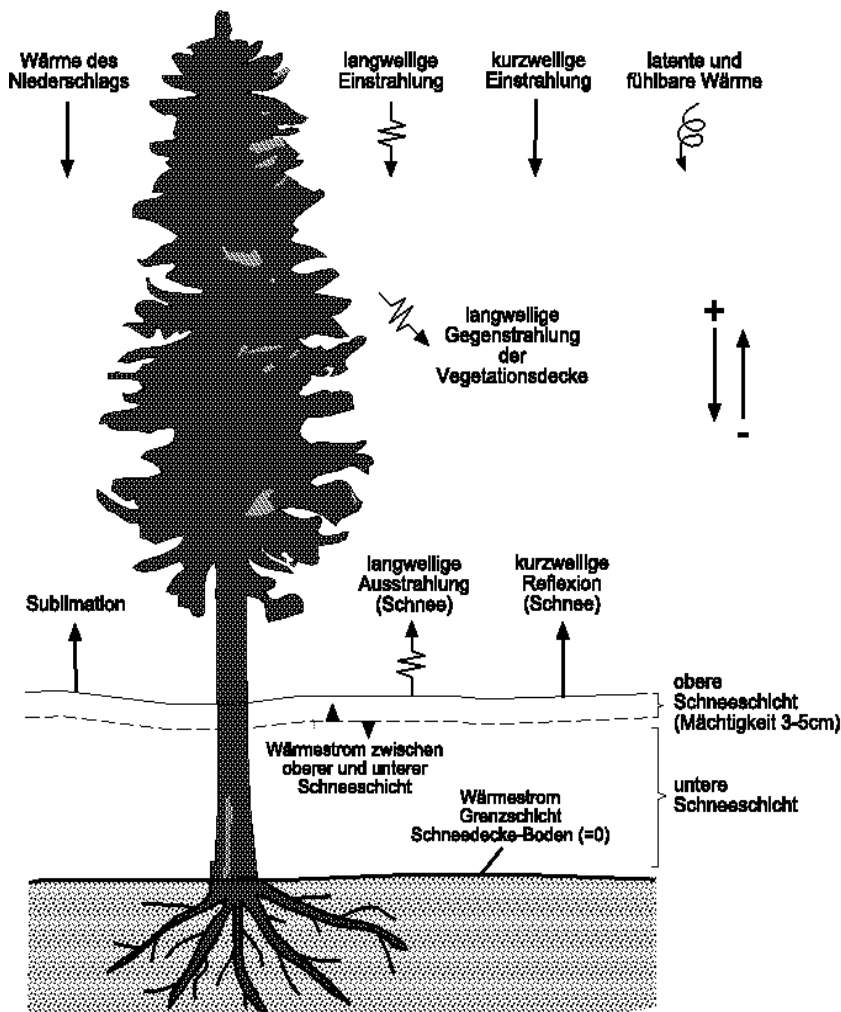


Abbildung 4.6: Energiebilanz der Schneedecke (aus MICHL 1999)

fühlbare und latente Wärme

Die ursprüngliche Formel zur Berechnung der fühlbaren und latenten Wärme enthielt Terme für Temperatur, Luftdruck, Windgeschwindigkeit und der Diffusionsfähigkeit von Wärme und Feuchtigkeit (U.S. Army 1956 [242]). Leider ist das Meßnetz für diese klimatischen Variablen weltweit immer noch so grob, dass für viele Einzugsgebiete Wind und Luftdruckdaten nicht vorhanden sind. Aus diesem Grund wurde die ursprüngliche Gleichung in eine vereinfachte Temperatur-Index-Form umgewandelt um sensible und latente Wärme abschätzen zu können. Diese berechnet sich nach:

(4.14)

$$cecs_{sub} = cec_{(mo)} \cdot temp$$

$cec_{(mo)}$: Monatlicher Anpassungsfaktor zur Schätzung der beiden Wärmeterme

$temp$: Mittlere Lufttemperatur

Um den Windeinfluss nicht gänzlich zu vernachlässigen, wird davon ausgegangen, dass Waldflächen nur die Hälfte der in Gleichung 4.14 errechneten sensiblen und latenten Wärme erhalten. Die Einflüsse des Luftdruckes werden dadurch berücksichtigt, dass **cecs_{sub}** nur an Tagen mit Niederschlag berechnet wird oder dann, wenn das Verhältnis der gemessenen zur potentiellen kurzweiligen Solarstrahlung kleiner oder gleich 0.33 ist.

Zusätzlich zu den genannten Energietermen kann durch Niederschlag in Form von Regen, Energie in die Schneeoberfläche eingetragen werden.

Der Wärmeaustausch an der unteren Grenzschicht zwischen Schnee und Boden kann vernachlässigt werden. Die berechnete Energiebilanz der Grenzschicht Schnee-Atmosphäre führt zu einer Änderung des Schneedeckenzustandes. Dabei können folgende Veränderungen auftreten:

1. negative Energiebilanz

Auslöser des anfangs (Gleichung 4.9) beschriebenen Wärmestroms (**q_{cond}**) von der unteren zur oberen Schneeschicht war bereits eine negative Energiebilanz. Der Wärmeverlust der unteren Schicht führt zunächst zu einem Einfrieren des im Schnee gegen die Schwerkraft gehaltenen freien Wassers (**freeh20cap**). Jeder weitere Energieverlust äußert sich in einer negativen Temperatur von **pk_{temp}** zum nächsten Berechnungsschritt.

2. positive Energiebilanz

Der Energiegewinn hebt zuerst **pk_{temp}** auf 0°C an und erreicht somit in der Schneedecke einen isothermen Zustand. Ist dann noch überschüssige Energie vorhanden, kommt es zur Schneeschmelze. Beim Abschmelzen des Schneepaketes wird zuerst das Wasseräquivalent der Eisphase (**pk_{ice}**) verwendet um den Porenraum im Schnee zu füllen (**freeh20cap**). Jeglicher weiterer Energieüberschuss stellt Schmelzwasser für die Infiltration und den Oberflächenabfluss zur Verfügung.

Das zur Schmelze kommende Wasser wird für jede HRU getrennt berechnet. Die flächenhafte Schneeverteilung errechnet sich aus dem Wasseräquivalent multipliziert mit einem Faktor (**snowcov_{area}**), der die flächenhafte Schneeverteilung jeder HRU beschreibt.

Ein weiterer Zehrfaktor für die Schneedecke sind Sublimationsverluste. Evaporation und

Sublimation treten nur dann auf, wenn die Transpiration der Vegetation temperaturbedingt unterbrochen ist. Für Vegetationsflächen wirkt die Sublimation im Bereich des Kronendachs und zählt zur Interzeptionsverdunstung. Gleichung 4.15 beschreibt den nicht zur Interzeptionsverdunstung zählenden Anteil der Sublimation:

(4.15)

$$\text{snow}_{\text{evap}} = (\text{potet}_{\text{sublim}} \cdot \text{potet}) - (\text{intcp}_{\text{evap}} \cdot \text{covden})$$

$\text{snow}_{\text{evap}}$: Täglicher Evaporation- und Sublimationsverlust

$\text{potet}_{\text{sublim}}$: Verlustkoeffizient

$\text{intcp}_{\text{evap}}$: Evaporations- und Sublimationsverlust des Interzeptionsspeichers

Die Albedo des Schnees ist von entscheidender Bedeutung für den Schneedeckenauf- bzw. -abbau. Dazu wird vom Modell angenommen, dass das Schneepaket sich temperaturabhängig entweder in einer Akkumulations- oder einer Schmelzphase befindet. Eine Neuschneedecke bildet sich während der Akkumulationsphase. Der Übergang zur Schmelzphase erfolgt erst wenn die Temperatur des unteren Schneepaketes an fünf aufeinanderfolgenden Tagen 0°C erreicht, oder der vom Nutzer festgelegte Julianische Tag erreicht wird, an dem die Schneeschmelze einsetzen soll (**melt_force**). Die Albedo der Schneeoberfläche (**albedo**) wird als eine Funktion der Schneepaketphase und der Anzahl der Tage seit dem letzten Schneefall (**slst**) berechnet. Für jede Phase wird eine spezielle albedo-slst Beziehung (U.S. ARMY 1956 [242]) benutzt. Erreicht oder überschreitet das Wasseräquivalent der Schneedecke die Parameter **albset_sna** während der Akkumulation oder **albset_snm** während der Schmelzphase, wird **slst** auf 0 zurückgesetzt.

4.2.3.4 Infiltration

Die Berechnung der Infiltration ist im täglichen Modellierungsmodus vom Aggregatzustand der Niederschläge abhängig. Auf schneefreien Flächen berechnet sich die Infiltration als Differenz zwischen Nettoniederschlag und Oberflächenabfluss. In Schneeschmelzperioden infiltriert das schmelzende Wasser solange, bis die maximale Feldkapazität des Bodens erreicht ist. Danach wird die Infiltration durch einen nutzerspezifischen Parameter (**snow_infilmax**) begrenzt. Die Schmelzwassermenge, die diesen Wert überschreitet wird dem Oberflächenabfluss zugerechnet. Fällt Regen auf eine Schneedecke, wird dieser solange wie Schmelzwasser behandelt, bis die Schneedecke abgetaut ist. Bei Überschreitung der maximalen Feldkapazität des Bodens wird die gesamte Infiltrationsmenge des betreffenden HRUs an den Interflow- und Grundwasserspeicher weitergegeben, wobei zuerst die Auffüllung des Grundwasserspeichers und dann die des Interflowspeichers erfolgt.

4.2.4 Modellierung der Abflussbildung

PRMS/MMS modelliert den Oberflächenabfluss nach dem *variable source area-Konzept*. Dabei sind der Interflow und der Grundwasserabfluss als Speicherglieder zu verstehen, die nach dem Prinzip der Speicherkaskade miteinander verknüpft sind. Ihre Abflussraten und deren typische Verzögerungszeiten bilden Interflow und Grundwasserabfluss. Abbildung 4.7 stellt diese nochmals schematisch dar. Die Berechnung der einzelnen Speicherinhalte und Abflussraten wird im folgenden erläutert.

Dabei ist es im Modell möglich unterschiedliche Interflow- bzw. Grundwasserspeicher zu definieren. Eine Berücksichtigung der beschriebenen gebietspezifischen Wasserkreislaufkomponenten erfolgt über die Zuweisung der HRUs zu den für sie charakteristischen Speicherelementen.

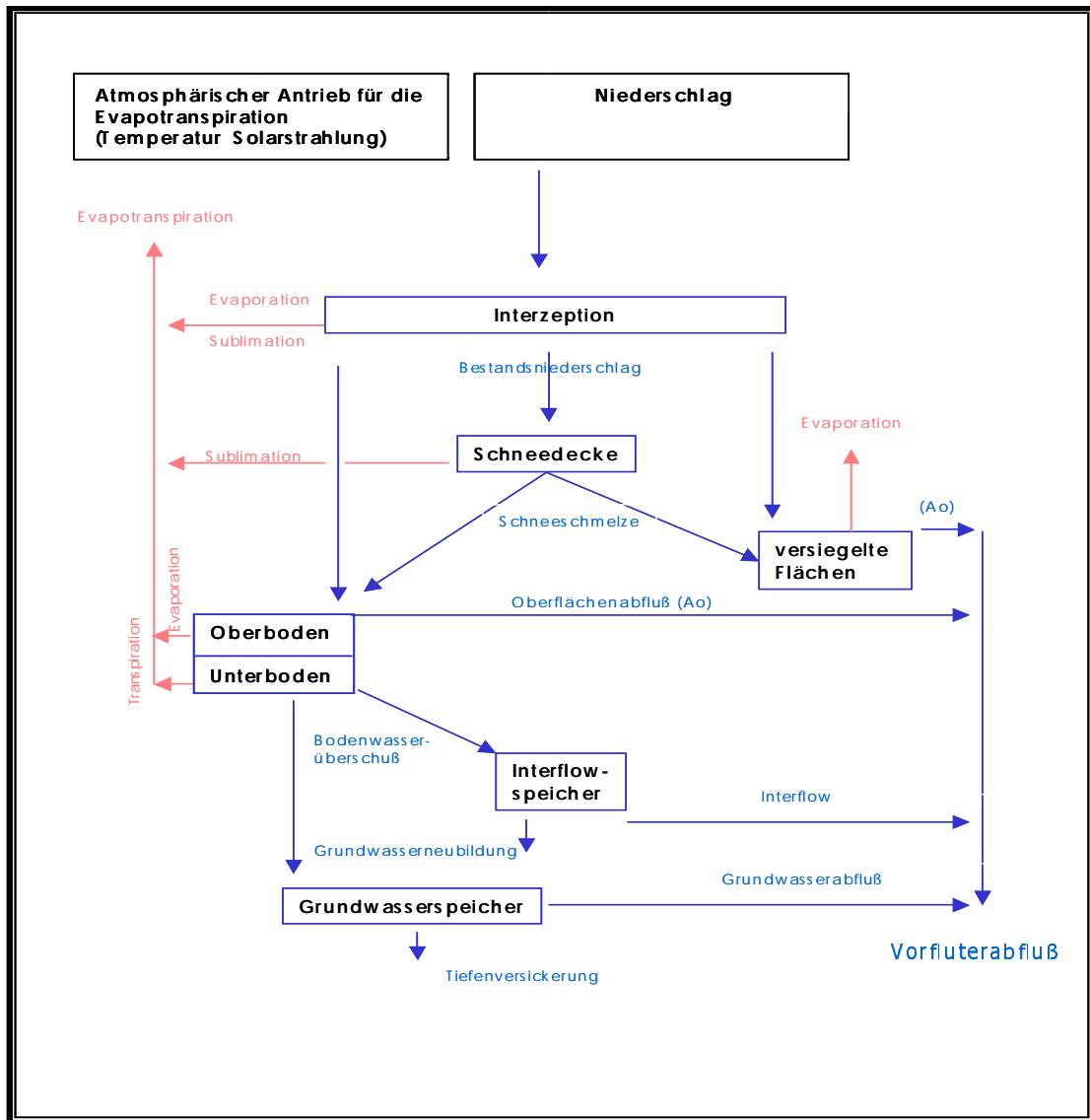


Abbildung 4.7: Schematische Darstellung hydrologischer Prozesskomponenten des Precipitation Runoff Modelling Systems (verändert nach LEAVESLEY ET AL. 1983).

4.2.4.1 Oberflächenabfluss

Der im System entstehende Oberflächenabfluss erfolgt unter humiden Klimabedingungen meistens gebunden an eine Sättigung des Bodenwasserspeichers, oder auf versiegelten Flächen.

Versiegelte Flächen können im Modell auf zwei Arten beschrieben werden:

- durch die Ausweisung als eigenständige HRU
- durch prozentuale Aufteilung an allen HRUs

Die Entstehung von Sättigungsflächen korreliert dabei stark mit den Bodenwasserverhältnissen des Vortages und ist Ausdruck der Interflowdynamik. Eine modellhafte Beschreibung erlaubt das *Variable-Source-Area-Konzept*. In PRMS/MMS wird die abflusswirksame Fläche jedes HRU als dezimaler Flächenanteil wahlweise nach einer linearen (Gleichung 4.16) oder nicht-linearen (Gleichung 4.17) Beziehung (DUNNE & BLACK, 1970 [80], HEWLETT & NUTTER 1970 [124]) zwischen den Bodenfeuchtwerten des Vortages und dem Niederschlag berechnet. In der linearen Beziehung berechnet sich der prozentuale Anteil der beitragenden Fläche (ca_{percent}) einer HRU aus:

(4.16)

$$ca_{\text{percent}} = carea_{\text{min}} + carea_{\text{dif}} \cdot \frac{soil_{\text{rechr}}}{soil_{\text{rechr}}_{\text{max}}}$$

$carea_{\text{min}}$: Kleinster dezimaler Anteil der abflusswirksamen Fläche

$carea_{\text{dif}}$: $carea_{\text{max}} - carea_{\text{min}}$

$carea_{\text{max}}$: Maximaler dezimaler Anteil der abflusswirksamen Fläche

Der nichtlineare Ansatz verwendet zur Berechnung von ca_{percent} einen Feuchteindex $smidx$:

(4.17)

$$carea_{\text{percent}} = smidx_{\text{coef}} \cdot 10^{smidx \cdot smidx_{\text{exp}}}$$

mit

(4.18)

$$smidx = soil_{\text{moist}} \cdot \frac{nethru_{\text{rain}}}{2}$$

Auch bei der nichtlinearen Bestimmung des Oberflächenabflusses wird die maximal beitragende Fläche durch den Parameter ca_{percent} festgelegt.

Der Oberflächenabfluss ergibt sich in beiden Fällen aus dem Produkt von ca_{percent} und dem Bestandsniederschlag. Die Differenz aus Bestandsniederschlag und Oberflächenabfluss bildet die Summe des infiltrierenden Wassers.

Die Bodenzone ist im Modell als Transformator konzeptionalisiert. Sie regelt die Wasserzuschüsse aus Infiltration, Bestandsniederschlag und Schneeschmelze und die Wasserverluste des Systems durch Evapotranspiration, Interflow- und Grundwasserabfluss. Die Bodenfeuchte ist das Resultat der Bilanzierung dieser Wasserzu- bzw. abnahmen. PRMS beschreibt das Bodenfeuchtedefizit eines Bodens durch die nutzbare Feldkapazität (nFK) ($soil_{\text{moist}}_{\text{max}}$). Sie entspricht der in den Mittelporen gegen die Schwerkraft gehaltenen pflanzenverfügbaren Wassermenge und umfasst den Bereich zwischen Feldkapazität

und permanentem Welkepunkt. Die Bodenzone ist im Modell als zweischichtiges Bodenkompartiment konzeptionalisiert. Dem Oberboden kann Wasser über die Prozesse der Pflanzentranspiration und der Evaporation (direkte Verdunstung von der Bodenoberfläche) entzogen werden. Der Unterboden, dessen Mächtigkeit von der Durchwurzelungstiefe der Vegetation abhängt, verliert Wasser an die Atmosphäre ausschließlich über die Transpiration. Die nFK der unteren Bodenzone ergibt sich aus der Differenz der nutzbaren Feldkapazität des Gesamtprofils (**soilmoist_{max}**) minus der nFK der oberen Bodenzone. Die oben beschriebenen Wasserzuschüsse und -verluste ergeben sich modellhaft aus der Differenz der jeweiligen nFK und der aktuellen Bodenfeuchte. Die Bodenfeuchte hat somit entscheidenden Einfluss auf die Evapotranspiration und die Abflussbildung.

4.2.4.2 Interflow

Der Interflow ist als oberflächennaher und hangparalleler Wasserfluss zwischen Bodenoberfläche und Grundwasserspiegel definiert (FLÜGEL 1979 [90]). Er folgt dem Oberflächenabfluss zeitlich gering verzögert und erfolgt als relativ schnelle Wasserbewegung aus der ungesättigten Bodenzone in den Vorfluter. Interflow findet vor allem nach Niederschlagsereignissen mit hoher Intensität oder während der Schneeschmelze statt. Der Interflowspeicher wird immer dann aufgefüllt, wenn die nutzbare Feldkapazität (**soilmoist_{max}**) und die maximale Grundwasserneubildungsrate (**soil2gw_{max}**) überschritten werden. Die Speicherinhaltsänderungen berechnen sich nach:

(4.19)

$$ssres_{flow} = ssres_{init} - \frac{d(ssres_{stor})}{dt}$$

$ssres_{flow}$: : Abflussrate des Interflowspeichers

$ssres_{init}$: : Zuflussrate zum Interflowspeicher

$ssres_{stor}$: : Speichermenge in jedem Bodenwasserreservoir

In Gleichung 4.19 ist $ssres_{init}$ wie oben beschrieben, bekannt. Die Abflussrate wird über zwei Koeffizienten ($ssrcoef_{in}$, $ssrcoef_{sq}$) ermittelt und ergibt sich zu:

(4.20)

$$ssres_{flow} = ssrcoef \cdot ssres_{stor} + ssrcoef_{sq} \cdot ssres_{stor}^2$$

Die Berechnung von $ssres_{flow}$ erfolgt für jeden Zeitschritt analog der Kontinuitätsgleichung (Gleichung 4.19). Setzt man $ssrcoef = 0$ so erhält man eine lineare Beziehung zwischen Speicherinhalt und Abflussrate. Neben dem Wasserverlust als Interflow verliert der Speicher zusätzlich Wasser durch den vertikalen Transport in das Grundwasserreservoir.

Für die Modellierung des Interflow nach diesem Konzept bleibt kritisch anzumerken, dass Interflow immer erst dann auftreten kann, wenn im gesamten Bodenprofil Wassersättigung aufgetreten ist, was der realitätsnahen Prozessabbildung widerspricht.

4.2.4.3 Grundwasser

Die Auffüllung des Grundwasserspeichers erfolgt wie Abbildung 4.7 zeigt aus der Summe:

- der maximalen Grundwasserneubildungsrate (**soil2gw_{max}**)
- und
- der Wasserabgabe des Interflowspeichers

Die Wasserabgabe eines Interflowspeichers an einen Grundwasserspeicher berechnet sich wie folgt:

(4.21)

$$ssrto_{gw} = ssr2gw_{rate} \cdot \left[\frac{ssres_{stor}}{ssr2gw_{max}} \right]^{ssr2gw_{exp}}$$

$ssr2gw_{rate}$: täglicher Grundwassererneuerungskoeffizient

$ssr2gw_{max}$: Routingkoeffizient

$ssr2gw_{exp}$: Routingkoeffizient

Wie beim Interflow erhält man für den vertikalen Wassertransport in der ungesättigten Zone (**ssrtogw**) eine lineare Beziehung zwischen Speicherinhalt und Wasserfluss, wenn beide Routingkoeffizienten in Gleichung 4.21 den Wert 1 haben. Der grundwasserbürtige Abfluss und seine zeitliche Dynamik wird somit entscheidend von den Quellen der Grundwasserneubildung bestimmt.

Fall 1: Grundwasserneubildung als Überschusswasser der Bodenzone

Fall 2: Grundwasserneubildung als Wasserfluss vom Interflow- zum Grundwasserspeicher

Fall 1 kann nur erfolgen, wenn ausreichend Niederschlag vorhanden ist. Fall 2 wird immer dann berechnet wenn Wasser im Interflowspeicher vorhanden ist. Dies bedeutet, erhöht sich der Anteil von **ssrtogw** an der Grundwasserneubildung, kommt es zu einer Zunahme des Grundwasserabflusses und zu einer Reduktion der Interflowkomponente.

Der grundwasserbürtige Abfluss wird als Einzellinearspeicher abgebildet und berechnet sich aus:

(4.22)

$$gwres_{flow} = gwflow_{coef} \cdot gwres_{stor}$$

Bei Einzugsgebieten, die durch ihre geologischen Gegebenheiten Grundwasser in benachbarte Gebiete verlieren, kann dieser Wasserverlust über einen Koeffizienten (**gwsink-coef**) berücksichtigt werden.

4.2.5 Modellierung von Einzelereignissen

Für die zeitlich hochaufgelöste Modellierung des Wasserhaushalts nach ausgewählten Niederschlagsereignissen wurden weitere Module in das Modell implementiert, auf die im Folgenden näher eingegangen wird. Für die ereignisbezogene Modellierung ist die Datengrundlage von entscheidender Bedeutung. PRMS/MMS erhält durch eine weitere Spalte in den Eingabedaten die Information zu welchem Zeitpunkt in den *Storm-Mode* (1) gewechselt werden soll und wann wieder tägliche Berechnungsschritte (0) erfolgen sollen. Dabei müssen alle Eingabedaten in gleicher zeitlicher Auflösung vorliegen, dass auf der zeitlichen Skala bis auf die Minutenbasis herabreicht. In diesem Zusammenhang muss darauf hingewiesen werden, dass es sehr schwierig ist, zeitlich hochaufgelöste Informationen in für die mesoskalige Modellierung ausreichender räumlicher Auflösung zu bekommen. Viele vom Deutschen Wetterdienst betriebenen Klimastationen nehmen Messungen in stündlichen Zeitintervallen vor, zur Validierung der Abflussmessungen müssen aber auch die Pegelstationen Daten mit diesen Auflösungen liefern. Diese Vorhaben wird in Thüringen momentan durch die Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie realisiert. In diese Arbeit flossen noch per Hand abgelesene Daten von Pegelbögen ein.

4.2.5.1 Infiltration

Die Infiltration während konvektiver Niederschläge wird vom Modell unter Nutzung einer modifizierten Green-Ampt-Gleichung (GREEN & AMPT 1911 [117]), wie sie bei DAWDY ET AL. (1972 [71]) beschrieben wird, berechnet. Der die Bodenoberfläche erreichende Niederschlag wird in 5 minütigen Intervallen in Niederschlagsüberschuss und Infiltration aufgeteilt. Dabei berechnet sich die Infiltrationskapazität an einem Punkt nach:

(4.23)

$$f_r = k_{sat} \cdot \left(1,0 + \frac{ps}{sms} \right)$$

k_{sat} : Hydraulische Leitfähigkeit der Übergangszone

ps : Effektiver Wert des Produktes aus kapillarem Aufstieg und Bodenfeuchtedefizit

sms : Akkumulierter Infiltrationswert

In diesem Zusammenhang variiert das Bodenfeuchtedefizit (ps) linear als eine Funktion des Quotienten $soil_{rechr}/soil_{rechrmax}$ im Wertebereich zwischen permanentem Welkepunkt und einem Maximalwert, der sich aus dem Produkt von $rgf \cdot psp$ ergibt (vgl. Abbildung 4.8). Berechnet wird ps nach folgender Gleichung:

(4.24)

$$ps = psp \cdot \left[rgf \cdot (rgf - 1,0) \cdot \left(\frac{soil_{rechr}}{soil_{rechrmax}} \right) \right]$$

psp : Produkt aus Bodenfeuchtedefizit und kapillarem Aufstieg

rgf : Verhältnis von PSP-Feldkapazität und PSP-Welkepunkt

$soil_{rechr}$: Bodenfeuchtespeicher der oberen Bodenzone

$\text{soil}_{\text{rechmax}}$: Maximale Bodenwasserspeicherkapazität des gesamten Bodenprofiles

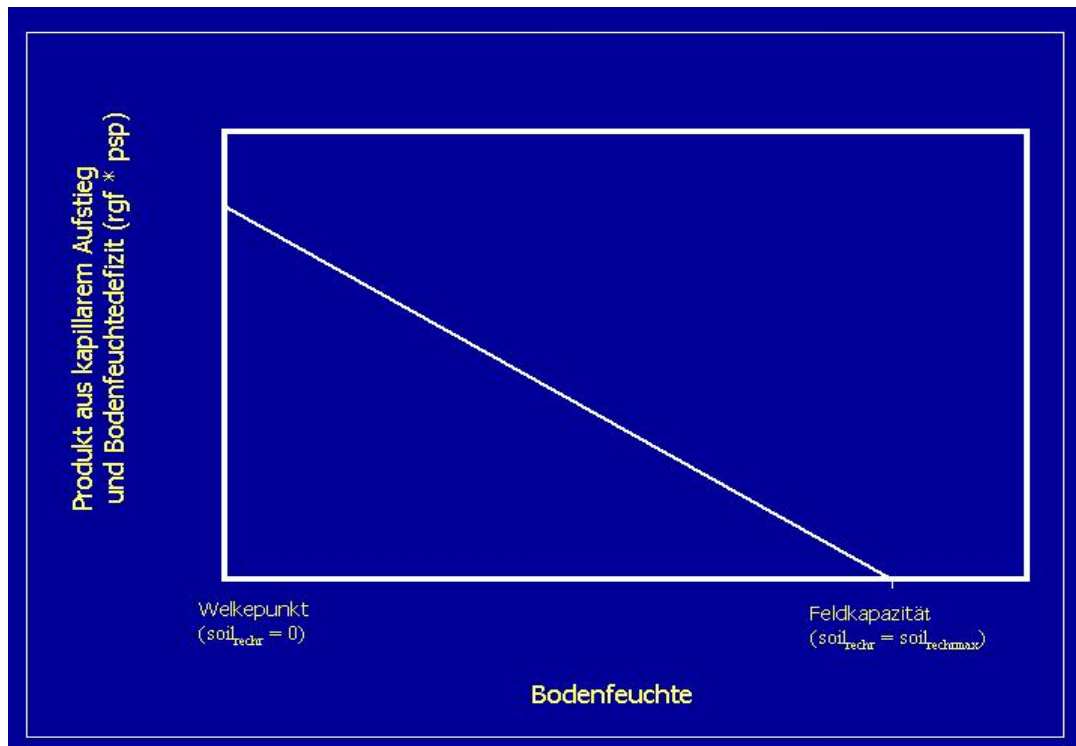


Abbildung 4.8: Funktion die den Wert des Produktes aus kapillarem Aufstieg und Bodenfeuchtedefizit als Funktion des Bodenfeuchtegehaltes beschreibt (verändert nach Leavesley et al. 1983 [152]).

4.2.5.2 Oberflächenabfluss

Der Oberflächenabfluss (A_o) im ereignisbezogenen Modus wird nach dem Konzept der Kinematischen Welle (LECLERC & SCHAAKE 1973 [159]) für Oberflächenabfluss (A_o) berechnet. Auf versiegelten Flächen wird die Bildung des Oberflächenabflusses durch den Infiltrationsüberschuss, mit Hilfe des Infiltrations-Moduls, als Abflussflächenzufluss nachgebildet. Unversiegelte Flächen erhalten den gesamten gemessenen Niederschlag als Zufluss. Die nach dem ursprünglichen HRU-Konzept abgeleiteten Abflussflächen entsprechen dabei nicht dem HRU-Ansatz von FLÜGEL (1995 [94]) sondern unterteilen das Teileinzugsgebiet nach dem „open book“-Verfahren (Abbildung 4.2) in zwei Flächen links und rechts des Vorfluters. Alle Flächen müssen in Verbindung zu einem Flussegment stehen, in das sie entwässern. Alle Abflussflächen die als eine HRU ausgewiesen werden benutzen den gleichen Pfad für den Abfluss des Niederschlagsüberschusses. Folgende partielle Differentialgleichung muss für jedes Oberflächenabflussegment aufgelöst werden.

(4.25)

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = ppt_{\text{exc}}$$

- h : Abflusshöhe
- q : Abflussrate pro Flächeneinheit (ft³/s/ft)
- ppt_{exc} : Zuflussrate des Niederschlagsüberschusses (ft/s)
- t : Zeit
- x : Entfernung hangabwärts

Das Verhältnis von q zu h ergibt sich aus:

(4.26)

$$q = \alpha h^m$$

wobei α und m Funktionen sind die sich aus den morphometrischen Charakteristika der Oberflächenabflussflächen ergeben. Tabelle 4.1 gibt einen Überblick über die verschiedenen Gleichungen, die im Modell zur Verfügung stehen um die Funktionen α und m zu berechnen. Auch die Anwendung von benutzerdefinierten Werten ist möglich.

Tabelle 4.1: Gleichungen zur Berechnung der Parameter ofp_alpha und der geschätzten Werte von ofp_cmp für die Nutzung verschiedener Abflussflächen (flowplanes)

Segmenttyp	Index	ofp_alpha (α)	ofp_cmp (m)
Externe Spezifikation	4	Nutzerspezifisch (ofp_alpha)	Nutzerspezifisch (ofp_cmp)
Oberflächenabfluss (turbulent)	5	$\frac{1,49 \cdot \sqrt{\text{ofp}_{\text{slope}}}}{\text{ofp}_{\text{rough}}}$	1.67
Oberflächenabfluss (laminar)	6	$\frac{64,4 \cdot \text{ofp}_{\text{slope}}}{0,00000141 \cdot \text{ofp}_{\text{rough}}}$	3.00
Kein Routing	99	kein - aller Niederschlagsüberschuss fließt ins Flussegment	kein

ofp_alpha: kinematischer Parameter **alpha** für durchlässige Flächen des Overlandflowplaneltyps 4

ofp_cmp : kinematischer Parameter **m** für durchlässige Flächen des Overlandflowplaneltyps 4

4.2.5.3 Vorfluterabfluss

Der ereignisbezogene Vorfluterabfluss ist im Modell durch die Charakterisierung des Abflussnetzes als ein Zusammenschluss von Fluss-, Speicher und Kreuzungssegmenten, die das Abflussgeschehen bestimmen, implementiert. Jedes Kanalsegment kann Zufluss von bis zu drei anderen Segmenten erhalten. Zusätzlich kann jedes Segment Zufluss von bis zu zwei Oberflächenabflussflächen erhalten. Der Zufluss durch das Flussnetz und der laterale Zufluss aus den Abflussflächen, dienen als Eingabe- oder Antriebsfunktionen, zur Berechnung des Abflusses pro Flussegment.

Das Modul zum Abflussrouting benutzt eine finite Differenzen Näherung der Kontinuitätsgleichung. Diese partielle Differentialgleichung wird für jeden Flussabschnitt wie folgt aufgelöst:

(4.27)

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q$$

der zur Kinematischen Wellen Approximation gehörende Abfluss sowie der Abflussquerschnitt berechnen sich nach:

(4.28)

$$Q = \alpha A^m$$

- A : Abflussfläche (ft²)
- Q : Abflussrate (ft³/s)
- q : Lateraler Zufluss je Kanalsegmentlänge (ft³ s⁻¹ft⁻¹)
- x : Entfernung (ft)
- α / m: Kinematische Wellenparameter

Die Gleichungen um α und m zu berechnen sind in Tabelle 4.2 dargestellt.

Die Wellenparameter α und m für den Gerinneabfluss können mit Hilfe der morphologischen Gewässercharakteristika über die Gleichung nach MANNING berechnet werden, wenn der benetzte Umfang als eine Funktion des Abflussquerschnittes ausgedrückt werden kann (DAWDY ET AL. 1978 [72]).

Tabelle 4.2: Gleichungen zur Berechnung der Parameter ofp_alpha und der geschätzten Werte von ofp_cmp für die Nutzung verschiedener Fließsegmentquerschnitte (channelsegment)

Segmenttyp	Index	ofp_alpha (α)	ofp_cmp (m)
Rechteck Querschnitt	1	$\frac{1,49 \sqrt{\text{ofp}_{\text{slope}}}}{\text{ofp}_{\text{rough}} \cdot \text{ofp}_{\text{length}}^{\frac{2}{3}}}$	1.67
Dreieck Querschnitt	3	$\left(\frac{1,18 \cdot \sqrt{\text{ofp}_{\text{slope}}}}{\text{ofp}_{\text{rough}}} \right) \cdot \left(\frac{\sqrt{w_{\text{lb}} + w_{\text{rb}}}}{\sqrt{w_{\text{lb}}^2 + 1,0} + \sqrt{w_{\text{rb}}^2 + 1,0}} \right)^{\frac{2}{3}}$	1.33
Benutzerdefiniert	4	Benutzerdefiniert	Benutzerdefiniert
Knoten	7	keine	keine
Speicher-routing (puls)	8		
Speicher-routing (linear)	9		

wlb: Abstand vom linken Ufer zur Gerinnemitte

wrb: Abstand vom rechten Ufer zur Gerinnemitte

(4.29)

$$W = c \cdot A^d$$

wobei c und d als Konstante den hydraulischen Radius definieren als

(4.30)

$$R = \frac{A}{W} = \frac{A^{1-d}}{c}$$

Die Abflussrate nach der Manning Gleichung berechnet sich also nach

(4.31)

$$Q = AV = \frac{1,49\sqrt{S}}{nc^{\frac{2}{3}}} \cdot A \left(\frac{5}{3} - \frac{2}{3}d\right)$$

V : Fließgeschwindigkeit

n : Manning-Faktor

S : Hangneigung (ft/ft)

das bedeutet α berechnet sich aus:

(4.32)

$$\alpha = \frac{1,49\sqrt{S}}{nc^{\frac{2}{3}}}$$

und m aus:

(4.33)

$$m = \frac{5}{3} - \frac{2}{3}d$$

DAWDY, SCHAAKE & ALLEY (1978 [72]) schlagen vor, die räumlichen und zeitlichen Berechnungsintervalle nach einer charakteristischen Zeit bis zum Gleichgewicht zwischen dem schnellst abfließenden Flusselement, dem Abschnitt mit dem höchsten zu erwartenden lateralen Zuflusssegment und einer willkürlichen Einheitsganglinie auszuwählen. Für die geeignete Auswahl der Berechnungsintervalle könnte ebenso ein lineares Stabilitätskriterium zu Hilfe genommen werden (WOOLISHER ET. AL. 1970 [256]).

4.2.5.4 Lineares Speicherrouting

Das Speicherrouting basiert ebenfalls auf einer allgemeinen Form der Kontinuitätsgleichung

$$Q = I - \frac{d(\text{sfres}_{\text{stor}})}{dt}$$

Q : Speicherausfluss

I : Speicherzufluss

sfres_{stor} : Speicherinhalt

t : Zeit

Der Speicher wird während der Modellierung als individuelles Flussegment betrachtet. Der Zufluss zum Speicher kann wiederum aus bis zu drei oberhalb liegenden Flussabschnitten erfolgen. Für das Speicherrouting stehen zwei Methoden zur Verfügung. Die erste ist eine lineare, welche die Kontinuitätsgleichung 4.27 und das Verhältnis

(4.34)

$$sfres_{outq} = sfres_{coef} \cdot sfres_{sto}$$

benutzt.

$sfres_{coef}$: Routing Parameter

Setzt man Gleichung 4.34 in Gleichung ein ergibt sich:

(4.35)

$$\frac{d(sfres_{sto})}{dt} = I - (sfres_{coef} \cdot sfres_{sto})$$

Gleichung 4.36 wird nach $sfres_{sto}$ aufgelöst und wiederum in Gleichung 4.34 eingesetzt

(4.36)

$$sfres_{outq} = \left(1 - \frac{1 - e^{-(sfres_{coef} \cdot \Delta t)}}{sfres_{coef} \cdot \Delta t} \right) \cdot \Delta t + \left(1 - \left(e^{-(sfres_{coef} \cdot \Delta t)} \cdot sfres_{sto} \right) \right)$$

Δt : Zeitintervall

$sfres_{sto}$: Menge des Speicherinhalts zu Beginn der Simulation

$sfres_{sto}$ wird nach jedem Zeitintervall neu berechnet und in beim nächsten Iterationsschritt in Gleichung 4.37 berücksichtigt.

Die zweite mögliche Methode des Speicherroutings ist eine abgewandelte Form des sogenannten Puls-Routings (U.S. SOIL CONSERVATION SERVICE 1971 [243]). Dieses Verfahren kann sowohl für das Reservoirrouting als auch für das Gerinnerouting angewendet werden. Bei diesem Prozess werden die Terme Q und I aus Gleichung 4.37 als Durchschnittswerte des Eintrages und Abflusses am Anfang und Ende jedes Zeitintervalls begriffen. Setzt man diese Werte in Gleichung 4.34 ein ergibt sich:

(4.37)

$$\frac{2sfres_{sto}(t1)}{Dt} + Q_{(t1)} = (I_{2(t1)} + I_{1(t0)}) + \frac{2sfres_{sto1}}{Dt} - Q_{1(t0)}$$

Die Bezeichnungen t_0 und t_1 kennzeichnen die Anfangs- und Endwerte für jedes Berechnungsintervall. Alle Terme auf der rechten Seite der Gleichung sind zu Beginn der Modellierung bekannt. DAWDY ET AL. (1978 [71]) beschreiben ein Interpolationsverfahren um die Gleichung nach Q_2 aufzulösen.

Der Routingtyp für jeden Speicher wird bei Einzelereignissen durch den Parameter *chan_{type}* und im täglichen Modus durch den Parameter *sfres_{type}* im Abflussmodul festgelegt.

4.2.5.5 Das Modul zur Berechnung des Gerinneabflusses

Das Modul **strmflow st prms.f** besitzt Algorithmen um täglichen Gerinneabfluss, sowie individuelle Einzelereignisse in hoher zeitlicher Auflösung zu berechnen. Für das Speicherouting wird auf den **täglichen** Modus zurückgegriffen.

Im Verlauf der Berechnung des Wasserhaushalts bei Einzelereignissen, bei denen der Gerinneabfluss mittels eines Abfluss-Routing-Moduls berechnet wird, wird der Gesamtabfluss aus einem Einzugsgebiet gleichgesetzt mit dem Abfluss aus dem letzten Flusselement vor der Flussmündung. Auf täglicher Basis ergibt sich der Einzugsgebietsabfluss als Summe der drei Komponentenabflüsse (vgl. Gleichung 4.38).

$$\text{basin}_{\text{cfs}} = \text{basin}_{\text{sroff}} + \text{basin}_{\text{ssflow}} + \text{basin}_{\text{gwflow}} \quad (4.38)$$

Die Berechnung des Gerinneabflusses im täglichen Modus kann nur vorgenommen werden wenn Oberflächenspeicher ausgewiesen werden. In diesem Fall, wird das Routing nur über die Speicher ausgeführt. Dieses Speicherouting basiert genau wie das Reservoirrouting auf einer allgemeinen Form der Kontinuitätsgleichung:

(4.39)

$$Q = I - \frac{d(\text{sfres}_{\text{sto}})}{dt}$$

wobei

Q : der Reservoirabfluss (*sfres_{outq}*),

I : der Reservoirzufluss (*qin*),

sfres_{sto} : der Reservoirspeicher

und

t : die Zeit sind.

Für tägliche Abflussberechnungen ist I die Summe der Vorfluterzuflüsse aus allen HRUs plus den Anteilen der Bodenwasser- und Grundwasserspeicher oberhalb des Kanal-Speicherelementes. Der Speicherzufluss kann zusätzlich aus drei oberhalb liegenden Flusselementen erfolgen.

Auch im täglichen Modus wird das Speicherrouting auf Grundlage der linearen Gleichung 4.39 und der Berechnungsmethode mit Hilfe des sogenannten Puls-Routings (U.S. SOIL CONSERVATION SERVICE 1971 [243]) nachvollzogen.

Auch in diesem Fall wird der Routingtyp für jeden Speicher bei Einzelereignissen durch den Parameter **chan_{type}** und im täglichen Modus durch den Parameter **sfres_{type}** im Abflussmodul festgelegt.

4.2.5.6 Muskingum-Cunge-Verfahren

Beim Muskingum-Cunge-Verfahren handelt es sich ebenfalls um eine Methode den Gerinneabfluss zu berechnen. Dieses Verfahren war ursprünglich nicht im Modellsystem vorhanden und wurde von STAUDENRAUSCH (2001 [231]) für das topologische Routing implementiert.

CUNGE (1969 [66]) verbesserte das empirische Muskingum Konzept (CUNGE 1969 [66], FREAD 1985 [99]) indem er die Ähnlichkeit zwischen diesem Verfahren und dem hydraulischen Verfahren der kinematischen Welle herausstellte. CUNGE wies nach, dass die in der ursprünglichen Methode geschätzten Parameter x und k auch aus den morphometrischen Charakteristika (Länge, Neigung, Rauigkeit) der Vorflutersegmente abschätzen lassen, um den Ablauf der Hochwasserwelle zu beschreiben. Diese Methode hat den Vorteil, dass die Notwendigkeit entfällt, die Parameter empirisch aus Abflussdaten abschätzen zu müssen. Die Koeffizienten x und k berechnen sich aus:

(4.40)

$$k = \frac{1}{c_w}$$

(4.41)

$$x = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{q_0}{s \cdot c_w \cdot l} \right)$$

- q_0 : Einheitsdurchfluss
- S : Gefälle des Gewässersegmentes
- l : Länge des Gewässersegmentes
- c_w : Wellengeschwindigkeit

Um die Fließgeschwindigkeit im betrachteten Segment zu ermitteln kann hier die Manning-Formel (FREAD 1993 [100]) eingesetzt werden:

(4.42)

$$v = \frac{1}{n} \cdot r_h^{\frac{2}{3}} \cdot S^{\frac{1}{2}}$$

- n : Rauigkeit des Flussbettes
 r_h : Hydraulischer Radius des benetzten Umfanges
 S : Gefälle der Segmentsohle

Dabei ist der hydraulische Radius r_h eine Funktion des durchflossenen Gerinnequerschnittes und des benetzten Umfanges, der idealisiert durch die Querschnittsfläche und die Gerinnebreite berechnet werden kann. Die Durchflussfläche A ist abhängig von der Fließgeschwindigkeit und der Durchflussmenge und variiert bei gegebener Breite in Abhängigkeit vom Wasserstand.

(4.43)

$$A = \frac{Q}{V}$$

Ersetzt man nun die Gleichungen für idealisierte Gerinnequerschnitte (Staudenrausch 2001, [231] S. 83) durch Gleichung 4.43, ermittelt damit den hydraulischen Radius und setzt dies dann in die Manning-Formel (Gleichung 4.42) ein, ergeben sich für die unterschiedlichen Querschnitte verschiedene Gleichungen, die sich wiederum über Finite Differenzen approximieren lassen (DAWDY ET AL. 1978 [72]).

Neben dem höheren Grad an physikalischer Basiertheit, aufgrund der physikalisch begründeten Parameter, hat diese Verfahren den Vorteil, dass die Retention dynamisch modelliert werden kann, da sie von der momentanen Abflussmenge abhängt.

4.2.6 Das Modellierungssystem MMS und seine objektorientierte Weiterentwicklung OMS

Das immer stärker werdende Bewusstsein über die Komplexität natürlicher und damit auch wasserwirtschaftlicher Fragestellungen, hat zur Folge, dass Modellierungsansätze heutzutage in einem weiten Spektrum wissenschaftlicher Disziplinen angewendet werden. Aufgrund der großen Anzahl schon vorhandener Modelle ist es schwierig, das geeignete Modell für die jeweilige Fragestellung auszuwählen. Um diesem Problem zu begegnen wurde vom U.S. Geological Survey (USGS) ein modular aufgebautes Modellierungssystem (Modular Modeling System) entwickelt das im Folgenden näher erläutert werden soll.

• MMS

Bei der Entwicklung des N-A-Modells PRMS stand für die Entwickler der Modulare Charakter des Modells im Vordergrund. Jede Prozessberechnung sollte anwenderspezifisch mit verschiedenen Modulen durchgeführt werden können, welche fragestellungsbezogen vom Nutzer aus einer Modulbibliothek zu unterschiedlichen Modellen zusammengebaut werden sollten. Außerdem sollte das System relativ offen gestaltet werden um selbstentwickelte Modulroutinen in die Programmbibliothek einfügen zu können. Dieser Grundgedanke der Systemoffenheit und Modularität ließ sich zunächst nicht verwirklichen, da das Einfügen von selbstentwickelten Routinen aus programmierungstechnischen Gründen sehr aufwendig war. Bei der Weiterentwicklung von PRMS zum MMS wurde dieser Grundgedanke wieder aufgenommen und konsequent durchgesetzt. MMS ist also eine strikt modulare auf

der konzeptionellen Basis von PRMS entwickelte Umgebung die es nun auch relativ einfach ermöglicht eigene Routinen zu integrieren.

Konzeptionell besteht MMS aus drei Komponenten, der Vorverarbeitungskomponente, der Modellierungskomponente und der Nachverarbeitungskomponente. Den Kern des Systems bildet eine Modulbibliothek, aus welcher der Nutzer selektiv, die für seine Fragestellung geeigneten Module auswählen und zu einem Modell zusammenstellen kann. Diese individuelle Modellbildung stellt sich als vorteilhaft für den Modellanwender heraus, im Hinblick auf die Erweiterung des Systems ist sie aber mit Einschränkungen behaftet. Probleme ergeben sich daraus, dass die einzelnen Module, die im Sinne von MMS Programme (Fortran, C) sind, durch die Programmierung eng miteinander verknüpft sind. Über einen *model builder* verbindet der Anwender die Module interaktiv miteinander. Anschließend wird der Modellcode generiert. Variablen werden nach einem definierten Schema kaskadenartig von einem Modul zum nächsten weitergegeben und dort bearbeitet. Bei der Einfügung neuer Module wird dieses definierte Schema aufgebrochen. Das bedeutet, es muss bei der Einfügung neuer Module darauf geachtet werden, auf welche schon bestehenden Bestandteile des Systems sie Einfluss haben, und eine Vernetzung mit diesen Modulen hergestellt werden.

MMS verfügt zudem über eine graphische Schnittstelle, die es dem Nutzer erlaubt Parameter- und Datenfiles zu editieren, sowie Kalibrierungs-, Validierungs- oder Optimierungsroutinen während der Modellierung aufzurufen. Und schlussendlich stehen eine Vielzahl von statistischen und graphischen Werkzeugen zur Analyse der Modellierungsergebnisse zur Verfügung.

Als weiteres Hilfsmittel wurde eine Schnittstelle zu einem Geographischen Informationssystem (GRASS, ARC/INFO) entwickelt, die dem Nutzer erlaubt, die für die Modellierung benötigten räumlichen Daten zu bearbeiten. So wurden Funktionen entwickelt, die automatisch Teileinzugsgebiete ausweisen und mit Hilfe eines digitalen Höhenmodells sowie weiterer digitaler Datengrundlagen die physiographische Ausstattung der Teileinzugsgebiete beschreiben, die vom Modell benötigten Parameter ableiten und in einem geeigneten Format als Parameterfile ablegen.

Alle in Kapitel 5.3 durchgeführten Simulationsläufe wurden im Rahmen des Modellentwicklungssystems MMS vorgenommen.

OMS

Die Forderung nach integrierten Modellsystemen führte besonders in jüngerer Zeit zu einer regen Entwicklungstätigkeit auf diesem Gebiet. Sehr unterschiedlich ist dabei der Grad der Integration verschiedener Verfahren und Methoden zu bewerten. Dieser reicht von der Einbeziehung neuerer Verfahren in bestehende Modelle, über die lockere Kopplung von Modellen (z.B. KLEEBERG ET AL. 1999 [143]; ECKHARD ET AL. 1999 [81]) bis hin zu modularen Modellentwicklungssystemen wie z.B. dem Modular Modelling System (MMS) (LEAVESLEY ET AL. 1996 [158]) oder dem Object Modelling System (OMS) (DAVID 1997b [69]).

Die lockere Koppelung von einzelnen Modellen ist mit dem Nachteil behaftet, dass der Informationsfluss meist nur in eine Richtung verläuft, in der Art, dass der Output des ersten Modells den Input für das folgende darstellt. Dadurch können Systemänderungen, die sich in tiefer liegenden Modellroutinen ergeben, keinen Einfluss auf weiter oben liegende Prozesse nehmen. Etwaige Rückkoppelungen können auf diese Art und Weise nicht berücksichtigt werden. Für eine Berücksichtigung dieser Rückkoppelungen reicht die lockere Verbindung folglich nicht aus. Dies gilt insbesondere dann, wenn das resultierende System

für Szenarioanalysen und -bewertungen eingesetzt werden soll. Eine tatsächliche Integration verschiedener Verfahren und Ansätze erfordert daher eine tiefergehende Verbindung zwischen den einzelnen Komponenten, als dies bei der lockeren Koppelung der Fall wäre.

Damit bietet sich der Einsatz eines modularen Modellsystems wie das MMS oder dessen Weiterentwicklung, das OMS (Abbildung 4.9), zur Bearbeitung der Fragestellungen der Arbeit an. Im OMS können einzelne Verfahren aus bestehenden Modellen oder sogar ganze Modelle integriert und eng miteinander gekoppelt werden. Der Grad der Integration ist bei dieser Vorgehensweise ungleich höher als bei der Modellkoppelung und erlaubt die Berücksichtigung von Systemänderungen und damit auch von Rückkoppelungen einzelner Prozesse untereinander. Weiter kann bei Einsatz des OMS auf die Funktionen zur Visualisierung und Parametrisierung des Systems zurückgegriffen werden.

Die Entwicklung des objektorientierten Modellierungssystems OMS ist durch die Tatsache begründet, dass, wie oben schon erwähnt, eine Vielzahl von Modellen für verschiedenste Anwendungen auf dem Markt sind. Eine Zusammenfassung aller wichtigen Modellalgorithmen in der Modulbibliothek von MMS wäre theoretisch möglich, würde aber einen enormen Aufwand bei der Programmierung bedeuten und zu einer verstärkten Anfälligkeit des Systems führen. OMS zeichnet sich durch seine Kernel-Architektur und damit verbunden seine offene Topologie aus. Das System schränkt also die modulare Erweiterbarkeit nicht ein. Analog zu MMS erfolgt die Modellgenerierung durch Verknüpfung von Objekten aus einer Objektbibliothek.

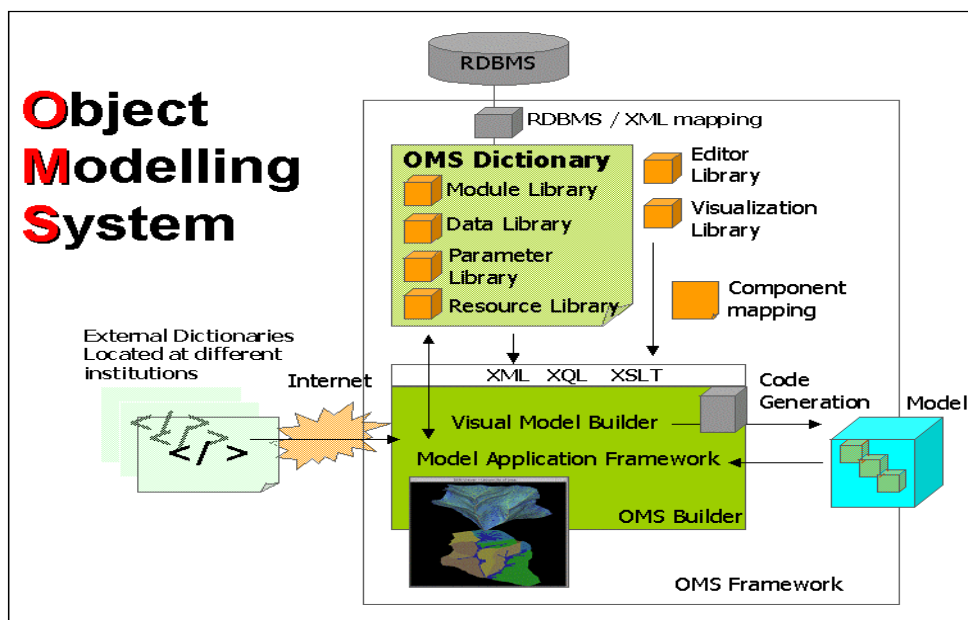


Abbildung 4.9: Grundlegender Aufbau des Object Modelling System (nach DAVID)

KAPITEL 5 *Anwendung*

In Kapitel 5 werden auf Grundlage der vorgestellten methodischen Modellkonzepte und der systemabhängigen Prozesszusammenhänge die Arbeitsschritte, und die für jedes Konzept erzielten Ergebnisse vorgestellt. Das Kapitel lehnt sich dabei stark an die in Kapitel 2.6 festgelegten Arbeitsziele an.

Abschnitt 5.1 beschreibt zunächst die Vorgehensweise der Ableitung der hydrologisch ähnlich reagierenden Flächeneinheiten (HRUs) und deren systembestimmende Charakteristika. Kennzeichen dieser Flächen soll eine im Verhältnis zu anderen Flächen ähnliche Dynamik der dort stattfindenden hydrologischen Prozesse sein. In Abschnitt 5.2 wird auf diesen Flächenableitungen aufbauend, die Parametrisierung für die verschiedenen Modellierungsentitäten vorgestellt. Abschnitt 5.3 liefert basierend auf Simulationen mit differierender Datengrundlage und Simulationen, denen verschiedenen Flächendistributionskonzepte zu Grunde liegen eine vergleichende Bewertung der erzielten Ergebnisse. Bei der Datengrundlage werden vor allem die räumliche Verteilung des Niederschlages (Kapitel 5.3.2) und unterschiedliche Landnutzung (Kapitel 5.3.1) untersucht. Hervorgehoben wird vor allem, ob durch die Größe des Einzugsgebietes die Dominanz der Prozesse gesteuert wird und ob unterschiedliche konzeptionelle Flächendistributionsverfahren diese Prozessdominanz berücksichtigen können. Kapitel 5.4 beleuchtet die systemanalytischen Zusammenhänge beispielhaft. In Kapitel 5.5 werden Modellansatz und Parametrisierung nochmals für zeitlich hochaufgelöste Simulationen verwendet um die Flexibilität des Ansatzes und des Modellierungssystems deutlich zu machen. In Abschnitt 5.6 werden schließlich auf Grundlage der erzielten Ergebnisse, hypothetische Szenarien einer Änderung der Landnutzung und deren Auswirkungen auf den Wasserhaushalt berechnet

5.1 Ableitung der Modelleinheiten (HRUs)

Da das Einzugsgebiet der Ilm hinsichtlich der für die Bildung der einzelnen Abflusskomponenten wichtigen Faktoren bisher nicht untersucht worden ist, werden diese Faktoren im Folgenden thesenhaft erläutert. Zusätzlich wird dargestellt durch welche Datengrundlagen die systemrelevanten Gebietseigenschaften beschrieben werden (Kapitel 5.1.1) und wie diese Informationen in die HRU-Ableitung einfließen (Kapitel 5.1.2).

5.1.1 Systemrelevante Charakteristika

5.1.1.1 Relief

Die Ausprägung des Reliefs ist ein bedeutender Faktor für die Bilanzierung des Wasserhaushaltes. Es ist ein entscheidender Faktor für die Bodenbildung und -feuchte und hat damit indirekt auch Einfluss auf die Landnutzung. WUCHOLD & NEIS (1969 [258]) stellen in ihren Arbeiten einen deutlichen Einfluss der Hangneigung und Exposition auf die Niederschlagsvertei-

lung und insbesondere auf die Schneeakkumulation und -schmelze heraus. BÖHNER & PÖRTGE (1997 [50]) betonen die Bedeutung des Reliefs als steuernder Faktor für den Verdunstungsprozess in Bezug auf die Exposition und den Strahlungsgenuss. Von der Topographie eines Einzugsgebietes hängt auch der Anteil des Oberflächenabflusses ab. Generell ist bei gleichen Bodeneigenschaften mit zunehmenden Gefälle eine Erhöhung der Anteile des Oberflächenabflusses und des Interflows verbunden (PESCHKE ET AL. 1999 [188]).

Zur Veranschaulichung der Reliefsituation im Einzugsgebiet der Ilm standen die digitalisierten Isohypsen der Topographischen Karte 1:25000 des Freistaates Thüringen zur Verfügung. Zur weiteren Analyse wurde diese Vektor-Kartengrundlage in ein regelmäßiges Raster überführt. Dazu wurde im TIN-Modul des Geographischen Informationssystems ARC/Info aus den Höheninformationen ein *Triangular Irregular Network* erzeugt. Dabei repräsentiert ein Netz von unregelmäßigen Dreiecken mit einheitlicher Hangneigung und Exposition die Geländeoberfläche. Mit Hilfe des Befehls *tinlattice* wurde das Dreieckshöhenmodell in ein regelmäßiges Raster mit 25m Maschenweite überführt. Dieses kann mit verschiedenen Analysetools des GIS weiterbearbeitet werden.

Desweiteren stand ein InSAR DEM aus ERS-Tandem Daten vom Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) zur Verfügung um zu veranschaulichen, dass auch Geländedaten, die mit Fernerkundungssystemen erhoben werden hydrologische relevante Informationen in ausreichender Genauigkeit bereitstellen können. Ein Vergleich der beiden Modelle ergab keine systematischen Höhen oder Lagefehler. Als problematisch erwies sich dennoch die systembedingte Dekorrelation der Daten aufgrund von Vegetationsbestand, Aufnahmegeometrie und unterschiedlichem Aufnahmezeitpunkt. So können in stark reliefiertem und vegetationsbestandenerem Gelände Höhenfehler bis zu einer Größenordnung von 100m entstehen. Aus diesem Grund wurde auf eine weitere Verwendung dieses Oberflächenmodells verzichtet.

Für die unterschiedlichen Flächendistributionskonzepte wurden verschiedene hydrologische GIS - Analysen durchgeführt die nachfolgend vorgestellt werden. Die Analyse der Hangneigung, Exposition und Mittleren Höhenlage wurde für alle Konzepte durchgeführt, die Bestimmung der Fließrichtung und -akkumulation wird sowohl für das topographisch basierte Konzept, als auch für die Kombinationsform, das topologisch basierte Konzept, benötigt.

5.1.1.2 Hangneigung, Exposition, Mittlere Höhenlage

Die Berechnung der mittleren Hangneigung, Exposition und Höhenlage jeder HRU als wichtige Reliefparameter wurde für alle Flächendistributionskonzepte vorgenommen. Ihre Berechnung wurde ebenfalls mit Arc/Info nach dem Ansatz von BURROUGH (1986 [62]) durchgeführt. Die Hangneigung errechnet sich für jedes Pixel nach:

(5.1)

$$\tan(S) = \sqrt{\left(\frac{dz}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dz}{dy}\right)^2}$$

z : Höhe des Pixels

x,y : Koordinaten des Pixels

Die Exposition errechnet sich für jedes Pixel nach:

(5.2)

$$\tan(A) = -\frac{\left(\frac{dz}{dx}\right)^2}{\left(\frac{dz}{dy}\right)^2} - \pi < A < \pi$$

Die Hangneigung und die Exposition in den vorangegangenen Gleichungen 5.1 und 5.2 werden in Grad ausgedrückt, wobei die Hangneigung allgemein zwischen 0° und 90° und die Exposition zwischen 0° und 360° variiert. Beide Datenebenen wurden für die drei Pegelzugsgebiete aus dem digitalen Höhenmodell errechnet und als *Grid* mit 25m Rastermaschenweite abgelegt. Nach ihrer Klassifizierung fließen diese Datenebenen mit in die in Kapitel 5.1.2 vorgestellte Ausweisung der HRUs ein.

5.1.1.3 Böden

Die Bodentypen wurden aus der „Bodengeologischen Übersichtskarte“ Thüringens im Maßstab 1:100000 abgeleitet und in die dominierenden Klassen Braunerde, Parabraunerde, Rendzina, Pseudogley und Gley klassiert. Im weiteren erfolgte eine Verschneidung dieser Klassen mit einer digitalen Karte der Wasserspeicherefähigkeit der Böden im Einzugsgebiet der Ilm (TLU 1996 [235]), die grobe Abschätzungen zum Wasserspeichervermögen der einzelnen Bodentypen (Rendzina-gering, Braunerde-mittel, Gley-hoch) vornimmt. Die Parabraunerden und Pseudogleye, die flächenmäßig eine geringe Bedeutung haben, wurden aufgrund ihrer ähnlichen Wasserspeicherefähigkeiten, den entsprechenden Klassen Braunerde und Gley zugeordnet. Als Ergebnis entstand die Karte der Bodentypen mit den Klassen: Rendzina, Braunerde, Gley (vgl. Abbildung 3.17).

Die Böden und ihre Ausprägungen sind unter anderem als eine Funktion des Reliefs zu betrachten. Das Relief steuert die Bodengenese, aber auch die für den Wasserhaushalt wichtige Feldkapazität. Die Bodentypen und die Neigung der Hänge, auf denen sie vorherrschen, lassen weiterhin Schlüsse auf die Geschwindigkeit des Interflows zu. Mit zunehmendem Gradienten steigt auch die Fließgeschwindigkeit des Interflows (BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996 [13]). Auch in diesem Zusammenhang spielt die Einstrahlung eine bedeutende Rolle, da dem System durch sie, die für die Evaporation und Transpiration benötigte Energie zugeführt wird, die wiederum dem System Wasser entzieht. Im folgenden sollen die Eigenschaften der verschiedenen Böden kurz erläutert werden.

- Braunerden sind terrestrische Böden und dadurch gekennzeichnet, dass ihre Korngrößenverteilung von Sand über Schluff bis Lehm reicht, dementsprechend variiert auch das Gefüge. Die Porenverteilung der Braunerden aus Sand ist durch eine Zunahme der Fein- und Mittelporen von Unten nach Oben im Profil gekennzeichnet (SCHEFFER & SCHACHSCHABEL 1984 [209]). Die Folge ist eine Zunahme des Gesamtporenvolumens und somit eine hohe Wasserleitfähigkeit. Die Wasserdynamik dieser Böden ist durch den Interflow geprägt. Braunerden und Parabraunerden besitzen ähnliche bodenphysikalische Eigenschaften und wurden deshalb zu einer Klasse zusammengefasst.

- Auch die Rendzina zählt zu den terrestrischen Böden. Ihr Vorkommen ist im Einzugsgebiet vor allem an das des Muschelkalks, aus dem sie sich entwickelt, gebunden. Da die Rendzina eine erste Stufe der Bodenentwicklung darstellen (Bodenhorizont Ah-kC) und meist in mittkeren bis steilen Hanglagen gebildet werden, ist ihre Entwicklungstiefe mit bis zu 30cm relativ gering (Scheffer & Schachtschabel 1989 [209]). Rendzinen besitzen einen hohen Kalkgehalt bei geringem Wasserspeichervermögen, was bedingt, das die auf ihnen vorherrschenden Landnutzungen eher extensiven Charakter besitzen.
- Eine weitere terrestrische Bodenklasse ergeben die hauptsächlich auf den Hochflächen vorkommenden Pseudogleye. Diese Böden besitzen durch den Wechsel von Stauwasserbeeinflussung und Austrocknung auffällige hydromorphe Merkmale. Pseudogleye sind grundwasserferne Böden deren Staunässe nur durch Niederschlagswasser auftritt. Hinsichtlich der Wasserbewegung kann man sagen, dass in Pseudogleyböden aufgrund von stauenden Schichten im Boden zwei Fließrichtungen vorherrschen eine vertikale Komponente und eine der Stauschicht folgende, hangabwärts gerichtete, laterale Komponente, der Interflow (FLÜGEL 1979 [90]). In diesem Fall ist das Relief ein entscheidender Faktor für die Ausprägung und Intensität des Interflows.
- Die braunen Auenböden sowie Gleye sind semiterrestrische Böden, die sich unter dem Einfluss von Grundwasser entwickelt haben. Die zeitweise überfluteten bzw. überstauten Auenböden weisen kaum hydromorphe Merkmale auf, während die Gleye in Senken hydromorph stark ausgeprägt sind und ständig unter Grundwassereinfluss stehen. Der Wasserfluss findet in solchen Böden hauptsächlich in vertikaler Richtung statt. Oberflächenabfluss findet nur nach Starkregen, Interflow überhaupt nicht statt. Wegen des hohen Wassergehaltes stellen Gleye der Vegetation stets ausreichend Wasser zur Verfügung. Beide Bodentypen kommen im Einzugsgebiet der Ilm dominant in den Talauen und Tälern der größeren Flüsse und Bäche vor. Da die bodenphysikalischen Eigenschaften auch bei diesen Bodentypen recht ähnlich sind, wurden sie zu einer Klasse zusammengefasst.

Für die Ausweisung der HRUs war diese Generalisierung der Bodentypen hinsichtlich der bodenphysikalischen Parameter notwendig. Böden die ähnlichen Einfluss auf die Bodenwasserbewegung haben wurden zu Pedo-Teilflächen zusammengefasst. Tabelle 5.1 zeigt die ausgewiesenen Klassen mit den wichtigsten Bodenparametern (RAU ET AL. 1995 [198]).

Tabelle 5.1: Generalisierte Bodenklassen und deren bodenpphysikalische Eigenschaften

Bodeneigenschaften				
Bodentyp	Braunerde Parabraunerde	Rendzina	Brauner Auenboden	Gley/Pseudogley
Symbol	lg1,lg4,g2,mp1,p2,r1,r2,s1,s2,s3,t1,ds31,ds4,lö1,lö2,lö3,lö4,lö6	k2,k3,k3g,k4,k5,t2,t3,tk,tkg,ds2	h22,h2l,h2s,h31,h3,h3t	lg5,g3,r3,hm2,hm3,ds32,lö5,h1g,h1t,h4s,h4t,hm2,hm3
Klasse	2	1	3	3
Textur	SL,IS,LT,L	L,SL,LT,SL	SL,LT,L	L,IS
Eigenschaften	Tendenz zur Staunässe	kalkreich geringes Wasserspeichervermögen	periodische Vernässung	Stauwasser

Tabelle 5.1: Generalisierte Bodenklassen und deren bodenphysikalische Eigenschaften

Bodeneigenschaften				
Bodenform	Berglehm-Braun- erde Decklehm-BE Salm-Podsol Löß-Schwarzerde Sandlöß-Braun- erde	Fels-Rendzina Ton-Rendzina Kalkton-Rendzina Decklehm-Rend- zina	Kalklehm-Vega Sandlehm-Vega Lehmton-Vega	Berglehm-Staug- ley Lehm-Staugley Löß-Staugley Kalkton-Schwarz- gley Sandlehm-Anm- morgley Moorgley
Flächenanteil	48%	38%	4%	10%

5.1.1.4 Vegetationsbedeckungsgrad

Die Landnutzung eines Gebietes beeinflusst den Wasserhaushalt auf verschiedene Weise. Der Abflussvorgang wird vor allem durch die vegetationspezifischen Prozesse der Interzeption und Transpiration mitbestimmt. Da beide Prozesse Einfluss auf die Gesamtverdunstung eines Gebiets haben, besteht eine starke Abhängigkeit zwischen der Vegetation und der Höhe des mittleren Jahresabflusses.

Die Größe und vegetationspezifische Heterogenität des Einzugsgebiets machen es unmöglich den Bedeckungsgrad der Vegetation anhand charakteristischer Flächen zu ermitteln. Daher wurde bei der Festsetzung dieses Parameters auf die Arbeit von MICHL (1999 [174]) zurückgegriffen, der für das benachbarte Quelleinzugsgebiet der Gera (Schmücker Graben) ein photographisches Verfahren zur Ermittlung des prozentualen Bedeckungsgrades eines Fichtenbestandes entwickelt hat. Bei seinen Arbeiten ermittelte MICHL einen mittleren Bedeckungsgrad der Fichtenbestände von 66,5%. Da am Oberlauf der Ilm ähnliche Vegetationsverhältnisse vorherrschen, wurde dieser Wert für die Klasse Nadelwald übernommen.

5.1.1.5 Fließrichtung und Fließakkumulation

Die Ableitung der Teileinzugsgebiete und des Gewässernetzes erfolgte über die Berechnung der Fließrichtung und Fließakkumulation für jede Rasterzelle. Im Folgenden wird kurz das konzeptionelle Vorgehen der Berechnung dieser beiden hydrologischen Parameter nach dem Ansatz von JENSON & DOMINGUE 1988 [136] erläutert. Beide Berechnungsalgorithmen sind als Arc/Info AMLs im GIS Weasel (VIGER 1999 [244]) standardmäßig implementiert. Das schon in Kapitel 2.1 angesprochene „**critical oder variable source area concept**“ spielt bei der Berechnung der Fließakkumulation und der damit verbundenen Sättigungsfächendynamik eine wichtige Rolle. Jede Rasterzelle eines digitalen Höhenmodells repräsentiert eine Fläche, deren Größe durch die Quadratfläche der Zellausdehnung definiert ist. Entsprechend dieser Ausdehnung empfängt jede Zelle ein Niederschlagsvolumen. Dieser Niederschlag wird entsprechend der physiogeographischen Ausstattung der Zelle aufgeteilt. Ein Teil des Niederschlags wird oberflächlich zu einer benachbarten Zelle abfließen. Die Matrix der Abflussrichtung wird für jede Zelle durch den Gradienten der Hangneigung zwischen ihr und den acht Nachbarzellen bestimmt, wobei die Entwässerung in Richtung des größten Gefälles erfolgt. Die Zelle die das Überschusswasser der Nachbarzelle erhält, addiert dies zu ihrem durch Niederschlag erzeugten Wasserinput. Auf seinem dem Hanggefälle folgenden Weg akkumuliert der Oberflächenabfluss solange, bis er ein Volumen erreicht, das ausreicht um ein Fließgewässer zu bilden.

Kann keine eindeutige Fließrichtung zugewiesen werden, werden die Nachbarschaftszellen schrittweise virtuell erhöht bis eine Fließrichtung ableitbar ist. Zellen die ausschließlich von Zellen mit höherer Geländehöhe umgeben sind werden als abflusslose Senken betrachtet. Da diese Senken laut SOLE & VALANZANO (1996 [226]) in den meisten Fällen auf Fehler in der DGM Generierung zurückzuführen sind, werden sie über die Befehle *sink* und *fill* ermittelt und aufgefüllt, so dass auch hier eine Fließrichtung zugeordnet werden kann.

Unter Nutzung des DGM und der daraus abgeleiteten Karte der Abflussrichtung erfolgt die Berechnung der Fließakkumulation. Die Fließakkumulation versteht sich als die Summe aller hangaufwärts gelegenen, in eine Rasterzelle entwässernden Zellen. Unter Verwendung eines nutzerspezifischen Schwellenwertes für die minimale Größe der Akkumulationsfläche wird dann das Gewässernetz abgeleitet. Der Gebrauch verschiedener Schwellenwerte zur Definition der minimalen Abflussfläche eines Vorfluters unterstützt nach BAND & WOOD (1988 [6]) die Skalenflexibilität.

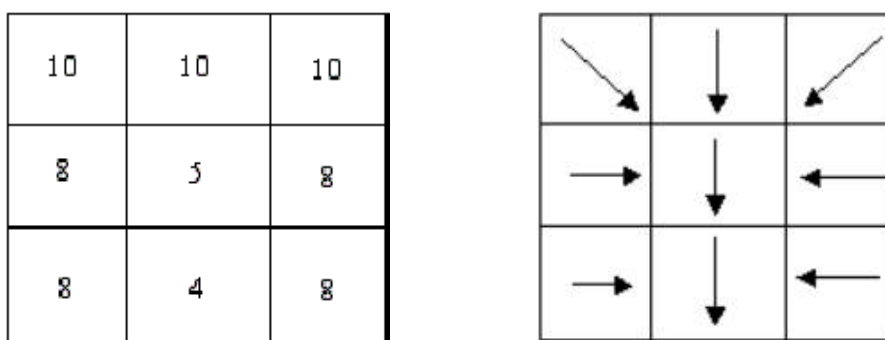


Abbildung 5.1: Fließrichtungsberechnung nach JENSON & DOMINGUE 1988 [136]

5.1.2 Methodik der Flächenableitung

Prinzipiell können bei der Ableitung der das Einzugsgebiet repräsentierenden Flächen zwei Methoden unterschieden werden. Beide Ableitungsmethoden sind im Modellsystem MMS/PRMS realisierbar und sollen im weiteren vorgestellt werden.

- 1.) **HRUs als vorfluterbezogene, topographisch basierte Flächenelemente**
- 2.) **HRUs als prozessorientierte, physiogeographisch basierte Flächenelemente**

Ein Ziel dieser Arbeit (vgl. Kapitel 2.6.1) war die Anwendung differierender Flächendistributionskonzepte für die Ausweisung von HRUs. Die beiden oben genannten Flächendistributionskonzepte bedingen auch verschiedenartige Modellkonzepte.

Beide Ableitungsmethoden wurden für den Oberlauf (154 km²), und für das Gesamteinzugsgebiet (895 km²) der Ilm vorgenommen, um einen möglichen Einfluss der Einzugsgebietsgröße auf die Modellierungsergebnisse quantifizierbar zu machen.

1. Die Ausweisung der **topographisch basierten Flächenelemente** erfolgte mit Hilfe des GIS-Tools WEASEL. WEASEL wurde vom U.S. Geological Survey entwickelt und basiert auf der Makrosprache AML von Arc/Info, sowie der Programmiersprache C und Unix-Shell-Scripts. Ziel der Entwicklung des GIS-Tools war es, ein Softwarepaket zu entwickeln, welches die Ableitung von MRUs (Modelling Response Units) erleichtert (VIGER ET AL.

1999 [244]). Im Vordergrund stand dabei die distributive hydrologische Einzugsgebietsmodellierung. Aus diesem Grund besitzt das WEASEL eine Vielzahl hydrologischer Funktionalitäten des GIS Arc/Info. Grundlage für die Flächenableitung ist ein digitales Höhenmodell, aus dem in der vorliegenden Arbeit nach Auffüllung der Senken, die Fließrichtung und Fließakkumulation errechnet wurde. Daraus wird in einem weiteren Schritt das Gewässernetz nach STRALHER (1964 [232]) abgeleitet. Dieses Gewässernetz bildet die Grundlage für eine flusssegmentbezogene Ableitung der Flächen, wobei jedem Gewässersegment jeweils eine linke und eine rechte Teilfläche zugewiesen wird. Anhand von Schwellenwerten kann nun eine Eliminierung von Flächen unbedeutender Größe erfolgen. Bei dieser Art der Flächenableitung werden ausschließlich die reliefbezogenen systemrelevanten Charakteristika berücksichtigt. Folglich werden Flächen ausschließlich anhand der Topographie (Wasserscheide) ausgewiesen, sind aber über das Gewässernetz hierarchisch miteinander verknüpfbar. Die Exposition kann durch das weitgehend einheitlich Südwest- Nordost angelegte Gewässernetz berücksichtigt werden. Alle anderen physiographischen Faktoren werden aufgrund der räumlichen Heterogenität als Mittelwerte oder Verteilungsfunktionen angegeben. Für die Parametrisierung dieses Ansatzes wurde für alle Abflussflächen die jeweils dominante systemrelevante Gebietsausstattung bestimmt. Um eine Vergleichbarkeit zu gewährleisten wurden für alle Modellkonzepte die gleichen Parameter angewendet.

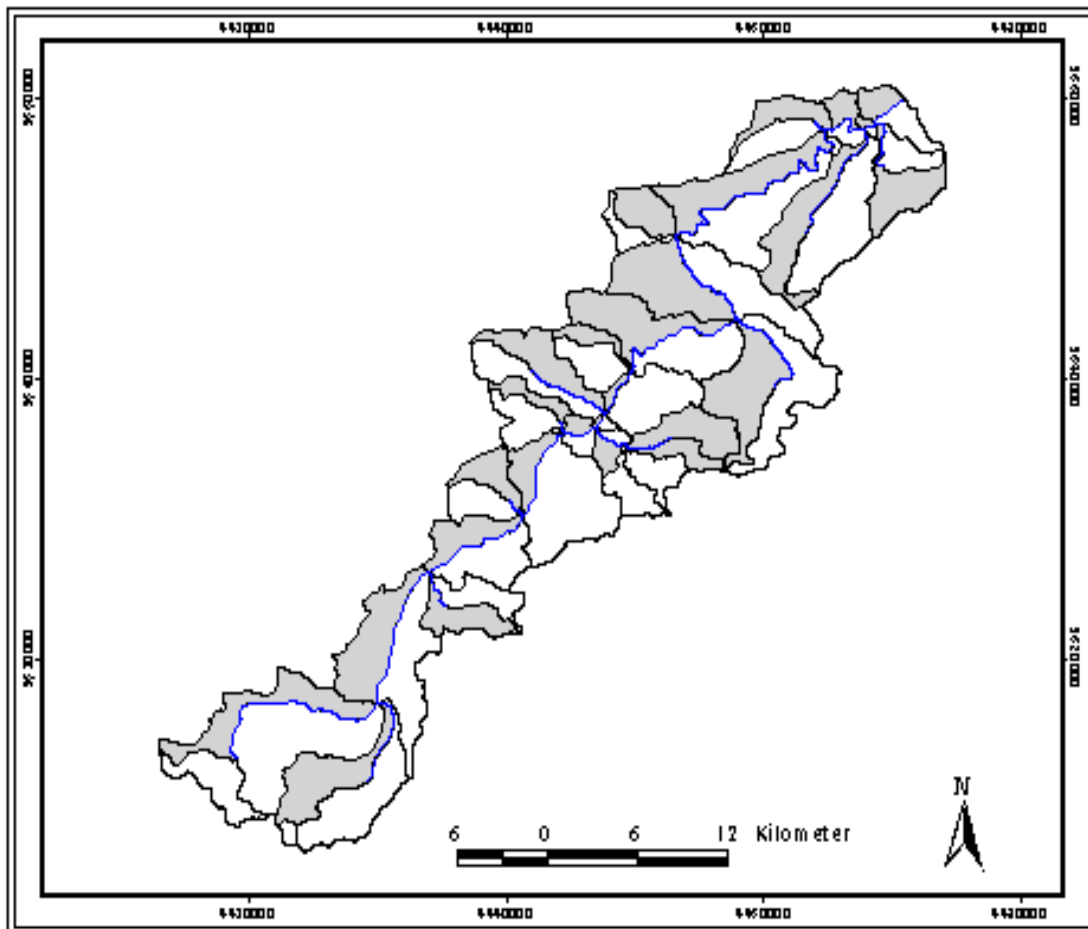


Abbildung 5.2: Mit Hilfe der GIS-Toolbox WEASEL aus dem digitalen Höhenmodell abgeleitete Abflussflächen (grau flowplane links vom Gewässersegment, weiß flowplane rechts vom Gewässersegment).

2. Im Gegensatz zur **topographisch** basierten Ableitung von HRUs werden bei der **prozessorientierten**, physiographisch basierten Methode alle, durch verschiedene Datenebenen dargestellten Systemeigenschaften miteinander verschnitten, um jeder Fläche einen konkreten Wert zuordnen zu können. Da auch in diesem Fall die Flächenanzahl von der Datenlage abhängt und ein Maß für den Parametrisierungsaufwand ist, werden schon während der Datenverschneidung, Flächen die eine Ausdehnung von 1% der Gesamtfläche unterschreiten, hydrologisch also als irrelevant angesehen werden können, ähnlichen reagierenden Flächen zugeordnet. Methodisch erfolgte die Ableitung der HRUs aller Pegelzugsgebiete nach dem gleichen Verfahren. Es wurden die nachfolgend aufgeführten Systemeigenschaften mit Hilfe des GIS Arc/Info verschnitten.

- **Landnutzung klassifiziert in sechs Klassen (Nadelwald, Laubwald, Grünland, Acker, Gewässer, Siedlung)**

Die Landnutzungsklassen beruhen auf der Klassifikation der Satelliteninformation der Systeme Landsat TM und IRS-1C. Nach einer topographischen Normalisierung konnten die in Tabelle 5.2 aufgeführten Klassen mit einer Gesamtgenauigkeit von 95,92% klassifiziert werden. Aus der Tabelle lässt sich zusätzlich entnehmen wie hoch und in welcher Ausprägung die Fehlklassifikationen zwischen den einzelnen Klassen sind. So zeigt sich, dass fast der gesamte Klassifizierungsfehler von Laubwald eine Folge der Fehlklassifizierung in Grünland ist. Die Unterscheidung des Waldes in Laub- und Nadelwald ist für die Modellierung des Wasserhaushaltes von Bedeutung. Insbesondere die Prozesse der Interzeption und Transpiration mit ihren jahreszeitlichen Unterschieden haben großen Einfluss auf den Abflussvorgang (vgl. Kapitel 5.2.1.3). Aufgrund der sich im Betrachtungszeitraum jährlich ändernden Fruchtfolge wurden die Klassen Acker, Getreide und offener Boden zur Klasse Acker generalisiert. Die Klasse Siedlung, die sich mangels homogener Strukturen mit Satellitendaten nur sehr schwer ermitteln lässt, wurde als Maske aus dem Datenlayer der Infrarotbefliegung extrahiert und mit den IRS-Daten verschnitten.

Tabelle 5.2: Konfusionsmatrix der Klassifizierungsergebnisse aus IRS-1C-Daten

	Nadelwald	Laubwald	Gewässer	Grünland	Getreide	offener Boden	Acker
Nadelwald	96.30	0.93	1.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Laubwald	2.31	94.03	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
Gewässer	0.02	0.00	98.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Grünland	0.09	4.87	0.00	97.61	0.88	0.00	0.01
Getreide	0.40	0.00	0.00	0.06	98.90	0.00	0.01
offener Boden	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	98.70	12.18
Acker	0.88	0.17	0.91	2.15	0.22	1.30	87.81
Gesamt	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

- **Bodentypen klassifiziert in drei Klassen (Braunerde, Rendzina, Gley)**

Die Entwicklung der Bodenarten eines Einzugsgebiets wird weitgehend durch die Geologie, die Topographie und die klimatischen Verhältnisse bestimmt. Die geophysikalischen Bodeneigenschaften (Infiltrationskapazität, Speicherfähigkeit, Durchlässigkeit) sind für die Art des entstehenden Abflusses verantwortlich.

Die Bodenfeuchte ist vor allem als eine Funktion des Reliefs zu verstehen, da der fallende Niederschlag in Abhängigkeit vom Gradienten schneller oder langsamer dem Vorfluter zufließt. Die Feuchteverteilung ist im Hangkörper räumlich und zeitlich sehr heterogen. Allgemein nimmt der Bodenwassergehalt am Hangfuß und mit zunehmender Bodentiefe zu.

Bei der Parametrisierung der Bodenfeuchte spielte daher die Reliefsituation eine entscheidende Rolle. Die Karte der Bodentypen wurde daher mit der Karte der Hangneigungen verschnitten und den Flächen wurde entsprechend der Hangneigung und des Bodentyps eine Wasserspeicherkapazität zugeordnet.

- **Lithofazies klassifiziert in vier Klassen (Kristallin, Sandstein, Lockergestein, Muschelkalk)(nach TLMNU 1996 [236])**

Die Lithofazies spielt für die Grundwasserneubildung und die Retention eine wichtige Rolle. Es wurden vier dominierende Lithofaziestypen ausgewiesen.

1.) Die Lithofazieseinheit *Kristallin* ist geotektonisch dem Grundgebirgsstockwerk zuzuordnen; sie zeichnet sich aufgrund hoher Gebietsniederschläge auch mit relativ hohen Grundwasserneubildungsraten aus, wobei das Grundwasser relativ schnell und oberflächennah dem Vorfluter zuströmt.

2.) Die bedeutendste Unterscheidung zwischen *Sandstein* und anderen Lithofazieseinheiten ist die Ausbildung von wasserwegsamem Poren- und Klufthohlräumen, die erhebliche Ausmaße annehmen können, aber auch der ausgeglichene Jahresgang des Grundwasserabflusses.

3.) Die Verbreitung der *Lockergesteine* ist vornehmlich an die Flusstäler gebunden. Auch diese Gebiete weisen ein ausgeglichenes Abflussregime auf und werden in der Regel vom Fluss selbst, dem talparallelen Grundwasserstrom oder dem angrenzenden Festgestein gespeist.

4.) Die letzte hydrologisch relevante Lithofazieseinheit, der *Muschelkalk* neigt ebenso wie der *Sandstein* zur Bildung von Klufthohlräumen. Das Abflussverhalten des Grundwassers ist hier jedoch als eher schnell zu charakterisieren und unter bestimmten hydrologischen Bedingungen kann es vorkommen, dass der Grundwasserspeicher so tief absinkt, dass eher effluente Grundwasserbedingungen vorherrschen, was bedeutet, dass dem Vorfluter zusätzliches Wasser über den Grundwasserpfad entzogen wird.

- **Hangneigung klassifiziert in drei Klassen (0-5°, >5-15°, >15°)**

Die Klassifizierung der Hangneigung lehnt sich an die Arbeiten von SCHILLING (1962 [210]) an, der eine Beziehung zwischen der Hangneigung und der hydrologischen Dynamik der Deckschichten herstellt. In der vorliegenden Arbeit wurde der Grenzwert zwischen den ersten beiden Klassen entsprechend der mittleren im Gesamteinzugsgebiet auf 5° festgelegt.

- **Exposition klassifiziert in drei Klassen (Nord, Ost / West, Süd)**

Die Klassifikation Exposition wurde in erster Linie hinsichtlich des Strahlungsgenusses der Talflanken und des damit verbundenen Abschmelz- und Verdunstungsverhaltens vorgenommen. Da der Großteil der Hänge im Einzugsgebiet der Ilm bevorzugt eine nord-südliche oder ost-westliche Ausrichtung aufweisen wurden drei Klassen ausgewiesen (Nord 315°-45°, Ost 45°-135°/West 225°-315°, Süd 135°-225°). Aufgrund ähnlicher, wenn auch tageszeitlich verschobener Einstrahlungsverhältnisse, wurden die Expositionen Ost und West zu einer Klasse zusammengefasst.

5.1.3 Beschreibung der einzelnen HRU Ableitungen

Die Ausweisung der einzelnen HRU Ableitung für die unterschiedlichen Modellkonzepte soll im folgenden näher erläutert werden.

- **HRU-Ableitung zur Modellierung nach dem topographisch basierten HRU-Ansatz**

Grundlage für die Ableitung dieser HRUs ist ein digitales Höhenmodell. Die Ableitung der topographisch basierten HRUs wird mit Hilfe des vom USGS entwickelten GIS-Tools WEASEL erreicht. WEASEL nutzt die digitale Geländeinformation zur Ausweisung des Gewässernetzes und von Teileinzugsgebieten, die im Sinne des „open-book“-Ansatzes wiederum in Teilflächen untergliedert werden. Jede der abgeleiteten Flächen wird als homogen angenommen und hat Bezug zu einem Abschnitt des Gewässernetzes. Es besteht die Möglichkeit die Größe der Teileinzugsgebiete mittels eines Schwellenwertes festzulegen um hydrologisch weniger relevante Flächen ausschließen zu können. Auf diese Weise wurden für den Oberlauf 21, für das Gesamteinzugsgebiet 54 Abflussflächen abgeleitet. Als problematisch erweist sich bei dieser Vorgehensweise die Tatsache, dass Leavesley et al. (1983 [152]) davon ausgehen, dass die so abgeleiteten Flächen im Sinne der physiographischen Ausstattung als homogen zu betrachten sind was in der Realität jedoch keineswegs der Fall ist. Bei diesem Ansatz wurde um den Parametervergleich zu ermöglichen daher ein Kompromiss gewählt. Die Entitäten wurden nach ihrer flächenmäßig dominierenden physiographischen Ausstattung parametrisiert.

- **HRU-Ableitung zur Modellierung nach dem physiographisch basierten HRU-Ansatz**

Die Ableitung dieser HRUs erfolgt wiederum mit Hilfe eines GIS wobei in diesem Fall die Layer Landnutzung, Böden, Geologie, Hangneigung und Exposition miteinander verschnitten werden um Flächen zu erhalten, die eine möglichst homogene Ausstattung aufweisen und von denen somit angenommen werden kann, dass sie hydrologisch ähnliche Prozesse aufweisen. Da bei dieser Vorgehensweise bei der Größe und Heterogenität des Einzugsgebietes durch die Verschneidungoperationen mehrere Tausend Polygone entstehen, musste im Anschluss an die Verschneidung eine Reklassifizierung durchgeführt werden. Diese orientierte sich zum einen an der Flächengröße zum andern an den Ausstattungsmerkmalen der einzelnen Entitäten. So wurden alle Flächen die einen Schwellenwert von 1% der Gesamtfläche unterschritten Flächen zugeordnet deren physiographische Ausstattung hydrologisch gesehen die größte Ähnlichkeit aufwies. Diese Ableitungen wurden für alle Pegelinzugsgebiete unabhängig voneinander und unter Verwendung verschiedener Landnutzungen als Datengrundlage durchgeführt. Tabelle 5.3 gibt näheren Aufschluss über die verschiedenen HRU Anzahlen.

- **HRU-Ableitung zur Modellierung nach dem topologisch basierten HRU-Ansatz**

Für den topologisch basierten HRU Ansatz wurden die selben HRUs verwendet wie für den physiographisch basierten Ansatz. Der Unterschied besteht einzig in der lateralen Verknüpfung der HRUs untereinander und mit dem Gewässernetz wodurch auch eine Berücksichtigung der lateralen Abflussprozesse gewährleistet ist.

- **HRU-Ableitung zur Modellierung nach dem physiographisch basierten HRU-Ansatz (Nested Catchment Approach)**

Für den Nested Catchment Approach wurden alle HRUs die im Oberlauf bereits abgeleitet waren beibehalten und nur die Flächen, die in den hinzukommenden Gebieten flächenmäßig dominant waren, wurden zusätzlich ausgewiesen. Dies sollte bewirken, dass Flächen

die für Teileinzugsgebiete prozessmäßig relevant sind, nicht bei Vergrößerung des Einzugsgebietes nur aufgrund ihrer Ausdehnung wegfallen.

Die HRU-Ableitungen der Teileinzugsgebiete und der verschiedenen Modellkonzepte sind in Tabelle 5.3 dargestellt..

Tabelle 5.3: Ableitungsmethodik und Modellkonzept der verschiedenen HRU-Ausweisungen

Einzugsgebiet	Ableitungsmethodik	Flächenaufteilung	Modellkonzept
Gräfinau-Angstedt	topographisch	Vorfluterbasierte Ausweisung von Teileinzugsgebieten rechts und links des Vorfluters mit einem Flächenschwellenwert von 12,5 km ² . 21 HRUs	PRMS/MMS (mit routing-Modulen)
Niedertrebra	topographisch	Vorfluterbasierte Ausweisung von Teileinzugsgebieten rechts und links des Vorfluters mit einem Flächenschwellenwert von 37,5km ² . 54 HRUs	PRMS/MMS (mit routing-Modulen)
Gräfinau-Angstedt	physiographisch	Verschneidung aller Datenlayer und Generalisierung mit Flächenschwellenwert von 1% der Gesamtfläche (18 bzw. 21 HRUs)	PRMS/MMS (ohne routing-Module)
Mellingen	physiographisch	Verschneidung aller Datenlayer und Generalisierung mit Flächenschwellenwert von 1% der Gesamtfläche (26 bzw. 29 HRUs)	PRMS/MMS (ohne routing-Module)
Niedertrebra	physiographisch	Verschneidung aller Datenlayer und Generalisierung mit Flächenschwellenwert von 1% der Gesamtfläche (31 bzw. 36 HRUs)	PRMS/MMS (ohne routing-Module)
Niedertrebra	topologisch	Verschneidung aller Datenlayer und Generalisierung mit Flächenschwellenwert von 1% der Gesamtfläche (31 bzw. 36 HRUs) Topologische Verknüpfung der Flächenschwerpunkte mit dem nächstliegenden Vorfluter	PRMS/MMS (mit routing-Modulen)
Nested Catchment Approach	physiographisch	Erhaltung der im Oberlauf ausgewiesenen HRUs und zufügen der für den Mittel- und Unterlauf bedeutenden HRUs	PRMS/MMS (ohne routing-Module)

Zur physiographisch basierten HRU-Ableitung muss angemerkt werden, dass in einem ersten Schritt die Ausweisung der Modellentitäten in den Pegel Einzugsgebieten unabhängig voneinander erfolgte. Das kann zur Folge haben, dass HRUs, die im Oberlauf ausgewiesen werden und für ihn charakteristisch sind durch ihre abnehmende prozentuale Flächendominanz bei den Ausweisungen für die Pegel Einzugsgebiete Mellingen und Niedertrebra, anderen Flächen zugeordnet werden (Abbildung 5.3). Testweise wurde daher in einem weiteren Schritt (Kapitel 5.3.3) der Versuch unternommen alle am Oberlauf ausgewiesenen Flächen beizubehalten und nur die durch die wechselnden Ausstattungsmerkmale neu hinzukommenden HRUs zu reklassifizieren (Nested Catchment Approach).

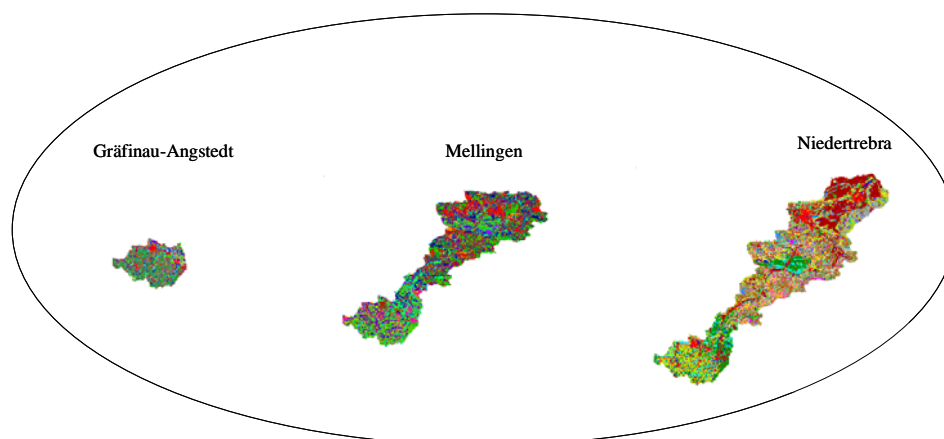


Abbildung 5.3: HRU-Ableitungen der Pegel Einzugsgebiete Gräfnau-Angstedt, Mellingen und Niedertrebra

5.2 Parametrisierung der Modellentitäten

In diesem Kapitel werden die in den verschiedenen Modellansätzen von PRMS/MMS verwendeten Parameter näher beschrieben.

Ergänzend zu den in Kapitel 2.4 beschriebenen Modellansätzen erfolgt eine allgemeine Beschreibung der Parameter, sowie eine Bestimmung und Festlegung der Größenordnung der einzelnen Parameterwerte auf Grundlage der Modellalgorithmen und der Werte aus der GIS-Analyse und der Literatur.

5.2.1 Parametrisierung von PRMS/MMS (HRU basiert)

5.2.1.1 Eingangsdaten

Wie schon in Kapitel 3.8.1 beschrieben müssen bei der Einzugsgebietsmodellierung mikroklimatische Unterschiede aber auch Messfehler die systembedingt auftreten, berücksichtigt werden. Für die Niederschlagsdaten wurde eine höhen- und expositionsabhängige Korrektur durchgeführt. Als problematisch erweist sich die große Niederschlagsheterogeni-

tät im Gesamteinzugsgebiet. Darauf soll jedoch in einem gesonderten Kapitel (Kapitel 5.3.2) eingegangen werden.

Betrachtet man zunächst den Niederschlagsmessfehler des Hellmann-Regenschreibers so muss man nach RICHTER (1995 [203]) bei flüssigem Niederschlag mit einem prozentualen Messfehler zwischen 5 und 30% abhängig von der Höhe und der Lage der Station ausgehen. RICHTER gibt für leicht geschützte Stationslagen der Höhenklasse des Gebietes V bis 700 m ü. NN die in Tabelle 5.4 aufgeführten monatlichen Korrekturfaktoren an.

Tabelle 5.4: Monatliche Korrekturfaktoren für Regenniederschlag

Lage	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
leicht geschützt	17 [%]	17 [%]	15 [%]	14 [%]	10 [%]	8 [%]	8 [%]	10 [%]	10 [%]	11 [%]	13 [%]	15 [%]

Alle in dieser Arbeit verwendeten Niederschlagstationen sind aufgrund ihrer Lage in Ortschaften bzw. Waldbereichen als „leicht geschützt“ einzustufen. Bei winterlichen Schneeniederschlägen muss der Windfehler durch den im Gegensatz zum Regen stärkeren Überwehungseffekt berücksichtigt werden. Die in der Tabelle aufgeführten monatlichen Korrekturfaktoren wurden im Rahmen der Modellierung zur Korrektur der Niederschlagsmenge (\mathbf{rain}_{adj} und \mathbf{snow}_{adj}) benutzt.

Für die winterlichen Schneeniederschläge wurde nach (RICHTER 1995 [203]) einheitlich für alle Einzugsgebiete in den Monaten November bis April von einem Niederschlagsmessfehler von 30% ausgegangen.

Die winterlichen Mischniederschläge werden nach der in Kapitel 4.2.2.2 beschriebenen Gleichung 4.1. ermittelt. Bei diesem Verfahren werden die Maximum- und Minimumtemperaturen jeder HRU auf monatlicher Basis höhenkorrigiert. Die Höhenkorrektur erfolgte nach Errechnung des höhenabhängigen Temperaturgradienten aus den Messreihen der Klimastationen Erfurt und Schmücke. Der monatliche Temperaturgradient pro 100 m wurde aus der langjährigen monatlichen Temperaturdifferenz beider Stationen in Abhängigkeit von ihrer Höhenlage errechnet. Er ist der Tabelle 5.5 zu entnehmen.

Tabelle 5.5: Monatliche Mitteltemperaturen und Temperaturgradient pro 100m der Klimastationen Erfurt und Schmücke im Untersuchungszeitraum (1977-1995)

Station	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Schmücke	-3.8	-3.6	0.4	3.3	8.3	10.8	13.2	13.1	9.4	5.5	0.3	-2.4
Erfurt	-0.8	2.2	6.1	9.7	13.5	16.4	16.7	14.9	11.0	5.5	2.8	0.5
Gradient / 100m	0.46	0.61	0.64	0.57	0.62	0.58	0.58	0.60	0.52	0.50	0.54	0.48

Desweiteren besteht die Möglichkeit die Niederschlagsart über die Korrekturfaktoren $\mathbf{adj-mix}_{rain}$ und $\mathbf{tmax}_{allrain}$ anzupassen. Diese Parameter sind jedoch nicht aus Messwerten ableitbar und werden daher im Kapitel 5.2.4.2 näher diskutiert.

5.2.1.2 Versiegelte Flächen

Versiegelte Flächen werden im Modell auf zwei Arten berücksichtigt. Besitzen sie einen großen Flächenanteil, so werden sie als eigenständige HRU ausgewiesen und entsprechend der Parametrisierung simuliert. Sind sie dagegen bei geringer Flächenausdehnung heterogen über das Einzugsgebiet verteilt, so gehen sie als prozentualer Flächenanteil jeder HRU in die Simulation ein. Bei beiden Ausweisungsmethoden kann der versiegelten Fläche jedoch eine maximale Retentionsspeicherkapazität zugewiesen werden. Die Menge des in diesem Speicher gehaltenen Wassers wird mit der Variablen **imperv_stor_max** festgelegt. Solange keine vollständige Füllung des Speichers erfolgt ist, verliert dieser Speicher Wasser auf schneefreien Flächen nur durch Evaporation; sind die Flächen schneebedeckt, so wird die Evaporationsmenge gleich der Sublimation gesetzt. Wird die maximale Speicherkapazität überschritten, trägt die überschüssige Wassermenge direkt zum Oberflächenabfluss bei. In dieser Arbeit wurde der für alle Simulationen eine eigene HRU „versiegelte Fläche“ ausgewiesen und parametrisiert. Diese Vorgehensweise wurde gewählt, da der prozentuale Anteil der versiegelten Fläche an der Gesamtfläche als hoch anzusehen ist und so gewährleistet war, dass die hydrologischen Prozesse auf diese Weise genauer wiedergegeben werden als durch eine prozentuale Aufteilung dieses Flächenattributes auf alle anderen Entitäten.

5.2.1.3 Gebietsspezifische Wasserkreislaufkomponenten

- **Interzeption**

Für die Berechnung des Interzeptionsspeichers wird ein Modul benutzt, welches die Interzeptionsspeicherkapazität der Vegetation und den Rückhalt, der dem Boden auflagernden Streuschicht, als eine Funktion des Bedeckungsgrades und der maximalen Speicherkapazität der spezifischen Vegetation errechnet.

Der prozentuale Bedeckungsgrad ist eine weitere Fehlerquelle für die langjährige Modellierung, da die Einbeziehung forstlicher sowie landwirtschaftlicher Informationen wie forstwirtschaftliche Maßnahmen, Baumart und Alter sowie die Art der landwirtschaftlichen Landnutzung eines langen Zeitraumes aufgrund fehlender Daten nicht mit einfließen konnten und somit mit mittleren Werten für den Bedeckungsgrad gerechnet werden musste. Einen weiteren wichtigen Faktor spielt in diesem Zusammenhang die Art und die Form der Bodenvegetation (MENDEL 2000[170]). Ein durchforsteter Waldbestand mit ausgeprägtem Unterwuchs kann ebensoviel Wasser speichern wie ein dichter Bestand mit hohem Bestockungsgrad. Die Speicherkapazität der Bodenflora konnte auch in diesem Fall aufgrund fehlender Daten bei der Modellierung ebenfalls nicht berücksichtigt werden und ist somit als weitere Fehlerquelle zu betrachten. In der Literatur finden sich Interzeptionswerte verschiedener Bodenbedecker, die zeigen, dass dieser Speicher einen nicht zu vernachlässigenden Einfluss hat.

Der Parameter **covden** wurde anhand von vorhergehenden Untersuchungen (BONGARTZ 1996 [52] 1999 [53], 2000 [54], MICHL 1999 [174]) abgeleitet. Die jahreszeitliche Differenz des prozentualen Bedeckungsgrades der Vegetation wird im Modell durch zwei Parameterwerte **covden_{sum}** und **covden_{win}** repräsentiert und ist in Tabelle 5.6 dargestellt.

Tabelle 5.6: Prozentualer Bedeckungsgrad der Vegetation in Abhängigkeit von der Jahreszeit

Vegetationsart	Bedeckungsgrad % (Winter)	Bedeckungsgrad % (Sommer)
Nadelwald	66	66
Laubwald	5	71
Gras	88	88
Ackerfrüchte	0	80

Die maximale Interzeptionsspeicherkapazität der Vegetation wird als zweiter gebietspezifischer Parameter in entscheidendem Maß von der Niederschlagsart, Niederschlagsdauer und -intensität sowie der Windstärke beeinflusst. Die Dauer und Intensität der Niederschlagsereignisse kann im Rahmen der in den Modellansätzen verwendeten zeitlichen Datendiskretisierung auf Tagesbasis keine Berücksichtigung finden. Unterschiede können nur in der Größenordnung der täglichen maximalen Speicherkapazität ausgedrückt werden. Auch der Einfluss der Windverhältnisse auf das Interzeptionsspeichervermögen der Vegetation kann bei der äußerst kleinräumigen Heterogenität der topographischen Verhältnisse und der Größe des Einzugsgebietes, sowie bei der vorhandenen Datenlage, nicht in die Parametrisierung der Interzeptionsspeichergößen einfließen. Auch weitere meteorologische Bedingungen können von Relevanz sein. Die Interzeption aus Nebel kann vor allem im Mittelgebirgsraum von Bedeutung sein (RUTTER ET AL. 1975 [207]). Die Interzeption hat bedeutenden Einfluss auf den Jahresgang des Abflusses, da auch sie eine jahreszeitliche Abhängigkeit aufweist. Laubwälder beispielsweise haben im Sommer eine höhere Interzeption als im Winter, wohingegen das Wasseräquivalent von interzeptiertem Schnee auf Fichten deutlich höher ist als die Speicherkapazität für Regen. WEIHE (1974 [248], 1979 [249]) hat die von ihm in einem 60-jährigen Bestand bei Fichte (3 - 4 mm) und bei Buche (0.6 - 0.7 mm) ermittelten Werte als „totalen Benetzungsverlust“ bezeichnet, der ab einer bestimmten Freilandregenhöhe konstant bleibt.

Tabelle 5.7: Literaturquellen zur Interzeptionsspeicherkapazität

Literaturquelle	Niederschlagart	Speicherkapazität	Vegetationsart
Mitscherlich (1971) [175]	Regen	~ 3,5 mm ~ 0.6 mm	Fichte Kiefer, Buche,
Bultot et al. (1972) [59]	Regen	5.2mm 2.6mm	Fichte Buche
Weihe (1974, 1979) [248] [249]	Regen	3 - 4 mm 0.6 - 0.7 mm	Fichte Buche
Fleck (1986) [87]	Regen	1mm	Bodenstreu
Viville et al. (1993) [245]	Regen	4 mm	Fichte
Brechtel & Balzas (1976) [56]	Schnee	20-30% des Freilandnie- derschlages	Fichte

Dieser Parameter kann ebenfalls jahreszeitlich festgelegt werden, aber auch die Differenzen der Speicherkapazitäten zwischen festem und flüssigem Niederschlag werden berücksichtigt. Für den immergrünen Fichtenwald wurden gleiche Interzeptionsspeicherkapazitäten für Sommer ($\mathbf{srain_{intcp}}$) und Winter ($\mathbf{wrain_{intcp}}$) angenommen. Die mittlere Speicherkapazität beträgt 5.1mm und setzt sich aus 4.1 mm Kronendachspeicher und 1mm Bodenstreu-speicher (vgl. FLECK 1986 [167]) zusammen. Aufschluss über die Festlegung der Speicherkapazitäten der weiteren im Einzugsgebiet vorkommenden Vegetation, getrennt nach Vegetationszeit und Nichtvegetationszeit, gibt Tabelle 5.8. Geht man davon aus, dass der Rückhalt des Schneesniederschlags ($\mathbf{snow_{intcp}}$) wie in Tabelle 5.7 aufgeführt, auf Fichtenbeständen mit Sicherheit höher einzustufen ist als der Regenniederschlag, so ergibt sich, wenn der täglich fallende Neuschnee im Wald gegenüber dem Freiland um 30% reduziert wird, und bei einer mittleren Dichte des Neuschnees von 0.1g/cm^3 , eine durchschnittliche Speicherkapazität von 8mm Schnee. Hierbei muss aufgeführt werden, dass die gemessenen Schneedaten sich immer auf die DWD-Hauptstation Schmücke beziehen, diese Daten also nur für den Oberlauf der Ilm als repräsentativ zu betrachten sind. Die durchschnittlich gemessene Schneedichte lag dort bei 0.08g/cm^3 (vgl. MICHL 1999 [174]) und wurde aufgrund der unterschiedlichen Höhenlage und der damit verbundenen höheren Temperatur leicht auf 0.1g/cm^3 erhöht. Ausgehend von den in Tabelle 5.7 aufgeführten Literaturwerten wurde der Parameterwert für $\mathbf{rain_{intcp}}$ für alle klassifizierten Vegetationsarten festgelegt.

Tabelle 5.8: Interzeptionsspeicherkapazität verschiedener Vegetationsarten

Vegetationsart	Speicherkapazität(Winter) (Nichtvegetationszeit)	Speicherkapazität(Sommer) (Vegetationszeit)
Nadelwald	5mm	5mm
Laubwald	0.25mm	1.6mm
Gras	1mm	1mm
Ackerfrüchte	0	1mm

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass sowohl durch die Retention und Verdunstung, als auch die zeitliche Umverteilung des Niederschlags, die hydrologischen Prozesse der Infiltration, Evapotranspiration und damit die Höhe und zeitliche Verteilung des Abflusses wesentlich beeinflusst werden. Der Vegetation kommt also eine entscheidenden Rolle als Wasserspeicher und -regler im hydrologischen System zu.

• Bodenwasser

Die Bilanzierung des Bodenwassergehaltes wird durch Parameter für die nutzbare Feldkapazität (\mathbf{nFk}) in den beiden im Modell konzeptionalisierten Bodenzonen bestimmt. $\mathbf{soilmoist_{max}}$ gilt dabei für die gesamte durchwurzelte Bodenzone während $\mathbf{soilrechr_{max}}$ nur für die obere Bodenzone gilt. Grundsätzlich ist zum Bereich der Bodenfeuchtemessungen zu sagen, dass in Einzugsgebieten von der Größenordnung der Ilm starke Bodenheterogenität vorherrschen und somit Generalisierungen vorgenommen werden müssen. Diesen Generalisierungen fallen dann die unterschiedlichen Bodenkennwerte zum Opfer, daher wurden für diese Arbeit allgemeine Werte für die nutzbare Feldkapazität, wie sie in der Bodenkundlichen Kartieranleitung und in anderen Arbeiten (SCHLÜTER 1969 [212]) veröffentlicht wurden, herangezogen. Auch bei den Bodenmächtigkeiten kann aufgrund fehlender

Messungen nur auf geschätzte Werte zurückgegriffen werden, die hier als Richtwerte zu verstehen sind. Zusätzlich hat die physiographische Ausstattung des Standortes der HRU, sowie die Topographie, Einfluss auf die nutzbare Feldkapazität. Eine weitere Differenzierung der nFK hinsichtlich der HRU-Ausweisung wird in Kap. 5.2.1.3. vorgenommen. Nach den Ausführungen von MICHL (1999 [174]) der sich an den Arbeiten von SCHLÜTER (1969 [212]) orientiert, beträgt die Bodenmächtigkeit des Oberbodens durchschnittlich ca. 20 cm während die gesamte durchwurzelte Bodenzone eine Tiefe von 60 cm erreicht. SCHLÜTER (1969 [212]) untersuchte die Bodenfeuchte der relativ flachgründigen und skelettreichen Böden im Thüringer Wald. Die von ihm erhobenen und auch von MICHL 1999 [174]) durch eigene Messungen bestätigten Werte können daher nicht für das gesamte Ilmeinzugsgebiet herangezogen werden. Für den Oberboden wurde in Abhängigkeit von der Landnutzung eine nFK von 58mm für Wald und 33mm für Acker- oder Grünlandflächen festgelegt. Die nFK des gesamten durchwurzelten Bodenpakets beträgt dabei 140 bzw. 114 mm (vgl. Tabelle 5.14). Das bedeutet das in diesem Fall die aus der Bodenkennwerte nicht mit in die Ableitung der Feldkapazität einfließen sondern nur die Vegetation und die Topographie Einfluß auf die Feldkapazität nimmt.

• Schneedecke

Das im Modell implementierte Schneemodul ist aufgrund der Vielzahl der von ihm benötigten Parameter wohl das auffälligste Glied in der schematischen Abbildung (Abbildung 4.5) des Wasserhaushalts. Die Parameter werden herangezogen um den Zustand der Schneedecke, den Wärmeaustausch zwischen Schnee und Atmosphäre und die damit verbundenen Verdunstungsverluste, sowie die flächenhafte Verteilung der Schneedecke während der Akkumulations- und der Schmelzphase zu beschreiben. Die Zustandsparameter stellen die Schneedeckenmächtigkeit, das gespeicherte Wasseräquivalent und die freie Wasserhaltekapazität dar und beschreiben so die Eigenschaften der Schneedecke. Sie sind für die Bilanzierung der als Schnee gespeicherten Wassermenge wichtig. In Tabelle 5.9 sind alle Zustandsparameter und ihre Ableitung aufgeführt.

Tabelle 5.9: Zustandsparameter der Schneedecke

Parameter	Beschreibung	Wert	Quelle
den_{init}	initiale Dichte des Neuschnees	0.1 [g/cm ³]	Defaulteinstellungen im Modell
den_{max}	maximale Schneedichte	0.5 [g/cm ³]	Defaulteinstellungen im Modell
$settle_{const}$	Konsolidierungskonstante	0.15 [g/cm ³]	optimiert
$free20_{cap}$	freie Wasserhaltekapazität	0.08 [g/cm ³]	Literatur

Die in Tabelle 5.9 aufgeführten Parameter bilden die Grundlage zur Berechnung der täglich im Schneepaket gespeicherten Wassermenge (Gleichung 5.3)

$$pk_{water_{equiv}} = pk_{depth} * pk_{den} \quad (5.3)$$

$pk_{water_{equiv}}$: Wasseräquivalent der gesamten Schneedecke [g/cm^3]

pk_{depth} : Mächtigkeit der Schneedecke [g/cm^3]

pk_{den} : Dichte der Schneedecke [g/cm^3]

Eine weitere Parametergruppe dient dazu den Wärme- und Energieaustausch und den damit verbundenen Massenverlust an der Grenzschicht zwischen Schneepaket und Atmosphäre zu beschreiben (Tabelle 5.10).

Tabelle 5.10: Parameter für die Schneemodellierung

Parameter	Strahlungsterm	Wert	Beschreibung
albedo	kurzwellige Nettostrahlung	0.91 - 0.4	Albedo der Schneeoberfläche für Akkumulations und Schmelzphase
rad _{trncf}	kurzwellige Nettostrahlung	Nadelwald 0.34 Laubwald 0.8 Grünland 1.0 Acker 1.0	Transmissionskoeffizient der Vegetation
emis _{noppt}	langwellige Nettostrahlung	0.757	Emissivität der Luftschicht an Tagen ohne Niederschlag
cecn _{coef}	sensible und latente Wärme	monatlich	Konvektions-Kondensationsenergie-Koeffizient
Albedoberechnung			
albset _{sna}	Akkumulationsphase	0.05	Neuschneemenge die nötig ist um die Albedo auf den Anfangswert zurückzusetzen
albset _{rna}	Akkumulationsphase	0.8	Regenanteil in einem Regen-Schneeemisch über dem keine Albedorücksetzung erfolgt
albset _{rnm}	Schmelzphase	0.6	Regenanteil in einem Regen-Schneeemisch über dem keine Albedorücksetzung erfolgt
albset _{snm}	Schmelzphase	0.2	Neuschneemenge die nötig ist um die Albedo auf den Anfangswert zurückzusetzen
melt _{look}		0	Julianischer Tag ab dem die Albedoverringierung in 5 Tagesritten nach Tabelle 5.11 verläuft
melt _{force}		80	Julianischer Tag der Akkumulations- und Schmelzphase erzwingt

Das Altern des Schnees und die dadurch hervorgerufene Änderung der Albedo wird getrennt nach Akkumulationsphase und Schmelzphase berechnet. Der Parameter **melt_{look}** gibt den Zeitpunkt als Julianischen Tag an dem modellintern nach der Trennung zwischen winterlicher Akkumulation und frühjährlicher Schmelzphase gesucht wird. Kriterium für diesen Zeitpunkt ist die Temperatur der unteren Schneeschicht, die an fünf aufeinanderfolgenden Tagen mindestens 0°C betragen muss, damit die Schneeschmelze beginnen kann. Durch den Parameter **melt_{force}** kann dieser Zeitpunkt temperaturunabhängig fest-

gelegt werden. Tabelle 5.11 listet die nach einem Schneefallereignis verwendeten täglichen Albedowerte für 15 nachfolgende Tage auf. Diese Werte sind modellintern festgelegt und stammen aus den Arbeiten der U.S. ARMY (1956 [242]).

Tabelle 5.11: Tägliche Albedowerte nach einem Schneefallereignis (U.S. ARMY 1956 [242]).

Phase	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Akkumulation	0.80	0.77	0.75	0.72	0.70	0.69	0.68	0.67	0.66	0.65	0.64	0.63	0.62	0.61	0.60
Schmelze	0.72	0.65	0.60	0.58	0.56	0.54	0.52	0.50	0.48	0.46	0.44	0.43	0.42	0.41	0.40

Die Problematik besteht darin eine Trennung zwischen Akkumulations- und Schmelzphase über einen langen Zeitraum festzulegen, der sich durch starke wetterbedingte Variationen auszeichnet. Hinzu kommt die räumliche Verteilung der Schneedecke, die sicher in den Höhenlagen des Thüringer Waldes länger als geschlossenes Paket vorkommt (Nov-Apr.), als im Thüringer Becken. Gerade die Albedoeigenschaften des Untergrundes haben bei durchbrochenen Schneedecken einen sehr großen Einfluss auf das Abschmelzverhalten des Restschnees. Dieses Schmelzverhalten wird im verwendeten Modellansatz durch eine Funktion, welche die flächenhafte Verteilung des Schnees beschreibt (Abbildung 5.4), berücksichtigt. Bezüglich des Strahlungshaushaltes, beeinflussen die vier Parameter *albset* (Tabelle 5.10) die Albedoverringerng, während der Akkumulationsphase. Mit diesen Parametern werden Schwellenwerte für Neuschneemengen festgesetzt, die, wenn sie überschritten werden, die Albedo des Schnees auf den Ursprungswert zurücksetzen. Während der Schmelzphase, bei der es in Mittelgebirgsregionen zu einer Häufung von Mischniederschlägen kommt, werden auch diese durch die oben genannte Parametergruppe berücksichtigt.

Auch die Vegetation nimmt bei der Modellierung des kurzwelligen Strahlungshaushalts eine wichtige Funktion ein, da sie die einfallende kurzwellige Solarstrahlung entscheidend reduziert. Vor allem der immergrüne Nadelwald ist hier von Bedeutung, da sein Bedeckungsgrad ganzjährig vorhanden ist und im Winter nur ein Teil der kurzwelligen Strahlung den Waldboden erreicht. Der Parameter rad_{trncf} beschreibt diesen Transmissionskoeffizienten als die Differenz zum Bedeckungsgrad. (Tabelle 5.10). Die Vegetation reduziert also den Anteil an kurzwelliger Strahlung und verschafft somit der langwelligen Strahlung einen Bedeutungsgewinn. Die langwellige Nettostrahlung besteht dabei, wie Gleichung 4.14 verdeutlicht aus zwei Komponenten - dem Energieaustausch zwischen Luft und Schneeoberfläche (**sky**) und dem Energieaustausch zwischen der Vegetationsoberfläche und der Schneeoberfläche (**can**).

Die langwelligen Strahlungsterme werden nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz berechnet:

(5.4)

$$sno = air = \epsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

- ρ_{no} : Langwellige Ausstrahlung der Schneeoberfläche in Gleichung 4.14 ($W \cdot m^{-2}$)
 ρ_{air} : Langwellige Einstrahlung der Atmosphäre in Gleichung 4.14 ($W \cdot m^{-2}$)
 ϵ : Emmissivität des Mediums (Schneedecke, Kronendach, Luft)
 σ : Stefan-Boltzman-Konstante ($5,67 \cdot 10^{-8} W (m^2K^4)^{-1}$)
 T : Temperatur in Kelvin

Die Temperatur zur Berechnung von ρ_{air} (Gleichung 5.4) ergibt sich für die Tagesbilanz als Mittel von Tagesmaximum- und Tagesmitteltemperatur und für die Nachtbilanz als Mittel von Tagesminimum- und Tagesmitteltemperatur. Liegt diese Temperatur unter dem Gefrierpunkt, so wird sie der Schneedeckentemperatur gleich gesetzt. Die Strahlungsbilanz zwischen Schneeoberfläche und Vegetation ist dabei ausgeglichen, wobei die Bilanz zwischen Schneeoberfläche und Luft durch die geringere Emmissivität der Luft negativ ist. Dies wird durch den Term **sky** in Gleichung 4.14 verursacht. Lufttemperaturen oberhalb des Gefrierpunktes führen bedingt durch den Term **can** in jedem Fall zu einem Energiegewinn der Schneedecke, da sowohl für den Schnee als auch für die Vegetationsoberfläche eine Emmissivität von 1 angenommen werden kann. Die Emmissivität der bodennahen Luftschicht (**emis**), ist eine Funktion des Wasserdampfgehaltes der Luft und schwankt zwischen 0.757 und 1 (U.S. ARMY, 1956 [242]).

Tabelle 5.12: Emmissivität der bodennahen Luftschicht

Niederschlagstyp	Tages- und Nachtbilanz	Wert
advective Niederschläge	Tages- und Nachtbilanz	1
konvektive Niederschläge	Tagesbilanz Nachtbilanz	0,757 Modellinterne Berechnung (min = emis_{noppt} max = 1)

Der dritte Strahlungsterm beschreibt den Wärmeaustausch sensibler und latenter Wärme zwischen der Schneedecke und der Atmosphäre. Nach MALE (1980 [167]) ist dieser Term vor allem in waldreichen Gebieten sehr schwer bestimmbar. Im Allgemeinen kann der sensible Wärmestrom über den Temperaturgradienten und der latente Wärmestrom über den Temperatur- und Feuchtegradienten der bodennahen Luftschicht beschrieben werden. Der Parameter cecn_{coef} , der monatlich festzulegen ist (Tabelle 5.13), soll Informationen zum Energieeintrag in die Schneedecke durch konvektive Niederschläge in Form von Regen liefern.

Tabelle 5.13: Monatlicher Wert des Konvektions-Kondensations-Energie Koeffizienten

Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
7	7	7	9	9	0	0	0	0	8	7	7

Die Sublimation der Schneedecke wird über den Parameter potet_{sublim} festgelegt. Sie wird als prozentualer Anteil an der Gesamteapotranspiration dargestellt. BRAUN (1985 [55]) stellt fest, dass hohe Sublimationswerte nur unter bestimmten klimatologischen Voraussetzungen auftreten: Hierzu zählen:

- Temperaturen weit unter dem Gefrierpunkt
- hohes Sättigungsdefizit der Luft
- hohe Windgeschwindigkeiten und Einstrahlungswerte

Alle hier aufgezählten Faktoren kommen im Untersuchungsgebiet im Winter eher selten vor, so dass der Sublimation bei der Schneemodellierung eine eher geringe Bedeutung zugeschrieben werden kann. Ihr Wert wurde auf 10% der Evapotranspiration festgelegt.

Wie oben schon erwähnt kann die räumliche Verteilung der Schneedecke durch weitere Parameter beschrieben werden. Dies ist insbesondere für das expositions- und damit strahlungsabhängige Abschmelzverhalten der Schneedecke von großer Bedeutung, da sich je nach Hangneigung, Exposition und Vegetationsbedeckung unterschiedlich mächtige Schneedecken ausbilden, die wiederum in Abhängigkeit von der einfallenden Solarstrahlung unterschiedlich schnell abschmelzen. Der Parameter $snarea_{thres}$ gibt den Wert in Wasseräquivalent an, ab dem keine geschlossene Schneedecke mehr vorkommt und das Schmelzverhalten durch bis zu fünf Funktionen beschrieben wird, die den prozentualen Schneebedeckungsgrad in Abhängigkeit vom Wasseräquivalent festlegen.

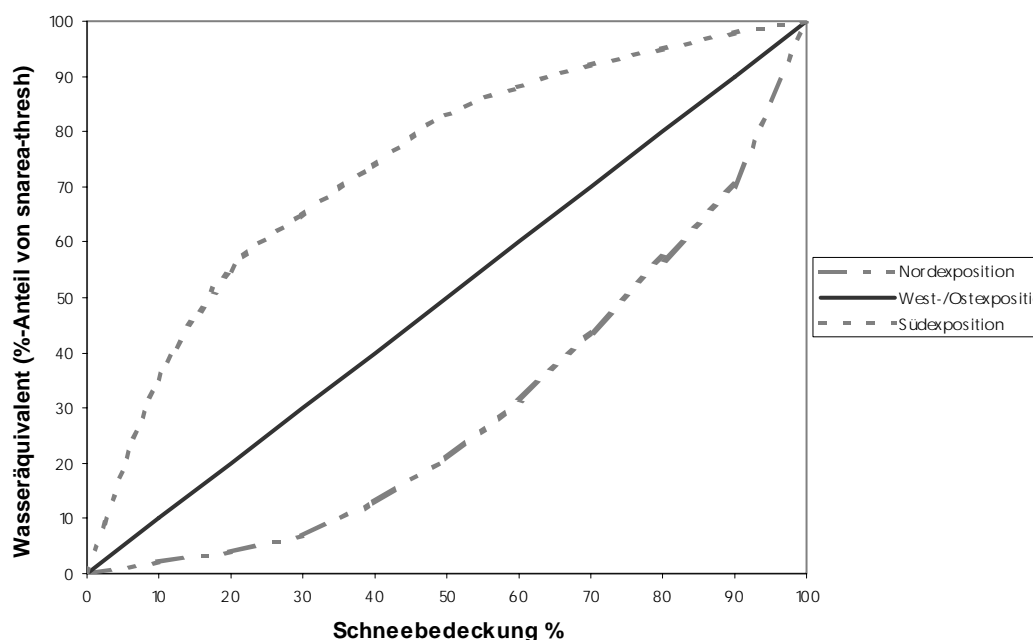


Abbildung 5.4: Expositionsabhängige Beziehung zwischen Wasseräquivalent und Schneebedeckung

Für diese Arbeit wurden die in Abbildung 5.4 dargestellten Funktionen für drei Expositionen gewählt. Zusätzlich wurde für die freien Wasserflächen im Einzugsgebiet ein sofortiges Abschmelzen des gefallenen Schnees angenommen

5.2.1.4 HRU bezogene Parameter

In diesem Abschnitt werden die Parameter vorgestellt, die sich auf die in Kapitel 5.1 vorgestellten HRUs beziehen und daher flächenbasierte Werte erhalten. Die topographischen Eigenschaften jeder HRU werden durch Mittelwerte beschrieben um so die Klassenzahl überschaubar zu halten und Klassifizierungsmerkmale eindeutig zuordnen zu können. Das Relief hat dabei eine zentrale Funktion als Regler für Energie- und Stoffkreisläufe im System (vgl. BÖHNER & PÖRTGE 1997 [50]) und stellt daher neben der Landnutzung eine wichtige

Grundlage für die prozessbezogene Ableitung der HRUs dar. In Tabelle 5.14 werden alle in die HRU-Ableitung eingeflossenen Klassifizierungsmerkmale die durch Werte oder Faktoren festgelegt wurden, dargestellt.

Tabelle 5.14: Systemeigenschaften und Klassifizierungsmerkmale der flächenbasierten Parameter

Parameter	Systemeigenschaft	Klassifikationsmerkmal	Wert/ Faktor
$t_{max_{adj}}$, $t_{min_{adj}}$ (Temperaturkorrekturfaktor)	Exposition	Norden Osten/Westen Süden	- 1°C 0.6°C +1°C
rad_{trncf} (Transmissionskoeffizient)	Bedeckungsgrad	Nadelwald Laubwald Acker Grünland	0.34 0.95 1 1
$cov_{den_{win}}$ (winterliche Vegetationsbedeckung)	Bedeckungsgrad	Nadelwald Laubwald Acker Grünland	0.66 0.05 0.0 0.88
$soil2gw_{max}$ (Grundwasserneubildung)	Hangneigung	0-5% 5-15% >15%	20mm 3mm 1.5mm
$soilrech_{max}$ (nutzbare Feldkapazität Oberboden)	Bodenfeuchte	0-5% 5-15% >15%	58mm / 33mm * 44mm/18mm 29mm/16.5mm
$soilmoist_{max}$ (nutzbare Feldkapazität gesamt)		0-5% 5-15% >15%	140mm / 114mm 105mm/79mm 70mm/57mm

* die Bodenfeuchtwerte beziehen sich jeweils auf die Landnutzung Wald bzw. Acker und Grünland

- Die Temperaturkorrekturfaktoren $t_{min_{adj}}$ bzw. $t_{max_{adj}}$ dienen zur Berücksichtigung von strahlungsabhängig veränderten Temperaturverhältnissen und sind wichtiger Bestandteil der Schneemodellierung und der Evapotranspirationberechnung.
- Der Transmissionskoeffizient und der prozentuale Anteil der winterlichen Vegetationsbedeckung unterstützen die Unterscheidung der vorherrschenden Vegetation und sind für die Modellierung der Schneeakkumulation und -schmelze unverzichtbar.
- In Einzugsgebieten mit starker Reliefierung (Oberlauf der Ilm) muss davon ausgegangen werden, dass eine Grundwasserneubildung in Hangbereichen mit starker Neigung minimal ist, da der Bodenwasserüberschuss sofort hangparallel als Interflow (FLÜGEL 1979 [90]) abfließt. In den Auenbereichen oder auf nur gering geneigten Hängen der Hochflächen dagegen ist die Grundwasserneubildung maximal. Nach der Grundeinstellung der Parameter $soilrech_{max}$ und $soilmoist_{max}$ erfolgte dann die flächenbasierte Änderung, indem die Werte auf Flächen mit mittlerer Hangneigung (5-15%) um den Faktor 0.75, auf stark geneigten Flächen (>15%) um den Faktor 0.5 reduziert wurden.

5.2.2 Parametrisierung von MMS/PRMS (topographisch basiert)

Der topographisch basierte HRU Ansatz (Open-book) berücksichtigt ausschließlich die reliefbezogenen, systemrelevanten Charakteristika; alle anderen physiogeographischen Systemcharakteristika wurden bei diesem Ansatz aufgrund der starken räumlichen Heterogenität vernachlässigt. Das bedeutet es wurden ausschließlich Flächen ausgewiesen, die durch die Wasserscheide und den Vorfluter abgegrenzt werden und durch letztgenannten miteinander verknüpft sind. Die heterogene Ausstattung dieser Flächen mit verschiedenen Landschaftsattributen findet bei diesem Konzept keine Berücksichtigung. Die Parametrisierung dieser Flächen erfolgt über die Bestimmung der auf ihnen dominanten physiogeographischen Ausstattungsmerkmale. Um einen Vergleich beider Konzepte zu gewährleisten werden als Parameter dieselben Werte herangezogen wie beim physiographisch basierten HRU-Konzept. Bei diesem Ansatz wird das ursprüngliche Modellkonzept durch verschiedene in Kapitel 4.2.6.2 beschriebene Routingmodule ergänzt. Im Laufe der Untersuchungen stellte sich heraus, dass die Sensitivität der zusätzlich benötigten Parameter zur Beschreibung der hydraulischen Eigenschaften der Abflussflächen und der Vorfluter sehr gering ist.

5.2.3 Parametrisierung von MMS/PRMS (topologisch basiert)

Der von STAUDENRAUSCH (2001 [231]) entwickelte topologisch basierte HRU Ansatz ist ein weiterentwickeltes Raumkonzept. Es verknüpft die Vorteile der Skalenunabhängigkeit und Homogenität, wie sie das HRU Konzept nach FLÜGEL (1995 [94]) vorsieht, mit denen der Teileinzugsgebiete (LEAVESLEY ET AL. 1983 [152]), die eine eindeutige Zuordnung von Hangflächen und Gewässersegmenten vorsehen und somit laterale Abflüsse berücksichtigen können.

Da dieses Konzept in einigen Punkten entscheidend vom ursprünglichen Modellkonzept von PRMS abweicht wurden von STAUDENRAUSCH (2000 [230]) neue Module entwickelt und in das Modellsystem implementiert. Im speziellen handelt es sich um ein Modul, welches die unterirdischen Abflusskomponenten, die bisher nicht HRU bezogen berechnet wurden, auf dieses räumliche Niveau disaggregiert. Desweiteren wurde ein Modul zur Definition der Objekttypen „HRU-Polygon“ und „Gewässersegment“ implementiert, welches gleichzeitig die neu zu definierenden topologischen und morphometrische Parameter deklariert. Da die abgeleiteten Flächen denen des topographisch basierten HRU Ansatzes entsprechen, wurden alle Parameter die diese Flächen und die auf ihnen ablaufenden Prozesse beschreiben, beibehalten.

5.2.4 Modellanwendung

Im Folgenden werden die Ergebnisse der einzelnen Modellläufe für die unterschiedlichen Pegel Einzugsgebiete bei Anwendung des topographisch basierten Modellansatzes vergleichend betrachtet. Das Modellsystem PRMS/MMS wurde bei allen Modellläufen auf Grundlage der in Kapitel 5.1.2 beschriebenen HRU - Ableitungen angewendet. Den abgeleiteten Flächen wurden stets die gleichen „a priori“ festgelegten Parameter zugeordnet. Der eigentlichen Anwendung (Validierung) des Modells gehen die Arbeitsschritte der Kalibrierung und eine modellintern mögliche Optimierung einzelner Parameter voraus. Die Güte der Modellsimulationen werden jeweils über den Korrelationskoeffizienten zwischen simulierten und gemessenen Abflüssen an den Pegelbezugspunkten, sowie den Werten für die wasserwirtschaftlichen Hauptzahlen (NQ, MQ, HQ) und den Größenordnungen der Wasserbilanztherme betrachtet. Als weiteres Gütekriterium wurde die Modelleffizienz (R_{eff}) nach NASH & SUTCLIFFE (1970 [182]) berechnet.

5.2.4.1 Modellkalibrierung

Da das Modell PRMS/MMS wie Abbildung 4.5 zeigt, eine große Zahl von Parametern benötigt von denen nicht alle empirisch bestimmbar sind, mussten vor dem eigentlichen Modellierungsschritt die Parameter, bei denen keine physikalisch basierter Systembezug besteht, abgeschätzt werden. Bei diesem Kalibrierungsvorgang werden alle anderen Parameter beibehalten. Kalibriert wurden die Speicher- und Abflusskoeffizienten sowie die Parameter zur Niederschlagskorrektur und die Verdunstungskoeffizienten. Die Kalibrierung wurde mit Hilfe des topographisch basierten Modellansatzes für das Einzugsgebiet des Pegels Gräfinau-Angstedt durchgeführt. Die Parameter, die für die hier abgeleiteten HRUs die besten Simulationsergebnisse erzielten wurden auf die anderen Teileinzugsgebiete und Modellkonzepte übertragen.

Für die Initialisierungs- und Kalibrierungsperiode wurde nach dem Split Sample Test (KLEMES 1986 [145]) vorgegangen. Danach wird der gesamte Datensatz in eine Initialisierungs-, Kalibrierungs- und eine Validierungsperiode aufgeteilt. Für die Kalibrierung wurde ein fünfjähriger Zeitraum mit den hydrologischen Jahren 1978 -1982 ausgewählt.

Dieser Zeitraum erschien als repräsentativ für den gesamten Untersuchungszeitraum, weil er klimatisch betrachtet sowohl ein trockenes Niederschlagsjahr (1979 / 417mm), zwei feuchte (1977 / 976mm, 1981 / 664mm) und zwei klimatisch durchschnittliche Jahre beinhaltet. Der mittlere Gebietsniederschlag für das Gesamtgebiet zwischen 1970 und 1995 liegt bei 597mm. Hydrologisch erschien dieser Zeitraum als interessant, weil im Jahr 1981 sowohl während der Schneeschmelze, als auch im Sommer durch Niederschläge extreme Hochwässer auftraten. Es sollte der Versuch unternommen werden, sowohl Jahre mit meteorologischen Extremwerten als auch durchschnittliche Jahre gemeinsam zu kalibrieren. In Tabelle 5.15 sind die kalibrierten Parameter der Abflussbildung dargestellt. Die Werte dieser Parameter sind keine empirischen Werte und wurden aus diesem Grund mit in die Kalibrierung einbezogen.

Tabelle 5.15: Parameter der Abflussbildung

Parameter	Wert G-A, Mell, Nieder	Hangneigung %	Beschreibung
ssrcoef _{lin}	0.11 0.05 0.0	0-5 5-15 >15	linearer Abflusskoeffizient des Interflows in Gleichung 4.20
ssrcoef _{sq}	0.0 0.05 0.11	0-5 5-15 >15	exponentieller Abflusskoeffizient des Interflows in Gleichung 4.20
ssstor _{init}	0.4 0.2 0.1	0-5 5-15 >15	Speicherinhalt des Interflowreservoirs zu Beginn der Simulation
ssr2gw _{rate}	0.2 0 0	0-5 5-15 >15	linearer Koeffizient, der die Wasserabgabe des Interflow- an den Grundwasserspeicher beschreibt (Gleichung 4.21)
ssr2gw _{exp}	1	alle	exponentieller Koeffizient, der die Wasserabgabe des Interflow- an den Grundwasserspeicher beschreibt (Gleichung 4.21)
ssr2gw _{max}	1	alle	maximal mögliche Wassermenge die vom Interflow- in den Grundwasserspeicher geroutet wird
gwflow _{coef}	0.022 0.013 0.011	0-5 5-15 >15	Routingkoeffizient des Grundwasserabflusses zum Vorfluter (Gleichung 4.23)
gwsink _{coef}	0 0.002 0.002	0-5 5-15 >15	Routingkoeffizient zur berechnung der Tiefenversickerung
gwstor _{init}	3	alle	Speicherinhalt des Grundwasserreservoirs zu Beginn der Simulation
smidx _{coef}	0.0001	alle	linearer Faktor zur Berechnung des Oberflächenabflussanteils nach Gleichung 4.18
smidx _{exp}	0.2	alle	exponentieller Faktor zur Berechnung des Oberflächenabflussanteils nach Gleichung 4.18
snowinfil _{max}	soilmoistmax	alle	maximale Infiltrationsrate für Schneeschmelze

* G.A. - Parameter für das Einzugsgebiet des Pegels Gräfnau-Angstedt, Mell.-Parameter für das Einzugsgebiet des Pegels Mellingen, Nieder- Parameter für das Einzugsgebiet des Pegels Niedertrebra

Grundlage für die Differenzierung der verschiedenen Abfluss- und Speicherglieder ist die Topographie, die wiederum auf den drei in Kapitel 5.1.2 beschriebenen Hangneigungsklassen beruht und somit mit in die Ableitung der HRUs einfließt.

Die in Tabelle 5.15 dargestellten Werte für die Parameter der Abflussbildung lassen sich folgendermaßen erklären:

- die Speicherangaben für den Interflow- und Grundwasserspeicher gelten jeweils für den Beginn der Simulation. Da in der Arbeit immer hydrologische Jahre als Bezugseinheiten gewählt wurden ist der 1. November der erste Simulationstag. Es muss also

davon ausgegangen werden, dass vor allem die Grundwasserspeicher mittlere Speicherfüllungsgrade aufweisen; der Interflowspeicher wird zu Beginn der Simulation als „leer“ betrachtet.

- die Abflusskoeffizienten $ssrcoef_{lin}$ und $ssrcoef_{sq}$ sind als Funktionen der Hangneigung zu verstehen und erhalten dementsprechende Werte. Die Bestimmung dieser Werte erweist sich als problematisch, da für das nicht lineare Abflussschema noch keine Prozeduren entwickelt sind um Abschätzungen machen zu können. Für das lineare Abflussschema hingegen können mit Hilfe der Ganglinienseparation (LINSLEY ET AL. 1958 [163]) Aussagen getroffen werden. Da das Abflussverhalten in Böden mit größeren Hangneigungen nicht als linear angesehen werden kann, wird auf allen Flächen mit einer Hangneigung über 5% der exponentielle Koeffizient eingesetzt.
- im Falle der Koeffizienten $ssr2gw_{rate}$ und $ssr2gw_{exp}$, die den Zufluss des Interflows zum Grundwasserreservoir beschreiben, wird davon ausgegangen, dass er auf Hängen mit Hangneigungen >5% keinen Kontakt zum Grundwasserreservoir hat und erst bei abnehmender Hangneigung im Bereich des Hangfußes in den Grundwasseraquifer entwässert.
- der Abfluss des Grundwassers wird als lineare Funktion betrachtet und nimmt entsprechend dem hydraulischen Gradienten mit der Hangneigung zu.
- der Oberflächenabfluss im Untersuchungsgebiet ist von einer Vielzahl von Faktoren abhängig und daher sehr variabel. Die Koeffizienten $smidx_{coef}$ und $smidx_{lin}$ dienen zur Berechnung des Flächenanteils einer HRU die oberflächenabflusswirksam ist. Dabei werden sowohl die Bodenfeuchte als auch der Bestandsniederschlag berücksichtigt. Da die Differenzierung der Hangneigungsklassen relativ grob war und eine Ausbildung von Sättigungsflächen nur in den Talauen und den leicht geneigten Hangfußbereiche, die jedoch nicht eigens klassifiziert wurden, stattfindet, wurden sowohl der lineare als auch der exponentielle Koeffizient für alle Klassen gleich gesetzt.
- der Oberflächenabfluss, der durch Schneeschmelzprozesse hervorgerufen wird tritt dann auf, wenn die nutzbare Feldkapazität des Bodens, die durch den Parameter $snowinfil_{max}$ festgelegt ist, überschritten wird.

- **Optische Betrachtung des Modellierten Gesamtabflusses (Kalibrierungszeitraum)**

Zur optischen Beurteilung der Modellierungsergebnisse an den drei Bezugspegeln wird der gemessene dem modellierten Gesamtabfluss gegenüber gestellt. In Abbildung 5.5 sind die simulierten (blaue Linie) gegen die gemessenen Abflüsse (rote Linie) der Pegelzugengebiete Gräfinau-Angstedt, Mellingen und Niedertrebra aufgetragen. Schon beim optischen Vergleich fallen gute Übereinstimmungen zwischen Simulation und realen Abflüssen auf. Auffällig ist, dass sich die Niederschlagsvolumina stark verringern was zu einer Untersimulation der Abflussspitzen in den Einzugsgebieten Mellingen und Niedertrebra führt. Grund hierfür ist die Regionalisierung der Gebietsniederschläge mit Hilfe der Thiessen Methode die jeder HRU ein flächengewichtetes Niederschlagsmittel zuweist. Da im Mittel und Unterlauf die Niederschlagseinträge stark abnehmen, führt die flächengewichtete Mittelung insgesamt zu einer Verringerung des Gebietsniederschlags. Nach GIESECKE ET AL. (1983 [109]) eignet sich diese Methode nicht um in Gebieten mit Mittelgebirgsrelief eingesetzt zu werden, da sowohl orographische, als auch Luv- Lee Niederschlagseffekte nicht berücksichtigt werden.

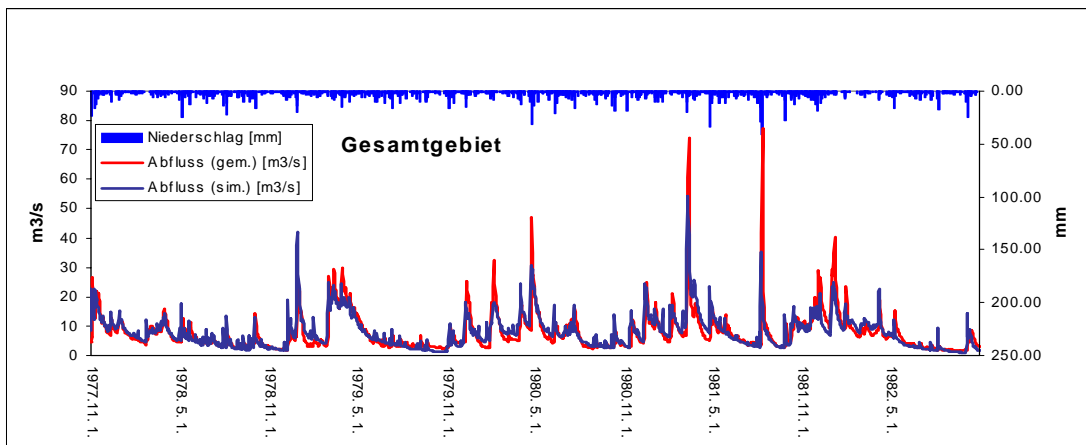
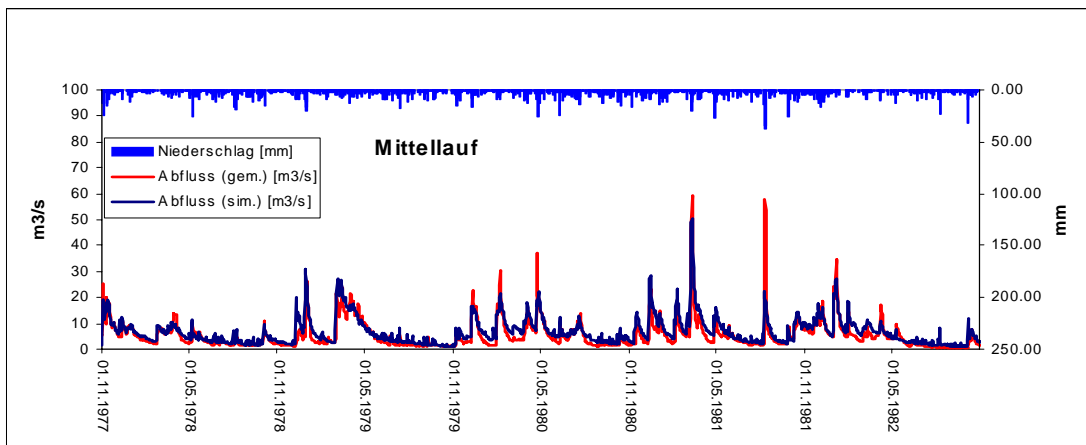
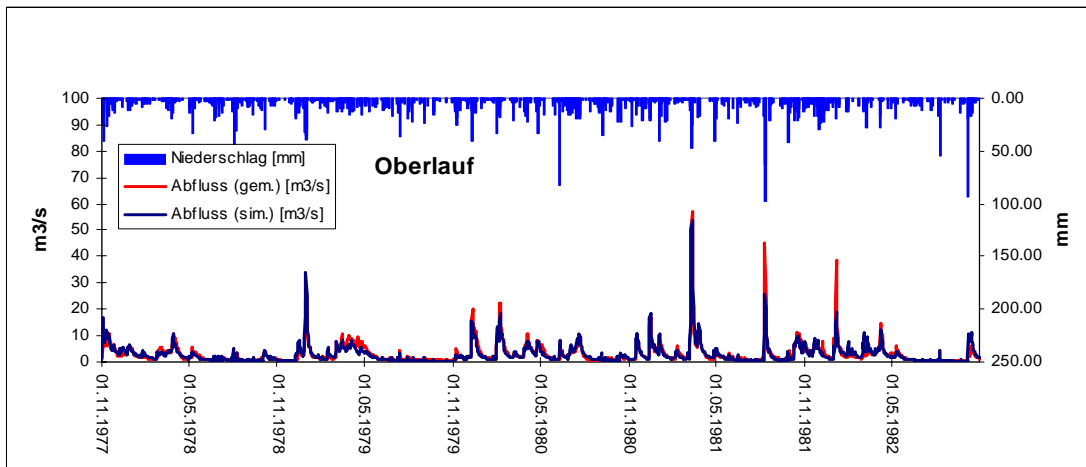


Abbildung 5.5: Gemessene und simulierte Abflüsse der drei Teilgebiete während des Kalibrierungszeitraumes

Unabhängig von der Größe des Einzugsgebietes kann jedoch festgestellt werden, dass die Niederschlag-Abflussdynamik gut wiedergegeben wird, wobei schon bei der optischen Beurteilung auffällt, dass die Abflussganglinie in den größeren Einzugsgebieten schlechter wiedergegeben wird als am Oberlauf. Hier wird klar, dass der Eingangsvariablen Niederschlag und ihrer räumlichen Verteilung große Bedeutung bezüglich der genauen Abbildung der Abflussprozesse zukommt. Aus diesem Grund wird in Kapitel 5.3.2 eine weitere Methode der Niederschlagsregionalisierung, welche die orographischen Effekte mit berücksichtigt, vorgestellt. Zudem muss das Modellkonzept kritisch hinterfragt werden, da die Verschlechterung der Simulationsergebnisse eng mit der Größe des Einzugsgebiets im Zusammenhang steht und die Eignung des hier angewendeten Konzeptes ohne Berücksichtigung lateraler Abflusskomponenten ein Untersuchungsziel ist.

- **Statistische Betrachtung der Modellierungsergebnisse (Kalibrierungszeitraum)**

Neben der optischen Beurteilung wurden verschiedene Gütemaße zur Bewertung der Simulationsqualität berechnet. In Tabelle 5.16 sind die jährlichen Produktmoment-Korrelationskoeffizienten der drei Pegel Einzugsgebiete für die einzelnen Jahre und den Gesamtzeitraum der Kalibrierungsperiode basierend auf einer Landnutzungsklassifikation aus Satellitendaten (FE) dargestellt.

Tabelle 5.16: Produktmoment -Korrelationskoeffizient einzelner Jahre der Kalibrierungsperiode für alle Teilgebiete

Hydrologische Jahre	Gräfinau - Angstedt (F = 154 km ²)	Mellingen (F = 627 km ²)	Niedertrebra (F = 894 km ²)
1978	0.89	0.88	0.78
1979	0.90	0.87	0.84
1980	0.93	0.89	0.79
1981	0.95	0.84	0.69
1982	0.84	0.91	0.85
1978-1982	0.91	0.87	0.78

Es fällt auf, dass beim physiographisch basierten HRU-Konzept mit der Vergrößerung der Einzugsgebietsfläche eine Verschlechterung der Korrelationsergebnisse verbunden ist. Weitere Untersuchungen zu den Korrelationskoeffizienten des gesamten Untersuchungszeitraumes sowie aller Einzeljahre folgen im Kapitel 5.3.2. In diesem Kapitel werden außerdem die Auswirkungen der Niederschlagsvariabilität und die verschiedenen HRU Konzepte bezüglich ihres Einflusses auf die Korrelationskoeffizienten überprüft.

Zusätzlich zum statistischen Gütekriterium des Korrelationskoeffizienten wurden weitere Gütemaße zur Bewertung der Modellqualität errechnet. Tabelle 5.17 gibt Aufschluss über die Modelleffizienz (R_{eff}) nach NASH & SUTCLIFF (1970 [182]). Der Wertebereich liegt zwischen 1 und $-\infty$. Die Modelleffizienz ist einheitslos und errechnet sich aus der vom Wert 1 subtrahierten Relation, der Summe der quadratischen Abweichungen der modellierten und gemessenen Werte zur Varianz der gemessenen Werte. Dies hat zur Folge, dass Simulationen von Hochwässern mit hohen absoluten Werten gegenüber Niedrigwasserabflüssen überbewertet werden. Daher wird die Modelleffizienz zusätzlich für logarithmierte Daten gerechnet. Das dabei ermittelte Gütemaß $\log R_{eff}$ kann dann zur Bewertung der Modellierung von Niedrigwasserabflüssen herangezogen werden (UHLENBROOK 1999 [241]). BECKER ET AL. (1998 [20]) bezeichnen Modelleffizienzen R_{eff} mit einem Wert > 0.7 als gute Anpassun-

gen. Als weiteres Gütemaß wird das Bestimmtheitsmaß („coefficient of determination“) eingeführt. Das Bestimmtheitsmaß ist mathematisch gesehen der Quotient zwischen der Kovarianz zweier Variablen und dem Produkt der einzelnen Varianzen kann aber auch als Quadrat des Korrelationskoeffizienten von Pearson erklärt werden. Schließlich ist in der letzten Spalte der Tabelle noch der absolute Volumenfehler (diff. Vol. mm/a) aufgeführt. Dieser erklärt die relative bzw. absolute Abweichung der mittleren jährlichen simulierten von den gemessenen Abflüssen.

Tabelle 5.17: Gütemaße der Einzeljahre und des Gesamtkalibrierungszeitraumes für die drei Teilgebiete

Gräfinau-Angstedt	$R_{(eff)}$ [-]	logR(eff)	r^2 [-]	log r^2 [-]	VOL. DIFF. [mm/a]
1978	0.76	0.55	0.80	0.77	-48.2
1979	0.76	0.09	0.81	0.69	-71.7
1980	0.84	0.72	0.85	0.77	-57.9
1981	0.91	0.65	0.91	0.82	-34.6
1982	0.69	0.77	0.69	0.87	13.8
1978-1982	0.78	0.54	0.84	0.77	-39.7
Mellingen					
1978	0.76	0.69	0.78	0.75	28.0
1979	0.66	0.71	0.77	0.80	64.1
1980	0.69	0.48	0.78	0.73	70.5
1981	0.60	0.57	0.70	0.79	108.3
1982	0.76	0.69	0.82	0.85	58.7
1978-1982	0.67	0.64	0.75	0.78	65.9
Niedertrebra					
1978	0.55	0.58	0.60	0.66	4.6
1979	0.70	0.67	0.72	0.74	0.7
1980	0.63	0.64	0.63	0.66	10.1
1981	0.45	0.59	0.48	0.64	25.2
1982	0.72	0.80	0.73	0.84	-21.5
1978-1982	0.59	0.68	0.61	0.73	3.8

Zur Vereinfachung der Gebietsbezeichnung soll im Weiteren das Einzugsgebiet des Pegels Gräfinau-Angstedt mit Oberlauf, das Einzugsgebiet des Pegels Mellingen mit Mittellauf und das Einzugsgebiet des Pegels Niedertrebra mit Gesamtgebiet bezeichnet werden.

Die Gesamteffizienz des Kalibrierungszeitraumes liegt für den Oberlauf bei 0.78 was für eine gute Nachbildung der Abflüsse spricht, und nimmt über den Mittellauf (0.67) bis zum Gesamteinzugsgebiet (0.59) kontinuierlich ab. Aus den Effizienzen der Einzeljahre kann man schließen, dass für diese Abnahme entweder jährliche hydro-klimatologische Unterschiede verantwortlich sind, die so groß, sein müssen, dass sie vom hier verwendeten Modellkonzept nicht ausreichend wiedergegeben werden können, oder dass das hier verwendete Modellkonzept wiederum nicht geeignet ist um Prozesse, die in großen Einzugs-

gebieten dominant sind, hinreichend genau abbilden zu können. Während am Oberlauf alle Jahre Modelleffizienzen von 0.69 - 0.91 aufweisen, werden die Abflüsse am Mittellauf nur noch in den hydrologischen Jahren 1978 und 1982, im Gesamtgebiet nur noch 1982 mit ausreichender Genauigkeit wiedergegeben. Die mittleren Abflusswerte werden gut simuliert während die Abflussminima und -spitzen eher übersimuliert werden. Im Bereich des Mittellaufs der Ilm werden ebenfalls noch hinreichend genaue Simulationsergebnisse in allen Jahren der Kalibrierungsperiode erreicht. Es fällt jedoch auf, dass sich hier die Simulation der mittleren Abflussmengen verschlechtert (Untersimulation), während die minimalen Abflusswerte besser simuliert werden. Bei den Abflussspitzen zeigt sich mit der Tendenz zur Übersimulation ein ähnliches Verhalten wie es am Oberlauf beobachtet wird.

Die Simulationsergebnisse des Gesamteinzugsgebiets zeichnen sich dadurch aus, dass nur noch im hydrologischen Jahr 1982 gute Ergebnisse erreicht werden. Auch hier werden die mittleren Abflusswerte gut simuliert und die beiden Extrema zum Teil deutlich übersimuliert.

Im folgenden sollen Anhand der simulierten Wasserhaushaltskomponenten (vgl. Tabelle 5.18) mögliche Fehlerquellen bei der Modellparametrisierung und -kalibrierung erkannt werden.

Tabelle 5.18: Jährliche simulierte Wasserhaushaltskomponenten (1978-82) der Pegelinzugsgebiete

Hydrologisches Jahr	mittlere Maximumtemperatur (°C)	mittlere Minimumtemperatur (°C)	Gebietsniederschlag (mm)	Gebietsverdunstung (mm)	Gebietsrückhalt (mm)	Abfluss (simuliert) (mm)	Abfluss (gemessen) (mm)
Pegel Gräfinau-Angstedt							
1978	7.8	2.8	947	468	91	452	501
1979	10.0	4.4	988	468	46	494	555
1980	10.6	5.0	1196	481	82	597	671
1981	10.6	5.0	1229	468	100	689	702
1982	11.7	5.0	990	410	26	593	633
Pegel Mellingen							
1978	7.8	1.1	743	461	93	255	230
1979	10.0	2.2	811	469	65	331	265
1980	10.6	2.8	880	461	87	341	275
1981	11.1	3.3	936	480	96	404	298
1982	11.7	2.8	705	405	32	324	266
Pegel Niedertrebra							
1978	8.3	1.7	680	446	88	236	229
1979	10.6	2.8	735	465	62	266	264
1980	11.1	3.3	793	449	78	278	273
1981	11.1	3.9	876	486	100	334	307
1982	12.2	3.3	630	386	29	271	291

Hier ist anzumerken, dass die Gebietsniederschläge, die Gebietsverdunstung und die Abflüsse in allen drei Teileinzugsgebieten generell eine gute Übereinstimmung mit Messungen dieser Werte aus anderen Untersuchungen an der Ilm (GABRIEL ET AL. 1986 [106]) und in benachbarten Einzugsgebieten (KRAUSE 2001 [148]) erreichen. Auffällig ist allerdings, dass die Temperaturwerte der DWD-Klimastation Schmücke die für die Modellierung des Oberlaufes herangezogen wurden nicht durch die simulierten Werte wiedergegeben werden.

In diesem Fall kommt es zu einer Übersimulation der Temperaturen. Diese Übersimulation ist Folge der etwa 300m höheren Lage als als das Einzugsgebiet. Der Temperaturgradient hätte in diesem Fall mit einem negativen Vorzeichen versehen werden müssen; dies wurde aus Gründen der Vergleichbarkeit der Parametersätze unterlassen. Auch der Gebietsrückhalt scheint in allein drei Untersuchungsgebieten untersimuliert zu sein, nimmt aber der Bodenmächtigkeit folgend von Gräfinau bis Niedertrebra zu. Die Gebietsniederschläge liegen im Mittel zwischen 1070mm (1189mm*) am Oberlauf über 815mm (782mm*) im Mittellauf bis hin zu 743mm (714mm*) für das Gesamtgebiet. Am Oberlauf wird das langjährige Niederschlagsmittel also um ca. 100mm untersimuliert während in den anderen Testgebieten das langjährige Mittel um ca. 30mm übersimuliert wird.

(* gemessene Durchschnittswerte)

- Die Gebietsverdunstung beträgt im Mittel zwischen 495mm (Oberlauf), 453mm (Mittellauf) und 442mm (Gesamtgebiet) und ist damit, wie schon aufgeführt, mit Gebietsverdunstungswerten, die mit Hilfe anderer Modellsysteme bei der Modellierungen der Unstrut (KRAUSE 2001 [148]) und der Wasserbilanz Thüringens (GABRIEL et al. 1986 [106]) ermittelt wurden, vergleichbar. Die niedrigeren Verdunstungswerte im Bereich des Mittel- und Unterlaufes sind auf die Vegetation und das Wasserdargebot zurückzuführen. Die potentielle Verdunstung ist in diesen Bereichen auf Grund der Temperaturverhältnisse natürlich bedeutend höher als im Thüringer Wald, fehlende Waldvegetation und geringe Niederschläge vermindern aber hier die Werte der aktuellen Verdunstung.
- Der Gebietsrückhalt setzt sich konzeptionell aus den Speichervolumina des Bodenwasser- Interflow- und Grundwasserspeichers zusammen. Der Gebietsrückhalt weist mit einem durchschnittlichen Volumen von 73 mm einen eher als zu niedrig einzuschätzenden Wert auf. Auffällig sind hier die beiden Jahre 1979 und 1982 die durch unterdurchschnittliche Rückhaltswerte geprägt sind. Im allgemeinen kann hervorgehoben werden, dass der Rückhalt zu 60% im Bodenraum und zu 30% im Grundwasserspeicher gebildet wird.

5.2.4.2 Parameteroptimierung

PRMS/MMS verfügt systemintern über verschiedene Optimierungsroutinen. Diese bieten dem Anwender Hilfestellung bei der Ermittlung der Parameter, die nicht „a priori“ gemessen wurden oder abschätzbar sind. In dieser Arbeit wurde das Optimierungsverfahren nach ROSENBROCK (1960 [205]) zur Optimierung der nachfolgend genannten Parameterwerte angewandt. Der Ansatz nach ROSENBROCK ermittelt mittels einer Zielfunktion unter Verwendung eines oberen und eines unteren Grenzwertes iterativ den besten Parameterwert. In diesem Fall wurde als Zielfunktion ein Vergleich der simulierten mit den gemessenen Abflusswerten gewählt. Ziel war es mit Hilfe der optimierten Parameter die täglichen Differenzen zwischen simulierten und gemessenen Abflusswerten zu minimieren. Wie LÜLLWITZ (1993 [164]) feststellt, können mit diesem Verfahren HRU bezogene Parameter nicht optimiert werden, da das Modell die HRU-Eigenschaften nicht differenziert und so den Parametern zwar ein vom ursprünglichen Wert abweichender Wert zugewiesen wird, dieser aber für alle HRUs gleich ist. Die Optimierung wurde daher nur für zeitlich variable Parameter durchgeführt. Die unten genannten Parameter wurden getrennt voneinander jeweils für den Kalibrierungszeitraum optimiert.

Im Rahmen der Ermittlung der Niederschlagsart (Schnee, Regen) auf täglicher Basis zeigte sich, dass besonders die Übergangsjahreszeiten als wichtig einzustufen sind. Daher wurden die Parameter $\text{precip}_{\text{adjmix}}$ und $\text{tmax}_{\text{allrain}}$ für die Monate, in denen potentiell Mischniederschläge fallen optimiert. Der Parameter $\text{precip}_{\text{adjmix}}$, der den prozentualen Anteil des flüssigen Niederschlags in einem Regen-Schneegemisch bestimmt, musste in den Übergangsmontaten März um 1,3, im April und November um 1,5 und Mai um den Wert 1,6 korrigiert werden. Für den Parameter $\text{tmax}_{\text{allrain}}$ wurde für die Monate November - März ein Wert von 7,2°C und für die Monate April und Mai ein Wert von 4,5°C ermittelt. Diese Werte stellen Grenzwerte dar, bei deren Überschreitung 100 % Regen angenommen wird.

Für die Berechnung des Wasseräquivalentes aus der Dichte der Schneedecke wird die Konsolidierungskonstante $\text{settle}_{\text{const}}$ benötigt. Da auch in diesem Fall keine empirischen Messungen vorlagen, ist auch dieser Parameter optimiert worden. Ein Optimierungslauf mit fünfzig Iterationsschritten über den Kalibrierungszeitraum der hydrologischen Jahre 1978 - 1982 ergab einen Parameterwert von 0.15.

Auch die Werte für die monatliche Anpassung der potentiellen Evapotranspiration über den Faktor $\text{epan}_{\text{coef}}$ wurden mit Hilfe der Optimierungsroutine ermittelt. Hier ergaben sich jedoch aufgrund der unterschiedlichen prozentualen Landnutzungsverteilung jeweils auch unterschiedliche Werte für die einzelnen Teileinzugsgebiete (vgl. Tabelle 5.19). So wurde im

Tabelle 5.19: Monatlicher Anpassungsfaktor der potentiellen Evapotranspiration

Monat	Jan	Feb	Mrz	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Gräfinau	1.28	1.28	1.28	1.28	1.53	2.05	2.3	2.43	2.43	1.8	1.28	1.28
Mellingen	1.1	1	1	1	1.1	1.1	1.1	1.2	1.2	1.1	1.1	1.1
Niedertrebra	1.1	1	1	1	1.1	1.1	1.1	1.2	1.2	1.1	1.1	1.1

Oberlauf, der zu 70% mit Wald bedeckt ist, davon ausgegangen, dass die potentielle Evapotranspiration in allen Monaten höher ist als im restlichen Einzugsgebiet. Für die Wintermonate wurde daher der Koeffizient leicht erhöht während er in den Sommermonaten verdoppelt wurde.

5.2.4.3 Modellvalidierung

Um das verwendete Modellkonzept und den systemanalytischen Flächenansatz auf seine allgemeine Anwendbarkeit überprüfen zu können wurde ein sogenannter unabhängiger Datensatz zur Validierung herangezogen. Die Parameterwerte wurden bei der Verwendung dieses Datensatzes nicht mehr verändert. Als Validierungszeitraum wurden die hydrologischen Jahre 1983 - 1995 ausgewählt, da in diesen Jahren ebenfalls homogene und konsistente hydrometeorologische Eingabedaten vorlagen.

- **Optische Betrachtung des Modellierten Gesamtabflusses (Validierungszeitraum)**

In Abbildung 5.6. sind die simulierten (blaue Linie) gegen die gemessenen Abflüsse (rote Linie) der Pegelinzugsgebiete Gräfinau-Angstedt, Mellingen und Niedertrebra aufgetragen. Auch für den Validierungszeitraum ergeben sich beim optischen Vergleich gute Übereinstimmungen zwischen Simulation und realen Abflüssen. Diese unabhängigen nicht kalibrierten Datensätze weisen beim Niederschlagsinput die gleichen regionalisierungsbedingten Niederschlagsvolumenunterschiede auf wie die Modellierungen während der Parameterkalibrierung.

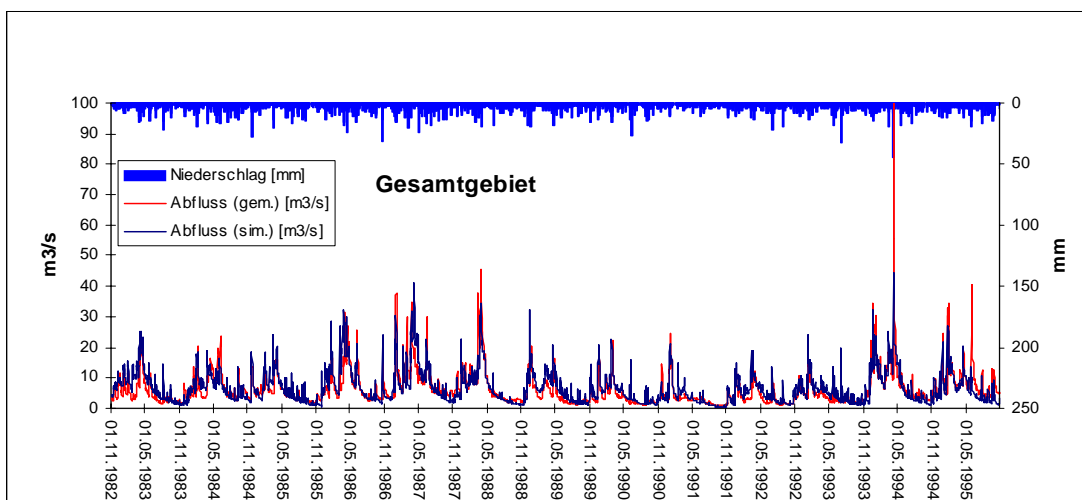
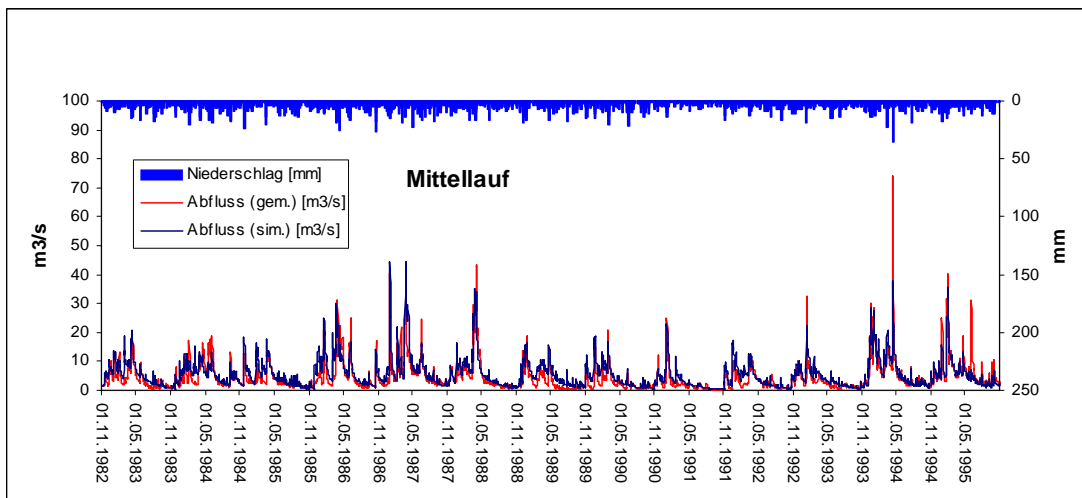
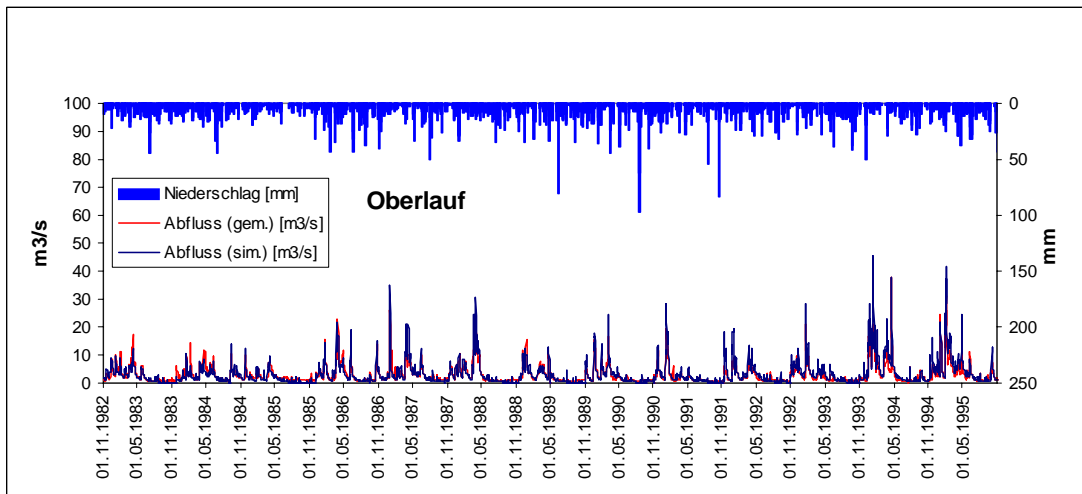


Abbildung 5.6: Gemessene und simulierte Abflüsse der drei Teilgebiete während des Validierungszeitraumes

Auch hier führt eine flächengewichtete Gebietsmittelung der Niederschläge zu einer Unterbestimmung der realen Niederschläge. Aus diesem Grund werden in Kapitel 4.2.2 verschiedene Verfahren zur realitätstreueren Wiedergabe der Niederschlagsverhältnisse vorgestellt. Unabhängig von der Größe des Einzugsgebietes kann jedoch festgestellt werden, dass die Niederschlag-Abflussdynamik gut wiedergegeben wird wobei schon bei der optischen Betrachtung auffällt, dass die Abflussganglinie in den größeren Einzugsgebieten schlechter wiedergegeben wird als am Oberlauf.

- **Statistische Betrachtung der Modellierungsergebnisse (Validierungszeitraum)**

Für den Validierungszeitraum wurden analog zur bisherigen Vorgehensweise neben der optischen Beurteilung verschiedene Gütemaße zur Bewertung der Simulationsqualität berechnet. In Tabelle 5.20 sind die jährlichen Produktmoment-Korrelationskoeffizienten der drei Pegeleinzugsgebiete für die einzelnen Jahre und den Gesamtzeitraum der Kalibrierungsperiode basierend auf einer Landnutzungsklassifikation aus Satellitendaten (FE) von 1997 dargestellt.

Tabelle 5.20: Produktmoment-Korrelationskoeffizient der Validierungsperiode für alle Teilgebiete

Hydrologische Jahre	Gräfinau - Angstedt (F = 154 km ²)	Mellingen (F = 627 km ²)	Niedertrebra (F = 894 km ²)
1983	0.89	0.85	0.82
1984	0.81	0.67	0.70
1985	0.89	0.82	0.81
1986	0.90	0.80	0.79
1987	0.93	0.89	0.80
1988	0.93	0.95	0.90
1989	0.92	0.88	0.81
1990	0.94	0.88	0.85
1991	0.96	0.89	0.84
1992	0.88	0.76	0.76
1993	0.92	0.83	0.74
1994	0.93	0.87	0.74
1995	0.93	0.81	0.70
1983-1995	0.90	0.85	0.78

Hervorzuheben ist hier, dass im Einzugsgebiet des Pegels Gräfinau-Angstedt alle modellierten Jahre gute bis sehr gute Korrelationen zwischen simulierten und gemessenen Abflusswerten aufweisen, während bei einer Vergrößerung der Einzugsgebietsfläche die Korrelationen generell schlechter werden. Das Jahr 1988 bildet mit seinen hohen Korrelationen zwischen 0.95 und 0.90 eine Ausnahme und wird daher im weiteren im Rahmen der Systemanalyse (vgl. Kapitel 5.4) näher beleuchtet werden. Da der Korrelationskoeffizient allein betrachtet nicht genügend statistische Aussagekraft zur Abschätzung der Modellgüte besitzt, werden zur Beurteilung der Modellierungsergebnisse die statistischen Gütemaße der Modelleffizienz, des Bestimmtheitsmaßes sowie der relative und absolute Volumenfehler bestimmt. Erläuterungen zu den verschiedenen Gütekriterien erfolgten bereits im Kapitel 5.2.4.1.

Tabelle 5.21: Gütemaße der Einzeljahre und des Gesamtkalibrierungszeitraumes für die drei Teilgebiete

Gräfinau-Angstedt	$R_{(eff)}$ [-]	$\log R(eff)$	r^2 [-]	$\log r^2$ [-]
1983	0.78	0.45	0.79	0.74
1984	0.60	0.29	0.65	0.71
1985	0.64	-2.77	0.79	0.65
1986	0.78	0.16	0.81	0.69
1987	0.70	0.40	0.87	0.77
1988	0.70	0.45	0.87	0.83
1989	0.84	0.12	0.85	0.79
1990	0.72	0.54	0.88	0.81
1991	0.76	0.68	0.92	0.82
1992	-0.33	0.36	0.78	0.74
1993	0.51	0.22	0.85	0.70
1994	0.45	0.76	0.87	0.84
1995	0.63	0.73	0.87	0.84
1983-1995	0.62	0.34	0.82	0.73

Mellingen	$R_{(eff)}$ [-]	$\log R(eff)$	r^2 [-]	$\log r^2$ [-]
1983	0.47	0.54	0.73	0.71
1984	0.42	0.53	0.45	0.60
1985	-0.01	0.53	0.67	0.72
1986	0.50	0.59	0.65	0.75
1987	0.42	0.68	0.80	0.78
1988	0.89	0.85	0.90	0.88
1989	0.22	0.47	0.78	0.70
1990	0.45	0.61	0.77	0.64
1991	0.67	0.83	0.79	0.82
1992	-0.04	0.61	0.59	0.62
1993	0.46	0.58	0.68	0.63
1994	0.75	0.83	0.76	0.85
1995	0.63	0.50	0.65	0.60
1983-1995	0.58	0.65	0.72	0.71

Niedertrebra	$R_{(eff)}$ [-]	$\log R_{(eff)}$	r^2 [-]	$\log r^2$ [-]
1983	0.44	0.35	0.67	0.61
1984	0.29	0.53	0.48	0.53
1985	0.63	0.72	0.65	0.70
1986	0.59	0.69	0.63	0.70
1987	0.65	0.72	0.65	0.73
1988	0.74	0.81	0.82	0.84
1989	0.50	0.59	0.66	0.69
1990	0.66	0.75	0.73	0.74
1991	0.67	0.90	0.70	0.80
1992	0.45	0.67	0.57	0.64
1993	0.45	0.59	0.55	0.56
1994	0.26	0.75	0.54	0.79
1995	0.12	0.27	0.49	0.49
1983-1995	0.50	0.68	0.61	0.66

Die Gesamteffizienz des Validierungszeitraumes verschlechtert sich vom Oberlauf (0.63) über den Mittellauf (0.58) bis zum Gesamteinzugsgebiet (0.50) kontinuierlich. Diese Effizienzwerte können nicht mehr als gute Abbildungen des Niederschlag-Abflussgeschehens angesehen werden. Bei Betrachtung der Einzeljahre wird deutlich, dass am Oberlauf jährliche Unterschiede der hydro-meteorologischen Situation, die vom Modell nicht nachvollzogen werden können, für die Verschlechterung der Modelleffizienz verantwortlich sind. Bis 1991 wird die Abflussdynamik am Oberlauf der Ilm relativ gut wiedergegeben was sich durch Modelleffizienzen > 0.7 ausdrückt, von 1992 bis 1995 werden Werte erreicht die als eher schlechte Abbildung der Prozesse zu bezeichnen sind. Gegensätzlich dazu verhalten sich die logarithmierten Effizienzwerte. In den Jahren in denen gute Effizienzen vorliegen sind die logarithmierten Werte schlecht und umgekehrt. Das lässt darauf schließen, dass von 1983-1992 Abflussspitzen häufiger auftreten und dadurch ein in der Relation zum Niedrigwasserabfluss höheres Gewicht für die statistische Auswertung erhalten, während von 1992-1995 die Niedrigwasserabflüsse an Dominanz gewinnen. Am deutlichsten weicht das Jahr 1992 von allen anderen Simulationen ab. Hier werden in allen Teileinzugsgebieten sogar negative Modelleffizienzen erreicht. Da die logarithmierten Effizienzen und die anderen statistischen Gütemaße jedoch noch relativ gute Werte aufweisen muss hier gefolgert werden, dass das Modell in diesem Jahr die Hochwasserspitzen sehr schlecht simuliert während die Mittel- und Niedrigwasserabflüsse gut wiedergegeben werden. Bei genauerer Betrachtung dieser Abflusssimulationen wird deutlich, dass das Modell in diesem Jahr (1992) die Abflussspitzen, die in den Monaten November bis Februar auftreten, stark übersimuliert. Dies begründet sich wiederum durch die Schwäche des Modells in winterlichen Perioden die Niederschläge genau nach ihrer Art in Regen, Schnee und Mischniederschläge zu unterscheiden. Besonders in Phasen in denen temperaturbedingt Regenniederschläge auf eine geschlossene Schneedecke fallen, führt dies zu Simulationsfehlern Abbildung 5.7.

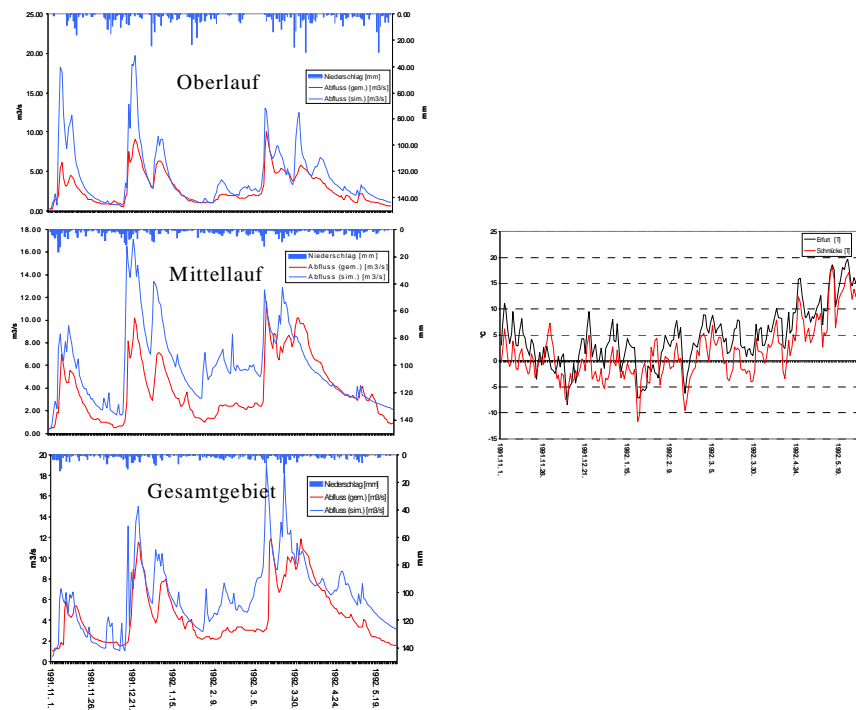


Abbildung 5.7: Übersimulationen infolge von Regenniederschlag auf eine Schneedecke (links Simulationen, rechts Temperaturverlauf)

Für alle anderen Jahre lässt sich folgern, dass PRMS/MMS Abflussspitzen durch die gute Simulation von Schneeschmelzereignissen exakt wiedergibt während bei sommerlichen Niedrigwasserperioden die verbesserungswürdigen Module zur Verdunstungsberechnung und Bodewasserbewegung mit Fehlern behaftete Simulationsergebnisse liefern.

Für das Gesamteinzugsgebiet ergibt sich folgendes: Die Modelleffizienz erreicht nur noch im Jahre 1988 gute Ergebnisse, was bedeutet, dass die Abflussspitzen mit dem zugrundeliegenden Modellkonzept bei dieser Einzugsgebietsgröße nicht mehr mit ausreichender Genauigkeit simuliert werden. Anders die Niedrigwasserperioden die in mehreren Jahren durch gute logarithmierte Modelleffizienzen (1985,87,88,90,91,94) wiedergegeben werden.

In großen Einzugsgebieten kann das hier verwendete Modellkonzept die sich ändernde Dominanz der hydrologischen Prozesse nicht mehr abbilden. Da beim physiographisch basierten HRU-Konzept keine Routing-Funktionen berücksichtigt werden, also sowohl der laterale als auch der Gerinneabfluss nicht nachgebildet werden, diese aber gerade in Einzugsgebieten der Mesoskala von entscheidender Bedeutung sind, kommt es zu fehlerhaften Modellierungsergebnissen.

Im Folgenden sollen anhand der simulierten Wasserhaushaltskomponenten (vgl. Tabelle 5.22) mögliche Fehlerquellen bei der Modellparametrisierung und -kalibrierung erkannt werden. Hier ist anzumerken, dass die Gebietsniederschläge, die Gebietsverdunstung und die Abflüsse in allen drei Teileinzugsgebieten generell eine gute Übereinstimmung mit Messungen dieser Werte aus anderen Untersuchungen an der Ilm (GABRIEL et al. 1986 [106]) und in benachbarten Einzugsgebieten (KRAUSE 2000 [147]) erreichen.

Tabelle 5.22: Jährlich simulierte Wasserhaushaltskomponenten (1983-95) der Pegel Einzugsgebiete

Pegel Gräfinau - Angstedt							
Hydrologisches Jahr	mittlere Maximumtemperatur (°C)	mittlere Minimumtemperatur (°C)	Gebietsniederschlag (mm)	Gebietsverdunstung (mm)	Gebietsrückhalt (mm)	Abfluss (simuliert) (mm)	Abfluss (gemessen) (mm)
1983	9.4 / 8.7*	3.9 / 2.8*	989	443	38	506	557
1984	9.4 / 6.6*	4.4 / 1.3*	1068	446	122	474	605
1985	10.6 / 7.5*	4.4 / 1.3*	870	531	28	371	442
1986	10.0 / 7.1*	4.4 / 1.2*	1137	432	64	586	623
1987	10.0 / 7.1*	4.4 / 1.2*	1334	516	70	758	701
1988	11.7 / 8.3*	5.6 / 2.6*	1224	514	48	631	627
1989	12.2 / 9.3*	6.1 / 3.2*	1020	482	49	448	502
1990	12.2 / 9.4*	6.1 / 3.1*	1209	517	90	540	485
1991	11.1 / 7.9*	5.0 / 1.7*	916	430	24	483	407
1992	12.2 / 8.7*	6.1 / 2.6*	1348	638	34	560	416
1993	11.1 / 8.4*	5.6 / 2.4*	1369	617	56	632	478
1994	11.7 / 8.5*	5.6 / 2.4*	1748	502	75	1073	756
1995	11.7 / 8.6*	5.6 / 3.0*	1812	544	137	1076	824
Pegel Mellingen							
1983	10.0/13.6*	2.2 / 5.3*	736	451	43	280	200
1984	10.0/11.5*	2.2 / 3.9*	848	479	94	260	239
1985	10.6/11.6*	2.2 / 3.4*	728	496	39	252	180
1986	10.0/11.6*	2.2 / 3.6*	881	449	73	337	258
1987	10.0/11.2*	2.2 / 3.2*	967	520	74	409	322
1988	11.7/13.1*	3.9 / 5.3*	792	459	43	310	282
1989	12.8/14.1*	3.9 / 5.4*	734	424	43	246	147
1990	12.8/14.0*	3.9 / 5.2*	782	493	62	223	147
1991	11.7/12.5*	3.3 / 4.2*	532	395	20	155	118
1992	12.2/12.9*	3.3 / 4.8*	712	458	32	202	142
1993	11.1/12.4*	3.3 / 4.5*	689	437	40	212	155
1994	11.7/12.8*	3.9 / 5.1*	814	391	42	361	336
1995	11.7/13.5*	3.3 / 5.2*	795	426	66	295	318
Pegel Niedertrebra							
1983	10.0/13.6*	2.8 / 5.3*	672	431	44	268	184
1984	10.6/11.5*	2.8 / 3.9*	771	472	85	212	224
1985	11.1/11.6*	2.8 / 3.4*	662	465	39	213	197
1986	10.6/11.6*	2.8 / 3.6*	796	439	68	291	254
1987	10.6/11.2*	2.2 / 3.2*	894	511	73	341	332
1988	12.2/13.1*	4.4 / 5.3*	697	423	40	252	285
1989	12.8/14.1*	4.4 / 5.4*	648	393	41	212	157
1990	13.3/14.0*	4.4 / 5.2*	692	462	61	179	141
1991	11.7/12.5*	3.3 / 4.2*	475	369	22	124	122
1992	12.2/12.9*	3.9 / 4.8*	651	448	34	161	122
1993	11.7/12.4*	3.3 / 4.5*	657	434	45	183	142
1994	11.7/12.8*	4.4 / 5.1*	778	428	44	305	319
1995	12.2/13.5*	3.9 / 5.2*	752	456	76	229	289

* gemessene Mittlere Jahrestemperaturen

Auffällig ist allerdings, dass die Temperaturwerte der DWD-Klimastation Schmücke, die für die Modellierung des Oberlaufes herangezogen wurden, die gemessenen mittleren Jahrestemperaturwerte um bis zu 3°C übersimulieren, während für die Simulation der Abflussdynamik am Mittel- und Unterlauf die gemessenen Temperaturen der Klimastation Erfurt um bis zu 3°C im Jahresmittel unterschuliert werden. Diese Modellierungsfehler sind auf eine fehlerhafte modellinterne Höhenkorrektur der Temperaturen zurückzuführen und können weitere Fehler bei der Simulation verschiedener Prozesse verursachen, auf die im Kapitel 5.3.1 eingegangen wird. Beispielweise können erhöhte Temperaturen ein verfrühtes Abschmelzen der Schneedecke zur Folge haben.

Auch der Gebietsrückhalt scheint in allein drei Untersuchungsgebieten unterschuliert zu sein nimmt aber der Bodenmächtigkeit folgend von Gräfinau bis Niedertrebra zu.

Um Aussagen über den Einfluss von Datengrundlagen mit unterschiedlich gutem Informationsgehalt (vgl. Arbeitsziel II, Kapitel 2.6.1) machen zu können, werden im Folgenden für die Validierungsperiode Simulationsergebnisse verglichen, die eine methodisch identische Vorgehensweise der HRU-Ableitung für die Parametrisierung beinhalten. Der einzige Unterschied ist eine in der Klassentiefe veränderte Datengrundlage, welche die Landnutzung beschreibt.

5.3 Systemveränderungen innerhalb der Mesoskale

In diesem Kapitel sollen die unterschiedlichen Anwendungen des Modells unter verschiedenen Randbedingungen dargestellt werden. Dabei befasst sich der Abschnitt 5.3.1 mit der Simulation bei Nutzung unterschiedlicher Landnutzungsdatengrundlagen, Abschnitt 5.3.2 mit der Berücksichtigung der Niederschlagsvariabilität bei der HRU-Ableitung und Abschnitt 5.3.4 mit den unterschiedlichen Flächendistributionskonzepten. Ein Hauptaugenmerk wird dabei der Tatsache gewidmet, zu sehen, in wieweit sich durch die Veränderungen im Modellierungskonzept auch Änderungen im System widerspiegeln, und ob diese Veränderungen positive oder negative Auswirkungen auf die Simulationsergebnisse haben. Exemplarisch werden für alle Simulationen neben den Gesamtergebnissen jeweils ein gut simuliertes und ein schlecht simuliertes Jahr dargestellt. Der erste Abschnitt umfasst die langjährigen Simulationen und vergleicht Daten- und Parametersätze, die sich durch eine unterschiedlich gewonnene Landnutzungsdatengrundlage voneinander abheben. Die Korrelationskoeffizienten zwischen simuliertem und gemessenem Abfluss, sowie die jährlichen und exemplarisch auch monatlichen Wasserhaushaltsbilanzen, werden zur Interpretation der Simulationsgüte herangezogen.

Der zweite Abschnitt untersucht gemäß der Schwerpunktziele I (Ausweisung von charakteristischen Flächen für die hydrologische Modellierung mesoskaliger Einzugsgebiete) und II (Untersuchung des Einflusses der Datengenauigkeit und -grundlage auf die Modellierungsergebnisse) in welchem Ausmaß sich Veränderungen des Modellierungsergebnisses durch unterschiedliche Regionalisierungsansätze der Eingabedaten auswirken. Dabei werden vergleichend zwei Verfahren zur Niederschlagsregionalisierung auf das Einzugsgebiet der Ilm angewendet.

Im letzten Abschnitt wird auf die in Kapitel 4.1 vorgestellten Flächendistributionskonzepte eingegangen. Anhand dieser Konzepte soll die unterschiedliche Prozessdominanz in Ein-

zugsgebieten unterschiedlicher Flächenausdehnung dargelegt werden. Auch für diese Simulationen sollen dann anhand von Bestimmungen der Simulationsgüte und der errechneten Wasserhaushaltskomponenten Aussagen zu den verschiedenen Ansätzen gemacht werden. Die für die Modellierung verwendeten hydrometeorologischen Eingabedaten haben großen Einfluss auf die Modellierungsergebnisse und die damit verbundene Beurteilung der Modellgüte. In diesem Zusammenhang sei zu erwähnen, dass schon im Voraus damit gerechnet werden muss, dass beispielsweise beim hydrologischen Jahr 1978 mit einer geringeren Modellgüte zu rechnen ist, da in diesem Jahr aufgrund von Datenlücken der Station Schmücke, auf Temperatur- und Niederschlagsdaten der Station Großer Inselsberg zurückgegriffen werden musste. Zusätzliche Güteunterschiede können beim Vergleich der genesteten Einzugsgebiete auftreten, da hier für das Einzugsgebiet des Pegels Gräfinau-Angstedt auf die klimatischen Daten der Station Schmücke, für die Einzugsgebiete Mellingen und Niedertrebra auf die Daten der Station Erfurt (Flughafen) zurückgegriffen wurde.

5.3.1 Modellierung mit unterschiedlichen Datengrundlagen

Um Aussagen über das Modellierungsverhalten und die Sensitivität des Modells machen zu können wurden der HRU-Ableitung zwei verschiedene Landnutzungsdatengrundlagen zu Grunde gelegt. Die Korrelationskoeffizienten die sich bei der Untersuchung der Auswirkung verschiedener Datengrundlagen ergaben, fast Tabelle 5.23 für die Validierungsperiode aller Teileinzugsgebiete zusammen.

Tabelle 5.23: Vergleich der Korrelationskoeffizienten bei der Modellierung mit unterschiedlichen Datengrundlagen (Validierungsperiode)

Hydrologische Jahre	Gräfinau - Angstedt		Mellingen		Niedertrebra	
	CIR	FE	CIR	FE	CIR	FE
1983	0.87	0.89	0.84	0.85	0.78	0.82
1984	0.79	0.81	0.69	0.67	0.54	0.70
1985	0.88	0.89	0.78	0.82	0.73	0.81
1986	0.90	0.90	0.80	0.80	0.62	0.79
1987	0.91	0.93	0.87	0.89	0.72	0.80
1988	0.92	0.93	0.94	0.95	0.85	0.90
1989	0.92	0.92	0.88	0.88	0.73	0.81
1990	0.93	0.94	0.89	0.88	0.68	0.85
1991	0.95	0.96	0.90	0.89	0.77	0.84
1992	0.90	0.88	0.74	0.76	0.49	0.76
1993	0.91	0.92	0.83	0.83	0.68	0.74
1994	0.92	0.93	0.86	0.87	0.54	0.74
1995	0.93	0.93	0.80	0.81	0.52	0.70
1983-95	0.89	0.90	0.83	0.85	0.67	0.78

Es sei nochmals erwähnt, dass der einzige Unterschied in den Daten darin bestand, dass der Wald bei den aus einer infrarot Befliegung (CIR) klassifizierten Daten als Wald allgemein klassifiziert wurde, während bei den Satellitendaten die Möglichkeit bestand ihn in Laub- und Nadelwald zu unterscheiden. Die aufgrund der Landnutzung neu abgeleiteten Flächen mussten nachkalibriert werden. Der Unterschied der sich für die Modellierung der Prozesse der Interzeption, der Verdunstung und des Wasserhaushaltes allgemein ergibt soll im weiteren näher betrachtet werden.

- Es stellt sich heraus, dass in allen drei Teileinzugsgebieten, die Simulationen mit der aus den Satellitendaten klassifizierten Landnutzung, bei gleicher Grundparametrisierung, Verbesserungen in den Korrelationsergebnissen erreichen.
- Besonders auffällig ist, dass die Korrelationsverbesserungen in den Einzugsgebieten Gräfinau-Angstedt und Mellingen nur minimal, im Gesamteinzugsgebiet jedoch sehr deutlich ausfallen.
- Weiterhin fällt auf, dass sich die Korrelationen allgemein mit der Zunahme der Einzugsgebietsgröße verschlechtern.

Auch für diese Untersuchung soll die Modelleffizienz sowie der Vergleich der jährlichen Wasserbilanzen weitere Informationen bezüglich der Modellgüte bei der Anwendung in den drei Einzugsgebieten geben. Da die Korrelationskoeffizienten sich mit der Vergrößerung des Einzugsgebietes kontinuierlich verschlechtern, werden im weiteren nur der Oberlauf bis zum Pegel Gräfinau-Angstedt und das Gesamteinzugsgebiet näher untersucht. Aus Gründen der Übersichtlichkeit werden beide Teileinzugsgebiete getrennt voneinander betrachtet. Um die statistischen Aussagen zu den Modellierungsergebnissen weiter zu festigen und vergleichbar machen zu können, werden auch für diese Untersuchung dem Korrelationskoeffizienten die Gütemaße der Modelleffizienz (R_{eff} , $\log R_{\text{eff}}$), des Bestimmtheitsmaßes (r^2), sowie mittlere jährliche Volumenfehler (mm/a) zwischen simuliertem und gemessenem Abfluss ermittelt.

• Gräfinau-Angstedt

Im Einzugsgebiet des Pegels Gräfinau-Angstedt (154 km²) weisen die Modelleffizienzen (vgl. Tabelle 5.24) im Gegensatz zum Vergleich der Korrelationskoeffizienten, die eine relativ einheitliche Verbesserung der Ergebnisse bei Simulationen mit satellitengestützten Landnutzungsdaten lieferten, eher auf eine Ergebnisverschlechterung hin. Einzig in den Jahren 1983, 1989, 1991 und 1993 kommt es zu einer Verbesserung der Modelleffizienz. Da in die Modelleffizienz der quadratische Fehler zwischen simulierten und gemessenen Werten eingeht, die Korrelation aber nur das statistische Verhältnis zweier Wertereihen zueinander darstellt, ist es möglich, dass die hydrologischen Prozesse im Einzugsgebiet bei Nutzung einer genauer klassierten forstlichen Landnutzung schlechter wiedergegeben werden als ohne diese Veränderung. Wie die überwiegende Verschlechterung der Modelleffizienz, aber auch der logarithmierten Modelleffizienz beweist, werden sowohl Hochwasserspitzen als auch Niedrigwasserperioden im Einzugsgebiet des Pegels Gräfinau-Angstedt bei einer Generalisierung der Forstvegetation besser simuliert als bei einer Verfeinerung der Klassierung. Bei näherer Betrachtung der jährlichen Volumenabweichungen zwischen simuliertem und gemessenem Abfluss sticht zuerst einmal ins Auge, dass die Volumenfehler zu Beginn der 90er Jahre bei beiden Datengrundlagen drastisch zunehmen. Dies kann also nicht mit den Datengrundlagen zusammenhängen sondern muss mit meteorologischen Veränderungen, in diesem Fall der deutlichen Zunahme der Niederschlagsmengen zusammenhängen. In den meisten Jahren wird der jährlichen Volumenfehler bei Nutzung der Fernerkundungsdatengrundlage vermindert.

Tabelle 5.24: Vergleich statistischer Gütemaße bei Simulation mit unterschiedlichen Landnutzungsdaten am Oberlauf der Ilm

HYDROLOG. JAHR	REFF CIR	REFF FE	LOG R EFF CIR	LOG R EFF FE	R ² CIR	R ² FE	VOL. DIFF. CIR	VOL. DIFF. FE
1983	0.64	0.78	0.72	0.45	0.64	0.79	-12.23	-9.26
1984	0.74	0.60	0.06	0.29	0.78	0.65	-90.21	-147.34
1985	0.80	0.64	0.65	-2.77	0.81	0.79	-49.55	-96.52
1986	0.72	0.78	0.69	0.16	0.83	0.81	11.23	-10.39
1987	0.78	0.70	0.78	0.40	0.86	0.87	94.73	51.98
1988	0.84	0.70	0.77	0.45	0.85	0.87	50.44	15.17
1989	0.74	0.84	0.74	0.12	0.86	0.85	-12.77	-39.92
1990	0.78	0.72	0.80	0.54	0.91	0.88	113.87	75.49
1991	0.09	0.76	0.61	0.68	0.80	0.92	125.05	94.00
1992	0.49	-0.33	0.52	0.36	0.84	0.78	189.31	163.36
1993	0.47	0.51	0.60	0.22	0.84	0.85	220.33	167.77
1994	0.64	0.45	0.71	0.76	0.86	0.87	398.66	349.41
1995	0.63	0.63	0.73	0.73	0.87	0.87	334.74	279.39

Auch muss angemerkt werden, dass die unterschiedlichen Waldklassen sich auch durch eine differierende Parametrisierung voneinander unterscheiden. So wurde beispielsweise für Nadelwald eine um das vierfache höhere Interzeption angenommen als für Laubwald. Diese Annahme begründet sich auf Werte aus der Literatur in der WEIHE (1974 [248]) von einer Speicherkapazität bei Fichten von 3-4 mm und bei Buchen von 0.6 mm ausgeht. Da verschiedene Untersuchungen zu unterschiedlichen Ergebnissen mit einer enormen Spannweite kommen, die Relation des Interzeptionsunterschiedes aber immer ähnlich ist, wurde dieser Wert festgelegt.

Um die oben gemachten Aussagen zu verifizieren werden für den Validierungszeitraum die Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag, aktuelle Evapotranspiration, Interzeption, Speicherrückhalt und simulierter bzw. gemessener Abfluss untersucht (vgl. Tabelle 5.25).

Betrachtet man die Wasserhaushaltskomponenten so fällt auf, dass bei der Modellierung mit CIR-Daten als Landnutzungsgrundlage generell höhere Verdunstungen, höhere Interzeptionswerte aber auch ein um ca. 50 % erhöhter Wasserrückhalt in den Boden- und Grundwasserspeichern vorhanden ist. Diese Werte sind Folge der unterschiedlichen Parametrisierung der beiden abweichenden Landnutzungen Nadelwald und Laubwald.

Auch die im Jahresdurchschnitt höhere Evapotranspiration ist parameterbedingt, da bei Nadelwald in Abhängigkeit von der Lufttemperatur von einer ganzjährigen Evapotranspiration ausgegangen wird, wohingegen Laubwald nur während der Vegetationsperiode verdunstet.

Tabelle 5.25: Simulierte Wasserhaushaltskomponenten bei Nutzung verschiedener Datengrundlagen im Einzugsgebiet Gräfinau-Angstedt

Daten		CIR	FE	CIR	FE	CIR	FE	CIR	FE	
	N	Aktuelle ET	Aktuelle ET	Interzeption	Interzeption	Rückhalt	Rückhalt	Qsim	Qsim	Qgem
	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
1983	990	456	443	94	91	97	39	540	506	557
1984	1068	457	447	97	92	213	122	484	474	605
1985	871	551	532	109	103	88	29	415	371	443
1986	1138	446	433	96	91	155	65	616	586	623
1987	1334	530	516	113	108	188	71	788	758	701
1988	1224	532	515	116	110	142	49	665	631	628
1989	1021	501	483	105	99	114	49	475	449	503
1990	1209	530	518	103	96	163	91	581	540	486
1991	916	452	430	86	81	93	25	509	483	408
1992	1348	657	638	106	100	119	34	588	561	416
1993	1370	632	617	116	110	146	56	678	632	478
1994	1748	513	502	96	90	217	75	1121	1073	756
1995	1812	560	545	104	98	265	138	1132	1077	824

Der bei der Modellierung mit einer Waldklasse stark erhöhte Speicherrückhalt ist ebenfalls eine Folge der Parametrisierung. Die höhere Interzeption von Nadelwald bedingt eine Sättigung des Wasserdampfgehaltes der Luft durch Evaporation vom Interzeptionsspeicher. Dadurch erfolgt eine verringerte Verdunstung durch Transpiration, was wiederum zur Folge hat, dass, da im Modell von einem statischen Grundwasserspeicher ausgegangen wird, der Rückhalt im Bodenspeicher höher ist. Beispielhaft wird dies am hydrologischen Jahr 1988 verdeutlicht, für das in Abbildung 5.8 die drei verschiedenen Speicherkomponenten Bodenwasserspeicher, Interflowspeicher und Grundwasserspeicher, aufgetragen sind. Die Grafiken veranschaulichen, dass signifikante Speichermengenunterschiede zwischen beiden Simulationen bestehen. So ist das Volumen des Grundwasserspeichers bei der FE-Simulation um durchschnittlich 20mm, des Bodenwasserspeichers um 10mm niedriger als bei der CIR-Simulation. Der Interflowspeicher hingegen nimmt um rund 10mm zu. Da die Parametrisierung der Speicher bei beiden Simulationen einheitlich vorgenommen wurde ist dieser Unterschied schwer nachvollziehbar. Eigentlich war ein gegensätzliches Ergebnis zu erwarten, da bei der FE-Simulation im Winter mehr Niederschlag den Boden erreicht und somit die Speicher eher durch infiltrierendes Wasser gefüllt werden können. Auslöser für die Unterschied könnte die unterschiedliche Parametrisierung der Speicherkapazitäten bezogen auf die Hangneigung sein. Die sich daraus ergebende differierende HRU Anzahl (18 bzw. 21) hat Einfluss auf die von der Hangneigungen abhängigen nutzbaren Feldkapazität, welche in die Parametrisierung einfließt (vgl. Tabelle 5.14), und somit Ursache der Abweichungen sein könnte.

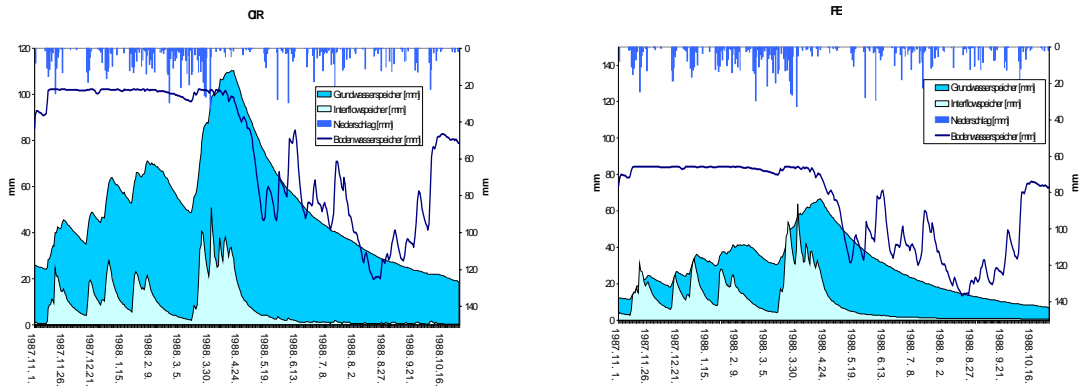


Abbildung 5.8: Vergleich der simulierten Speicherkomponenten bei der Simulation mit unterschiedlichen Datengrundlagen

Ob allein die differierende Anzahl von HRUs und die sich daraus ergebende Änderung der Bodenwasserspeichervolumen den Ausschlag für die Verschlechterung der Modelleffizienz gibt sollen nähere Untersuchungen der hydrologischen Halbjahre der ausgewählten Testperioden 1989 und 1991 zeigen. Im folgenden (vgl. Abbildung 5.9) werden die Simulationen CIR (blaue Kurve) und FE (grüne Kurve) mit den gemessenen Abflüssen, für die Zeiträume November bis April und Mai bis Oktober, miteinander verglichen.

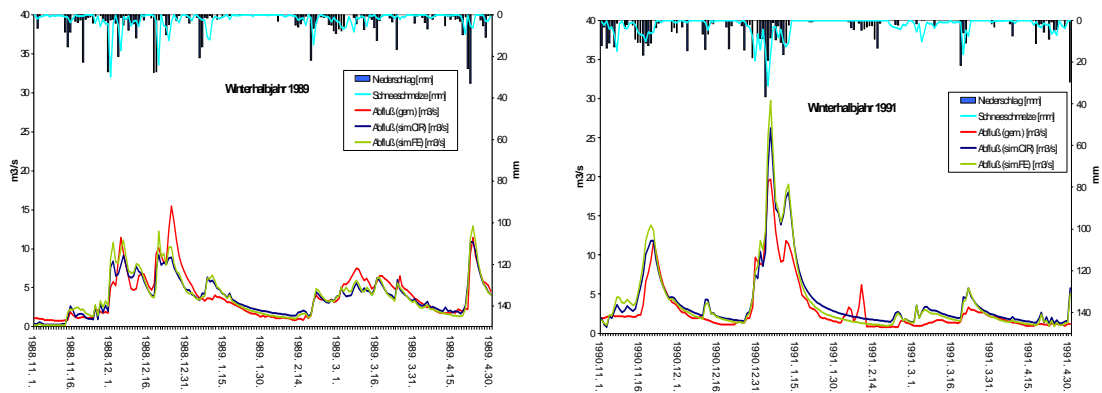


Abbildung 5.9: Vergleich der simulierten mit den gemessenen Abflusskurven mit unterschiedlichen Datengrundlagen für die Winterhalbjahre 1989 und 1991

Es ist festzustellen, dass beide Simulationen während der Winterhalbjahre generell die gleiche Dynamik aufweisen, die HRU-Anzahl in diesem Fall also kein Grund für Unterschiede ist. Allerdings bedingt die unterschiedliche physiographische Ausstattung der HRUs, dass bei der Modellierung mit einer Laubwaldklasse die Abflussspitzen allgemein deutlicher ausgeprägt sind und während der Rezessionsphasen eher geringere Abflusswerte erreicht werden. Verantwortlich hierfür ist der Prozess der Interzeptionsspeicherung. Die winterliche Interzeption ist bei der Simulation mit satellitengestützter Landnutzungsklassierung vermindert, da in diesem Zeitraum der Laubwald im Vergleich zum Nadelwald eine um ein Vielfaches geringere Interzeptionsspeicherkapazität aufweist. Aus diesem Grund werden die Niederschläge nicht zwischengespeichert und kommen schneller zum Abfluss.

Dies hat eine Erhöhung der simulierten Abflussspitzen und eine Verringerung der Abflüsse während der Rezession zur Folge.

Auch für die Sommerhalbjahre (vgl. Abbildung 5.10) wurde ein Vergleich der simulierten Abflüsse durchgeführt. Hier zeigte sich ein gänzlich umgekehrtes Verhalten der Simulationsergebnisse. Auch im Sommer wird die Abflussdynamik von beiden Simulationen gut wiedergegeben. Zu dieser Jahreszeit ist jedoch ebenfalls ein deutlicher quantitativer Unterschied in den Kurven zu erkennen. Im Gegensatz zum Winterhalbjahr werden im Sommer die Abflussspitzen durch die CIR-Simulation stärker übersimuliert als durch die FE-Simulation. Grund hierfür sind die in dieser Jahreszeit von der Vegetation abhängigen Prozesse der Interzeption und der Evapotranspiration. Da für Laubwald im Sommer ein um 8% höherer Bedeckungsgrad angenommen wurde, wird hier ein größerer Niederschlagsanteil zwischengespeichert. Dieser Niederschlag ist bei entsprechenden Temperaturen der Verdunstung preisgegeben. Es gelangt also weniger Niederschlagswasser auf und in den Boden. Diese Prozesse spiegeln sich in einer deutlichen Verringerung der Abflusswerte wider. In niederschlagsarmen Perioden kommt es daher zu Untersimulationen.

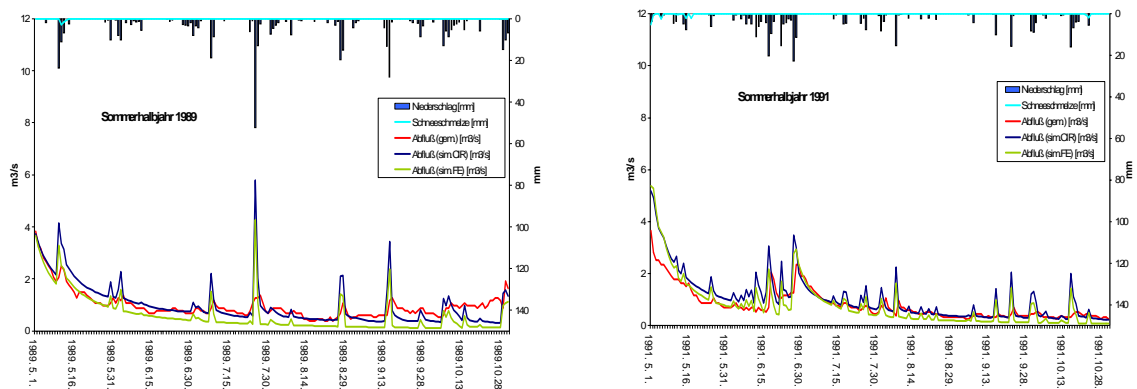


Abbildung 5.10: Vergleich der simulierten mit den gemessenen Abflusskurven mit unterschiedlichen Datengrundlagen für die Sommerhalbjahre 1989 und 1991

Um mögliche Fehlerquellen für das Modellverhalten ableiten zu können wurden anhand der Beispieljahre Gründe für abweichende Modellierungsqualitäten in verschiedenen Jahren bei Nutzung **gleicher** Datengrundlagen gesucht. Auch hier wurde auf die Untersuchungszeiträume 1989 und 1991 zurückgegriffen, da 1989 eines der Jahre ist, das bei guter Korrelation eine ebenfalls gute Modelleffizienz für die satellitengestützte Datengrundlage aufweist, wohingegen das Jahr 1991 bei guter Korrelation eine negative Modelleffizienz erzeugt. Mögliche Ursachen für dieses Phänomen müssen in den hydro-meteorologischen Verhältnissen oder im Bereich der Parametrisierung dieser Verhältnisse liegen. Dies wird im Folgenden näher beleuchtet. Bevor die Ergebnisse der Einzeljahre bei Nutzung gleicher Datengrundlagen näher erläutert werden, soll ein Vergleich der simulierten Abflusskurven beider Datengrundlagen Aufschluss über ihre Auswirkung auf die Prozessdynamik bei der Abflusentstehung geben. Vergleicht man die Winterhalbjahre (vgl. Abbildung 5.11) der beiden Testjahre, so wird auf den ersten Blick deutlich, dass die Abflussdynamik bei beiden Simulationen einen sehr ähnlichen Verlauf aufweist; einzig die Quantität des simulierten Abflusses weicht voneinander ab. Verantwortlich für diesen Unterschied ist der im Winter für Laub- bzw. Nadelwald entsprechend parametrisierte Prozess der Interzeption.

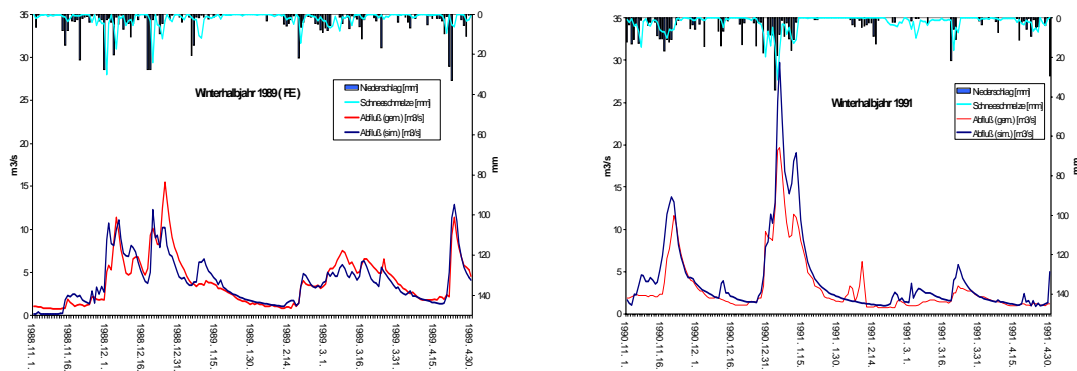


Abbildung 5.11: Gemessener und simulierter Abfluss im Winterhalbjahr der hydrologischen Jahre 1989 bzw. 1991 auf Basis von Satellitendaten

Bei näherer Betrachtung der Winterhalbjahre 1989 und 1991 (Abbildung 5.10) zeigt sich, dass die Niederschlags-Abflussdynamik in beiden Jahren generell gut wiedergegeben wird. Die Abflussspitzen werden zeitlich exakt simuliert. Allerdings fällt auf, dass der überwiegende Anteil der Abflussspitzen im Winterhalbjahr 1989 eher unterschuliert wird, während im Winter 1991 starke Übersimulationen der Extremwerte zu beobachten sind. Das spiegelt sich auch in der Modelleffizienz wider; eine ungenaue zeitliche und quantitative Simulation der Abflussspitzen bedingt ebenfalls eine schlechte Modelleffizienz. Allgemein sind die errechneten Modelleffizienzen für beide Halbjahre mit 0.78 (1989) und 0.71 (1991) noch als gut zu werten, im Vergleich fällt jedoch auf, dass das Jahr mit den höheren Abweichungen der Spitzenabflüsse auch eine schlechtere Modelleffizienz aufweist.

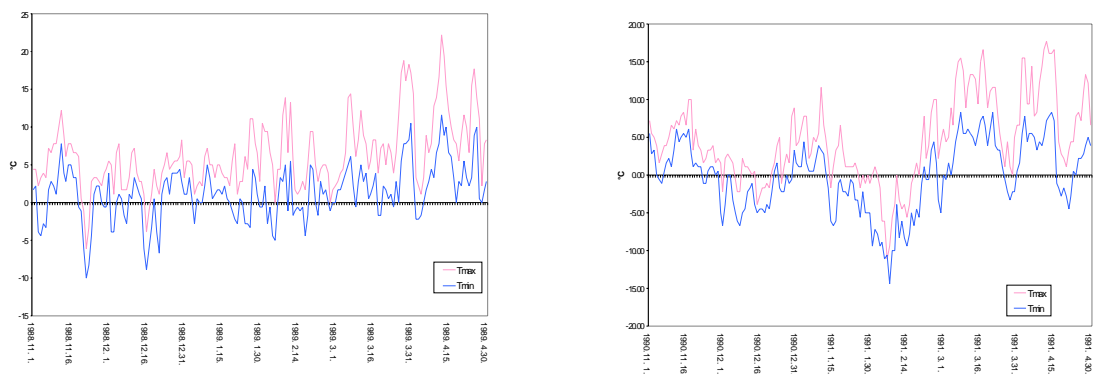


Abbildung 5.12: Minimum- und Maximumtemperaturen im Winterhalbjahr der hydrologischen Jahre 1989 (links) bzw. 1991 (rechts)

Weiterhin fällt auf, dass modellbedingte Fehleinschätzungen der Menge des schmelzenden Schnees auch immer zu Fehlsimulationen der Abflusskurve führen. Als Grund müssen hier die Mischniederschläge herangezogen werden, die nicht unerhebliche Auswirkungen auf das Abschmelzverhalten der Schneedecke haben, aber schlecht modellmäßig zu definieren sind.

Eine Begründung für dieses unterschiedliche Simulationsverhalten kann in den hydroklimatologischen Gegebenheiten gesucht werden bei denen sich beide Winterhalbjahre stark unterscheiden:

Im hydrologischen Winterhalbjahr 1989 findet auf Grund relativ milder Temperaturen, deren Maxima ab dem 10. Dezember immer über 0°C liegen, kein bedeutender Schneedeckenaufbau statt. Die fallenden Niederschläge sind aus diesem Grund tagsüber meist Mischniederschläge welche die vorhandene Schneedecke teilweise wieder aufzehren. Dies führt im Dezember 1989 zu zwei bedeutenden Schmelzereignissen, die die Schneedecke komplett abbauen. Die Temperaturen bleiben im Januar relativ mild und da kein Niederschlag fällt wird das Schneedeckenreservoir auch nicht wieder aufgefüllt. Erst Anfang Februar findet ein erneuter Schneedeckenaufbau statt. Auch dieses Schneepaket ist starken Temperaturschwankungen in Verbindung mit Niederschlägen ausgesetzt. Mitte April kommt es dann nach einem starken Niederschlagsereignis zum endgültigen Abbau der Schneedecke was im Gewässer wiederum in Form einer erhöhten Ganglinie zu verzeichnen ist. Das hydrologische Winterhalbjahr 1991 zeichnet sich durch eine erhöhte Niederschlagsaktivität zwischen Mitte November und Mitte Januar aus. Auch hier zeigt ein Blick auf die Temperaturverteilung, dass die beiden Abflussspitzen am 21.11.90 und am 05.01.1991 durch flüssige Niederschläge und dadurch hervorgerufene Schneeschmelze erzeugt worden sind. Die Niederschläge sind temperaturbedingt im Januar und Februar so gering, dass keine hochwasserrelevante Schneedecke mehr aufgebaut werden kann und nur noch relativ kleine Schmelzwasserspitzen ausgelöst werden. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Winterhalbjahre beider Beispieljahre von PRMS/MMS unter Verwendung des physiographisch basierten HRU Ansatzes gut bis sehr gut wiedergegeben werden wobei modellseitig Probleme bestehen wenn eine starke Variabilität innerhalb kurzer Zeiträume in der Niederschlag-Abflussdynamik zu verzeichnen ist. Das Problem hierbei ist, dass bei langjährigen Simulationen diese Dynamik durch die Parameter nicht berücksichtigt werden kann und eher von einer mittleren Zustandsbeschreibung ausgegangen werden muss.

- **Niedertrebra**

Auch im Einzugsgebiet des Pegels Niedertrebra (895 km²) zeigen sich bei der Betrachtung der statistischen Gütemaße ähnliche Tendenzen wie am Oberlauf der Ilm (Gräfinau-Angstedt). Grundsätzlich verschlechtern sich bei den Simulationen mit Landnutzungsinformationen aus Satellitendaten die Modelleffizienzen in allen Jahren des Validierungszeitraumes; einzige Ausnahme bildet das hydrologische Jahr 1991 (vgl. Tabelle 5.26). Bei den Korrelationskoeffizienten zeigt sich wie schon am Oberlauf ein anderes Bild; hier kommt es zu einer deutlichen Verbesserung der Ergebnisse bei Simulationen mit satellitengestützten Landnutzungsdaten.

Bei der Simulation der Niederschlags- Abflussdynamik dieses großen Einzugsgebietes stellen sich also mehrere Auffälligkeiten heraus:

- die Korrelationsergebnisse bei Nutzung verschiedener Landnutzungsdatengrundlagen weisen Modellierungsverbesserungen auf
- die Modelleffizienz verschlechtert sich umgekehrt proportional dazu
- die logarithmierten Modelleffizienzen weisen keinen Trend auf und beschreiben die Güte der Niedrigwassersimulation

Tabelle 5.26: Vergleich statistischer Gütemaße bei Simulation mit unterschiedlichen Datengrundlagen für das Gesamteinzugsgebiet der Ilm

Hydrolog. Jahr	Reff CIR	Reff FE	log R eff CIR	log R eff FE	r ² CIR	r ² FE	Vol. diff. CIR	Vol. diff. FE
1983	-0.21	0.44	0.84	0.26	0.57	0.67	108.12	82.95
1984	-0.02	0.29	0.71	0.53	0.49	0.48	0.82	-13.73
1985	0.08	0.63	0.38	0.72	0.88	0.65	16.53	17.90
1986	-0.17	0.59	0.63	0.69	0.85	0.63	42.61	36.92
1987	0.05	0.65	0.91	0.72	0.73	0.65	13.67	5.74
1988	0.72	0.74	0.37	0.81	0.83	0.82	-7.59	-31.17
1989	0.08	0.50	0.86	0.59	0.74	0.66	58.70	58.89
1990	-0.31	0.66	0.80	0.75	0.91	0.73	70.04	35.63
1991	0.53	0.67	0.87	0.90	0.61	0.70	40.20	41.69
1992	-1.14	0.45	0.62	0.67	0.80	0.57	15.49	39.42
1993	-0.32	0.45	0.49	0.59	0.55	0.55	-24.65	-16.77
1994	0.16	0.26	0.27	0.75	0.71	0.54	-51.83	-70.41
1995	0.03	0.12	0.48	0.27	0.72	0.49	-51.83	-70.41

Diese Ergebnisse stützen die Annahme, dass mit Hilfe des prozessorientierten physiographisch basierten HRU-Ansatzes, der keine laterale Abflussverknüpfung vorsieht, zwar die Abflussdynamik eines Einzugsgebietes dieser Größenordnung wiedergegeben werden kann, aber die Prozesse, die diese Dynamik erzeugen nicht realitätsgetreu abgebildet werden und daher zwischen simuliertem und gemessenem Abfluss sowohl zeitlich als auch quantitativ oft Diskrepanzen auftreten.

Auch für diese Untersuchung werden die Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag, aktuelle Evapotranspiration, Interzeption, Speicherrückhalt und simulierter bzw. gemessener Abfluss für den Validierungszeitraum näher betrachtet. (vgl. Tabelle 5.27). Bevor die Wasserbilanz näher betrachtet wird, muss angemerkt werden, dass zwischen beiden Simulationen verfahrensbedingt Unterschiede in den Eingabedaten bestehen. Da der Niederschlag nur punktuell ermittelt wird, wurde zur Regionalisierung der Niederschlagswerte das Mittelsenkrechtenverfahren nach THIESSEN angewendet, wobei ein flächengewichtetes Mittel für die HRUs jedes Polygons errechnet wurde. Da sich die HRU Anzahl und damit auch die Flächengröße bei beiden Simulationen unterscheiden, kommt es zu differierenden Niederschlagseinträgen auf die Flächen. Diese Abweichung erschwert einen Vergleich der Ergebnisse.

Tabelle 5.27: Simulierte Wasserhaushaltskomponenten bei Nutzung verschiedener Datengrundlagen im Einzugsgebiet Gräfinau-Angstedt

Daten		CIR	FE	CIR	FE	CIR	FE	CIR	FE	
	N	Aktuelle ET	Aktuelle ET	Interzeption	Interzeption	Rückhalt	Rückhalt	Qsim	Qsim	Qgem
	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
1983	726	474	431	134	115	112	44	288	268	191
1984	815	505	472	140	129	113	85	231	212	233
1985	658	446	465	130	123	113	39	205	213	186
1986	866	479	439	131	119	112	68	309	291	265
1987	880	520	511	144	129	111	73	345	341	328
1988	709	410	423	131	120	110	40	275	252	279
1989	694	399	393	136	118	109	41	216	212	156
1990	671	448	462	139	124	109	61	214	179	141
1991	478	374	369	118	107	108	22	115	124	124
1992	701	472	448	128	116	107	34	165	161	142
1993	641	483	434	123	111	106	45	155	183	321
1994	789	446	428	113	107	105	44	298	305	300
1995	755	454	456	126	117	105	76	252	229	300

Vergleicht man die Wasserhaushaltskomponenten so fällt auf, dass bei der Modellierung mit CIR-Daten als Landnutzungsgrundlage generell höhere Verdunstungen, höhere Interzeptionswerte aber auch ein stark erhöhter Wasserrückhalt in den Boden- und Grundwasserspeichern vorhanden ist. Die hier erzielten Ergebnisse sind also der vergleichenden Modellierung am Oberlauf der Ilm ähnlich. Es scheint sich um systematisch bedingte Fehler zu handeln, da sie bei beiden Simulationen gleichartig ausgeprägt sind. Das Modellkonzept alleine und die sich ändernde Einzugsgebietsgröße und damit auch die Veränderung der Prozessdominanz können nicht allein für die Simulationsergebnisse verantwortlich gemacht werden. Diese Ergebnisse sind ebenso eine Folge der Parametrisierung. Für Nadelwald wurde eine um das vierfache höhere Interzeption angenommen als für Laubwald. Die Parameter, die die dynamischen Komponenten der Speicherfüllung und -entleerung beschreiben scheinen nicht von einem auf das andere Einzugsgebiet übertragbar zu sein. Betrachtet man die drei Bodenwasserspeicherkomponenten (vgl. Abbildung 5.13) so fällt im Gegensatz zur Modellierung des Oberlaufes der Ilm (Abbildung 5.8) auf, dass die Unterschiede im Speicherverhalten beider Simulationen während des hydrologischen Jahres 1988 unerheblich sind. Es muss also davon ausgegangen werden, dass der Anteil der Fläche des Laubwaldes am Gesamteinzugsgebiet, in diesem Fall nur minimalen Einfluss auf die winterliche Abflussdynamik hat.

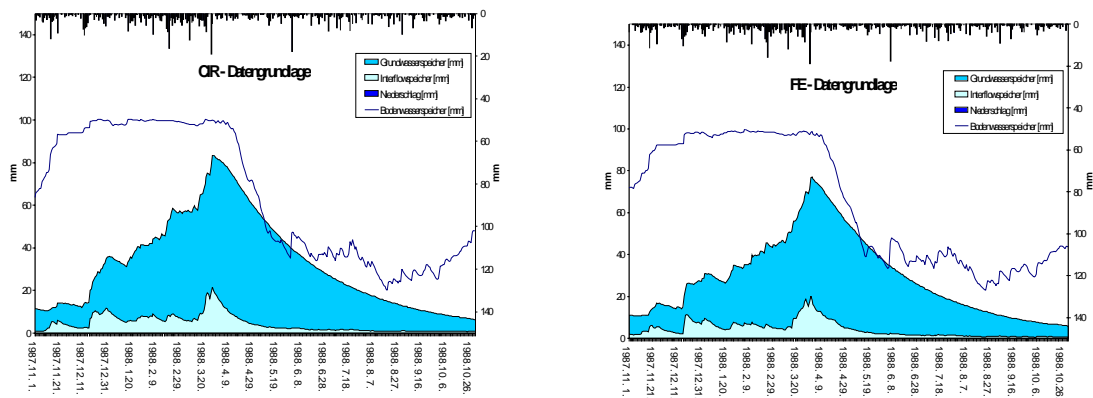


Abbildung 5.13: Vergleich der simulierten Speicherkomponenten bei der Simulation mit unterschiedlichen Datengrundlagen bezogen auf das Pegelinzugsgebiet Niedertrebra

Im Folgenden wird die Ursache für die Verschlechterung der Modelleffizienz im Gesamteinzugsgebiet gesucht. Dazu werden analog zu den Untersuchungen am Oberlauf, die Simulationen CIR (blaue Kurve) und FE (grüne Kurve) mit den gemessenen Abflüssen, für die Zeiträume November bis April und Mai bis Oktober des hydrologischen Jahres 1988, miteinander verglichen (vgl. Abbildung 5.14).

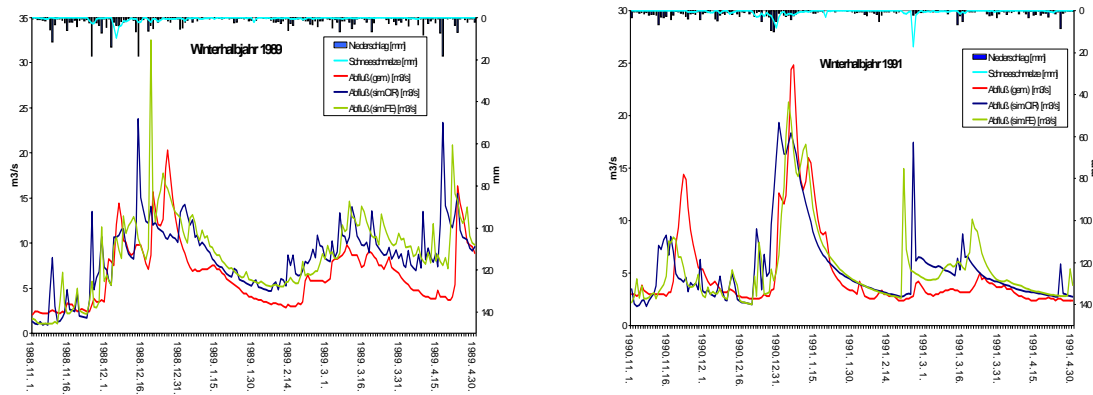


Abbildung 5.14: Vergleich der simulierten mit den gemessenen Abflusskurven mit unterschiedlichen Datengrundlagen für die Winterhalbjahre 1989 und 1991 für das Pegelinzugsgebiet Niedertrebra

Es ist festzustellen, dass beide Simulationen die Abflussdynamik während des Winterhalbjahres 1989 wiedergeben können. Es muss jedoch angemerkt werden, dass eine allgemeine Übersimulation besonders der Extremwerte zu verzeichnen ist. Diese Übersimulationen können auf die Karstproblematik im Einzugsgebiet zurückgeführt werden, welche im Kapitel 3.5.2 bereits angesprochen wurde. Im Mittellauf quert die Ilm mehrere geologische Störungzonen (Abbildung 3.8), durch die der anstehende Muschelkalk stark zerrüttet wird. In diesen Bereichen findet ein nicht unerheblicher Wassertransfer von Ilmwasser in die benachbarten Einzugsgebiete der Gera und der Saale statt. Diese dynamischen Wasserverluste, die nach PFEIFFER (1973 [190]) bei Niedrigwasser 42% und bei Mittelwasser 26% der Gesamtwasserführung der Ilm ausmachen, können mit PRMS nicht

simuliert werden. Da das Modell jedoch über einen statischen Verlustkoeffizienten (gw_{sink}) verfügt wird werden trotzdem im geringen Umfang Wasserverluste berücksichtigt.

Weiterhin fällt auf, dass die zeitliche Simulation der Abflussspitzen nicht mit den gemessenen Werten übereinstimmt. Die Extremwerte werden meist einige Tage zu früh simuliert, wobei die CIR-Simulation in den meisten Fällen noch einen größeren zeitlichen Fehler aufweist. Diese vorzeitigen Simulationen sind auf das physiographisch basierte HRU-Konzept zurückzuführen welches keine laterale Verknüpfung der Abflussflächen und der einzelnen Vorflutersegmente vorsieht. Die Einzelabflüsse aller HRUs werden ohne Berücksichtigung der Topologie aufsummiert und mit den gemessenen Werten verglichen. Retentionszeiten des Niederschlages auf den Flächen und im Gewässer werden also nicht nachvollzogen. Für ein Einzugsgebiet dieser Größe und hydro-meteorologischer Variabilität ist aber genau diese Grundbedingung wichtig, um nicht nur die quantitative, sondern auch die zeitliche Dynamik realitätsbezogen modellieren zu können.

Auch für die Sommerhalbjahre (vgl. Abbildung 5.15) wurde ein Vergleich der simulierten Abflüsse durchgeführt. Hier zeigte sich, dass die Prozessdynamik bei Anwendung des physiographisch basierten HRU-Ansatzes nicht mehr in ausreichender Genauigkeit nachvollzogen wird. Jedes Niederschlagsereignis wird ohne Verzögerungen im System durch das gewählte Modellkonzept beantwortet. So kommt es zur Simulation von sehr schnell ansteigenden und auch nahezu verzögerungsfrei abfallenden Abflussspitzen, die auch im Sommer wieder große Fehler in der Quantität des abfließenden Wassers aber auch in der zeitlichen Dimension aufweisen. Der Prozess der Interzeption wird vergleichbar mit den Ergebnissen am Oberlauf der Ilm richtig wiedergegeben. Bei der CIR-Simulation steht durch einen geringer parametrisierten Interzeptionsspeicher weniger Wasser zur Verdunstung zur Verfügung und ein größerer Niederschlagsanteil kommt zum Abfluss.

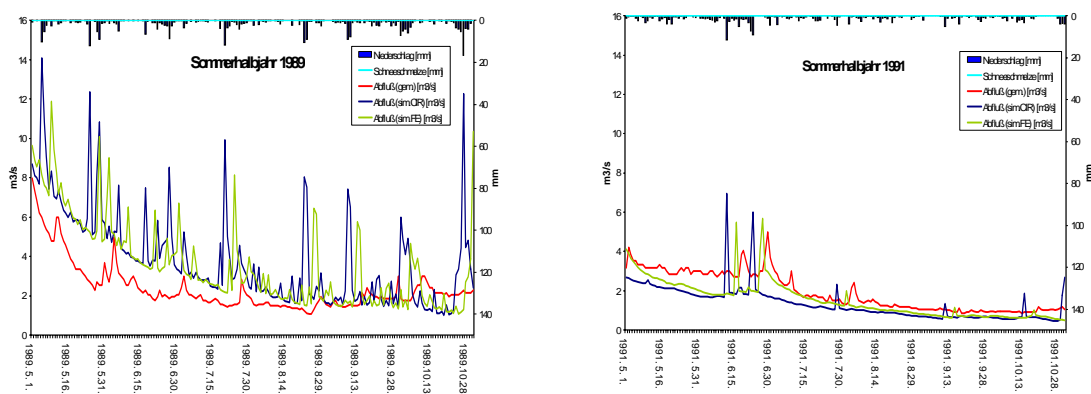


Abbildung 5.15: Vergleich der simulierten mit den gemessenen Abflusskurven mit unterschiedlichen Datengrundlagen für die Sommerhalbjahre 1989 und 1991 für das Pegelzugsgebiet Niedertrebra

Eine weitere Auffälligkeit ist die Abhängigkeit der Simulation von den meteorologischen Verhältnissen. Im relativ feuchten Sommerhalbjahr 1989 führen häufige Niederschlagsereignisse mit hoher Niederschlagsintensität dazu, dass das Modellsystem die Abflüsse über-simuliert; wohingegen im Sommerhalbjahr des hydrologischen Jahres 1991 auf Grund weniger Niederschlagsereignisse Unterschaltungen der Abflüsse vorherrschen. Das Modellsystem reagiert also höchst sensitiv auf die Eingabedaten und deren Parametrisierung.

Auch für die Modellergebnisse am Pegel Niedertrebra werden, analog zum Oberlauf der Ilm, Ursachen oder mögliche Fehlerquellen für das unterschiedliche Modellverhalten bei Nutzung gleicher Datengrundlagen gesucht. In diesem Fall wurde aus Gründen der Vergleichbarkeit ebenfalls auf die Untersuchungszeiträume 1989 und 1991 zurückgegriffen, da 1989 eines der Jahre ist, die bei guter Korrelation eine ebenfalls gute Modelleffizienz für die satellitengestützte Datengrundlage aufweisen, wohingegen das Jahr 1991 bei guter Korrelation eine negative Modelleffizienz aufweist.

Mögliche Ursachen für dieses Phänomen müssen auch hier in den hydro-meteorologischen Verhältnissen oder im Bereich der Parametrisierung dieser Verhältnisse liegen, da dies der einzige Faktor ist, der sich in beiden Jahren unterscheidet. Bevor die Ergebnisse der Einzeljahre bei Nutzung gleicher Datengrundlagen näher erläutert werden, soll ein Vergleich der simulierten Abflusskurven beider Datengrundlagen Aufschluss über ihre Auswirkung auf die Prozessdynamik bei der Abflussentstehung geben. Vergleicht man die Winterhalbjahre (vgl. Abbildung 5.16) der beiden Testjahre, so wird auf den ersten Blick deutlich, dass die Abflussdynamik bei beiden Simulationen eher schlecht wiedergegeben wird. Die Abflussspitzen werden einheitlich zu früh und in den meisten Fällen übersimuliert. Diese Fehlsimulation der Abflussspitzen ist eine Folge der beim physiographisch basierten HRU-Konzept fehlenden Abflussverzögerung auf den Flächen und im Gerinne. Die Abflüsse der einzelnen HRUs werden nicht standortbezogen modelliert und weitergeleitet sondern nur aufsummiert.

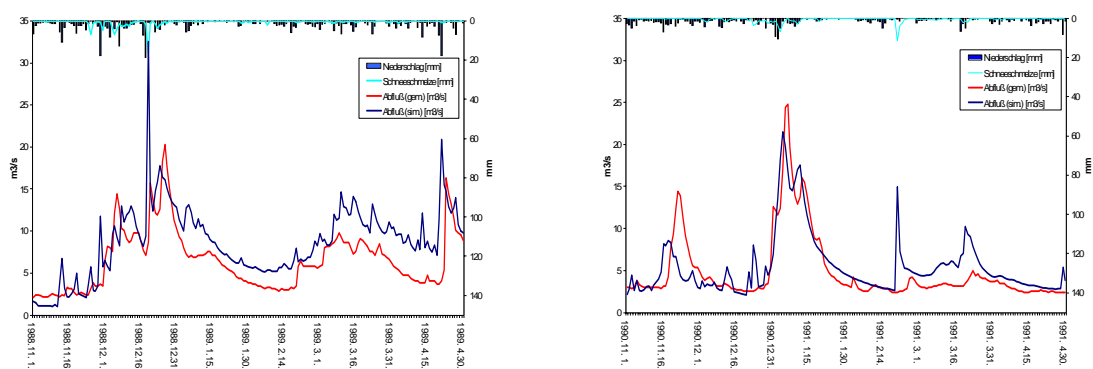


Abbildung 5.16: Gemessener und simulierter Abfluss am Pegel Niedertrebra im Winterhalbjahr der hydrologischen Jahre 1989 bzw. 1991 auf Basis von Satellitendaten

Daher kommt es zu um bis zu drei Tage verfrühten Simulationen der Abflussspitzen. Dies hat natürlich auch Einfluss auf die Güte der statistischen Maße. Die Effizienz erreicht ausschließlich im hydrologischen Jahr 1989 einen Wert > 0.7 . Auffällig ist weiterhin, dass modellbedingte Fehleinschätzungen der Menge des schmelzenden Schnees auch immer zu Fehlsimulationen der Abflusskurve führen. Als Ursache für dieses Verhalten können ausschließlich die Mischniederschläge benannt werden, deren Energieeintrag in die Schneedecke vom Modell nicht nachvollzogen werden kann und die aufgrund mangelnder Daten nicht zu definieren sind. Beispielhaft für dieses Phänomen ist der 24.02.1991 (Abbildung 5.17) herangezogen werden. An diesem Termin überschreiten die Maximalwerte der Temperatur erstmals wieder die 0°C Grenze was zur Folge hat, dass das gesamte Schneepaket relativ schnell abschmilzt.

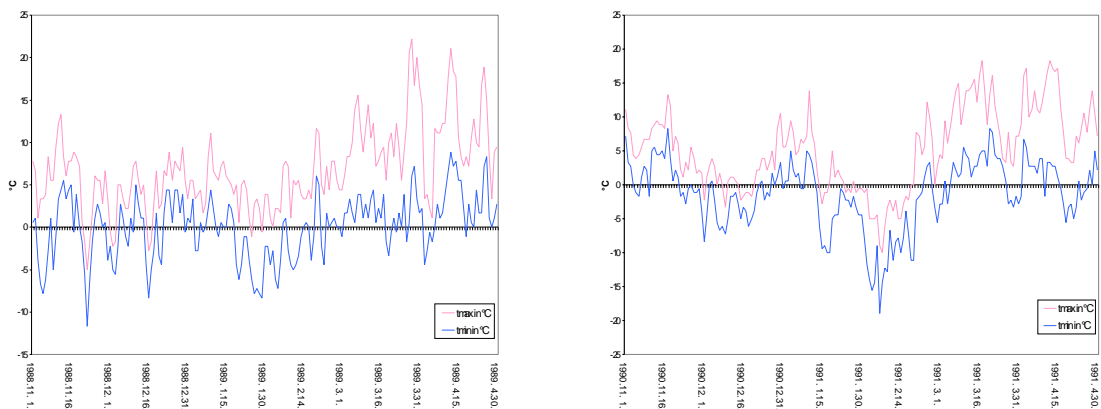


Abbildung 5.17: Minimum- und Maximumtemperaturen im Winterhalbjahr der hydrologischen Jahre 1989 bzw. 1991

Außerdem kann festgestellt werden, dass die Simulation bei hohen Frequenzen der Temperaturdynamik, besonders wenn diese um 0°C schwankt, fehlerbehaftet ist (vgl. Abbildung 5.17 1989). Diese Probleme treten nicht auf wenn längere Phasen mit ausgeglichenen Temperaturen simuliert werden.

Das Einzugsgebiet der Ilm weist, wie schon in Kapitel 3.4 dargelegt, ein hohes Maß an klimatischer Variabilität auf. Da gerade der Niederschlag ein wichtiges Eingabekriterium für die hydrologische Modellierung darstellt, soll im folgenden Abschnitt entsprechend des **Schwerpunktzweckes II** untersucht werden, ob verschiedenartige Konzepte zur Berücksichtigung dieser räumlichen variablen Niederschlagsverteilung Auswirkungen auf die Ergebnisse der Modellierung haben. Zur Anwendung kamen das Verfahren nach THIESSEN (Mittelsenkrechtenmethode) und die im GIS ARC/INFO standardmäßig implementierte Spline-Methode welche die eindeutige orographische Abhängigkeit der Niederschläge berücksichtigt. Eine vergleichende Anwendung dieser Methoden wurde auf dem durch den Pegel Niedertrebra begrenzten Einzugsgebiet der Ilm (Gesamtgebiet) durchgeführt. Als Vergleichsdatengrundlage dienten hier die Kalibrierungsjahre 1978-1982.

5.3.2 Modellierung der Niederschlags- Abflussdynamik unter Einbeziehung der Niederschlagsvariabilität

PRMS/MMS modelliert den Wasserhaushalt eines Gebietes auf Grundlage der Eingangsvariablen Niederschlag, Temperatur und Solarstrahlung. Mit zunehmender Einzugsgebietsgröße kommt daher der räumlichen Verteilung dieser Eingangsvariablen immer stärkere Bedeutung zu. SCHILLING & HARMS (1983 [211]) stellten heraus, dass Modellierungen, die flächendifferenziert vorgenommen werden, auch auf Grundlage von flächendifferenzierten Eingangsvariablen erfolgen sollten. Ihre Untersuchungen kamen zu dem Ergebnis, dass detaillierte, räumlich hochaufgelöste Modellansätze ohne Berücksichtigung der Niederschlagsvariabilität ein höheres Maß an Fehlern aufweisen als einfache konzeptionelle Modelle, welche die Niederschlagsvariabilität berücksichtigen.

In Flachlandgebieten kann der Gebietsniederschlag nach verschiedenen Verfahren berechnet werden (z.B. Isohyetenmethode, arithmetische Mittelbildung, Thiessenpolygon-

methode). Die Ermittlung des Gebietsniederschlags im Mittelgebirge erweist sich jedoch als schwierig. Gründe dafür sind unter anderem:

- Mit steigender Höhenlage des Geländes nimmt das langjährige Mittel der Jahressummen des Niederschlags zu. Auch der Anteil des Schnees am Gesamtniederschlag erhöht sich deutlich.
- Die Topographie des Geländes hat erheblichen Einfluss auf die Niederschlagsmenge. Hier wirken sich Luv- Leeeffekte, orographisch bedingte Steigungsregen, oder Überwehungseffekte aus.

In dieser Arbeit sollte gemäß dem Schwerpunktziel II untersucht werden, ob und in welchem Ausmaß, sich Veränderungen des Modellierungsergebnisses durch unterschiedliche Regionalisierungsansätze der Eingabedaten auswirken. Dazu wurden zwei Verfahren zur Niederschlagsregionalisierung vergleichend auf das Einzugsgebiet der Ilm angewendet.

• Thiessenpolygone

Beim Mittelsenkrechtenverfahren nach THIESSEN wird das Einzugsgebiet in ein Polygonnetz eingeteilt. Dabei werden die Niederschlagsstationen jeweils durch Verbindungslinien vernetzt. Die Mittelsenkrechten dieser Verbindungslinien bilden dann wiederum Polygone mit den Niederschlagsstationen als Mittelpunkt. Der Niederschlag der an diesem Messpunkt gefallen ist wird dem ihn umgebenden Polygon zugeordnet. Problematisch ist dabei, dass es sich um ein rein mathematisches Verfahren der Flächenaufteilung handelt. Wichtige niederschlagsdifferenzierende Einflüsse wie orographische Lage oder Windeinflüsse werden nicht berücksichtigt. Da die HRUs jedoch räumlich verteilt sind, wird bei diesem Verfahren bis zu einem bestimmten Grad auch die Niederschlagsverteilung berücksichtigt. Um der Realität ein wenig näher zu kommen wurde die Niederschlagsverteilung der HRUs jedes Polygons flächengewichtet ermittelt. Nach GIESECKE ET AL. (1983 [109]) reicht dies aus, um in Mitteleuropa von hinreichend genauen Ergebnissen zu sprechen. Da aber im Einzugsgebiet der Ilm der Niederschlag stark von der Orographie beeinflusst ist, (vgl. Kapitel 3.8.2) wird mit Hilfe einer zweiten Methode versucht, die Niederschlagsanpassung an die Topographie genauer abzubilden um so bessere Simulationsergebnisse zu erreichen.

• Spline Verfahren (Isohyetenmethode)

Das Interpolationsverfahren nach der Spline Methode (FRANKE 1982 [98]) ist ein universelles Werkzeug, welches eine minimal gekrümmte, durch Punktdaten festgelegte, Fläche erzeugt. Konzeptionell passt es eine mathematische Funktion an eine vorgegebene Anzahl von Nachbarpunkten an, während es diese Punkte durchläuft. Diese Methode eignet sich vor allem für leicht variierende Flächen wie Höhenmodelle, Grundwasserhöhen oder Schadstoffkonzentrationen. Die in diesem Beispiel angewandte **Tension Methode** stellt die Steifheit der Fläche bezüglich des darzustellenden Karteninhalts ein.

Da die für diese Arbeit ausgewählten Niederschlagsstationen als repräsentativ für die Niederschläge in der jeweiligen Höhenlage angesehen werden können, können orographische Einflüsse auf den Niederschlag durch Zuweisung von Stationen zu HRUs berücksichtigt werden. Ausschlaggebend für die Zuweisung war die mittlere Höhenlage jeder HRU.

Auch bei dieser Untersuchung soll zunächst eine rein optische Analyse der Abflusskurven vorgenommen werden. In einem zweiten Schritt werden dann anhand der bereits beschriebenen statistischen Gütemaße (Kapitel 5.2.4.1) die Modellergebnisse interpretiert.

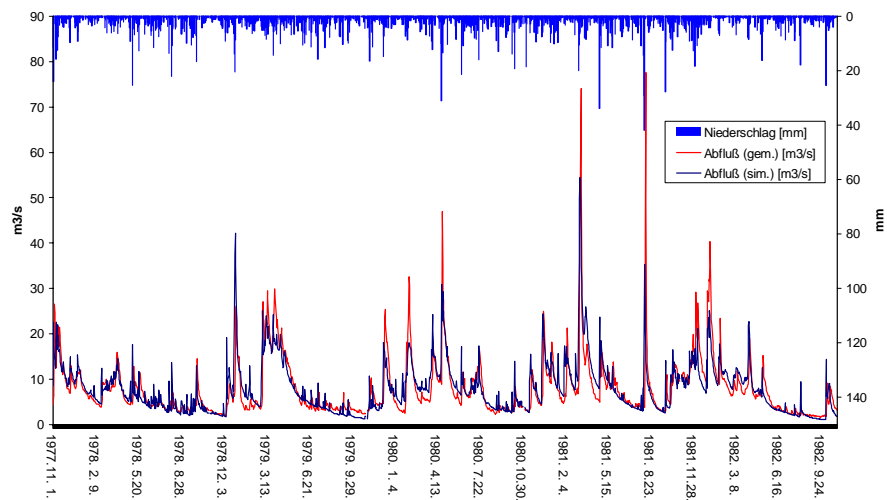


Abbildung 5.18: Vergleich der gemessenen und simulierten Abflüsse (Thiessen -Methode)

Bei näherer vergleichender Betrachtung der Abbildungen 5.17 und 5.18 fällt sofort auf, dass bei beiden Regionalisierungsmethoden die hydrologische Dynamik im Einzugsgebiet gut nachvollzogen wird. Unterschiede ergeben sich nur in der quantitativen Ausprägung der Abflüsse. So wird beispielweise das Hochwasser im August 1981 (23.08.) mit der höhenmäßigen Niederschlagsregionalisierung deutlich besser wiedergegeben als durch die Niederschlagsregionalisierung mit Hilfe der Thiessen-Methode.

Da in diesem Fall alle Modellparameter in beiden Ansätzen gleich gewählt wurden und nur der Niederschlag als Eingabedatum eine differenzierte räumliche Verteilung erfahren hat zeigt sich wie sensibel das Modellsystem auf diese Eingabeunterschiede reagiert.

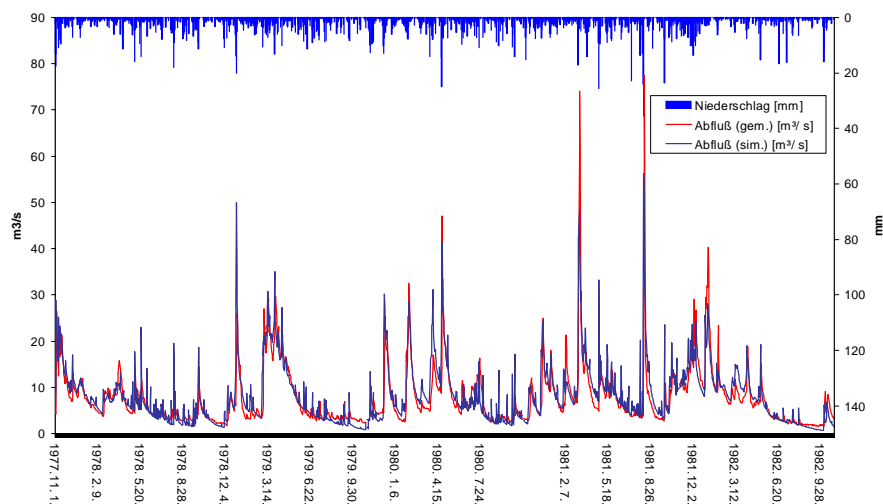


Abbildung 5.19: Vergleich der gemessenen und simulierten Abflüsse (Höhenabhängig)

Die statistischen Gütemaße der Kalibrierungsperiode 1978-82 (Tabelle 5.28) sollen ergänzend zur optischen Betrachtung die Interpretation der Modellierung unterstützen. Ver-

gleicht man nun diese statistischen Gütemaße mit denen der Simulation bei höhenabhängiger Verteilung der Niederschläge so wird deutlich welchen Einfluss die Regionalisierung der Eingabedaten auf die Modellausgabe hat. Die Verbesserung des Korrelationskoeffizienten in allen Simulationsjahren (Tabelle 5.28) deutet darauf hin, dass zumindest die Abflusssdynamik bei Verwendung der orographisch basierten Regionalisierungsmethode besser abgebildet wird als beim Mittelsenkrechten-Verfahren. Auch deutet eine relativ schlechte Modelleffizienz zwischen 0.45 und 0.72 in den Einzeljahren bei der Simulation mit flächengewichteten Niederschlagsmitteln darauf hin, dass dieser Ansatz die hydrologische Dynamik im System zumindest in der Quantität unrealistisch wiedergibt. Durch die realitätsnähere Verteilung der Niederschläge ergeben sich in den Jahren 1979, 1981 und 1982 Modelleffizienzverbesserungen. Besonders das hydrologische Jahr 1981 ist in diesem Fall hervorzuheben, da in diesem Jahr sowohl ein extremes Frühjahrs- als auch ein Sommerhochwasser auftreten. Die deutliche Verbesserung der Modelleffizienz weist darauf hin, dass diese Ereignisse durch die Verwendung des Spline-Ansatzes besser wiedergegeben werden.

Tabelle 5.28: Vergleich der Gütemaße der Simulation bei flächengewichteter Mittelung und orographischer Berücksichtigung der Niederschläge

Jahr	Thiessen R_{eff}	Spline R_{eff}	Thiessen $\log R_{\text{eff}}$	Spline $\log R_{\text{eff}}$	Thiessen r	Spline r	Thiessen r^2	Spline r^2
1978	0.55	0.51	0.58	0.54	0.77	0.80	0.60	0.64
1979	0.70	0.75	0.67	0.63	0.85	0.90	0.72	0.80
1980	0.63	0.57	0.64	0.56	0.80	0.82	0.63	0.67
1981	0.45	0.57	0.59	0.62	0.69	0.77	0.48	0.60
1982	0.72	0.79	0.80	0.80	0.85	0.89	0.73	0.79

Betrachtet man hingegen die logarithmische Modelleffizienz so wird deutlich, dass die Niedrigwasserperioden bei Verwendung des Thiessen-Regionalisierungsansatzes besser abgebildet werden. Auch hier fällt einzig das Jahr 1981 auf, bei dem davon ausgegangen werden kann, dass keine Niedrigwasserperiode vorkam, so dass sich hier die Effizienz verbessert.

Generell muss konstatiert werden, dass die Korrelationskoeffizienten bei beiden Regionalisierungsverfahren meist gute Werte erreichen was darauf hindeutet, dass die hydrologische Dynamik grundsätzlich richtig abgebildet wird. Weiterhin lässt sich anmerken, dass die statistischen Gütemaße der Effizienz nur in Einzeljahren (1979, 1982) Werte erreichen, die als gut (BECKER 1998 [20]) zu betrachten sind. Die schlechte Modelleffizienz ist ein Maß für die Simulation der Extremabflüsse und zeigt, dass diese vom Modellsystem quantitativ nicht in allen Jahren in ausreichendem Maß erfasst werden. Die logarithmische Effizienz deren Werte nicht als gut zu bezeichnen sind, lässt darauf schließen, dass Niedrigwasserperioden im Einzugsgebiet des Pegels Niedertrebra meist schlecht simuliert werden.

Die hydrologischen Hauptwerte (Tabelle 5.29) lassen generell darauf schließen, dass die mittleren Jahresabflüsse leicht übersimuliert werden, während die mittleren jährlichen Niedrigabflüsse vom Modell unterschuliert werden. Bei der Simulation der mittleren jährlichen Abflussspitzenwerte zeigt sich kein Trend. Im Vergleich der beiden Regionalisierungsansätze wird deutlich, dass die Spline-Methode in allen Jahren extreme Werte liefert. Niedrigwasser werden also stärker unterschuliert und Hochwasser stärker übersimuliert als mit der Thiessen-Methode. Dies ist auf die flächengewichtete Mittelung der Niederschläge zurückzuführen.

Tabelle 5.29: Vergleich der hydrologischen Hauptwerte bei der Simulation mit den beiden Regionalisierungsverfahren

Jahr	NQ sim. (Thies.)	NQ sim. (spline)	NQ gem.	MQ sim. (Thies.)	MQ sim. (spline)	MQ gem.	HQ sim. (Thies.)	HQ sim. (spline)	HQ gem.
1978	1.89	1.58	2.77	7.07	7.23	6.94	22.61	28.86	26.50
1979	1.20	0.87	1.77	7.32	7.57	7.29	42.11	49.98	29.80
1980	1.21	0.98	2.26	8.12	8.37	7.84	30.86	41.61	47.01
1981	2.52	2.14	2.87	9.86	10.37	9.14	54.35	56.23	77.51
1982	1.03	0.73	1.55	7.29	7.75	7.90	25.07	28.15	40.31

Zusammenfassend kann daher festgestellt werden, dass die Eingabedaten und deren Regionalisierung von entscheidender Bedeutung für die Qualität und Genauigkeit der Modellierungsergebnisse sind. Da die höhenabhängige Regionalisierung des Niederschlages das hydrologische System der Ilm grundsätzlich realistischer abbildet, wird dieses Verfahren in den im Folgenden verwendeten Modellansätzen weiterverfolgt.

Im nächsten Kapitel soll der Einfluss der HRU-Ableitung auf die Modellierungsergebnisse näher untersucht werden. Dazu werden zwei verschiedene Ableitungsmethoden miteinander verglichen. Bei der ersten Methode (HRU 36) wird die HRU-Ableitung wie in Kapitel 4.1 beschrieben für alle drei Teileinzugsgebiete unabhängig voneinander durchgeführt. Das bedeutet Flächen, die am Oberlauf auf Grund ihrer dominanten Attribute und ausreichenden prozentualen Flächengröße ausgewiesen werden, fallen bei der Ausweisung im Gesamtgebiet möglicherweise weg, da sie anderen flächenmäßig dominanteren Flächen zugeordnet werden. Bei dieser Ableitung wurden 36 HRU Klassen ausgewiesen, deren landschaftliche Ausstattung in Tabelle 5 im Anhang erläutert ist. Die mittlere Flächengröße beträgt 22.8 km² bei einer mittleren Hangneigung von 9.6% und einer mittleren Höhenlage von 427m ü.NN.

Bei der zweiten Methode (HRU 46) erfolgt die HRU Ausweisung ebenfalls durch Verschneidung von Gebietsmerkmalen und der anschließenden Reklassifizierung der Klassen nur hier werden die am Oberlauf bereits ausgewiesenen, und somit repräsentativen Flächen, bei der Ausweisung für das Gesamtgebiet beibehalten um so ihre lokale Dominanz für das Einzugsgebiet und die dort stattfindenden Prozesse zu erhalten. Hinzu kommen im Gesamtgebiet nur die Flächen die für den Mittel- und Unterlauf repräsentativ sind. Die HRU Ausweisung ergab 46 Klassen. Die physiogeographische Ausstattung dieser HRUs wird in Tabelle 8 im Anhang erläutert. Bei dieser Ableitung beträgt die mittlere Flächengröße 19.4 km² bei einer mittleren Hangneigung von 9.9% und einer mittleren Höhenlage von 363m ü.NN. Auffälligster Unterschied der beiden Ableitungen ist eine Verschiebung der Expositionsflächen von einer eher ausgeglichenen Verteilung aller Himmelsrichtungen (HRU36) zu einer Dominanz der südexponierten Hänge.

Die vergleichende Modellierung wurde für die Jahre 1977-1982 wiederum auf das Gesamtgebiet der Ilm bis zum Pegel Niedertrebra durchgeführt.

5.3.3 Modellierung bei differierender HRU-Ableitung

Zur Überprüfung der Ergebnisse wurden die Abflusskurven wiederum optisch und statistisch zum einen untereinander und schließlich mit den gemessenen Ergebnissen verglichen. Bei dieser Untersuchung wurde das physiogeographische Modellkonzept in Verbindung mit der orographischen Niederschlagsregionalisierung für beide HRU-Ableitungen angewendet.

- **Optische Betrachtung des Modellierten Gesamtabflusses**

Die Betrachtung der Abflusssimulationen (Abbildung 5.20) verdeutlicht, dass die Anzahl der HRUs und die verschiedenartige Ausweisung generell die Abflussdynamik nicht entscheidend verändert. Der Hauptunterschied liegt in der Menge des zum Abfluss kommenden Wassers.

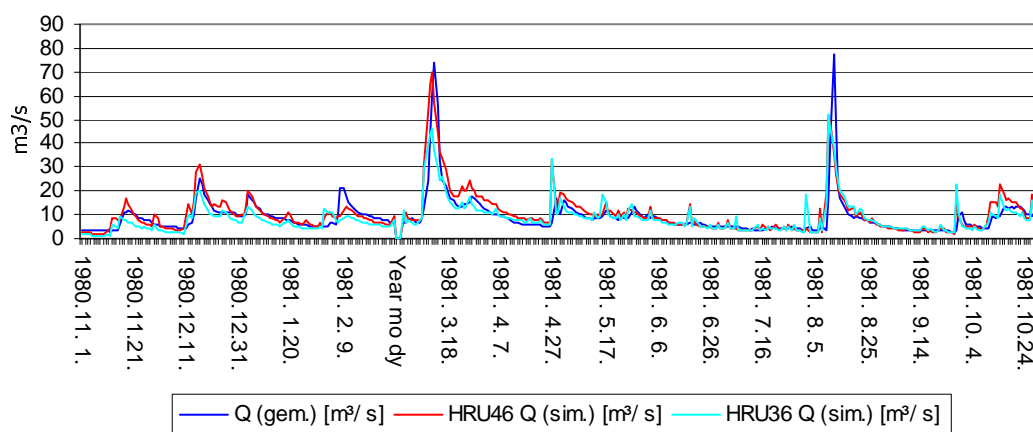


Abbildung 5.20: Vergleich der Abflusssimulation mit unterschiedlichen HRU Ableitungen

Anhand eines Beispielzeitraumes soll dies näher verdeutlicht werden. Hierzu wurde der Zeitraum der Schneeschmelzperiode vom 01.03.81-30.04.1981 gewählt. Dieses Beispiel (Abbildung 5.21) zeigt, dass die durch Schneeschmelze hervorgerufenen Abflüsse unabhängig von der HRU Ableitung einen Tag zu früh auftreten.

Während die Abflussmenge vom HRU46-Ansatz relativ gut nachgebildet wird, erfolgt beim HRU36-Ansatz eine starke Untersimulation. Generell wird klar, dass beim HRU46-Ansatz mehr Wasser zum Abfluss kommt als beim HRU36-Ansatz. Auch die zweite leichte Abflussspitze am 29.03.81 spiegelt dieses Verhalten wider. Hier lässt sich zusätzlich erkennen, dass die Dynamik der Speicherentleerung zu abrupt nachgebildet wird, denn während die gemessenen Abflusswerte stetig ansteigen, kommt es bei beiden Simulationen zu einer kurzen Rezession. Diese Beobachtungen lassen darauf schließen, dass grundsätzlich noch Verbesserungen durch Veränderungen der Parameter innerhalb des Schneemoduls zu erreichen wären, diese Verbesserungen aber auf Kosten der Simulationen anderer Jahre gehen würden. Einzig die Schmelzkurven könnten durch eine Veränderung positive Auswirkungen auf alle Simulationsjahre haben. Außerdem müsste überprüft werden, wie sich durch eine größere Anzahl der Expositionsrichtungen und der damit verbundenen realistischeren Darstellung der Einstrahlungsbedingungen, Verbesserungen bei der Simulation der Schneeschmelze ergeben.

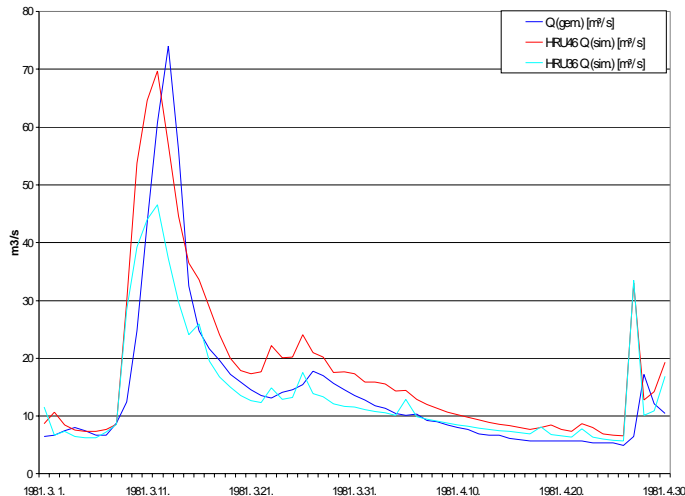


Abbildung 5.21: Schneeschmelzperiode hydrologisches Jahr 1981

- **Statistische Betrachtung der Modellierungsergebnisse**

Neben der optischen Beurteilung der Ergebnisse werden verschiedene Gütemaße zur Bewertung der Simulationsqualität herangezogen.

In Tabelle 5.30 sind die jährlichen Produktmoment-Korrelationskoeffizienten, sowie die Bestimmtheitsmaße und Modelleffizienzen der beiden HRU-Ableitungen für die einzelnen Jahre des Zeitraumes 1978-1982 dargestellt.

Tabelle 5.30: Vergleich statistischer Gütemaße unterschiedlicher HRU-Ableitungen

Jahr	HRU 36 r	HRU 46 r	HRU 36 r ²	HRU 46 r ²	HRU 36 R _{eff}	HRU 46 R _{eff}	HRU 36 logR _{eff}	HRU 46 logR _{eff}
1978	0.78	0.86	0.61	0.74	0.41	0.53	-0.45	0.51
1979	0.90	0.91	0.81	0.83	0.72	0.66	-0.16	0.45
1980	0.80	0.85	0.64	0.73	0.53	0.32	-0.18	0.52
1981	0.78	0.83	0.61	0.70	0.60	0.62	0.57	0.70
1982	0.91	0.88	0.83	0.77	0.80	0.74	0.66	0.76

Die statistischen Gütemaße in Tabelle 5.30 lassen sich folgendermaßen interpretieren. Der Korrelationskoeffizient und damit auch das Bestimmtheitsmaß erfahren durch die abgewandelte HRU-Ableitung in allen Jahren mit Ausnahme von 1982 eine deutliche Verbesserung. Dies weist darauf hin, dass die Abflussdynamik durch den HRU46-Ansatz besser nachgebildet wird als durch den ursprünglich verwendeten HRU36-Ansatz. Diese Verbesserung deutet darauf hin, dass die Beibehaltung in kleinen Einzugsgebieten ausgewiesener und für die dortige hydrologische Dynamik repräsentativer HRUs bei der genesteten Modellierung auch für die Modellierung großer besonders heterogener Gebiete von Bedeutung ist. Diese Flächen dürfen daher nicht aufgrund von subjektiven Schwellenwerten vernachlässigt werden. Das Systemverständnis ist auch in diesem Fall von großer Wichtigkeit. Bei der Betrachtung der Gütemaße der Modelleffizienz deutet sich die relative Schwierigkeit der Parametrisierung hydrometeorologisch und physiogeographisch sehr heterogener Einzugsgebiete an. Denn während in Jahren mit Hochwasserabflüssen (1979

u. 1981) die Modelleffizienz durch die neue HRU-Ableitung verbessert wird, verschlechtert sie sich in allen anderen Jahren. Da die Modelleffizienz hier jedoch nur herangezogen wird um die Güte der Hochwasserspitzensimulation zu ermitteln, kann auch in diesem Fall gesagt werden, dass der HRU46-Ansatz gegenüber dem HRU36-Ansatz Ergebnisverbesserungen erzielt. Den deutlichsten Unterschied in der Modellierungsgüte erkennt man, wenn man die logarithmische Modelleffizienz betrachtet, die, wie schon erwähnt, ein Maß für die Güte der Niedrigwasserabflüsse ist. Hier werden bei Nutzung des HRU46-Ansatzes sehr gute Verbesserungen der Ergebnisse auf Jahresbasis erreicht.

Gründe für diese Modellierungsverbesserung bei Nutzung des HRU46-Ansatzes liegen darin begründet, dass dieser Ansatz alle HRUs berücksichtigt die für die Teileinzugsgebiete repräsentativ sind und somit Prozesse abbildet, die sowohl für die Teileinzugsgebiete, als auch das Gesamteinzugsgebiet von Bedeutung sind. Mit dieser HRU-Ausweisung wird demnach der genestete Charakter dieser Modellierung unterstützt.

Im folgenden Kapitel wird ausgehend vom **Schwerpunktziel I** untersucht in wieweit unterschiedliche Flächendistributionskonzepte und damit verbunden auch verschiedene Modellansätze zur hydrologischen Modellierung in Teileinzugsgebieten mit differierender physiogeographischer und hydrometeorologischer Ausstattung anwendbar sind und welche Ansätze für welche Modellierung geeignet erscheinen. Dazu werden die drei in Kapitel 4.1 vorgestellten Flächendistributionsansätze, verbunden mit den zugehörigen bereits erläuterten Modellkonzepten, für das Einzugsgebiet bis zum Pegel Niedertrebra getestet (vgl. Abbildung 3.9). Aufgrund der Übersichtlichkeit werden wiederum die hydrologischen Jahre 1978-1982 vergleichend untersucht.

5.3.4 Untersuchung verschiedener Flächendistributionskonzepte

Im Folgenden soll die Ableitungsmethodik der verschiedenen HRU-Konzepte nochmals kurz erläutert werden.

Der deterministische Regionalisierungsansatz nach dem HRU - Konzept (topographisch) (Abbildung 5.22 links) nutzt ein digitales Höhenmodell um daraus mit Hilfe eines GIS Teileinzugsgebiete abzuleiten. Die Zahl der abgeleiteten Flächen kann vom Nutzer durch Angabe eines Flächenschwellenwertes limitiert werden. In dieser Arbeit wurde ein Schwellenwert von 15.000 Pixeln das entspricht einer Fläche von 37,5 km² festgelegt. Die Teileinzugsgebiete werden nach dem „open-book“ Verfahren nochmals in Flächen links und rechts des Vorfluters unterteilt. Für die Parametrisierung dieser Flächen werden im GIS die dominierenden Landschaftsattribute ausgerechnet und den Flächen zugeordnet. Die heterogene Ausstattung findet demnach keine Berücksichtigung. Der Vorteil dieser Methode ist, die unkomplizierte Ausweisung und Parametrisierung der Flächen. Alle Flächen sind topologisch mit dem Vorfluter verknüpft. Der Nachteil dieses Verfahrens ist, dass die Heterogenität des Einzugsgebietes nicht berücksichtigt wird und somit nicht prozessorientiert modelliert werden kann.

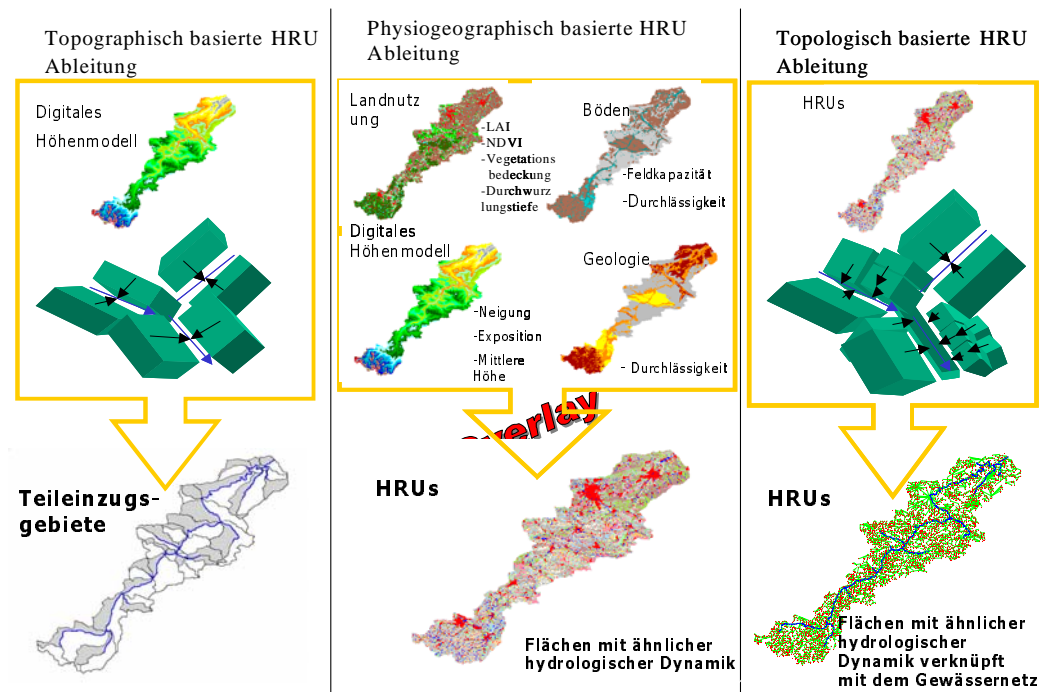


Abbildung 5.22: Ableitung von HRU bei verschiedenen Modellierungsansätzen

Beim deterministischen prozessorientierten Regionalisierungsansatz (Abbildung 5.22 mitte) werden alle das Einzugsgebiet beschreibenden Landschaftsattribute im GIS miteinander verschnitten. Es entstehen Flächen, die im Sinne der hydrologischen Prozesse, als homogen angesehen werden können. Auch bei diesem Ansatz sollte die Flächenanzahl zur Vereinfachung der Parametrisierung gering gehalten werden. Dies geschieht wiederum über einen Flächenschwellenwert, der Flächen die kleiner als 2% der Gesamteinzugsgebietsfläche sind, Flächen zuordnet, die auf Grund ihrer Landschaftsattribute die größte Ähnlichkeit aufweisen. Vorteil dieser Methode ist eine prozessorientierte Betrachtung der Niederschlags-Abflussdynamik in einem Einzugsgebiet wobei diese Betrachtung nur in vertikaler Richtung möglich ist, da die hier ausgewiesenen HRUs keine topologische Verortung besitzen und nicht lateral miteinander verknüpft sind.

Der topologische Regionalisierungsansatz (Abbildung 5.22 rechts) versucht die Vorteile der beiden oben beschriebenen Ansätze miteinander zu vereinigen, indem er die Möglichkeit schafft die prozessorientiert ausgewiesenen HRUs lateral an ihre Nachbarpolygone oder an das Gewässernetz zu koppeln.

5.3.4.1 Vergleich der Simulation mit unterschiedlichen Flächendistributionskonzepten (Pegelinzugsgebiet Niedertrebra)

Zur Überprüfung der Simulationsergebnisse wurden die Abflusskurven wiederum optisch und statistisch verglichen. Um Vor- und Nachteile der verschiedenen Flächendistributionen für die Simulation besser verdeutlichen zu können, wird zum optischen Vergleich das hydrologischen Jahr 1979 herangezogen. Zusätzlich werden die Wasserbilanzen und die hydrologischen Hauptwerte des Untersuchungszeitraumes bestimmt. Bei dieser Untersuchung werden die drei in Kapitel 4.1 beschriebenen und in Abbildung 5.22 dargestellten Modell-

konzepte auf ihre Eignung zur Simulation der hydrologischen Dynamik im mesoskaligen Einzugsgebiet der Ilm vergleichend bewertet.

- **Optische und statistische Betrachtung des Modellierten Gesamtabflusses**

In den Abbildungen 5.23 - 5.25 sind die modellierten mit den gemessenen Abflüssen für die unterschiedlichen HRU-Konzepte aufgetragen. Generell fällt auf, dass auch bei diesem Modellvergleich die Dynamik der Simulationen große Ähnlichkeit aufweist und meist die gemessene Abflussdynamik gut nachbildet. Unterschiede ergeben sich trotz gleicher Parametrisierung der Flächenkonzepte in der Menge des zum Abfluss kommenden Wassers. Im Folgenden sollen die optischen Unterschiede der Abflussmodellierungen näher betrachtet werden.

Der physiographische Modellierungsansatz (Abbildung 5.23) zeigt eine starke Übersimulation der Abflüsse im Dezember und Januar 1979. Wichtig ist jedoch zu sehen, dass alle Abflussspitzen zeitlich genau an ihrem gemessenen Datum auch vom Modell simuliert werden. Kleinere Schwankungen während des Abfalls der Abflusskurve werden schlecht modelliert. Zum Zeitpunkt der Hauptschneesmelze im März und April zeigt sich ein verändertes Bild nun werden die entstehenden Abflüsse vom Modell unterschuliert und die abfallenden Äste der Abflusskurve werden zeitlich zu früh simuliert. Die Schneesmelze findet also zeitlich versetzt und nicht im gemessenen Umfang statt. Dies spiegelt sich auch in den statistischen Werten (Tabelle 5.31) wider. Die Korrelation erreicht nur Werte von 0.85. Auch während des Sommers werden die meisten jetzt noch auftretenden Abflussspitzen zu früh simuliert. Der Frühsommer zeichnet sich hierbei wiederum durch eine Übersimulation der Abflüsse aus während im Hochsommer die Abflüsse zu gering wiedergegeben werden. Auch hier unterstützen die statistischen Werte diese Beobachtung. Während die Modelleffizienz mit 0,7 noch als gut zu bezeichnen ist weist die logarithmierte Modelleffizienz von 0,67 auf eine ungenügende Simulation der Niedrigwasserabflüsse hin.

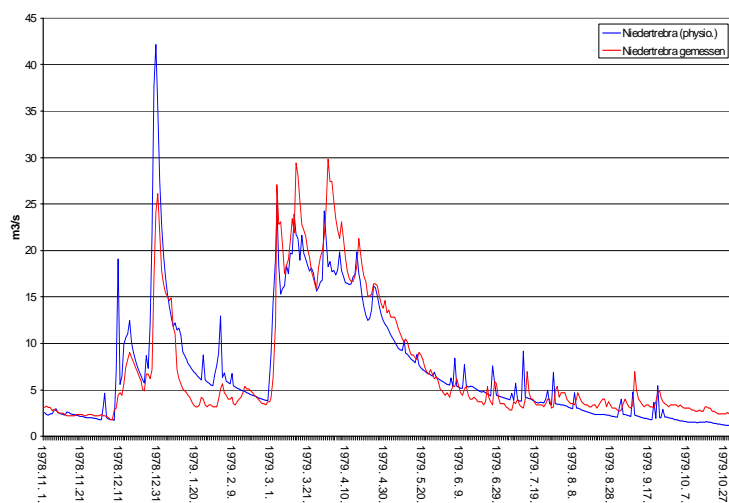


Abbildung 5.23: Modellierter und gemessener Abfluss bei Nutzung des physiographischen HRU-Ansatzes

Die Gründe für die oben genannten Abweichungen können verschiedener Natur sein. Zum einen ist es fraglich ob die aus dem Oberlauf übernommene Parametrisierung des Schneemoduls sich auf das Gesamteinzugsgebiet übertragen lässt. Zum anderen müssen die Verzögerungen des Abflusses auf der Fläche und im Vorfluter mit bei der Kalibrierung der Abflussbildungsparameter berücksichtigt werden, was Rückkopplungen auf die modellierung der Abflussmenge haben kann.

Der Niederschlagseintrag von Regen und Schnee lässt sich nur monatlich korrigieren, müsste aber auch für die einzelnen HRUs korrigierbar sein. Die Tatsache, dass manche kleinen Abflussänderungen nicht wiedergegeben werden, liegt im konzeptionellen Aufbau des Modells begründet, hier werden die Boden- und Grundwasserspeicher von unten nach oben aufgefüllt und es findet kein Fortschreiten der Feuchtefront von oben nach unten, wie in der Realität statt. Dies bewirkt entweder einen zeitlichen Verzug der Abflussgenerierung oder Abflüsse werden gar nicht nachgebildet da noch nicht alle Speicher gefüllt sind. Die vorzeitigen Simulationen der Rezession sowie der Abflüsse im Sommer können mit dem Modellierungskonzept in Verbindung gebracht werden. Diese Konzept bildet keine lateralen Flüsse nach und somit findet kein Routing der Abflusskomponenten vom Ort ihrer Entstehung bis zum Gebietsauslass statt, diese Routing ist aber gerade bei Flusseinzugsgebieten mit Größe und Form der Ilm von entscheidender Bedeutung, da die Rezession auf und in den Flächen, sowie im Gerinne, großen Einfluss auf den zeitlichen Ablauf des Abflusse hat. So benötigt das Wasser für die 135km Fließlänge ca. 32 Stunden.

Der topographische Modellierungsansatz (Abbildung 5.24) zeichnet sich dadurch aus, dass er das winterliche Abflussgeschehen sowohl zeitlich als auch quantitativ meist besser nachbildet als der physiographische Ansatz. Die Abflussspitzen, sowohl während der weihnachtlichen als auch während der Hauptschneesmelze im März, werden in einem geringeren Maß untersimuliert als beim physiographischen Ansatz. Selbst kleine Abflussschwankungen werden in ihrer Dynamik gut wiedergeben. Die Schneeschmelze selbst und die daran anschließende Periode mit durchschnittlichen Abflüssen sind durch eine starke Abflussuntersimulation charakterisiert, die damit begründet werden muss, dass bei diesem Ansatz nicht die tatsächliche Landnutzung, sondern eine je nach Teilfläche dominierende Landnutzung parametrisiert wurde. Dies bedingt vor allem im Sommer eine Erhöhung der Interzeption und der Evapotranspiration, die wie Abbildung 5.24 dargestellt ist, deutlich zu einer Verringerung des Abflusses führt.

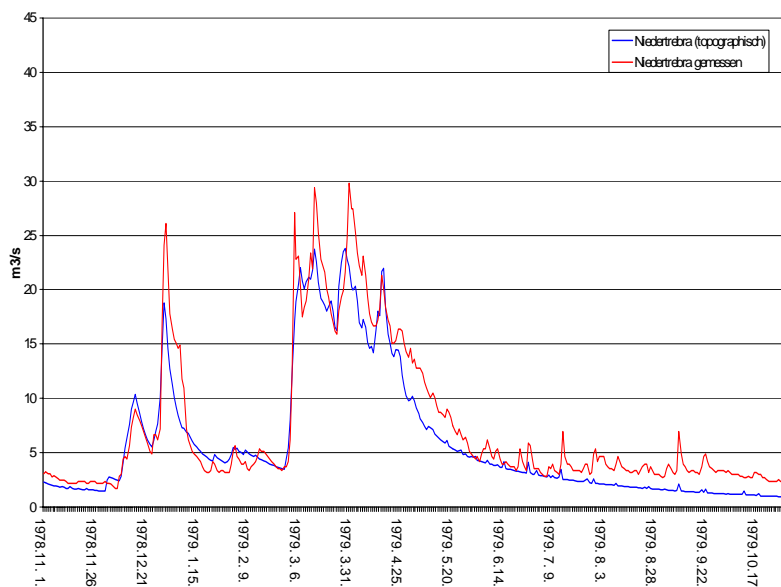


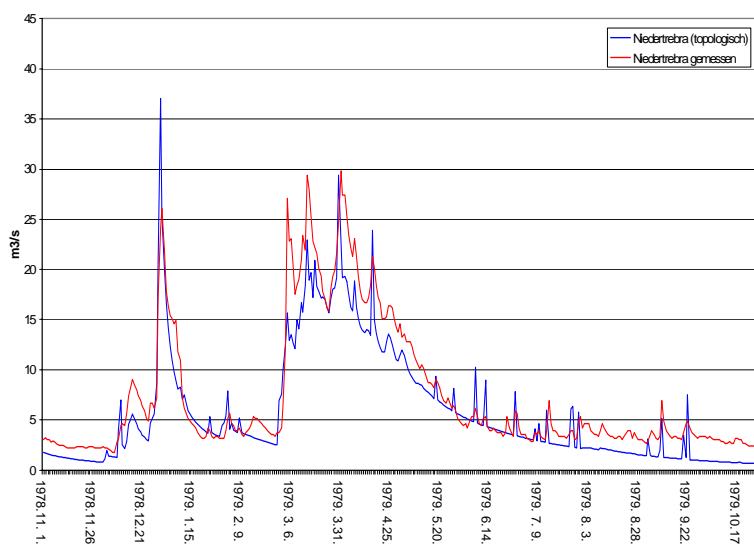
Abbildung 5.24: Modellierter und gemessener Abfluss bei Nutzung des topographischen HRU-Ansatzes

Auch bei diesem Ansatz geben die statistischen Gütemaße (Tabelle 5.31) den optisch ermittelten Eindruck wider. So verbessert sich die Korrelation zwischen berechneten und

gemessenen Abflüssen auf 0.94 was mit der genaueren zeitlichen Abbildung zu begründen ist. Die Modelleffizienz verbessert sich auf 0.84 und die sommerlichen Untersimulationen werden durch eine Verschlechterung der log. Werte auf 0.31 nachvollzogen. Die Ursachen für diese Schwächen der Simulation sind, wie oben schon erwähnt im Modellkonzept und damit auch in der Parametrisierung zu suchen. Da bei diesem Ansatz die Landschaftsattribute nur über ihre Flächendominanz bestimmt werden, kommt es zu fehlerhaften Parametrisierungen der ablaufenden Prozesse. Dies wird im Jahr 1979 besonders im Sommer deutlich in dem die Verdunstung ein so starkes Ausmaß annimmt, dass fast kein Abfluss mehr simuliert wird. Generell zeigt dieses Konzept aber, dass das Routing bezüglich der zeitlichen Komponente für gute Simulationen im Einzugsgebiet der Ilm eine entscheidende Rolle spielt.

Der topologisch basierte HRU-Ansatz bildet die hydrologischen Prozesse, die im Einzugsgebiet der Ilm ablaufen, am genauesten ab. Im Vergleich zum physiographischen Ansatz, dessen HRU-Distribution in diesem Konzept übernommen wurde, ist das Ausmaß der Übersimulation des Dezember Hochwassers deutlich niedriger. Zudem werden alle Abflussspitzen zeitlich exakt simuliert während beim physiographischen Ansatz ein zeitlicher Versatz die Ergebnisse verschlechterte. Die gesamte winterliche Periode und die Schmelzphase im April werden ähnlich gut wie beim physiographischen Konzept nachvollzogen. Nur im Sommer zeigt sich beim topologisch vernetzten HRU-Konzept eine scheinbare Schwäche da hier die Niedrigwässer stärker untersimuliert werden. Dies liegt aber darin begründet, dass aus Vergleichbarkeitsgründen für beide Konzepte die nahezu gleichen Parametersätze verwendet wurden. Dies hat zur Folge, dass, da in den physiographischen Parametern wegen der fehlenden lateralen Komponente bereits Verzögerungen bei der Abflussbildung mit kalibriert werden, und bei Verwendung dieser Parameter so eine doppelte Verzögerung berechnet wird.

Abbildung 5.25: Modellierter und gemessener Abfluss bei Nutzung des topologischen HRU-Ansatzes



Die statistischen Gütemaße (Tabelle 5.31) unterstützen die Aussage, dass der topologische basierte Ansatz am besten zur Simulation des Niederschlag Abflussgeschehens im Einzugsgebiet der Ilm geeignet ist. Sowohl die Korrelationskoeffizienten als auch die Bestimmtheitsmaße verbessern sich in allen Jahren des Untersuchungszeitraumes erheblich. Die

logarithmierten Modelleffizienzen zeigen, dass Niedrigwasserperioden mit den hier benutzten Parametern nur in wenigen Jahren gut nachgebildet werden.

Tabelle 5.31: Statistische Gütemaße der verschiedenen Modellierungsansätze für den Zeitraum der hydrologischen Jahre 1978 - 1982

Jahr	physio. r	topog. r	topol. r	physio. R _{eff}	topog. R _{eff}	topol. R _{eff}	physio. logR _{eff}	topog. logR _{eff}	topol. logR _{eff}
1978	0.77	0.88	0.91	0.55	0.71	0.76	0.58	0.31	0.38
1979	0.85	0.94	0.94	0.70	0.84	0.84	0.67	0.53	0.31
1980	0.80	0.77	0.90	0.63	0.42	0.75	0.64	0.01	0.20
1981	0.69	0.51	0.86	0.45	0.21	0.73	0.59	0.51	0.73
1982	0.85	0.82	0.93	0.72	0.66	0.84	0.80	0.78	0.84
78-82	0.78	0.75	0.90	0.60	0.51	0.78	0.68	0.31	0.52

Um mögliche Ähnlichkeiten der Modellierungsergebnisse aufzuzeigen und damit in Erfahrung zu bringen, ob das räumliche Distributionskonzept oder die Berücksichtigung der lateralen Abflüsse ausschlaggebend für die Modellergebnisse sind wurden die Abflusssimulationen der unterschiedlichen Konzepte miteinander korreliert. Die Ergebnisse sind in Tabelle 5.32 dargestellt.

Tabelle 5.32: Statistischer Vergleich der Abflusswerte der verschiedenen Konzepte untereinander

Jahr	Flächendistributionskonzept		
	physiographisch/topographisch [r]	physiographisch/topologisch [r]	topographisch/topologisch [r]
1978	0.81	0.80	0.87
1979	0.90	0.94	0.93
1980	0.83	0.87	0.90
1981	0.53	0.70	0.69
1982	0.89	0.93	0.88

Der Vergleich der Ergebnisse untereinander lässt den Schluss zu, dass nicht nur das Ausweiskonzept von Bedeutung für die Güte der Ergebnisse ist, sondern wie der Vergleich des topographischen und des topologischen Ansatzes zeigt auch das Konzept der Abflussbildung. Da bei diesem Vergleich meist die besten Korrelationen erzielt werden kann im Zusammenhang mit den Ergebnissen der Einzelsimulationen davon ausgegangen werden, dass die Nachbildung des lateralen Abflusses in Flusseinzugsgebieten der oberen Mesoskala von außerordentlicher Bedeutung für die Modellierung ist. Die konzeptionelle Weiterentwicklung des ursprünglichen HRU-Konzeptes erweist sich in Einzugsgebieten der oberen Mesoskala als das am besten geeignete der drei getesteten Verfahren, da es mit Hilfe der Topologie und einfacher Routing-Algorithmen im Vergleich zur ungerouteten Modellierung und zum „open-book“ Verfahren höhere Modelleffizienzen erreicht. Die physikalische Basiertheit nimmt also trotz Erhöhung der Parameteranzahl eher zu. Wohingegen der Para-

metrisierungsaufwand gleich bleibt, da die zusätzlich benötigten Parameter im GIS abgeleitet werden können und dann über eine Schnittstelle ins Modell eingelesen werden.

5.4 Systemanalyse und Modellierung

Im folgenden Abschnitt werden die den verschiedenen Flächendistributionskonzepten zugrunde liegenden Modellansätze im Rahmen der Systemanalyse näher untersucht. Im einzelnen sollen die Systemkomponenten Schnee, Verdunstung sowie die Abflusskomponenten, Oberflächenabfluss, Interflow und Grundwasserfluss untersucht werden. Die Analyse für das Gesamtgebiet erfolgt anhand ausgewählter Beispieljahre. Dabei orientiert sich die Auswahl der Beispieljahre an der Simulationsgüte, und der Repräsentativität von extremen und durchschnittlichen Abflussereignissen. Um Ursachen für Simulationsfehler zu ergründen wurde das schlechtest simulierte Jahr als Vergleich herangezogen und näher betrachtet. Beispielhaft soll anhand eines Jahres dargestellt werden, wie gut die im Oberlauf der IIm kalibrierten Parameter die Prozesse nachbilden.

Für die Schneehydrologie kommen nur Simulationen im Bereich des IIm Oberlaufes in Betracht, da nur hier repräsentative Vergleichsdaten zur Schneedeckenentwicklung vorliegen. Die Gebietsverdunstung und die Abflusskomponenten werden vergleichend für die verschiedenen Modellansätze (vgl. Kapitel 4.1) im Gesamtgebiet analysiert. Die folgenden hydrologischen Jahre werden betrachtet:

Hydrologisches Jahr 1981 (Schneehydrologie, Abflussbildung): Das hydrologische Jahr 1981 gehört zur Kalibrierungsperiode und kann mit einer Korrelation von 0.95 und einer Modelleffizienz von 0.91 zu den am besten simulierten Jahren des Untersuchungszeitraumes gezählt werden. Außerdem beinhaltet der Datensatz zwei der größten Hochwässer der gesamten Hochwasseraufzeichnungen an der IIm, die zum einen durch Schneeschmelze zum anderen durch sommerliche Starkregen hervorgerufen worden sind. Desweiteren liegen für dieses Jahr Vergleichsdaten zur Schneedichte an der DWD Station Schmücke vor

Hydrologisches Jahr 1988 (Schneehydrologie, Gebietsverdunstung, Abflussbildung): Das hydrologische Jahr 1988 ist das einzige Jahr des Untersuchungszeitraumes, das in allen drei Teileinzugsgebieten sehr gute Korrelationen und Modelleffizienzen liefert.

Hydrologisches Jahr 1992 (Schneehydrologie, Gebietsverdunstung, Abflussbildung): Im hydrologische Jahr 1992 sind sowohl was die Korrelationen als auch die Modelleffizienzen betrifft in allen Teileinzugsgebieten relativ schlechte Werte zu beobachten. Mit Hilfe der Analyse der verschiedenen hydrologischen Komponenten sollen die Gründe für diese schlechten Ergebnisse ermittelt und auf andere ebenfalls nicht mit ausreichender Genauigkeit simulierter Jahre übertragen werden.

Hydrologisches Jahr 1994 (Schneehydrologie, Abflussbildung): Das hydrologische Jahr 1994 beinhaltet das größte durch Schneeschmelze hervorgerufene Hochwasser des Untersuchungszeitraumes (April). Auch in diesem Jahr werden in allen Teileinzugsgebieten gute Simulationsergebnisse erreicht.

5.4.1 Schneehydrologie

Die Analyse der Dynamik des Schneedeckenaufbaus bzw. Abschmelzens wird exemplarisch für das Winterhalbjahr des hydrologischen Jahres 1981 durchgeführt. Im ersten Abschnitt wird das physiographisch basierte prozessorientierte Konzept auf seine Eignung zur Simulation der Schneedynamik getestet wobei hier nur noch die Dynamik am Oberlauf

der Ilm simuliert wird. Im zweiten Abschnitt erfolgt dann eine Betrachtung der Simulationsergebnisse verschiedener Schneedeckenparameter durch den Vergleich zwischen gemessenen und simulierten Daten. Anzumerken wäre hier, dass auf Grund der Datenlage nur schneehydrologische Daten der Klimastation Schmücke zur Verfügung standen die als repräsentativ für den Oberlauf der Ilm angenommen wurden.

Für das hydrologische Jahr 1981 zeigt sich, dass das prozessorientierte Modellkonzept und die darin implementierten Routinen zur Nachbildung des Schneedeckenaufbaus bzw. der Ablation sehr gut in der Lage ist diese Prozesse realistisch nachzuvollziehen. Der Schneedeckenaufbau findet in Abhängigkeit von Temperatur und Niederschlag statt. Immer dann wenn die Temperatur die 0°C Grenze unterschreitet fällt Niederschlag als Schnee, der dann zu einer Schneedecke akkumuliert (Abbildung 5.26.). Da der Niederschlag als Schnee gespeichert ist, wird zu dieser Zeit der Vorfluterabfluss nur durch den Basisabfluss gespeist, was sich in der Abflusskurve bemerkbar macht, die in Zeiten der Schneeakkumulation gegen Null läuft. Die Hauptakkumulation des Schnees setzt im Januar ein und bildet eine geschlossene Schneedecke von bis zu 180cm, die durch leichte Temperaturschwankungen immer wieder angeschmolzen wird aber bis Mitte März geschlossen bleibt.

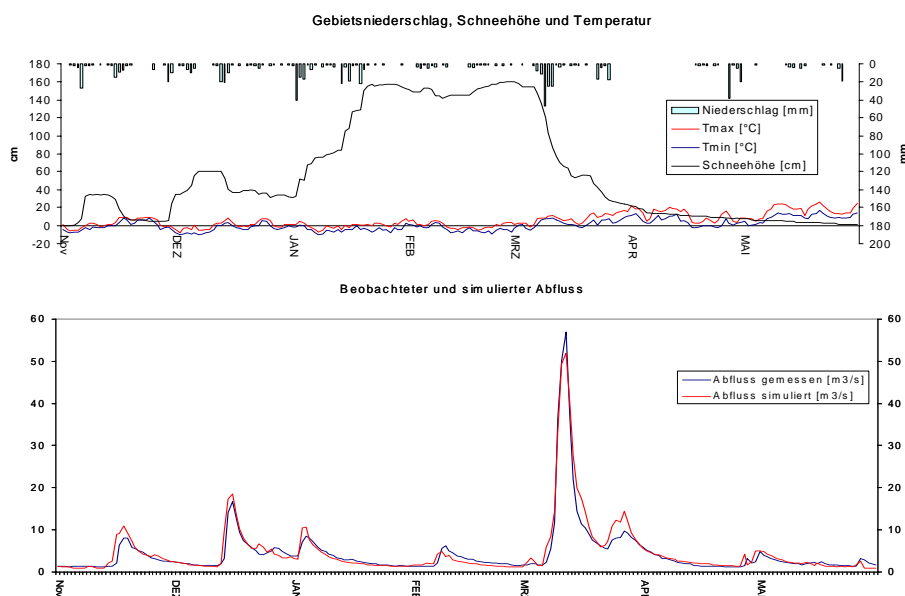


Abbildung 5.26: Modellerter Schneedeckenauf- bzw. abbau und entsprechende Abflusskurve

Ein Temperaturanstieg Mitte März, der in Verbindung mit länger andauerndem intensiven Niederschlag die Schneeschmelze verursacht, wird die gesamte Schneedecke um 55% abgeschmolzen. Dieser Prozess löst im Vorfluter, da der Niederschlag und das Schmelzwasser nur über die immer noch vorhandene Schneedecke abfließen können und nicht in den Boden infiltrieren, nach kürzester Zeit eine Hochwasserwelle aus. Alle beschriebenen Prozesse werden vom physiographischen Modellkonzept sehr gut nachgebildet.

Diese Beobachtungen zeigen, dass das prozessorientierte HRU Konzept in der Lage ist diese Ereignisse bei entsprechender Parametrisierung und in Einzugsgebieten der Größenordnung bis zu 200km² gut nachzuvollziehen.

Beim Vergleich der gemessenen mit den berechneten Schneedaten (Abbildung 5.27) wird deutlich, dass die Schneedynamik zeitlich sehr gut wiedergegeben wird. Die Quantität des gefallenen und geschmolzenen Schnees wird nicht hundertprozentig wiedergegeben. Hier zeigt sich die Problematik des Vergleiches von Schneehöhen. Die Schneehöhe ist eine Variable, die neben der Schneedichte von von vielen Einflussfaktoren abhängig ist. da daten zum Wasseräquivalent der Schneedecke nicht vorlagen, wird diese Simulation als hinreichend genau angesehen.

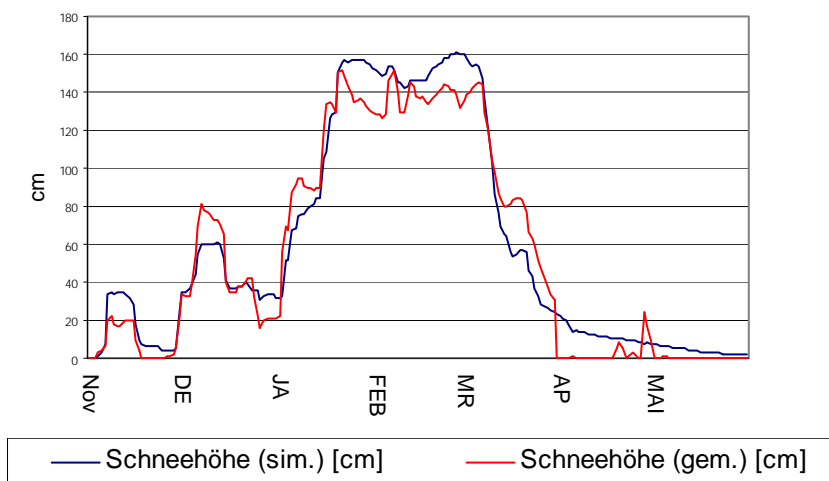


Abbildung 5.27: Gemessene und berechnete Schneeakkumulation und -schmelze im Oberlauf der Ilm

Ein zusätzliches Problem kann in diesem Fall noch die Unterschätzung der durch den Niederschlag eingetragenen Schmelzenergie sein. Gerade dieser Energieeintrag ist aber wie die Arbeiten von BRAUN 1985 [55] und RANGO & MARTINEC 1995 [196] belegen von entscheidender Bedeutung für die Ablation von Schnee durch Regenniederschläge.

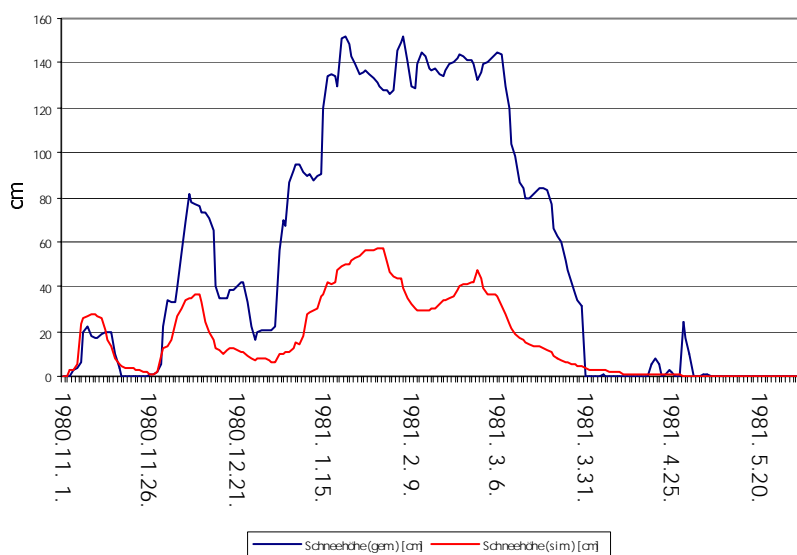


Abbildung 5.28: Vergleich der an der Station Schmücke gemessenen, mit den für das Gesamtgebiet modellierten Schneedaten

Der Vergleich der Schneedeckensimulation für das Gesamteinzugsgebiet soll weitere Aufschlüsse über das Modellverhalten geben.

In Abbildung 5.28 wird deutlich, dass die Schneedeckensimulation für das Gesamteinzugsgebiet zwar zum richtigen Zeitpunkt erfolgt, aber das Ausmaß, das am Oberlauf der Ilm erreicht wird quantitativ erheblich unterschuliert. Diese Schneedeckensimulation bezieht sich nur auf die Schneedeckenentwicklung im Thüringer Becken. Dies hat zur Folge, dass die Abflüsse unterschuliert werden. Hier zeigt sich ein Problem der Parametrisierung solch großer und klimatisch heterogener Einzugsgebiete. Die Entwicklung und die Schmelze der Schneedecke ist abhängig von der Höhenlage und der Exposition der HRU. Die Parameter die diese Lage wiedergeben scheinen nicht auszureichen um die Schneedeckenentwicklung in allen Teilen des Einzugsgebiets richtig wiederzugeben. Hier muss angemerkt werden, dass eine Möglichkeit zur Verbesserung der Schneeablation durchaus besteht. Dazu müssten die im Modell vorgesehenen Schneeschmelzkurven nicht nur für die verschiedenen Expositionen, sondern auch für unterschiedliche Höhenlagen vorgegeben werden. Auch hier verhält sich das Modell also durchaus nach den durch die Randbedingungen festgesetzten Vorgaben. Eine verbesserte Datengrundlage könnte auch weitere Modellverbesserungen bedingen.

5.4.2 Gebietsverdunstung

Da für die aktuelle Gebietsverdunstung im Modellierungszeitraum keine Lysimeterdaten vorliegen und außerdem die Verdunstung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet instrumentell nur sehr aufwendig zu erfassen ist, ist es schwierig die Güte der modellierten Verdunstungswerte zu beurteilen. Die Berechnung der täglichen Evapotranspirationwerte erfolgte für die Klimastationen Erfurt und Schmücke extern mit dem Modellpaket REF-ET nach dem durch MONTEITH (1965 [178]) erweiterten Kombinationsansatz von PENMAN (1948 [187]). Die aktuellen Evapotranspirationshöhen wurden mit Hilfe der Berechnungsalgorithmen des PRMS/MMS Modells ermittelt.

5.4.2.1 Potentielle Evapotranspiration

Zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration stehen im Modellsystem PRMS/MMS standardmäßig die Verfahren nach HAMON (1961[119]) und JENSEN & HAISE (1963 [133]) zur Verfügung. Wie frühere Wasserhaushaltsuntersuchungen mit dem Modellsystem belegen (vgl. LÜLLWITZ 1993 [164], BONGARTZ 1996 [52]), neigen beide Verfahren bei Anwendungen im Mittelgebirgsraum zu einer Überschätzung der täglichen potentiellen Verdunstung.

MICHL (1999 [174]) verglich verschiedene thermodynamische Näherungsverfahren sowie empirische, strahlungs- und temperaturabhängige Methoden zur Abschätzung der täglichen potentiellen Verdunstung. Sich auf die American Society of Civil Engineers (JENSEN ET AL. 1990 [134]) beziehend kam er zu der Schlußfolgerung, dass die Verfahren nach PENMAN-MONTEITH und KIMBERLY-PENMAN in Einzugsgebieten mit unterschiedlichen klimatischen Bedingungen die realistischsten Ergebnisse liefern.

Da das Berechnungsverfahren nach PENMAN-MONTEITH als Referenzvegetation Gras benutzt musste der Verdunstungskoeffizient $epan_{coef}$ in den Einzugsgebieten, die vornehmlich mit Forstvegetation ausgestattet sind (Oberlauf) erhöht werden. Die täglichen errechneten PENMAN-MONTEITH Verdunstungswerte wurden über ein weiteres im Modellsystem implementiertes Verdunstungsmodul eingelesen. Multipliziert mit dem Verdunstungskoeffizienten ergeben sich die täglichen Werte der potentiellen Evapotranspiration. Tabelle 5.33 ver-

gleicht die mittleren Verdunstungswerte des Gesamtzeitraumes für die drei Teileinzugsgebiete aus errechneten Verdunstungswerten nach PENMAN-MONTEITH als Eingabedaten für die Modellierung mit den empirisch mit Hilfe von Strahlungs- und Temperaturdaten ermittelten Werten nah der Methode von JENSEN & HAISE.

Tabelle 5.33: Langjährige potentielle Verdunstung nach Penman-Monteith und Jensen-Haise

potentielle Verdunstung	Gräfinau-Angstedt	Mellingen	Niedertrebra
Penman-Monteith	816mm	686mm	685mm
Jensen - Haise	914mm	848mm	835mm

Die Werte in der Tabelle machen deutlich wie groß die Unterschiede bei der Berechnung der potentiellen Verdunstung mit Hilfe verschiedener Algorithmen sind. Die Methode nach Jensen-Haise überschätzt im langjährigen Mittel die potentielle Verdunstung im Mittelgebirgsraum um bis zu 100mm, im Bereich des Thüringer Beckens sogar um 150mm. Anzumerken sei noch, dass dies die oben genannten Untersuchungen in anderen deutschen Flusseinzugsgebieten (GERTEN 1998 [108]) bestätigt, wonach diese Verdunstungsüberbestimmung vornehmlich in den Sommermonaten stattfindet.

5.4.2.2 Aktuelle Evapotranspiration

Die Werte der von PRMS/MMS errechneten aktuellen Gebietsverdunstung wurden mit den Werten verglichen, die mit Hilfe des Informationssystems GEOFEM (GABRIEL ET AL. 1986 [106]) errechnet wurden. Als oberer Grenzwert gilt im Jahresmittel die Strahlungsbilanz einer immerfeuchten Fläche. Für den Mittelgebirgsbereich entwickelten GOLF (1982 [112]), GOLF & LUCKNER (1991 [113]) ein Korrekturverfahren (PETKOR), welches die kurzweilige Strahlungsbilanz als Hauptkomponente des Energieeintrags nach Höhenlage, Hangneigung und -exposition variiert. Mit diesem Verfahren können sowohl die Höhenabhängigkeit als auch die expositionsbedingten Unterschiede im Strahlungsgenuss erfasst werden.

Nach GEOFEM wurden für die verschiedenen Teileinzugsgebiete die im folgenden aufgeführten unterschiedlichen mittleren jährlichen realen Verdunstungswerte berechnet.

Oberlauf: 450-600mm

Mittellauf: 400-500mm

Unterlauf: 400-450mm

Tabelle 5.34: Langjährige aktuelle Verdunstung nach Penman-Monteith und Jensen-Haise

aktuelle Verdunstung	Gräfinau-Angstedt	Mellingen	Niedertrebra
Penman-Monteith	495mm	453mm	496mm
Jensen - Haise	478mm	364mm	468mm

Bei der aktuellen Verdunstung zeigt sich im Gegensatz zur potentiellen Verdunstung eine einzugsgebietsbezogene Untersimulationen um 20 - 90mm. Diese Ergebnisse machen deutlich, dass auch die aktuelle Verdunstung ein wichtiger Faktor ist, der als potentielle Fehlerquelle mit in die Modellergebnisse einfließt.

5.4.3 Abflusskomponenten

In diesem Abschnitt soll untersucht werden wie der Gesamtabfluss eines Teileinzugsgebietes sich nach seinen verschiedenen Abflusskomponenten zusammensetzt. Die Abflusskomponenten werden im ersten Abschnitt für den physiogeographischen Ansatz auf allen drei Teileinzugsgebieten verglichen. In einem zweiten Schritt soll dann untersucht werden, ob sich an der Zusammensetzung der Abflusskomponenten bei Nutzung verschiedener Modellkonzepte etwas ändert.

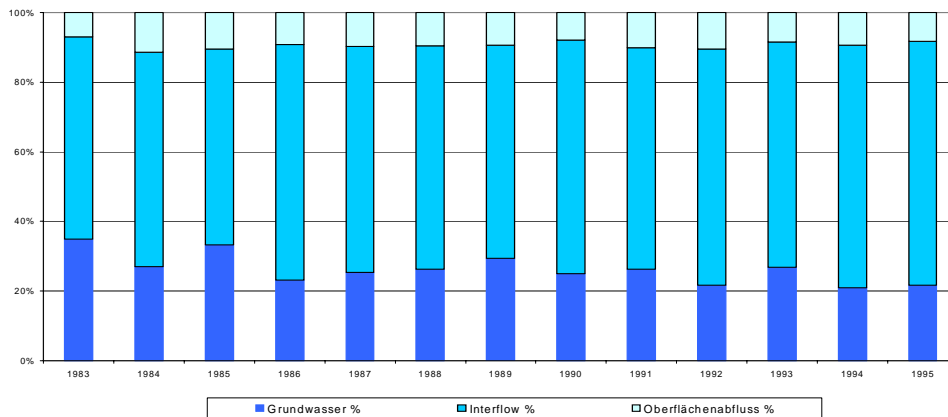


Abbildung 5.29: Prozentuale Verteilung der Abflusskomponenten am Gesamtabfluss im Oberlauf (physiographisches Konzept)

Betrachtet man die prozentualen Anteile der Abflusskomponenten des Validierungszeitraumes so wird deutlich, dass im Einzugsgebiet des Pegels Gräfinau-Angstedt der Interflow der dominierende Abflusstyp ist. In allen Jahren nimmt er mit ca. 60% des Gesamtabflusses eine eindeutige Vormachtstellung, während der Grundwasserabfluss mit ca. 30% folgt und der Oberflächenabfluss mit 10% Anteil eine eher unbedeutende Rolle spielt. Die Bestimmenden Faktoren für diese Abflusszusammensetzung sind vor allem die Landnutzung, die Topographie und die pedologische Ausstattung des Einzugsgebietes. Der mit einem Flächenanteil von nahezu 70% vorherrschende Wald verhindert die Bildung von Oberflächenabfluss, die flächenmäßige Dominanz von Hangflächen mittlerer und hoher Hangneigung (> 5%) ist ausschlaggebend für die Bildung des hangparallelen Interflows. Bei den Böden herrschen die meist lehmigen Braunerden mit mittlerer Wasserspeicherefähigkeit (vgl. TLU 1996 [235]) vor. Grundwasser wird größtenteils auf den Hochflächen, den flacheren Hängen und in den Hangfuß und Auenbereichen der Täler gebildet. Im langjährigen Mittel werden 26 % des Niederschlags als Grundwasser abgeführt 64% bilden den Interflow und 9% kommen oberflächlich zum Abfluss.

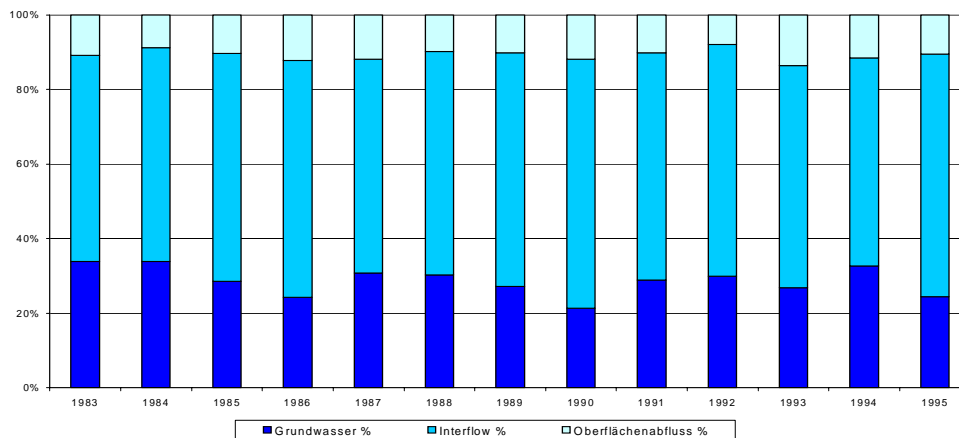


Abbildung 5.30: Prozentuale Verteilung der Abflusskomponenten am Gesamtabfluss im Mittellauf (physiographisches Konzept)

Auch für das Einzugsgebiet des Pegels Mellingen wurde eine jährliche Aufspaltung der Abflusskomponenten durchgeführt. Diese ist in Abbildung 5.30 dargestellt.

Bei Vergrößerung des Einzugsgebietes von 154km² auf 627km² lassen sich folgende Veränderungen in der Zusammensetzung der Abflussstruktur erkennen. Auch hier im Einzugsgebiet des Pegels Mellingen ist der Interflow die dominierende Abflusskomponente allerdings nimmt er um 4% zugunsten des Grundwasserabflusses und des Oberflächenabflusses ab. Dies liegt zum großen Teil in der Landnutzung und den Böden begründet. Die lockeren mergeligen Rendzinen bilden gute Leitbahnen für den unterirdischen Abfluss. Die größere Mächtigkeit der Böden bedingt eine höhere Durchwurzelungstiefe und Wasserspeicherfähigkeit. Die Änderung der Landnutzungsstruktur von der Forstwirtschaft hin zum Ackerbau bedingt eine höhere Bereitschaft der Flächen zur Bildung von Oberflächenabfluss durch Bodenverdichtung und Brachezeiten. Im langjährigen Mittel werden 29 % des Niederschlags als Grundwasser abgeführt 60% tragen zum Interflow bei und 11% fließen oberflächlich ab.

Im Einzugsgebiet des Pegels Niedertrebra (Gesamtgebiet) ändert sich die Dominanz der zum Gesamtabfluss beitragenden Abflusskomponenten beträchtlich.

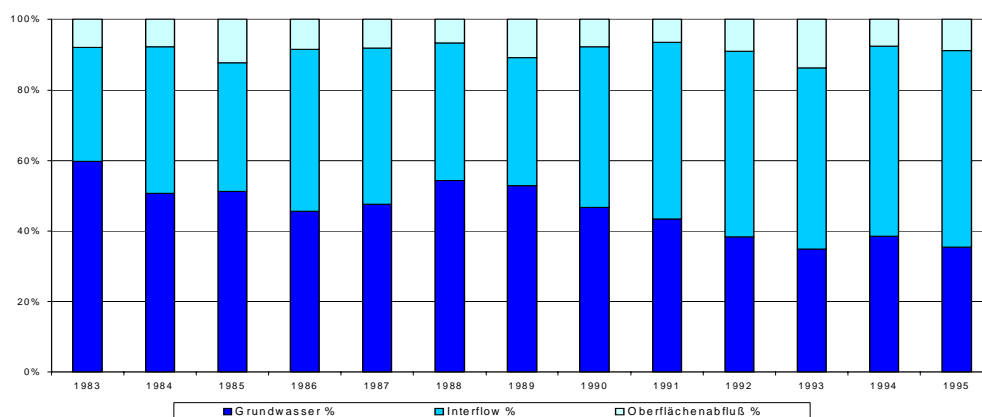


Abbildung 5.31: Prozentuale Verteilung der Abflusskomponenten am Gesamtabfluss im Gesamteinzugsgebiet (physiographisches Konzept)

War bei den bisherigen Berechnungen immer die Interflowkomponente die dominierende Abflusskomponente, so zeigt sich im Gesamtgebiet ein anderes Bild. Es kommt zu einer Verschiebung der Dominanz hin zum Grundwasserabfluss. Diese Änderung der Prozessdominanz ist eine Folge der sich im Einzugsgebiet ändernden Topographie und der bodenphysikalischen Eigenschaften. Die Dominanz der Hangneigung nimmt ab und das hat zur Folge, dass der Anteil, des Interflow am Gesamtabfluss um 15% zurückgeht. Die durchschnittlich abnehmende Hangneigung bewirkt zusätzlich eine Abnahme des Oberflächenabflusses. Dem Grundwasserabfluss kommt mit zunehmender Abflachung der Topographie und der Zunahme der Talauenflächen, die im Unterlauf der Ilm Ausmaße bis zu 300m haben können, immer mehr Bedeutung zu. Im langjährigen Mittel werden 47% des Niederschlags als Grundwasser abgeführt, 45% tragen zum Interflow bei und 9% fließen oberflächlich ab.

Zum Vergleich werden in Abbildung 5.32 für den gleichen Zeitraum die jährlichen Abflusskomponenten dargestellt, die bei Verwendung des topographisch basierten HRU-Ansatzes vom Modell für das Einzugsgebiet Niedertrebra berechnet werden. Schon bei der optischen Betrachtung werden deutliche Unterschiede in der Zusammensetzung der Abflusskomponenten sichtbar. So nimmt der prozentuale Anteil des Oberflächenabflusses fast ganz ab während der Interflow und der Grundwasserabfluss relativ ausgeglichen verteilt sind, der Interflow aber auch hier eine eher dominierende Rolle einnimmt. Im langjährigen Jahresmittel nimmt der Grundwasserabfluss 40%, der Interflow 58% und der Gründe für diese recht großen Unterschiede zum physiographischen HRU-Konzept liegen in der Flächendistribution. Da bei diesem Verfahren Teilflächen von Teileinzugsgebieten abgeleitet werden deren Landnutzung nur nach ihrer Dominanz parametrisiert wird, führt dies dazu, dass keine HRU entsteht, deren Landnutzung als versiegelte Fläche betrachtet wird. Dies hat zur Folge, dass Oberflächenabfluss nur in geringem Maße entsteht.

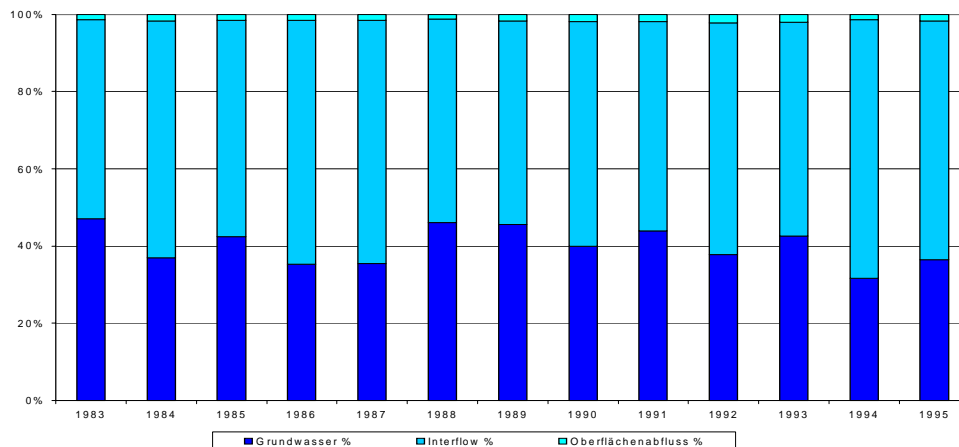


Abbildung 5.32: Prozentuale Verteilung der Abflusskomponenten am Gesamtabfluss im Einzugsgebiet Niedertrebra (topographisches HRU-Konzept)

Beim physiographischen HRU-Konzept dagegen, wird eine HRU „versiegelte Fläche“ ausgewiesen, die 9% der Gesamteinzugsgebietsfläche ausmacht. Gerade die versiegelte Fläche ist es aber die den entscheidenden Anteil zur Entstehung von Oberflächenabfluss im Einzugsgebiet der Ilm ausmacht. Ein weiterer Grund für die zu niedrig eingeschätzten oberflächlich auftretenden Abflüsse sind zusätzliche morphometrische Parameter, wie zum Beispiel die Oberflächenrauigkeit, die durch die Implementierung der Routing-Module benötigt werden, in einem so großen Einzugsgebiet aber nur abgeschätzt werden können.

Werden diese Parameter zu hoch gewählt infiltriert das oberflächlich abfließende Wasser am Hang und füllt so den Interflow und dann den Grundwasserspeicher. Es muss also festgehalten werden, dass der topographisch basierte Modellansatz in der in dieser Arbeit angewendeten Form, die Landschaftseinheiten in ihrer strukturellen Zusammensetzung nicht ausreichend genau abbildet, um alle in der Realität ablaufen Prozesse der Abflussbildung, richtig wiedergeben zu können. Hier müsste eine Parametrisierung erfolgen, deren Parameter im Präprocessing über Verteilungsfunktionen ermittelt werden.

Schlussendlich erfolgt der Vergleich der berechneten Abflusskomponenten bei Nutzung der topologisch basierten HRU-Ausweisung (Abbildung 5.33).

Da für diesen Ansatz die Flächendistribution gleich dem physiographischen Ansatz ist, kann hier ein Vergleich konzeptionelle Aufschlüsse bringen. Auch der topologisch basierte HRU-Ansatz weist eine ähnliche Zusammensetzung der Abflusskomponenten auf wie der physiographische Ansatz.

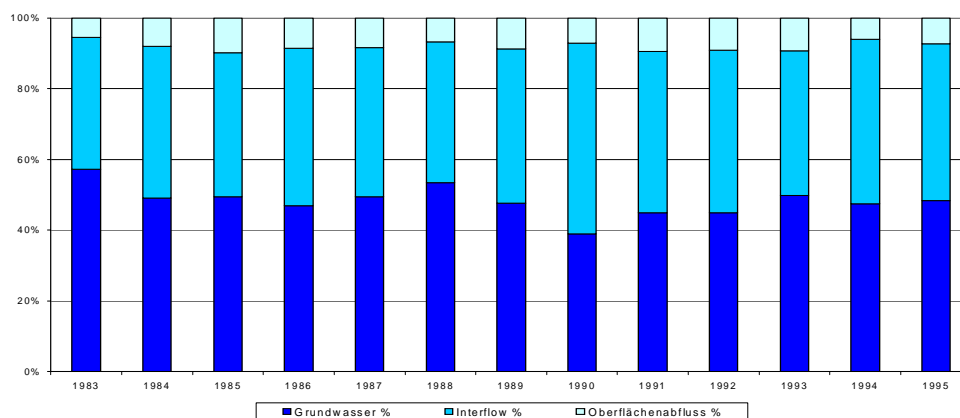


Abbildung 5.33: Prozentuale Verteilung der Abflusskomponenten am Gesamtabfluss im Einzugsgebiet Niedertrebra (topologisches HRU-Konzept)

Die prozentualen Anteile der Abflusskomponenten ändern sich nur sehr geringfügig im Vergleich zum physiographischen Ansatz und weisen einen höheren Grundwasserabfluss auf. Die verwendeten Flächendistributionen und Parametrisierungen lassen in diesem Fall den Schluss zu, dass das neuartige Konzept der Verknüpfung der oberflächlichen Abflüsse nur geringen Einfluss auf die Menge des abfließenden Wassers hat. Auch die Prozesse der Abflussbildung werden von diesem Konzept nicht sonderlich berührt. Der große Unterschied und das ist von entscheidender Bedeutung für die hydrologische Modellierung von Flusseinzugsgebieten der oberen Meso- oder sogar Makroskala ist, dass durch das Routing auf den Flächen und im Vorfluter die zeitliche Verteilung der Abflüsse erheblich genauer wiedergegeben werden kann.

5.5 Ereignisbezogene Hochwassermodellierung

Der folgende Abschnitt soll gemäß dem **Schwerpunktziel III** zeigen ob das Modellsystem PRMS/MMS in der Lage ist, mit den für die langfristigen Zeiträume und die tägliche Datenaufösung erhobenen Parametern auch kurzfristige Zeiträume mit stündlicher Auflösung mit der gleichen Güte zu berechnen. Dabei orientiert sich Auswahl der Beispieljahre an der Datenverfügbarkeit. Zur Modellierung standen zwei Zeiträume von ca. 3 Wochen im April und August des Hochwasserjahres 1981 zur Verfügung. Anhand dieser Zeiträume sollen die Modellergebnisse optisch ausgewertet werden.

Hochwasserentstehung ist nach UHLENBROOK & LEIBUNDGUT (1997 [239]) primär ein „Problem der Fläche in einem Einzugsgebiet“, deshalb ist die Flächennutzung von besonderer Bedeutung. Für die ereignisbezogene Hochwassermodellierung konnte nicht das gesamte Einzugsgebiet der Ilm herangezogen werden, da an allen für die langjährige Modellierung zur Verfügung stehenden Stationen die Eingabedaten (Niederschlag, Temperatur) nicht in ausreichend hoher zeitlicher Auflösung bereitgestellt werden konnten. Aus diesem Grund beziehen sich diese Untersuchungen auf das Gebiet des Oberlaufes der Ilm, da hier nur eine Niederschlagsstation benötigt wird um die räumliche Verteilung des Niederschlags in ausreichend genauer Form zu beschreiben. An der Station Schmücke lagen die erforderlichen Daten in stündlicher Auflösung für einen Zeitraum von mehreren Wochen vor.

Modelliert werden sollten jeweils ein Sommerhochwasser (August 1981) und ein für das Ilmeinzugsgebiet typisches Hochwasser im Frühling (April 1994).

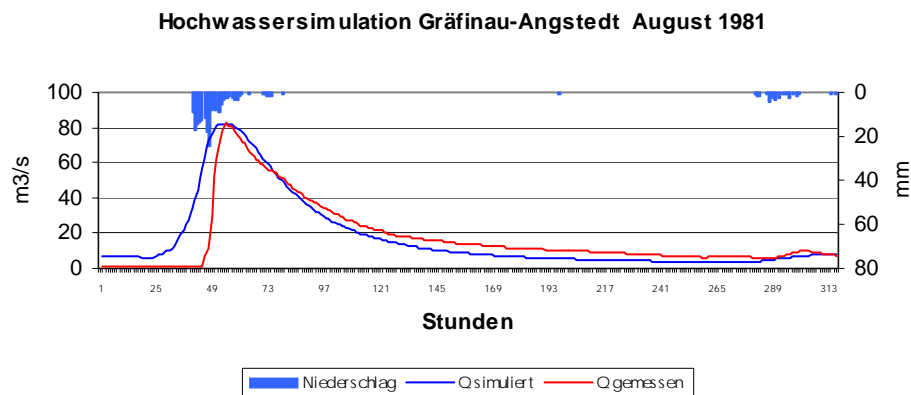


Abbildung 5.34: Hochwassersimulation im Einzugsgebiet des Pegels Gräfinau-Angstedt vom 08.08-21. 08.1981.

Die Simulation beider Hochwässer erfolgte mit dem schon in Kapitel 4.1.2 beschriebenen topographisch basieren HRU - Ansatz, um auch ein "Routing" und damit zeitliche Verzögerungen des Niederschlagswasserabflusses auf den Flächen und im Vorfluter gewährleisten zu können. Bei dieser Modellierung wurden alle aus der Langfristsimulation bekannten Parameter des Einzugsgebietes verwendet. Da es sich jedoch nicht um prozessorientierte HRUs im Sinne von FLÜGEL (1995 [94]) handelt, wurde die physiographische Ausstattung der Abflussflächen anhand der dominierenden Ausstattungsmerkmale parametrisiert. Es handelt sich also nicht um die reale Einzugsgebietscharakteristik.

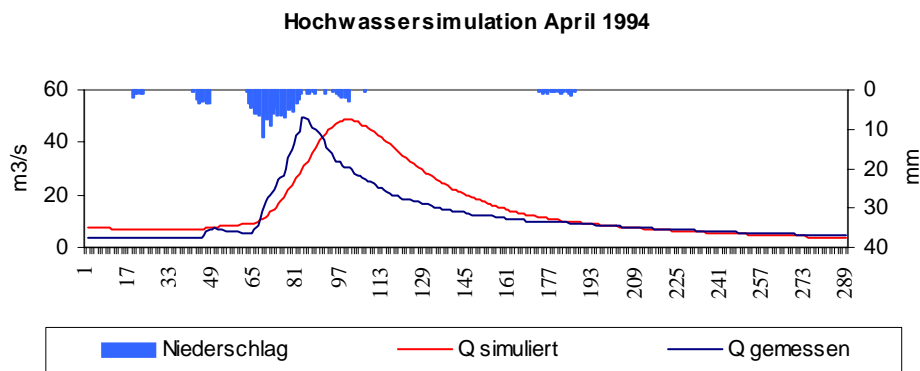


Abbildung 5.35: Hochwassersimulation im Einzugsgebiet des Pegels Gräfnau-Angstedt vom 10.04-21. 04.1994.

Die Ergebnisse der Kurzfristsimulation zeigen auch bei Nutzung der stündlichen Datenauf- lösung gute Übereinstimmungen der simulierten mit der beobachteten Abflusskurve. Sowohl die Höhe der Abflussspitzen als auch die Rezession der Abflusskurve werden gut wiedergegeben.

Bei der Berechnung der durch sommerliche Starkregen ausgelösten Hochwasserwelle wird der Anstieg der Abflussmengen gegenüber den gemessenen Werten zu früh und zu verzö- gert abgebildet. Ein Grund hierfür könnte sein, das die Gerinnerauhigkeiten und die Rau- higkeiten der Geländeoberfläche Parametrisierungsfehler aufweisen, da diesen Parametern keine empirisch erhobenen Werte, sondern nur Schätzungen zu Grunde lie- gen. Man könnte daher davon ausgehen, dass der Oberflächenabfluss fehlerhaft simuliert wird. Die Abflussspitzenwerte und die Rezession der Abflusskurve weisen anschließend jedoch gute Übereinstimmungen auf was darauf hindeutet, das sowohl die räumliche als auch die zeitliche Dynamik der Speicharentleerung und der Ablauf des Wassers im Gerinne gut parametrisiert wurden.

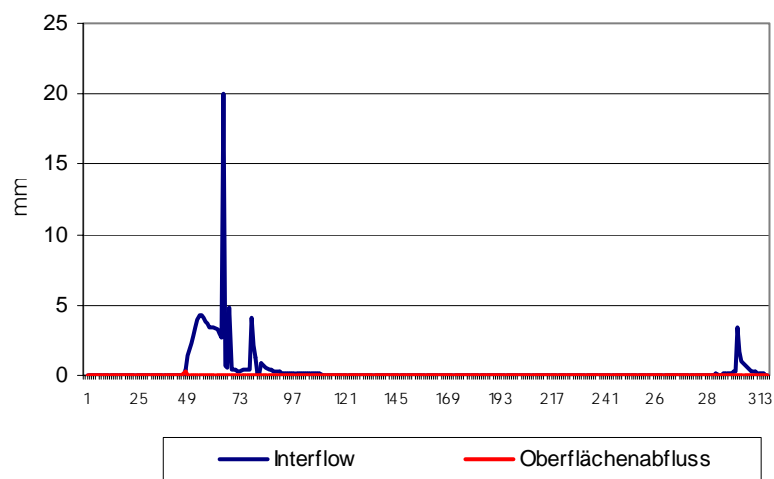


Abbildung 5.36: Interflow und Oberflächenabfluss bei stündlicher Datengrundlage im Sommer 1981

Bei Betrachtung der Abbildung 5.36 wird deutlich, dass bei dieser Modellierung der Interflow die entscheidende Abflusskomponente ist. Der zum Abfluss kommende Grundwasserabfluss bleibt bei dieser Zeitauflösung konstant, es erfolgt also keine Reaktion auf Niederschlagseintrag, der Oberflächenabfluss steigt nur kurzzeitig an. Die Interflowkomponente jedoch reagiert deutlich und führt zur Bildung der oben beschriebenen Abflusskurve.

Ein anderes Verhalten zeigte sich bei der Simulation des durch Schneeschmelze ausgelösten Hochwasserereignisses im April 1994 (Abbildung 5.35). Ein erster leichter Abflussanstieg am 11.04.1994 wird gar nicht simuliert und die dann am 12.04. durch anhaltende Niederschläge in Form von Regen und dem damit verbundenen Abschmelzen der vorhandenen Schneedecke ausgelöste Hochwasserwelle wird zeitlich versetzt aber von der Quantität gut wiedergegeben. Hier spielt die durch den Niederschlag eingetragene Energie, die im Modell keine Berücksichtigung findet, eine große Rolle. In Abbildung 5.37 wird deutlich, dass bei diesem Hochwasserereignis der Oberflächenabfluss schon eine gewisse Bedeutung erlangt. Auffällig ist aber dennoch, dass erst bei Auftreten von Interflow die Abflusskurve ansteigt, die zeitliche Dynamik der Abflusskurve also stark von der Modellkonzeption abhängt.

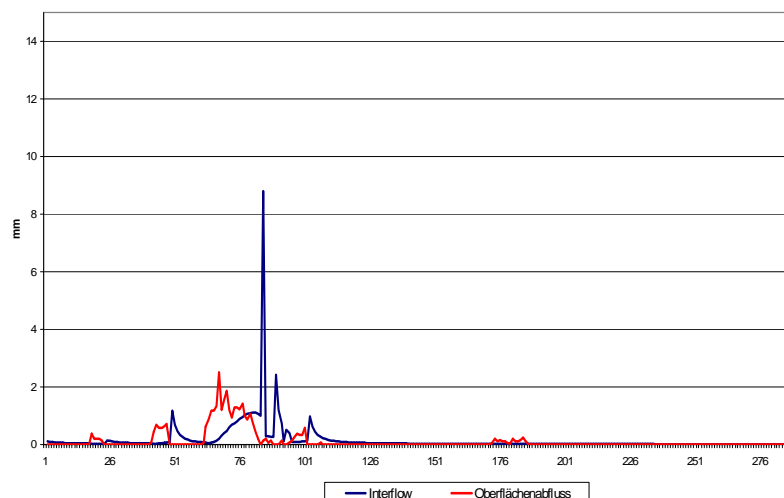


Abbildung 5.37: Interflow und Oberflächenabfluss bei stündlicher Datengrundlage im Frühjahr 1994

Allgemein kann zu den Simulationsergebnissen gesagt werden, dass PRMS/MMS durchaus in der Lage ist sowohl Hochwässer, die durch sommerliche starkregen Perioden ausgelöst werden, als auch Hochwässer die durch temperatur- oder niederschlagsbedingte Schneeschmelzprozesse hervorgerufen werden genau zu simulieren. Als problematisch erwies sich jedoch, dass der Anstieg der simulierten Kurve einen zeitlichen Versatz aufweist. Diese zeitliche Fehlsimulation muss auf die Modellkonzeption zurückgeführt werden. Da auch für diese Untersuchung der physiographische HRU-Ansatz gewählt wurde, werden hier die lateralen Flüsse im System nicht berücksichtigt. Da die Höhe der simulierten Abflussspitze und auch der abfallende Ast der Abflusskurve gut mit den gemessenen Werten übereinstimmen lässt sich die Schlussfolgerung aufstellen, dass bei zusätzlicher Nut-

zung der topologischen Routing Routinen auch der zeitliche Ablauf der Simulationen gut wiedergegeben wird.

5.6 Szenarien

5.6.1 Untersuchung eines Landnutzungs- Szenarios

Mit Hilfe szenarischer Landnutzungsänderungen sollte der Einfluss der Landnutzung auf das Abflussgeschehen dokumentiert werden. Das Szenario wurden jeweils für den Oberlauf der Ilm und das Gesamteinzugsgebiet gerechnet um auch die Wellenabflachung eines Hochwassers im Gerinne über die Entfernung zu berücksichtigen. Zudem sollte sich zeigen, ob der Anteil der Waldflächen an der Gesamteinzugsgebietsfläche bedeutenden Einfluss auf die Abflussmengen hat. Hier sollte insbesondere anhand eines Hochwasserereignisses deutlich gemacht werden, welchen Einfluss Wald auf die Hochwaserdämpfung hat. Schließlich zeigen die Reaktionen der Szenarien auch, ob die zuvor erfolgte Parametrisierung im Bezug auf die für die Landnutzung und die mit ihr rückgekoppelten Prozesse richtig war. Folgendes Szenario wurde untersucht:

Vollständige Rodung des Waldes und Ersatz durch Grünland (Szenario 0%)

Die gewählten Szenarien können in keinem Fall mit der Realität in Einklang gebracht werden. Die Untersuchung dient lediglich dem Zweck den großen Einfluss der Landnutzung und insbesondere des Waldes für den Wasserhaushalt eines Einzugsgebietes darzulegen.

Generell wirkt Wald aufgrund folgender Eigenschaften abflusshemmend:

Der Interzeptionsspeichers von bis zu 30 % des gefallenen Niederschlages, verringert die gefallene Niederschlagsmenge zum einen und bewirkt zum anderen eine zeitliche Verzögerung des Niederschlages bis zum Erreichen der Bodenoberfläche. Die Forstvegetation ist zusätzlich durch hohe Evapotranspirationsraten gekennzeichnet, die den Interzeptionspeicher und die durchwurzelte Bodenzone entleeren. Dies hat zur Folge, dass für die Abflussbildung weniger Wasser in der Bodenzone verfügbar ist. Auch die Streuschicht, die sich im Wald bildet ist ein nicht zu vernachlässigender faktor für die Abflusshemmung, da hier ebenso wie auf der Vegetationsoberfläche Wasser interzeptiert und durch die hohe Oberflächenrauigkeit eher in den Boden infiltriert wird. Zudem besitzen Waldböden aufgrund ihrer guten Durchwurzelung und der großen biologischen Aktivität ebenfalls hohe Infiltrations- und Speicherleistung für Niederschlagswasser. Im gemäßigten Klimabereich entsteht daher auf Waldböden in der Regel kein Oberflächenabfluss.

Diese Aussagen lassen sich mit den Szenarien deutlich belegen.

Beim Vergleich der Simulationen wurde das physiogeographische HRU-Konzept verwendet und nur die Parameter verändert, die von der Veränderung der Landnutzung betroffen sind. Im Einzugsgebiet des Pegels Gräfnau-Angstedt wurden demnach alle Flächen, die zuvor als Wald klassifiziert und parametrisiert worden sind szenarisch in Grünland umgewandelt.

Bei Betrachtung der Auswirkungen dieses Szenarios wurde als Zeitraum der März und April 1994 gewählt, da sich am 13.04.1994 eines der im Untersuchungszeitraum höchsten Hochwässer ereignet hat.

Abbildung 5.38 macht deutlich, dass der 70% Waldanteil im Oberlauf der Ilm entscheidenden Einfluss auf die Menge des abfließenden Wassers hat. Ohne Wald kommt nahezu die doppelte Wassermenge zum Abfluß. Weiter ist zu beobachten, dass auch die Abflussverzögerung, welche die Vegetation bewirken würde gut abgebildet wird. Der Wald verzögert die Abflussspitzen um bis zu zwei Tage.

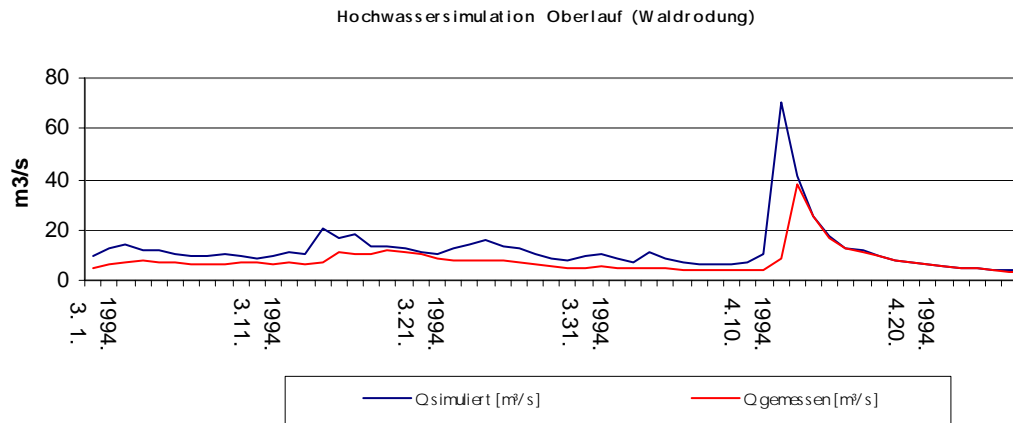


Abbildung 5.38: Simulation des Hochwassers im April 1994 bei Annahme von Walddrohung

In einem nächsten Schritt sollen die Änderungen der Wasserhaushaltskomponenten im gesamten Untersuchungszeitraum Aufschluss darüber geben, wie sich die fehlende Vegetation auf die einzelnen Komponenten auswirkt.

Abbildung 5.39 verdeutlicht, dass der Oberflächenabfluss im Einzugsgebiet auf jährlicher Basis im Zeitraum von 1983-1995 nahezu verdoppelt wurde. Dies geschieht aufgrund der fehlenden Infiltration natürlich zu Lasten des Interflows und des Grundwasserabflusses, deren Abflussmengen in diesem Zeitraum abnahmen.

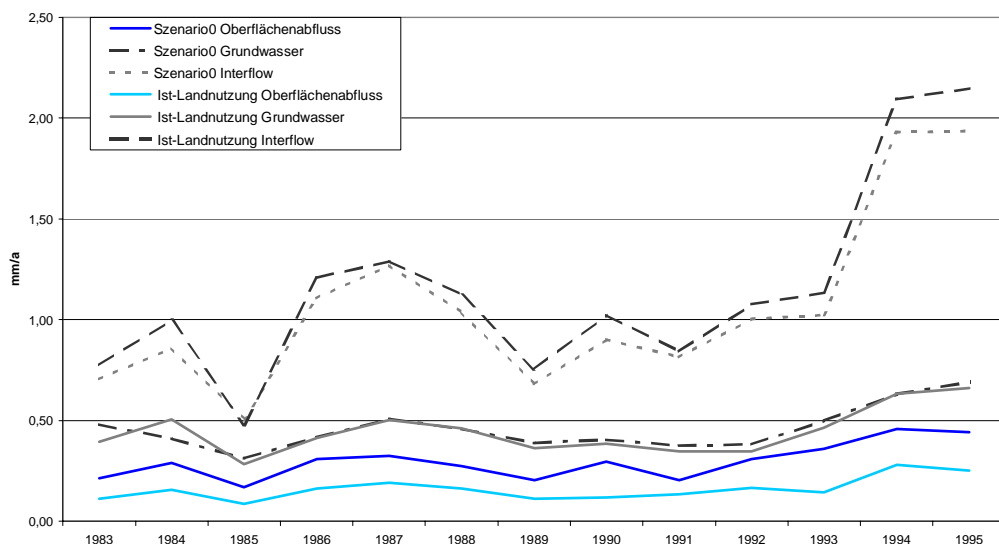


Abbildung 5.39: Vergleich der Wasserhaushaltskomponenten bei veränderter Landnutzung im Einzugsgebiet Gräfinau-Angstedt

Auch auf andere Komponenten des Wasserhaushaltes wirkt sich die Veränderung der Landnutzung aus. Im speziellen wurden noch die Auswirkungen der Waldrodung auf die aktuelle Evapotranspiration im Einzugsgebiet getestet. Wie in Abbildung deutlich wird hat die Veränderung der Vegetation deutlichen Einfluss auf das Verdunstungsverhalten der Landschaft, so werden im jährlichen Mittel im Zeitraum zwischen 1983 und 1995 ca. 120mm weniger Wasser verdunstet. Da diese Wassermenge dem System nicht verloren geht, steht sie zur Abflussbildung zur Verfügung.

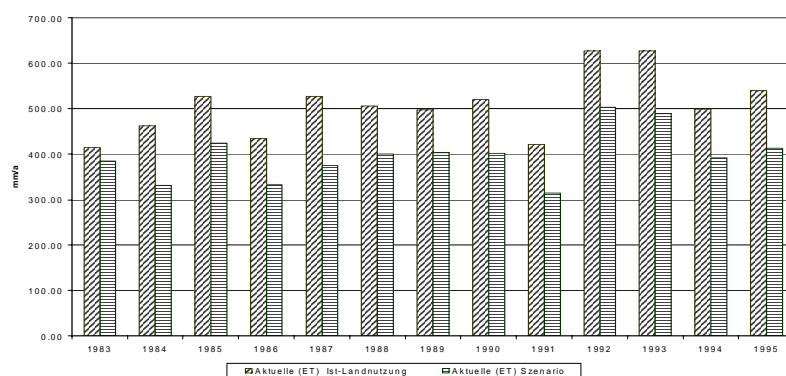


Abbildung 5.40: Vergleich der aktuellen Evapotranspiration bei "realer" und veränderter Landnutzung

Zum Vergleich der Auswirkungen wurde der Wald im Gesamteinzugsgebiet ebenfalls in Grünland umgewandelt. Auch hier zeigt sich, wie schon am Oberlauf der Ilm, eine deutlicher Anstieg der Oberflächenabflusskomponente auf Kosten des Interflows und des Grundwasserabflusses. Der prozentuale Anteil der Waldflächen, deren Anteil im Gesamtgebiet mit 31% nur noch die Hälfte des Anteils der Waldflächen im Oberlauf der Ilm beträgt löst also ein ähnliches Abflussverhalten aus. Beträgt der langjährige Mittelwert des entstehenden Oberflächenabflusses am Oberlauf 110mm/a, so liegt er im Gesamtgebiet nur noch bei 37mm/a. Im Gesamtgebiet machen sich also noch anderer Einflüsse auf den Oberflächenabfluss bemerkbar.

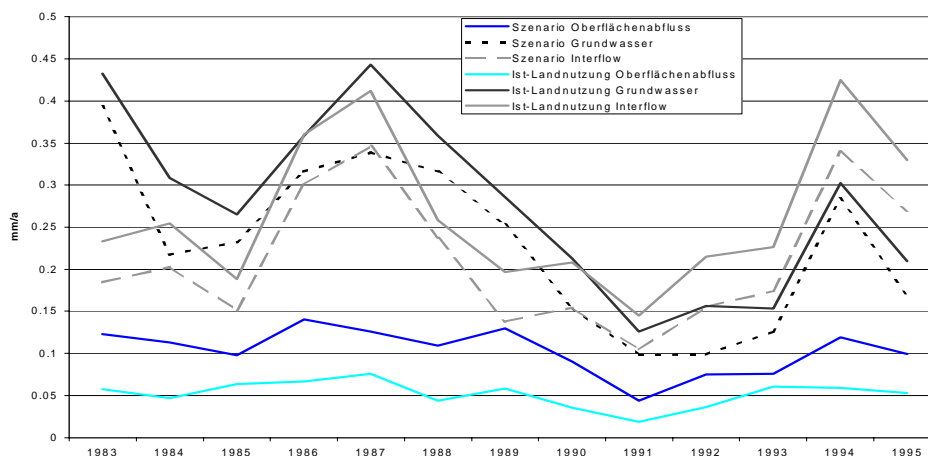


Abbildung 5.41: Vergleich der Wasserhaushaltskomponenten bei veränderter Landnutzung im Einzugsgebiet Niedertrebra

Auch bei den Verdunstungswerten zeigen sich Differenzen zwischen Oberlauf und Gesamtgebiet die auf klimatologische Einflüsse zurückgeführt werden müssen. So verdunstet im Gesamtgebiet, durch die höheren Temperaturen und den nahezu semiariden Charakter mehr Wasser als am Oberlauf, so dass die Differenz der Verdunstung mit und ohne Wald nur noch bei 80mm liegt.

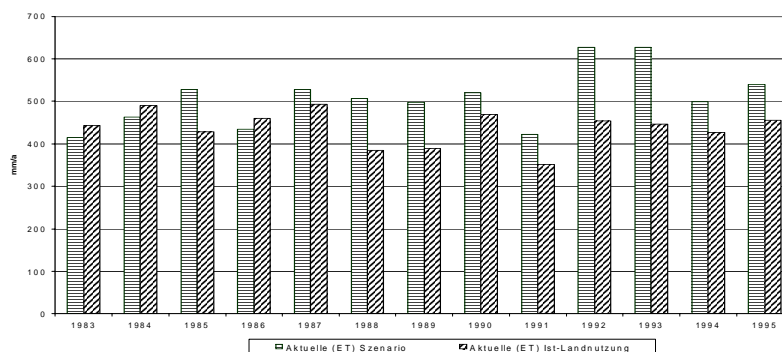


Abbildung 5.42: Vergleich der aktuellen Evapotranspiration bei "realer" und veränderter Landnutzung

Mit diesem Szenario zeigt sich also die Bedeutung des Waldes für die Entstehung der unterschiedlichen Abflusskomponenten und damit auch für den Wasserhaushalt eines Einzugsgebietes da am Oberlauf der Ilm der Anteil des Waldes mit 68% der Gesamtfläche sehr dominant ist wirkt sich das gewählte Szenario auch dementsprechend aus. Eigene Untersuchungen haben ergeben, dass zumindest im Winter noch eine Verschärfung dieser Situation eintritt, wenn die Umnutzung anstatt in Grünland in Ackerland erfolgt. Für das Einzugsgebietsmanagement wird dieses Ergebnis keine Folgen haben, da zur Zeit eher der Trend besteht Flächen aufzuforsten als abzuholzen aber für die Forstwirtschaft, könnte dies bedeuten, dass eine Änderung der Rodungsform von der Kahlschlagwirtschaft zur Plenterwirtschaft sich in naher Zukunft auch politisch durchsetzen ließe, um zumindest in kleinen Einzugsgebieten die Hochwassergefahr zu reduzieren. Diese Umstellung der Forstwirtschaft hätte durchaus positive Auswirkungen auf den Wasserhaushalt.

KAPITEL 6

Zusammenfassung und Ausblick

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, verschiedene Konzepte zur räumlichen Distribution von HRUs und damit verbunden, unterschiedliche Modellierungskonzepte auf verschiedenen Einzugsgebietsgrößen innerhalb der Mesoskala auf die realistische Abbildung der Abflussbildungsprozesse zu untersuchen. Grundgedanke war, dass diese Prozesse ein hohes Maß an Skalenabhängigkeit besitzen d.h. die Dominanz der unterschiedlichen Prozesse sich mit der Größe des Einzugsgebietes ändert. Spielt in kleinen Einzugsgebieten beispielsweise die Art der Entstehung des Oberflächenabflusses (Infiltrationsüberschuss oder Sättigungsflächenabfluss) nach HORTON oder DUNNE und die zeitliche Verzögerung dieser Abflüsse auf der Fläche die entscheidende Rolle, so ändert sich das mit zunehmender Einzugsgebietsgröße, bei der dann die hydrologischen und hydraulischen Prozesse im Gerinne an Bedeutung gewinnen. In Kapitel 4.1 werden die unterschiedlichen Konzepte zur Einteilung von Einzugsgebieten in räumliche Modelleinheiten vorgestellt. Das HRU Konzept erschien für diese Art der Untersuchung geeignet, da hier die hydrologische Skalenunabhängigkeit gewährleistet ist und gleichzeitig die hydrologischen Prozesse so physikalisch basiert wie möglich nachgebildet werden können. Die aus dem HRU-Konzept entwickelten Raumgliederungen werden im Folgenden nochmals vorgestellt:

Hydrologische Raumgliederung und Modellkonzepte

Es wurden drei unterschiedliche Methoden der hydrologischen Raumgliederung miteinander verglichen. Grundannahme war bei allen Raumgliederungen die, dass die abgeleiteten Flächen den Charakter einer HRU erhalten, hydrologisch also eine im Verhältnis zu den benachbarten Flächen ähnliche Dynamik aufweisen. Diese Raumgliederung richtet sich letztlich nach der Fragestellung, und hat sich in vielen Studien (Kapitel 4.2.1), die sich mit der Einzugsgebietsmodellierung auf der Mesoskala beschäftigen, bewährt.

Im Kontext der Ergebnisse scheint die Modellstruktur von größerer Bedeutung zu sein. Sie bestimmt welche Prozesse durch welche Algorithmen dargestellt werden und steuert die Interaktion zwischen diesen Prozessen. In dieser Arbeit wurden analog zu den drei Flächen-distributionskonzepten innerhalb des Modellsystems MMS drei Modellstrukturen (Kapitel 4.1) aufgebaut, die im Grundsatz und ihrer Entwicklung aufeinander aufbauen also jeweils Weiterentwicklungen darstellen. Das topographisch basierte HRU-Konzept nach Leavesley et al. (1983 [152]) besitzt die Vorteile, dass die Flächenausweisung automatisch mit Hilfe von GIS-Routinen abläuft die im eigens dafür entwickelten GIS-Tool Weasel implementiert sind. Bei diesem Ansatz ist ein weiterer Vorteil dass die Flächentopologie bekannt ist, da die Teilflächen jeweils mit einem Gewässersegment verknüpft werden können und so auch laterale Prozesse flächenscharf modelliert werden können. Der Nachteil dieses Konzeptes ist, dass die dominierenden Prozesse nicht eindeutig bestimmt werden können, da die Heterogenität der Modelleinheiten vernachlässigt wird, und von einer dominierenden physiographischen Ausstattung aus, die Berechnung erfolgt. Ein weiterer Nachteil ist, dass jeweils

nur eine Teilfläche in ein Vorflutersegment entwässern kann, was nur in sehr seltenen Fällen der Realität entspricht.

Der physiographische Modellansatz ist eine Weiterentwicklung des eben besprochenen Konzeptes. Hier werden mit Hilfe von Overlay-Analysen physiographische Gebietsmerkmale miteinander Verschnitten, so dass Flächen entstehen bei denen davon ausgegangen wird, dass sie hydrologische ähnlich reagieren. Der Vorteil dieses Ansatzes ist, dass die vertikalen Prozesse flächenscharf und skalunabhängig nachgebildet werden können. Als problematisch erweist sich jedoch, dass die Flächen nicht räumlich verortet sind, was eine Modellierung der lateralen Prozesse unmöglich macht. Die Abflüsse aus den einzelnen HRU-Teilflächen werden erst am Einzugsgebietsauslass aufsummiert, was dazu führt, dass Zeitverzögerungen auf den Flächen und im Gerinne durch diesen Ansatz nicht explizit berücksichtigt werden können.

Das letzte hier untersuchte Modellkonzept stellt eine Weiterentwicklung und Kombination der oben beschriebenen Verfahren dar. Es versucht dabei die Vorteile beider Verfahren zu verknüpfen ohne die Nachteile in Kauf nehmen zu müssen. Die Flächenausweisung erfolgt also auf die gleiche prozessorientierte Weise wie beim physiographischen Konzept, nur werden hier die ausgewiesenen Flächen in einem zweiten Schritt mittels eines neu entwickelten GIS-Toolkits topologische verortet und so miteinander und mit dem Gewässernetz verknüpft. So besteht die Möglichkeit sowohl vertikale als auch laterale Prozesse flächenscharf nachbilden zu können.

Das deterministisch, distributive N-A-Modell PRMS und seine Entwicklungsumgebung MMS

Zur Modellierung des Wasserhaushaltes in drei Teileinzugsgebieten der Ilm wurde das Precipitation-Runoff-Modelling-System (PRMS) in seiner Entwicklungsumgebung MMS verwendet. PRMS ist ein physikalisch basiertes, distributives Niederschlags-Abflussmodell. Der modulare Aufbau stellt die Erweiterbarkeit und Offenheit des Systems sicher. Modular bedeutet, dass in PRMS die Abbildung der einzelnen Prozesse des Wasserkreislaufs jeweils in einem eigenständigen Modul programmiert wurde. Die Module werden über die Entwicklungsumgebung des MMS verwaltet und mit den Eingabedaten versorgt. Auch die Datenausgabe erfolgt über MMS. Durch seine offene modulare Struktur und seinen open source Status ist es möglich, das Modellsystem den jeweiligen Nutzungsansprüchen oder Neuentwicklungen anzupassen. In dieser Arbeit wurde der Versuch unternommen verschiedene in MMS erstellte Modellkonzepte, in Einzugsgebieten unterschiedlicher Größenordnung und landschaftlicher Ausstattung, auf ihre Simulationsergebnisse hin zu untersuchen.

Zur Korrektur der meteorologischen Variablen Temperatur, Niederschlag und Solarstrahlung ist modellseitig eine differenzierte Möglichkeit geschaffen. Hier wäre es aufgrund der in Mitteleuropa sehr heterogenen klimatischen Verhältnisse wünschenswert, wenn diese Korrekturmöglichkeit nicht nur monatlich, sondern täglich möglich wäre. Das Modell PRMS beschreibt die oberirdisch ablaufenden Prozesse sehr detailliert. Die Prozesse der Interzeption und des Schneedeckenauf- bzw. -abbaus beispielsweise, werden im Modell relativ genau durch physikalisch basierte Parameter beschrieben und wiedergegeben. Insbesondere die Modellierung des Schneespeichers lieferte in allen Simulationen realistische Werte. Als problematisch erweisen sich allerdings die in Mitteleuropa häufig auftretenden Mischniederschläge, die vom Modell nicht eindeutig quantifiziert werden können. Auch Regenniederschläge, die auf eine Schneedecke fallen, bewirken, da die zugeführte Energie vom Modell nicht berücksichtigt wird, leichte Fehlsimulationen. Für die Modellierung

der Abflussbildung werden einfachere Ansätze angewendet. Hier ist hervorzuheben, dass zumindest der Oberflächenabfluss gut konzeptionalisiert ist. Dieses Modul nutzt zur Bestimmung von Sättigungsflächen das variable source area concept. Demgegenüber ist die Bodenwasserroutine mit dem Schwellenwertansatz der nutzbaren Feldkapazität sehr einfach gestaltet und die Speicherentleerung bildet die Realität nicht genau ab. Der Interflow wird durch einen von zwei Parametern beschriebenen nichtlinearen Ansatz berechnet, was den Vorteil hat, dass schneller Abflussanstieg und langsame Retentionsphase gleichzeitig gerechnet werden können. Hier unterscheidet sich die Berechnung des Interflow von der des Grundwasserabflusses, die durch nur einen Einzellinearspeicher wiedergegeben wird. Da die Berechnung der Bodenwasserbewegung neben der Evapotranspiration zu den sensitivsten Bereichen innerhalb des Modellsystems gehört, liegen in der in PRMS gewählten Abbildung dieser komplexen Prozesse Fehlerquellen, die großen Einfluss auf die Simulationsergebnisse haben können. Als problematisch erweist sich die hohe Anzahl von Parametern, die aufgrund des distributiven Charakters von PRMS zum Teil auch von der Anzahl der ausgewiesenen Teilflächen abhängt. Dies macht die Parametrisierung und Kalibrierung des Modells sehr aufwendig.

Als Vorteilhaft erweisen sich die hohe Parameterzahl und die damit verbundene detaillierte Prozessfassung dann, wenn szenarische Veränderungen im Einzugsgebiet simuliert werden sollen. Auch die Modellierung von zeitlich hochaufgelösten Einzelereignissen ist mit dem Modellsystem möglich. Es muss jedoch immer vorausgesetzt werden, dass die Prozesse richtig abgebildet werden. Zusammengefasst kann gesagt werden, dass PRMS in seiner Entwicklungsumgebung MMS ein flexibles Modellsystem ist, welches die hydrologischen Prozesse hinlänglich detailliert wiedergeben kann.

Ergebnisse

Generell ist zu sagen, dass auf Grundlage der Kalibrierung und Validierung des Modells mit Hilfe des physiographischen Ansatzes alle weiteren Untersuchungen vorgenommen wurden. Die Modellkalibrierung wurde dabei für den Zeitraum der hydrologischen Jahre 1978-1982 vorgenommen die Validierung erfolgte für den Zeitraum der hydrologischen Jahre 1979-1995.

Hervorzuheben ist hier, dass im Einzugsgebiet des Pegels Gräfinau-Angstedt alle modellierten Jahre gute bis sehr gute Korrelationen zwischen simulierten und gemessenen Abflusswerten aufweisen während bei einer Vergrößerung der Einzugsgebietsfläche die Korrelationen generell schlechter werden. Das Jahr 1988 bildet mit seinen hohen Korrelationen zwischen 0.95 und 0.90 eine Ausnahme. Auch die Gesamteffizienz des Validierungszeitraumes verschlechtert sich vom Oberlauf (0.63) über den Mittellauf (0.58) bis zum Gesamteinzugsgebiet (0.50) kontinuierlich. Diese Effizienzwerte können nicht mehr als gute Abbildungen des Niederschlag-Abflussgeschehens angesehen werden. Aus den in Kapitel 5 vorgestellten Ergebnissen kann geschlossen werden, dass das hier verwendete Modellkonzept die hydrologischen Prozesse in Einzugsgebieten der mittleren Mesoskala bis 200km² gut nachbilden kann. Ändert sich jedoch mit der Einzugsgebietsgröße die Dominanz der hydrologischen Prozesse und treten die lateralen hydraulischen und morphometrischen Prozesse in den Vordergrund, so können diese vom physiographischen Modellansatz aufgrund fehlender Prozessalgorithmen nicht nachgebildet werden. Da beim physiographisch basierten HRU-Konzept keine routing Funktionen berücksichtigt werden, also sowohl der laterale flächenhafte, als auch der Gerinneabfluss nicht nachgebildet werden, diese aber gerade in Einzugsgebieten der Mesoskala von entscheidender Bedeutung sind, kommt es zu fehlerhaften Modellierungsergebnissen.

Um Aussagen über das Modellierungsverhalten und die Sensitivität des Modells machen zu können wurden der HRU-Ableitung zwei verschiedene Landnutzungsdatengrundlagen zu Grunde gelegt. Hiermit sollte die Untersuchungen zum Schwerpunktziel II abgedeckt werden.

Es stellt sich heraus, dass in allen drei Teileinzugsgebieten, die Datengrundlage Einfluss auf die Simulationsergebnisse hat. So wurden durch die Nutzung einer genauere Landnutzungsinformation, bei gleicher Grundparametrisierung, Verbesserungen in den Korrelationsergebnissen erreicht. Weiterhin fiel auf, dass die Korrelationsverbesserungen in den Einzugsgebieten Gräfinau-Angstedt und Mellingen nur minimal, im Gesamteinzugsgebiet jedoch sehr deutlich ausfallen. Auch die allgemeine Verschlechterung der Korrelationsergebnisse mit zunehmender Einzugsgebietsgröße, wie oben schon angemerkt, kann herausgestellt werden. Die anderen statistischen Werte wiesen diesen einheitlichen Trend nicht auf. Hier muss davon ausgegangen werden, dass es sich um einen systematisch bedingten Fehler handelt. Das Modellkonzept und die sich ändernde Einzugsgebietsgröße können nicht allein für die Simulationsergebnisse verantwortlich gemacht werden. Diese Ergebnisse scheinen ebenso eine Folge der Parametrisierung, wie der sich im Einzugsgebiet ändernden hydrometeorologischen Bedingungen zu sein.

Da gerade der Niederschlag ein wichtiges Eingabekriterium für die hydrologische Modellierung darstellt, wurde entsprechend des Schwerpunktzieles II untersucht, ob verschiedenartige Konzepte zur Berücksichtigung dieser räumlich variablen Niederschlagsverteilung, Auswirkungen auf die Ergebnisse der Modellierung haben. Zur Anwendung kamen das Verfahren nach Thiessen (Mittelsenkrechtenmethode) und die im GIS ARC/INFO standardmäßig implementierte Spline-Methode mit deren Hilfe die Niederschläge eindeutig einer Höhenlage zugewiesen werden können. Eine vergleichende Anwendung dieser Methoden wurde auf dem durch den Pegel Niedertrebra begrenzten Einzugsgebiet der Ilm (Gesamtgebiet) durchgeführt. Als Vergleichsdatengrundlage dienten hier die Kalibrierungsjahre 1978-1982.

Generell muss konstatiert werden, dass die Korrelationskoeffizienten bei beiden Regionalisierungsverfahren meist gute Werte erreichen, was darauf hindeutet, dass die hydrologische Dynamik grundsätzlich richtig abgebildet wird. Die Verbesserung des Korrelationskoeffizienten in allen Simulationsjahren deutet allerdings darauf hin, dass die Abflussdynamik bei Verwendung der orographisch basierten Regionalisierungsmethode besser abgebildet wird als beim Mittelsenkrechten-Verfahren nach Thiessen. Durch die realitätsnähere Verteilung der Niederschläge ergeben sich in den Jahren 1979, 1981 und 1982 Modelleffizienzverbesserungen. Besonders das hydrologische Jahr 1981 ist in diesem Fall hervorzuheben, da in diesem Jahr sowohl ein extremes Frühjahrs- als auch ein Sommerhochwasser auftreten. Die deutliche Verbesserung der Modelleffizienz weist darauf hin, dass diese Ereignisse durch die Verwendung des Spline-Ansatzes besser wiedergegeben werden. Die logarithmische Effizienz deren Werte als nicht hinreichend gut zu bezeichnen sind, lässt darauf schließen, dass Niedrigwasserperioden im Einzugsgebiet des Pegels Niedertrebra meist schlecht simuliert werden.

Es ist also festzuhalten, dass die genaue mengen- und flächenmäßige Verteilung des Niederschlags als Eingabedatum für die hydrologische Modellierung von großer Bedeutung sind. Gerade in Einzugsgebieten die ein hohes Maß an Niederschlagsheterogenität aufweisen, sollte daher eine Regionalisierungsmethode gewählt werden, die dieser Heterogenität gerecht wird. Zukünftige Untersuchungen sollten daher darauf zielen neue Verfahren zu entwickeln, die räumliche und zeitliche Niederschlagsvariabilität noch genauer nach-

bilden zu können. Zudem sollten Untersuchungen mit verdichteten Sondermessnetzen durchgeführt werden, um Abwägen zu können, ob der Kostenaufwand der Verbesserung der Ergebnisse Rechnung trägt. Ergebnisverbesserungen könnten zusätzlich durch modellinterne Veränderungen erreicht werden. Hier wäre eine Korrektur der Niederschläge auf täglicher Basis von Vorteil.

Ein Vergleich der drei auf Grundlage des Schwerpunktzieles I für das Gesamtgebiet getesteten Modellkonzepte ergibt, dass das topologische Modellkonzept, welches im Grunde eine Weiterentwicklung der beiden anderen Konzepte darstellt und deren Schwächen als Grundlage für die Konzeptionsverbesserung herangezogen hat, deutliche Vorteile bei der Modellierung des Niederschlag-Abflussgeschehens im Einzugsgebiet der Ilm aufweist. Neben der Verbesserung der Korrelation wird zusätzlich die Modelleffizienz erheblich verbessert und ist in allen Untersuchungsjahren als gut zu bezeichnen. Mit diesem Konzept, das eine skalenunabhängige prozessorientierte und physikalisch basierte Methode zur hydrologischen Modellierung bereitstellt gelingt möglicherweise der Schritt auch auf noch größere Einzugsgebiete, da sowohl laterale als auch vertikale Prozesse flächenscharf nachgebildet werden können.

Auch für die Schwerpunktziele III und IV der Arbeit lassen sich positive Aussagen zum Modellsystem und den angewendeten Konzepten machen. So war PRMS/MMS in der Lage sowohl Hochwässer, die durch sommerliche Starkregen-Perioden ausgelöst werden, als auch Hochwässer die durch temperatur- oder niederschlagsbedingte Schneeschmelzprozesse hervorgerufen werden, genau zu simulieren. Als problematisch erwies sich jedoch, dass der zeitliche Versatz der simulierten Kurve, der in den fehlenden Routing Modulen der physiographischen Modellkonzeption begründet ist. Die Höhe der simulierten Abflussspitze und auch der abfallende Ast der Abflusskurve werden meist gut simuliert. Anzumerken sei hier jedoch, dass die in diesem Einzugsgebiet vorherrschende Datenlage als außerordentlich gut zu betrachten ist. Für Simulationen größerer Einzugsgebiete kann keinesfalls davon ausgegangen werden die hydrometeorologischen Daten in der gleichen hohen zeitlichen Auflösung zu erhalten, wie dies in dieser Arbeit zumindest für kurze Zeiträume der Fall war.

Anhand des Szenarios Schwerpunktziel IV lässt sich der Einfluss des Waldes auf den Wasserhaushalt nachweisen. Besonders dann, wenn Waldflächen die dominierende Landnutzung sind, muss bei Veränderung dieser Flächen mit drastischen Auswirkungen auf den Wasserhaushalt gerechnet werden. Hervorzuheben ist weiterhin, dass anhand dieser szenarischen Änderungen ebenfalls die damit verbundenen Auswirkungen auf einzelne Komponenten des Wasserhaushaltes untersucht wurden und als Ergebnis herauskam, dass das physiographische HRU-Konzept die Prozesse der Evapotranspiration und der Abflussbildung hinreichend genau wiedergeben kann.

Insgesamt betrachtet, steht mit dem Modellsystem PRMS/MMS und den hier vorgestellten Modellkonzepten ein Werkzeug zur Modellierung des Wasserhaushaltes von mesoskaligen Einzugsgebieten zur Verfügung, mit dem die Prozesse der Abflussbildung und -konzentration flächentreu und physikalisch begründet mit meist guter Qualität nachgebildet werden können. In wie weit die Konzepte auch auf der Makroskala anwendbar sind muss noch untersucht werden. Da die Modellkonzepte innerhalb der Mesoskala auf unterschiedlichen Einzugsgebietsgrößen angewendet wurden kann auch von einer möglichen Übertragbarkeit ausgegangen werden. Generell sind am System selbst wie oben bereits erwähnt noch Verbesserungen hinsichtlich der Abbildung der verschiedenen Prozesse vorzunehmen, insbesondere die Abbildung der Bodenwasserdynamik und der Evapotranspirationsprozesse lassen Verbesserungen zu. In Bezug auf die Skalenproblematik kann festgehalten werden, dass mit Hilfe des topologischen HRU-Konzeptes eine Entwicklung gelungen ist, um auf der

Mesoskala den Wasserhaushalt, skalenunabhängig und trotzdem prozessorientiert nachbilden zu können. In einem nächsten Schritt müsste die Eignung des Ansatzes auf anderen Zeit- und Raumskalen erfolgen.

Ausblick

Im Kontext einer integrierten Systemanalyse und vor dem Hintergrund des momentanen Standes der Soft- und Hardwaretechnologie, zeigen sich die Möglichkeiten der in dieser Arbeit vorgestellten Modellierungsansätze. So kann festgehalten werden, dass die Offenheit und Modularität von Systemen zur Abbildung von Umweltprozessen ein entscheidendes Kriterium für die Weiterentwicklung skalenunabhängiger Modellierungsverfahren ist. Voraussetzung für diese „offenen Modellierungssysteme“ ist die Verschmelzung bereits bestehender Modellcodes mit Hilfe hydroinformatischer Werkzeuge. Das bedeutet, dass Standards eingeführt werden müssen um Schnittstellen zwischen Modellen und Benutzern zu definieren, damit verschiedene Modellsysteme anwenderfreundlich miteinander kombiniert werden können. Diese Standards sollten weiterhin die Kompatibilität zu anderen open source Softwareprodukten, sowie verschiedenen Datenbankmanagementsystemen und Geoinformationssystemen garantieren. Würden diese Systeme dann einer großen Nutzergruppe zugänglich gemacht, stünde einer rasanten Weiterentwicklung dieser Tools nichts mehr im Wege. Mit der modularen Entwicklungsumgebung MMS und seiner auf der Programmiersprache JAVA basierenden Weiterentwicklung OMS sind erste Schritte getan um dieser Philosophie gerecht zu werden. Der nächste Schritt besteht darin die Entwickler und die Nutzer in einem Wissenspool zu vereinigen um die Werkzeuge, den Fragestellungen anzupassen.

Anhang

Tabelle A 1: HRU-Ausweisung Pegelinzugsgebiet Gräfinau-Angstedt auf Grundlage der Landnutzung aus der infrarot Luftbildbefliegung

HRU-Ausweisung Einzugsgebiet Gräfinau- Angstedt Datengrundlage CIR-Kartierung								
Klasse	Fläche (km ²)	Fläche (%)	Boden	Landnutzung	Geologie	Exposition	mittlere Hangneig.(°)	Höhe (m)
20	8.8	5.7	-	Wasser	-	-	-	590
80	19.6	12.7	-	versiegelt	-	-	-	563
11172	2.9	1.9	Braunerde	Wald	Kristallin	NW-NE	2.8	723
11242	5.3	3.4	Braunerde	Acker	Sandstein	NW-NE	6.3	539
11353	3.5	2.2	Pseudogley	Grünland	Lockergestein	NW-NE	2.4	504
11373	3.0	2.0	Pseudogley	Wald	Lockergestein	NW-NE	2.0	539
12172	18.7	12.1	Braunerde	Wald	Kristallin	NW-NE	8.7	677
13172	8.0	5.2	Braunerde	Wald	Kristallin	NW-NE	18.8	653
21172	4.4	2.8	Braunerde	Wald	Kristallin	NE-SE , SW-NW	2.6	737
21342	3.0	1.9	Braunerde	Wald	Lockergestein	NE-SE , SW-NW	4.0	501
21353	5.3	3.5	Pseudogley	Grünland	Lockergestein	NE-SE , SW-NW	2.5	498
21373	2.0	1.3	Pseudogley	Wald	Lockergestein	NE-SE , SW-NW	2.0	554
22152	3.6	2.4	Braunerde	Grünland	Kristallin	NE-SE , SW-NW	9.2	596
22172	28.4	18.4	Braunerde	Wald	Kristallin	NE-SE , SW-NW	9.0	700
23172	14.3	9.3	Braunerde	Wald	Kristallin	NE-SE , SW-NW	18.8	668
31352	4.2	2.7	Braunerde	Grünland	Lockergestein	SE-SW	4.8	512
32172	12.4	8.0	Braunerde	Wald	Kristallin	SE-SW	8.0	674
33172	7.0	4.6	Braunerde	Wald	Kristallin	SE-SW	18.7	648

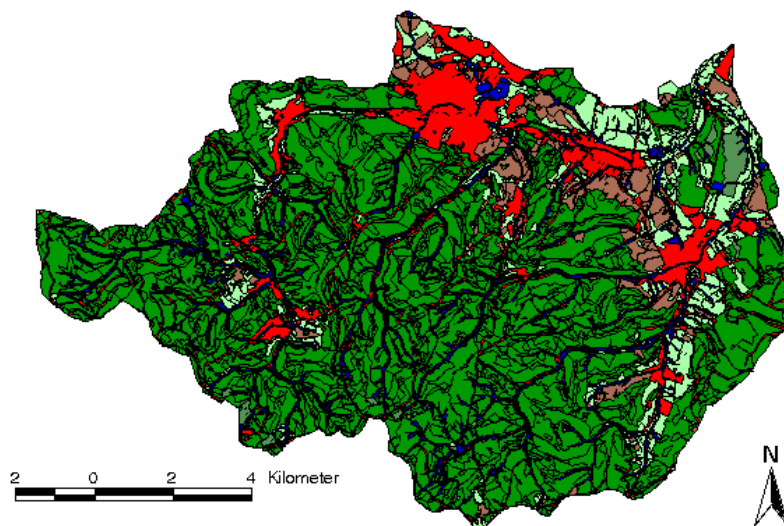


Abbildung 1: Graphische Darstellung der HRUs im Einzugsgebiet Gräfinau-Angstedt farbig markiert nach der Landnutzung (CIR-Befliegung)

Tabelle A 2: HRU-Ausweisung Pegelinzugsgebiet Gräfinau-Angstedt auf Grundlage der Landnutzung aus Satellitendaten

HRU Ausweisung Einzugsgebiet Gräfinau-Angstedt Datengrundlage IRS-1C Daten								
Klasse	Fläche (km ²)	Fläche (%)	Landnutzung	Boden	Geologie	Exposition	mittlere Hangneig.(°)	Höhe (m)
20	8.3	5.4	Gewässer	-	-	-	-	597
80	15.8	10.2	versiegelt	-	-	-	-	580
11342	2.7	1.8	Acker	Braunerde	Lockergestein	NW-NE	4.9	507
11352	2.6	1.7	Grünland	Braunerde	Lockergestein	NW-NE	5.6	539
11353	2.0	1.3	Grünland	Pseudogley	Lockergestein	NW-NE	2.5	477
12132	2.9	1.9	Laubwald	Braunerde	Kristallin	NW-NE	8.1	598
12172	21.2	13.7	Nadelwald	Braunerde	Kristallin	NW-NE	11.9	688
12372	6.8	4.4	Nadelwald	Braunerde	Lockergestein	NW-NE	9.4	635
12373	4.1	2.7	Nadelwald	Pseudogley	Lockergestein	NW-NE	4.2	561
21342	4.5	2.9	Acker	Braunerde	Lockergestein	NE-SE,SW-NW	5.1	517
21353	3.7	2.4	Grünland	Braunerde	Lockergestein	NE-SE,SW-NW	2.8	481
22132	6.4	4.1	Laubwald	Braunerde	Kristallin	NE-SE,SW-NW	11.2	651
22152	5.6	3.6	Grünland	Braunerde	Kristallin	NE-SE,SW-NW	8	569
22172	40.1	26.0	Nadelwald	Braunerde	Kristallin	NE-SE,SW-NW	11.6	695
22372	2.2	1.4	Nadelwald	Braunerde	Lockergestein	NE-SE,SW-NW	4.4	538
22373	1.6	1.0	Nadelwald	Pseudogley	Lockergestein	NE-SE,SW-NW	7.9	688
31342	2.1	1.4	Acker	Braunerde	Lockergestein	SE-SW	6.4	531
32132	2.7	1.8	Laubwald	Braunerde	Kristallin	SE-SW	12.8	638
32152	2.8	1.8	Grünland	Braunerde	Kristallin	SE-SW	8.1	547
32172	16.5	10.7	Nadelwald	Braunerde	Kristallin	SE-SW	11.8	665

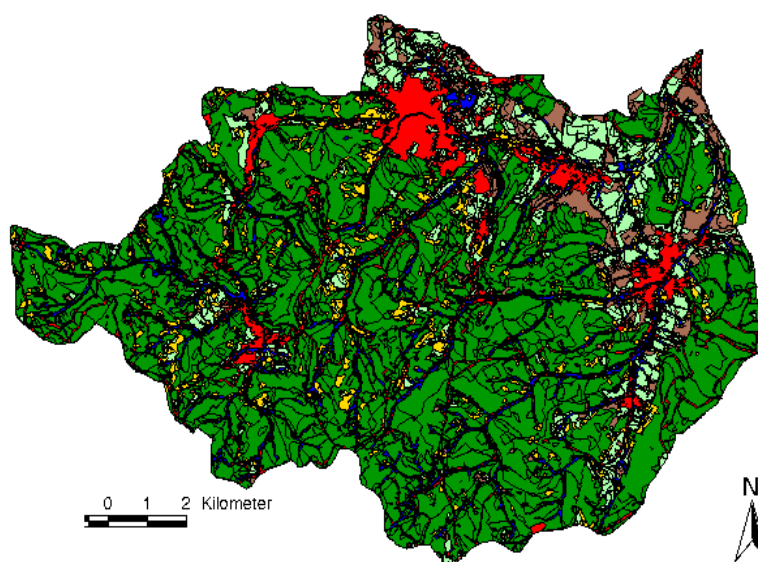


Abbildung 2: Graphische Darstellung der HRUs im Einzugsgebiet Gräfinau-Angstedt farbig markiert nach der Landnutzung (Landsat TM Daten) + Klasse Laubwald

Tabelle A 3: HRU-Ausweisung Pegelinzugsgebiet Mellingen auf Grundlage der Landnutzung aus der infrarot Luftbildbefliegung

HRU Ausweisung Einzugsgebiet Mellingen Datengrundlage CIR Kartierung								
Klasse	Fläche (km ²)	Fläche (%)	Boden	Landnutz	Geologie	Exposition	mittlere Hangneig.(°)	Höhe (m)
20	23.2	3.7	-	Gewässer	-	-	-	444
80	60.7	9.6	-	versiegelt	-	-	-	428
11242	24.1	3.8	Braunerde	Acker	Sandstein	NW-NE	3.2	379
11344	14.4	2.3	Gley	Acker	Lockergestein	NW-NE	2.0	379
11441	47.4	7.5	Rendzina	Acker	Muschkalk	NW-NE	3.3	400
11471	19.8	3.1	Rendzina	Wald	Muschkalk	NW-NE	2.6	431
12272	47.8	7.5	Braunerde	Wald	Sandstein	NW-NE	6.2	533
12451	14.6	2.3	Rendzina	Grünland	Muschkalk	NW-NE	4.5	403
13172	30.2	4.8	Braunerde	Wald	Kristallin	NW-NE	11.7	474
21242	26.8	4.2	Braunerde	Acker	Sandstein	NE-SE, SW-NW	2.5	376
21272	16.5	2.6	Braunerde	Wald	Sandstein	NE-SE, SW-NW	2.4	513
21344	23.9	3.8	Gley	Acker	Lockergestein	NE-SE, SW-NW	2.1	379
21352	25.8	4.1	Braunerde	Grünland	Lockergestein	NE-SE, SW-NW	5.2	463
21373	8.8	1.4	Pseudogley	Wald	Lockergestein	NE-SE, SW-NW	6.0	504
21441	41.3	6.5	Rendzina	Acker	Muschkalk	NE-SE, SW-NW	3.5	391
21471	20.7	3.3	Rendzina	Wald	Muschkalk	NE-SE, SW-NW	2.5	427
22172	33.5	5.3	Braunerde	Wald	Kristallin	NE-SE, SW-NW	9.1	631
22451	13.0	2.1	Rendzina	Grünland	Muschkalk	NE-SE, SW-NW	4.8	398
22471	21.0	3.3	Rendzina	Wald	Muschkalk	NE-SE, SW-NW	9.8	406
23172	14.9	2.3	Braunerde	Wald	Kristallin	NE-SE, SW-NW	18.8	652
31242	16.8	2.7	Braunerde	Acker	Sandstein	SE-SW	3.2	367
31441	18.0	2.8	Rendzina	Acker	Muschkalk	SE-SW	2.3	400
32172	28.0	4.4	Braunerde	Wald	Kristallin	SE-SW	6.8	523
32451	19.6	3.1	Rendzina	Grünland	Muschkalk	SE-SW	6.3	394
32471	16.2	2.5	Rendzina	Wald	Muschkalk	SE-SW	10.6	406
33172	7.7	1.2	Braunerde	Wald	Kristallin	SE-SW	18.6	620

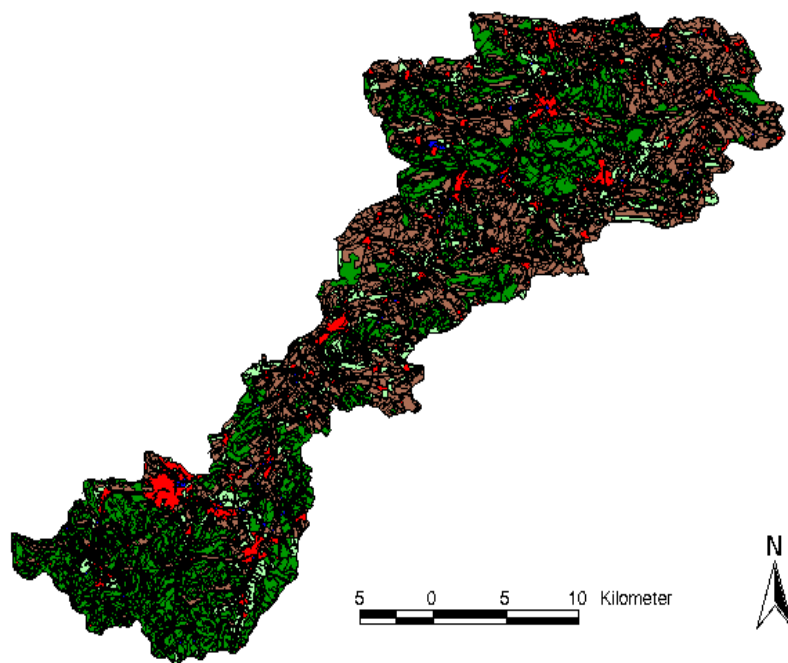


Abbildung 3: Graphische Darstellung der HRUs im Einzugsgebiet Mellingen farblich markiert nach der Landnutzung (CIR-Befliegung)

Tabelle A 4: HRU-Ausweisung Pegel Einzugsgebiet Mellingen auf Grundlage der Landnutzung aus Satellitendaten

HRU Ausweisung Einzugsgebiet Mellingen Datengrundlage IRS-1C Daten								
Klasse	Fläche (km ²)	Fläche (%)	Landnutzung	Boden	Geologie	Exposition	mittlere Hangneig.(°)	Höhe (m)
20	23.3	3.7	Gewässer	-	-	-	3.3	444
80	49.0	7.7	versiegelt	-	-	-	4.6	433
11242	25.7	4.0	Acker	Braunerde	Sandstein	NW-NE	3.2	373
11344	6.9	1.1	Acker	Gley	Lockergestein	NW-NE	1.8	366
11441	46.2	7.3	Acker	Rendzina	Muschkelkalk	NW-NE	3.4	404
11471	27.0	4.2	Nadelwald	Rendzina	Muschkelkalk	NW-NE	6.6	426
12272	35.2	5.5	Nadelwald	Braunerde	Sandstein	NW-NE	6.3	551
12451	14.7	2.3	Grünland	Rendzina	Muschkelkalk	NW-NE	3.4	404
13172	7.0	1.1	Nadelwald	Braunerde	Kristallin	NW-NE	18.8	646
21242	30.5	4.8	Acker	Braunerde	Sandstein	NE-SE, SW-NW	2.8	379
21272	14.5	2.3	Nadelwald	Braunerde	Sandstein	NE-SE, SW-NW	2.3	514
21344	11.8	1.9	Acker	Gley	Lockergestein	NE-SE, SW-NW	2.0	363
21352	44.3	7.0	Grünland	Braunerde	Lockergestein	NE-SE, SW-NW	3.9	430
21373	18.9	3.0	Nadelwald	Pseudogley	Lockergestein	NE-SE, SW-NW	7.4	567
21441	39.8	6.3	Acker	Rendzina	Muschkelkalk	NE-SE, SW-NW	3.5	396
21471	7.2	1.1	Nadelwald	Rendzina	Muschkelkalk	NE-SE, SW-NW	2.4	436
22172	26.8	4.2	Nadelwald	Braunerde	Kristallin	NE-SE, SW-NW	8.9	632
22332	15.2	2.4	Laubwald	Braunerde	Lockergestein	NE-SE, SW-NW	6.6	498
22431	38.1	6.0	Laubwald	Rendzina	Muschkelkalk	NE-SE, SW-NW	5.6	404
22451	16.2	2.5	Grünland	Rendzina	Muschkelkalk	NE-SE, SW-NW	4.6	393
22471	12.7	2.0	Nadelwald	Rendzina	Muschkelkalk	NE-SE, SW-NW	9.8	417
23172	10.6	1.7	Nadelwald	Braunerde	Kristallin	NE-SE, SW-NW	18.8	662
31242	20.7	3.2	Acker	Braunerde	Sandstein	SE-SW	3.5	373
31441	31.4	4.9	Acker	Rendzina	Muschkelkalk	SE-SW	3.8	399
32172	12.7	2.0	Nadelwald	Braunerde	Kristallin	SE-SW	8.5	536
32332	8.1	1.3	Laubwald	Braunerde	Lockergestein	SE-SW	15.7	511
32451	13.4	2.1	Grünland	Rendzina	Muschkelkalk	SE-SW	6.3	396
32471	15.2	2.4	Nadelwald	Rendzina	Muschkelkalk	SE-SW	8.2	474
33172	12.0	1.9	Nadelwald	Braunerde	Kristallin	SE-SW	9.0	535

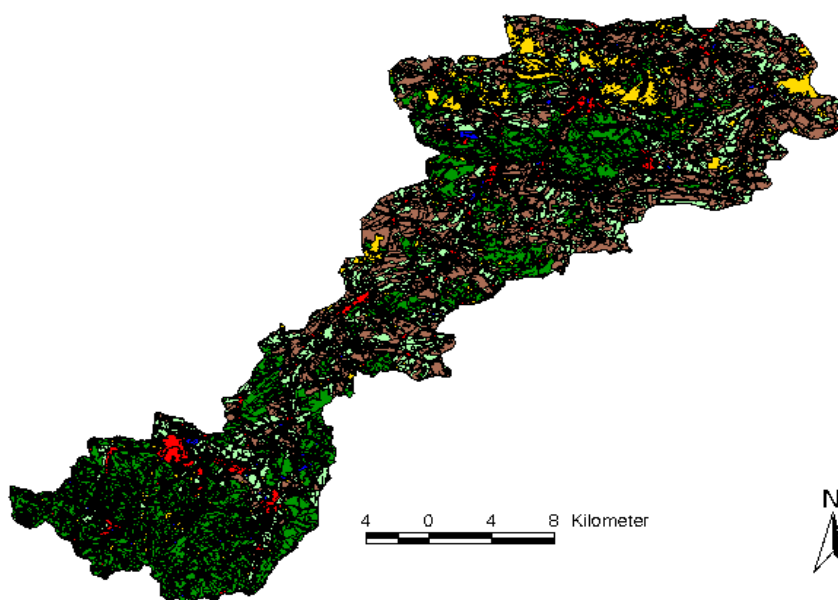


Abbildung 4: Graphische Darstellung der HRUs im Einzugsgebiet Mellingen farblich markiert nach der Landnutzung (Landsat TM Daten) + Klasse Laubwald

Tabelle A 5: HRU-Ausweisung Pegeleinzugsgebiet Niedertrebra auf Grundlage der Landnutzung aus der infrarot Luftbildbefliegung

HRU-Ausweisung Niedertrebra Datengrundlage CIR-Kartierung								
Klasse	Fläche (km ²)	Fläche (%)	Landnutzung	Boden	Geologie	Exposition	mittlere Hangneig.(°)	Höhe (m)
20	32.1	3.6	Gewässer	-	-	-	2.9	384
80	106.7	11.9	versiegelt	-	-	-	3.6	346
11142	23.8	2.7	Acker	Braunerde	Kristallin	NW-NE	2.8	347
11172	11.0	1.2	Wald	Braunerde	Kristallin	NW-NE	2.3	519
11242	71.5	8.0	Acker	Braunerde	Sandstein	NW-NE	1.6	299
11252	27.1	3.0	Grünland	Braunerde	Sandstein	NW-NE	3.8	349
11441	48.4	5.4	Acker	Rendzina	Muschelkalk	NW-NE	2.3	368
11451	31.9	3.6	Grünland	Rendzina	Muschelkalk	NW-NE	4	402
11472	13.4	1.5	Wald	Braunerde	Muschelkalk	NW-NE	2.5	419
12172	17.0	1.9	Wald	Braunerde	Kristallin	NE-SE,SW-NW	8.7	559
12441	28.4	3.2	Acker	Rendzina	Muschelkalk	NE-SE,SW-NW	6.3	367
12471	20.4	2.3	Wald	Rendzina	Muschelkalk	NE-SE,SW-NW	8	410
13472	10.6	1.2	Wald	Braunerde	Muschelkalk	NE-SE,SW-NW	18.4	587
21242	64.1	7.2	Acker	Braunerde	Sandstein	NE-SE,SW-NW	1.5	304
21272	35.8	4.0	Wald	Braunerde	Sandstein	NE-SE,SW-NW	2.3	464
21354	21.6	2.4	Grünland	Gley	Lockergestein	NE-SE,SW-NW	1.2	343
21441	37.4	4.2	Acker	Rendzina	Muschelkalk	NE-SE,SW-NW	2.2	365
21451	12.4	1.4	Grünland	Rendzina	Muschelkalk	NE-SE,SW-NW	4.7	392
22172	36.8	4.1	Wald	Braunerde	Kristallin	NE-SE,SW-NW	9	612
22252	21.3	2.4	Grünland	Braunerde	Sandstein	NE-SE,SW-NW	7.6	380
22441	17.4	1.9	Acker	Rendzina	Muschelkalk	NE-SE,SW-NW	6.5	367
22471	19.2	2.1	Wald	Rendzina	Muschelkalk	NE-SE,SW-NW	8.5	404
23472	18.1	2.0	Wald	Braunerde	Muschelkalk	NE-SE,SW-NW	18.5	608
31242	32.5	3.6	Acker	Braunerde	Sandstein	SE-SW	1.9	289
31441	41.1	4.6	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	2.1	351
31472	18.8	2.1	Wald	Braunerde	Muschelkalk	SE-SW	2.5	436
32272	18.1	2.0	Wald	Braunerde	Sandstein	SE-SW	8.8	536
32441	12.7	1.4	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	6.6	356
32451	17.7	2.0	Grünland	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	5.5	364
32471	14.3	1.6	Wald	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	8.4	400
33472	11.3	1.3	Wald	Braunerde	Muschelkalk	SE-SW	18.3	547

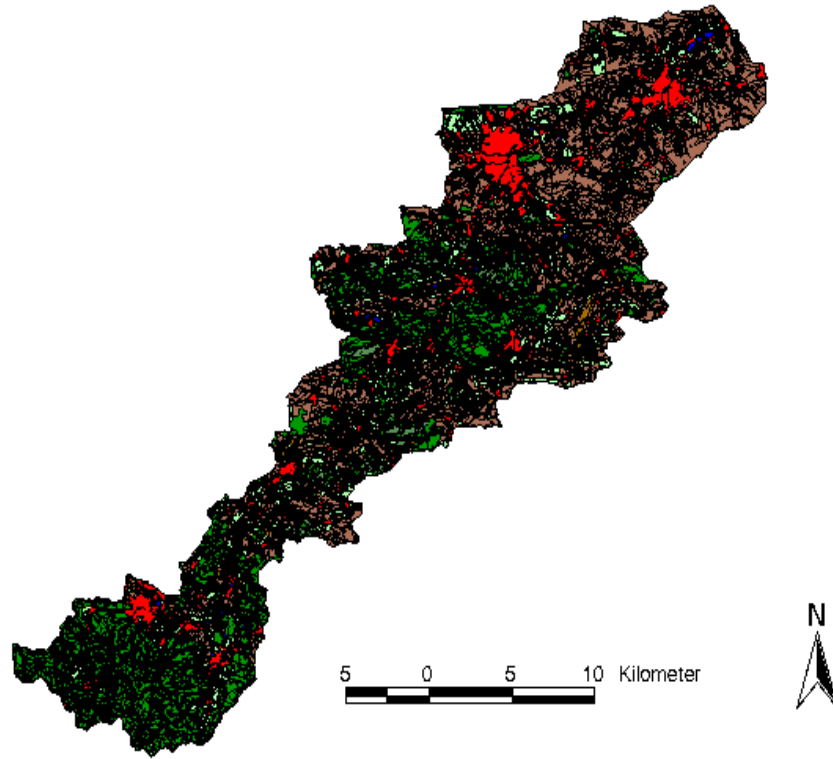


Abbildung 5: Graphische Darstellung der HRUs im Einzugsgebiet Niedertrebra farblich markiert nach der Landnutzung (CIR-Befliegung)

Tabelle A 6: HRU-Ausweisung Pegelinzugsgebiet Niedertrebra auf Grundlage der Landnutzung aus Satellitendaten

HRU Ausweisung Einzugsgebiet Niedertrebra Datengrundlage IRS-1C Daten								
Klasse	Fläche (km ²)	Fläche (%)	Boden	Landnutzung	Geologie	Exposition	mittlere Hangneig.(°)	Höhe (m)
20	32.0	3.6	-	Gewässer	-	-	2.9	386
80	81.3	9.1	-	versiegelt	-	-	3.8	354
11144	115.3	12.9	Gley	Acker	Kristallin	NW-NE	2.3	273
11172	3.4	0.4	Braunerde	Nadelwald	Kristallin	NW-NE	2.7	699
11242	67.1	7.5	Braunerde	Acker	Sandstein	NW-NE	2.5	315
11252	34.3	3.8	Braunerde	Grünland	Sandstein	NW-NE	2.1	363
11431	14.0	1.6	Rendzina	Laubwald	Muschelkalk	NW-NE	2.4	389
11441	38.1	4.3	Rendzina	Acker	Muschelkalk	NW-NE	2.3	398
11451	14.0	1.6	Rendzina	Grünland	Muschelkalk	NW-NE	3.3	394
11472	4.4	0.5	Braunerde	Nadelwald	Muschelkalk	NW-NE	2.1	461
12172	19.2	2.2	Braunerde	Nadelwald	Kristallin	NW-NE	12.6	678
12431	12.0	1.3	Rendzina	Laubwald	Muschelkalk	NW-NE	8.3	405
12441	10.9	1.2	Rendzina	Acker	Muschelkalk	NW-NE	6.9	400
12471	24.0	2.7	Rendzina	Nadelwald	Muschelkalk	NW-NE	6.5	429
13472	2.0	0.2	Braunerde	Nadelwald	Muschelkalk	NW-NE	8.2	410
21242	59.6	6.7	Braunerde	Acker	Sandstein	NE-SE, SW-NW	2.4	326
21272	61.4	6.9	Braunerde	Nadelwald	Sandstein	NE-SE, SW-NW	6.0	489
21354	8.6	1.0	Gley	Grünland	Lockergest.	NE-SE, SW-NW	7.6	387
21431	10.9	1.2	Rendzina	Laubwald	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	2.2	402
21441	30.5	3.4	Rendzina	Acker	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	2.2	391
21451	14.8	1.7	Rendzina	Grünland	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	2.3	386
22172	29.7	3.3	Braunerde	Nadelwald	Kristallin	NE-SE, SW-NW	12.1	698
22252	14.4	1.6	Braunerde	Grünland	Sandstein	NE-SE, SW-NW	5.2	402
22431	16.9	1.9	Rendzina	Laubwald	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	10.4	457
22441	11.9	1.3	Rendzina	Acker	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	6.9	378
22471	18.2	2.0	Rendzina	Nadelwald	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	7.2	427
23472	1.8	0.2	Braunerde	Nadelwald	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	8.6	448
31242	34.4	3.8	Braunerde	Acker	Sandstein	SE-SW	3.1	332
31431	16.8	1.9	Rendzina	Laubwald	Muschelkalk	SE-SW	8.2	427
31441	24.1	2.7	Rendzina	Acker	Muschelkalk	SE-SW	2.4	386
31472	1.1	0.1	Braunerde	Nadelwald	Muschelkalk	SE-SW	2.6	433
32272	27.0	3.0	Braunerde	Nadelwald	Sandstein	SE-SW	9.4	536
32441	13.3	1.5	Rendzina	Acker	Muschelkalk	SE-SW	6.9	364
32451	9.7	1.1	Rendzina	Grünland	Muschelkalk	SE-SW	8.6	366
32471	9.6	1.1	Rendzina	Nadelwald	Muschelkalk	SE-SW	7.8	419
33472	1.1	0.1	Braunerde	Nadelwald	Muschelkalk	SE-SW	7.7	456

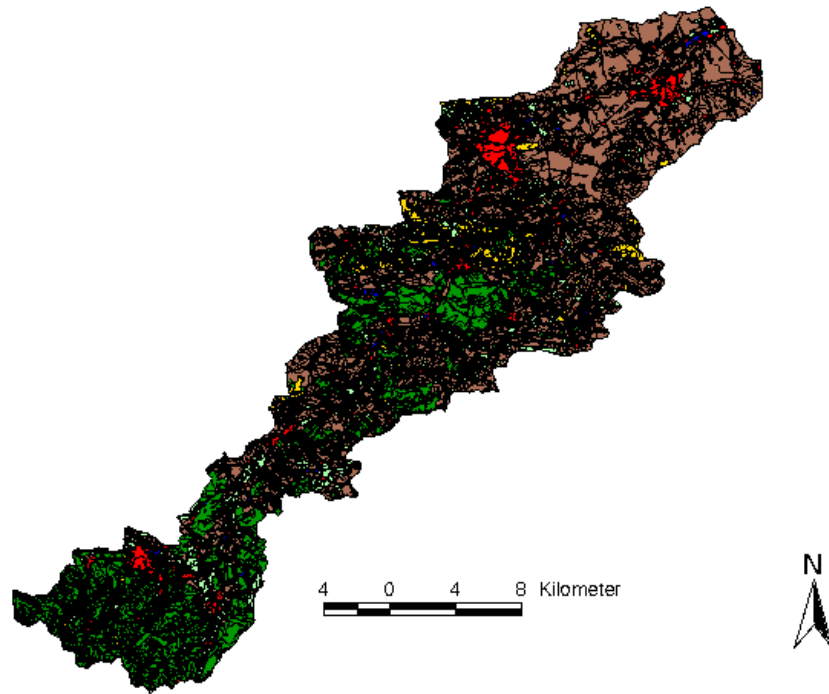


Abbildung 6: Graphische Darstellung der HRUs im Einzugsgebiet Niedretrebra farbig markiert nach der Landnutzung (Landsat TM Daten) + Klasse Laubwald

Tabelle A 7: Topographisch basierte HRU-Ausweisung Pegelinzugsgebiet Niedertrebra auf Grundlage der Landnutzung aus Satellitendaten

Topographisch basierte HRU-Ausweisung Einzugsgebiet Niedertrebra Datengrundlage IRS-1C Satellitendaten								
Flowplane Nr.	Fläche (km ²)	Fläche (%)	Landnutzung	Boden	Geologie	Exposition	mittl. Hangneig. (°)	Höhe (m)
1	6.2	0.7	Acker	Braunerde	Kristallin	SE-SW	3.3	183
2	5.5	0.6	Acker	Braunerde	Kristallin	SE-SW	2.7	197
3	11.2	1.3	Acker	Braunerde	Kristallin	SE-SW	2.6	232
4	8.0	0.9	Acker	Braunerde	Lockergestein	NE-SE, SW-NW	2.9	209
5	0.9	0.1	Acker	Gley	Lockergestein	SE-SW	2.9	160
6	13.3	1.5	Acker	Braunerde	Kristallin	SE-SW	2.5	248
7	3.1	0.3	Acker	Braunerde	Lockergestein	SE-SW	3.4	173
8	9.5	1.1	Acker	Braunerde	Kristallin	NE-SE, SW-NW	3.2	250
9	19.0	2.1	Acker	Braunerde	Lockergestein	NE-SE, SW-NW	1.7	277
10	0.7	0.1	Acker	Gley	Lockergestein	SE-SW	2.7	154
11	33.9	3.8	Acker	Braunerde	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	2.9	268
12	37.2	4.2	Acker	Braunerde	Kristallin	SE-SW	2.7	237
13	28.6	3.2	Acker	Braunerde	Muschelkalk	SE-SW	3.7	251
14	24.5	2.7	Acker	Braunerde	Lockergestein	NE-SE, SW-NW	2.7	245
15	12.6	1.4	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	3.7	304
16	6.3	0.7	Acker	Braunerde	Lockergestein	NE-SE, SW-NW	2.9	275
17	32.8	3.7	Acker	Braunerde	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	3.1	290
18	28.8	3.2	Acker	Braunerde	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	2.7	293
19	27.8	3.1	Acker	Rendzina	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	4.6	345
20	31.2	3.5	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	4.2	361
21	31.4	3.5	Acker	Rendzina	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	4	368
22	21.6	2.4	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	6.6	349
23	5.7	0.6	Lauwald	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	6.5	404
24	18.5	2.1	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	5	396
25	13.3	1.5	Acker	Braunerde	Muschelkalk	SE-SW	5.7	367
26	15.4	1.7	Acker	Rendzina	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	4.6	391
27	23.2	2.6	Nadelwald	Braunerde	Sandstein	SE-SW	6	365
28	1.9	0.2	Nadelwald	Braunerde	Sandstein	NE-SE, SW-NW	7.4	311
29	6.4	0.7	Nadelwald	Braunerde	Sandstein	SE-SW	5.6	370
30	13.1	1.5	Nadelwald	Braunerde	Muschelkalk	SE-SW	7.1	387
31	17.9	2.0	Acker	Braunerde	Sandstein	SE-SW	4.1	387
32	0.5	0.1	Nadelwald	Braunerde	Sandstein	NE-SE, SW-NW	5.7	328
33	1.1	0.1	Nadelwald	Braunerde	Sandstein	SE-SW	8.9	309
34	2.7	0.3	Nadelwald	Braunerde	Sandstein	SE-SW	5.4	336
35	3.5	0.4	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	5.8	341
36	4.5	0.5	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	5.5	361
37	2.0	0.2	Nadelwald	Braunerde	Sandstein	SE-SW	6.8	343
38	10.4	1.2	Acker	Rendzina	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	5.4	338
39	41.8	4.7	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	5.5	421
40	7.5	0.8	Acker	Rendzina	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	4.7	391
41	10.5	1.2	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	4.8	409
42	10.4	1.2	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	2.2	382
43	10.2	1.1	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	4.1	423
44	11.4	1.3	Acker	Rendzina	Muschelkalk	NE-SE, SW-NW	2.6	394
45	13.8	1.5	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	4.6	401
46	19.4	2.2	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	6.5	420
47	27.9	3.1	Acker	Braunerde	Sandstein	SE-SW	4.4	443
48	12.1	1.4	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	3.8	438
49	29.1	3.3	Nadelwald	Braunerde	Lockergestein	SE-SW	4.1	445
50	13.1	1.5	Acker	Rendzina	Muschelkalk	SE-SW	4.5	446
51	44.6	5.0	Nadelwald	Braunerde	Kristallin	SE-SW	9	664
52	31.3	3.5	Nadelwald	Braunerde	Kristallin	SE-SW	8.2	639
53	51.1	5.7	Nadelwald	Braunerde	Kristallin	SE-SW	11	616
54	25.3	2.8	Nadelwald	Braunerde	Kristallin	SE-SW	9.5	642

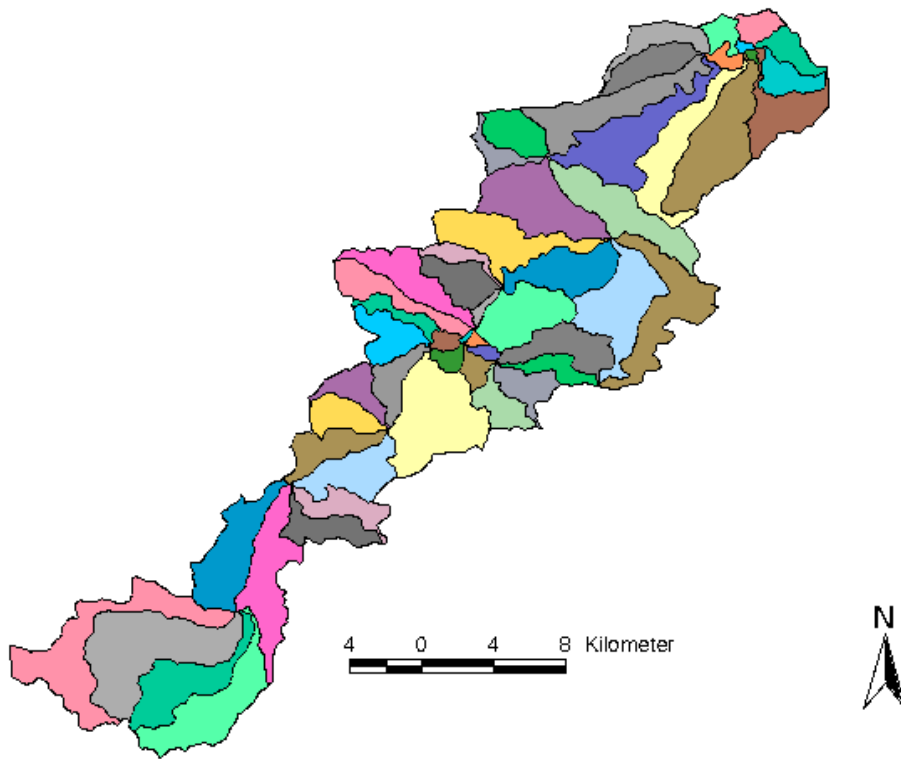


Abbildung 7: Graphische Darstellung der für das Gesamtgebiet abgeleiteten Teileinzugsgebiete nach dem topographisch basierten HRU-Ansatz

Tabelle 8: HRU-Ausweisung Pegel Einzugsgebiet Niedertrebra auf Grundlage der Landnutzung aus Satellitendaten (HRU 46)

HRU Ausweisung Einzugsgebiet (Gesamtgebiet) Datengrundlage IRS-1C Daten								
Klasse	Fläche (km ²)	Fläche (%)	Boden	Landnutzung	Geologie	Exposition	mittlere Hangneig.(%)	Höhe (m)
20	31.70	3.55		Gewässer		SE-SW	6.00	383
80	81.88	9.17		versiegelt		SE-SW	7.60	354
11141	6.40	0.72	Rendzina	Acker	Kristallin	NE-SW, SW-NW	4.30	248
11142	20.19	2.26	Braunerde	Acker	Kristallin	SE-SW	3.70	254
11341	3.40	0.38	Rendzina	Acker	Lockergestein	NE-SW, SW-NW	5.30	241
11342	45.21	5.06	Braunerde	Acker	Lockergestein	SE-SW	4.50	320
11352	7.44	0.83	Braunerde	Grünland	Lockergestein	SE-SW	6.20	362
11353	26.47	2.96	Pseudogley	Grünland	Lockergestein	SE-SW	6.30	390
11441	43.19	4.84	Rendzina	Acker	Muschelkalk	SE-SW	4.80	393
11442	19.15	2.14	Braunerde	Acker	Muschelkalk	NE-SW, SW-NW	4.30	291
11471	21.87	2.45	Rendzina	Nadelwald	Muschelkalk	SE-SW	5.30	423
12132	25.98	2.91	Braunerde	Laubwald	Kristallin	SE-SW	10.20	401
12172	22.37	2.50	Braunerde	Nadelwald	Kristallin	SE-SW	20.70	665
12342	1.19	0.13	Braunerde	Acker	Lockergestein	NE-SW, SW-NW	10.80	211
12371	0.01	0.00	Rendzina	Nadelwald	Lockergestein	NW-NE	28.30	306
12372	14.25	1.60	Braunerde	Nadelwald	Lockergestein	SE-SW	15.30	501
12373	19.69	2.20	Pseudogley	Nadelwald	Lockergestein	SE-SW	14.30	444
12441	17.77	1.99	Rendzina	Acker	Muschelkalk	SE-SW	12.70	380
12471	1.65	0.18	Rendzina	Nadelwald	Muschelkalk	SE-SW	32.70	404
21132	20.75	2.32	Braunerde	Laubwald	Kristallin	SE-SW	11.80	372
21141	6.09	0.68	Rendzina	Acker	Kristallin	SE-SW	4.2	236
21142	17.95	2.01	Braunerde	Acker	Kristallin	SE-SW	3.40	247
21242	1.39	0.16	Braunerde	Acker	Sandstein	NE-SW, SW-NW	12.2	213
21341	2.17	0.24	Rendzina	Acker	Lockergestein	SE-SW	4.7	237
21342	32.90	3.68	Braunerde	Acker	Lockergestein	SE-SW	4.2	333
21344	3.06	0.34	Gley	Acker	Lockergestein	SE-SW	2.9	195
21353	26.97	3.02	Pseudogley	Grünland	Lockergestein	SE-SW	4.7	365
21441	48.30	5.41	Rendzina	Acker	Muschelkalk	SE-SW	4.6	380
21442	14.65	1.64	Braunerde	Acker	Muschelkalk	SE-SW	5.3	275
22132	6.30	0.71	Braunerde	Laubwald	Sandstein	SE-SW	20.1	650
22152	18.67	2.09	Braunerde	Grünland	Kristallin	SE-SW	12.9	420
22172	49.84	5.58	Braunerde	Nadelwald	Kristallin	SE-SW	17.8	637
22372	20.44	2.29	Braunerde	Nadelwald	Lockergestein	SE-SW	12	424
22373	7.04	0.79	Pseudogley	Nadelwald	Lockergestein	SE-SW	7.8	451
22441	16.81	1.88	Rendzina	Acker	Muschelkalk	SE-SW	13	379
22471	21.04	2.36	Rendzina	Nadelwald	Muschelkalk	SE-SW	15	419
31141	4.47	0.50	Rendzina	Acker	Kristallin	SE-SW	5.3	236
31142	17.58	1.97	Braunerde	Acker	Kristallin	SE-SW	4	241
31342	23.79	2.66	Braunerde	Acker	Lockergestein	SE-SW	5.1	330
31441	27.86	3.12	Rendzina	Acker	Muschelkalk	SE-SW	4.8	382
41442	6.96	0.78	Braunerde	Acker	Muschelkalk	SE-SW	6.2	267
32132	17.15	1.92	Braunerde	Laubwald	Kristallin	SE-SW	15.7	423
32152	21.86	2.45	Braunerde	Grünland	Kristallin	SE-SW	11	381
32172	24.54	2.75	Braunerde	Nadelwald	Kristallin	SE-SW	19.1	574
32441	21.46	2.40	Rendzina	Acker	Muschelkalk	SE-SW	12.8	349
32451	3.35	0.38	Rendzina	Grünland	Muschelkalk	SE-SW	12.3	295

* in rot markiert die HRUs die aus den oberliegenden Teileinzugsgebieten übernommen wurden

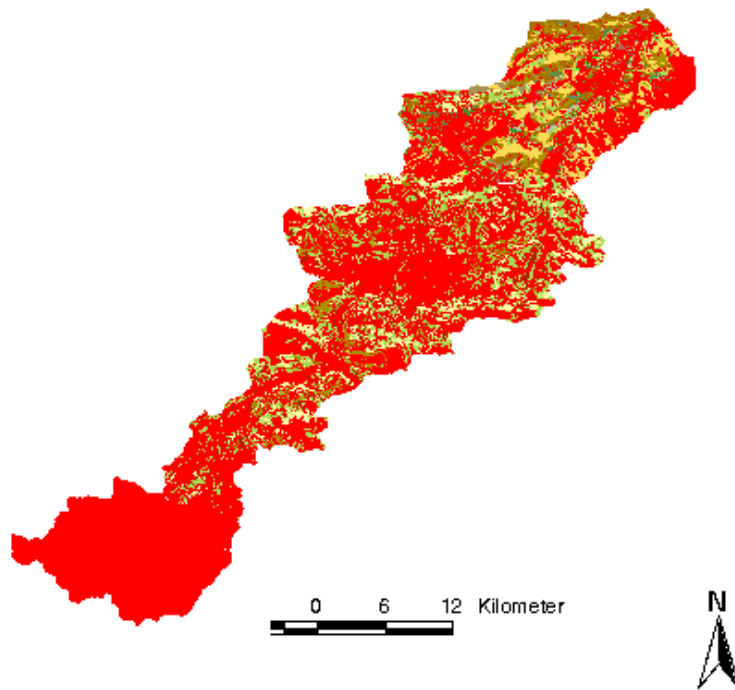


Abbildung 8: Graphische Darstellung der nach dem Nested Catchment Approach abgeleiteten HRUs

Literatur

- [1] M.B. Abbott & J.C. Refsgaard. (Eds.) *Distributed Hydrological Modelling*. Water science and technology library 22, 1996.
- [2] E.A. Anderson. *National weather service river forecast system-snow accumulation and ablation model*. Technical report, NOAA Technical Memorandum, NWS HYDRO-17, U.S. Department of Commerce, Silver Spring, 1973.
- [3] M.G. Anderson & T.P. Burt. (Eds.) *Hydrological Forecasting*. Wiley & Sons, Chichester, 1985.
- [4] M.G. Anderson & T.P. Burt. (Eds.) *Process Studies in Hillslope Hydrology*. Wiley & Sons, Chichester, 1990.
- [5] A. Balazs & H.M. Brechtel. *Wieviel Wasser kommt aus dem Wald?* Forst- u. Jagdzeitschrift, 29:1083-1090, 1974.
- [6] L.E. Band & E.F. Wood. *Strategies for Large Scale, Distributed Hydrologic Simulation*. Applied Mathematics and Computation, 27:23-37, 1988.
- [7] J.C. Bathurst and R.K. Cooley. *Use of the SHE hydrological modelling system to investigate basin response to snowmelt at Reynolds Creek, Idaho*. Journal of Hydrology, 175:181-212, 1996.
- [8] J.C. Bathurst. *Physically-based distributed modelling of an upland catchment using the Système Hydrologique Européen*. Journal of Hydrology, 87:79-102, 1986a.
- [9] J.C. Bathurst. *Physically-based distributed modelling of an upland catchment using the Système Hydrologique Européen*. Journal of Hydrology, 87:103-123, 1986b.
- [10] J.C. Bathurst and P.E. O'Connell. *The Future of distributed modelling: the Système Hydrologique Européen*. Hydrological Processes, 6:265-277, 1992.
- [11] W.A. Battaglin, L.E. Hay, R.S. Parker & G.H. Leavesley. *Applications of GIS for modeling the sensitivity of water resources to alterations in climate in the Gunnison River basin, Colorado*. Water Resour. Bull. v. 25, no. 6, p. 1021-1028, 1993.
- [12] L. Bauer. *Beiträge zur Hydrographie Thüringens - Vergleichende Untersuchung der Geofaktoren, die Wasserhaushalt, Abflußverhalten und hydrologischen Charakter der Flüsse und ihrer Einzugsgebiete bestimmen*. Habilitationsschrift, Friedrich-Schiller-Universität, Jena, 1959.

- [13] A. Baumgartner & H.J. Liebscher. *Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrology*. Bornträger, 1996.
- [14] M.F. Baumgartner, G.A. Schultz, & I. Johnson, *Remote Sensing and Geographic Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems*. - Proceedings of the Fifth Scientific Assembly of the IAHS, 23.04.- 03.05.97, IAHS Publication no. 242, 1997.
- [15] M. Becht, M. Kopp, & F. Wilhelm. *Die zeitliche und räumliche Differenzierung der Schneedecke auf einzelnen Testflächen in einem randalpinen Niederschlagsgebiet im Spätwinter und während der Frühjahrsablation*. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München, 69:95-128, 1984.
- [16] A. Becker. *Neue Anforderungen und Lösungen bei der Großflächigen hydrologischen Modellierung*. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, Jg.26, H. 7: 150- 152, 1986.
- [17] A. Becker & B. Pfützner. *EGMO-system approach and subroutines for river basin modelling*. *Acta hydrophysica* 31:125-141, 1987.
- [18] A. Becker. *Methodische Aspekte der Regionalisierung*. In: Deutsche Forschungsgemeinschaft, (Ed.) *Regionalisierung in der Hydrologie*. VCH Verlagsgesellschaft mbH, Koblenz, 1992.
- [19] A.Becker. *Problems and Progress in Macroscale Hydrological Modelling*. In: *Space and Time Scale Variability and Interdependencies in Hydrological Processes* (Ed.: R.A.Feddes). International Hydrology Series, Cambridge University Press, 135-144, 1995.
- [20] A. Becker & H. Behrend. *Auswirkungen der Landnutzung auf den Wasser- und Stoffhaushalt der Elbe*, Zwischenbericht, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, 1998.
- [21] A. Becker & J. Mc Donnell. *Topographical and ecological controls of runoff generation and lateral flows in mountain catchments*. In: *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters*, Volume 248 of IAHS Publ.: 199-206, 1998.
- [22] A. Becker & P. Braun. *Disaggregation, aggregation and spatial scaling in hydrological modelling*. *Journal of Hydrology* 217: 239-252, 1999
- [23] A. Becker & H.B. Kleeberg. *Wasserhaushalt/Gesamtmodellierung*. In: DFG (Hrsg.) *Hydrologie und Regionalisierung - Ergebnisse eines Schwerpunktprogrammes (1992-1998)*, Wiley-VCH 1999.
- [24] A. Becker & W. Lahmer. *GIS-basierte großskalige Modellierung*. In: Kleeberg, H.B., Mauser, W. Pescke, G. & Strei, U. (Hrsg.) *Hydrologie und Regionalisierung*: 115-129, 1999.

- [25] U. Bende, W.-A. Flügel & T.J. Kern. *Using GIS to delineate chemical response units (CHRU's) for hydrochemical modelling in a mesoscale catchment in Germany*. IAHS Publ., 226:133-139, 1995.
- [26] P. Benecke & R.R. van der Ploeg. *Wald und Wasser - II. Quantifizierung des Wasserrumsatzes am Beispiel eines Buchen- und eines Fichtenbestandes im Solling*. Forstarchiv, 49:26-32, 1978.
- [27] P. Benecke. *Potentielle und aktuelle Verdunstung von Waldbeständen*. Beiträge zur Hydrologie, 4:145-163, 1982
- [28] S. Bergström. *The HBV model*. In: Singh, V.P. (ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highland Ranch, CO,USA, :443-476, 1995.
- [29] S. Bergström & L.P. Graham. *On the scale problem in hydrological modelling*. *Journal of Hydrology* 211:253-265. 1998.
- [30] S. Bergström. *Principles and confidence in hydrological modelling*. *Nordic Hydrology*, 22:123-136, 1991.
- [31] S. Bergström. *The HBV model - its structure and Applications*; SMHI, RH No.4; Norrköping, Sweden, 1992.
- [32] K.J. Beven & M.J. Kirkby. *A physically based, variable contributing area model of basin hydrology*. *Hydrological Science Bulletin*, 24(1):43-69, 1979.
- [33] K.J. Beven and P.E. O'Connell. *On the role of distributed models in hydrology*. Technical Report 81, Institute of Hydrology, Wallingford, 1982.
- [34] K.J. Beven. *Distributed Models*. In M.G. Anderson and T.P. Burt, editors, *Hydrological forecasting*, pages 405-435. Wiley & Sons, 1985.
- [35] K. Beven, A. Calver, & E.M. Morris. *The Institute of Hydrology distributed model*. Institute of Hydrology Report 98, Wallingford 1987.
- [36] K.J. Beven, E.F. Wood, & M. Sivapalan. *On Hydrological Heterogeneity - catchment morphology and catchment response*. *Journal of Hydrology*, 100:353-375, 1988.
- [37] K.J. Beven. *Changing ideas in hydrology-the case of physically-based models*. *Journal of Hydrology*, 105:157-172, 1989.
- [38] K. Beven. *Scale considerations*. In: Bowles, D.S. & O'Connell, P.E. (Eds.) *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*, Kluwer Dordrecht, 107-131, 1991.
- [39] K.J. Beven & A.M. Binley. *The future role of distributed models: model calibration and predictive uncertainty*. *Hydrological Processes*, 6:279-298, 1992.

- [40] K.J. Beven. *Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling*. Advances in Water Resources 16:41-51, 1993.
- [41] K. Beven. *Linking parameters across scales. subgrid parameterizations and scale dependent hydrological models*. Hydrological processes, Vol. 9,;507-525, 1995.
- [42] K. Beven, R. Lamp, P. Quinn, R. Romanowicz, & J. Freer. *Topmodel*. In V.J. Singh, editor, Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, 1995.
- [43] K.J. Beven. *A Discussion of Distributed Hydrological Modeling*. Water Science and Technology Library, Vol 22:255-278, 1996.
- [44] A. Binley, et al. *A physically based model of heterogeneous hillslopes: 2. Effective hydraulic conductivities*. Water Resources Research, 25(6): 1227-1233, 1989.
- [45] G. Blöschl, R.B. Grayson, & M. Sivapalan. *On the representative elementary area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling*. Hydrological Processes, 9(3/4):313-330, 1995a.
- [46] G. Blöschl & M. Sivapalan. *Scale Issues in hydrological Modelling: a Review*. Hydrological Processes, Vol. 9:251-290, 1995b.
- [47] G. Blöschl, M. Sivapalan, V.K. Gupta & K.J. Beven (Eds.) *Scale Problems in Hydrology*. Abstract Proceedings of the 4th International Workshop held at Krumbach, Austria June 1996. Institute of Hydraulics, TU-Wien and CWR, Univ. Wetsren Australia, 1996.
- [48] G. Blöschl. *Scale and Scaling in Hydrology*. Wiener Mitteilungen Wasser, Abwasser, Gewässer 132, 1996.
- [49] Arbeitsgruppe Boden. *Bodenkundliche Kartieranleitung*. 4. Auflage. Nägele und Obermiller, Hannover, 1994.
- [50] J Böhner & K.-H. Pörtge. *Strahlungs- und expositionsgesteuerte tagesperiodische Schwankungen des Abflusses in kleinen Einzugsgebieten*. Petermanns Geographische Mitteilungen, 141(1):35-42, 1997.
- [51] M. Bonell. *Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests*. Journal of Hydrology, 150:217-276, 1993.
- [52] K. Bongartz. *Geohydrologische Niederschlags-Abflußmodellierung eines Teileinzugsgebietes der Sieg (Sülz) mit dem Modell MMS/PRMS unter Verwendung eines GIS*. Diplomarbeit Geographische Institute der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, 1996 (unveröffentlicht).
- [53] K. Bongartz. *Ableitung von Flächen homogener Systemantwort (HRUs) zur Parametrisierung hydrologisch relevanter Prozesse am Beispiel eines Thüringer Vorfluters*. In: Leipziger Geowissenschaften, Bd. 11:123-128, 1999.

- [54] K. Bongartz. *Anwendung des HRU-Konzeptes in genesteten mesoskaligen Einzugsgebieten Thüringens*. Eco Regio 8:81-88, 2000.
- [55] L.N. Braun. *Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland*. Dissertation, Geographisches Institut der ETH Zürich *Zürcher Geographische Schriften*, Heft 21, 1985.
- [56] H.M. Brechtel & A. Balazs. *Auf- und Abbau der Schneedecke im westlichen Vogelsberg in Abhängigkeit von Höhenlage, Exposition und Vegetation*. Beiträge zur Hydrologie, 3:35-107, 1976.
- [57] M. Bremicker. *Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM - Version 9/99 - Modellgrundlagen und Programmumgebung*. Karlsruhe, 1999.
- [58] A. Bronstert, V. Krysanova, A. Schröder, A. Becker, H.R. Bork. *Modellierung des Wasser- und Stofftransports in grossen Einzugsgebieten*. Potsdam Institut für Klimafolgenforschung; Potsdam 1997.
- [59] F. Bultot, G.L. Dupriez & A. Bordeaux. *Interception de la pluie par la vegetation forestiere*. - Journal of Hydrology 17:193-223, 1972.
- [60] H. Burger. *Einfluß des Waldes auf den Stand der Gewässer. Der Wasserhaushalt im Sperbel- und Rappengraben*. Mitteilungen der Schweizer Anstalt für das forstliche Versuchswesen, 31(1):9-56, 1956.
- [61] R.J.C. Burnash. *The NWS river forecast system-- catchment modelling*. In: V.J. Singh, editor, *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, pp.311-366, 1995.
- [62] P.A. Burrough. *Principles of geographical information systems for land resources assessment*. Clarendon Press, Oxford, 1986.
- [63] CADWES. *Modular modeling system (MMS)*. User's Manual 1, University of Colorado, 1994.
- [64] C. Colosimo and G. Mendicino. *GIS for Distributed Rainfall - Runoff Modeling*. In V.J. Singh and M. Fiorentino, editors, *Geographical Information Systems in Hydrology*, pages 195-235. Kluwer Academic Publishers, 1996.
- [65] N.H. Crawford & R.K. Linsley. *Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV*. Technical Report 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, 1966.
- [66] J.A. Cunge. *On the subjekt of flood propagation computation method (Muskingum method)*. Journal of Hydraulic Research, 7(2):205-230, 1969.

- [67] K.H. Daamen. *Das hydrologische Einzugsgebietsmodell HSPF und seine Anwendung im Bröleinzugsgebiet*. Diplomarbeit Geographische institute Universität Bonn 1993.
- [68] O. David. *A Java-based Object-Oriented Modeling System Architecture*. In Proceedings of the IASTED/ISMM International Conference on Modelling and Simulation, pages 198-202, Pittsburgh, 1997. IASTED/ACTA PRESS.
- [69] O. David. *Applied object-oriented Modeling in Hydrology: Modeling System Design Aspects*. In Proc. IASTED International Conference on Applied Modelling and Simulation, pages 56-60, Banff, 1997.
- [70] O. David. *JAVA Modelling Kernel - Eine vollständig objektorientierte Systemarchitektur*. In O. Deussen and P. Lorenz, editors, Simulation und Animation '97. SCS Europe, 1997.
- [71] D.R. Dawdy, R.W. Lichty & J.M. Bergmann. *A rainfall-runoff simulation model for estimation of flood peaks for small drainage basins*. U.S. Geological Survey Professional Paper 506-B: B1-828, 1972.
- [72] D.R. Dawdy, J.C. Schaake & W.M. Alley. *Distributed routing rainfall-runoff model*. U.S. Geological Survey Water Resources Investigations 78-90, 1978.
- [73] F. Deubel. *Die Versinkungen der Ilm und ihre geologischen Ursachen*. Beiträge zur Geologie Thüringens, 3. Heft, 1926. Deutsche Forschungsgemeinschaft, editor. *Regionalisierung in der Hydrologie*. VCH Verlagsgesellschaft mbH, Koblenz, 1992.
- [74] Deutsche Forschungsgemeinschaft. *Hydrologie und Regionalisierung - Ergebnisse eines Schwerpunktprogrammes (1992-1998)*. H.B. Kleeberg, W. Mauser, G. Peschke & U. Streit (Hrsg.), Wiley VCH, 1999.
- [75] W.T. Dickinson & H.Q. Whitely. *Watershed areas contributing to runoff*. International Association of Hydrologic Science Publication 96: 1.12-1.28, 1970.
- [76] B. Diekkrüger, O. Richter, H. Bormann & Ch. Rentschler. *Heraufskalieren von landwirtschaftlich genutzten Ökotoopen*.- In: Kleeberg, H.B., Mauser, W. Peschke, G. & Strei, U. (Hrsg.) *Hydrologie und Regionalisierung*: 150-174, 1999.
- [77] J.C.I. Dooge. *Parametrization of hydrologic processes*. In: Egelson, P.S. (Ed.) *Land surface processes in atmospheric general circulation models*. Cambridge University Press, London 243-288, 1982
- [78] J.C.I. Dooge. *Scale problems in hydrology*. Fifth Chester C. Kisiel memorial lecture, Department of hydrology and Water Resources. Univ. Arizona, Tucson, 1986.
- [79] J.C.I. Dooge. *Scale problems in surface fluxes*. In: *Space and Time Scale Variability and Interdependencies in Hydrological Processes* (Ed.: R.A. Feddes). International Hydrology Series, Cambridge University Press, 21-32, 1995.

- [80] T. Dunne and R.D. Black. *Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed*. Water Resources Research, 6:1296-1311, 1970.
- [81] K. Eckhardt, N.Fohrer, und H.-G. Frede. *Ein methodischer Ansatz zur Analyse der Sensitivität komplexer Modellsysteme*. In: Fohrer, N. und Döll, P. (eds.) (1999): Modellierung des Wasser- und Stofftransports in großen Einzugsgebieten. Kassel University Press: 65-71. ISBN 3-933146-21-6
- [82] E.T. Engman, & R.J. Gurney. *Remote Sensing in Hydrology*, 1991.
- [83] M. Falkenmark & T. Chapman. *Comparative Hydrology*. UNESCO, Paris. GIS Works (1990): The 1990 GIS Source Book, Vol. 3, No. 5, 1989.
- [84] J.S. Famiglietti and E.F. Wood. *Effects of spatial variability and scale on area averaged evapotranspiration*. Water Resources Research, 31(3):669-721, 1995.
- [85] R.A. Feddes (ed.). *Space and Time Scale Variability and Interdependencies in Hydrological Processes*. International Hydrological Series, Cambridge, 1995.
- [86] K. Fedra and D.G. Jamieson. *An object-oriented approach to model integration: a river basin information system example*. In: Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management, volume 235 of IAHS Publ., pages 669-667, 1996.
- [87] W. Fleck. *Bodenwasserbilanz, Streuverdunstung und Wasserverbrauch von Buche und Fichte auf Standorten und in Einzugsgebieten des Schönbuchs*. In Das landschaftsökologische Forschungsprojekt Naturpark Schönbuch: 133- 160, 1986.
- [88] G. Fleming. *Computer simulation techniques in Hydrology*. Elsevier, New York, 1975.
- [89] G. Flemming. *Datenkritik und Fehlerabschätzung des Niederschlags, insbesondere der Schneedecke, als Eingangsgröße für hydrologische Modelle*. Geod. Geoph. Veröff, (37):54-61, 1981.
- [90] W.-A. Flügel. *Untersuchungen zum Problem des Interflow*. Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 56, 1979.
- [91] W.-A. Flügel. *Hydrologische Studien zum Wasserhaushalt hocharktischer Einzugsgebiete im Bereich des Oobloyah-Tals, N-Ellesmere Island, N.W.T, Kanada*. Heidelberger Geographische Arbeiten, H. 69: 311-382, 1981.
- [92] W.-A. Flügel. *Hierarchically structured hydrological process studies to regionalize interflow in a loess covered catchment near Heidelberg, Germany*. In: Bolle, H.J. et al.(ed.) Exchange Processes at Land Surface for a Range of Space and Time Scales. IAHS Publication No. 212: 215-223, 1993.

- [93] W.-A. Flügel, & Th. Lüllwitz. *Using a distributed hydrologic model with the aid of GIS for comparative hydrological modelling of micro- and mesoscale catchments in the USA and Germany*. In Wilkinson, W.B., ed., *Macroscale modelling of the hydrosphere*: IAHS Pub. no. 214, p. 59-66, 1993.
- [94] W.-A. Flügel. *Delineating Hydrological Response Units by Geographical Information System Analyses for Regional Hydrological Modelling using PRMS/ MMS in the Drainage Basin of the River Bröl, Germany*. *Hydrological Processes*, 9(3/4):423-436, 1995.
- [95] W.-A. Flügel. *Hydrological response units (HRU's) as modelling entities for hydrological river basin simulation and their methodological potential for modelling complex environmental process systems - Results from the Sieg catchment*. *Die Erde*, 127:43-62, 1996.
- [96] W.A. Flügel and R.E. Smith. *Integrated process studies and modelling simulations of hillslope hydrology and interflow dynamics using the HILLS model*. *Environmental Modelling & Software*, 14:153-160, 1999.
- [97] W.-A. Flügel. *Systembezogene Entwicklung regionaler hydrologischer Modellsysteme*. *Wasser und Boden*, 52/3:14-17, 2000.
- [98] R. Franke. *Smooth Interpolation of Scattered Data by Local Thin Plate Splines*. *Comp. & Maths. with Appls*. Vol. 8:237-281, 1982.
- [99] D.L. Fread. *Channel Routing*. In M.G. Anderson & T.P. Burt (editors). *Hydrological Forecasting*: 437-503, John Wiley & Sons, Chichester, 1985.
- [100] D.L. Fread. *Flow Routing*. In D.R. Maidment, editor, *Handbook of Hydrology* : 10.1-10.36. Mc Graw Hill, 1993.
- [101] R.A. Freeze & R.L. Harlan *Blueprint for a physically-based digitally simulated hydrological response model*. *Journal of hydrology*, 9: 237-258, 1969.
- [102] R.A. Freeze. *Streamflow generation*. *Rev Geophys. Space Phys.*; 12:627-647, 1974.
- [103] R.A. Freeze & J.A. Cherry. *Groundwater*. Prentice Hall, 604 pp., 1979.
- [104] R.A. Freeze *A stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope*. *Water Resources Research*, 16(2): 391-408, 1980.
- [105] S.P. Frysinger, R.P. Thomas, & A.M. Parsons. *Hydrological modelling and GIS: the Sandia environmental decision support system*. in *Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management*, Proceedings of the Vienna Conference. IAHS Publ. No. 211:3-22, 1993.

- [106] B. Gabriel, G. Ziegler & H. Jacobs. *Das Festgesteinsmodell GEOFEMLAW als Grundlage für die neue Methodik der Grundwasserneubildungsberechnung im Festgesteinsbereich*. Wasserwirtschaft-Wassertechnik 29, H. 2: 50-54, 1986.
- [107] A. Gärtner. *Die Quellen in ihren Beziehungen zum Grundwasser und zum Typhus*. Klinisches Jahrbuch, Bd. 9: 33, 1902.
- [108] D. Gerten, A. Helbig and K. Wilke. *Erfahrungen mit dem hydrologischen Modellsystem MMS-PRMS bei Anwendung auf das Einzugsgebiet der Oberen Blies*. In: Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 42, Heft 3, : 118-125, 1998.
- [109] H. Giesecke, P. Schmitt & H. Meyer. *Vergleich von Rechenmethoden für Gebietsniederschläge*. Wasserwirtschaft 73/1, 1983.
- [110] H. Giesecke & H. Meyer. *Einfluß der Topographie auf den Gebietsniederschlag*. Wasserwirtschaft, 74(1):8-11, 1984.
- [111] H. Giesecke & H. Meyer. *Digitales Meßwert-Erfassungssystem für Punktniederschläge*. Wasserwirtschaft, 76(10):430-437, 1986.
- [112] W. Golf. *Berechnung mittlerer Monatsbilanzen des Wasserhaushaltes im Mittelgebirge*. Wasserwirtschaft-Wassertechnik 32, H.6, 1982.
- [113] W. Golf & K. Luckner. *AKWA - Ein Modell zur Berechnung aktueller Wasserhaushaltsbilanzen kleiner Einzugsgebiete im Mittelgebirge*. Acta Hydrophysica 35, H.1, 1991.
- [114] D.C. Goodrich & D.A. Woolhiser. *Comment on „physically based hydrologic modeling: 1. A terrain-based model for investigative purposes“ by R.B. Grayson, I.D. Moore and T.A. McMahon*. Water Resources Research 30(3):845-847, 1994.
- [115] R.B. Grayson, I.D. Moore, and T.A. McMahon. *Physically based hydrologic modeling 2. Is the concept realistic*. Water Resources Research, 26:2659-2666, 1992.
- [116] R.B. Grayson, G. Blöschl, and I.D. Moore. *Distributed Parameter Hydrologic Modeling Using Vector Elevation Data: THALES and TAPES-C*. In V.J. Singh, editor, Computer Models of Watershed Hydrology, pages 669-696. Water Resources Publications, 1995.
- [117] W.H. Green & G.A. Ampt. *Studies on soil physics, I -- Flow of air and water through soils*. Journal of Agricultural Research, Vol.4: 1-24, 1911.
- [118] V.K. Gupta, I. Rodriguez-Iturbe & E.F. Wood. (eds.) *Scale Problems in Hydrology*. D. Reidel Publ., Dordrecht Holland, 1986.
- [119] W.R. Hamon. *Estimating potential evapotranspiration*. Journal of the Hydraulics Division, 87:107-120, 1961.

- [120] W. Haude. *Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise*. Mitteilungen des Deutschen Wetterdienstes, 2:11/1-11/24, 1955.
- [121] L.E. Hay, W.A. Battaglin, R.S. Parker, & G.H. Leavesley, *Modeling the effects of climate change on water resources in the Gunnison River basin, Colorad.*, In Goodchild, M.F., Parks, B.O., and Steyaert, L.T., eds., *Environmental modeling with GIS*: Oxford Univ. Press, p. 173- 181,1993.
- [122] A. Herrmann, J. Koll, Ch. Leibundgut, P. Maloszewski, R. Rau, W. Rauert, M. Schöninger, & W. Stichler. *Wasserumsatz in einem kleinen Einzugsgebiet im paläozoischen Mittelgebirge (Lange Bramke/Oberharz). Eine hydrologische Systemanalyse mittels Umweltisotopen als Tracer*. *Landschaftsökol. u. Umweltforsch.* 17, Braunschweig, 305 S, 1989.
- [123] J.D. Hewlett & A.R. Hibbert. *Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas*. In *International Symposium on Forest Hydrology, Proceedings of a National Science Foundation Advanced Science Seminar*, pages 275-290. Pergamon Press, New York, 1966.
- [124] J.D. Hewlett and W.L. Nutter. *The varying source area of streamflow from upland basins*. In *Proceedings of the Symposium on Interdisciplinary Aspects of Watershed Management*, pages 65-83, 1970.
- [125] J.D. Hewlett and C.A. Troendle. *Non-point and diffuse water sources: a variable source area problem*. In *Watershed Management*, pages 21-45. American Society of Civil Engineers, Logan, Utah, 1975.
- [126] G.A. Hills. *The ecological basis for land use planning*. Research Report, 46, 1961.
- [127] V. Hochschild. *Parameterization of hydrological models: The contribution of remote sensing to water resources management*. MODSIM99 Proceedings, Vol. 1:105-110, 1999.
- [128] M. Hoffmann. *Zur Gliederung der Schotterterrassen im oberen Illtal*. *Hercynica*, Neue Folge 4: 344-358, 1967.
- [129] L.D. Hopkins. *Methods for generating land suitability maps: a comparative evaluation*. *Am. Inst. Plan. J.*, 10:386-400, 1977.
- [130] R.E. Horton. *The role of infiltration in the hydrological cycle*. *Trans. Am. Geophys. Union*, 14:446-460, 1933.
- [131] Nationalkomitee der Bundesrepublik Deutschland des IHP der UNESCO und des OHP der WMO, (Ed.) *Empfehlung zu Einrichtung und Betrieb kleiner hydrologischer Untersuchungsgebiete*. Heft 10 IHP/OHP-Sekretariat, 1995.
- [132] A.J. Jakeman, I.G. Littlewood, & H.D. Symons. *Features and applications of IHA-CRES: a PC program for Identification of unit Hydrographs and Component flows*

from Rainfall, Evapotranspiration and Streamflow data. In Proceedings of the 13th IMACS World Congress on Computation and Applied Mathematics, volume 4, pages 1963-1967, 1991.

- [133] M.E. Jensen & H.R. Haise. *Estimating evapotranspiration from solar radiation*. Journal of Irrigation and Drainage, 89:15-41, 1963.
- [134] M.E. Jensen, R.D. Burman, & R.G. Allen. *Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements*. Technical Report 70, American Society of Civil Engineers, 1990.
- [135] K.H. Jensen & A. Mantoglou. *Future of Distributed Modelling*. In Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology, pages 203-212, 1992.
- [136] S.K. Jenson & J.O. Domingue. *Extracting Topographic Features from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis*. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 54(11):1593-1600, 1988.
- [137] A.E. Jeton & J.Larue Smith. *Development of Watershed Models for two Sierra Nevada Basins using a Geographic Information System*. In: Water Resources Bulletin, Vol. 29, No.6 : 923-932, 1993.
- [138] H. Jordan & H.-J. Weder. (Hrsg.) *Hydrogeologie - Grundlagen und Methoden ; regionale Hydrogeologie: Mecklenburg Vorpommern, Brandenburg und Berlin, Sachsen-Anhalt, Sachsen, Thüringen*. Enke Verlag 1995.
- [139] J. Kirkby. *Hillslope Hydrology*. ; Wiley, Chichester, 1978.
- [140] G.W. Kite. *Development of a hydrologic model for a Canadian watershed*. Canadian Journal of Civil Engineering, 5(1):126-134, 1978.
- [141] G.W. Kite & N. Kouwen. *Watershed Modeling Using Land Classifications*. Water Resources Research, 28(12):3193-3200, 1992.
- [142] G.W. Kite, E.D. Soulis & N. Kouwen. *A hierarchical approach to the connection of global hydrological and atmospheric models*. In: Space and Time Scale Variability and Interdependencies in Hydrological Processes, Cambridge University Press, 1995.
- [143] H.B. Kleeberg. *Zum Problem der Regionalisierung in der Hydrologie*. Deutsche Forschungsgemeinschaft (Hrsg.) Hydrologie und Regionalisierung, 3-12, 1999.
- [144] V. Klemes. *Conceptualization and Scale in Hydrology*. Journal of Hydrology 65: 1-23, 1983.
- [145] V. Klemes. *Operational testing of Hydrological Simulation Models*. In: Hydrological Science , 31, S. 13-24, 1986.

- [146] N. Kouwen, E.D. Soulis, & A. Pietroniro. *Enhancing rainfall-runoff modelling of mixed land use/land cover areas with remote sensing*. In 5th NHRI Symposium, Applications of Remote Sensing in Hydrology, Saskatoon, 1990. National Hydrol. Research Inst.
- [147] P. Krause. *Niederschlags-Abflußsimulation mit dem PRMS im Brugga-Einzugsgebiet unter Einsatz von Geographischen Informationssystemen und Satellitendaten*. (unveröff.) Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Universität Freiburg, 1995
- [148] P. Krause. *J2000 - Ein Modellsystem zur physikalisch basierten Nachbildung der hydrologischen Prozesse in großen Flusseinzugsgebieten*. Jülich 2001.
- [149] V. Krysanova, D.I. Müller-Wohlfeil, A. Becker. *Integrated Modelling of Hydrology and Water Quality in Mesoscale Watersheds*. PIK Report 18, 1996.
- [150] D. Lam & D. Swayne. *A hybrid expert system and neural network approach to environmental modelling: GIS applications in the RAISON system*. In Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management, volume 235 of IAHS Publ., pages 685-693, 1996.
- [151] G.H. Leavesley & W.D. Striffler. *A mountain watershed simulation model*. In Modeling of snow cover runoff, pages 379-386, Hanover, New Hampshire, 1978. U.S. Army Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Colbeck, S.C. and Ray, M.
- [152] G.H. Leavesley, R.W. Lichty, B.M. Troutman, & L.G. Saindon. *Precipitation-Runoff-Modeling-System. - User's Manual*. Water Resource Investigations Report 83-4238, U.S. Geological Survey, 1983.
- [153] G.H. Leavesley. *Problems of snowmelt runoff modelling for a variety of physiographic and climatic conditions*. Hydrol. Sci. J., 34(6):617-634, 1989.
- [154] [G.H Leavesley & L.G. Stannard. *A modular watershed- modeling system for use in mountainous regions*: Schweizer Ingenieur und Architekt, No. 18: 380-383, 1990.
- [155] G.H. Leavesley, M.D Branson, & L.E. Hay, *Using coupled atmospheric and hydrologic models to investigate the effects of climate change in mountainous regions*: AWRA 28th Annual Conference and Symposium, Managing water resources during global change, Reno, Nevada, November 1-5, 1992, p. 691- 700,1992.
- [156] G.H. Leavesley. *Modeling the Effects of Climate Change on Water Resources*. Climatic Change.
- [157] G.H. Leavesley & L.G. Stannard. *The precipitation-runoff modeling system* - . In V.J. Singh, editor, Computer Models of Watershed Hydrology, pages 281-310. Water Resources Publications, 1995.

- [158] G.H. Leavesley, P.J. Restrepo, L.G. Stannard, L.A. Frankoski, & A.M. Sautins. *The Modular Modelling System (MMS) - A Modelling Framework for Multidisciplinary Research and Operational Applications*. In GIS and Environmental Modelling - Progress and Research Issues, pages 155-158, 1996.
- [159] G. Leclerc & J.C Schaake. *Methodology for assessing the potential impact of urban development on urban runoff and the relative efficiency of runoff controll alternatives*: Massachusetts Institute of Technologie , Ralph M. Parsons laboratory Report 167, 257p., 1973.
- [160] Ch. Leibundgut. *Zur Erfassung Hydrologischer Messwerte und deren Übertragung auf Einzugsgebiete verschiedener Dimensionen*. Geomethodica 9: 141-170, 1984.
- [161] Ch. Leibundgut, J. McDonnell. & G. Schultz (Eds.) *Integrated Methods in Catchment Hydrology* .- IAHS-Publ., No. 258, 284 p. (1999).
- [162] L. Leyton, E.R.C. Reynolds & F.B. Thompson. *Rainfall interception in forest and moorland*. - In: Sopper, W.E. & H.W. Lull (Ed.): Forest hydrology, 163-178, 1967.
- [163] R.K. Linsley, M.A. Kohler, & J.L. Paulhus. *Hydrology for engineers*. New York, 1958.
- [164] T. Lüllwitz. *Vergleichende Hydrologische Modellierung mit dem Modell PRMS unter Anwendung von Geographischen Informationssystemen*. Dissertation, Universität Bonn, 1993.
- [165] K. Mägdefrau & A. Wutz. *Die Wasserkapazität der Moos- und Flechtendecke des Waldes*. - Forstwissenschaftliches Centralblatt 70:103-117, 1951.
- [166] D. Maidment & Ximing Cai. *Hydrologic Response Unit - the Concept and Implementation*. <http://www.ce.utexas.edu/stu/caix/hypj.html>, 1996.
- [167] D.H. Male. *The seasonal snowcover*. In S.C. Colbeck, editor, Dynamics of snow and ice, pages 305-395. Academic Press, 1980.
- [168] J. Mc Donall *A Rationale for for old water discharge through macropores in a steep humid catchment*. Water Resources Research Vol26/11 :2821-2832, 1990.
- [169] M.J. Meijerink, H.A.M. Brouwer, C.M. Mannaerts, & C. Valenzuela. *Introduction to the use of Geographic Information Systems for practical Hydrology*. Technical Report 23, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC), 1994.
- [170] H.-G. Mendel. *Elemente des Wasserkreislaufs : Eine kommentierte Bibliographie zur Abflußbildung*, Berlin, Analytica, 2000.

- [171] B. Merz. *Modellierung des Niederschlag-Abfluß-Vorgangs in kleinen Einzugsgebieten unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität*. Mitteilungen des Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, Bd. 56.
- [172] J. Mehlhorn. *Tracerhydrologische Ansätze in der Niederschlags-Abfluß-Modellierung*. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Bd.8, 1998.
- [173] P. Michael. *Die Gerölle- und Geschiebevorkommnisse in der Umgebung von Weimar*. 34. Jahrbuch des Realgymnasiums Weimar, 1896.
- [174] Ch. Michl. *Prozessorientierte Modellierung des Wasserhaushalts zweier Quelleinzugsgebiete im Thüringer Wald*. Dissertation, Universität Jena, 1999.
- [175] G. Mitscherlich. *Wald, Wachstum und Umwelt*. - Waldklima und Wasserhaushalt 2. Frankfurt am Main, 1971.
- [176] A.A. Molchanov. *The hydrological role of forests - Übersetzung der Originalarbeit aus dem Russischen*, Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem (2.Auflage der Übersetzung: 1966), 407S., 1967.
- [177] J.L. Montheith. *Vegetation and atmosphere*. Vol.1 Principles; Academic Press, London, 1975.
- [178] J.L. Montheith. *Vegetation and atmosphere*. Vol.2 Case Studies; Academic Press, London, 1975.
- [179] I.D. Moore, E.M. O'Laughlin & G.J. Burch. *A Contour-Based Topographic Model for Hydrological and Ecological Applications* Earth Surface Processes Landforms, 13:305-320, 1988.
- [180] R. Mülders. *Anwendung des NASIM-Modells zur hydrologischen Modellierung im Bröleinzugsgebiet*. Diplomarbeit Geographische Institute Universität Bonn, 1992.
- [181] J.E. Nash. *The form of instantaneous unit hydrograph*. Hydrol. Sci., 3:114- 121, 1957.
- [182] J.E. Nash & J.V. Sutcliffe. *River flow forecasting through conceptual models, 1. A discussion of principles*. Journal of Hydrology, 10:282-290, 1970.
- [183] Nationalkomitee der Bundesrepublik Deutschland des IHP der UNESCO und des OHP der WMO, (ed.) *Hydrologische Untersuchungsgebiete in der Bundesrepublik Deutschland*. Vol. 4. IHP/OHP-Sekretariat, 1983
- [184] J. Neis. *Hydrometeorologische Arbeiten in einem Untersuchungsgebiet in der Kammlage des Thüringer Waldes bei Gehlberg*. Archiv für Naturschutz und Landesforschung, 6:45-59, 1966.

- [185] C. Obled & B.B. Rosse. *Mathematical models of a melting snow pack at an index plot*. Journal of Hydrology, 32:139-163, 1977.
- [186] M. Pardé. *Fleuves et rivières*. 4. Aufl.: 224 S, Paris, 1964.
- [187] H.L. Penman. *Natural evaporation from open water, bare soils and grass*. Proc. Roy. Soc., A, 193:120-145, 1948.
- [188] G. Peschke, C. Etzenberg, G. Müller, J. Töpfer, S. Zimmermann. *Das wissenschaftliche System FLAB - ein Instrument zur rechnergestützten Bestimmung von Landschaftseinheiten mit gleicher Abflussbildung*, IHI Schriften Heft 10, Zittau, 1999.
- [189] G. Peschke. *Skalenwechsel über Modelle*. Hydrologie und Regionalisierung: Ergebnisse eines Forschungsprogramms/ Deutsche Forschungsgemeinschaft, H.-B. Kleeberg, W. Mauser, G. Peschke, U. Streit (Hrsg.) Wiley-VCH, 1999.
- [190] S. Pfeiffer. *Die Versickerungen der Ilm*. Fundgrube Heft 1/2, S. 29-32, 1973.
- [191] B. Pfütznner, S. Kaden, A. Krone & W. Flacke. *Flächendifferenzierte Einzugsgebietsmodellierung bei Anwendung eines Geographischen Informationssystems (GIS)*. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 36, H.2, 48-56, 1992.
- [192] B. Pfütznner, W. Lahmer, A. Becker. *ARC/EGMO - Programmsystem zur GIS-gestützten hydrologischen Modellierung, überarbeitete Kurzdokumentation zur Version 2.0; unveröffentlicht (1997)*.
- [193] J. Pitlick. *Relation between peak flows, precipitation, and physiography for five mountainous regions in the western USA*. Journal of Hydrology, 158:219- 240, 1994.
- [194] D.H. Pilgrim. *Some Problems in transferring hydrological relationships between small and large drainage basins and between regions*. Journal of Hydrology 65: 49-72, 1983.
- [195] E.J. Plate. (Hrsg.) *WEIHERBACH-PROJEKT: "Prognosemodell für die Gewässerbelastung durch Stofftransport aus einem kleinen ländlichen Einzugsgebiet"*. Schlußbericht zur 1. Phase des BMFT-Verbundprojektes. Heft 41, Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft (IHW) der Universität Karlsruhe, 1992.
- [196] A. Rango and J. Martinec. *Revisiting the Degree-Day-Method for Snowmelt Computations*. Water Resources Bulletin, 31(4):657-669, 1995.
- [197] A. Rango, & J.C. Ritchie. *Remote sensing applications to hydrology*. Hydrological Science Journal, 41 (4), Special Issue, 1996.
- [198] Rau et al. *Die Leitbodenformen Thüringens*. Hrsg.: Thüringer Landesanstalt für Geologie; Weimar.

- [199] J.C. Refsgaard. *Terminology, Modelling Protocol and Classification of Hydrological Model Codes*. Water Science Library Vol. 22: 17-39, 1996.
- [200] J.C. Refsgaard, B. Storm & M.B. Abbott. *Comment on „A Discussion of Distributed Hydrological Modelling“* by K. Beven, *Distributed Hydrological Modelling* 279-287, 1996.
- [201] [E.W. Reiche. *Entwicklung, Validierung und Anwendung eines Modellsystems zur Beschreibung und flächenhaften Bilanzierung der Wasser- und Stoffdynamik in Böden*. Dissertation, Universität Kiel, Kieler Geographische Schriften, Band 79, 1991.
- [202] E. Richter. *Die Quellen der Ilm*. Merelle, Bote des Rennsteigvereins Ruhla, 1916.
- [203] D. Richter. *Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers*. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 194:1-93, 1995.
- [204] J.P. Riley, E.K. Israelsen, & K.O. Eagleston. *Some approaches to snowmelt prediction*. *IAHS Publ.*, 107:956-971, 1973.
- [205] H.H. Rosenbrock. *An automatic method of finding the greatest or least value of a function*. *Computer Journal*, 3:175-184, 1960.
- [206] B.B. Ross, D.N. Contractor, & V.O. Shanholtz. *A finite element model of overland and channel flow for assessing the hydrologic impact of land-use change*. *Journal of Hydrology*, 41:1-30, 1979.
- [207] A.J. Rutter, A.J. Morton, & P.S. Robins. *A predictive model of rainfall interception in forests. II Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands*. *Journal Appl. Ecol*, 12:367-380, 1975.
- [208] V. Sahin & M.J. Hall. *The effects of afforestation and deforestation on water yields*. *Journal of Hydrology*, 178:293-310, 1996.
- [209] F. Scheffer & P. Schachtschabel. *Lehrbuch der Bodenkunde*. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart, 1989.
- [210] W. Schilling. *Quartäre Erscheinungen in den Hochlagen des Thüringer Waldes und deren Bedeutung für die Hydrologie und forstliche Standortkunde*. Dissertation Eberswalde, 1962 (unveröffentlicht).
- [211] W. Schilling & R. Harms. *Räumliche Variabilität von Niederschlag und Abflußbildung - Auswirkungen auf den Abflußprozess*. *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 27, H.2:52-62, 1983.

- [212] H. Schlüter. *Vegetationskundlich-synökologische Untersuchungen zum Wasserhaushalt eines hochmontanen Quellgebiets im Thüringer Wald*. Habilitation, Martin-Luther-Universität Halle, 1969 (unveröffentlicht).
- [213] W. Schönborn et al. *Modellhafte Erarbeitung ökologisch begründeter Sanierungskonzepte kleiner Fließgewässer - Fallbeispiel Ilm/Thüringen*. Friedrich Schiller Universität, Jena, 1995.
- [214] W. Schulz. *Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Halle (Saale)*. Geologie, Beiheft 36, 1962.
- [215] R.E. Schulze. *Hydrology and acrohydrology: a text to accompany the ACRU 3.00 agrohydrological modeling system*. ACRU Report 43 TT69/ 95, Water Research Commission, 1995.
- [216] J. Schulla, & K.Jasper. *Modellbeschreibung WaSIM-ETH*. ETH Zürich über Server verfügbar. 1998.
- [217] A.H. Schumann & G.A. Schultz. *Wasserhaushaltsmodellierung unter Verwendung von Fernerkundung, digitalem Höhenmodell und geographischem Informationssystem*, Wasserwirtschaft 85, Heft 12 (1995).
- [218] G. Seidel. (Hrsg.) *Geologie von Thüringen*. Nägele und Obermiller, Stuttgart, 1995.
- [219] M.S. Seyfried & B.P. Wilcox. *Scale and the nature of spatial variability: Field examples having implications for hydrologic modeling*. Water Resources Research, 31(1):173-184, 1995.
- [220] L.K. Sherman. *Streamflow from rainfall by a unit hydrograph method*. Eng. News Record, 108:501-505, 1932.
- [221] F. Siegl. *Das Ilmgebiet. Eine hydrologische Studie*. Diplomarbeit geographisches Institut der Universität Jena 1955.
- [222] V.P. Singh. (editor) *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resource Publications, 1995.
- [223] V.P. Singh & M. Fiorentino (eds.) *Geographical Information Systems in Hydrology*. Water Science and Technology Library Vol. 26, 1996.
- [224] M. Sivapalan & J.D. Kalma. *Scale problems in hydrology: contributions of the Robertston workshop*. Hydrological Processes, 6:243-250, 1995.
- [225] W. Soergel . *Die diluvialen Terrassen der Ilm*, 1924.

- [226] A. Sole & A. Valanzano. *Digital Terrain Modelling*. In V.J. Singh and M. Fiorentino, editors, *Geographical Information Systems in Hydrology*, pages 175- 194. Kluwer Academic Publishers, 1996.
- [227] Z. Song & L.D. James. *An objective test for hydrologic scale*. *Water Resources Bulletin*, 28: 833-844, 1992.
- [228] H.G. Spanknebel, M. Kaufmann, & K.-H. Pörtge. *Das Aprilhochwasser 1994 in Thüringen*. DGM, 38(6):191-195, 1994.
- [229] R. Srinivasan R. & J.G. Arnold. *Basin scale water quality modelling using GIS*. Proceedings, Applications of advanced Information Technologies for Management of Natural Resources. June 17-19, Spokane, WA, USA, 1993.
- [230] H. Staudenrausch. *Hydrologische Modellierung mit MMS/ PRMS in einem mesoskali- gen, semi-ariden Einzugsgebiet in der Gebirgsrandzone der Drakensberge in Südafrika*. Diplomarbeit, Friedrich-Schiller-Universität Jena, 1996 (unveröffentlicht). H. Staudenrausch Topologische Beziehungen von hydrologischen Objekten in Flusseinzugsgebieten. *Eco Regio* 8:121-128, 2000
- [231] H. Staudenrausch. *Untersuchungen zur hydrologischen Topologie von Landschaftsobjekten für die distributive Flussgebietsmodellierung*. Dissertation. Geographisches Institut der Universität Jena, 2001.
- [232] A.N. Strahler. *Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks*. In: Chow, Ven Te: *Handbbook of applied hydrology*, New York, 1964.
- [233] T. Tao & N. Kouwen. *Remote of sensing and fully distributed modeling for flood forecasting*. *Journal of Water Resources Planing and Management*, 115(6):809-823, 1989.
- [234] M.L. Terstriep & J. B. Stall. *The Illinois urban drainage area simulator, ILLUDAS*. Illinois State Water Survey Bulletin 58: 1-30, 1974.
- [235] Thüringer Landesanstalt für Umwelt (Hrsg.). *Gewässer- und Auenentwicklungskonzept der Ilm- Abschlußbericht zum BMBF-Forschungsprojekt: Ökologisch begründete Sanierung der Ilm, Phase II: Projektbüro zur Koordinierung der Umsetzung und Erarbeitung eines Gewässerentwicklungsplanes auf Basis eines Leitbildes*, 1996.
- [236] TMLU. *Studie zum Aktuellen Stand und Niveau ganzheitlicher Konzepte zum Fließgewässerschutz im Sinne einer Vorarbeit für ein Thüringer Fließgewässerschutzprogramm - Machbarkeitsstudie für ein Thüringer Fließgewässerschutzprogramm*. Hrsg.: Thüringer Ministerium für Landwirtschaft, Naturschutz und Umwelt, Erfurt, 1996.
- [237] E. Todini. *Rainfall-runoff modelling- past, present and future*. *Journal of Hydrology* 100: 341-352, 1988.

- [238] C.A. Troendle. *Variable source area models*. In M.G. Anderson and T.P. Burt, editors, *Hydrological Forecasting*, pages 347-401. Wiley & Sons, 1985.
- [239] S. Uhlenbrook & Ch. Leibundgut. *Abflusentstehung bei Hochwasser auf verschiedenen Raumskalen*. *Wasser & Boden* 49/9: 13-22, 1997.
- [240] S. Uhlenbrook, J. Holocher, C. Leibundgut, & J. Seibert. *Using a conceptual rainfall-runoff model on different scales by comparing headwater with larger basins*. In *Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters*, pages 297-305. IAHS Publications, 1998.
- [241] S. Uhlenbrook. *Untersuchung und Modellierung der Abflussbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet*, Freiburger Schriften zur Hydrologie, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg, 1999.
- [242] US Army, editor. *Snow hydrology*. U.S. Army Corps of Engineers, North Pacific Division, 1956.
- [243] U.S. Soil Conservation Service. *SCS national engineering handbook, Section 4--Hydrology*, U.S. Government Printing Office, Washington D.C.: 654 p, 1971.
- [244] R.J. Viger, S.M. Markstrom & G.H. Leavesley *The GIS Weasel - An Interface for the Development of Spatial Parameters for Physical Process Modelling*. http://www-br.cr.usgs.gov/weasel/html/weasel_abstract.html, 1999.
- [245] D. Viville, P. Biron, A. Granier, E. Dambrine, and A. Probst. *Interception in a mountainous declining spruce stand in the Strengbach catchment (Vosges, France)*. *Journal of Hydrology*, 144:273-282, 1993.
- [246] O. Wagenbreth & W. Steiner. *Geologische Streifzüge. Landschaft und Erdgeschichte zwischen Kap Arkona und Fichtelberg*, Leipzig, 1985
- [247] M.R. Walsh. *Toward spatial decision support systems in water resources*. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 119(2):158-169, 1993.
- [248] J. Weihe. *Benetzung und Interzeption von Buchen- und Fichtenbeständen in Nordrhein-Westfalen*. *Allgemeine Forst- und Jagd Zeitung* 145:1 -11, 1974.
- [249] J. Weihe. *Der Regenniederschlag im Wald*. In *Wald und Wasser - Entwicklung und Stand*, Bonn, 1979. DVWK.
- [250] P. Widmoser. *Boden- und Landschaftswasserhaushalt*. In: H.-P. Blume (Hrsg.) *Handbuch des Bodenschutzes*. Landsberg 1992.
- [251] E.F. Wood & P.E. O'Connell. *Real-time Forecasting*. In *Hydrological Forecasting*, pages 505-558, 1985.

- [252] E.F. Wood, M. Sivapalan, K. Beven & L. Band. *Effects of spatial variability and scale with implications to hydrological modeling*. Journal of Hydrology 102: 29-47, 1988.
- [253] E.F. Wood, M. Siviapalan, & K.J. Beven. *Similarity and scale in catchment storm response*. Reviews of Geophysics, 28(1), 1990.
- [254] E.F. Wood. *Scaling behaviour of hydrological fluxes and variables: empirical studies using a hydrological model and remote sensing data*. Hydrological Processes, 9:311-346, 1995.
- [255] E.F. Wood et al. *Hydrological modelling of continental-scale basins*. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 25, 1997.
- [256] D.A. Woolhisher, C.L. Hanson und A.R. Kuhlman. Overland flow on rangeland watersheds. Journal of Hydrology, Vol 9, No. 2:336-356, 1970.
- [257] D.A. Woolhiser. Hydrologic and watershed modeling - State of the transactions of the ASAE, 16:533-559, 1973.
- [258] H. Wuchold & J. Neis. Versuch zur Berechnung des kurzfristigen Wasserhaushalts für das Gebiet Gehlberg-Schmücke. Forschungsbericht des Amtes für Meteorologie Weimar, 1969 (unveröffentlicht).
- [259] P. Zannetti. *Environmental modelling- next generation*. In: Development and application of computer techniques to environmental studies VI, pages 4- 13, Southampton, Boston, 1996. Computational Mechanics Publications.
- [260] M. Zappa. *Untersuchung zur Aufbereitung unterschiedlicher Rauminformation für die flächendifferenzierte hydrologische Einzugsgebietsmodellierung*. Diplomarbeit Geographisches Institut der ETH Zürich, 1999.
- [261] S. Zimmermann, J. Töpfer & G. Peschke. *Expertensystem und GIS im integralen Pre-processing von N-A- Modellen*, Eco Regio Bd.8: 89-96, 2000.

Selbstständigkeitserklärung

Ich erkläre, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel und Literatur angefertigt habe.

Jena, Oktober 2001

Tabellarischer Lebenslauf

Name, Vorname	Bongartz, Klaus
Geburtsdatum	04.08.1967
Geburtsort	Grevenbroich
Familienstand	Verheiratet, 2 Kinder
1974 bis 1978	Gemeinschaftsgrundschule Gierath
1978 bis 1987	Pascalgymnasium Grevenbroich
Mai 1987	Allgemeine Hochschulreife (Abitur)
1988 bis 1989	Wehrdienst
1989	Studium der Geologie an der Universität Köln
1990 bis 1996	Studium der Geographie, Geologie und Städtebau an der Universität Bonn
September 1996	Hochschulabschluß an der Universität Bonn (Diplom - Geograph)
1997	Freier Mitarbeiter Umweltamt der Stadt Bonn Freier Mitarbeiter INFAS Geodaten GmbH
seit Oktober 1997	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Lehrstuhl Geoinformatik, Geohydrologie und Modellierung, Institut für Geographie der FSU Jena

Jena, im Oktober 2001