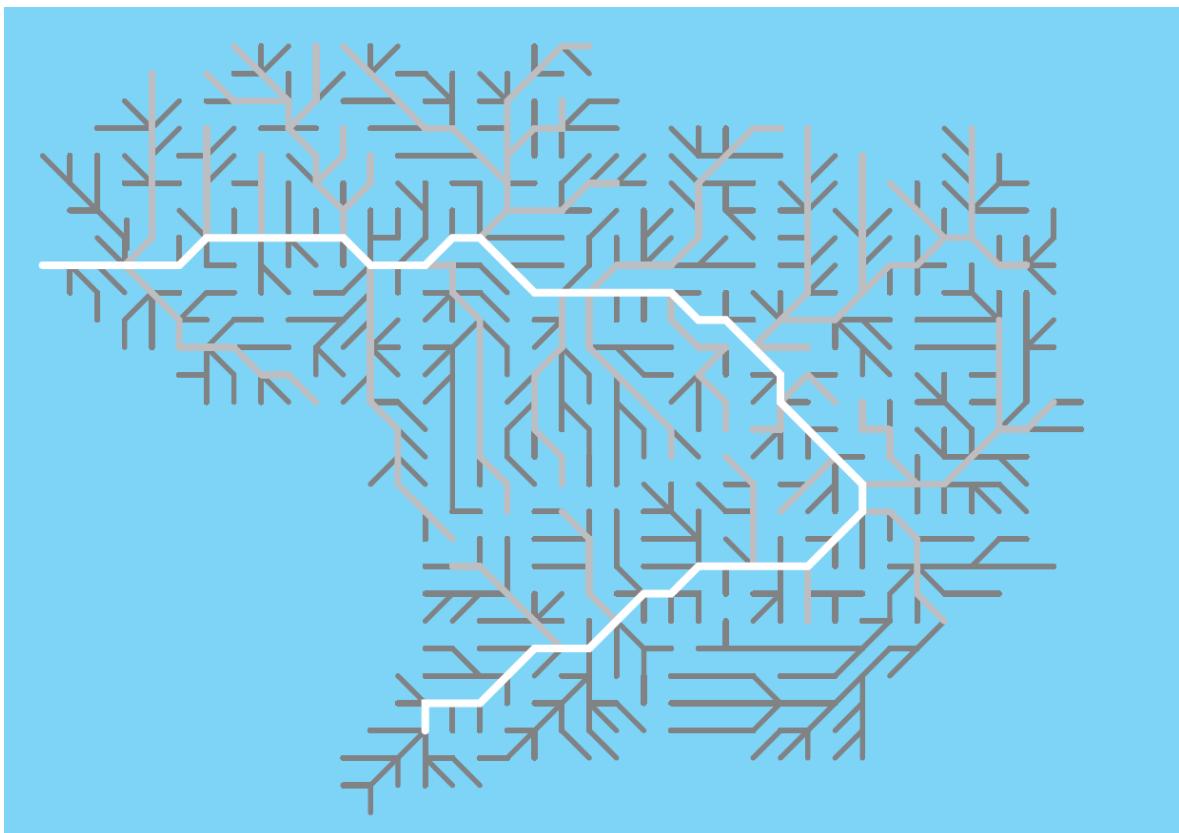


Das Wasserhaushaltmodell LARSIM

– Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele –

<http://www.larsim.info/dokumentation/LARSIM-Dokumentation.pdf>, Stand: 03.12.2025



Herausgeber:

LARSIM-Entwicklergemeinschaft - Hochwasserzentralen LUBW, BLfU, LfU RP, HLNUG, BAFU



Herausgeber:

LARSIM-Entwicklergemeinschaft - Hochwasserzentralen LUBW, BLfU, LfU RP, HLNUG, BAFU

Diese Dokumentation ist dem Gedenken an Herrn Dr. Karl Ludwig gewidmet (1944 – 2012). Herr Dr. Ludwig konzipierte die Struktur des flächendetaillierten N/A-Modells FGMOD (FlussGebietsMODell) und entwickelte die erste lauffähige Version des Programmsystems, das zur detaillierten Simulation der Hochwasserabflussprozesse und zur Ermittlung von Bemessungsganglinien genutzt wurde. Die Beschreibung dieser Arbeiten war Grundlage seiner Dissertation „Systematische Berechnung von Hochwasser-Abflussvorgängen mit Flussgebietsmodellen“ im Jahre 1978.

Die Weiterentwicklung des Modells FGMOD zum Hochwasservorhersagemodell (Holle, 1985) und zum Wasserhaushaltsmodell LARSIM (Bremicker, 2000) in seiner heutigen Form begleitete er sehr eng.

Vorwort

Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) ermöglicht eine prozess- und flächendetaillierte Simulation und Vorhersage des landgebundenen Wasserhaushaltes. LARSIM wurde als nichtkommerzielle Software überwiegend im Rahmen von Auftragsarbeiten sowie teilweise im Rahmen von Forschungsvorhaben entwickelt.

Die Konzeption und Koordination der programmtechnischen Weiterentwicklung von LARSIM erfolgt über eine Entwicklergemeinschaft der Hochwasserzentralen der deutschen Bundesländer Baden-Württemberg, Bayern, Hessen, Rheinland-Pfalz sowie des Eidgenössischen Bundesamtes für Umwelt (CH). Auch Hochwasserzentralen in Frankreich, Österreich und Luxemburg setzen LARSIM zur operationellen Vorhersage sowie teilweise auch zur Echtzeitsteuerung von Speichern ein. Weitere Anwender von LARSIM sind Universitäten und Ingenieurbüros.

Die Vorhaltung und Verwaltung des Quellcodes erfolgt zentral bei der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, um so eine einheitliche Programmversion sicherzustellen, die den gemeinsamen Nutzerbedürfnissen der Hochwasserzentralen entspricht.

Die in LARSIM enthaltenen Berechnungsverfahren sind auch für zahlreiche weitere Fragestellungen, wie z. B. Untersuchungen zu den Auswirkungen der Klimaänderung auf den Wasserhaushalt, nutzbar. Durch einen jährlich stattfindenden Erfahrungsaustausch aller LARSIM-Anwender wird gewährleistet, dass LARSIM auch zukünftig dem aktuellen Stand der Technik entspricht und mit seiner Hilfe vielseitige wasserwirtschaftliche Aufgaben bearbeitet werden können.

Die Herausgeber

Inhalt

1 Einführung und Zielsetzung	1
2 Konzeption des Wasserhaushaltsmodells LARSIM.....	3
2.1 Skalen und Prozessbeschreibung in der Hydrologie	3
2.2 Randbedingungen für die Entwicklung von LARSIM	4
3 Modelltheorie: Simulation der hydrologischen Prozesse	7
3.1 Grundlegende Struktur des Wasserhaushaltsmodells LARSIM	7
3.2 Nutzung meteorologischer Antriebsdaten.....	11
3.2.1 In LARSIM verwendete meteorologische Antriebsdaten	11
3.2.2 Korrektur der Niederschlagsmessungen	11
3.2.3 Umrechnung von Taupunkttemperatur, Globalstrahlung und Sonnenscheindauer.....	17
3.2.4 Übertragung meteorologischer Messwerte auf die Fläche	20
3.3 Interzeptionsspeicher	23
3.4 Schneespeicher	26
3.4.1 Grundlagen der Schneemodellierung in LARSIM.....	26
3.4.2 Akkumulation von Schnee	26
3.4.3 Das Grad-Tag-Verfahren	28
3.4.4 Energiebilanzen auf Grundlage des Knauf-Ansatzes	30
3.4.5 Setzung und Wasserabgabe aus der Schneedecke	42
3.4.6 Der Einfluss von Wald auf die Schneedynamik.....	46
3.4.7 Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model.....	53
3.4.8 Höhenzonierte Schneemodellierung innerhalb von Teilgebieten.....	58
3.4.9 Schnee-Kompartimente	59
3.4.10 Massentransport von Schnee und Eis	69
3.5 Gletschermodul.....	71
3.5.1 Grundlagen der Gletschermodellierung in LARSIM	71
3.5.2 Schneedynamik auf Gletscherflächen.....	72
3.5.3 Energiebilanz auf Gletscherflächen	73
3.5.4 Eisschmelze Auf Gletscherflächen.....	76
3.5.5 Abflussbildung und Abflusskonzentration auf Gletscherflächen	76
3.6 Bodenspeicher und Abflussbildung	77
3.6.1 Grundlegender Aufbau des Bodenspeichers	77
3.6.2 Der Bodenspeicher mit drei Abflusskomponenten	79
3.6.3 Vier Abflusskomponenten mit robustem Schwellenwert für die Rate des Direktabflusses (A2)	83
3.6.4 Vier Abflusskomponenten mit Infiltration in Abhängigkeit der Füllung des gesamten Bodenspeichers	84

3.6.5	Vier Abflusskomponenten mit statischem Schwellenwert für die maximale Infiltration bei trockenem Boden	87
3.6.6	Vier Abflusskomponenten mit dynamischer Infiltration nach RoGeR.....	90
3.6.7	Rückhalt von Oberflächenabfluss in der Fläche	103
3.6.8	Vertikale Durchlässigkeitsbeiwerte und exponentielle Tiefenversickerung	104
3.6.9	Kapillarer Aufstieg bei grundwassernahen Böden.....	108
3.6.10	Berücksichtigung dominanter Abflussprozesstypen	111
3.6.11	Dynamische Frostversiegelung.....	115
3.7	Evapotranspiration	117
3.7.1	Grundgleichung zur Berechnung der Evapotranspiration nach Penman-Monteith.....	118
3.7.2	Strahlungsbilanz	119
3.7.3	Bodenwärmestrom	122
3.7.4	Aerodynamischer Widerstand.....	122
3.7.5	Oberflächenwiderstand unter Berücksichtigung der Bodenfeuchte	124
3.7.6	Vereinfachte Berechnung der Evapotranspiration nach Oudin.....	127
3.8	Modellbausteine für spezielle Landoberflächen.....	129
3.8.1	Wasserflächen.....	129
3.8.2	Wasserkörper	130
3.8.3	Bebaute Flächen	131
3.9	Abflusskonzentration im Einzugsgebiet.....	133
3.9.1	Parallelspeichermodell für die Abflusskonzentration	133
3.9.2	Berücksichtigung des Fliesszeitindexes bei der Abflusskonzentration .	134
3.9.3	Berücksichtigung eines limitierten Grundwasserspeichers bei der Abflusskonzentration	136
3.10	Wellenablauf im Gerinne	137
3.10.1	Wellenablauf nach Williams mit Trapezprofilen.....	137
3.10.2	Direkte Einbindung vermessener Profile	139
3.10.3	Interaktionen zwischen Gerinne und Grundwasser.....	140
3.10.4	Externe Volumen-Abfluss-Beziehungen	142
3.10.5	Wellenablauf mit dem Translations-Retentionsverfahren	142
3.10.6	Kopplung von LARSIM mit hydraulischen Modellen.....	147
3.11	Seen, Talsperren und Rückhaltebecken.....	148
3.11.1	Ungesteuerte Seeretention.....	148
3.11.2	Rückhaltebecken	148
3.11.3	Talsperren	149
3.11.4	Gesteuerte Seen	150
3.11.5	Steuerung von Speichern und Poldern	151
3.12	Verzweigungen, Einleitungen und Entnahmen	153
3.12.1	Verzweigungen.....	153

3.12.2 Einleiter und Entnahmen	153
3.13 Wassertemperaturen.....	154
3.13.1 Grundlagen des Wassertemperaturmoduls.....	154
3.13.2 Physikalisch basierte Berechnung des Wärmehaushalts	155
3.13.3 Regressionsmodelle zur punktuellen Berechnung der Wassertemperatur	160
4 Erstellung von LARSIM Wasserhaushaltsmodellen	162
4.1 Erstellung von Gebietsdateien	162
4.1.1 Überblick über die LARSIM Gebietsdaten.....	162
4.1.2 Flächenhafte Geodaten und Fliessvernetzung.....	164
4.1.3 Gerinnebezogene Daten.....	168
4.1.4 Punktdaten zu Speichern, Einleitern und Verzweigungen.....	170
4.2 Kalibrierung und Validierung	171
4.2.1 Modellkalibrierung	171
4.2.2 Methoden zur Bewertung der Modellgüte	174
4.2.3 Methoden zur Modellvalidierung	178
5 LARSIM Wasserhaushaltsmodelle im operationellen Vorhersagebetrieb	185
5.1 Übersicht über LARSIM Modelle im operationellen Betrieb	185
5.2 Grundlagen des operationellen Modellbetriebs	189
5.2.1 Operationeller Programmablauf	189
5.2.2 Fortschreibung modellinterner Speicherzustände	190
5.2.3 Behandlung von Lückenwerten in hydrometeorologischen Eingangsdaten.....	190
5.2.4 Gemessene Abflüsse, Wasserstände und Wassertemperaturen	191
5.2.5 Berücksichtigung von Wasserständen und Speicherabgaben.....	191
5.3 Optimierung operationeller Modelle	192
5.3.1 Automatisierte Modellnachführung.....	192
5.3.2 Automatisierte Vorhersage-Korrektur.....	198
5.3.3 Optimierung der Schneesimulation	205
5.4 Spezielle Eingriffsmöglichkeiten im operationellen Betrieb	211
5.4.1 Abflussgradienten im Vorhersagezeitraum	211
5.4.2 Analyse der Auswirkungen von Rückhaltebecken mittels Ausgabe „fiktiver Messungen“	212
5.5 Operationeller Modellbetrieb in Baden-Württemberg.....	214
5.5.1 Übersicht über den operationellen Betrieb in Baden-Württemberg.....	214
5.5.2 Hochwasservorhersage und -frühwarnung	215
5.5.3 Niedrigwasser- und Wassertemperaturvorhersage	223
5.5.4 Flächenhafte Auswertungen	227
6 Weitere Anwendungsbereiche von LARSIM- Wasserhaushaltsmodellen	229
6.1 Verwendung des LARSIM-WHM für Bemessungsaufgaben.....	229

7 Niederschlag-Abfluss-Modus (LARSIM-NA).....	231
7.1 Antriebsdaten im Niederschlags-Abfluss-Modus	231
7.2 Berechnung des Niederschlags in Teilgebieten.....	232
7.3 Abflussbildung.....	239
7.4 Abflusskonzentration im Teilgebiet.....	242
7.5 Wellenablauf im Gerinne	245
7.6 Weitere Möglichkeiten zur Berechnung und Steuerung	246
7.6.1 Speicher, Verzweigungen und Einleiter	246
7.6.2 Optimierungsverfahren	246
7.6.3 Berücksichtigung eines Grenzwerts für die Infiltration.....	246
7.6.4 Berechnung eines Schneemodells.....	246
7.6.5 Zustandsdatei im Niederschlag-Abfluss-Modus	247
7.7 Anwendung von LARSIM-NA für Bemessungsaufgaben	247
8 Schlussfolgerungen und Ausblick.....	248
9 Literatur	249
Beschreibung nicht abwärtskompatibler Korrekturen.....	264

1 EINFÜHRUNG UND ZIELSETZUNG

Wasserhaushaltsmodelle sind Programme zur Quantifizierung der räumlichen und zeitlichen Verteilung von wesentlichen Komponenten des Wasserhaushaltes wie Niederschlag, Verdunstung, Versickerung, Wasserspeicherung im Einzugsgebiet und Abfluss (SINGH 1995). Sie stellen dabei die einzelnen Komponenten des Wasserhaushaltes (Abb. 1-1) in den Zusammenhang des gesamten Wirkungsgeschehens.

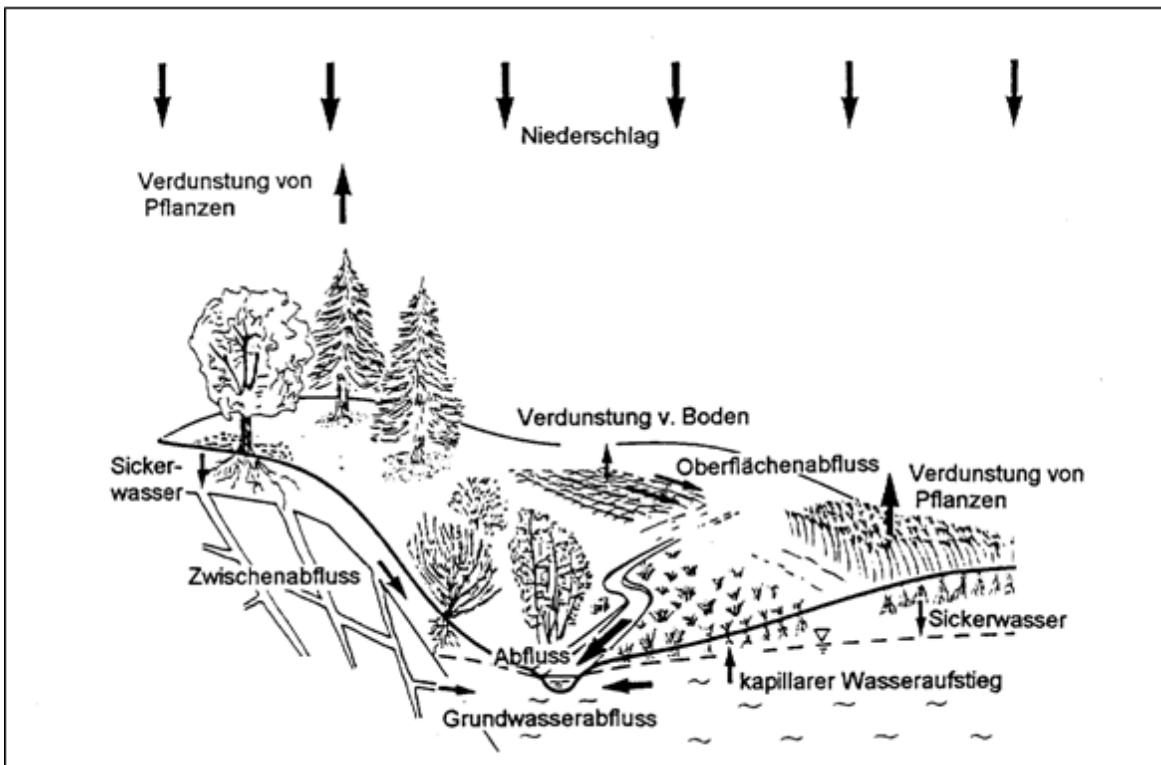


Abb. 1-1 Schematische Darstellung von Komponenten des Wasserhaushaltes (nach WOHLRAB et al. 1992, verändert)

Wasserhaushaltsmodelle unterscheiden sich von den konventionellen in der wasserwirtschaftlichen Praxis früher üblichen Niederschlags-Abfluss-Modellen u.a. dadurch, dass mit ihnen eine kontinuierliche, prozessorientierte Simulation und Vorhersage des gesamten Abflussgeschehens auch über längere Zeiträume möglich ist, anstatt nur einzelne Teilaufgaben wie etwa Hochwasserabflüsse ereignisbezogen nachzubilden. Darüber hinaus werden in Wasserhaushaltsmodellen auch Teilkomponenten des Wasserhaushaltes erfasst, die in üblichen Niederschlags-Abfluss-Modellen nicht bzw. nur in sehr vereinfachter Form berücksichtigt sind, wie etwa die Verdunstung, der Bodenwasserhaushalt oder die Grundwasserneubildung.

Mit Wasserhaushaltsmodellen können unterschiedliche Aufgabenstellungen beantwortet werden wie z. B.:

- *Darstellung des aktuellen Systemzustandes*¹⁾
z. B. als Bewertungsgrundlage zur Verbesserung ungünstiger wasserwirtschaftlicher Zustände sowie als Eingangsdaten für Gewässergüte- und Grundwassermodele
- *Simulation (Prognose/Szenarien) geänderter Systemzustände*
z. B. zur Berechnung der Auswirkungen von Klima- oder Landnutzungsänderungen auf den Wasserhaushalt, insbesondere im Hinblick auf Hoch- und Niedrigwasser-Kennwerte sowie im Hinblick auf den Bodenwasserhaushalt und die Grundwasserneubildung
- *Vorhersage*
z. B. operationelle Vorhersage von Hoch- und Niedrigwasser bzw. kontinuierliche tägliche Abflussvorhersage

Eingangsdaten für Wasserhaushaltsmodelle sind einerseits Systemdaten wie Geländehöhen, Landnutzung, Wasserspeichervermögen der Böden und Gerinnegeometrien, andererseits hydrometeorologische Zeitreihen wie Niederschlag, Lufttemperatur, Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, Globalstrahlung sowie der Abfluss zur Überprüfung der Berechnungsergebnisse (HAAG & BREMICKER 2010).

Seit der Entwicklung des Stanford Watershed Model durch CRAWFORD & LINSLEY (1966) ist eine große Anzahl von Wasserhaushaltsmodellen entstanden, die aufgrund von Weiterentwicklungen in der Modelltechnik die hydrologischen Prozesse immer detaillierter erfassen. Übersichtsbeschreibungen zu verschiedenen Ansätzen in der Wasserhaushaltsmodellierung sind u.a. bei UBA (1995), SINGH (1995, 2002a, b) und BEVEN (2012) zusammengestellt. Übersichten zu den unterschiedlichen Einsatzbereichen von Wasserhaushaltsmodellen werden u.a. von BWK (1998) und SINGH (2002b) gegeben, eine Zusammenfassung zum Stand der Forschung im Bereich Wasserhaushaltsmodellierung gibt u.a. BEVEN (2012).

In der vorliegenden Arbeit wird mit dem Programm LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) ein Wasserhaushaltsmodell beschrieben, das eine prozess- und flächendetaillierte Simulation und Vorhersage des terrestrischen Wasserkreislaufes und der Fließgewässer-temperaturen ermöglicht. Seit seiner Entwicklung im Rahmen des Forschungsvorhabens BALTEX (BALTEX 1995, BREMICKER 1998) wird LARSIM sowohl in der wasserwirtschaftlichen Praxis als in der Forschung für vielfältige Aufgaben eingesetzt (z. B. FACKEL 1997, SCHEUER 1999, GATHENYA 1999, GERLINGER & TUCCI 1999, BAUER 1999, LFU 1999b,c,d, GERLINGER & DEMUTH 2001, BREMICKER et al. 2004, HAAG et al. 2005a,b, BREMICKER et al. 2006, LUCE et al. 2006, HAAG et al. 2006b, GERLINGER 2008, HAAG & LUCE 2008, DEMUTH et al. 2010, HAAG & BREMICKER 2010, BREMICKER et al. 2011).

Zunächst werden die grundlegende Konzeption sowie die Funktionsweise der Modellbausteine von LARSIM dargelegt. Daran anschließend wird die Anwendung und Handhabung des Modells anhand ausgewählter Beispiele aus der wasserwirtschaftlichen Planung und aus dem operationellen Vorhersagebetrieb dargestellt.

¹⁾ In diesem Zusammenhang werden unter dem *Systemzustand* sowohl Gebietseigenschaften wie Landnutzung und Geländehöhen, als auch Gerinneparameter wie Flussbettbreiten und -tiefen sowie die Charakteristiken des meteorologischen Geschehens wie Niederschlag und Lufttemperatur zusammengefasst.

2 KONZEPTION DES WASSERHAUSHALTSMODELLS LARSIM

Bei der hydrologischen Modellierung sind die verwendeten Lösungsansätze und Prozessbeschreibungen unter anderem abhängig von der gewählten räumlichen Prozessauflösung (BECKER 1992). Aus diesem Grunde werden hier zunächst einige grundsätzliche Betrachtungen zu Maßstabsfragen und zur Modellbildung gegeben.

2.1 SKALEN UND PROZESSBESCHREIBUNG IN DER HYDROLOGIE

Allgemein zeigt sich, dass mit wachsendem Betrachtungsmaßstab immer mehr Einzelheiten der hydrologischen Systeme und Prozesse hervortreten, die bei kleinerem Maßstab noch nicht unterschieden werden konnten (DYCK 1980: 47). Andererseits können die für kleinräumige Standorte ermittelten hydrologischen Kennwerte bzw. Modelle im Allgemeinen nicht unmittelbar zur Beschreibung der Hydrologie eines größeren Flussgebietes superponiert werden (DYCK 1980: 49, BECKER 1995). Zur Klassifizierung dieser unterschiedlichen räumlichen (und damit verbunden oft auch zeitlichen) Maßstäbe werden die drei Skalenbereiche Mikroskale, Mesoskale und Makroskale unterschieden (BECKER 1986, PLATE 1992). Da Grenzen dieser Skalen nicht eindeutig anzugeben sind, werden sie oft als Übergangsbereiche gekennzeichnet (Tab. 2-1).

Tab. 2-1 Skalenbereiche in der Hydrologie (nach BECKER 1992)

Skalen in der Hydrologie		Charakteristische	Charakteristische
Hauptbereich	Übergangsbereich	Längen*	Flächen*
Makroskale	-	≥ 100 km	≥ 10.000 km 2
	unterer erweiterter Makroskalenbereich	30 - 100 km	1.000 - 10.000 km 2
Mesoskale	oberer erweiterter Mesoskalenbereich	10 - 30 km	100 - 1.000 km 2
	-	1 - 10 km	1 - 100 km 2
Mikroskale	unterer erweiterter Mesoskalenbereich	0,1 - 1 km	0,01 - 1 km 2
	oberer erweiterter Mikroskalenbereich	30 - 100 m	0,001 - 0,01 km 2
	-	≤ 30 m	$\leq 0,001$ km 2

* Die angegebenen Zahlenwerte kennzeichnen nur Größenordnungen.
Sie sollten nicht als starre Grenzwerte gehandhabt werden.

Die räumlichen Skalenbereiche sowie die jeweils dazu verwendeten hydrologischen Modelle lassen sich nach PLATE (1992) bzw. BECKER (1992) wie folgt beschreiben:

In der *Mikroskale* werden Prozesse betrachtet, die in kleinräumigen, homogenen Teilgebieten eines Einzugsgebietes stattfinden. Charakteristische Flächengrößen sind meist kleiner als ein Hektar. Die mikroskaligen Prozesse können in der Regel durch elementare physikalische Gesetze (Kontinuumsmechanik, Hydro- und Thermodynamik) angemessen beschrieben werden, die physikalischen Grundkonstanten hierzu sind im Labor bestimmbar.

In der *Mesoskale* werden größere Raumeinheiten betrachtet, die in der Regel heterogen zusammengesetzt sind. Typisches Beispiel hierfür ist ein mehrere Quadratkilometer großes Einzugsgebiet mit unterschiedlichen Landnutzungen, Bodentypen, Hangneigungen und Flächenexpositionen. Die Heterogenität der betrachteten Raumeinheit wird durch mesoskalige Modelle im Allgemeinen nicht vollständig beschrieben, sondern zumindest teilweise summarisch erfasst. Weiteres Charakteristikum mesoskaliger Modelle ist, dass die Modellparameter nicht ausschließlich aus physikalischen Messgrößen oder Grundkonstanten hergeleitet werden können, sondern zumindest teilweise durch Kalibrierung an die natürlichen Gegebenheiten angepasst werden.

Unter dem Begriff *Makroskale* werden in der Hydrologie Raumeinheiten mit Flächengrößen von meist über 10.000 km² zusammengefasst. Bei den dabei betrachteten Prozessen stehen großräumige Effekte wie Klimazonen bereits stärker im Vordergrund als z. B. die kleinräumigere Untergliederung großer Stromgebiete in kleinere Einzugsgebiete. Hydrologische Modelle für diesen Skalenbereich befinden sich derzeit noch in der Entwicklungsphase und stellen in der Regel einfache Konzeptmodelle dar (BECKER 1995), deren Parameter ebenso wie bei mesoskaligen Modellen durch Kalibrierung an die natürlichen Gegebenheiten angepasst werden.

Bei der Einordnung eines hydrologischen Modells in die o.g. Skalenbereiche ist zu beachten, dass nicht die Flächengröße des gesamten Untersuchungsgebietes hierfür entscheidend ist, sondern vielmehr die charakteristische Flächengröße, in der die Prozessbeschreibung stattfindet. Diese Prozessbeschreibung erfolgt bei flächendetaillierten Modellen oft auf der Ebene von Teileinzugsgebieten. Bei dem im Folgenden beschriebenen Wasserhaushaltsmodell LARSIM werden die hydrologischen Prozesse auf der Ebene der Mesoskala betrachtet, d. h. für Flächengrößen der einzelnen Teileinzugsgebiete in der Größenordnung von einigen Hektar bis hin zu mehreren hundert Quadratkilometern.

2.2 RANDBEDINGUNGEN FÜR DIE ENTWICKLUNG VON LARSIM

Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM wurde in seiner ersten Version im Rahmen des Forschungsvorhabens BALTEX (BALTEX 1994, 1995) entwickelt, um als hydrologischer Baustein eines gekoppelten Atmosphären-Hydrologie-Modells die Beschreibung des landgebundenen Wasserkreislaufes im regionalen Klimamodell REMO zu verbessern (JACOB 1995). Bereits vorhandene, in der Literatur beschriebene Wasserhaushaltsmodelle erschienen aus verschiedenen Gründen für diesen Einsatz nicht geeignet (BREMICKER 1998). Grundkonzept bei der Entwicklung von LARSIM war es, relativ einfache und auf der Basis flächendeckend verfügbarer Systemdaten anwendbare, physikalisch basierte Konzeptmodelle für die mesoskalige Beschreibung des landgebundenen Wassertransports miteinander zu kombinieren.

Mit dem Einsatz des Wasserhaushaltsmodells als Baustein eines gekoppelten Atmosphären-Hydrologie-Modells sollte u.a. Folgendes ermöglicht werden:

- Bessere Modellierung der unteren Randbedingungen für das Atmosphärenmodell (Bodenfeuchte)
- Verifizierung der über das Atmosphärenmodell berechneten Komponenten des Wasserkreislaufes (z. B. Evapotranspiration) über Abflüsse großer Flusssysteme
- Bessere Koppelung von Atmosphären-Modellen mit ozeanischen Zirkulationsmodellen

Dieser Zielsetzung folgend war ein Wasserhaushaltsmodell zu erstellen, das für eine Flächenauflösung entsprechend den damals vorliegenden regionalen Klimamodellen einsetzbar ist, d. h. für Teilflächen in der Größenordnung von mehreren hundert Quadratkilometern. Weitere Vorgaben bei der Modellkonzeption waren u.a.:

- Es sind bereits in der Literatur beschriebene und in der Anwendung erprobte Modellansätze zu verwenden.
- Als hydrologische Teilprozesse sind modellhaft zu erfassen: Interzeption, Evapotranspiration, Schneekakkumulation, -kompaktion und -schmelze, Bodenwasserspeicherung, Abflusskonzentration in der Fläche, Translation und Retention im Gerinne.
- Die zeitliche Prozessauflösung sollte mindestens auf Tageswertbasis erfolgen.
- Die Evapotranspiration als ein entscheidender Faktor der Wasserbilanz sollte über ein möglichst genaues Verfahren berechnet werden.
- Hydrologische Prozesse, die in Mitteleuropa eine eher untergeordnete Rolle spielen und deren entsprechende Modellbausteine daher nur schlecht verifiziert werden können, werden zunächst nicht im Modell erfasst (z. B. Verdunstung von Schneoberflächen).
- Als Bodenmodell ist das von Dümenil & Todini (1992) im Klimamodell REMO implementierte Xinanjiang-Verfahren zu verwenden, damit so eine definierte Schnittstelle für die geplante Koppelung von LARSIM an REMO gegeben ist.
- Für das mit Flood-Routing-Modellen durchzurechnende Gewässernetz ist die Benutzung von geometrischen Gerinnendaten vorgesehen, da hiermit der Wertebereich eventuell zu kalibrierender Flood-Routing-Parameter deutlich eingeschränkt werden kann.
- Für die Gebietsretention sollte ein Ansatz in Abhängigkeit von Laufzeiten in Teilgebieten und somit indirekt von der Gebietsform gewählt werden.
- Das Modell sollte wahlweise mit rasterorientierter oder einzugsgebietsbezogener Flächenaufteilung einsetzbar sein.
- Simulationen sollten wahlweise mit oder ohne Ersetzen von berechneten Abflussganglinien für Pegel durch Messdaten erfolgen können, um Fehlereinflüsse aufzuzeigen und Fehlerquellen ggf. lokalisieren zu können.
- Es sollten nur hydrometeorologische Daten verwendet werden, die in üblichen Messnetzen aufgezeichnet werden.
- Speicher und Flussverzweigungen sollten in das Modell eingesetzt werden können.
- Die Modellansätze sollten auf Basis von flächendeckend verfügbaren Systemdaten anwendbar sein und gleichzeitig eine möglichst physikalisch basierte Modellkonzeption aufweisen.

Ferner wurden folgende programmtechnischen Vorgaben getroffen:

- Die im Flussgebietsmodell FGMOD (Ludwig 1982, IFW 1982) verwendeten Einleseroutinen für Systemdaten und Zeitreihen sowie die dort eingesetzten Abarbeitungsstrukturen für die Flussgebietsmodellierung werden als Programmbasis verwendet.
- LARSIM soll kompatibel mit FGMOD sein, d. h. auch FGMOD-Anwendungen wie z. B. Hochwasservorhersagen berechnen können (Berechnungsmodus "Flussgebietsmodell").
- Programmsprache ist FORTRAN.
- Es sollte möglich sein, Simulationen für große Modelle auf einem handelsüblichen PC innerhalb einer akzeptablen Berechnungszeit durchzuführen.

Nach dem Klassifizierungsschema von BECKER (1995) stellt LARSIM somit ein deterministisches Konzeptmodell dar, welches als räumlich verteiltes Modell für eine flächendetaillierte Anwendung konzipiert ist (Abb. 2-1).

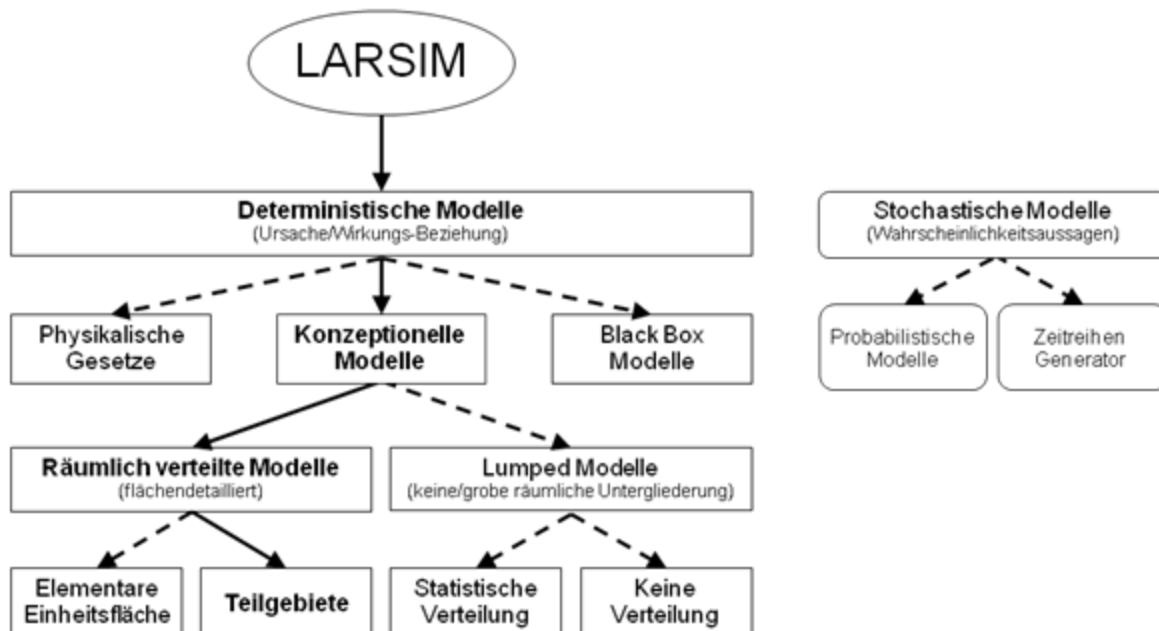


Abb. 2-1 Einordnung von LARSIM in das Klassifizierungsschema für hydrologische Modelle (nach BECKER 1995)

3 MODELLTHEORIE: SIMULATION DER HYDROLOGISCHEN PROZESSE

3.1 GRUNDLEGENDE STRUKTUR DES WASSERHAUSHALTSMODELLS LARSIM

Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM ermöglicht eine prozess- und flächendetaillierte Simulation der wesentlichen Komponenten des terrestrischen Wasserkreislaufs in variabler zeitlicher Auflösung. Das Modell wird dabei durch meteorologische Daten angetrieben, die modellintern regionalisiert werden.

Im Einzelnen können folgende hydrologischen Prozesse in unterschiedlicher räumlicher Auflösung simuliert werden (Tab. 3-1, Abb. 3-1):

- Interzeption und Interzeptionsverdunstung
- Akkumulation, Metamorphose und Ablation von Schnee
- Infiltration, Bodenwasserhaushalt, Abflussbildung und Tiefenversickerung
- Evapotranspiration nach Penman-Monteith oder anderen einfacheren Ansätzen
- Abflusskonzentration (Speicherung und lateraler Transport in der Fläche)
- Translation und Retention in den Gerinnen
- Wirkung von Seen, Talsperren und Rückhaltebecken
- Ein-, Aus- und Überleitungen
- Wärmehaushalt der Fließgewässer mit natürlichen und anthropogenen Einflüssen

Die Flächenauflösung in Teilgebiete kann in LARSIM dabei wahlweise über eine Rasterung oder nach realen Einzugsgebieten vorgenommen werden. Dabei werden Interzeption, Evapotranspiration, Schnee und der Bodenwasserhaushalt in höherer räumlicher Auflösung getrennt für die einzelnen Landnutzungs-Boden-Kompartimente eines jeden Teilgebiets modelliert (Tab. 3-1). Hierdurch wird dem kleinräumigen Einfluss von Landnutzung und Boden auf die Verdunstung und die Abflussbildung Rechnung getragen.

Tab. 3-1 In LARSIM erfasste hydrologische Prozesse und deren räumliche Zuordnung

Hydrologischer Prozess	zugeordnete räumliche Auflösung in LARSIM	
Interzeption		
Schneeaakkumulation, -kompaktion und -schmelze		
Evapotranspiration	Fläche	Landnutzungs-Boden-Kompartiment eines Teilgebietes
Bodenwasserspeicherung mit Abflussbildung für Direkt-, Interflow- und Grundwasserabfluss		
Abflusskonzentration im Einzugsgebiet	Fläche	Teilgebiet
Translation und Retention im Gerinne	Linie	Gerinneteilstrecke
Seeretention bzw. geregelte Wasserabgabe	Punkt	See, Talsperre, Rückhaltebecken

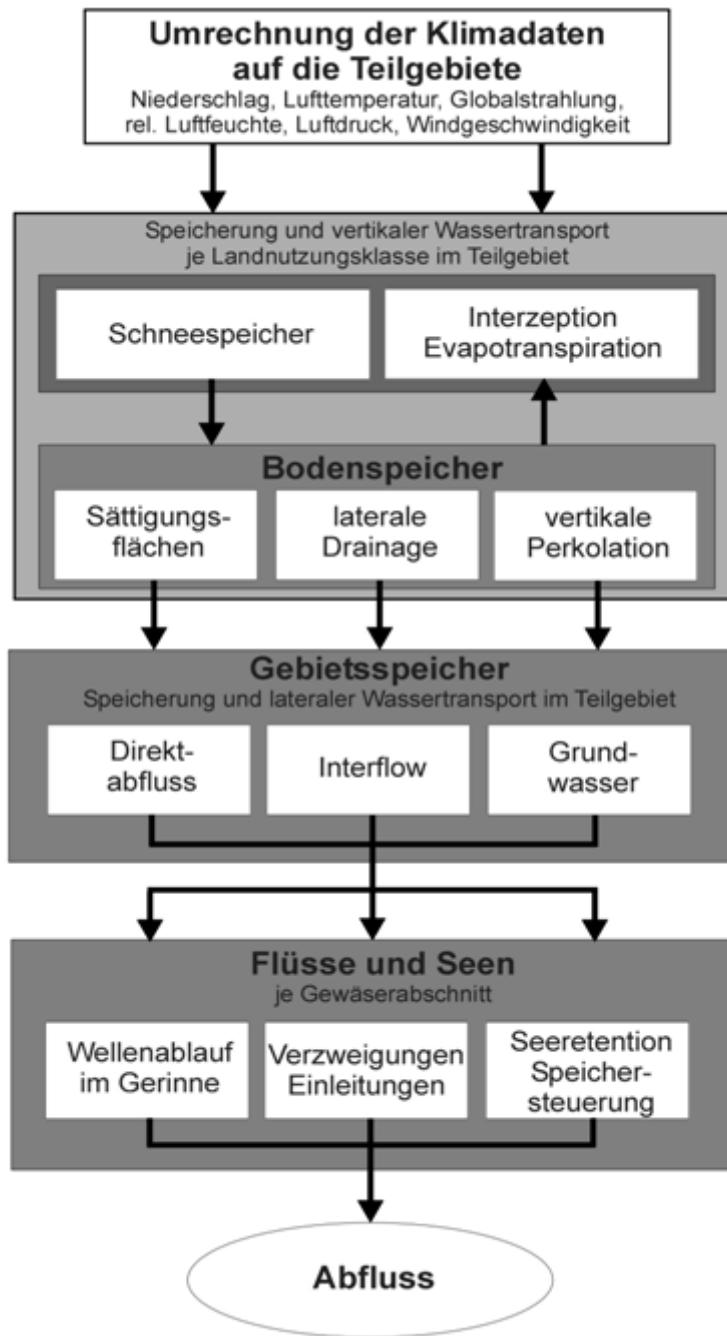


Abb. 3-1: Struktur des Wasserhaushaltsmodells LARSIM (mit drei Abflusskomponenten, ohne Wassertemperaturen)

Dabei ist zu beachten, dass nur der Flächenanteil jedoch nicht die explizite räumliche Verteilung der einzelnen Landnutzungs-Boden-Kompartimente innerhalb der Teilgebiete berücksichtigt wird. Grund hierfür ist, dass die Auswirkungen der räumlichen Verteilung auf die Wasserbilanz zumeist von untergeordneter Bedeutung sind, sofern die Flächenauflösung der Teilgebiete an die zu untersuchende Fragestellung angepasst ist. Außerdem wären zur expliziten modelltechnischen Erfassung dieser räumlichen Verteilung umfangreiche Datengrundlagen erforderlich, die in der Regel nicht verfügbar sind.

Daher fließen in LARSIM die aus den einzelnen Landnutzungs-Boden-Kompartimenten eines Teilgebietes resultierenden Abflusskomponenten jeweils einem gemeinsamen Teilgebietsspeicher für den Direktabfluss, den Interflow und den Grundwasserabfluss²⁾ zu (Abb. 1-1). Der Direktabfluss kann bei Bedarf in zwei unterschiedlich schnell reagierende Komponenten (schneller und langsamer Direktabfluss) aufgeteilt werden, worauf weiter unten noch im Detail eingegangen wird. Zunächst wird jedoch vereinfachend nur ein Direktabflussspeicher betrachtet (drei Abflusskomponenten).

Die Wasserabgabe der drei (oder vier) Gebietsspeicher, die den im Teilgebiet gebildeten Abfluss darstellt, wird in das Gerinne bzw. einen See abgegeben. Sofern bei den Berechnungen keine gemessenen Abflussganglinien in das Modell eingelesen werden, können die o.g. Abflusskomponenten auch beim Wassertransport im Gerinne separat modelliert und ausgegeben werden.

Die Berechnungsmodi von LARSIM:

Neben der Einsatzmöglichkeit von LARSIM als Wasserhaushaltsmodell mit einer *kontinuierlichen* Simulation und ggf. Vorhersage über das gesamte Abflussspektrum kann das Programm auch als Flussgebietsmodell für eine *ereignisbezogene* Simulation und Vorhersage von Hoch- oder Niedrigwasser eingesetzt werden. Grund hierfür ist, dass LARSIM eine Weiterentwicklung des Flussgebietsmodells FGMOD (IFW 1982, LUDWIG 1989) darstellt, die weitgehend kompatibel zu FGMOD eingesetzt werden kann. Bei einer Anwendung von LARSIM als Flussgebietsmodell entfällt u.a. die Notwendigkeit zur Modellierung von Verdunstung und Bodenwasserhaushalt.

LARSIM benötigt bei der ereignisspezifischen Simulation nur den Niederschlag als meteorologische Eingangsgröße. Bei einem Einsatz des Schneemoduls sind als weitere meteorologische Eingangsgrößen die Lufttemperatur und die Windgeschwindigkeit erforderlich. Für die kontinuierliche Wasserhaushaltsmodellierung werden zusätzlich noch Zeitreihen für Globalstrahlung bzw. Sonnenscheindauer, relative Luftfeuchte bzw. Taupunkttemperatur sowie Luftdruck benötigt. Der gemessene Abfluss dient in der Regel nur zur Verifizierung der Berechnungsergebnisse, kann aber bedarfsweise auch als Eingangsgröße eingelesen werden. Dabei ist zu beachten, dass das Wasserhaushaltsmodell auch im Vorhersagemodus betrieben werden kann. Hierfür kann jeweils der komplette Systemzustand als Anfangsbedingung für die Simulation und Vorhersage eingelesen werden.

In einer erweiterten Form kann LARSIM zudem als Wasserhaushalts- und Wärmemodell betrieben werden. Aufbauend auf den Ergebnissen der Wasserhaushaltssimulationen werden dabei zusätzlich die Energiebilanz der Fließgewässer und die daraus resultierenden Wassertemperaturen berechnet. Auch das Wasserhaushalts- und Wärmemodell kann sowohl zur kontinuierlichen Simulation als auch im Vorhersagebetrieb angewendet werden (HAAG et al. 2005b, HAAG & LUCE 2008).

²⁾ Die hier gewählten Bezeichnungen "Direktabfluss", "Interflow" und "Grundwasserabfluss" sind nicht als Identifizierung von Herkunftsräumen zu verstehen, sondern als Synonyme für unterschiedlich schnell reagierende Fließsysteme in den gesättigten bzw. ungesättigten Boden- bzw. Gesteinskörpern. Eine umfassende Literaturstudie zu solchen Fließsystemen wurde z. B. von LEIBUNDGUT & UHLENBROOK (1997) erstellt.

Berechnungs- und Diskretisierungszeitschritte:

In LARSIM werden die Berechnungen auf der Basis von äquidistanten Zeitschritten vorgenommen. Der Anwender kann hierzu zwischen verschiedenen Berechnungszeitschritten wählen, die dann für den gesamten Berechnungszeitraum gelten (Tab. 3-2). Die hydrometeorologischen Eingangsdaten müssen in der zeitlichen Auflösung des Berechnungszeitschritts vorliegen.

Sämtliche hydrologischen Teilprozesse werden in der Regel auf Basis des gewählten Zeitschrittes berechnet. Bei einer stundenwertbasierten Wasserhaushaltssimulation kann die Verdunstung wahlweise in Stundenschritten oder in Tagesschritten berechnet werden. Aus numerischen Gründen kann für bestimmte Schritte des Floodrouting und der Wassertemperaturberechnung bei der internen Berechnung auch ein anderer (kürzerer) Zeitschritt als der extern vorgegebene verwendet werden.

Tab. 3-2 Berechnungszeitschritte von LARSIM

Berechnungsmodus von LARSIM	wählbare Berechnungszeitschritte	
	Simulationsmodus	Vorhersagemodus (operationelle Vorhersage)
Ereignisbezogene Hoch- oder Niedrigwassermodellierung (Flussgebietsmodell)	5, 15, 30 Min., 1 bis 8 Std., 12 Std., 1 Tag	5, 15, 30 Min., 1 bis 8 Std., 12 Std., 1 Tag
Kontinuierliche Modellierung des Wasserhaushalts	5 Min. bis 1 Std., 1 Tag	1 Std.
Kontinuierliche Modellierung des Wasser- und Wärmehaushalts	5 Min. bis 1 Std., 1 Tag	1 Std.

3.2 NUTZUNG METEOROLOGISCHER ANTRIEBSDATEN

3.2.1 IN LARSIM VERWENDETE METEOROLOGISCHE ANTRIEBSDATEN

Für die Berechnung des Wasserhaushalts mit LARSIM werden Zeitreihen der in Tab. 3-3 aufgeführten meteorologischen Antriebsdaten benötigt. In den nachfolgenden Abschnitten wird erläutert, wie diese zumeist punktuell vorliegenden Messwerte in LARSIM korrigiert, umgerechnet und auf die einzelnen Teilgebiete übertragen werden.

Tab. 3-3 Für LARSIM benötigte meteorologische Zeitreihen.

Messgröße	Einheit	Dateneigenschaft
Niederschlag	mm	Summenwert pro Zeitschritt
Lufttemperatur	°Celsius	Mittelwert pro Zeitschritt
rel. Luftfeuchtigkeit bzw. Taupunkttemperatur	% °C	Mittelwert pro Zeitschritt Mittelwert pro Zeitschritt
Windgeschwindigkeit	m/s	Mittelwert pro Zeitschritt
Sonnenscheindauer bzw. Globalstrahlung	Stunden / Minuten W/m ²	Summenwert pro Zeitschritt Mittelwert pro Zeitschritt
Luftdruck	hPa	Mittelwert pro Zeitschritt

3.2.2 KORREKTUR DER NIEDERSCHLAGSMESSUNGEN

Die Messung des Niederschlages ist systematischen Fehlern unterworfen, die seit langem Gegenstand hydrometeorologischer Untersuchungen sind. Ein Überblick hierzu wird von SEVRUK (1989) gegeben. Die Messfehler werden einerseits von der Bauart des Messgerätes, andererseits von den Aufstellungsbedingungen und den meteorologischen Faktoren bestimmt. Die wichtigsten Fehlergrößen sind:

- Windfehler (bei Aufstellung des Niederschlagsmessers über dem Bodenniveau)
- Benetzungsverluste am Messgerät
- Verdunstungsverluste

Da der Niederschlag die bestimmende Eingangsgröße für die Modellierung des Wasserhaushaltes darstellt, enthält LARSIM Möglichkeiten zur Korrektur der punktuellen Niederschlagsmessungen um diese drei wichtigsten Messfehler.

Zum einen können die Fehler durch die Windverdriftung einerseits sowie durch Benetzung und Verdunstung andererseits getrennt ermittelt werden. Alternativ steht auch ein summarisches Verfahren zur Verfügung, das weiter unten beschrieben wird.

Windfehler:

Bei Aufstellung von Niederschlagsmessern über dem Bodenniveau findet beim gleichzeitigen Auftreten von Niederschlag und Wind infolge von Luftdruckunterschieden ein teilweises Verdriften des Niederschlages über die Messeinrichtung statt. Als Folge wird im Niederschlagsmesser weniger Niederschlag aufgefangen als in einer Messstelle auf Bodenniveau.

Die Größenordnung des Verdriftens ist einerseits abhängig von der Windgeschwindigkeit, andererseits von der Art und Struktur des Niederschlages. So werden beispielsweise Schneeflocken oder sehr kleine Niederschlagströpfchen stärker verdriftet als Niederschläge mit relativ großen Tropfen. Dieser windbedingte Fehler kann in LARSIM nach einem Verfahren von SEVRUK (1989) korrigiert werden. Dabei wird die Lufttemperatur als Index für Art und Struktur des Niederschlages verwendet.

Der Korrekturfaktor für den Niederschlag berechnet sich wie folgt:

$$\begin{aligned}
 F_{\text{wind}} &= 1 + (0,550 \cdot v^{1,40}) & \text{für } T_L < -27^\circ C \\
 F_{\text{wind}} &= 1 + (0,280 \cdot v^{1,30}) & \text{für } T_L \geq -27^\circ C \text{ und } < -8^\circ C \\
 F_{\text{wind}} &= 1 + (0,150 \cdot v^{1,15}) & \text{für } T_L \geq -8^\circ C \text{ und } < T_0 \\
 F_{\text{wind}} &= 1 + (0,015 \cdot v^{1,00}) & \text{für } T_L \geq T_0
 \end{aligned} \tag{3.1}$$

mit:

F_{wind}	[-]	Korrekturfaktor für den Windfehler
v	[m/s]	Windgeschwindigkeit auf Höhe des Niederschlagsmessers (1 m über der Bodenoberfläche)
T_L	[$^\circ$ C]	Lufttemperatur (Messhöhe 2 m)
T_0	[$^\circ$ C]	Grenzwert für die Lufttemperatur (0° C bei Sevruk (1989) bzw. -2° C in LARSIM)

Dabei ist der Korrekturfaktor für Lufttemperaturen größer T_0 in LARSIM auf 1,12 begrenzt. Für tiefere Temperaturen kann die maximal zulässige Korrektur im Bedarfsfall mit Hilfe eines Einzelparameters ebenfalls begrenzt werden.

Abb. 3-2 zeigt die entsprechenden Zusammenhänge zwischen Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und Korrekturfaktor.

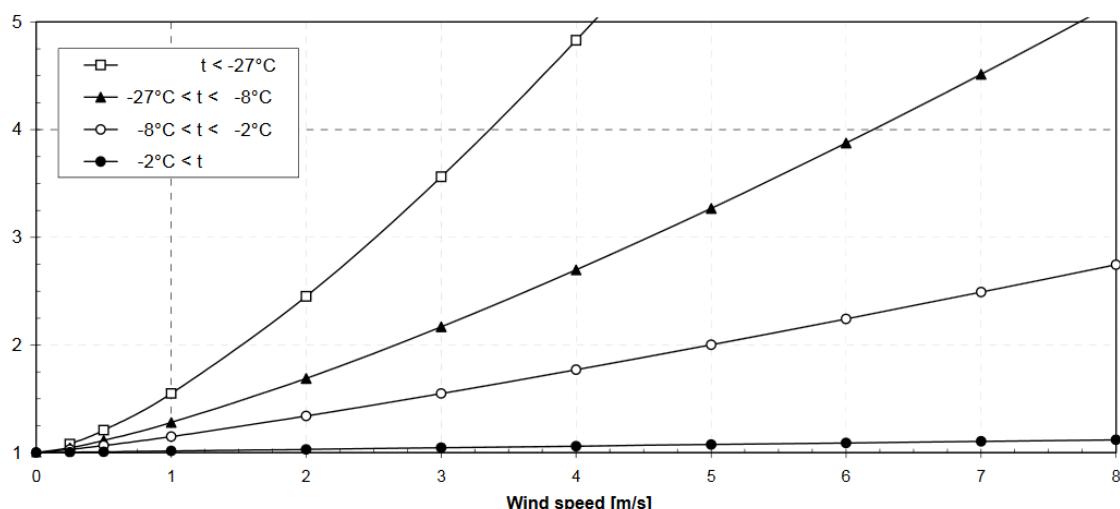


Abb. 3-2: Faktor zur Korrektur des windbedingten Niederschlagsmessfehlers in Abhängigkeit von Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit

Messfehler durch Benetzungsverluste und Verdunstung:

Ein weiterer systematischer Fehler bei der Niederschlagmessung stellt der Wasserverlust infolge der Benetzung von Auffangtrichter und Kanne sowie der Verdunstung aus der Kanne dar. In LARSIM kann dieser Verlust entsprechend den vom Deutschen Wetterdienst für das Nordostdeutsche Tiefland berechneten mittleren monatlichen Fehlerwerten korrigiert werden (DWD 1995, Tab. 3-4).

Tab. 3-4 Benetzungs- und Verdunstungsverluste des Niederschlagsmessers vom Typ Hellmann für das Nordostdeutsche Tiefland (nach DWD 1995)

Benetzungs- und Verdunstungsverluste [mm] für	Tageswert der Niederschlagshöhe [mm]													
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6-0,8	0,9-1,2	1,3-1,7	1,8-2,4	2,5-3,4	3,5-4,4	4,5-6,0	6,1-8,9	$\geq 9,0$
Sommer (Mai bis Okt.)	0,07	0,11	0,13	0,15	0,16	0,18	0,20	0,24	0,27	0,31	0,34	0,36	0,41	0,47
Winter (Nov. bis April)	0,04	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10	0,12	0,14	0,16	0,18	0,20	0,22	0,26	0,30

Die aufgeführten Korrekturverfahren beziehen sich grundsätzlich auf den vom Deutschen Wetterdienst als Standardgerät eingesetzten Niederschlagsmesser vom Typ Hellmann ohne Windschutz mit einer Auffangfläche von 200 cm² und einer Messhöhe von einem Meter über der Bodenoberfläche. Je nach den eingesetzten Messgeräten können auch nur die Windverdriftung (z. B. bei modernen Ombrometern) oder nur Benetzung und Verdunstung bei der Korrektur berücksichtigt werden.

Werden sowohl der Windfehler als auch der Benetzungs- und Verdunstungsfehler korrigiert, ergibt sich folgende Korrektur:

$$N_{korr} = (N_{mess} \cdot F_{wind}) - K_{BV} \quad (3.2)$$

mit:

N_{korr}	[mm]	um den Messfehler korrigierter Niederschlag
N_{mess}	[mm]	punktuell gemessener, nicht korrigierter Niederschlagswert
F_{wind}	[-]	Faktor zur Erfassung des windbedingten Fehlers bei der Niederschlagsmessung (Formel (3.1))
K_{BV}	[mm]	Verluste bei der Niederschlagsmessung durch Benetzung und Verdunstung (Tab. 3-4)

Summarische Korrektur der Messfehler:

Alternativ zur oben angeführten Methodik können die Messfehler mit einem vom Deutschen Wetterdienst vorgeschlagenen Verfahren summarisch korrigiert werden (DWD 1995). Hierbei werden die systematischen Niederschlagsmessfehler als Funktion der Horizontabschirmung, der Niederschlagshöhe, der Lufttemperatur und der Jahreszeit korrigiert, wohingegen die für die Windverdriftung maßgebliche Windgeschwindigkeit nicht explizit verwendet wird. Auch dieses Verfahren wurde für Messgeräte vom Typ Hellmann entwickelt.

Das summarische Verfahren des DWD wird durch folgende Formel beschrieben:

$$N_{korr} = N_{mess} + b \cdot N_{mess}^{\epsilon} \quad (3.3)$$

mit:

- | | | |
|------------|-----|---|
| ϵ | [-] | Exponent der Korrekturformel gemäß Tab. 3-5 |
| b | [-] | Korrekturfaktor gemäß Tab. 3-5 |

Die jahreszeitliche Differenzierung in Sommer und Winter erfolgt anhand des Monats. Dabei ist Sommer definiert von April bis einschließlich September und Winter von Oktober bis einschließlich März.

Tab. 3-5 Korrekturfaktoren für das summarische Niederschlagskorrekturverfahren nach DWD (1995)

Niederschlagstyp	Lufttemperaturbereich	ϵ	b (in Abhängigkeit von der Horizontabschirmung)	
			9° mäßig geschützt	16° stark geschützt
Regen (Sommer)	$T_L \geq +3,0^\circ C$	0,38	0,280	0,245
Regen (Winter)	$T_L \geq +3,0^\circ C$	0,46	0,240	0,190
Schneeregen	$-0,7 < T_L < 3,0^\circ C$	0,55	0,305	0,185
Schnee	$T_L \leq -0,7^\circ C$	0,82	0,330	0,210

Korrekturfaktor für den Gebietsniederschlag:

Zusätzlich zur Korrektur des punktuellen Messfehlers ist in LARSIM ein Korrekturfaktor für die Umrechnung der punktbezogenen Messdaten in Gebietsniederschläge enthalten, durch den berücksichtigt werden kann, dass die punktuellen Messungen möglicherweise nicht repräsentativ für das jeweilige Einzugsgebiet sind. Hieraus ergibt sich die folgende optionale Korrektur für den Gebietsniederschlag:

$$N_{G,korr} = N_{korr} \cdot K_G \quad (3.4)$$

mit:

$N_{G,korr}$	[mm]	Um den Messfehler korrigierter repräsentativer Gebietsniederschlag für ein Teilgebiet.
K_G	[-]	Korrekturfaktor für die Umrechnung von punktuell gemessenen Niederschlägen auf die Teilgebietsfläche. Dient z. B. zum Ausgleich, wenn die maßgeblichen Stationen nicht repräsentativ für das Gebiet sind.

Höhenkorrektur für den Niederschlag:

Die räumliche Verteilung des Niederschlags wird gewöhnlich durch einen Höhengradienten geprägt. In alpinen Gebieten ist dieser durch die Verteilung der Niederschlagsstationen (in der Regel in Tallage) oft nur unzureichend abgebildet. Um die Niederschlagsinterpolation für solche Gebiete zu verbessern, kann ein Höhengradient zur orographisch bedingten Niederschlagsverstärkung angewendet werden.

Analog zu HAIDEN & PISTONIK 2009 erfolgt eine lineare (multiplikative bzw. relative) Zunahme mit der Höhe bei niedrigen und mittleren Niederschlagsintensitäten. Bei hohen Niederschlagsintensitäten erfolgt eine additive (absolute) Zunahme mit der Höhe, da dort eine lineare Zunahme zur Überschätzung des Niederschlags in den hohen Lagen führen würde.

Die lineare Zunahme bei niedrigen und mittleren Niederschlagsintensitäten wird durch den Parameter kp definiert (hier beispielhaft für Korrektur von tiefer gelegener Niederschlagsmessstation auf höher gelegenes Teilgebiet):

$$N_{berg} = N_{tal} \cdot \left(1 + kp \cdot \frac{H_{berg} - H_{tal}}{100} \right) \quad (3.5)$$

mit:

N_{berg} :	[mm/h]	Zu ermittelnder Niederschlag für den höher gelegenen Punkt
N_{tal} :	[mm/h]	Bekannter Niederschlag an der tiefer gelegenen Station
H_{berg} :	[m]	Höhenlage des höher gelegenen Punkts (z. B. in m ü. NN.)
H_{tal} :	[m]	Höhenlage der tiefer gelegenen Station (z. B. in m ü. NN.)
kp	[1/100m]	Relative Zunahme des Niederschlags je 100 Höhenmeter

Ein kp von 0,05 bewirkt somit, dass der Niederschlag je 100 Höhenmeter um 5 % zunimmt. Der Parameter kp wird Pegelkontrollbereichs-spezifisch vorgegeben.

Bei großen Niederschlagsintensitäten wird von einer absoluten Zunahme des Niederschlags mit der Höhe ausgegangen (additiver Ansatz). Dabei wird die absolute Zunahme des Niederschlags je 100 Höhenmeter durch den Parameter ka definiert (hier beispielhaft für Korrektur von tiefer gelegener Niederschlagsmessstation auf höher gelegenes Teilgebiet):

$$N_{berg} = N_{tal} + ka \cdot \frac{H_{berg} - H_{tal}}{100} \quad (3.6)$$

mit:

ka [mm/h/100m] Absolute Zunahme des Niederschlags je 100 Höhenmeter

Ein ka von 0,5 bewirkt somit, dass der Niederschlag je 100 Höhenmeter um 0,5 mm zunimmt. Der Parameter ka wird Pegelkontrollbereichs-spezifisch vorgegeben.

Aus den Werten für die Parameter kp und ka ergibt sich implizit der Wendepunkt für den Niederschlag (N_{wp}) zwischen absoluter und relativer Korrektur:

$$N_{wp} = \frac{ka}{kp} \quad (3.7)$$

mit:

N_{wp} [mm/h] Niederschlagswert bei dem der Übergang von relativer zu absoluter Korrektur erfolgt (Wendepunkt).

Der Niederschlagswert des Wendepunktes N_{wp} ist durch den Niederschlag an der jeweiligen Ausgangsstation definiert. Beispielsweise liegt der N_{wp} bei $kp = 0,05$ und $ka = 1,0$ bei 20 mm/h.

3.2.3 UMRECHNUNG VON TAUPUNKTTEMPERATUR, GLOBALSTRAHLUNG UND SONNENSCHEINDAUER

Zur Berücksichtigung der Luftfeuchtigkeit können in LARSIM sowohl die Taupunkttemperatur als auch die relative Luftfeuchte als Eingangsdaten verwendet werden. Zur Berücksichtigung der eingehenden kurzweligen Strahlung können alternativ die Globalstrahlung oder die Sonnenscheindauer genutzt werden.

Taupunkttemperatur und relative Luftfeuchte:

Die Umrechnung zwischen Taupunkttemperatur, relativer Feuchte und Wasserdampfdruck erfolgt dabei über folgende Beziehungen (WEISCHET 1983):

$$RF = \frac{e_s(T_{Taupunkt})}{e_s(T_L)} \quad (3.8)$$

$$e_s = 6,1078 \cdot 2,71828^{\left(\frac{17,08085 \cdot T}{234,175 + T}\right)} \quad (3.9)$$

$$e = e_s \cdot RF \quad (3.10)$$

mit:

RF	[-]	Relative Luftfeuchte
e _s	[hPa]	Sättigungswasserdampfdruck für gegebene Temperatur (T)
e	[hPa]	Realer Wasserdampfdruck in der Luft
T _{Taupunkt}	[°C]	Taupunkttemperatur (2 m über Boden)
T _L	[°C]	Lufttemperatur (2 m über Boden)

Sonnenscheindauer und Globalstrahlung:

LARSIM kann sowohl mit Daten zur Globalstrahlung als auch mit Daten zur Sonnenscheindauer (oder mit einer Kombination aus beiden Datenarten) betrieben werden. Zur Berechnung der kurzweligen Strahlungsbilanz wird die eingehende Globalstrahlung benötigt. Zur Ermittlung der langwelligen Strahlungsbilanz ist zudem die Sonnenscheindauer (als Ersatz für den Bedeckungsgrad) notwendig. Daher werden, unabhängig davon, ob nur Globalstrahlungsdaten, nur Sonnenscheindauern oder beides vorgegeben wird, die entsprechenden Daten intern ineinander umgerechnet.

Zur Umrechnung der unterschiedlichen von Sonnenscheindauer in Globalstrahlung und umgekehrt ist zunächst die Tageslänge (=astronomisch mögliche Sonnenscheindauer) erforderlich. Diese errechnet sich aus den Zeitpunkten von Sonnenauf- und Sonnenuntergang wie folgt (THOMPSON et al. 1981):

$$t_1 = \frac{12}{\pi} \cdot \arccos \left(\tan \delta \cdot \tan \varphi + \frac{0,0145}{\cos \delta \cdot \cos \varphi} \right) \quad (3.11)$$

$$t_2 = 24 - t_1 \quad (3.12)$$

$$N = t_2 - t_1 \quad (3.13)$$

mit:

δ	[rad]	Deklination der Sonne = $0,41 \cos(2\pi(d-172)/365)$ d = Tagesnummer (1. Januar = 1)
φ	[rad]	Geographische Breite
t_1	[h]	Zeitpunkt Sonnenaufgang
t_2	[h]	Zeitpunkt Sonnenuntergang
N	[h]	Tageslänge (astronomisch mögliche Sonnenscheindauer)

Hieraus lässt sich die tägliche Sonneneinstrahlung an der Atmosphärenobergrenze berechnen (THOMPSON et al. 1981):

$$R_A = SOL \cdot \left(N \cdot \sin \delta \cdot \sin \varphi + \frac{12}{\pi} \cdot \cos \delta \cdot \cos \varphi \cdot \left(\sin \frac{\pi \cdot t_1}{12} - \sin \frac{\pi \cdot t_2}{12} \right) \right) \quad (3.14)$$

mit:

SOL	[W/m ²]	Solarkonstante
R_A	[W/m ²]	Tägliche Sonnenstrahlung an der Atmosphärenobergrenze

Für Modelle auf Tageswertbasis erfolgt die Abschätzung der Globalstrahlung an der Bodenoberfläche auf Grundlage der gemessenen Sonnenscheindauer analog zum MCRECS-Schema (THOMPSON et al. 1981, COWLEY 1978):

$$R_C = R_A \cdot \left(\eta \cdot \left(a + b \cdot \frac{n}{N} \right) + c \cdot (1 - \eta) \right) \quad (3.15)$$

mit:

RC	[W/m ²]	Globalstrahlung an der Bodenoberfläche
a	[-]	empirischer Parameter (= 0,24)
b	[-]	empirischer Parameter (= 0,55 im Sommer, 0,50 im Winter)
c	[-]	empirischer Parameter (= 0,15)
η	[-]	Parameter: 0 für Tage ohne direkte Sonnenstrahlung, sonst 1

Für stundenwertbasierte Modelle kann alternativ auch das von DVWK (1996) empfohlene Verfahren nach Ångström (1924) zur Umrechnung von Sonnenscheindauer in Globalstrahlung verwendet werden:

$$R_C = R_A \cdot \left(a + b \cdot \frac{n}{N} \right) \quad (3.16)$$

mit:

a	[-]	empirischer Koeffizient (modifizierbarer Einzelparameter, Standardwert: 0,19)
---	-----	---

b	[-]	empirischer Koeffizient (modifizierbarer Einzelparameter, Wertebereich: ~0,45 – 0,60)
---	-----	--

Dabei ist zu beachten, dass der Ansatz für Tageswerte (Formel (3.15)) lediglich eine Modifikation des Ångström-Ansatzes darstellt, der für Tage mit und ohne direkte Sonnenstrahlung unterschiedliche diffuse Strahlungsstromdichten voraussetzt. Der einfache und robuste Ångström-Ansatz hat den Vorteil, dass die empirischen Umrechnungsfaktoren vom Anwender für das jeweilige Modellgebiet angepasst werden können. Hierdurch können z. B. regionale Unterschiede der atmosphärischen Trübung oder Auswirkungen unterschiedlicher Messgeräte ausgeglichen werden.

Umgekehrt müssen Messwerte der Globalstrahlung in Sonnenscheindauern umgewandelt werden, da die Sonnenscheindauer des jeweiligen Tages als Maß für den Bedeckungsgrad in der Berechnung der langwelligen Strahlungsbilanz benötigt wird. Zur Abschätzung des Tageswerts der Sonnenscheindauer aus der Globalstrahlung kann Formel (3.16) entsprechend umgestellt werden:

$$n = \left(\frac{R_C}{R_A} - a \right) \cdot \frac{N}{b} \quad (3.17)$$

3.2.4 ÜBERTRAGUNG METEOROLOGISCHER MESSWERTE AUF DIE FLÄCHE

Für die Berechnung des Wasserhaushaltes mit LARSIM werden die in Tab. 3-3 aufgeführten meteorologischen Zeitreihen benötigt. Diese meteorologischen Größen können beim Einsatz von LARSIM in einem gekoppelten Atmosphären-Hydrologie-Modell direkt als flächenbezogene Werte aus dem meteorologischen Modell übernommen werden.

Beim Betrieb des Wasserhaushaltsmodells mit gemessenen meteorologischen Daten liegen diese hingegen normalerweise als Punktmessungen für Niederschlags- bzw. Klimastationen vor. Diese Daten können auf Wunsch vor der Modellanwendung auf die einzelnen Teilgebiete interpoliert und direkt für diese verwendet werden. Im Normalfall werden jedoch die in LARSIM integrierten Interpolationsverfahren genutzt, um die Punktmessungen auf die Teilgebiete zu übertragen.

Bei dieser Übertragung wird in LARSIM zwischen drei Effekten unterschieden:

- Repräsentativität der Punktmessungen für die Fläche der Teilgebiete
- Berücksichtigung des horizontalen Abstandes zwischen der Messstation und dem Schwerpunkt des Teilgebietes
- Berücksichtigung des vertikalen Abstandes (Höhendifferenz) zwischen der Messstation und der Bezugshöhe im Teilgebiet

Die für die einzelnen meteorologischen Messgrößen verwendeten Verfahren zur Umrechnung der Punktmessungen auf die mittleren Verhältnisse in den Teilgebieten sind in Tab. 3-6 aufgeführt und werden im folgenden Text kurz erläutert.

Repräsentativität der Punktmessungen für die Fläche:

Bei der Übertragung des punktuell gemessenen Niederschlages auf Teilgebiete ist in LARSIM ein Korrekturfaktor KG vorgesehen (Formel (3.4)), der z. B. zum Ausgleich dient, wenn die für das Teilgebiet verwendeten Niederschlagsstationen systematisch höhere Niederschläge als die Umgebung aufweisen. Dies kann beispielsweise der Fall sein, wenn eine Niederschlagsstation in einer Luvlage eines Gebirges liegt.

Für die übrigen meteorologischen Messgrößen wird angenommen, dass an den jeweiligen Messstationen repräsentative Werte gemessen werden.

Horizontale Übertragung der Punktmessung auf die Teilgebiete:

Bei der Übertragung der meteorologischen Punktmessungen auf die Teilgebiete kann zwischen den folgenden beiden Übertragungsverfahren gewählt werden (vgl. Ludwig 1989):

- Modifiziertes Rasterpunktverfahren: Die meteorologische Größe für das betrachtete Teilgebiet und Zeitintervall ist gleich dem entfernungsgewichteten Mittel der gemessenen meteorologischen Werte an den in den vier Quadranten dem Teilgebietsschwerpunkt nächstgelegenen Messstationen.
- Modifiziertes Thiessen-Verfahren: Die meteorologische Größe für das betrachtete Teilgebiet und Zeitintervall ist gleich dem gemessenen meteorologischen Wert an der dem Teilgebietsschwerpunkt nächstgelegenen Messstation.

Bei beiden Umrechnungsverfahren wird die Lage der Teilgebiete durch ihren Flächen- schwerpunkt repräsentiert.

Tab. 3-6 In LARSIM eingesetzte Verfahren zur Umrechnung meteorologischer Punktmessungen auf die Teilgebiete

Meteo- rologische Messgröße	In LARSIM eingesetzte Verfahren zur Umrechnung meteorologischer Punktmessungen auf die Teilgebiete		
	Repräsentativität der Punktmessung für die Fläche	horizontale räumliche Übertragung	vertikale räumliche Übertragung (Höhenabhängigkeit)
Niederschlag	Modifizierung der Messdaten über Korrekturfaktor mögl.1)	Rasterpunkt- oder Thiessen-Verfahren	Optionale Höhengewichtung der horizontalen Entfernung
Lufttemperatur	Annahme repräsentative Messstationen	Rasterpunkt- oder Thiessen-Verfahren	Optionale Höhengewichtung der horizontalen Entfernung und Temperaturgradient 0,65 °C pro 100 Höhenmeter
rel. Luftfeuchtigkeit / Taupunkttemp.	Annahme repräsentative Messstationen	Rasterpunkt- oder Thiessen-Verfahren	Optionale Höhengewichtung der horizontalen Entfernung
Windgeschwindigkeit	Annahme repräsentative Messstationen	Rasterpunkt- oder Thiessen-Verfahren	Optionale Höhengewichtung der horizontalen Entfernung und logarithmisches Windprofil in Bodennähe 2)
Sonnenscheindauer / Globalstrahlung	Annahme repräsentative Messstationen	Rasterpunkt- oder Thiessen-Verfahren	Optionale Höhengewichtung der horizontalen Entfernung
Luftdruck	Annahme repräsentative Messstationen	Rasterpunkt- oder Thiessen-Verfahren	Optionale Höhengewichtung der horizontalen Entfernung und Druckgradient gemäß der barometrischen Höhenformel

1) Siehe Korrekturfaktor KG in Formel (3.4)
 2) für die Umrechnung der Windgeschwindigkeit in 10 m über Bodenoberfläche auf die Windgeschwindigkeit in 1 m über Bodenoberfläche

Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit bei der räumlichen Übertragung:

Die Niederschlagshöhe variiert nicht nur über die horizontale Entfernung, sondern häufig auch mit der Gebietshöhe. Daher wurde die Möglichkeit geschaffen, bei Verwendung des Rasterpunktverfahrens auch die Höhenlage mit zu berücksichtigen. Hierzu wird das Konzept einer höhengewichteten horizontalen Entfernung eingeführt. Dabei gilt:

$$L_{\text{gewichtet}} = L_{\text{horizontal}} \cdot f_{\text{vertikal}} \quad (3.18)$$

$$f_{\text{vertikal}} = 1 + \left(\frac{|\Delta H|}{P1} \right)^{P2} \quad (3.19)$$

mit:

$L_{\text{gewichtet}}$ [m]	Höhengewichtete Entfernung zwischen Station und Teilgebiet, die im Rasterpunktverfahren verwendet wird
$L_{\text{horizontal}}$ [m]	Ungewichtete horizontale Entfernung zwischen Station und Teilgebiet
f_{vertikal} [-]	Höhengewichtungsfaktor
ΔH [m]	Höhendifferenz zwischen Station und Teilgebiet
P_1 [m]	Empirischer Faktor (Einzelparameter, Standard: 1,0)
P_2 [-]	Empirischer Exponent (Einzelparameter, Standard: 500)

Bei der räumlichen Übertragung von gemessenen Luftdruckdaten wird in LARSIM die Höhenabhängigkeit des Luftdrucks in Anlehnung an die barometrische Höhenformel (z. B. Weischet 1983) berücksichtigt. Nach dieser Formel gilt:

$$p_2 = e^{\left(-\frac{g(h_2 - h_1)}{R \left(\frac{T_1 + T_2}{2} \right)} + \log p_1 \right)} \quad (3.20)$$

mit:

p_1, p_2 [hPa]	Luftdruck auf Höhe 1 bzw. 2
g [m/s ²]	Erdbeschleunigung (=9,81 m/s ²)
h_1, h_2 [m]	Höhe 1 bzw. 2
R [J/kg/°K]	Gaskonstante (=287 J/kg/°K für Luft)
T_1, T_2 [°K]	Lufttemperatur auf Höhe 1 bzw. 2

Hieraus ergibt sich ein Druckgradient in hPa je 100 Höhenmeter, der in LARSIM mit folgender linearen Näherung ausgedrückt wird:

$$\Delta p = -9,213 \cdot 10^{-4} \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} + 11,833 \quad (3.21)$$

mit:

Δp [hPa/100m]	Änderung des Luftdrucks mit 100 Höhenmetern
-----------------------	---

Bei der räumlichen Übertragung von Daten der Lufttemperatur wird programmintern als Gradient der Lufttemperatur ein Wert von 0,65 °C pro 100 Höhenmeter verwendet. Dies entspricht in etwa einem mittleren, häufig vorherrschenden feuchtadiabatischen Gradienten (WEISCHET 1983).

Im Zusammenhang mit der Korrektur des Windfehlers bei der Niederschlagsmessung ist eine Umrechnung der an Klimastationen in 10 m Höhe gemessenen Windgeschwindigkeiten auf die Höhe der Niederschlagsmessung in 1 m Höhe erforderlich. Hierzu wird in LARSIM entsprechend dem MORECS-Berechnungsschema zur Berechnung der Verdunstung für den bodennahen Bereich ein logarithmisches Windprofil zugrunde gelegt.

Diese Annahme ist eine Vereinfachung der tatsächlichen Verhältnisse, die strenggenommen nur für eine neutrale Atmosphärenschichtung zulässig ist. Für die Wasserhaushaltsmodellierung wurde jedoch dieser vereinfachende Ansatz gewählt, um die Anzahl der erforderlichen Modellparameter, Systemdaten und Messdaten möglichst niedrig zu halten. Somit wird in LARSIM folgende Umrechnungsbeziehung verwendet:

$$u_2 = \frac{\ln(h_2/z_0)}{\ln(h_1/z_0)} \cdot u_1 \quad (3.22)$$

mit

h_1	[m]	Höhe 1 über Bodenoberfläche, hier: Höhe des Anemometers (üblicherweise 10 m)
h_2	[m]	Höhe 2 über Bodenoberfläche, hier: Höhe des Niederschlagsmessers (üblicherweise 1 m)
u_1, u_2	[m/s]	Windgeschwindigkeit auf Höhe 1 bzw. 2
z_0	[m]	Rauigkeitslänge, nach Thompson et al. (1981: 20) gleich dem 0,1-fachen der Bestandshöhe, hier: $z_0 = 0,03$ m für Wiese

Bei Einsetzen der genannten Größen in die Gleichung ergibt sich, dass nach diesem Ansatz die Windgeschwindigkeit in 1 m über der Bodenoberfläche einer Wiese etwa das 0,6-fache des in 10 m Höhe gemessenen Wertes beträgt. Mit der vom DVWK (1996: 85) angegebenen Umrechnungsbeziehung ergibt sich für gewelltes Gelände bzw. ebenes Gelände mit zahlreichen Hindernissen ebenfalls ein Umrechnungsfaktor von 0,60 bei den oben genannten Bezugshöhen.

3.3 INTERZEPTIONSSPEICHER

Bei Vorhandensein von Vegetation wird Niederschlag teilweise als Interzeption auf den Blattoberflächen gespeichert. Dieser Interzeptionsspeicher hat eine maximale Kapazität, die in LARSIM als Funktion eines vegetationsspezifischen Blattflächenindex entsprechen dem Ansatz von DICKINSON (1984) beschrieben wird:

$$K_{Inz} = 0,2 \text{ mm} \cdot LAI \quad (3.23)$$

mit:

K_{Inz}	[mm]	Kapazität des Interzeptionsspeichers
LAI	[-]	leaf area index

Der Blattflächenindex LAI ist ein pflanzenspezifischer und jahreszeitlich variabler Index für das Verhältnis der Blattoberflächen eines Bestandes zu der von ihm bedeckten Bodenoberfläche. Die in LARSIM zu verwendenden Werte des Blattflächenindex sind als Systemdaten in einer Datei vorzugeben und können somit spezifisch für das Untersuchungsgebiet festgelegt werden.

Typische, für gebräuchliche Landnutzungsklassen verwendete LAI-Werte sind in der Tab. 3-7 zusammengestellt. Diese monatlichen Werte des Blattflächenindex für verschiedene Landnutzungen wurden anhand von Literaturangaben zusammengestellt und abgeschätzt. Dazu wurden die Angaben von DISSE (1995), HOYNINGEN-HUENE (1983), MAURER (1997) sowie THOMPSON et al. (1981) ausgewertet. Sofern andere Landnutzungen vorliegen oder andere LAI-Werte verwendet werden sollen, können diese für das jeweilige Modell landnutzungsspezifisch vorgegeben werden.

Alternativ zur monatsspezifischen Vorgabe der Blattflächenindices kann in LARSIM auch ein dynamisches Vegetationsmodell verwendet werden. In diesem Fall wird die jahreszeitliche Entwicklung der unterschiedlichen Vegetationstypen (Landnutzungsklassen) mit einem phänologischen Modell für das aktuelle Jahr dynamisch berechnet. Bei dieser dynamischen Berechnung der Vegetationsentwicklung wird die starre jahreszeitliche Vorgabe der Entwicklung durch den tatsächlichen Witterungsverlauf des Jahres modifiziert. Entsprechend ergibt sich auch eine dynamische Entwicklung des Blattflächenindex.

Bei gefülltem Interzeptionsspeicher wird weiter hinzukommender Niederschlag unverändert von den Blattoberflächen an den Boden weitergegeben. Die Entleerung des Interzeptionsspeichers erfolgt durch Verdunstung. Somit steht das Wasser des Interzeptionsspeichers für den Bodenwasserspeicher nicht mehr zur Verfügung. Die Verdunstung von Wasser aus dem Interzeptionsspeicher wird beim hier verwendeten Modell gleich der potentiellen Evapotranspiration gesetzt.

Tab. 3-7 Typische monatliche Werte des Blattflächenindex LAI für gebräuchliche Landnutzungen

Landnutzung	Blattflächenindex LAI											
	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
versiegelt*	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Acker**	0,3	0,3	0,3	1,0	2,3	3,7	3,8	3,5	2,4	1,2	0,3	0,3
Weinbau	1,0	1,0	1,0	1,5	2,0	3,5	4,0	4,0	4,0	1,5	1,0	1,0
Intensivobstbau	2,0	2,0	2,0	2,0	3,0	3,5	4,0	4,0	4,0	2,5	2,0	2,0
Brache (bewachsen)	2,0	2,0	3,0	4,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	3,0	2,5	2,0
unversiegelt, unbewachsen	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
intensives Grünland	2,0	2,0	2,0	3,0	3,5	4,0	4,0	4,0	3,5	3,0	2,5	2,0
Feuchtfächen	2,0	2,0	3,0	4,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	3,0	2,5	2,0
extensives Grünland	2,0	2,0	2,0	3,0	3,5	4,0	4,0	4,0	3,5	3,0	2,5	2,0
locker baumbestanden	2,0	2,0	3,0	4,5	5,5	5,5	5,5	5,5	5,5	4,0	2,5	2,0
Nadelwald	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11	11
Laubwald	0,5	0,5	1,5	4,0	7,0	11	12	12	11	8,0	1,5	0,5
Mischwald	3,0	3,0	4,0	6,0	8,0	11	11,5	11,5	11	9,0	4,0	3,0
Wasser	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

* Fiktiver Wert, um Benetzungs- und Muldenverluste auf versiegelten Flächen zu berücksichtigen

** Mittelwert für verschiedene Anbausorten

Beim Auftreten von Interzeptionsverdunstung wird die aktuelle Evapotranspiration für einen Pflanzenbestand mit nassen Blattoberflächen entsprechend dem Ansatz von WIGMSTA et al. (1994) wie folgt berechnet:

$$E_{ai} = \left(\frac{E_{pot} - E_{izp}}{E_{pot}} \right) \cdot E_a + E_{izp} \quad (3.24)$$

mit:

E_{ai}	[mm/d]	Aktuelle Evapotranspiration für Pflanzenbestände mit nassen Blattoberflächen (Inhalt Interzeptionsspeicher > 0)
E_{pot}	[mm/d]	Potentielle Evapotranspiration mit Gesamt-Oberflächenwiderstand $r_s = 0.0$)
E_{izp}	[mm/d]	Interzeptionsverdunstung
E_a	[mm/d]	Aktuelle Evapotranspiration für Pflanzenbestände mit trockenen Blattoberflächen

3.4 SCHNEESPEICHER

3.4.1 GRUNDLAGEN DER SCHNEEMODELLIERUNG IN LARSIM

Die Speicherung von Niederschlag als Schnee und die spätere Schmelze haben in gemäßigten Breiten häufig maßgeblichen Einfluss auf den jahreszeitlichen Gang des Abflusses sowie auf die Bodenfeuchte und die Abflussbildung insbesondere im Frühjahr. Vor allem in nival und nivo-pluvial geprägten Einzugsgebieten sind auch bedeutende Hochwasser häufig schneebeeinflusst. Die adäquate Simulation der Schneedynamik ist daher ein unverzichtbarer Bestandteil des Wasserhaushaltsmodells LARSIM.

In LARSIM wird die Modellierung des Schneespeichers gewöhnlich für jede Landnutzung eines Teilgebiets getrennt vorgenommen. Dadurch wird es möglich, den Einfluss unterschiedlicher Landnutzungen auf die Schneedynamik zu berücksichtigen.

Alternativ dazu besteht die Möglichkeit, die Schneemodellierung im Teilgebiet mithilfe separater Schnee-Kompartimente durchzuführen (Kapitel 3.4.9).

Bei der modelltechnischen Behandlung der Schneedynamik können die folgenden einander beeinflussenden Aspekte unterschieden werden:

- Akkumulation von Schnee
- Energiebilanz der Schneedecke
- Setzung und tatsächliche Schmelze der Schneedecke

Alle drei Aspekte können in LARSIM mit unterschiedlichen Verfahren berechnet werden, wodurch Unterschieden in der räumlichen Auflösung und der Datenlage Rechnung getragen werden kann. Die einzelnen Verfahren werden in den nachfolgenden Kapiteln erläutert.

3.4.2 AKKUMULATION VON SCHNEE

Für die Berechnung der Schneakkumulation ist zunächst zu unterscheiden, ob der für das jeweilige Teilgebiet berechnete Gebietsniederschlag in fester oder flüssiger Form fällt. In LARSIM kann zum einen mit einem abrupten Wechsel zwischen Regen und Schnee gearbeitet werden. In diesem Fall wird davon ausgegangen, dass der Niederschlag als Schnee fällt, wenn für das jeweilige Teilgebiet im betrachteten Zeitschritt die (bodennahe) Lufttemperatur kleiner als eine Grenztemperatur ist. Ist die Lufttemperatur größer als dieser Grenzwert, wird der gesamte Niederschlag als Regen behandelt:

$$\begin{aligned} & \text{Schneeniederschlag für } T_{\text{Luft}} \leq T_{\text{Grenz}} \\ & \text{Regenniederschlag für } T_{\text{Luft}} > T_{\text{Grenz}} \end{aligned} \quad (3.25)$$

mit:

T_{Luft}	[°C]	gemessene bodennahe Lufttemperatur (2 m über Boden)
T_{Grenz}	[°C]	Grenzwert für die Lufttemperatur (2 m über Boden), unterhalb der Niederschlag als Schnee fällt

Alternativ zu diesem abrupten Übergang zwischen Schnee und Regen kann in LARSIM auch mit einem Übergangsbereich gearbeitet werden, in dem ein Gemisch aus Schnee und Regen fällt (Schneeregen).

In diesem Fall wird neben T_{Grenz} auch die Spannweite des Übergangsbereichs T_{Spann} angegeben. An der unteren Grenze des angegebenen Temperaturbereichs ($T_{Grenz} - \frac{1}{2} T_{Spann}$) wird der Niederschlag dann zu 100% als Schnee, an der oberen Grenze ($T_{Grenz} + \frac{1}{2} T_{Spann}$) zu einer 100% als Regen interpretiert. Dazwischen wird linear interpoliert, sodass bei $T_{Luft} = T_{Grenz}$ 50% Schnee und 50% Regen vorliegen.

Da der Niederschlag in höheren Luftsichten gebildet wird, ist die bodennahe Lufttemperatur naturgemäß nur ein ungenauer Indikator dafür, ob der Niederschlag als Regen oder als Schnee fällt. So ist es je nach atmosphärischer Schichtung möglich, dass bei bodennahen Lufttemperaturen von $+2^{\circ}\text{C}$ aufgrund der niedrigeren Temperaturen in höheren Luftsichten Schnee fällt (Abb. 3-3, BRAUN 1985). Umgekehrt zeigte eine Analyse des Winters 2010/2011 für Südwestdeutschland, dass aus aufgleitenden Warmfronten bei bodennahen Lufttemperaturen kleiner 0°C auch über längere Zeit Regen fallen kann (LUBW 2011b, HAAG et al. 2012).

Die obigen Erläuterungen verdeutlichen, dass die Grenztemperatur für den Übergang von Schnee in Regen wetterlagenabhängig und somit zeitlich variabel ist. Die bisherigen Erfahrungen für zahlreiche mitteleuropäische Gebiete zeigen jedoch, dass mit einem T_{Grenz} von $+0,0^{\circ}\text{C}$ im Mittel gute Ergebnisse erzielt werden. Der im Modell verwendete Wert für T_{Grenz} kann vom Anwender teileinzugsgebietsspezifisch vorgegeben werden. Eine Variation im Wertebereich zwischen etwa -2°C und $+3^{\circ}\text{C}$ erscheint dabei plausibel.

Wenn mit einem Übergangsbereich zwischen Schnee und Regen gearbeitet wird (Schneeregen), kann zusätzlich die Spannweite (T_{Spann}) des Übergangsbereichs vorgegeben werden. Hierfür erscheint eine Spannweite von ca. 3 bis 4°C plausibel, innerhalb derer der Niederschlag von Regen in Schnee übergeht (vgl. Abb. 3-3).

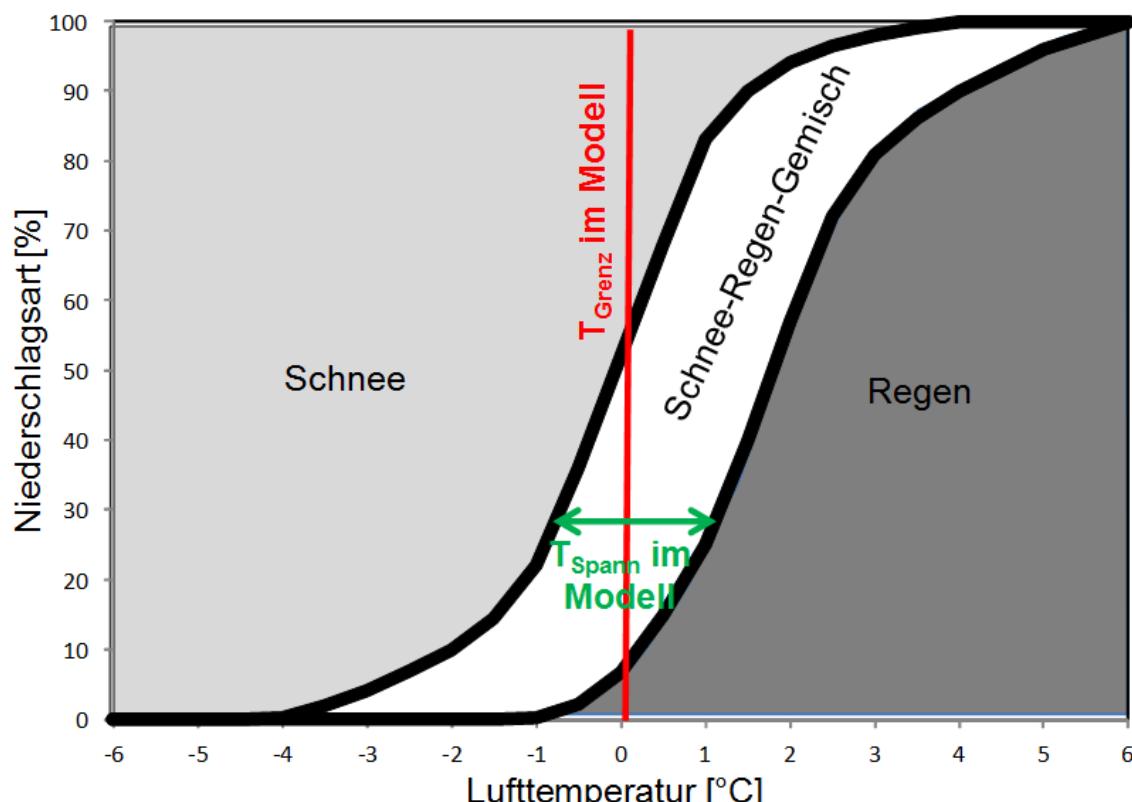


Abb. 3-3 Zusammensetzung des Niederschlages aus Regen, Schnee und Regen-Schnee-Gemisch für die Klimastation Hohenpeißenberg (nach SFB81 1980)

3.4.3 DAS GRAD-TAG-VERFAHREN

Das Grad-Tag-Verfahren ist eine sehr häufig eingesetzte, einfache Methode zur Schneesimulation, bei der die Lufttemperatur als alleiniges integrales Maß für die Schneeschmelze verwendet wird. Aus der Anwendung des Verfahrens resultiert zumeist direkt die tatsächliche Schmelzrate, d. h. die Energiebilanz einerseits sowie die Setzung und Schmelze andererseits werden üblicherweise nicht getrennt betrachtet (MANIAK 2005, BEVEN 2012).

In LARSIM ist das Verfahren so umgesetzt, dass der Anwender die Möglichkeit hat, zwischen zwei Optionen zu wählen: Entweder wird nur die Energiebilanz über das Grad-Tag-Verfahren berechnet, während die daraus resultierende Setzung und tatsächliche Schmelze getrennt mit dem Bertle-Verfahren berechnet werden (siehe unten). Oder die tatsächliche Schmelze resultiert unmittelbar aus dem Grad-Tag-Verfahren. Die Setzung und der Rückhalt von flüssigem Wasser in der Schneedecke werden in diesem Fall implizit über das Grad-Tag-Verfahren mit abgebildet.

Der Hauptvorteil des Verfahrens liegt in seiner Einfachheit und dem geringen Datenbedarf. So kann das Verfahren relativ leicht über einen einzelnen Parameter kalibriert werden. Da lediglich die Lufttemperatur als Eingangsgröße erforderlich ist, kann das Grad-Tag-Verfahren bei beschränkter Datenverfügbarkeit im Rahmen der Wasserhaushaltssimulation gut in Kombination mit vereinfachten Verfahren zur Verdunstungsberechnung genutzt werden.

Bei Verwendung des Grad-Tag-Verfahrens wird die Lufttemperatur als integrale Ersatzgröße für die thermodynamischen Austauschprozesse zwischen der Schneedecke und der Atmosphäre angesehen. Die kurzwellige und die langwellige Strahlungsbilanz sowie die Ströme fühlbarer und latenter Wärme werden vereinfacht über die Differenz zwischen Lufttemperatur und einer Bezugstemperatur der Schneedecke abgebildet. Der Bodenwärmestrom wird vernachlässigt. Der Energieeintrag durch flüssigen Niederschlag (Regen) wird in LARSIM jedoch separat berücksichtigt, um der besonderen Bedeutung von „Rain on Snow“-Ereignissen besser gerecht zu werden.

Somit ergibt sich die Energiebilanz der Schneedecke wie folgt:

$$W_{\text{tot}} = W_{\text{gtf}} + W_{\text{nied}} \quad (3.26)$$

mit:

W_{tot}	[W/m ²]	Energiebilanz der Schneedecke
W_{gtf}	[W/m ²]	Summe der über das Grad-Tag-Verfahren abgeschätzten Wärmestrome
W_{nied}	[W/m ²]	Wärmestrom durch Niederschlag

Die durch flüssigen Niederschlag (Regen) eingetragene Wärme berechnet sich dabei wie folgt:

$$W_{\text{nied}} = \frac{N \cdot T_{\text{nied}} \cdot \text{cp}_{\text{wasser}}}{ta \cdot 3600} \quad (3.27)$$

mit:

N	[mm]	Niederschlagsmenge im Zeitschritt (\approx [kg/m ²])
T_{nied}	[°C]	Temperatur des flüssigen Niederschlags

cp_{wasser} [J/(kg °C)]	Wärmekapazität des flüssigen Wassers (programminterne Konstante: 4186,8 J/(kg °C))
ta [h]	Rechenschrittweite in Stunden

Für Niederschlag, der als Schnee fällt, wird angenommen, dass dieser die Temperatur von 0°C aufweist. Durch Schneeniederschlag wird der „Kälteinhalt“ der Schneedecke also nicht erhöht. Dem flüssigen Niederschlag (Regen) wird normalerweise die aktuelle Lufttemperatur zugewiesen. Somit ergibt sich folgende Beziehung für die Temperatur des Niederschlags:

$$T_{\text{nied}} = \text{Maximum} \left\{ \begin{array}{l} T_{\text{Luft}} \\ 0,0 \end{array} \right\} \quad (3.28)$$

Nur wenn zusätzlich die Option <T GR. AUCH S-SCHMELZ> vereinbart ist, wird die Temperatur des Niederschlags wie folgt berechnet:

$$T_{\text{nied}} = \text{Maximum} \left\{ \begin{array}{l} T_{\text{Luft}} - T_{\text{Grenz}} \\ 0,0 \end{array} \right\} \quad (3.29)$$

Die Summe aller anderen relevanten Energieströme wird über das Grad-Tag-Verfahren abgeschätzt. Hierfür wird als Kalibrierparameter der Grad-Tag-Faktor (auch als Schmelzfaktor bezeichnet) eingeführt. Der Grad-Tag-Faktor (GTF) wird mit der in der Literatur üblichen Einheit [mm/(d °C)] angegeben. Er gibt somit an, wie viel Schnee (in mm) bei einer über einen Tag anhaltenden Temperaturdifferenz von 1°C potentiell abschmilzt. Der hier angegebene Grad-Tag-Faktor gilt für alle Freiland-Landnutzungsarten.

Dabei ist zu berücksichtigen, dass der Energieaustausch mit der Atmosphäre in Waldstandorten gegenüber dem Freiland im Allgemeinen deutlich gedämpft ist (z. B. KOIVUSALO & KOKKONEN 2002, SPITTELHOUSE & WINKLER 2004, TAMAI et al. 1999). Entsprechend sind die zur Schneesimulation verwendeten GTF für Waldstandorte zumeist deutlich geringer als für Freilandstandorte. Gemäß Literaturangaben in MANIAK (2005) und SEIBERT (2005) sind die GTF für Wald in etwa halb so hoch wie für Freiland. Dies steht im Einklang mit den Abschätzungen, die LUBW (2006a) auf der Grundlage von Literaturdaten zur Energiebilanz der Schneedecken unterschiedlicher Landnutzungsarten abgeleitet hat. Daher wird LAR-SIM-intern für die Wald-Landnutzungsarten (Nadelwald, Mischwald, Laubwald) der als Kalibrierparameter vorgegebene GTF auf 50% reduziert ($GTF_{\text{Wald}} = 0,5 \cdot GTF$).

Mithilfe des Grad-Tag-Faktors wird die resultierende potentielle Schneeschmelze je Zeitschritt wie folgt berechnet:

$$i_{p,gtf} = GTF \cdot \frac{ta}{24} \cdot (T_{\text{Luft}} - T_b) \quad (3.30)$$

mit:

$i_{p,gtf}$ [mm]	Potentielle Schneeschmelze infolge aller durch das Grad-Tag-Verfahren abgeschätzten Wärmeströme je Zeitschritt
GTF [mm/(d °C)]	Grad-Tag-Faktor (Kalibrierparameter: Potentielle Schneeschmelze je Tag bei einer Temperaturdifferenz von 1°C)

T_b	[°C]	Bezugstemperatur (Im Regelfall 0°C; Ausnahme: Bei gleichzeitiger Verwendung der Option <T GR. AUCH S-SCHMELZ> gilt: $T_b = T_{Grenz}$)
-------	------	---

Der entsprechende Wärmestrom (Summe der über das Grad-Tag-Verfahren abgeschätzten Wärmeströme in Gl. 2.1) ergibt sich nach Umformung daher wie folgt:

$$W_{gtf} = GTF \cdot (T_{Luft} - T_b) \cdot \frac{r_{schmelz}}{24 \cdot 3600} \quad (3.31)$$

mit:

$r_{schmelz}$	[J/kg]	Schmelzwärme des Wassers (programminterne Konstante: 334 000 J/kg)
---------------	--------	--

Die mithilfe von Formel (3.26) berechnete Energiebilanz der Schneedecke wird bei gleichzeitiger Vereinbarung der Option <SNOW-COMPACTION 2> oder <SNOW-COMPACTION 3> als Eingangsgröße für die Berechnung der Schneesetzung nach BERTLE (1966) verwendet (siehe unten).

Sofern das Grad-Tag-Verfahren ohne separate Berechnung der Setzung und tatsächlichen Schmelze durchgeführt wird (Option <SNOW-COMPACTION> ist nicht vereinbart), wird die Energiebilanz gemäß Formel (3.26) in eine Schmelzwassermenge umgerechnet. Dabei ist die Schmelzwassermenge bei negativen Werten der Energiebilanz gleich Null. Die berechnete Schmelzwassermenge entspricht dann unmittelbar der tatsächlichen Schneeschmelze, ohne dass zusätzlich die Setzung der Schneedecke und die Retention flüssigen Wassers in der Schneedecke betrachtet werden.

3.4.4 ENERGIEBILANZEN AUF GRUNDLAGE DES KNAUF-ANSATZES

3.4.4.1 VEREINFACHTES KNAUF-VERFAHREN

Für das vereinfachte Energiebilanzverfahren nach KNAUF (1980) werden neben dem Niederschlag lediglich Daten zur Lufttemperatur und zur Windgeschwindigkeit zur Abschätzung der potentiellen Schneeschmelze benötigt. Das Verfahren kann sowohl im Wasserhaushalts- als auch im Flussgebietsmodus (LARSIM-NA) verwendet werden.

Bei der vereinfachenden Betrachtung werden die Strahlungsterme (kurz- und langwellige Strahlungsbilanz) sowie der Strom latenter Wärme vernachlässigt. Somit ergibt sich die Energiebilanz der Schneedecke durch folgende vereinfachte Bilanzgleichung:

$$W_{tot} = W_G + W_{nied} + W_{sense} \quad (3.32)$$

mit:

W_{tot}	[W/m ²]	Energiebilanz der Schneedecke
W_G	[W/m ²]	Bodenwärmestrom
W_{nied}	[W/m ²]	Wärmestrom durch Niederschlag (Formel (3.27))

$$W_{\text{sense}} \quad [\text{W/m}^2] \quad \text{Strom fühlbarer Wärme}$$

Während der Wärmestrom durch Niederschlag analog wie beim Grad-Tag-Verfahren ermittelt wird (Formeln (3.27) bis (3.29)), kann der Bodenwärmestrom als konstante Kalibriergröße vorgegeben werden. Analog zur Originalarbeit von KNAUF (1980) wird er dabei als potentielle Schmelzrate in der Einheit [mm/h] betrachtet:

$$i_G = W_G \cdot \frac{3600}{r_{\text{schmelz}}} \quad (3.33)$$

mit:

$$i_G \quad [\text{mm/h}] \quad \text{Bodenwärmestrom als Schmelzrate (Wertebereich: 0,01 mm/h bis 0,05 mm/h ~ 0,9 W/m}^2 \text{ bis 4,6 W/m}^2\text{,)}$$

Der turbulente Strom fühlbarer Wärme wird wie folgt ermittelt:

$$W_{\text{sense}} = (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot T_{\text{Luft}} \quad (3.34)$$

mit:

$$\begin{aligned} a_0 & \quad [\text{W/(m}^2 \text{ } ^\circ\text{C})] \text{ Parameter des Übergangskoeffizienten für den turbulenten Wärmestrom (Wertebereich: 0,5 - 3,5 W/(m}^2 \text{ } ^\circ\text{C)).} \\ a_1 & \quad [\text{J/(m}^3 \text{ } ^\circ\text{C})] \text{ Parameter des Übergangskoeffizienten für den turbulenten Wärmestrom (Wertebereich: 0,8 - 2,5 J/(m}^3 \text{ } ^\circ\text{C)).} \end{aligned}$$

Bei dem vereinfachten Verfahren wird also implizit angenommen, dass die Schneeoberfläche eine Temperatur von 0°C aufweist und die Lufttemperatur somit dem Temperaturgradienten zwischen Schneeoberfläche und darüber liegender Luft entspricht.

Die berechnete Energiebilanz wird programmintern in eine potentielle Schmelzrate umgewandelt. Ähnlich wie beim Grad-Tag-Verfahren kann diese potentielle Schmelzrate entweder als tatsächliche Schmelzrate verwendet werden oder als Eingangsgröße für eine detailliertere Berechnung der Schneesetzung nach BERTLE (1966) genutzt werden.

3.4.4.2 ERWEITERTES KNAUF-VERFAHREN

Im erweiterten Energiebilanzansatz nach Knauf, werden (im Vergleich zum vereinfachten Ansatz) zusätzlich die kurzwellige Strahlungsbilanz sowie der turbulente Strom latenter Wärme berücksichtigt. Die langwellige Strahlungsbilanz bleibt jedoch auch in diesem Ansatz unberücksichtigt:

$$W_{\text{tot}} = W_G + W_{\text{nied}} + W_{\text{RNS}} + W_{\text{sense}} + W_{\text{latent}} \quad (3.35)$$

mit:

W_{RNS}	[W/m ²]	Kurzwellige Strahlungsbilanz
W_{latent}	[W/m ²]	Strom latenter Wärme (Verdunstung, Kondensation, Sublimation)

Der Bodenwärmestrom, der Wärmestrom durch Niederschlag und der turbulente Austausch fühlbarer Wärme werden analog zum vereinfachten Knauf-Verfahren ermittelt. Hinsichtlich des turbulenten Austauschs latenter Wärme wird angenommen, dass hierfür derselbe windabhängige Übergangskoeffizient verwendet werden kann wie für den turbulenten Austausch fühlbarer Wärme:

$$W_{\text{latent}} = (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot (\beta \cdot (e_{\text{Luft}} - e_s)) \quad (3.36)$$

mit:

e_s	[hPa]	Sättigungswasserdampfdruck an der Schneeoberfläche bei einer Temperatur von 0°C (Formel (3.9))
e	[hPa]	Realer Wasserdampfdruck in der Luft (Formel (3.10))
β	[°C/hPa]	Kehrwert der Psychrometerkonstante über Schnee und Eis bei 0°C (programminterne Konstante: 1,76 °C/hPa)

Die kurzwellige Strahlungsbilanz für die Schneeoberfläche wird wie folgt ermittelt:

$$W_{\text{RNS}} = \varepsilon \cdot R_C \quad (3.37)$$

mit:

R_C	[W/m ²]	Globalstrahlung an der Bodenoberfläche
ε	[-]	Absorptionskoeffizient des Schnees für kurzwellige Strahlung (Wertebereich 0,02 bis 0,6; interner Standard: 0,3)

Das Absorptionsvermögen (= 1 – Albedo) der Schneedecke kann mit dem modellinternen Standard von 0,3 belegt werden oder als zeitlich konstante Kalibriergröße eingesetzt werden. Alternativ hierzu kann die zeitliche Entwicklung des Absorptionskoeffizienten infolge der Alterung der Schneedecke auch explizit simuliert werden (siehe unten).

Die aus dem erweiterten Knauf-Verfahren resultierende Energiebilanz (=potentielle Schneeschmelze) wird als Eingangsgröße für die explizite Simulation der Setzung der Schneedecke und der ggf. resultierenden tatsächlichen Schneeschmelze verwendet.

3.4.4.3 VOLLSTÄNDIGE ENERGIBILANZ DER SCHNEEDECKE

Das oben beschriebene Knauf-Verfahren wurde für die Anwendung in LARSIM weiterentwickelt (Option <SCHNEE: KNAUF, 2006>). Diese Weiterentwicklung beinhaltet die Erfassung der vollständigen Energiebilanz, deren Kopplung mit der Wasserbilanz, die Berücksichtigung des Vegetationseinflusses sowie die Berücksichtigung der Schneetemperatur und des Kälteinhalts der Schneedecke (LUBW 2006a).

In diesem umfassenden Ansatz wird somit die vollständige Energiebilanz der Schneedecke ermittelt:

$$W_{\text{tot}} = W_G + W_{\text{nied}} + W_{\text{RNS}} + W_{\text{RNL}} + W_{\text{sense}} + W_{\text{latent}} \quad (3.38)$$

mit:

$$W_{\text{RNL}} \quad [\text{W/m}^2] \quad \text{Langwellige Strahlungsbilanz}$$

Die langwellige Strahlungsbilanz ist durch folgende Grundgleichung definiert:

$$W_{\text{RNL}} = R_{\text{Latm}} - R_{\text{Lschnee}} \quad (3.39)$$

mit:

$$R_{\text{Latm}} \quad [\text{W/m}^2] \quad \text{Wärmestrahlung aus der Atmosphäre (Gegenstrahlung)}$$

$$R_{\text{Lschnee}} \quad [\text{W/m}^2] \quad \text{Wärmestrahlung der Schneedecke}$$

Die atmosphärische Gegenstrahlung wird wie folgt ermittelt:

$$R_{\text{Latm}} = 1,28 \cdot \sigma \cdot (T_{\text{Luft}} + 273,15)^4 \cdot \left(\frac{e}{T_{\text{Luft}} + 273,15} \right)^{1/7} \cdot \left(1 + 0,22 \cdot \left(\frac{n}{N} \right)^2 \right) \quad (3.40)$$

mit:

$$\sigma \quad [\text{W}/(\text{m}^2 \text{ K}^4)] \quad \text{Stefan-Boltzmann-Konstante} \\ (\text{programminterne Konstante: } 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \text{ K}^4))$$

$$n/N \quad [-] \quad \text{Relative Sonnenscheindauer als Maß für den Bewölkungsgrad} \\ (\text{Formeln (3.11) bis (3.17)})$$

Die Abstrahlung der Schneedecke wird mithilfe der Stefan-Boltzmann-Gleichung aus der Temperatur der Schneedecke ermittelt. Dabei wird davon ausgegangen, dass Schnee im langwirksigen Bereich wie ein schwarzer Strahler wirkt (DWD 1987: S. 24), sodass kein Emissionskoeffizient berücksichtigt werden muss (bzw. dieser gleich 1 ist):

$$R_{\text{Lschnee}} = \sigma \cdot (T_{\text{Schnee}} + 273,15)^4 \quad (3.41)$$

mit:

T_{Schnee} [°C] Dynamisch berechnete Temperatur der Schneedecke

Die Temperatur der Schneedecke wird (ebenso wie deren Kälteinhalt) im vorliegenden Fall dynamisch aus der Energiebilanz berechnet (siehe unten). Aus dieser expliziten Berücksichtigung der Schneetemperatur ergeben sich auch für die Berechnung der turbulenten Ströme fühlbarer und latenter Wärme (Formeln (3.34) und (3.36)) Modifikationen gegenüber dem oben beschriebenen erweiterten Knauf-Ansatz:

$$W_{\text{sense}} = (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot (T_{\text{Luft}} - T_{\text{Schnee}}) \quad (3.42)$$

$$W_{\text{latent}} = (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot (\beta \cdot (e_{\text{Luft}} - e_s(T_{\text{Schnee}}))) \quad (3.43)$$

mit:

e_s [hPa] Sättigungswasserdampfdruck über Schnee in Abhängigkeit von der aktuellen Schneetemperatur

Im Rahmen des vollständigen Energiebilanzverfahrens sind die Energie- und Wasserbilanzen vollständig gekoppelt. Das bedeutet einerseits, dass der Strom latenter Wärme mit einem entsprechenden Wasserfluss aus oder in die Schneedecke verbunden wird (Verdunstung, Kondensation, Sublimation), der in der Massenbilanz berücksichtigt wird. Andererseits wird sichergestellt, dass die Energieströme zwischen der Schneeberechnung und der Evapotranspiration (aus dem Boden) korrekt aufgeteilt werden.

Im Freiland (alle Landnutzungsklassen außer Wald) wird daher davon ausgegangen, dass weder Transpiration der Vegetation noch Evaporation vom Boden stattfindet, solange eine Schneedecke vorhanden ist. Alle Energieströme tragen in diesem Fall zum Wärmehaushalt der Schneedecke bei. Verdunstung (bzw. Sublimation) kann nur von der Schneedecke stattfinden.

Kälteinhalt und Schneetemperatur

In dem hier vorgestellten für LARSIM erweiterten Ansatz werden die Temperaturentwicklung und der aktuelle Kälteinhalt der Schneedecke explizit mit berechnet. Unter Kälteinhalt wird dabei jene Energie verstanden, die erforderlich ist, um das Schneepaket bis auf 0°C zu erwärmen. Die Schneedecke kann erst schmelzen, nachdem sie zuvor bis auf 0°C erwärmt wurde, der Kälteinhalt also gleich Null ist. Der Kälteinhalt der Schneedecke wird in Form der Energiestromdichte ausgedrückt, die erforderlich ist, um die Schneedecke auf 0°C zu erwärmen:

$$W_{\text{kälte}} = \frac{(WEQ_{\text{ts}} \cdot cp_{\text{eis}} + (WEQ_{\text{tot}} - WEQ_{\text{ts}}) \cdot cp_{\text{wasser}}) \cdot T_{\text{Schnee}}}{ta \cdot 3600} \quad (3.44)$$

mit:

$W_{\text{kälte}}$	[W/m ²]	Kälteinhalt der Schneedecke
WEQ_{ts}	[mm]	Wasseräquivalent des trockenen Schnees
WEQ_{tot}	[mm]	Wasseräquivalent der gesamten Schneedecke
cp_{eis}	[J/(kg °C)]	Wärmekapazität von gefrorenem Wasser (programminterne Konstante nach DWD 1987: 2090 J/(kg °C))

Die Veränderung des Kälteinhalts ergibt sich aus der Energiebilanz der Schneedecke im aktuellen Zeitschritt W_{tot} (Formel (3.38)).

Sofern im aktuellen Zeitschritt mehr Energie zugeführt wird, als für die Erwärmung der Schneedecke auf 0°C erforderlich ist, steht die verbleibende Energie für die potentielle Schneeschmelze zur Verfügung. Diese potentielle Schmelzenergie wird als Eingangsgröße zur expliziten Berechnung der Setzung der Schneedecke und der resultierenden tatsächlichen Schneeschmelze verwendet.

3.4.4.4 DYNAMISCHE BERECHNUNG DES BODENWÄRMESTROMS

Im Rahmen aller Energiebilanzverfahren gemäß Knauf kann der Bodenwärmestrom alternativ zur Vorgabe eines konstanten Kalibrierwertes auch dynamisch berechnet werden. Hierfür wird in vereinfachter Weise die Temperatur einer oberflächennahen Bodenschicht berechnet. Diese hat neben dem Bodenwärmestrom auch Auswirkungen auf das Gefrieren des Bodenwassers und somit auf die Abflussbildung. Auf diesen Aspekt des Bodenwärmehaushalts wird in Abschnitt 3.6.11 näher eingegangen.

Die grundlegende Konzeption bei der dynamischen Berechnung des Bodenwärmestroms und der (oberflächennahen Bodengefrörnis) ist in Abb. 3-4 skizziert: Die mittlere Temperatur und der Anteil gefrorenen Bodenwassers einer Bodensäule der Mächtigkeit $2z$ wird durch deren Energiegehalt definiert. Die mittlere Temperatur der Bodensäule entspricht dabei zugleich der Bodentemperatur in der Tiefe z . Diese indirekte Vorgehensweise über die Energiebetrachtung wurde gewählt, um das Gefrieren und Tauen von Bodenwasser explizit mit berücksichtigen zu können.

Der Bodenwärmestrom ergibt sich aus dem Temperaturgradienten zwischen der Bodenoberfläche (T_0) und der Tiefe z (T_z). Je nach Ausprägung des Temperaturgradienten kann dieser Wärmestrom positiv oder negativ sein.

Für die Energiebilanz des Kontrollvolumens der Mächtigkeit $2z$ wird zudem ein vereinfachter Wärmestrom aus tieferen Bodenschichten berücksichtigt. Dieser kann sowohl positiv (Wärmezugewinn) oder negativ (Wärmeabfuhr) sein. Bei der Energiebilanzbetrachtung wird zudem berücksichtigt, dass das Bodenwasser in dem $2z$ mächtigen Kontrollvolumen gefrieren und tauen kann.

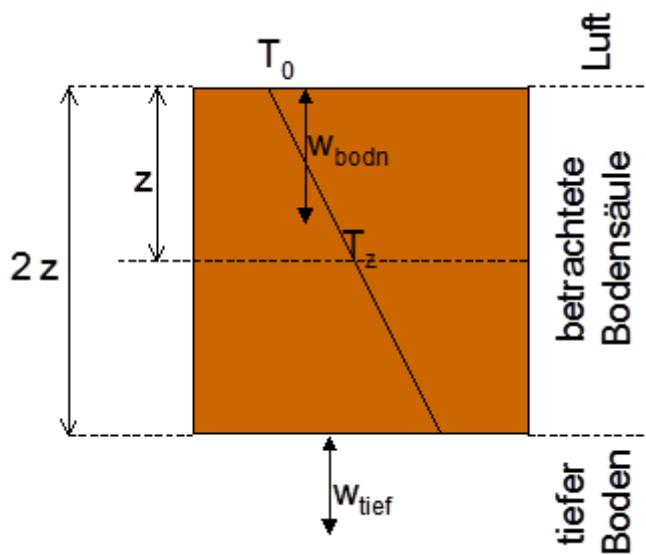


Abb. 3-4 Grundlegende Konzeption zur Berechnung der oberflächennahen Bodentemperatur, des Bodenwärmestroms und der Bodengefrobnis.

Berechnung des Bodenwärmestroms:

Die für die Berechnung des Bodenwärmestroms erforderliche Wärmeleitfähigkeit des Bodens ist streng genommen eine zeitabhängige Funktion des Bodenwassergehalts. Allerdings ist die Variation der Wärmeleitfähigkeit im Bereich mittlerer Bodenwassergehalte relativ gering (ABU-HAMDEH & REEDER 2000, JURY et al. 1991). Zudem sind die oberflächennahen Wassergehalte mit dem in LARSIM implementierten Bodenmodell nicht exakt zu bestimmen. Daher ist die Annahme einer konstanten Wärmeleitfähigkeit des Bodens eine notwendige und zulässige Vereinfachung.

Somit lässt sich der Bodenwärmestrom unter Anwendung des 1. Fick'schen Gesetzes berechnen. Dabei wird der oberflächennahe Temperaturgradient durch die finite Differenz zwischen T_0 und T_z angenähert (vgl. Abb. 3-4):

$$w_G = -\lambda_G \frac{T_0 - T_z}{z} \quad (3.45)$$

mit:

λ_G	[W/(m·°C)]	Wärmeleitfähigkeit des Bodens (programminterne Konstante: $\lambda_G = 0,6 \text{ W/(m } ^\circ\text{C)}$)
z	[m]	Halbe Mächtigkeit der betrachteten Bodensäule (programminterne Konstante: $z = 0,1 \text{ m}$)
T_0	[°C]	Temperatur an der Bodenoberfläche (Luft- bzw. Schneetemperatur)
T_z	[°C]	Bodentemperatur in der Tiefe z (entspricht der mittleren Temperatur in einer Bodensäule der Mächtigkeit $2z$)

Die Temperatur an der Bodenoberfläche T_0 wird der Lufttemperatur gleichgesetzt, solange kein Schnee liegt. Für Situationen ohne Schneedeckung kann dies als gute Näherung angesehen werden (z. B. VOSE & SWANK 1991, RANKINEN et al. 2004). Für Schneedecken mit einem Wasseräquivalent bis zu 10 mm wird eine gewichtete Mittelung zwischen Lufttemperatur und Schneetemperatur durchgeführt. Wenn Schnee mit einem Wasseräquivalent von mehr als 10 mm liegt, wird T_0 gleich der mittleren berechneten Schneetemperatur gesetzt. Hierdurch wird sichergestellt, dass die Isolierwirkung der Schneedecke in der Berechnung berücksichtigt wird.

Die Wärmeleitfähigkeit terrestrischer Böden schwankt je nach Substrat, Wassergehalt und dem Aggregatzustand des Bodenwassers meist zwischen ca. 0,4 und 0,8 W/(m °C) (RANKINEN et al. 2004, ABU-HAMDEH & REEDER 2000). Insbesondere während der besonders relevanten Wintermonate bewegen sich die Wassergehalte zumeist im Bereich der Feldkapazität, so dass nur geringe Veränderungen infolge variabler Bodenwassergehalte zu erwarten sind. Eis hat eine höhere thermische Leitfähigkeit als flüssiges Wasser. Dennoch haben Vergleichsrechnungen für das Valdai-Gebiet mit unterschiedlichen Modellen gezeigt, dass die Wirkung des Gefrierens und Tauens von Bodenwasser auf die Wärmeleitfähigkeit des Bodens von relativ geringer Bedeutung ist (LUO et al. 2003). Für die hier verfolgten Ziele kann die Wärmeleitfähigkeit des Bodens daher vereinfachend als räumlich und zeitlich konstant angenommen werden. Testrechnungen haben gezeigt, dass mit einem Wert von 0,6 W/(m °C) gute Ergebnisse erzielt werden können. Daher wurde für die Wärmeleitfähigkeit des Bodens λ_G in LARSIM programmintern ein fester Wert von 0,6 W/(m °C) vorgegeben (LUBW 2006b).

Wärmestrom aus dem tieferen Boden:

Der Wärmestrom aus und in den tieferen Boden unterhalb von $2z$ wird nach dem in LARSIM auch für die Evapotranspiration verwendeten MORECS-Schema für den Bodenwärmestrom berechnet (THOMPSON et al. 1981). Dabei wird lediglich die monatsspezifische mittlere Wärmespeicherung im Boden berücksichtigt. Die Wirkung der Strahlungsbilanz auf den Bodenwärmestrom wird beim hier vorliegenden Ansatz in der oberflächennahen Bodenschicht gepuffert und daher nicht für die Berechnung des Wärmestroms aus dem tiefen Untergrund verwendet.

Energieinhalt und mittlere Temperatur der Bodensäule:

Der Energieinhalt der betrachteten Bodenschicht ergibt sich wie in Abb. 3-4 schematisch dargestellt aus dem Bodenwärmestrom zur Oberfläche und zum tiefen Boden. Ein Energieinhalt von 0,0 J/m² ist dabei in Anlehnung an das UEB-Schneemodell (vgl. Abschnitt 0) als der Zustand definiert, bei dem die Bodenschicht eine Temperatur von 0°C aufweist und das gesamte Bodenwasser gefroren ist. Bei positiven Energieinhalten ist ein Teil oder das gesamte Bodenwasser in der betrachteten Bodenschicht flüssig. Bei negativen Energieinhalten ist das gesamte Bodenwasser gefroren und die Temperatur kann unter 0°C sinken. Folglich ergibt sich die mittlere Temperatur der betrachteten Bodenschicht aus ihrem Energieinhalt. Wenn das gesamte Bodenwasser gefroren ist, gilt:

$$T_z = \frac{E_G}{2 \cdot z \cdot c_G} \quad (3.46)$$

Wenn das Bodenwasser teils flüssig und teils gefroren ist, gilt:

$$T_z = 0 \quad (3.47)$$

Wenn das gesamte Bodenwasser flüssig ist, gilt:

$$T_z = \frac{E_G - \frac{W_{2z}}{1000} \cdot r_{\text{schmelz}} \cdot \rho_{\text{wasser}}}{2 \cdot z \cdot c_G} \quad (3.48)$$

mit:

E_G	[J/m ²]	Energiegehalt des Bodens bis zur Tiefe 2z
W_{2z}	[mm]	Gesamter Bodenwassergehalt der Bodenschicht bis zur Tiefe 2z (programminterne Konstante: $W_{2z} = 80$ mm)
c_G	[°C]	Volumetrische Wärmekapazität des Bodens (= $c_p \cdot \rho$) (programminterne Konstante: $c_G = 1,5 \times 10^6$ J/(m ³ °C))

Hinsichtlich des Wassergehalts der oberflächennahen Bodenschicht kann im humiden Klima davon ausgegangen werden, dass sich dieser im Winterhalbjahr im Bereich der Feldkapazität bewegt. Die (prozentuale) Feldkapazität variiert vor allem mit der Textur und dem Humusgehalt des Bodens. Für die meisten Böden liegt sie im Bereich zwischen etwa 10 und 40 % (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984). Testrechnungen haben gezeigt, dass ein Wert von 40 % gute Ergebnisse erbringt. Deshalb wurde der Wassergehalt in der betrachteten Bodensäule auf 40 % festgelegt, was 80 mm entspricht (LUBW 2006b).

Die volumetrische Wärmekapazität des Bodens c_G ist eine Funktion der Bodenart und des Wassergehalts. Sie variiert für die meisten Böden in feuchtem Zustand zwischen etwa 1×10^6 und 2×10^6 J/(m³ °C) (JURY et al. 1991, RANKINEN et al. 2004). Auch hier wurden bei Testrechnungen mit einem mittleren Wert von $1,5 \times 10^6$ J/(m³ °C) gute Ergebnisse erzielt. Die volumetrische Wärmekapazität des Bodens wurde daher in LARSIM auf einen konstanten Wert von $1,5 \times 10^6$ J/(m³ °C) festgelegt (LUBW 2006b).

3.4.4.5 DYNAMISCHE BERECHNUNG DER SCHNEEALBEDO

Sowohl beim erweiterten Knauf-Verfahren als auch bei der vollständigen Energiebilanz der Schneedecke wurde bislang davon ausgegangen, dass der Absorptionskoeffizient (= 1 – Albedo) für kurzwellige Strahlung zeitlich konstant ist. In der Realität nimmt aber die Albedo des Schnees mit zunehmender Alterung der Schneedecke ab. Um diesem Phänomen Rechnung zu tragen, kann die Schneearbedo wahlweise auch dynamisch berechnet werden.

Die hierfür verwendeten Modellgleichungen lehnen sich eng an das entsprechende Modul im Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model an (TARBOTON & LUCE 1996; LUBW 2006b). Die Faktoren für die Alterung infolge des Kristallwachstums durch Wasserdampfdiffusion sowie durch Schmelzen und Wiedergefrieren und durch die atmosphärische Staubdeposition werden wie folgt berechnet:

$$r_1 = \exp\left(5000 \cdot \left(\frac{1}{273,15} - \frac{1}{273,15 + T_{\text{Schnee}}}\right)\right) \quad (3.49)$$

$$r_2 = \text{Minimum}\left\{\frac{r_1^{10}}{1}\right\} \quad (3.50)$$

$$r_3 = 0,03 \quad (3.51)$$

mit:

r_1	[-]	Alterungsfaktor infolge der Umkristallisation durch Wasserdampf-diffusion
r_2	[-]	Alterungsfaktor infolge der Umkristallisation durch Schmelzen und Gefrieren
r_3	[-]	Alterungsfaktor infolge der Staubdeposition

Mithilfe der Alterungsfaktoren wird ein dimensionsloses Alter der Schneeoberfläche berechnet. Wenn Neuschnee fällt, hat die Schneeoberfläche zunächst das dimensionslose Alter von 0. Aus den Alterungsfaktoren ergibt sich das dimensionslose Alter im aktuellen Zeitschritt wie folgt:

$$\tau = \tau + \left(\frac{r_1 + r_2 + r_3}{10^6} \cdot 3600 \cdot t_a \right) \quad (3.52)$$

mit:

τ	[]	Dimensionsloses Alter der Schneeoberfläche
--------	-----	--

Wenn zu einem späteren Zeitpunkt Neuschnee fällt, wird das dimensionslose Alter der Schneeoberfläche wieder verringert. Dabei reicht Neuschnee mit einem Wasseräquivalent von 10 mm aus, um τ wieder auf null zu setzen. Für kleinere Neuschneemengen wird das dimensionslose Schneedeckenalter in geringerem Maße herabgesetzt:

$$\tau = \text{Maximum} \left\{ \begin{array}{l} \tau \cdot (1 - 0,1 \cdot \text{WEQ}_{\text{Neuschnee}}) \\ 0 \end{array} \right\} \quad (3.53)$$

mit:

$\text{WEQ}_{\text{Neuschnee}}$ [mm]	Wasseräquivalent des im aktuellen Zeitschritt gefallenen Neuschnees
--------------------------------------	---

Das dimensionslose Alter der Schneeoberfläche wird als Zustandsgröße in jedem Zeitschritt mit berechnet. Hieraus ergeben sich die aktuelle Albedo der Schneeoberfläche und der in Formel (3.37) zu verwendende Absorptionskoeffizient für die Globalstrahlung:

$$\alpha_{\text{Schnee}} = \alpha_0 \cdot \left(1 - C_v \cdot \frac{\tau}{1 + \tau} \right) \quad (3.54)$$

$$\varepsilon = (1 - \alpha_{\text{Schnee}}) \quad (3.55)$$

mit:

α_{Schnee}	[-]	Aktuelle Albedo der Schneeoberfläche.
C_v	[-]	Wichtungsfaktor für die Sensitivität der Albedo für die Alterung (programminterne Konstante: $C_v = 0,35$; LUBW 2006b).
α_0	[-]	Albedo von Neuschnee (Wertebereich: 0,75 - 0,98).

3.4.4.6 ABSCHÄTZUNG DER TEMPERATUR AN DER SCHNEEOBERFLÄCHE

Im einfachen und im erweiterten Energiebilanzverfahren nach Knauf wird implizit angenommen, dass die Schneedecke eine Temperatur von 0°C aufweist. Bei der vollständigen Betrachtung der Energiebilanz wird die Temperatur der Schneedecke explizit berechnet. Insbesondere bei mächtigen Schneedecken können jedoch erhebliche interne Temperaturgradienten auftreten, so dass die mittlere Schneetemperatur merklich von der Temperatur an der Schneeeoberfläche abweichen kann. Da die turbulenten Wärmeströme (fühlbare und latente Wärme) sowie die Wärmestrahlung der Schneedecke von der Temperatur der Schneeeoberfläche abhängen, besteht in LARSIM die Möglichkeit, die Abweichung dieser Oberflächentemperatur von der mittleren Schneedeckentemperatur abzuschätzen (LUBW 2006b).

Die Ursache für die Differenz zwischen mittlerer Schneetemperatur und Oberflächentemperatur liegt im Energieaustausch an der Schneeeoberfläche begründet: Die Netto-Energiezufuhr bzw. -abfuhr an der Oberfläche muss durch die Wärmeleitung weg bzw. hin zur Oberfläche ausgeglichen werden. Es ist davon auszugehen, dass die Energiezufuhr über die Oberfläche und die Wärmeleitung im Schnee nahe der Oberfläche im Gleichgewicht sind.

Dabei kann grundsätzlich in die Erwärmung der Schneedecke (Energiezufuhr) und deren Abkühlung (Energieabfuhr) unterschieden werden. Die beiden Situationen sind in Abb. 3-5 schematisch skizziert: Wird die Schneedecke über die Oberfläche erwärmt, so muss die Schneeeoberfläche eine höhere Temperatur aufweisen als die tiefer liegenden Schneeschichten, so dass Wärme in die Schneedecke hinein geleitet wird (Abb. 3-5 links). Kühlt die Schneedecke über die Schneeeoberfläche ab, so ist die Oberflächentemperatur geringer als die Temperatur in darunterliegenden Schneeschichten. Wärme wird aus tieferen Schichten des Schnees an die Oberfläche geleitet (Abb. 3-5 rechts).

Wenngleich sich in der Realität Erwärmungs- und Abkühlungsvorgänge selbstverständlich überlagern können (Tagesgang), wird beim hier verwendeten Ansatz vereinfachend davon ausgegangen, dass sich das Tiefenprofil der Schneetemperatur nahe der Oberfläche durch einen linearen Gradienten annähern lässt und die (durch den Energiegehalt gegebene) mittlere Temperatur der Schneedecke als untere Randbedingung verwendet werden kann.

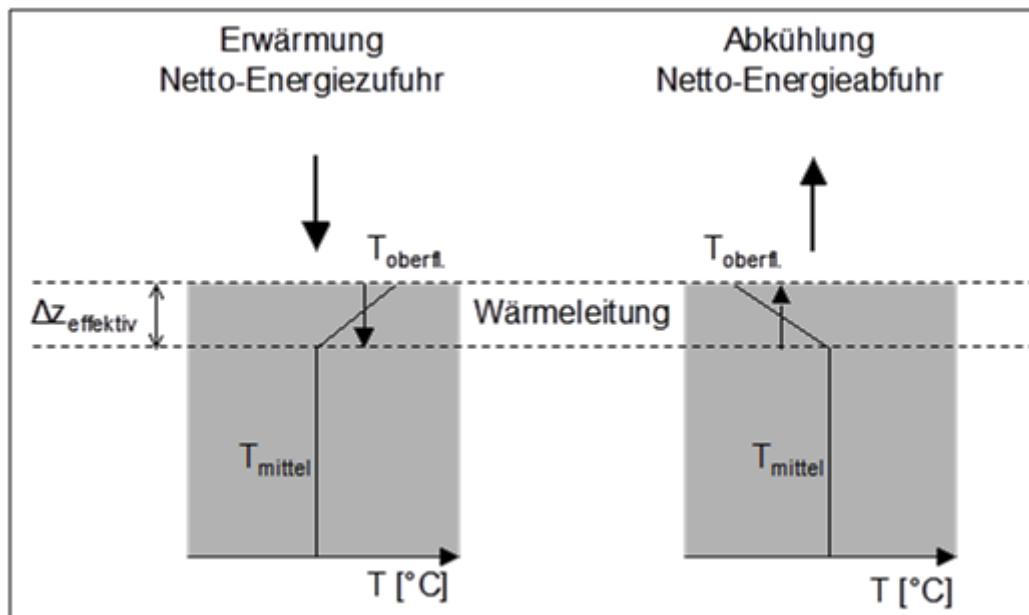


Abb. 3-5 Schematischer Zusammenhang zwischen mittlerer Schneedeckentemperatur, Energiebilanz und Temperatur an der Schneeeoberfläche

Die Wärmekapazität, Wärmeleitfähigkeit und Dichte des Schnees wird als mit der Tiefe konstant angenommen.

Somit lässt sich die Wärmeleitung nahe der Oberfläche wie folgt annähern:

$$W_{\text{oberfl}} = c_{\text{pschnee}} \cdot \lambda_{\text{schnee}} \cdot \rho_{\text{schnee}} \cdot \frac{(T_{\text{oberfl}} - T_{\text{schnee}})}{\Delta z_{\text{effektiv}}} \quad (3.56)$$

$$W_{\text{oberfl}} = K T_{\text{schnee}} \cdot (T_{\text{oberfl}} - T_{\text{schnee}}) \quad (3.57)$$

mit:

W_{oberfl}	[W/m ²]	Energiebilanz an der Oberfläche der Schneedecke (Gesamtenergiebilanz ohne Bodenwärmestrom).
T_{oberfl}	[°C]	Temperatur an der Oberfläche der Schneedecke.
$\Delta z_{\text{effektiv}}$	[m]	Effektive tatsächliche Mächtigkeit des linear angenäherten Temperaturgradienten an der Schneeoberfläche (siehe Abb. 3-5).
c_{pschnee}	[J/(kg °C)]	Wärmekapazität des Schnees.
λ_{schnee}	[m ² /s]	Wärmediffusionskoeffizient des Schnees.
ρ_{schnee}	[kg/m ³]	Lagerungsdichte des Schnees.
$K T_{\text{schnee}}$	[W/(m ² °C)]	Effektive Wärmeleitfähigkeit des Schnees (= $c_{\text{pschnee}} \lambda_{\text{schnee}} \rho_{\text{schnee}} / \Delta z_{\text{effektiv}}$; Konstante: 5,0 W/(m ² °C))

Da weder die effektive Mächtigkeit des Temperaturgradienten noch die aktuellen Eigenschaften des Schnees bekannt sind, werden diese vier Größen zu einer effektiven Wärmeleitfähigkeit zusammengefasst. Diese wird in Anlehnung an die Empfehlungen von TARBOTON & LUCE (1996: S. 16 - 19) mit einem konstanten Wert von 5,0 W/(m² °C) angenommen. Die Energiebilanz an der Oberfläche (die der Wärmeleitung an der Oberfläche entsprechen muss) lässt sich zugleich wie folgt ausdrücken:

$$W_{\text{oberfl}} = W_{\text{nied}} + W_{\text{RNS}} + W_{\text{RNL}}(T_{\text{oberfl}}) + W_{\text{sense}}(T_{\text{oberfl}}) + W_{\text{latent}}(T_{\text{oberfl}}) \quad (3.58)$$

Die langwellige Strahlungsbilanz sowie die turbulenten Ströme latenter und fühlbarer Wärme sind dabei Funktionen der Temperatur der Schneeoberfläche. Daher wird es möglich, die Formeln (3.57) und (3.58) gleichzusetzen und nach T_{oberfl} umzustellen:

$$T_{\text{oberfl}} = \frac{W_{\text{nied}} + W_{\text{RNS}} + W_{\text{RNL}}(T_{\text{oberfl}}) + W_{\text{sense}}(T_{\text{oberfl}}) + W_{\text{latent}}(T_{\text{oberfl}})}{K T_{\text{schnee}}} + T_{\text{schnee}} \quad (3.59)$$

Diese nicht lineare Gleichung wird in LARSIM iterativ mit einer modifizierten Gradientenmethode nach Newton gelöst (Press et al. 1996). Die Iteration wird solange fortgesetzt bis die Änderung der Temperatur an der Schneeoberfläche kleiner als 0,1 °C ist.

Nachdem die Oberflächentemperatur so berechnet wurde, wird diese anstelle der mittleren Temperatur der Schneedecke bei der Berechnung der langwelligen Strahlungsbilanz, des fühlbaren und des latenten Wärmestroms verwendet werden.

3.4.5 SETZUNG UND WASSERABGABE AUS DER SCHNEEDECKE

Sobald die Schneedecke auf 0°C aufgewärmt wurde und durch die Energiebilanz weitere Energie zur Verfügung steht, kommt es zur potentiellen Schneeschmelze, d. h. Teile des zuvor gefrorenen Schnees schmelzen und liegen nun als flüssiges Wasser in der Schneedecke vor. In ähnlicher Weise wirkt Regen, der auf die Schneedecke fällt. Insbesondere bei geringen Lagerungsdichten des Schnees kommen die potentiellen Schneeschmelzraten und der auf die Schneedecke fallende Regen jedoch nicht direkt zum Abfluss. Das freie Wasser aus dem Schmelzvorgang und Regenniederschlägen wird zunächst überwiegend in der Schneedecke gespeichert und verändert die Struktur des Schnees (Setzung). Dabei steigt der Anteil des flüssigen Wassers am gesamten Wasseräquivalent des Schnees auf Kosten des gefrorenen Anteils. Hierdurch steigt auch die Lagerungsdichte des Schnees an. Eine Abgabe von Wasser aus der Schneedecke erfolgt im größeren Umfang erst dann, wenn das Rückhaltevermögen der Schneedecke gegenüber flüssigem Wasser erschöpft ist.

Der Rückhalt von flüssigem Wasser, die damit einhergehende Setzung sowie die verzögert einsetzende Wasserabgabe aus der Schneedecke (tatsächliche Schmelze) werden in LARSIM mithilfe des von BERTLE (1966) abgeleiteten Snow-Compaction-Verfahrens berechnet. In diesem Verfahren werden die Schneedecke und deren Zustand durch den Gesamt-Wassergehalt (WEQ_{tot}) und durch den Wassergehalt des gefrorenen Schnees (Trockenschnee, WEQ_{ts}) beschrieben.

Wenn Schnee fällt, so erhöhen sich sowohl WEQ_{tot} als auch WEQ_{ts} um den gefallenen Schneeniederschlag. Fällt Regen auf die Schneedecke, so erhöht sich nur deren WEQ_{tot} , während WEQ_{ts} unverändert bleibt. Bei potentieller Schmelze infolge eines Energieüberschusses schmilzt gefrorener Schnee. Somit wird WEQ_{ts} verringert, wohingegen WEQ_{tot} unverändert bleibt. Darüber hinaus werden sowohl WEQ_{tot} als auch WEQ_{ts} durch die Verdunstung/Kondensation bzw. Sublimation/Resublimation an der Schneeooberfläche in geringem Maße verändert. Durch diese Prozesse ändert sich das Verhältnis zwischen gefrorenem Schnee und flüssigem Wasser in der Schneedecke jedoch nicht.

Maßgeblich für den Setzungsgrad und den Rückhalt flüssigen Wassers in der Schneedecke ist im Snow-Compaction-Verfahren das Verhältnis zwischen gefrorenem Schnee und flüssigem Wasser. Dieses wird als prozentualer Anteil des Gesamt-Wasseräquivalents am gefrorenen Wasseräquivalent ausgedrückt:

$$P_W = 100 \cdot \frac{WEQ_{tot}}{WEQ_{ts}} \quad (3.60)$$

mit:

P_W	[%]	Gesamtes Wasseräquivalent in Prozent des gefrorenen Wasseräquivalents
WEQ_{tot}	[mm]	Gesamtes Wasseräquivalent der Schneedecke
WEQ_{ts}	[mm]	Wasseräquivalent des gefrorenen Teils der Schneedecke

Flüssiges Wasser wird bis zum Erreichen eines Schwellenwerts für das maximal speicherbare Gesamtwasseräquivalent in der Schneedecke zurückgehalten.

Dieser Schwellenwert ergibt sich unter Berücksichtigung der Modelltheorie durch Umformung der Originalgleichungen von BERTLE (1966) wie folgt (vgl. LUBW 2014):

$$P_{W,\max} = \frac{10000}{100 - R_{\max}} \quad (3.61)$$

mit:

$P_{W,\max}$ [%]	Schwellenwert des maximal speicherbaren Gesamt-Wasseräquivalents in Prozent des gefrorenen Wasseräquivalents
R_{\max} [%]	Parameter für die maximale Schneeretention (optionaler Kalibrierparameter: 5 – 47%; Standardwert in LARSIM: 30 %)

Abb. 3-6 zeigt den Zusammenhang zwischen dem (Kalibrier-) Parameter R_{\max} und dem Schwellenwert $P_{W,\max}$.

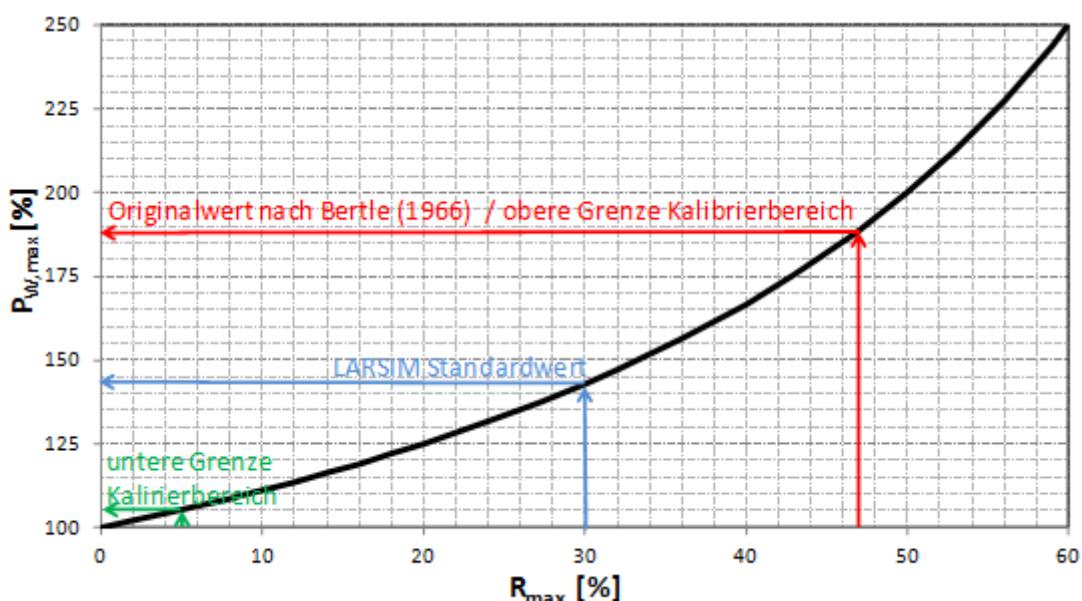


Abb. 3-6 Abhängigkeit des maximal speicherbaren Gesamt-Wasseräquivalents in Prozent des gefrorenen Wasseräquivalents vom Parameter R_{\max}

Erst wenn der Schwellenwert $P_{W,\max}$ durch die Zufuhr flüssigen Wassers aus potentieller Schmelze oder Regen überschritten wird, wird Wasser aus der Schneedecke abgegeben (tatsächliche Schmelze). Dabei wird so viel Wasser abgegeben, bis P_w dem maximal möglichen Wert $P_{W,\max}$ entspricht. Um die Menge der Wasserabgabe zu bestimmen, wird zunächst ermittelt, wie hoch das maximale Gesamt-Wasseräquivalent bei gegebenem Wasseräquivalent des gefrorenen Schnees ist:

$$WEQ_{tot,max} = \frac{P_{W,\max}}{100} \cdot WEQ_{ts} \quad (3.62)$$

mit:

WEQ_{tot,max} [mm] Maximales Gesamt-Wasseräquivalent

Hieraus ergibt sich die Wasserabgabe aus der Schneedecke (tatsächliche Schmelze) im aktuellen Zeitschritt wie folgt:

$$i_{\text{akt}} = \text{Maximum} \left\{ \frac{\text{WEQ}_{\text{tot}} - \text{WEQ}_{\text{tot,max}}}{0} \right\} \quad (3.63)$$

mit:

i_{akt} [mm] Wasserabgabe aus der Schneedecke (tatsächliche Schmelze) im aktuellen Zeitschritt

Mithilfe des Snow-Compaction-Verfahrens lässt sich auf Grundlage einer von BERTLE (1966) abgeleiteten empirischen Beziehung auch die aktuelle Schneehöhe berechnen. Hierzu müssen Annahmen zur Dichte des gefrorenen Anteils des Schnees (Trockenschnee) und zur kritischen Lagerungsdichte des Schnees bei Sättigung gemacht werden. In LARSIM wird (auf Grundlage der von Bertle publizierten Daten) davon ausgegangen, dass diese Dichten 130 kg/m³ bzw. 420 kg/m³ betragen. Mit diesen Annahmen lässt sich die relative Schneehöhe in Prozent der Ausgangsschneehöhe gemäß BERTLE (1966) wie folgt ausdrücken:

$$P_H = c1 - c2 \cdot P_W \quad (3.64)$$

$$c1 = 100 \cdot \frac{\rho_{\text{max}} - \rho_{\text{ts}}}{\rho_{\text{max}} \cdot \frac{R_{\text{max}}}{100}} \quad (3.65)$$

$$c2 = \frac{c1}{100} - 1 \quad (3.66)$$

mit:

P_H [%] Schneehöhe in Prozent der Ausgangshöhe

ρ_{max} [kg/m³] Grenzdichte des gesättigten Schnees (LARSIM: 420 kg/m³)

ρ_{ts} [kg/m³] Dichte des gefrorenen Schneeanteils (Trockenschnee; LARSIM: 130 kg/m³)

Die Ausgangsschneehöhe entspricht dabei einer (fiktiven) Höhe des gefrorenen Anteils der Schneedecke (Trockenschnee-Höhe), die sich unmittelbar aus dem Wasseräquivalent des gefrorenen Schnees ergibt:

$$SH_{\text{ts}} = 1000 \frac{\text{WEQ}_{\text{ts}}}{\rho_{\text{ts}}} \quad (3.67)$$

mit:

SH_{ts} [mm] (Fiktive) Höhe des gefrorenen Anteils des Schnees (Trockenschnee-Höhe)

Die tatsächliche Schneehöhe berechnet sich dann wie folgt:

$$SH_{tot} = \frac{P_H}{100} \cdot SH_{ts} \quad (3.68)$$

mit:

SH_{tot} [mm] Tatsächliche Schneehöhe

3.4.6 DER EINFLUSS VON WALD AUF DIE SCHNEEDYNAMIK

3.4.6.1 SCHNEEINTERZEPTION IN WALDSTANDORTEN

Die Schneedynamik von Waldstandorten wird in erheblichem Maße durch die Interzeption von Schnee im Kronendach beeinflusst (LUBW & LUWG 2015, AVL R et al. 2015). Die Auswirkungen dieser Prozesse auf die Massen- und die Energiebilanz der Schneedecke können in LARSIM mit der in Abb. 3-7 skizzierten Modellvorstellung berücksichtigt werden (Option SCHNEEINTERZEPTION; AVL R et al. 2015).

Auf Grundlage einer Analyse von Messdaten in Wäldern und benachbarten Wiesenstandorten im Schwarzwald und iterativen Testrechnungen wurden für die Simulation der Schneeeinterzeption folgende Prozesse als maßgeblich identifiziert (AVL R et al. 2015):

- Rückhalt des fallenden Schnees auf dem Kronendach
- Sublimation und Verdunstung
- Schmelzen und Abtropfen

Die Analysen legen nahe, dass es infolge sinkender Temperaturen und der damit einhergehenden verringerten Schneeeinterzeptionskapazität nicht zum Abrutschen von Schnee kommt. Vielmehr ist davon auszugehen, dass bereits im Kronendach befindlicher Schnee bei sinkenden Temperaturen festfriert und somit zunächst auf dem Kronendach verbleibt.

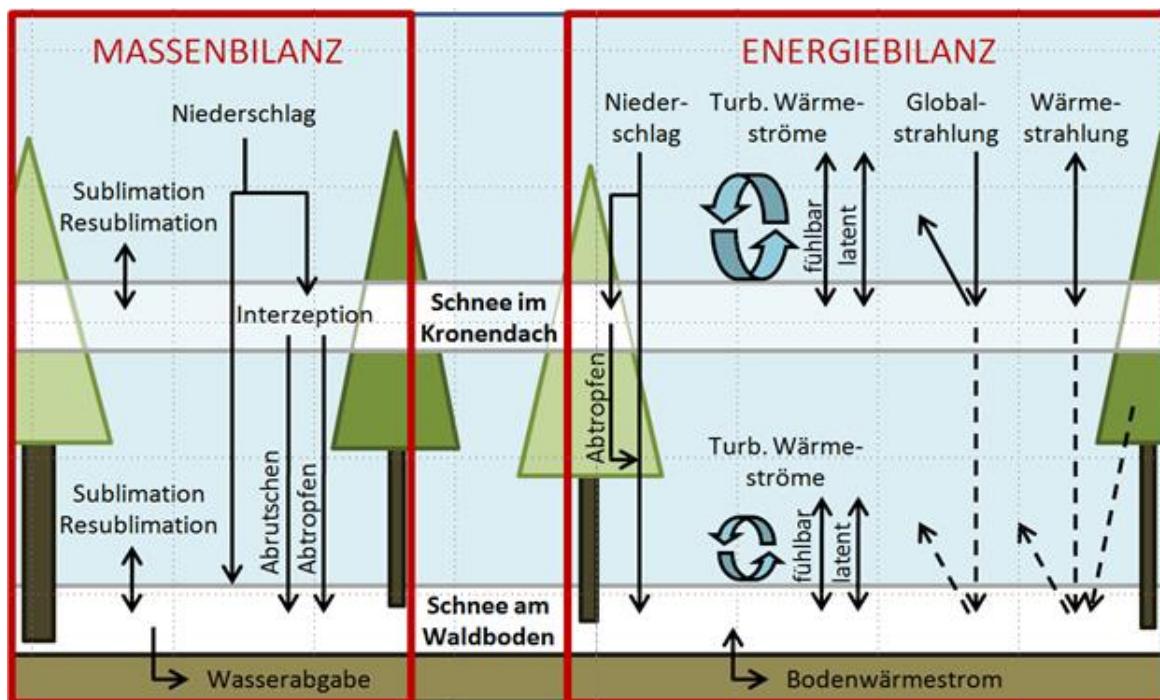


Abb. 3-7 Abbildung der Schneedynamik für Waldstandorte

Rückhalt von Schnee auf dem Kronendach

Der Rückhalt von Schnee auf dem Kronendach wird über die Schneeinterzeptionskapazität und die Schneeinterzeptionsrate gesteuert. Die Schneeinterzeptionskapazität bestimmt wie viel Schnee (in mm Wasseräquivalent) maximal auf dem Kronendach zurückgehalten werden kann. Sie wird als Funktion des Blattflächenindex (LAI) und der aktuellen Lufttemperatur ausgedrückt:

$$F1_{simax} = P1_{simax} + P2_{simax} \cdot LAI \quad (3.69)$$

mit:

$F1_{simax}$	[mm]	Parameter, der die Abhängigkeit der Schneeinterzeptionskapazität vom LAI ausdrückt
LAI	[]	Landnutzungsspezifischer jahreszeitliche variabler Blattflächenindex
$P1_{simax}$	[mm]	Erster Parameterwert (Einzelparameter SCHNEEINZ KAPAZITAET)
$P2_{simax}$	[mm]	Zweiter Parameterwert (Einzelparameter SCHNEEINZ KAPAZITAET)

Um zu berücksichtigen, dass kalter, trockener Schnee geringere Adhäsionskräfte hat als wärmerer Schnee, wird ein zweiter Parameter $F2_{simax}$ berechnet, der als Stufenfunktion in Abhängigkeit der aktuellen Lufttemperatur (zum Zeitpunkt des Schneefalls) definiert wird:

$$\begin{aligned} F2_{simax} &= 2.0 && \text{bei } TLU > -1^\circ C \\ F2_{simax} &= 2.5 + 0.5 \cdot TLU && \text{bei } -1^\circ C \geq TLU \geq -3 \\ F2_{simax} &= 1.0 && \text{bei } TLU < -3^\circ C \end{aligned} \quad (3.70)$$

mit:

$F2_{simax}$	[]	Parameter zur Berechnung der Schneeinterzeptionskapazität als Funktion der Lufttemperatur
TLU	[°C]	Lufttemperatur

Damit ist die Schneeinterzeptionskapazität bei Temperaturen über $-1^\circ C$ doppelt so hoch wie bei Temperaturen unter $-3^\circ C$. Im Bereich dazwischen wird linear interpoliert. Wenn die Interzeptionskapazität infolge sinkender Temperaturen überschritten wird, ohne dass aktuell Niederschlag fällt, wird angenommen, dass der bereits im Kronendach befindliche Schnee festfriert und somit zunächst im Interzeptionsspeicher verbleibt. Zusätzlich fallender Schnee kann dann aber nicht im Kronendach zurückgehalten werden.

Die aktuelle Schneeinterzeptionskapazität ergibt sich letztlich aus dem Produkt der beiden Parameter:

$$snowint_max = F1_{simax} \cdot F2_{simax} \quad (3.71)$$

mit:

snowint_max [mm] Schneeinterzeptionskapazität (Wasseräquivalent) als Funktion von LAI und Lufttemperatur

Die LAI-Abhängigkeit der Schneeinterzeptionskapazität kann über modellspezifische Einzelparameter (SCHNEEINZ KAPAZITAET) parametrisiert werden. Für Nadelwald haben sich Interzeptionskapazitäten zwischen ca. 25 mm bei Temperaturen unter -3 °C und ca. 50 mm bei Temperaturen über -1 °C als praktikabel erwiesen. Für winterkahlen Laubwald liegen praktikable Werte zwischen ca. 9 mm und ca. 18 mm (AVLR et al. 2015).

Sofern die Schneeinterzeptionskapazität noch nicht erreicht ist, wird ein Teil des fallenden Niederschlags auf dem Kronendach zurückgehalten. Der Anteil des interzierten Niederschlags am Gesamtniederschlag (Freilandniederschlag) wird als Interzeptionsrate bezeichnet. Die Abhängigkeit der Interzeptionsrate vom Bestand wird als lineare Funktion des LAI berechnet:

$$F1_{sirate} = P1_{sirate} + P2_{sirate} \cdot LAI \quad (3.72)$$

mit:

F1_{sirate}	[]	Parameter, der die Abhängigkeit der Schnee- Schneeinterzeptionsrate vom LAI ausdrückt
P1_{sirate}	[]	Erster Parameterwert (Einzelparameter SCHNEEINZ RATE)
P2_{sirate}	[]	Zweiter Parameterwert (Einzelparameter SCHNEEINZ RATE)

Darüber hinaus hängt die Schneeinterzeptionsrate auch davon ab, wie viel Schnee bereits auf dem Kronendach zurückgehalten wurde. Dies wird wie folgt ausgedrückt:

$$F2_{sirate} = P3_{sirate} \cdot WEQ_{intz} \quad (3.73)$$

mit:

F2_{sirate}	[]	Parameter, der die Abhängigkeit der Schnee- interzeptionsrate vom bereits zurückgehaltenen Schnee ausdrückt
P3_{sirate}	[1/mm]	Dritter Parameterwert (Einzelparameter SCHNEEINZ RATE)
WEQ_{intz}	[mm]	Wasseräquivalent des bereits interzierten Schnees

Bis zum Erreichen der Interzeptionskapazität nimmt somit die Interzeptionsrate mit der Menge des bereits zurückgehaltenen Schnees zu. Die aktuelle Schneeinterzeptionsrate ergibt sich dann aus der Summe der Parameter $F1_{sirate}$ und $F2_{sirate}$, wobei ein Wert von 1 nicht überschritten werden darf:

$$\text{snowint_rate} = \min(F1_{sirate} + F2_{sirate}; 1) \quad (3.74)$$

mit:

$\text{snowint_rate} \quad []$ Anteil des im Schneeinterzeptionsspeicher zurückgehaltenen Niederschlags

Die Schneeinterzeptionsrate kann über modellspezifische Einzelparameter (SCHNEEINZ RATE) parametrisiert werden. Als geeignete Werte für ein schneefreies Kronendach haben sich Interzeptionsraten von ca. 0,2 für winterkahlen Laubwald und 0,4 für Nadelwald ergeben (AVLR et al. 2015).

Energiebilanz, Setzung und Wasserabgabe von Schnee auf dem Kronendach

Für den Schneeinterzeptionsspeicher werden Energiebilanz und Setzung der Schneedecke in gleicher Weise berechnet wie für den Schnee im Freiland, wobei hier kein Bodenwärmestrom auftritt (Bodenwärmestrom = 0). Dabei wird auch berücksichtigt, dass nur ein Teil der eingehenden Strahlung dem Schnee auf dem Kronendach zugutekommt, während die restliche Strahlung am Waldboden ankommt (siehe Folgekapitel). Die aus Energiebilanz und Setzung resultierende Wasserabgabe aus dem Schneespeicher auf dem Kronendach wird als flüssiger Niederschlag an den Waldboden weitergereicht und repräsentiert somit Schmelze und Abtropfen (Abb. 3-7).

Die Berechnung des Schnees am Waldboden für den jeweiligen Zeitschritt erfolgt im Anschluss an die Berechnung des Schneeinterzeptionsspeichers. Hier wird somit berücksichtigt, wie viel Schnee oder Regen im aktuellen Zeitschritt durch das Kronendach fällt und ob zusätzlich abtropfendes Schmelzwasser anfällt, das am Boden analog zu Regen behandelt wird (siehe Folgekapitel).

Die Sublimation und Verdunstung des Schnees vom Kronendach ist aufgrund komplexer mikrometeorologischer Einflüsse zumeist höher als bei Schnee, der im Freiland auf dem Boden liegt (vgl. ANDREADIS et al. 2009). In LARSIM wird der Strom latenter Wärme in den „Knauf-Verfahren“ mit einem Dalton-Ansatz abgebildet. Der Strom latenter Wärme ergibt sich hierbei aus der Differenz des Wasserdampfdrucks an der Schneeoberfläche und des Wasserdampfdrucks in der Atmosphäre einerseits sowie einem windabhängigen Übergangskoeffizienten andererseits. Der Übergangskoeffizient bildet somit in vereinfachter Weise die Turbulenzverhältnisse in der Grenzschicht ab.

In LARSIM wird der so ermittelte Strom latenter Wärme an die Massenbilanz gekoppelt (Option SCHNEE: KNAUF, 2006). Der für die Energiebilanz der Schneedecke berechnete Strom latenter Wärme wird somit als Verdunstung/Sublimation bzw. Kondensation/Resublimation auch bei der Massenbilanz der Schneedecke berücksichtigt. Wie oben erläutert, werden für die Schneeinterzeption die Energiebilanz des interzipierten Schnees und somit auch der Austausch von Wasserdampf mit berechnet. Im Kronendach ist jedoch die Oberfläche zwischen Atmosphäre und Schnee wesentlich größer als bei einer Schneedecke am Boden. Zudem wird der Schnee auf den Ästen von der Luft „umströmt“. Beides führt zu erhöhten Verlusten an die Atmosphäre.

Um diese höheren Verluste (innerhalb des in LARSIM bereits enthaltenen Energiebilanzansatzes) stark vereinfacht abzubilden, wird angenommen, dass die Oberflächentemperatur des Schnees auf dem Kronendach nie geringer sein kann als die Lufttemperatur. Dadurch ist der Strom von Wasserdampf immer in die Atmosphäre gerichtet und die Verluste durch Sublimation bzw. Verdunstung werden spürbar erhöht. Dieser pragmatische Ansatz spiegelt die realen Prozesse und Einflussgrößen nur näherungsweise wider. Er ist jedoch geeignet, um die Größenordnung der erhöhten Sublimations-Verluste und die Wirkung von warmen, trockenen Fallwinden (Föhn) auf die Sublimation vom Kronendach zumindest näherungsweise abzubilden (AVLR et al. 2015)

3.4.6.2 MODIFIKATION DER ENERGIEBILANZ AM WALDBODEN

Die Schneeecke am Waldboden wird durch die oben beschriebene Schneeinterzeption beeinflusst, indem nur der Teil des Niederschlags am Boden ankommt, der nicht im Schneeinterzeptionsspeicher zurückgehalten wird. Wenn der Schnee auf dem Kronendach schmilzt, tropft das Schmelzwasser auf die Schneedecke am Waldboden, wo es wie Regen behandelt wird. Darüber hinaus wird auch die Energiebilanz der Schneedecke am Waldboden in komplexer Weise durch das Kronendach beeinflusst, was in LARSIM in vereinfachter Weise berücksichtigt ist (vgl. LUBW 2006a, Abb. 3-7).

Die Strahlungskomponenten sowie die windabhängigen turbulenten Wärmeströme werden durch den Waldbestand signifikant beeinflusst (z. B. TARBOTON & LUCE 1996, TAMAI et al. 1999, KOIVUSALO & KOKKONEN 2002, HARDY et al. 2004, SPITTELHOUSE et al. 2004). Das genaue Ausmaß der Beeinflussung ist dabei von zahlreichen Faktoren, wie der Bestandsart, der Bestandsdichte und der Bestandshöhe abhängig, die innerhalb des Wasserhaushaltsmodells nicht vorliegen. Daher wird die Beeinflussung der Energieströme auf der Grundlage von Literaturdaten und der Analyse von Schneemessungen im Schwarzwald in vereinfachter konzeptioneller Weise berücksichtigt (LUBW 2006a, LUBW & LUWG 2015).

Die zur Ermittlung der turbulenten Übergangskoeffizienten angesetzten Windgeschwindigkeiten werden für Schnee am Waldboden daher über einen Faktor reduziert. Der jeweilige Reduktionsfaktor wird dabei für die Landnutzungsklassen Nadelwald, Laubwald und Mischwald als Funktion des Blattflächenindex ausgedrückt (LUBW 2006a, LUBW & LUWG 2015):

$$v_{\text{wald}} = F_{\text{wind}} \cdot v \quad (3.75)$$

$$F_{\text{Wind}} = \text{Maximum} \left\{ \frac{P1_{\text{wind}} - P2_{\text{wind}} * \text{LAI}}{0,0} \right\} \quad (3.76)$$

mit:

v_{wald}	[-]	Reduzierte Windgeschwindigkeit, die zur Berechnung des fühlbaren und latenten Wärmestroms im Wald verwendet wird.
F_{wind}	[-]	Reduktionsfaktor für die Windgeschwindigkeit im Wald

Die Parameter $P1_{\text{wind}}$ und $P2_{\text{wind}}$ können über den optionalen Einzelparameter XWIND REDUKTION WALD vorgegeben werden. Es wird empfohlen, die Parameterwerte so zu wählen, dass für Nadelwald ein Reduktionsfaktor von ca. 0,3 und für winterkahlen Laubwald von ca. 0,6 erzielt wird (LUBW & LUWG 2015). Ist der Einzelparameter nicht angegeben, verwendet LARSIM die Defaultwerte 0,6 und 1/70 für $P1_{\text{wind}}$ und $P2_{\text{wind}}$.

Da die Baumkronen einen Teil der eingehenden Globalstrahlung reflektieren und absorbieren, wird auch die auf der Schneeoberfläche unter den Baumkronen eingehende Globalstrahlung durch einen Faktor reduziert. Dieser wird ebenfalls als Funktion des Blattflächenindex berechnet (LUBW & LUWG 2015):

$$R_{C,wald} = F_r \cdot R_C \quad (3.77)$$

$$F_r = \text{Maximum} \left\{ \frac{P1_{strahl} - P2_{strahl} * LAI}{0,0} \right\} \quad (3.78)$$

mit:

$R_{C,wald}$ [-] Reduzierte Globalstrahlung, die zur Berechnung der kurzweligen Strahlungsbilanz im Wald verwendet wird (Formel (3.37)).

F_r [-] Reduktionsfaktor für die Strahlung im Wald

Die Parameter $P1_{strahl}$ und $P2_{strahl}$ können über einen optionalen Einzelparameter XGLOB REDUKTION WALD vorgegeben werden. Es wird empfohlen, die Parameterwerte so zu wählen, dass für Nadelwald ein Reduktionsfaktor von ca. 0,17 und für winterkahlen Laubwald von ca. 0,5 erzielt wird (LUBW & LUWG 2015). Ist der Einzelparameter nicht angegeben, verwendet LARSIM die Defaultwerte 0,5 und 1/35 für $P1_{wind}$ und $P2_{wind}$.

Auch die langwellige atmosphärische Gegenstrahlung wird durch die Baumkronen reflektiert und absorbiert, so dass hier vereinfachend derselbe Reduktionsfaktor wie für die Globalstrahlung verwendet werden kann. Anderseits ist zu berücksichtigen, dass im abgeschatteten Anteil der Atmosphäre die Wärmestrahlung der Baumkronen wirksam ist. Zur Gegenstrahlung der Atmosphäre muss somit die zur Schneedecke hin gerichtete Wärmestrahlung der Baumkronen hinzugaddiert werden. Dabei kann vereinfachend angenommen werden, dass die Temperatur der Baumkronen durch die Lufttemperatur repräsentiert wird (LUBW 2006a):

$$R_{L,wald} = F_r \cdot R_{Latm} + (1 - F_r) \cdot 0,97 \cdot \sigma \cdot (T_{Luft} + 273,15)^4 \quad (3.79)$$

mit:

$R_{L,wald}$ [-] Wärmestrahlung aus Atmosphäre und Baumkronen, die zur Berechnung der langwelligen Strahlungsbilanz im Wald verwendet wird.

Wenn auch Schnee auf dem Kronendach liegt (Schneeinterceptionsspeicher), wird für die Energiebilanzbetrachtung des Schnees auf dem Kronendach nur jener Anteil der eingehenden kurzweligen Strahlung angesetzt, der nicht am Waldboden ankommt.

Für Waldstandorte wird berücksichtigt, dass die Bäume Bodenwasser verdunsten können, auch wenn unter dem Kronendach noch Schnee liegt, die Kronen jedoch schneefrei sind. Die für die Evapotranspiration des Bodenwassers zur Verfügung stehende Energie wird hierbei um den Anteil reduziert, der bereits in die Energiebilanz der Schneedecke eingegangen ist. Hierdurch wird die innere Konsistenz von Energie- und Wasserbilanz sichergestellt (LUBW 2006a).

3.4.7 UTAH ENERGY BALANCE SNOW ACCUMULATION AND MELT MODEL

Alternativ zu den oben beschriebenen Verfahren und den Kombinationen zwischen Energiebilanz und Setzung der Schneedecke kann in LARSIM eine Modifikation des Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB) angewandt werden, in dem Energiebilanz und Setzung berücksichtigt sind (TARBOTON & LUCE 1996). Beim UEB wird grundsätzlich davon ausgegangen, dass sich der Zustand der Schneedecke alleine auf Grundlage ihres Wasseräquivalents und ihres Energieinhalts beschreiben lässt. Das Verfahren erfordert somit die Berechnung des Energie- und des Massenhaushalts der Schneedecke (LUBW 2006b).

Als Bezugsgröße des maßgeblichen Energiegehalts der Schneedecke fungiert der Zustand, bei dem die Schneedecke genau 0°C aufweist, aber kein flüssiges Wasser auftritt. Dieser Zustand entspricht einem Energiegehalt von 0,0 [J/m²]. Bei Energiegehalten kleiner Null ist davon auszugehen, dass die gesamte Schneedecke gefroren ist. Bei Energiegehalten größer Null liegt ein Teil des Wasseräquivalents der Schneedecke als flüssiges Wasser vor. Dieser flüssige Anteil der Schneedecke kann unter Berücksichtigung der Rückhaltewirkung der Schneedecke aus dieser ausfließen.

Wird der Schneedecke wieder Energie entzogen, so dass der Energiegehalt unter Null absinkt, kann das zuvor flüssige Wasser, das noch nicht ausgeflossen ist, wieder gefrieren. Dieser Prozess des Wiedergefrierens wird beim Snow-Compaction-Verfahren nach BERTLE (1966) nicht berücksichtigt.

Beim UEB-Ansatz wird hinsichtlich des Energiegehalts der Schneedecke ein sofortiges Gleichgewicht angenommen. Kühl die Schneedecke z. B. von der Oberfläche her ab, so wird angenommen, dass sich diese Abkühlung unmittelbar auf die gesamte Schneedecke auswirkt (LUBW 2006b).

Energiebilanz und Energiegehalt der Schneedecke

Die Energiebilanz bzw. die Veränderung des Energiegehalts der Schneedecke wird im UEB-Ansatz wie folgt berechnet:

$$w_{\text{tot}} = w_G + w_{\text{nied}} + w_{\text{RNS}} + w_{\text{RNL}} + w_{\text{sense}} + w_{\text{latent}} - w_{\text{schmelz}} \quad (3.80)$$

mit:

w_{tot}	[J/m ²]	Energiebilanz der Schneedecke (kumuliert über den Zeitschritt)
w_G	[J/m ²]	Bodenwärmestrom
w_{nied}	[J/m ²]	Wärmestrom durch Niederschlag
w_{RNS}	[J/m ²]	Kurzwellige Strahlungsbilanz
w_{RNL}	[J/m ²]	Langwellige Strahlungsbilanz
w_{sense}	[J/m ²]	Strom fühlbarer Wärme
w_{latent}	[J/m ²]	Strom latenter Wärme (Verdunstung, Kondensation, Sublimation)
w_{schmelz}	[J/m ²]	Energieverlust durch ausfließendes Schmelzwasser

Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Energiebilanzansätzen nach Knauf werden die Energieströme als kumulierte Werte je Zeitschritt in der Einheit J/m² ausgedrückt. Hierdurch kann der Energiegehalt direkt (ohne Berücksichtigung der Zeitschrittweite) angegeben werden.

In Ergänzung zum vollständigen Energiebilanzansatz gemäß Formel (3.38) wird der Energieverlust durch abfließendes Wasser berücksichtigt, da dies den Gesamtenergiegehalt der Schneedecke beeinflusst.

Die Energiebilanzterme werden in LARSIM zum Teil analog zu den Angaben in Kapitel 3.4.4.3 (unter zusätzlicher Berücksichtigung des Zeitschritts) berechnet. Nachfolgend werden daher nur jene Teilströme besprochen, bei denen sich Änderungen gegenüber der vollständigen Energiebilanz nach Knauf ergeben.

Im UEB-Ansatz dient jener Zustand als Referenz, bei dem die Schneedecke 0°C aufweist und das gesamte Wasseräquivalent gefroren ist. Daher muss bei Regen zusätzlich die Energie berücksichtigt werden, die zum Gefrieren des Regens erforderlich ist. Der Wärmestrom infolge Niederschlags ergibt sich im UEB-Ansatz daher wie folgt:

$$w_{\text{nied}} = \frac{rsut}{1000} \cdot T_{\text{nied}} \cdot cp_{\text{wasser}} \cdot \rho_{\text{wasser}} + \frac{rnsr}{1000} \cdot r_{\text{schmelz}} \cdot \rho_{\text{wasser}} \quad (3.81)$$

mit:

rsut	[mm]	Niederschlag im aktuellen Zeitschritt
rnsr	[mm]	Flüssiger Niederschlag (Regen) im aktuellen Zeitschritt

Zur Berechnung des Energieverlusts durch ausfließendes Schmelzwasser wird angenommen, dass das Schmelzwasser 0°C hat. Demnach errechnet sich der aus dem Schmelzwasserausfluss resultierende Energieverlust wie folgt:

$$w_{\text{schmelz}} = \frac{x_{\text{melta}}}{1000} \cdot r_{\text{schmelz}} \cdot \rho_{\text{wasser}} \quad (3.82)$$

mit:

xmelta	[mm]	Aus der Schneedecke ausfließendes Schmelzwasser im aktuellen Zeitschritt (zur Berechnung siehe unten)
--------	------	---

Der jeweilige Energiegehalt der Schneedecke ergibt sich aus der Summe des Energiegehalts des vorhergehenden Zeitschritts und der Energiebilanz im aktuellen Zeitschritt:

$$E_{\text{schnee},t} = E_{\text{schnee},t-1} + w_{\text{tot}} \quad (3.83)$$

mit:

E _{schnee}	[J/m ²]	Energiegehalt der Schneedecke (inklusive einer oberflächennahen Bodenschicht).
---------------------	---------------------	--

Aus dem Energiegehalt der Schneedecke errechnet sich die mittlere Temperatur der Schneedecke. Hierbei wird angenommen, dass neben der Schneedecke auch eine oberflächennahe Bodenschicht mit am Energieaustausch beteiligt ist. Hierdurch wird auch verhindert, dass bei sehr geringmächtigen Schneedecken extreme, unrealistisch tiefe mittlere Schneetemperaturen ermittelt werden.

Diese mittlere Schneedeckentemperatur (die sich auch auf die oberste Bodenschicht erstreckt) wird für drei unterschiedliche Fälle ermittelt:

Wenn der gesamte Schnee gefroren ist ($E_{\text{schnee}} \leq 0$):

$$T_{\text{schnee}} = \frac{E_{\text{schnee}}}{\frac{WEQ_{\text{tot}}}{1000} \cdot c_{p_{\text{eis}}} \cdot \rho_{\text{wasser}} + z_{\text{boden}} \cdot c_{p_{\text{boden}}} \cdot \rho_{\text{boden}}} \quad (3.84)$$

Wenn die gesamte Schneedecke im Zeitschritt abgeschmolzen ist ($E_{\text{schnee}} \geq WEQ_{\text{tot}} \cdot r_{\text{schmelz}} \cdot \rho_{\text{wasser}}$):

$$T_{\text{schnee}} = \frac{E_{\text{schnee}} - \frac{WEQ_{\text{tot}}}{1000} \cdot r_{\text{schmelz}} \cdot \rho_{\text{wasser}}}{\frac{WEQ_{\text{tot}}}{1000} \cdot c_{p_{\text{eis}}} \cdot \rho_{\text{wasser}} + z_{\text{boden}} \cdot c_{p_{\text{boden}}} \cdot \rho_{\text{boden}}} \quad (3.85)$$

Wenn die Schneedecke flüssiges Wasser enthält beträgt die Temperatur der isothermen Schneedecke 0°C ($E_{\text{schnee}} > 0$ und $E_{\text{schnee}} < WEQ_{\text{tot}} \cdot r_{\text{schmelz}} \cdot \rho_{\text{wasser}}$):

$$T_{\text{schnee}} = 0,0 \quad (3.86)$$

mit:

$c_{p_{\text{eis}}}$	[J/(kg °C)]	Wärmekapazität von gefrorenem Wasser (programminterne Konstante nach DWD 1987: $c_{p_{\text{eis}}} = 2090 \text{ J/(kg °C)}$)
$c_{p_{\text{boden}}}$	[J/(kg °C)]	Wärmekapazität des Bodens (programminterne Konstante nach TARBOTON & LUCE 1996: $c_{p_{\text{boden}}} = 2090 \text{ J/(kg °C)}$)
ρ_{boden}	[kg/m ³]	Lagerungsdichte des Bodens (programminterne Konstante nach TARBOTON & LUCE 1996: $\rho_{\text{boden}} = 1700 \text{ kg/m}^3$)
z_{boden}	[m]	Mächtigkeit der effektiv am Wärmeaustausch beteiligten Bodenschicht (programminterne Konstante nach TARBOTON & LUCE 1996: $z_{\text{boden}} = 0,4 \text{ m}$)

Massenbilanz der Schneedecke und Schneeschmelze

Bei Verwendung des UEB-Schneemodells werden die Massenbilanz inklusive Schmelzwasseranfall einerseits und die oben beschriebene Energiebilanz andererseits gemeinsam berechnet. Das Wasseräquivalent der Schneedecke ist dabei die einzige mitzuführende Zustandsgröße. Die Veränderung der Massenbilanz im Zeitschritt wird wie folgt berechnet:

$$\Delta \text{WEQ}_{\text{tot}} = \text{rsut} + \text{ETA} - \text{xmelta} \quad (3.87)$$

mit:

$\Delta \text{WEQ}_{\text{tot}}$ [mm]	Veränderung des Gesamtwasseräquivalents der Schneedecke im Zeitschritt
ETP [mm]	Sublimation von der Schneedecke im Zeitschritt

Die Sublimationsverluste in Gleichung 3.10 werden dabei aus dem latenten Wärmestrom ermittelt. Das Wasseräquivalent des aktuellen Zeitschritts ergibt sich folglich aus der Summe des Wasseräquivalents des vorhergehenden Zeitschritts und der Veränderung der Massenbilanz im aktuellen Zeitschritt.

Zur Berechnung des Schmelzwasserausflusses wird zunächst der Anteil des flüssigen Wassers am gesamten Wasseräquivalent der Schneedecke ermittelt. Hierbei wird in drei Fälle unterschieden:

Wenn der gesamte Schnee gefroren ist ($E_{\text{schnee}} \leq 0$):

$$Lf = 0,0 \quad (3.88)$$

Wenn die gesamte Schneedecke im Zeitschritt abgeschmolzen ist ($E_{\text{schnee}} \geq \text{WEQ}_{\text{tot}} \cdot r_{\text{schmelz}} \cdot \rho_{\text{wasser}}$):

$$Lf = 1,0 \quad (3.89)$$

Wenn in der Schneedecke flüssiges Wasser enthalten ist ($E_{\text{schnee}} > 0$ und $E_{\text{schnee}} < \text{WEQ}_{\text{tot}} \cdot r_{\text{schmelz}} \cdot \rho_{\text{wasser}}$):

$$Lf = \frac{E_{\text{schnee}}}{\frac{\text{WEQ}_{\text{tot}} \cdot r_{\text{schmelz}} \cdot \rho_{\text{wasser}}}{1000}} \quad (3.90)$$

mit:

Lf	[-]	Relativer Anteil flüssigen Wassers am Gesamtwasseräquivalent der Schneedecke (Liquid fraction)
----	-------	--

Hieraus wird der relative Sättigungsgrad ermittelt, der über den kapillaren Rückhalt der Schneedecke hinausgeht (TARBOTON & LUCE 1996: 17):

$$SATS = \frac{\left(\frac{L_f}{1 - L_f} - L_c \right)}{\frac{\rho_{wasser}}{\rho_{schnee}} - \frac{\rho_{wasser}}{\rho_{eis}} - L_c} \quad (3.91)$$

mit:

SATS	[-]	Über den kapillaren Rückhalt hinausgehender Sättigungsgrad der Schneedecke
Lc	[-]	Relativer Anteil des Gesamtwasseräquivalents, der in flüssiger Form gegen die Schwerkraft zurückgehalten wird
ρ_{schnee}	[kg/m ³]	Lagerungsdichte des (reifen bzw. gesättigten) Schnees (nach TARBOTON & LUCE 1996: $\rho_{schnee} = 450 \text{ kg/m}^3$)
ρ_{eis}	[kg/m ³]	Lagerungsdichte von Eis (nach TARBOTON & LUCE 1996: $\rho_{eis} = 917 \text{ kg/m}^3$)

Hieraus wird wiederum über einen Darcy-Ansatz der tatsächliche Schmelzwasserausfluss im aktuellen Zeitschritt ermittelt:

$$x_{\text{melta}} = K_{\text{sat}} \cdot SATS^3 \quad (3.92)$$

mit:

K_{sat}	[mm/h]	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit der Schneedecke (nach TARBOTON & LUCE 1996: $K_{\text{sat}} = 20\,000 \text{ mm/h}$)
------------------	--------	---

3.4.8 HÖHENZONIERTE SCHNEEMODELLIERUNG INNERHALB VON TEILGEBIETEN

Die höhenabhängige Übertragung der Lufttemperatur auf die Fläche erfolgt im Allgemeinen auf Grundlage der mittleren Höhe eines Teilgebiets. Somit weist jedes Teilgebiet für alle Landnutzungs-Boden-Kompartimente eine einheitliche Lufttemperatur auf. In sehr stark reliefierten alpinen Einzugsgebieten können jedoch innerhalb eines Teilgebiets Höhendifferenzen von mehreren hundert Metern auftreten, die erhebliche Temperaturunterschiede innerhalb des Teilgebiets bedingen. Dies hat wiederum großen Einfluss auf die Akkumulation und Schmelze der Schneedecke (vgl. 3.4.2 bis 3.4.4).

Arbeitetet man mit einer mittleren Höhe je Teilgebiet, kann das in Gebieten mit ausgeprägten Höhenunterschieden zu Fehleinschätzungen beim Verlauf der Schneeschmelze führen. In der Realität folgt die Schneeschmelze dem Höhengradienten im Gebiet und verläuft somit gedämpft. Beim Ansatz einer mittleren Höhe setzt die simulierte Schneeschmelze hingegen zu spät ein, verläuft zu intensiv und ist dann zu früh beendet. Daher besteht in LARSIM die Möglichkeit die Schneedynamik innerhalb eines Teilgebiets höhendifferenziert zu berechnen.

Hierfür stehen unterschiedliche Verfahren zur Verfügung, um die Höhenzonierung innerhalb eines Teilgebiets abzubilden (Wasserwirtschaftsamt Weilheim 2011). Im Idealfall wird die reale Höhenverteilung innerhalb der Teilgebiete aus einem digitalen Höhenmodell abgeleitet. Für vorzugebende Höhenstufenabstände (z. B. 100 m) werden dann die Flächenanteile der einzelnen Höhenschichten in den Teilgebieten ermittelt.

Bei der räumlichen Interpolation der Lufttemperatur werden die einzelnen Höhenschichten berücksichtigt, sodass sich innerhalb des Teilgebiets ein entsprechender Lufttemperaturgradient ergibt. Die Schneemodellierung erfolgt nun getrennt für die einzelnen Höhenschichten unter Berücksichtigung der jeweiligen höhenschichtspezifischen Lufttemperatur.

Mit diesem Verfahren wird in stark höhenzonierten Gebieten eine realistischere Abbildung der höhenabhängigen Schneedynamik und eine zeitliche Entzerrung der Schneeschmelze erreicht. Insgesamt kann dadurch die Simulationsgüte in stark reliefierten und stark schneeeinflussten Gebieten merklich verbessert werden (Wasserwirtschaftsamt Weilheim).

3.4.9 SCHNEE-KOMPARTIMENTE

Schnee-Kompartimente sind subskalige Teilflächen eines TGB, für die jeweils eine separate Simulation der Schneedynamik erfolgt. Mit den Schnee-Kompartimenten ist ein prozessorientierter Ansatz zur Berücksichtigung von Hangneigung, Exposition und Abschattung bei der Schneemodellierung in LARSIM integriert. Darüber hinaus erlaubt die Nutzung von Schnee-Kompartimenten, den Detailgrad der Schneesimulation (und damit den Rechenaufwand) innerhalb eines Modellgebiets an die räumlichen Gegebenheiten anzupassen.

3.4.9.1 HINTERGRUND

Die Energiebilanz der Schneedecke und damit ihr Abschmelzverhalten wird maßgeblich von der Globalstrahlung gesteuert. Die tatsächlich auf eine Fläche einwirkende Globalstrahlung hängt wiederum in erheblichem Maße von der Topographie ab.

Die Globalstrahlung ist die Summe aus direkter und diffuser Strahlung. Der direkte Anteil der Globalstrahlung (direkte Sonnenstrahlung) geht dabei direkt und gerichtet von der Sonne aus, während der diffuse Anteil von der gesamten Himmelshalbkugel kommt. Die Globalstrahlung wird in der Regel als Strahlungsfluss gegen eine horizontale Fläche angegeben. Da natürliche Flächen insbesondere im Gebirge geneigt und in eine bestimmte Himmelsrichtung ausgerichtet sind (Exposition), sollte der direkte Anteil der eingehenden Sonnenstrahlung entsprechend der Exposition und Neigung korrigiert werden.

Weiterhin können bestimmte Flächen je nach Sonnenstand durch topographische Hindernisse (z. B. Berge) von der direkten Sonnenstrahlung abgeschattet sein. Auch diese Abschattung beeinflusst somit die auf einer Fläche eingehende Globalstrahlung.

Die topographische Beeinflussung der Globalstrahlung resultiert somit aus den folgenden drei Eigenschaften der betrachteten Fläche:

- Exposition (Himmelsrichtung, in der die betrachtete Fläche ausgerichtet ist)
- Hangneigung (Neigung der betrachteten Fläche)
- Abschattung (durch Objekte, die die betrachtete Fläche von direkter Sonnenstrahlung abschirmen)

Mithilfe der Schnee-Kompartimente kann der Einfluss von Hangneigung, Exposition und Abschattung auf die direkte Sonnenstrahlung bei der Schneemodellierung berücksichtigt werden. Zudem ermöglichen die Schnee-Kompartimente es, den Einfluss der Höhenlage und deren Wirkung auf die Lufttemperatur zu berücksichtigen.

Darüber hinaus erlauben die vielfältigen Möglichkeiten zur Konfiguration der Schnee-Kompartimente, den Detailgrad der Schneesimulation an die räumlichen Gegebenheiten des Modellgebiets anzupassen (dazu mehr in Abschnitt 3.4.9.3). So ist es beispielsweise möglich, im alpinen Oberlauf eines Modells innerhalb einzelner Teilgebiete unterschiedliche Höhenlagen, Hangneigungen, Expositionen und Abschattungseffekte bei der Schneemodellierung zu berücksichtigen, während im Flachland des Unterlaufs auf diese Details verzichtet werden kann. Somit kann durch die Definition der Schnee-Kompartimente der Detailgrad und damit der erforderliche Rechenaufwand bei der Schneemodellierung an die naturräumlichen Gegebenheiten angepasst werden.

3.4.9.2 PROZESSORIENTIERTE KORREKTUR DER GLOBALSTRAHLUNG BEI DER SCHNEEMODELLIERUNG

Voraussetzung für die Verwendung von Schnee-Kompartimenten ist die Berechnung einer vollständigen Energiebilanz der Schneedecke (Kapitel 3.4.4.3). In dieser geht die Globalstrahlung R_C direkt in die kurzwellige Strahlungsbilanz ein (Formel (3.37)). Sie ist die Größe, die maßgeblich durch Hangneigung, Exposition und Abschattung beeinflusst wird.

Die Korrektur der Globalstrahlung erfolgt in Abhängigkeit des aktuellen Sonnenstands. Dabei wird für jeden Berechnungspunkt (bzw. jedes Schnee-Kompartiment) und für jeden Zeitschritt ein Korrekturfaktor ermittelt und die damit korrigierte Globalstrahlung dann zur Simulation der kurzweligen Strahlungsbilanz verwendet.

Ermittlung der diffusen und direkten kurzweligen Strahlung

Da die Korrektur nur für den direkten Anteil der Globalstrahlung erfolgt, muss die gesamte Globalstrahlung zunächst in ihren diffusen und direkten Anteil aufgespaltet werden. MOUSAVI MALEKI et al. (2017) analysierten zahlreiche empirische Formeln zur Abschätzung des diffusen Anteils der Globalstrahlung. Gemäß dieser Analyse liefert eine einfache und daher recheneffiziente Formel von ORGILL & HOLLANDS (1977) gute Resultate für Messwerte in Wien. Die zur Vermeidung einer Diskontinuität leicht angepasste Formel lautet wie folgt:

$$\begin{aligned} \text{für } 0 < Cr \leq 0.36 \quad r_{diff} &= 1 - 0.249 \cdot Cr \\ \text{für } 0.36 < Cr \leq 0.75 \quad r_{diff} &= 1.577 - 1.84 \cdot Cr \\ \text{für } 0.75 < Cr \leq 1 \quad r_{diff} &= 0.177 \end{aligned} \quad 3.93$$

Dabei spiegelt die *clearness ratio* Cr das Verhältnis zwischen der auf einer ebenen Fläche am Boden gemessener Globalstrahlung (R_C) und der Globalstrahlung außerhalb der Atmosphäre wider:

$$Cr = \frac{R_C}{R_0} \quad 3.94$$

mit:

R_0	[W/m ²]	Globalstrahlung außerhalb der Atmosphäre
Cr	[]	<i>clearness ratio</i> : Verhältnis der gemessenen Globalstrahlung an der Erdoberfläche und der Globalstrahlung außerhalb der Atmosphäre
r_{diff}	[]	Relativer Anteil der diffusen Strahlung an der gesamten Globalstrahlung R_C

Die Globalstrahlung außerhalb der Atmosphäre (R_0) ergibt sich aus:

$$R_0 = \frac{RadSumRel_t}{100} \cdot R_A \quad 3.95$$

mit:

RadSumRel [%]	Relative Strahlungssumme für aktuellen Zeitschritt t (nach LAUSCHER 1934)
R_A [Wh/m ²]	Sonnenstrahlung an der Atmosphärenobergrenze (siehe Formel (3.163))

Diese Formel liefert sehr ähnliche Ergebnisse wie der etwas rechenaufwändigeren Ansatz von ERBS et al. (1982), der erfolgreich in Alpine3D (LEHNING et al. 2006) eingesetzt wird (Abb. 3-8).

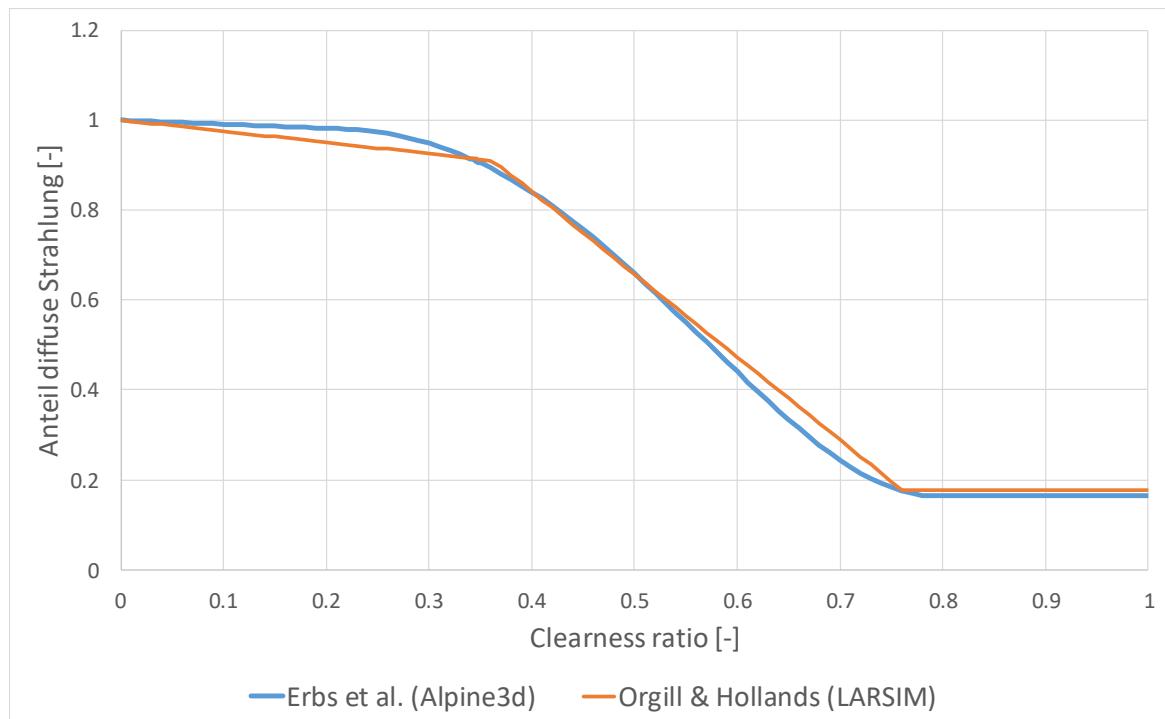


Abb. 3-8 Anteil der diffusen Strahlung r_{diff} als Funktion der *clearness ratio* Cr gemäß der in Alpine3d verwendeten Formel nach ERBS et al. (1982) und der für LARSIM vorgeschlagenen einfacheren Formel nach ORGILL & HOLLANDS (1978)

Auf Basis von r_{diff} wird die direkte Sonnenstrahlung als Funktion der gemessenen Globalstrahlung (R_C) wie folgt berechnet:

$$R_I = (1 - r_{diff}) \cdot R_C \quad 3.96$$

mit:

R_I [W/m ²]	(unkorrigierte) direkte Sonnenstrahlung
---------------------------	---

Korrektur der direkten kurzweligen Strahlung

Zuerst werden in Abhängigkeit von Datum und Uhrzeit die Einfallsrichtung (Azimut) und der Einfallswinkel (SOWI) der direkten Strahlung ermittelt:

$$Azimut = \text{atan} \left(\frac{\sin(OZWI)}{\cos(OZWI) \cdot \sin(\varphi) - \tan(\delta) \cdot \cos(\varphi)} \right) / \left(\frac{\pi}{180} \right) \quad 3.97$$

mit:

Azimut	[°]	Einfallsrichtung der direkten Strahlung [0...360]
OZWI	[rad]	Ortszeitwinkel
δ	[rad]	Deklination der Sonne = $0,41 * \cos(2\pi * (d - 172) / 365)$ d = Tagesnummer (1. Januar = 1)
φ	[rad]	Geographische Breite

Der Ortszeitwinkel OZWI berechnet sich dabei anhand der wahren Ortszeit h (umgerechnet aus MEZ) wie folgt:

$$h = Std - 4 \cdot \frac{(15 - \lambda)}{60} \quad 3.98$$

$$OZWI = \frac{(h - 12) \cdot 180}{12} \cdot \left(\frac{\pi}{180} \right) \quad 3.99$$

mit:

h	[]	Wahre Ortszeit
Std	[]	Aktuelle Stunde in MEZ [0...23]
λ	[°]	Geographische Länge
OZWI	[rad]	Ortszeitwinkel

Ist der Nenner des ersten Ausdrucks in Gleichung 3.97 kleiner 0.0, dann gilt:

$$Azimut = Azimut - 180 \quad \text{für } h < 12 \quad 3.100$$

$$Azimut = Azimut + 180 \quad \text{für } h > 12$$

Der nach Formeln 3.97 und 3.100 berechnete Azimut weist im Süden einen Wert von 0° und im Norden -180° auf (Süd-Azimut). Da in LARSIM jedoch mit einem Nord-Azimut gearbeitet wird, gilt weiter:

$$Azimut = Azimut + 180 \quad 3.101$$

Daraus ergibt sich ein Wertebereich zwischen 0 und 360 mit Norden = 0° , Osten = 90° , Süden = 180° und Westen = 270° .

Der Einfallswinkel der direkten Strahlung wird wie folgt berechnet:

$$SOWI = \arcsin \left(\sin(\varphi) \cdot \sin(\delta) - \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \cos \left(2\pi \cdot \frac{h}{24} \right) \right) / \left(\frac{\pi}{180} \right) \quad 3.102$$

mit:

SOWI [°] Sonnenwinkel

Abb. 3-9 veranschaulicht die beiden Größen (Nord-)Azimut und Sonnenwinkel.

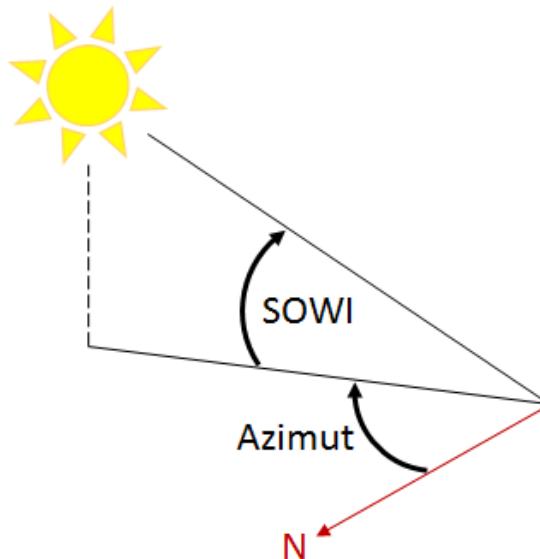


Abb. 3-9 Azimut (Einfallsrichtung gegen Nord) und SOWI (Einfallswinkel) der Sonne

Auf dieser Basis erfolgt die Korrektur der direkten Sonnenstrahlung getrennt für die Abschattung sowie für die Exposition und Hangneigung:

$$R_{I,korr} = R_I \cdot R_{korr_{Abschattung}} \cdot R_{korr_{Expo,Neigung}} \quad 3.103$$

mit:

$R_{I,korr}$	[W/m ²]	korrigierte direkte Sonnenstrahlung
$R_{korr_{Abschattung}}$	[]	Korrekturfaktor Abschattung
$R_{korr_{Expo,Neigung}}$	[]	Korrekturfaktor Exposition und Neigung

Im ersten Schritt wird die Wirkung der Abschattung ermittelt. Hier wird anhand des aktuellen Sonnenwinkels und Azimuts und der Angaben zum betrachteten Schnee-Kompartiment (dazu mehr in Kapitel 3.4.9.3) geprüft, ob die Fläche komplett, teilweise oder gar nicht beschattet ist. Liegt die betrachtete Fläche komplett im Schatten, ist $R_{korr_{Abschattung}} = 0.0$, ist die Fläche komplett unbeschattet, beträgt $R_{korr_{Abschattung}} = 1.0$. Ist die Fläche teilweise beschattet, liegt der Korrekturfaktor $R_{korr_{Abschattung}}$ zwischen 0 und 1.

Sofern die Fläche nicht komplett im Schatten liegt, wird im zweiten Schritt die Wirkung von Hangneigung und Exposition mit den von BREMICKER (1990) vorgeschlagenen Formeln berücksichtigt. Die Gesamtkorrektur für Exposition und Hangneigung setzt sich dabei aus zwei Korrekturfaktoren zusammen:

$$R_{korr_{Expo,Neigung}} = R_{korr_1} \cdot R_{korr_2} \quad 3.104$$

Mit dem Faktor R_{korr_1} wird der Fluss einer auf eine horizontale Fläche fallenden direkten Sonnenstrahlung in einen Fluss auf eine Fläche senkrecht zur Sonnenstrahlung umgerechnet:

$$R_{korr_1} = \frac{1}{\cos(SOWI) \cdot \tan(SOWI)} \quad 3.105$$

Der Wert für R_{korr_1} wird nach oben auf 5 begrenzt, da ansonsten für Sonnenwinkel unter ca. 12° unplausibel hohe Korrekturen der Globalstrahlung stattfinden würden.

Der Faktor R_{korr_2} stellt die Verminderung dieses maximalen Strahlungsflusses infolge der Hangneigung und Exposition dar:

$$R_{korr_2} = \cos(SOWI + \cos(Azimut - HAEX) \cdot HAWI) \cdot \tan(SOWI + \cos(Azimut - HAEX) \cdot HAWI) \quad 3.106$$

mit:

SOWI [rad]	Einfallswinkel der Sonne
Azimut [rad]	Einfallsrichtung der Sonne zum Norden
HAEX [rad]	Hangexposition nach Nord
HAWI [rad]	Hangneigung

Unterschreitet R_{korr_2} den Wert 0.0, so liegt der entsprechende Hangbereich im Schatten und $R_{korr_{Expo,Neigung}}$ wird gleich null gesetzt. Weiter liegt der Hangbereich komplett im Schatten, wenn die Einfallsrichtung der Sonne (Azimut) 90° oder mehr von der Exposition des Hanges abweicht und zugleich die Hangneigung größer ist als der Einfallswinkel der Sonnenstrahlung. Für diesen Fall wird $R_{korr_{Expo,Neigung}}$ ebenfalls auf null gesetzt.

Während die Abschattung ($R_{korr_{Abschattung}}$) nur zu einer Verringerung der direkten Strahlung führen kann, ist durch Exposition und Neigung ($R_{korr_{Expo,Neigung}}$) auch eine Erhöhung der auf den Hang einwirkenden direkten Strahlung möglich.

Wie bereits erwähnt, erfolgt die Korrektur der Globalstrahlung nur für den direkten Anteil der Strahlung (R_I). Der diffuse Anteil ($R_C - R_I$) bleibt unverändert. So ergibt sich für das Schnee-Kompartiment nach Korrektur der direkten Strahlung folgende gesamte Globalstrahlung als Eingangsgröße für die Berechnung der Schneedecke:

$$R_{C,korr} = (R_C - R_I) + R_{I,korr} \quad 3.107$$

mit:

$R_{C,korr}$ [W/m ²]	korrigierte gesamte Globalstrahlung
----------------------------------	-------------------------------------

3.4.9.3 DEFINITION DER SCHNEE-KOMPARTIMENTE

LARSIM-Modelle werden auf der obersten Ebene in Teilgebiete (TGB) aufgeteilt, die entweder auf Rastern oder realen Teileinzugsgebieten basieren. Auf der Ebene der TGB werden im Wesentlichen die Prozesse der Abflusskonzentration (Kapitel 3.9) und des Wellenablaufs im Gerinne (Kapitel 3.10) berechnet. Diese TGB werden wiederum in subskalige Kompartimente untergliedert, die in der Regel ähnliche Landnutzungen und Bodeneigenschaften (sowie ggf. Abfluss-Prozess-Typen) abbilden. Daher wird für diese subskaligen Kompartimente nachfolgend der Begriff Landnutzungs-Boden-Kompartimente (LBK) verwendet (siehe auch Kapitel 3.1).

Auf Ebene der LBK werden Interzeption, Verdunstung, Bodenwasserhaushalt, Abflussbildung sowie die hier relevante Schneedynamik berechnet (Kapitel 3.3 bis 3.7). Eine Besonderheit stellt dabei die optionale Höhenzonierung für die Schneeberechnung dar (Kapitel 3.4.8). Hier werden die TGB nochmal in Höhenzonen unterteilt und es werden die resultierenden Unterschiede der Lufttemperatur bei der Schneemodellierung berücksichtigt. Die in den einzelnen Höhenzonen anfallende Schneeschmelze wird dann auf die LBK verteilt.

Mit den Schnee-Kompartimenten (fortan SK) wird das Konzept der Höhenzonierung erweitert. Die Schneemodellierung wird komplett von den LBK getrennt und erfolgt auf der Ebene separater, unabhängig ausgewiesener SK. Dabei sind auch diese SK als subskalige Kompartimente von TGB definiert. Genau wie die LBK können auch die SK aus räumlich getrennten Bereichen innerhalb eines TGB bestehen. Entscheidend für die Zusammenfassung von Flächen als SK ist lediglich die Ähnlichkeit der Eigenschaften, unabhängig von der genauen Lage innerhalb des TGB.

Eigenschaften von Schnee-Kompartimenten

In SK werden Flächen innerhalb eines TGB zusammengefasst, die ähnliche für die Schneemodellierung relevante Eigenschaften besitzen. Dabei können folgende Eigenschaften berücksichtigt werden:

- Landnutzung
- Höhenlage
- Hangneigung
- Exposition
- Abschattung (als Funktion von Azimut und Sonneneinfallsinkel)

Mit Ausnahme der Landnutzung kann für jedes einzelne SK frei gewählt werden, welche dieser Eigenschaften für das SK definiert werden. (Hangneigung und Exposition müssen allerdings aufgrund der Rechenanforderungen immer gemeinsam definiert sein.) So können beispielsweise in einem TGB die SK nach allen oben genannten Eigenschaften differenziert werden, in einem anderen TGB wird jedoch auf eine Berücksichtigung der Abschattung verzichtet. In einem weiteren TGB könnte dann neben der Landnutzung nur die Höhenlage als Unterscheidungskriterium herangezogen werden. Weiter besteht auch die Möglichkeit, SK überhaupt nur für ausgewählte TGB im Modellgebiet zu definieren. Für die restlichen TGB ohne SK erfolgt die Schneemodellierung dann auf klassische Art, d. h. auf Basis der LBK.

Landnutzung

Hinsichtlich der Landnutzung ist für SK nur eine Untergliederung in die Landnutzungsklassen erforderlich, aus deren Eigenschaften sich merkliche Unterschiede bei der Schneemodellierung ergeben:

- Wasser
- Nadelwald
- Mischwald
- Laubwald
- Freiland
- Ggf. Gletscher

Für Wasserflächen wird in LARSIM generell keine Schneedynamik simuliert. Der gesamte fallende Niederschlag wird direkt dem Abfluss zugerechnet. Für die drei Waldklassen kann die Schneeinterzeption (Kapitel 3.4.6.1) und die Beeinflussung der Schneedynamik durch das Kronendach (Kapitel 3.4.6.2) separat berechnet werden. Sofern in dem Modell das Gletschermodul (Kapitel 3.5) genutzt wird, sollte die Landnutzung Gletscher ebenfalls separat ausgewiesen werden. Alle anderen Landnutzungen werden unter dem Namen „Freiland“ zusammengefasst. Für diese erfolgt eine einheitliche Berechnung der Schneedynamik.

In der Regel werden die SK also nur in 5 oder 6 Landnutzungsklassen unterteilt, während die LBK ca. 15 – 20 Landnutzungsklassen unterscheiden. Dies eröffnet die Möglichkeit, mithilfe der SK den Rechenaufwand bei der Schneesimulation gegenüber dem klassischen Ansatz in LARSIM sogar zu reduzieren (indem SK nur hinsichtlich Landnutzung differenziert ausgewiesen werden).

Höhenlänge, Hangneigung und Exposition

Bei der Ausweisung von SK im Rahmen der Modellaufstellung sollte für jedes TGB auf eine sinnvolle Klassifizierung für Höhenlage, Hangneigung und Exposition geachtet werden. Dadurch wird gewährleistet, dass die Anzahl der SK und damit der Rechenaufwand bei der Schneemodellierung nicht unnötig groß werden. Hier muss zwischen lohnenswerter DetAILierung und effizienter Zusammenfassung abgewogen werden.

Abschattung

Die Angabe der Abschattung eines SK ist im Vergleich zu den anderen Eigenschaften etwas komplexer, da die Abschattung der direkten Sonnenstrahlung eine Funktion der zeitlich variablen Einfallssrichtung der direkten Sonnenstrahlung (Azimut) und des zeitlich variablen Einfallswinkels der direkten Sonnenstrahlung (Sonnenwinkel) ist.

Die zum jeweiligen Berechnungszeitsschritt für ein TGB aktuellen Werte für den Azimut und den Sonnenwinkel werden im Modell als Funktion von Datum, Uhrzeit und geographischer Breite berechnet. Für die SK muss somit angegeben werden, wie groß die Abschattung der direkten Sonnenstrahlung bei gegebenem Azimut und Sonnenwinkel ist. Ein Punkt ist dabei entweder abgeschattet oder nicht. Da die SK durch Flächen repräsentiert werden, können diese bei einem bestimmten Azimut und Sonnenwinkel auch teilweise abgeschattet sein (Abschattungsgrad zwischen 0 und 1). Dies ist schematisch in Abb. 3-10 dargestellt: Bei SOWI 1 ist das gesamte SK abgeschattet, der Abschattungsgrad beträgt 1. Bei SOWI 3 ist das SK nicht abgeschattet, der Abschattungsgrad beträgt 0. Bei Sonnenwinkeln zwischen 1 und 2 ist das SK teilweise abgeschattet, bei SOWI 2 beträgt der Abschattungsgrad beispielsweise 0.5.

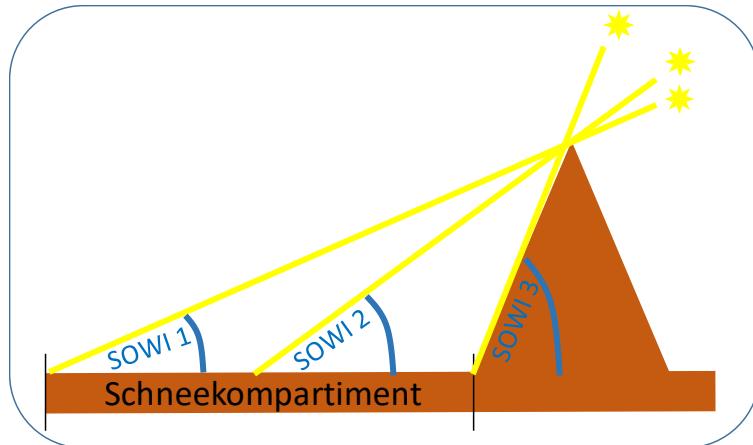


Abb. 3-10 Abschattung eines SK in Abhängigkeit vom Sonnenwinkel (SOWI)

Um die Abschattung eines SK zu definieren, werden für das betroffene SK Azimut-Stützstellen angegeben. Für jede Azimut-Stützstelle werden dann mindestens zwei Sonnenwinkel angegeben, bis zu welchem Sonnenwinkel das SK komplett im Schatten liegt und ab welchem Sonnenwinkel es vollständig unbeschattet ist. Dazwischen können für beliebig viele Beschattungsgrade zugehörige Sonnenwinkel angegeben werden. Liegt der aktuelle Sonnenwinkel zwischen zwei Stützstellen, wird der Abschattungsgrad linear interpoliert. Dies wird schematisch anhand von Abb. 3-11 verdeutlicht.

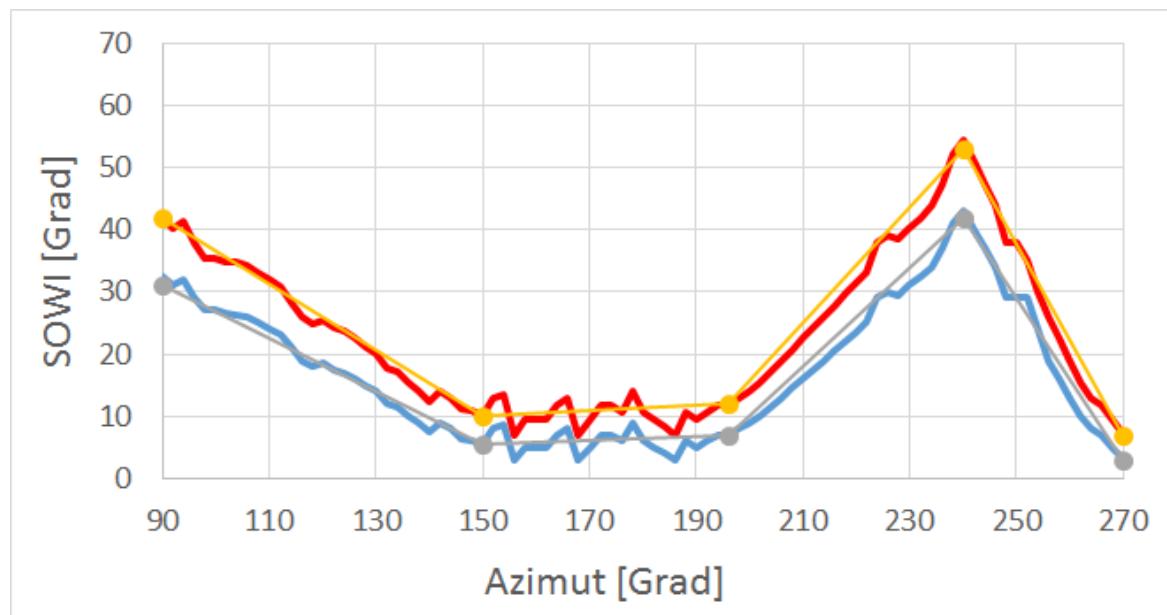


Abb. 3-11 Stark vereinfachte Darstellung der beiden Sonnenwinkel (SOWI) eines SK in Abhängigkeit vom Azimut sowie der Nachbildung dieser Verläufe in LARSIM durch Azimut-Stützpunkte. Rot bzw. gelb: SOWI, ab dem keine Abschattung vorliegt. Blau bzw. grau: SOWI, bis zu dem vollständige Abschattung vorliegt.

Die realen Verläufe der Sonnenwinkel, bis zu denen komplett Abschattung vorliegt und ab denen gar keine Beschattung des SK vorliegt, werden durch die Azimut-Stützstellen beschrieben.

Zwischen diesen Stützstellen wird linear interpoliert, sodass der reale Verlauf angenähert wird. Die Anzahl der Stützstellen ist dabei beliebig und sollte sich nach dem erforderlichen Genauigkeitsgrad richten.

Schnee-Massentransport bei Schnee-Kompartimenten

Zur Abbildung des Massentransports von Schnee (Kapitel 3.4.10) innerhalb eines TGB kann für einzelne SK angegeben werden, in welches nachfolgende SK der Schnee ggf. verfrachtet wird (z. B. von einem höher in ein tiefer gelegenes SK). Überschüssiger Schnee aus den am tiefsten gelegenen SK eines TGB wird in das hydrologisch nachfolgende TGB weitergegeben. Für diese SK wird entsprechend kein Nachfolge-SK angegeben.

Aufteilung des Schneeschmelz-Wasserdargebots in die LBK

Da die SK nicht die gleichen Flächen abbilden wie die LBK, muss das Wasserdargebot aus der Schneeschmelze aus den SK auf die LBK umverteilt werden (Abb. 3-12). Dazu wird für jedes SK angegeben, welcher Anteil des dort anfallenden Schmelzwassers in die einzelnen LBK des TGB entwässert. Diese prozentualen Anteile entsprechen den Flächenanteilen der SK an den LBK, die man durch räumliches Verschneiden der SK-Flächen mit den LBK-Flächen erhält.³

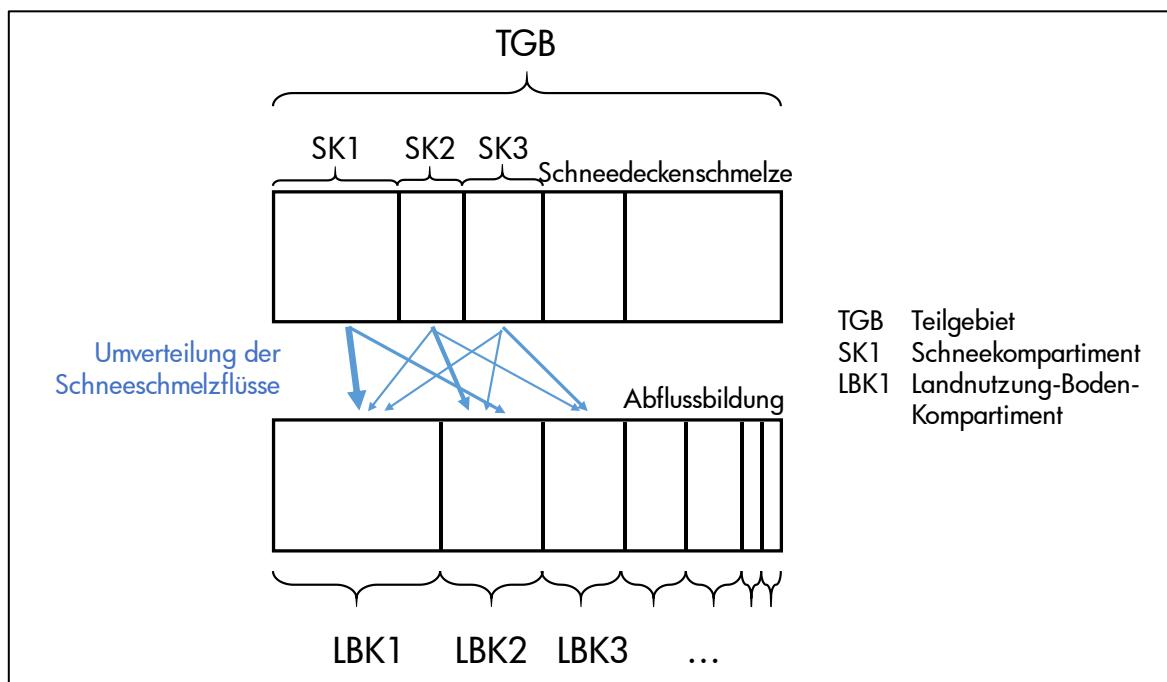


Abb. 3-12 Schematische Darstellung der Umverteilung des Schneeschmelz-Wasserdargebots aus Schnee-Kompartimenten in Landnutzungs-Boden-Kompartimente

³ Wenn ein bestehendes Modell um Schnee-Kompartimente erweitert werden soll, ist es also wichtig, dass die Polygone der LBK zur Verfügung stehen, damit die Verteilungswerte durch Verschneidung im GIS korrekt ermittelt werden können.

3.4.10 MASSENTANSPORT VON SCHNEE UND EIS

In sehr hoch gelegenen, nivalen Gebieten (wie z. B. im Alpenraum) wird in der Realität in der Jahressumme mehr Schnee auf- als abgebaut. Infolgedessen wird in diesen Bereichen Schnee und Eis in fester Form talwärts verfrachtet. Dieser Massentransport findet in erster Linie durch Lawinenabgänge, Schneeverwehungen und Gletscherfließen statt. Diese Prozesse können in LARSIM mithilfe eines konzeptionellen Ansatzes summarisch berücksichtigt werden. Dieser Ansatz erfüllt folgende Randbedingungen:

- Kein kontinuierlicher Aufbau der Schneedecke
- Einhaltung der Massenbilanz
- Grundlegende, überschlägige Abbildung des Massentransports unabhängig vom tatsächlichen Phänomen (Schneedrift, Lawinen, Gletscherfließen)
- Anwendung in meso- und makroskaligen Modellen, in denen der Flächenanteil von Vergletscherung nur gering ist. (Keine räumlichen Detailbetrachtungen für kleine alpine Einzugsgebiete mit hohem Gletscheranteil)

Grundannahme des Verfahrens ist, dass Schnee nur bis zu einer gefälleabhängigen maximalen Menge akkumulieren kann. Wird der Schwellenwert für die maximale Schneekumulation überschritten, kommt es zum Massentransport des Schnees in ein tiefer gelegenes Gebiet. Der Aufbau der Schneedecke wird nur bis zum Erreichen des Schwellenwerts zugelassen. Hierzu wird im jeweiligen Zeitschritt zunächst das Schneemodul vollständig berechnet. Überschreitet das Schneewasseräquivalent danach den Schwellenwert, so wird der Anteil des Schnees, der den Schwellenwert überschreitet, vollständig in das (gemäß der hydrologischen Vernetzung) nachfolgende Teilgebiet verfrachtet. Dabei ist zu beachten, dass die Schneeberechnung und die Schwellenwertbetrachtung spezifisch für die Landnutzungs-Boden-Kompartimente (bzw. ggf. Schnee-Kompartimente) durchgeführt werden.

Teilgebietsspezifischer Schwellenwert:

Der Schwellenwert für die maximale Schneekumulation wird in Abhängigkeit der Gefälleverhältnisse im jeweiligen Teilgebiet ermittelt. Dabei wird davon ausgegangen, dass bei steilerem Relief der Massentransport von Schnee bereits früher einsetzt. Daher wird zunächst das mittlere Gefälle im Teilgebiet wie folgt berechnet:

$$Gef = \frac{\Delta H}{L} \quad (3.108)$$

mit:

Gef	[‰]	Mittleres Gefälle im Teilgebiet.
ΔH	[m]	Mittlere Höhendifferenz im Teilgebiet.
L	[km]	Charakteristische Länge der Fließwege (Abflusskonzentration) im Teilgebiet.

Auf Grundlage dieses Gefälles wird ein teilgebietsspezifischer (gefälleabhängiger) Schwellenwert für den Massentransport von Schnee und Eis ermittelt:

$$SW_{transp} = MSW \cdot \left(\frac{100 + SpwPr}{100} - \frac{SpwPr}{50 \cdot (1 + \exp(\gamma \cdot (MGef - Gef)))} \right) \quad (3.109)$$

mit:

SW_{transp} [mm]	Teilgebietsspezifischer (gefälleabhängiger) Schwellenwert für die maximale Schneakkumulation
MSW [mm]	Mittlerer Schwellenwert für die maximale Schneakkumulation bei mittlerem Gefälle (MGef) (Einzelparameter in LARSIM)
$SpwPr$ [%]	Prozentuale Spannweite des Schwellenwerts bezogen auf MSW (Einzelparameter in LARSIM)
$MGef$ [%]	Gefälle bei dem der Schwellenwert = MSW ist (Einzelparameter in LARSIM)
γ []	Steigung der Beziehung bei MGef (Einzelparameter in LARSIM)

Der gefälleabhängige Schwellenwert lässt sich also über die Größen MGef, MSW, SpwPr und γ skalieren. Alle vier Parameter können als Einzelparameter angegeben werden. Hierbei ist zu beachten, dass bei einer SpwPr von 0 % unabhängig vom Gefälle ein konstanter Schwellenwert angesetzt wird.

Der Schwellenwert und der Massentransport von Schnee und Eis beziehen sich auf das Wasseräquivalent von Schnee als Maßzahl. Neben dem Wasseräquivalent sind je nach dem für die Schneesimulation verwendeten Verfahren (siehe oben) weitere interne Zustandsgrößen des Schnees vom Massentransport betroffen. Diese Zustandsgrößen werden gemäß ihrer jeweiligen Beziehung zum Wasseräquivalent angepasst (LUBW 2011a).

3.5 GLETSCHERMODUL

3.5.1 GRUNDLAGEN DER GLETSCHERMODELLIERUNG IN LARSIM

Für stark glazial beeinflusste Einzugsgebiete kann die Abflussreaktion von Gletschern einen maßgeblichen Einfluss auf das Hochwassergeschehen haben (vgl. BRAUN & WEBER 2002). Durch das sehr vereinfachte Modul für den summarischen Massentransport von Schnee und Eis (Kapitel 3.4.10) wird nur die Massen- und Wasserbilanz auf Einzugsgebietsskala ausgeglichen. Die besonderen Abflussprozesse in vergletscherten Gebieten bleiben dabei jedoch unberücksichtigt. Dazu bietet LARSIM ein separates Gletschermodul, das die für den Abfluss wesentlichen Prozesse vereinfacht abbildet.

Stationäre Gletscher

Es wird von stationären Gletschern mit definierter, zeitlich konstanter Ausdehnung ausgegangen. Die langjährige Dynamik des Gletschers mit Vorrücken oder Abschmelzen wird somit nicht abgebildet, da diese für die kurzfristige Abflussdynamik nicht relevant ist. Bei deutlichen Veränderungen der Gletscherflächen muss dies in den Gebietsdaten berücksichtigt werden (z. B. regelmäßige Korrektur der Gletscherausdehnung in Zeitintervallen von 5 oder 10 Jahren).

Für Langzeitsimulationen, z. B. im Zusammenhang mit dem Klimawandel, ist das Modul daher nicht geeignet. Für solche Simulationen muss das Modul entweder entsprechend erweitert (vgl. STAHL et al. 2016) oder die Gletscherausdehnung extern vorgegeben und korrigiert werden.

Die Gletscherflächen werden als subskalige Landnutzungs- bzw. Landnutzungs-Boden-Kompartimente innerhalb eines Teilgebiets beschrieben. Somit ist eine Korrektur der Ausdehnung von Gletscherflächen leicht möglich, ohne in die Modellstruktur eingreifen zu müssen.

Gesonderte Höhenzonierung für Gletscherflächen

Für die Simulation der Abflussdynamik eines Gletschers sind die bestmögliche Nachbildung der Schneedecke auf dem Gletscher sowie die Höhenabhängigkeit von Schnee- und Eisschmelze von zentraler Bedeutung (BRAUN & WEBER 2002). Daher ist die Nutzung des Gletschermoduls nur dann möglich, wenn zur Berechnung der Schneedynamik die vollständige Energiebilanz (Kapitel 3.4.4.3) und entweder eine externe Höhenzonierung (Kapitel 3.4.8) oder Schnee-Kompartimente (Kapitel 3.4.9) verwendet werden.

Bei der externen Höhenzonierung wird normalerweise vereinfachend davon ausgegangen, dass sich alle Landnutzungs-Boden-Kompartimente eines Teilgebiets gleichmäßig auf alle Höhenzonen verteilen. Für die bestmögliche Simulation der Schnee- und Eisschmelze auf den Gletscherflächen ist es jedoch wichtig, dass die reale Höhenverteilung der Landnutzung Gletscher in einem Teilgebiet bestmöglich nachgebildet wird. In Verbindung mit dem Gletschermodul findet daher für die Landnutzung Gletscher eine separate Höhenzonierung statt. Damit ist sichergestellt, dass für die Landnutzung Gletscher eine korrekte Höhenzonierung vorliegt und die Simulation der Schnee- und Eisdynamik höhenzonenspezifisch erfolgt.

3.5.2 SCHNEEDYNAMIK AUF GLETSCHERFLÄCHEN

Auf der Landnutzung Gletscher wird die höhenabhängige Schneedynamik weitgehend analog zu anderen (Freiland-)Flächen berechnet (Akkumulation, Energiebilanz, Setzung und Schmelze).

Schnee-Massentransport auf Gletscherflächen

Die folgenden Ausführungen gelten nur für eine Schneemodellierung auf Basis von Landnutzungs-Boden-Kompartimenten (LBK) und nicht bei Verwendung von Schnee-Kompartimenten (Kapitel 3.4.9).

Der Massentransport von Schnee (Kapitel 3.4.10) erfolgt auf Gletscherflächen leicht modifiziert. Sofern sich innerhalb des Teilgebiets mehr als 10 % Gletscher befinden, wird überschüssiger Schnee von anderen Landnutzungen (wenn möglich) auf den Gletscher verfrachtet. Dabei wird der Schnee innerhalb der gleichen Höhenzone transportiert, sofern in dieser Höhenzone eine Gletscherfläche vorliegt. Falls dies nicht gegeben ist, wird der überschüssige Schnee auf die nächst tiefer gelegene Höhenzone verfrachtet, in der eine Gletscherfläche vorhanden ist. Dadurch soll ein Transport des Schnees beispielsweise von den Hängen auf den Gletscher im Tal simuliert werden. Falls innerhalb einer Höhenzone oder darunter keine Gletscherfläche mehr vorliegt (Gletscher endet im Teilgebiet), dann wird überschüssiger Schnee von Nicht-Gletscher-Landnutzungen wie gewöhnlich der nächst tieferliegenden Höhenzone zugeführt (und nicht dem Gletscher).

Die Landnutzung Gletscher wird immer als letztes nach allen anderen Landnutzungen berechnet, sodass der von anderen Landnutzungen auf den Gletscher verfrachtete Schnee für den Massentransport auf dem Gletscher berücksichtigt werden kann. Sofern dann auf der Landnutzung Gletscher innerhalb einer Höhenzone überschüssiger Schnee vorliegt, wird dieser auf dem Gletscher in die nächst tiefer gelegene Höhenzone transportiert. Ist auf dem Gletscher die unterste Höhenzone des Teilgebiets erreicht, wird der Schnee dem nächsten Teilgebiet zugeführt.

Wird einem Teilgebiet Schnee aus einem stromaufwärts liegenden Teilgebiet zugeführt, so wird dieser Schnee auf den Gletscher (in die oberste Höhenzone) verfrachtet, sofern der Gletscher mehr als 10% der Fläche des Teilgebiets einnimmt. Andernfalls wird der Schnee gleichmäßig auf alle Landnutzungen (und Höhenzonen) des Teilgebiets verteilt.

Übergang von Schnee zu Firn bzw. Eis

Für die Landnutzung Gletscher wird in vereinfachter Weise berücksichtigt, dass ein kleiner Teil des Schnees in Firn und Eis umgewandelt wird. Hierfür wird davon ausgegangen, dass ein konstanter Anteil des Schnee-Wasseräquivalents (des Schnees auf dem Gletscher) in Eis übergeht. Bei einem stationären Gletscher sollte das so im Jahresmittel gebildete Eis in etwa der jährlichen Eisschmelze entsprechen. Die „Umwandlungsrate“ kann als Kalibrierparameter für Pegelkontrollbereiche spezifisch vorgegeben werden. Als typischer Wert kann eine Umwandlungsrate von ca. 0,1 %/Tag angenommen werden (KONZ & SEIBERT 2010: S. 240). Sofern die Umwandlung nicht berücksichtigt werden soll, kann die Rate auf 0,0 %/Tag gesetzt werden.

3.5.3 ENERGIEBILANZ AUF GLETSCHERFLÄCHEN

Solange Schnee auf der Gletscherfläche (in der jeweiligen Höhenzone) liegt, kommt es zu keiner Schmelze des Gletschereises. Die Schmelze von Gletschereis tritt erst dann auf, wenn kein Schnee mehr auf der Gletscherfläche liegt (aperer Gletscher).

Zur Berechnung der Gletschereis-Schmelze wird eine Energiebilanzbetrachtung der Gletscheroberfläche durchgeführt. Hierfür wird die vollständige Energiebilanz analog zum Schneemodul herangezogen (Kapitel 3.4.4.3). Nicht berücksichtigt wird dabei jedoch die Wärmeleitung im Gletscherkörper bzw. der „Kälteinhalt“ des Eises. Die Energiebilanz an der aperen Gletscheroberfläche ergibt sich daher wie folgt:

$$W_{\text{tot}} = W_{\text{nied}} + W_{\text{RNS}} + W_{\text{RNL}} + W_{\text{sense}} + W_{\text{latent}} \quad (3.110)$$

mit:

W_{tot}	[W/m ²]	Energiebilanz der Gletscheroberfläche
W_{nied}	[W/m ²]	Wärmestrom durch Niederschlag
W_{RNS}	[W/m ²]	Kurzwellige Strahlungsbilanz
W_{RNL}	[W/m ²]	Langwellige Strahlungsbilanz
W_{sense}	[W/m ²]	Strom fühlbarer Wärme
W_{latent}	[W/m ²]	Strom latenter Wärme (Verdunstung, Kondensation, Sublimation)

Der Ansatz entspricht somit dem vollständigen Energiebilanzansatz für Schnee (Kapitel 3.4.4.3) mit Ausnahme des Bodenwärmestroms (W_G), der für Gletschereis keine Rolle spielt.

Die durch flüssigen Niederschlag (Regen) eingetragene Wärme berechnet sich dabei wie folgt:

$$W_{\text{nied}} = \frac{N \cdot T_{\text{nied}} \cdot cp_{\text{wasser}}}{ta \cdot 3600} \quad (3.111)$$

mit:

N	[mm]	Niederschlagsmenge im Zeitschritt (\approx [kg/m ²])
T_{nied}	[°C]	Temperatur des flüssigen Niederschlags
cp_{wasser}	[J/(kg °C)]	Wärmekapazität des flüssigen Wassers (programminterne Konstante: 4186,8 J/(kg °C))
ta	[h]	Rechenschrittweite in Stunden

Für Niederschlag, der als Schnee fällt, wird angenommen, dass dieser die Temperatur von 0 °C aufweist. Dem flüssigen Niederschlag (Regen) wird normalerweise die aktuelle Lufttemperatur zugewiesen.

Die kurzwellige Strahlungsbilanz für die Eisoberfläche wird wie folgt ermittelt:

$$W_{RNS} = \varepsilon_{Eis} \cdot R_C \quad (3.112)$$

mit:

R_C	[W/m ²]	Globalstrahlung an der Bodenoberfläche
ε_{Eis}	[\cdot]	Absorptionskoeffizient des Gletschereises für kurzwellige Strahlung (Kalibriergröße)

Das Absorptionsvermögen (= 1 – Albedo) des Gletschereises unterscheidet sich vom Absorptionsvermögen des Schnees und wird daher als zusätzliche Pegelkontrollbereichsspezifische Kalibriergröße eingeführt. Der plausible Wertebereich für das Absorptionsvermögen von Gletschereis liegt etwa zwischen 0,5 ... 0,8 (Albedo: 0,2 ... 0,5) (vgl. BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996).

Die langwellige Strahlungsbilanz ist durch folgende Grundgleichung definiert:

$$W_{RNL} = (R_{Latm} - R_{Leis}) \cdot \varepsilon_{Leis} \quad (3.113)$$

mit:

R_{Latm}	[W/m ²]	Wärmestrahlung aus der Atmosphäre (Gegenstrahlung)
R_{Leis}	[W/m ²]	Wärmestrahlung der Schneedecke
ε_{Leis}	[\cdot]	Absorptions- und Emissionskoeffizient von Eis für Wärmestrahlung (Programminterne Konstante: 0,93)

Im Gegensatz zu Schnee wirkt Eis im Infrarot-Bereich (Wärmestrahlung) nicht wie ein schwarzer Strahler, sondern weist einen Emissions- und Absorptionsgrad von 0,92 ... 0,94 auf (DWD 1987: S. 24). Daher wird ein mittlerer Koeffizient von 0,93 bei der Berechnung der langwirksamen Strahlungsbilanz berücksichtigt.

Die Abstrahlung der Eisoberfläche wird mithilfe der Stefan-Boltzmann-Gleichung ermittelt. Dabei wird davon ausgegangen, dass die Oberfläche des aperen Gletschers eine Temperatur von 0 °C aufweist. Zudem ist zu beachten, dass der Emissionskoeffizient bereits in der Bilanzgleichung berücksichtigt ist:

$$R_{Leis} = \sigma \cdot (273,15)^4 \quad (3.114)$$

Die Annahme einer Eisoberflächentemperatur von 0 °C stellt eine Vereinfachung dar. Um die tatsächliche Temperatur des Eiskörpers bzw. der Eisoberfläche berechnen zu können, müssten neben der Energiebilanz auch der Energiegehalt des Eises (bzw. Kälteinhalt) sowie die Wärmeleitung im Eis mitberücksichtigt werden.

Zumindest für Zeiten der Eisschmelze ist die Annahme einer Temperatur von 0 °C an der aperen Gletscheroberfläche ein valider Ansatz. Während Zeiten mit komplett gefrorener Eisoberfläche (negativer Energiebilanz) liegt die Oberflächentemperatur möglicherweise unter 0 °C, sodass dann die Ausstrahlung überschätzt wird. Diese Ungenauigkeit ist im Vergleich zur gesamten Energiebilanz jedoch als gering einzuschätzen (vgl. BAUMGARTNER UND LIEBSCHER 1996: S. 291).

Auch für die turbulenten Ströme fühlbarer und latenter Wärme wird vereinfachend angenommen, dass die Temperatur an der Eisoberfläche 0 °C beträgt. Ausgehend von dieser Annahme können die turbulenten Wärmeströme mithilfe eines Dalton-Ansatzes aus den Differenzen der Temperatur bzw. des Wasserdampfdrucks an der Eisoberfläche und in der Luft berechnet werden. Dabei werden für fühlbare und latente Wärme dieselben windabhängigen Übergangskoeffizienten angesetzt:

$$W_{\text{sense}} = (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot (T_{\text{Luft}} - 0) \quad (3.115)$$

$$W_{\text{latent}} = (a_0 + a_1 \cdot v) \cdot (\beta \cdot (e_{\text{Luft}} - e_s(\text{Eis}, 0 \text{ °C}))) \quad (3.116)$$

mit:

v	[m/s]	Windgeschwindigkeit
$a_{0,eis}$	[W/(m ² °C)]	Parameter des Übergangskoeffizienten für den turbulenten Wärmestrom über Eis (Wertebereich: 0,5 - 3,5 W/(m ² °C)).
$a_{1,eis}$	[J/(m ³ °C)]	Parameter des Übergangskoeffizienten für den turbulenten Wärmestrom über Eis (Wertebereich: 0,8 - 2,5 J/(m ³ °C)).
e_s	[hPa]	Sättigungswasserdampfdruck über Eis bei einer Temperatur von 0 °C
e_{Luft}	[hPa]	Realer Wasserdampfdruck in der Luft
β	[°C/hPa]	Kehrwert der Psychrometerkonstante über Schnee und Eis bei 0 °C (programminterne Konstante: 1,76 °C/hPa)

Für Schnee existieren bereits Pegelkontrollbereichs-spezifische Kalibrierparameter (a_0 und a_1). Um die Gletschereisschmelze separat zu kalibrieren, werden zusätzliche Kalibrierparameter für Eis verwendet.

Grundsätzlich ist der Sättigungsdampfdruck über Eis etwas geringer als über (unterkühltem) Wasser. Für 0 °C ergibt sich jedoch keine Differenz, sondern ein einheitlicher Wert von 6,108 hPa (vgl. BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1996: S. 66). Folglich kann zur Berechnung des Sättigungsdampfdrucks über Eis bei 0 °C die nachfolgende Formel verwendet werden, indem für die Temperatur 0 °C angesetzt wird. Der Sättigungsdampfdruck (in der Luft und über Eis bei 0 °C) und der reale Wasserdampfdruck in der Luft werden dabei wie in Gleichung (3.9) bzw. (3.10) berechnet.

3.5.4 EISSCHMELZE AUF GLETSCHERFLÄCHEN

Solange die Energiebilanz für die Gletschereisoberfläche nicht positiv ist ($W_{\text{tot}} \leq 0 \text{ W/m}^2$) tritt keine Eisschmelze auf dem aperen Gletscher auf. Gletschereis schmilzt dann, wenn W_{tot} positiv ist. Wie oben erläutert, werden Kälteinhalt und Wärmeleitung im Eiskörper im vorliegenden einfachen Ansatz vernachlässigt. Die Umrechnung von Energiestromdichte in Schmelzrate erfolgt dabei wie folgt:

$$i_{\text{real}} = W_{\text{tot}} \cdot \frac{3600}{r_{\text{schmelz}}} \quad \text{für } W_{\text{tot}} > 0 \quad (3.117)$$

mit:

i_{real}	[mm/h]	Aus der Energiebilanz resultierende Schmelzrate des Gletschereises
r_{schmelz}	[J/kg]	Schmelzwärme von Wasser (programminterne Konstante: 334 000 J/kg)

Eine Retention des geschmolzenen Wassers im Gletscher erfolgt nicht. Daher entspricht die aus der Energiebilanz abgeleitete Schmelzrate dem tatsächlichen Wasserdargebot aus der Gletschereisschmelze.

3.5.5 ABFLUSSBILDUNG UND ABFLUSSKONZENTRATION AUF GLETSCHERFLÄCHEN

Auf dem Gletscher steht das aus der Schneeschmelze resultierende Wasser oder die Summe aus Gletschereisschmelze und gegebenenfalls zeitgleichem Regenniederschlag als Wasserdargebot zur Verfügung. Interzeptionsverluste treten auf Gletscherflächen nicht auf und werden im Modell daher nicht berechnet.

In der Realität fließt das Wasserdargebot zum Teil auf, im und zum größten Teil unter dem Gletscher ab. Dabei kann insbesondere zu Beginn der Eisschmelze eine gewisse Retention auftreten, die im Zuge der voranschreitenden Schmelze tendenziell geringer wird (z. B. STAHL et al. 2016). Im Modell können diese komplexen Prozesse naturgemäß nur vereinfacht nachgebildet werden.

Im Normalfall wird für die Landnutzungs-Boden-Kompartimente der Gletscherflächen ein Bodenspeichervolumen von 0 mm vorgegeben. Dies führt dazu, dass das gesamte Wasserdargebot den Gebietsspeichern für Direktabfluss zugeführt wird. In diesem Fall reagiert der Gletscher analog zu einer versiegelten Fläche. Die Abflusskonzentration über die Direktabflussspeicher erfolgt schnell und mit geringer Retention.

Alternativ soll es jedoch auch möglich sein, ein (fiktives) Bodenspeichervolumen für die Gletscherflächen vorzugeben. Hierdurch kann gegebenenfalls die Retentionswirkung im und unter dem Gletscher vereinfacht nachgebildet werden. Die Aufteilung in die Abflusskomponenten (Gebietsspeicher) erfolgt dann, analog zu sonstigen Landnutzungen mit Bodenspeicher, je nach dessen Füllung. Somit wirkt zum einen das fiktive Bodenspeichervolumen retardierend und zum anderen erfolgt zumindest ein Teil der Abflusskonzentration über die langsamer reagierenden Gebietsspeicher für Interflow und Basisabfluss. Durch diese Alternative kann erforderlichenfalls eine verzögerte Abflussreaktion des Gletschers näherungsweise nachgebildet werden.

Eine Verdunstung aus einem (fiktiven) Bodenspeicher wird für Gletscherflächen generell ausgeschlossen.

3.6 BODENSPEICHER UND ABFLUSSBILDUNG

3.6.1 GRUNDLEGENDER AUFBAU DES BODENSPEICHERS

Der Bodenspeicher übt einen entscheidenden Einfluss auf den Wasserhaushalt aus, da er das aus Regen bzw. aus der Schneeschmelze stammende Wasser speichern und somit für die Evapotranspiration wieder zur Verfügung stellen kann. Beim Fehlen eines Bodenspeichers (z. B. auf Seeoberflächen oder auf versiegelten Flächen) gelangt ein wesentlich größerer Anteil des Niederschlages zum Abfluss. Im Bodenspeicher findet eine Aufteilung des Niederschlages in die verschiedenen Abflusskomponenten (Direktabfluss, Interflow und Grundwasserabfluss) statt. Somit nimmt der Boden eine entscheidende Rolle als Regel- und Verteilersystem in der Abflussbildung ein (LEIBUNDGUT & UHLENBROOK 1997, BREMICKER et al. 2011).

Die in LARSIM implementierten Bodenspeichermodule beruhen auf dem sogenannten *Xinanjiang-Modell*, das von ZHAO (1977) entwickelt wurde. Dieser Ansatz – oder Varianten davon – werden in der Literatur häufig auch als „Variable Infiltration Capacity Model“ (VIC) oder ARNO-Modell bezeichnet (vgl. TODINI 1996, LOHMANN et al. 1998, BEVEN 2012).

Der *Xinanjiang*-Ansatz beruht auf einem einzelnen Speicher für den Boden, der über unterschiedliche Pfade gefüllt und entleert werden kann. Die zugrunde liegende Modellvorstellung ist in Abb. 3-13 schematisch dargestellt. Zentrale physikalische Grundlage der in LARSIM implementierten Ansätze ist dabei das Speichervolumen des Bodens, das im Allgemeinen leicht aus digitalen Bodenkarten abgeleitet werden kann.

Zur Parametrisierung des Bodenspeichervolumens können in LARSIM zwei unterschiedliche Ansätze gewählt werden: Entweder wird das gesamte Bodenspeichervolumen im Modell vorgegeben. In diesem Fall erfolgt die Unterteilung des Gesamtbodenspeichers in den oberen Bodenspeicher (Grobporen), den mittleren Bodenspeicher (Mittelporen) und den unteren Bodenspeicher (Feinporen, nicht pflanzenverfügbar) durch Schwellenwerte des relativen Bodenwassergehalts (W_z , W_b , vgl. Abb. 3-14).

Alternativ hierzu können die Volumina für die nutzbare Feldkapazität und die Luftkapazität explizit vorgegeben werden. In diesem Fall entspricht die Luftkapazität dem Volumen des oberen Bodenspeichers, die nutzbare Feldkapazität dem Volumen des mittleren Bodenspeichers und die Summe aus beiden Werten dem Volumen des Gesamtbodenspeichers. Der untere Bodenspeicher entfällt in diesem Fall (0 mm), da das nicht pflanzenverfügbar Wasser in der nutzbaren Feldkapazität nicht enthalten ist.

Auf dieser physikalischen Grundlage aufbauend berücksichtigt der *Xinanjiang*-Ansatz darüber hinaus, dass die Bereitschaft zur Bildung schnellen Abflusses (Direktabfluss) kleinräumig sehr heterogen ist. Diese kleinräumige Heterogenität wird implizit über die sogenannte *Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion* (BSF) berücksichtigt. Wobei diese Funktion nicht alleine den Sättigungsflächenabfluss, sondern die schnellen Abflusskomponenten insgesamt (Direktabfluss) steuert.

Damit stellen die in LARSIM implementierten Bodenspeichermodule eine geeignete Kombination der zugänglichen physikalischen Grundlagen (Bodenspeichervolumen) mit einem statistischen Ansatz zur kleinräumigen Heterogenität bei der Bildung von Direktabfluss (BSF) dar. Die in LARSIM implementierten Bodenspeichermodule basieren alle auf dem *Xinanjiang*-Ansatz, unterscheiden sich jedoch in einzelnen Details. Daher wird nachfolgend zunächst der einfachste in LARSIM implementierte Ansatz beschrieben, um darauf aufbauend die verfügbaren Modifikationen dieses Ansatzes zu erläutern.

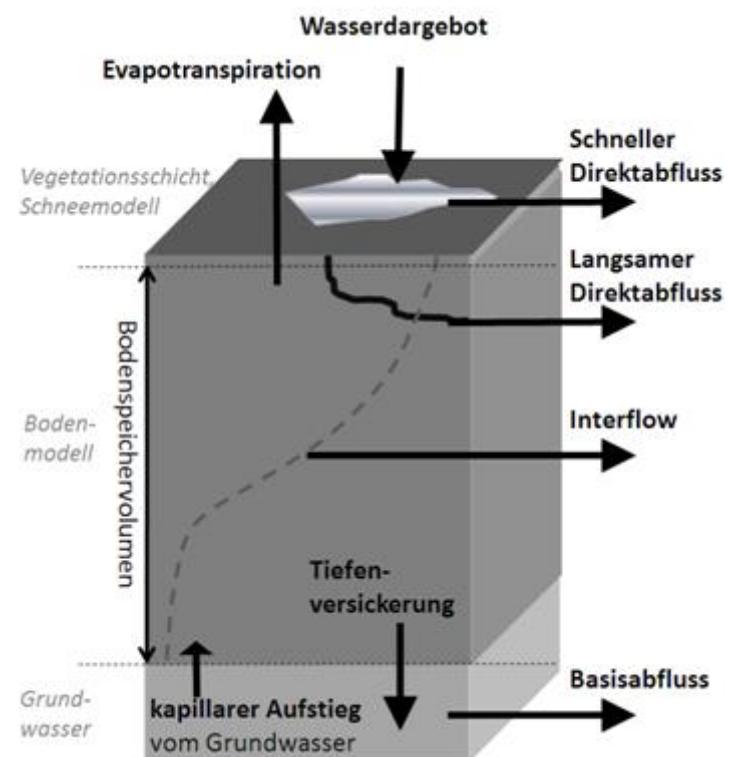


Abb. 3-13 Schematische Darstellung des LARSIM-Bodenspeichers

3.6.2 DER BODENSPEICHER MIT DREI ABFLUSSKOMPONENTEN

Der Wasserinhalt im Boden wird im Bodenspeicher mit drei Abflusskomponenten über folgende Bilanzierung aus dem Wasserdargebot (Niederschlag bzw. Schneeschmelze), dem Wasserentzug durch die Evapotranspiration sowie der Abflussbildung berechnet (Abb. 3-14):

$$W_0(t+1) = W_0(t) + P(t) - E_{ai}(t) - QS_D(t) - QS_I(t) - QS_G(t) \quad (3.118)$$

mit:

$W_0(t)$ [mm]	Füllung des Bodenspeichers zum Zeitpunkt t
$P(t)$ [mm]	Wasser aus Niederschlag oder Schneeschmelze
$E_{ai}(t)$ [mm]	Aktuelle Evapotranspiration
$QS_D(t)$ [mm]	Direktabfluss
$QS_I(t)$ [mm]	Laterale Drainage aus dem Bodenspeicher (Interflow)
$QS_G(t)$ [mm]	Vertikale Perkolation aus dem Bodenspeicher (Basisabfluss)

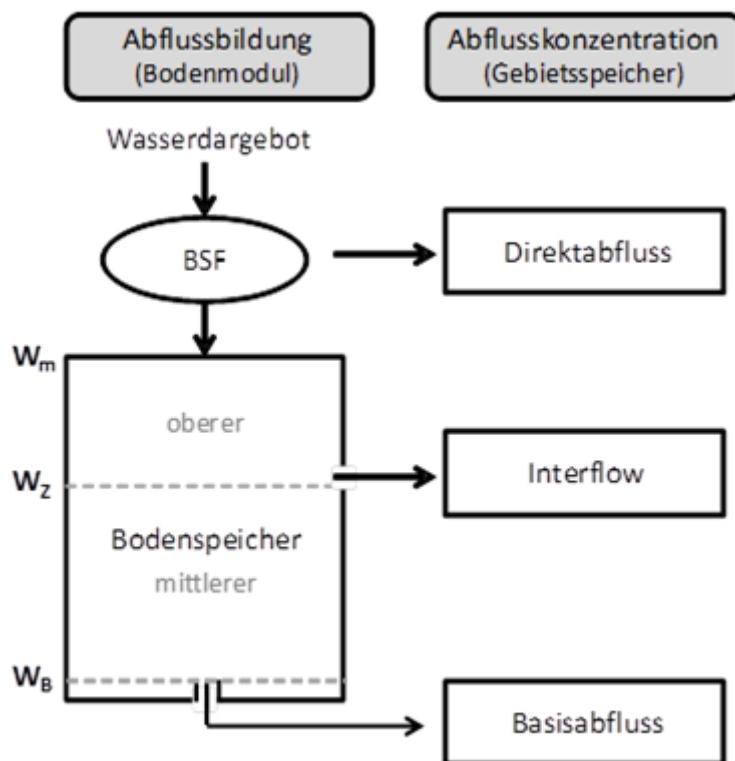


Abb. 3-14 Aufteilung des Abflusses im Bodenspeicher mit drei Abflusskomponenten.

Der Direktabfluss repräsentiert in diesem Ansatz alle Abflussbildungsprozesse, die zu schnellem Abfluss führen (langsamer und schneller Direktabfluss in Abb. 3-13). Die zugrundeliegenden physikalischen Prozesse umfassen dabei sowohl Oberflächenabfluss infolge von Infiltrationsüberschuss oder Sättigungsflächen wie auch schnellen lateralen Abfluss im Boden (Pipeflow, Makroporenfluss etc.). Die genannten Prozesse werden summarisch über die implementierte *Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion* (BSF) berücksichtigt, bei der der Anteil des Direktabflusses mit zunehmender Füllung des Bodenspeichers und bei hohen Niederschlagsintensitäten zunimmt. Dabei wird der Direktabfluss im aktuellen Berechnungszeitsschritt über folgende Beziehungen beschrieben:

$$QS_D = P - (W_m - W_0) \quad (3.119)$$

für

$$\left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(1+b) W_m} \right) \leq 0 \text{ und } P + W_0 > W_m$$

bzw.

$$QS_D = P - (W_m - W_0) + W_m \left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \left(\frac{P}{(b+1)W_m} \right) \right)^{b+1} \quad (3.120)$$

für

$$\left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(1+b) W_m} \right) > 0$$

mit:

P	[mm]	Wasserdargebot (Niederschlag bzw. Schneeschmelze) im Berechnungszeitsschritt
W_0	[mm]	Füllung des Bodenspeichers zu Beginn des Berechnungszeitsschrittes
W_m	[mm]	Maximaler Wasserinhalt im gesamten Bodenspeicher
b	[-]	Formparameter der Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion

Abb. 3-15 bzw. Abb. 3-16 verdeutlichen die Abhängigkeit des Direktabflusses von der aktuellen Füllung des Bodenspeichers und der Größe des Formparameters b bzw. der Niederschlagsintensität. Generell nimmt der Anteil des Direktabflusses mit zunehmender Füllung des Bodenspeichers zu. Dasselbe gilt in geringerem Maße für die Intensität des Niederschlags.

Zudem wird deutlich, wie sich der Formparameter b der Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion auf den Direktabfluss auswirkt. Bei kleinen Werten des Parameters b (z. B. 0,1) tritt erst bei hoher Sättigung des Bodenspeichers eine deutliche Zunahme des Direktabflusses auf, wohingegen bei geringer Bodenfeuchte kaum Direktabfluss gebildet wird. Bei größeren Werten für b ist der Direktabflussanteil auch bei geringen Bodenwassergehalten deutlich höher.

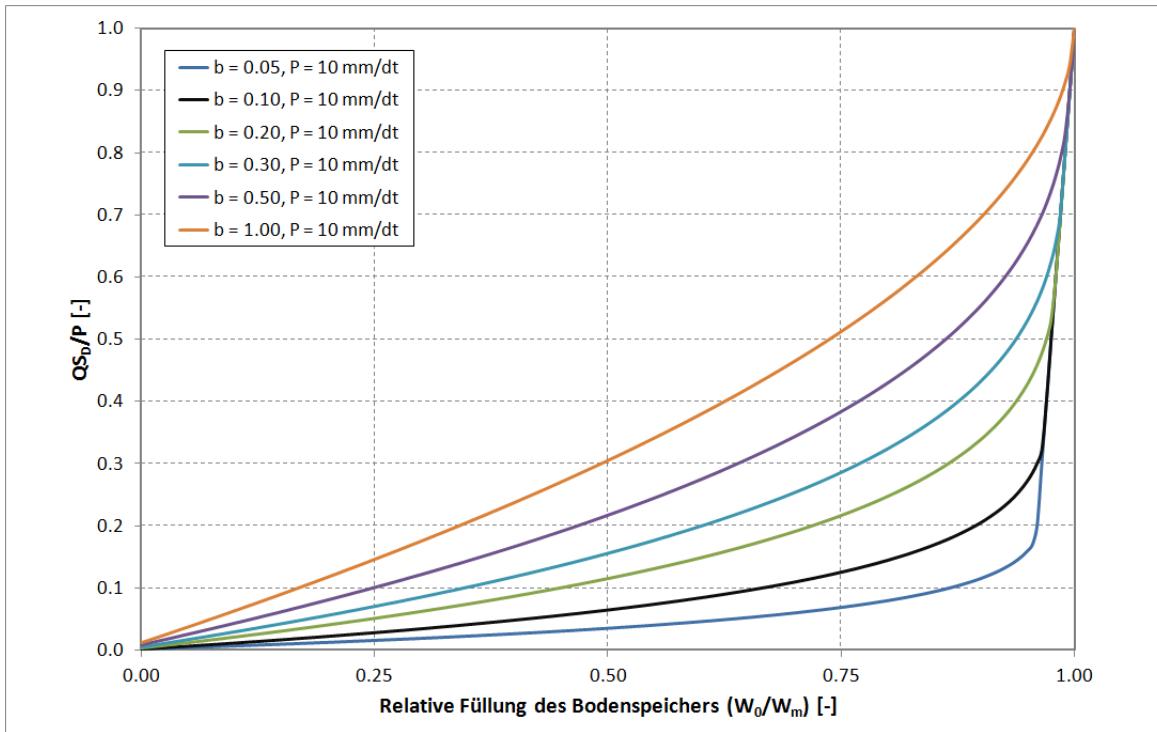


Abb. 3-15 Auswirkung der relativen Füllung des Bodenspeichers bei einer Niederschlagsintensität von 10 mm/dt auf den Anteil des Direktabflusses am Wasserdargebot für unterschiedliche Formparameter b .

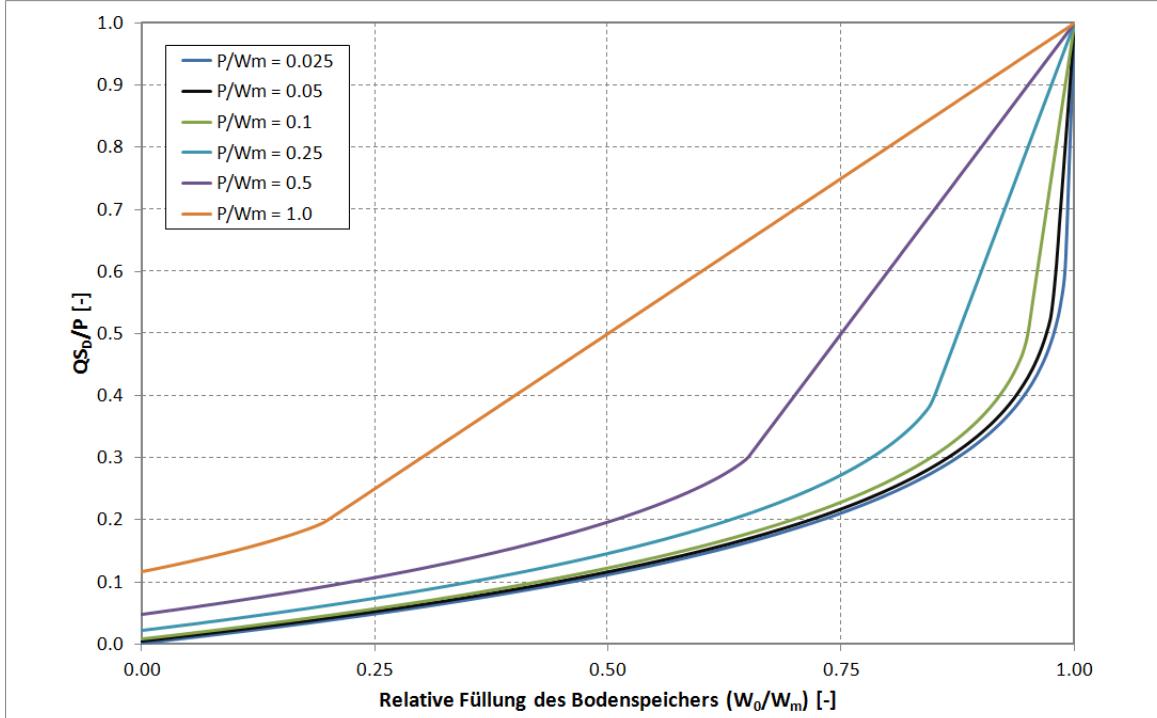


Abb. 3-16 Auswirkung der relativen Füllung des Bodenspeichers und der Niederschlagsintensität (relativ zur maximalen Füllung des Bodenspeichers) auf den Anteil des Direktabflusses am Wasserdargebot (exemplarisch für Formparameter $b = 0.2$).

Die Wasserabgabe des Bodenspeichers durch die langsamere laterale Drainage (Interflow) berechnet sich nach DKRZ (1994) wie folgt:

$$QS_I = D_{\min} \frac{W_0}{W_m} \quad \text{für } W_B < W_0 < W_Z$$

bzw.

$$QS_I = \left(D_{\min} \frac{W_0}{W_m} + (D_{\max} - D_{\min}) \left(\frac{W_0 - W_Z}{W_m - W_Z} \right)^c \right) \quad \text{für } W_0 \geq W_Z \quad (3.121)$$

bzw.

$$QS_I = 0 \quad \text{für } W_0 \leq W_B$$

mit:

D_{\min}	[mm]	Drainage (Entleerung) des Bodenspeichers bei Füllung W_Z (möglicher Eichparameter in LARSIM über Faktor r_{dmin} mit $D_{\min} = 0.001008 \text{ [mm/h]} \cdot r_{\text{dmin}} \cdot t_a$ (DKRZ 1994)) t_a = Rechenzeitschritt in Stunden r_{dmin} = dimensionsloser Eichfaktor)
D_{\max}	[mm]	Drainage (Entleerung) des Bodenspeichers bei Füllung W_m (möglicher Eichparameter in LARSIM über Faktor r_{dmax} mit $D_{\max} = 0.1008 \text{ [mm/h]} \cdot r_{\text{dmax}} \cdot t_a$ (DKRZ 1994)) t_a = Rechenzeitschritt in Stunden r_{dmax} = dimensionsloser Eichfaktor)
W_Z	[mm]	Schwellenwert für den Wasserinhalt im mittleren Bodenspeicher.
W_B	[mm]	Schwellenwert für den Wasserinhalt im tiefen Bodenspeicher (nicht pflanzenverfügbares Wasser).
c	[-]	Formparameter. In LARSIM ist $c = 1,5$ (DKRZ 1994: 82)

Dabei ist zu beachten, dass die Schwellenwerte W_Z und W_B entweder über vorzugebende Anteile des gesamten Bodenspeichervolumens W_m definiert werden (standardmäßig $W_Z = 0,7 \cdot W_m$ und $W_B = 0,05 \cdot W_m$) oder explizit über Werte für die Luftkapazität und die nutzbare Feldkapazität vorgegeben werden (siehe 3.6.1).

Die Wasserabgabe des Bodenspeichers durch vertikale Perkolation (Basisabfluss) berechnet sich nach DKRZ (1994) wie folgt:

$$QS_G = 0 \quad \text{für } W_0 \leq W_B \quad (3.122)$$

bzw.

$$QS_G = \beta(W_0 - W_B)\Delta t \quad \text{für } W_0 > W_B$$

mit:

QS_G	[mm]	Wasserabgabe aus dem Bodenspeicher durch vertikale Perkolation im Berechnungszeitschritt in den Gebietsspeicher für Basisabfluss (Grundwasser)
β	[1/d]	Vertikaler Drainageindex für den Bodenspeicher, Kalibrierungsparameter in LARSIM
Δt	[d]	Berechnungszeitschritt

3.6.3 VIER ABFLUSSKOMPONENTEN MIT ROBUSTEM SCHWELLENWERT FÜR DIE RATE DES DIREKTABFLUSSES (A2)

Insbesondere für Hochwasserberechnungen in Zeitschritten von einer Stunde oder weniger hat sich gezeigt, dass eine weitere Differenzierung des Direktabflusses in schnelle und langsame Anteile zu deutlich besseren Simulationen und Vorhersagen führen kann (LUBW 2009). Daher wurde durch die Erweiterung des Bodenspeichers und die Integration eines weiteren Gebietsspeichers die Möglichkeit geschaffen, vier Abflusskomponenten zu unterscheiden (LFU 2004). Dabei können der schnelle Direktabfluss als Oberflächenabfluss und der langsame Direktabfluss als schneller unterirdischer Abfluss (Makroporen, Pipes, gut durchlässige oberflächennahe Schichten etc.) interpretiert werden.

Für den Bodenspeicher mit vier Abflusskomponenten gilt somit folgende Bodenwasserbilanzgleichung (vgl. Formel (3.118)):

$$W_0(t+1) = W_0(t) + P(t) - E_{ai}(t) - QS_{D2}(t) - QS_D(t) - QS_I(t) - QS_G(t) \quad (3.123)$$

mit:

$QS_D(t)$ [mm]	Langsamer Direktabfluss
$QS_{D2}(t)$ [mm]	Schneller Direktabfluss

Die Aufteilung des Direktabflusses in eine schnelle und eine langsame Komponente kann dabei über vier unterschiedliche Ansätze erfolgen:

- Mit einem einfachen, robusten Schwellenwert für die Rate des Direktabflusses (A2, Abb. 3-17)
- Mit einem dynamischen Infiltrationsansatz, der auf der Füllung des gesamten Bodenspeichers basiert (Kapitel 3.6.4, Abb. 3-18)
- Mit einem Schwellenwert für die maximale Infiltration bei trockenem Boden (Kapitel 3.6.5, Abb. 3-20)
- Mit einem physikalisch basierten, dynamischen Infiltrationsansatz nach RoGeR (Steinbrich et al. 2016) (siehe Kapitel 3.6.6)

Interflow und Basisabfluss werden in allen Ansätzen wie im Bodenspeicher mit drei Abflusskomponenten berechnet (siehe Kapitel 3.6.2).

Im vorliegenden Kapitel wird der robuste Schwellenwertansatz für die Rate des Direktabflusses beschrieben. Die anderen Ansätze werden in den draufgehenden Kapiteln ausführlicher erläutert.

Einfacher Schwellenwert für die Rate des Direktabflusses:

In dem einfachen und daher sehr robusten Schwellenwertansatz wird zunächst der gesamte Direktabfluss über die Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion (BSF) ermittelt. Dieser Direktabfluss wird dann über einen Schwellenwert A2 [mm/h] in eine schnellere und eine langsamere Komponente aufgeteilt. Solange die Direktabflussintensität unterhalb des Schwellenwertes liegt, wird der gesamte Direktabfluss dem langsameren Gebietsspeicher zugeführt. Beim Überschreiten des Schwellenwerts wird jener Anteil, der über A2 liegt, dem schnelleren Gebietsspeicher zugeführt (Abb. 3-17).

Dieser robuste Ansatz hat sich insbesondere in der operationellen Hochwasservorhersage bewährt. Dabei empfiehlt es sich den Schwellenwert A2 gebietsspezifisch zu kalibrieren.

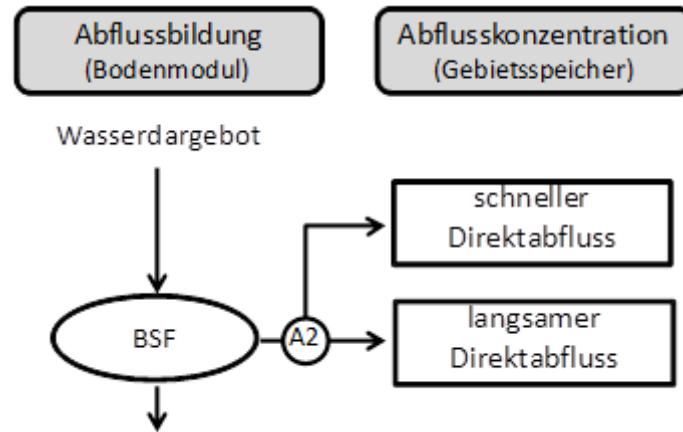


Abb. 3-17 Aufteilung des Direktabflusses im Bodenspeicher bei vier Abflusskomponenten mit dem Schwellenwertansatz.

3.6.4 VIER ABFLUSSKOMPONENTEN MIT INFILTRATION IN ABHÄNGIGKEIT DER FÜLLUNG DES GESAMTEN BODENSPEICHERS

Bei Verwendung dieses einfachen Infiltrationsmoduls zur Differenzierung des Direktabflusses wird davon ausgegangen, dass der schnelle Direktabfluss durch Oberflächenabfluss gebildet wird, während der langsame Direktabfluss schnelle unterirdische Komponenten abbildet (LFU 2004). In diesem Fall werden im ersten Schritt die Infiltration und der daraus resultierende Infiltrationsüberschuss (Horton Overlandflow) mit einem separaten Infiltrationsmodul vom Wasserdargebot abgetrennt. Nur jener Anteil des Wasserdargebots, der in den Boden infiltriert, wird dann berücksichtigt, um den langsamem Direktabfluss zu ermitteln. Zudem kann ggf. Sättigungsflächenabfluss (als weiterer Bestandteil des Oberflächenabflusses = schneller Direktabfluss) vereinfacht landnutzungsspezifisch abgeschätzt werden (Abb. 3-18).

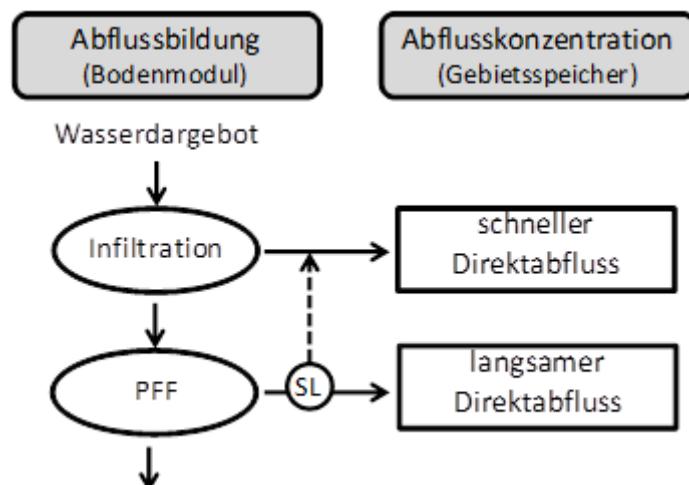


Abb. 3-18 Aufteilung des Direktabflusses im Bodenspeicher bei vier Abflusskomponenten mit Infiltrationsmodul.

Bei dem hier verwendeten Infiltrationsmodul wird die aktuelle Infiltrationskapazität für jedes Teilgebiet landnutzungsspezifisch in Analogie zum Horton'schen Infiltrationsmodell in Abhängigkeit von der aktuellen Füllung des gesamten Bodenspeichers ermittelt:

$$I = I_{\min} + (I_{\max} - I_{\min}) \cdot \exp \left(-b_{\text{inf}} \cdot \frac{W_0 - W_B}{W_m - W_B} \right) \quad (3.124)$$

mit:

I	[mm/d]	aktuelle Infiltrationskapazität
I_{\min}	[mm/d]	minimale Infiltrationskapazität
I_{\max}	[mm/d]	maximale Infiltrationskapazität (bei $W_0 = W_m$)
b_{inf}	[-]	Formparameter der Infiltrationskurve

Die Parameter I_{\min} , I_{\max} und b_{inf} können landnutzungsspezifisch vorgegeben oder zur Kalibrierung verwendet werden, wobei sich für b_{inf} ein Standardwert von 8 als empfehlenswert herausgestellt hat (LFU 2004). Aus Konsistenzgründen mit den üblichen Einheiten in LARSIM werden die Infiltrationskapazitäten in mm/d angegeben, wenngleich mm/h die gebräuchlichere Einheit ist.

Es ist zu beachten, dass im Horton'schen Infiltrationsmodell, die Infiltrationskapazität als Funktion der Zeit bei Niederschlagsüberschuss ausgedrückt wird. Dabei ergibt sich die exponentielle Abnahme und asymptotische Annäherung an einen minimalen Infiltrationswert aus empirischen Beobachtungen in Feldversuchen, deren physikalische Ursache vor allem im langsamen Vordringen der Infiltrationsfront liegt (JURY et al. 1991).

Im hier verwendeten Ansatz wird das vertikale Vordringen der Infiltrationsfront (im Gegensatz zum unten erläuterten dynamischen Infiltrationsansatz) nicht explizit berechnet. Anstelle der zeitlichen Betrachtung (im ursprünglichen Sinne des Horton-Ansatzes) bzw. einer Betrachtung der Feuchteverhältnisse nahe der Bodenoberfläche bzw. an der Infiltrationsfront wird ersatzweise die relative Füllung des gesamten Bodenspeichers herangezogen. Im Zusammenhang mit der hohen räumlichen Variabilität der oberflächennahen Bodenfeuchte, die insbesondere im Zusammenspiel mit Makroporen auftritt, stellt dies eine praktikable Vereinfachung dar.

Beim hier beschriebenen Verfahren nimmt die Infiltrationskapazität mit zunehmender Füllung des Bodenspeichers exponentiell ab. Der Verlauf der Abnahme hängt dabei vom Formparameter b_{inf} ab. Je größer b_{inf} , desto rascher nimmt die Infiltrationskapazität ab. Übersteigt die aktuelle Niederschlagsintensität die aktuelle Infiltrationskapazität, so wird der Infiltrationsüberschuss unmittelbar in den Gebietsspeicher für schnellen Direktabfluss geleitet.

Um die Auswirkungen des Infiltrationsmodells zu veranschaulichen, wurden „numerische Beregnungsversuche“ durchgeführt. Hierbei wurde vereinfachend angenommen, dass das gesamte infiltrierende Wasser in den Bodenspeicher gelangt und dortbleibt (Vernachlässigung der drei anderen Abflusspfade und der Verdunstung). Um die Ergebnisse besser zu veranschaulichen, wurde eine Rechenschrittweite von 15 Minuten gewählt.

In Abb. 3-19 sind ausgewählte Ergebnisse dargestellt. Die für die Berechnungen gewählten Bedingungen können aus der Grafik entnommen werden. Die Ergebnisse verdeutlichen, dass im vorliegenden Fall je nach Vorsättigung (Anfangsfüllung) die Infiltrationskapazität sofort oder erst im Laufe der konstanten Berechnung überschritten wird. Nach der Überschreitung fällt die Infiltrationsrate exponentiell ab.

Die Kurvenverläufe spiegeln den tatsächlich beobachteten Verlauf solcher Beregnungsversuche realitätsnah wider und bilden Veränderungen infolge von Landnutzungsänderungen realistisch ab (vgl. GERLINGER 1997; ZIMMERLING & SCHMIDT 2002, HAAG et al. 2006).

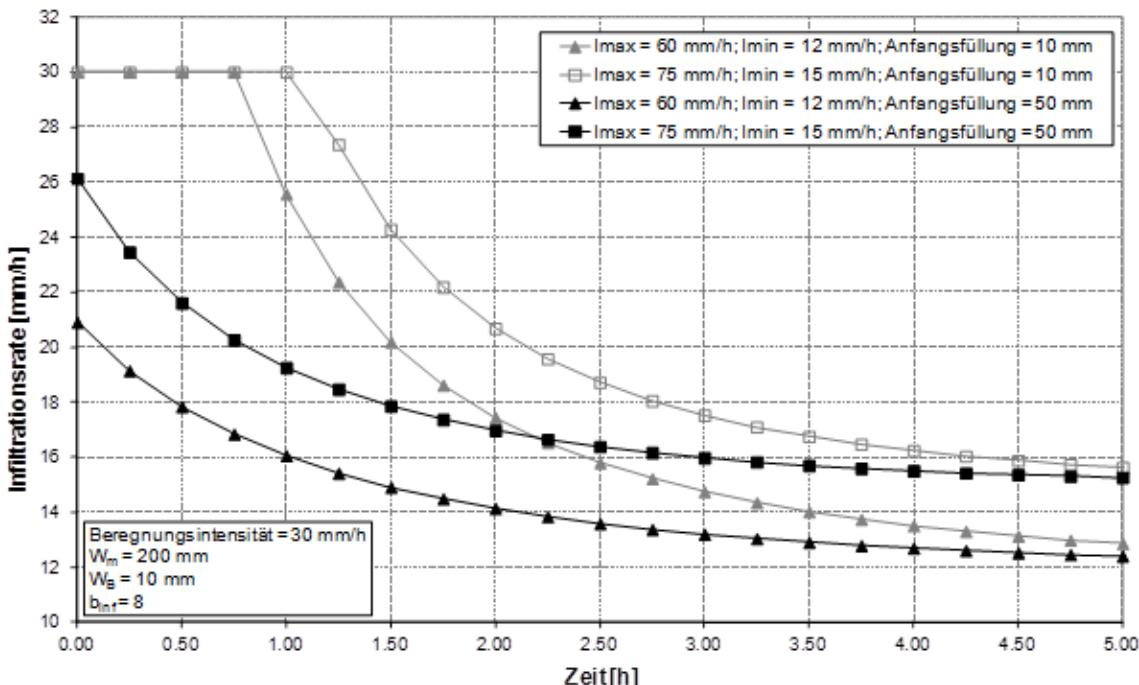


Abb. 3-19: Verlauf der Infiltration bei „numerischen Beregnungsversuchen“ mit unterschiedlichen Anfangsbedingungen und Parameterwerten.

Die Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion repräsentiert im Bodenmodell mit Infiltrationsmodul die Neigung des Bodens, mit zunehmender Sättigung einen größeren Anteil des Wasserdargebots (nach Abzug des Infiltrationsüberschusses) über schnelle Fließwege abzuführen. Dabei handelt es sich in erster Linie um schnelle unterirdische Fließwege und ggf. um Sättigungsflächen-Oberflächenabfluss. Insofern ist die Bezeichnung Bodenfeuchte-Sättigungsflächenfunktion (BSF) in diesem Ansatz irreführend. Wenngleich es sich um dieselben Berechnungsalgorithmen wie bei der BSF handelt wird daher im Zusammenhang mit dem Infiltrationsmodul der Begriff Preferential-Flow-Function (PFF) verwendet (Abb. 3-18).

Der Anteil des Abflusses, der über die PFF als schneller Abfluss ausgeschieden wird, kann nochmals anteilmäßig in Sättigungsflächen-Oberflächenabfluss und schnellen unterirdischen Abfluss (Makroporenabfluss) aufgeteilt werden. Diese Aufteilung erfolgt im vorliegenden Ansatz über einen festen landnutzungsspezifischen Sättigungsflächenfaktor SL, dem Werte zwischen 0 und 1 zugewiesen werden können (Abb. 3-18). Für die meisten Landnutzungen kann dieser Faktor auf 0 gesetzt werden. Lediglich für besondere Landnutzungen wie beispielsweise Feuchtflächen sind höhere Werte zu empfehlen (LFU 2004). Es ist also zu beachten, dass im vorliegenden Ansatz nicht A2 verwendet wird, sondern landnutzungsspezifische, zeitlich konstante Aufteilungsfaktoren (SL).

Sofern keine ausreichend detaillierten Bodeninformationen für den unten beschriebenen dynamischen Infiltrationsansatz nach RoGeR vorliegen (Kapitel 3.6.6) oder Niederschlagsdaten nicht in der nötigen zeitlichen Auflösung verfügbar sind, kann der hier beschriebene vereinfachte Horton-Infiltrationsansatz genutzt werden, um zumindest näherungsweise prozessbasierte Aussagen zu treffen.

Der Ansatz wurde beispielsweise verwendet, um die Auswirkungen veränderter Infiltrationseigenschaften (Landnutzungsänderungen) auf das Abflussgeschehen abzuschätzen (HAAG et al. 2006). Details zur Wahl geeigneter landnutzungs- und bodenspezifischer Parameterwerte und zur Anwendung der vier Abflusskomponenten mit Infiltrationsmodul können LFU (2004) und HAAG et al. (2006) entnommen werden.

Zu einer prozessnahen Nachbildung des Infiltrationsüberschusses bei sehr intensiven Niederschlägen in hoher zeitlicher Auflösung ist der vereinfachte Horton-Ansatz aber nur sehr bedingt geeignet. Bei intensiven Niederschlägen führt das Voranschreiten der Infiltrationsfront nahe der Bodenoberfläche zur sukzessiven Abnahme der Infiltrationskapazität. Daher ist es in diesem Fall häufig eine zu starke Vereinfachung, die Abnahme der Infiltrationskapazität während des Niederschlagsereignisses als Funktion der gesamten Bodenspeicherfüllung (bis 1 m Tiefe) zu betrachten. Insbesondere für zeitlich hoch aufgelöste Simulationen von Starkregen-Ereignissen auf zuvor trockene Böden ist dieser Ansatz daher weniger geeignet, um den resultierenden Infiltrationsüberschuss abzubilden. Daher können alternativ die beiden in den folgenden Kapiteln beschriebenen Ansätze verwendet werden. Sofern die zur Parametrisierung erforderlichen Daten vorliegen, ist zur Simulation von Oberflächenabfluss infolge von Starkregen der in Kapitel 3.6.6 beschriebene dynamische Ansatz zu bevorzugen.

3.6.5 VIER ABFLUSSKOMPONENTEN MIT STATISCHEM SCHWELLENWERT FÜR DIE MAXIMALE INFILTRATION BEI TROCKENEM BODEN

Horton'scher Oberflächenabfluss tritt dann auf, wenn die Niederschlagsintensität höher ist als das aktuelle Infiltrationsvermögen des Bodens (Infiltrationsüberschuss). Bei der Boden-Feuchte-Sättigungsflächen-Funktion (BSF) ist der Direktabflussanteil in erster Linie eine Funktion des Wassergehalts des Gesamtbodenspeichers. Ebenso ist das Infiltrationsvermögen bei dem in Kapitel 3.6.4 beschriebenen Infiltrationsansatz eine Funktion des Wassergehalts im gesamten Bodenspeicher. Bei geringen Wassergehalten des Gesamtbodenspeichers wird (unabhängig von der Niederschlagsintensität) daher nur ein geringer Direktabflussanteil ausgewiesen. Entsprechend besteht die Gefahr, dass bei hohen Niederschlagsintensität und relativ geringer Füllung des Gesamtbodenspeichers (trockenem Boden) zu wenig Direktabfluss ausgewiesen wird. Der Infiltrationsüberschuss kann bei trockenem Boden und hoher Niederschlagsintensität daher unterschätzt werden.

Das Infiltrationsvermögen eines Bodens hängt vor allem von Bodeneigenschaften (z. B. Textur, Makroporosität, Trockenrisse, Verschlämung, Durchwurzelung) und von der aktuellen Bodenfeuchte nahe der Bodenoberfläche ab. Bei geringer Bodenfeuchte (an der Bodenoberfläche) wird ein maximales Infiltrationsvermögen erreicht. Da die Unterschätzung des schnellen Direktabflusses (\approx Oberflächenabfluss) vor allem bei geringer Füllung des Bodenspeichers vorliegt, wurde eine Möglichkeit geschaffen, dieses (maximale) Infiltrationsvermögen bei geringer Bodenfeuchte als ergänzenden Schwellenwert in Kombination mit A2 abzubilden.

Um die Abflussreaktion bei hohen Niederschlagsintensitäten und trockenem Boden („leeres“ Gesamtbodenspeicher) modelltechnisch besser abzubilden, können landnutzungs- und bodenspezifisch maximale Infiltrationsraten vorgegeben werden. Diese werden weiter durch zeitlich konstante Angaben zur Verschlämmlungsneigung des Bodens sowie jahreszeitlich differenzierte Angaben zum tatsächlichen Verschlämmlungsgrad der Landnutzung modifiziert (Gleichungen (3.125) und (3.126)). Übersteigt das Wasserdargebot die maximale Infiltrationsrate, wird der überschüssige Anteil dem Gebietsspeicher für den schnellsten Direktabfluss zugeführt (Abb. 3-20).

$$Inf_{max} = InfM \cdot RedFak \quad (3.125)$$

mit:

Inf _{max}	[mm/h]	maximale Infiltrationsrate unter Berücksichtigung der Verschlämung
InfM	[mm/h]	maximale Infiltrationsrate ohne Verschlämung
RedFak [-]		Reduktionsfaktor bei aktueller Verschlämung

Der Reduktionsfaktor *RedFak* ergibt sich aus:

$$RedFak = (VF + (1 - VF) \cdot (1 - VG)) \quad (3.126)$$

mit:

VF	[-]	landnutzungs- und bodenspezifischer Reduktionsfaktor bei maximaler Verschlämung (Verschlämungsneigung)
VG	[-]	landnutzungs- und monatsspezifischer Verschlämungsgrad

Die dimensionslosen Parameter VF und VG können jeweils Werte zwischen 0 und 1 annehmen. Je geringer der Faktor für die Verschlämungsneigung VF und je höher der Verschlämungsgrad VG, umso geringer die maximale Infiltrationsrate. Abb. 3-21 veranschaulicht diesen Zusammenhang.

Gewöhnlich neigen nur Ackerböden zur Verschlämung, weshalb in der Regel nur für diese Angaben zur Verschlämungsneigung (VF) gemacht werden und nur für die Landnutzung Acker Werte größer 0 für den Verschlämungsgrad (VG) vorgegeben werden.

Bei Verwendung des Schwellenwerts für die maximale Infiltration bei trockenem Boden wird zunächst die aktuelle Intensität des Wasserdargebots mit *Inf_{max}* verglichen. Der Anteil, der *Inf_{max}* übersteigt, wird unmittelbar dem Gebietsspeicher für schnellen Direktabfluss zugewiesen (dies entspricht in etwa dem Horton'schen Oberflächenabfluss).

Im zweiten Schritt wird das verbleibende Wasser der BSF unterzogen. Hieraus wird zusätzlicher Direktabfluss ermittelt. Ist dieser verbleibende Direktabfluss nach der Aufteilung mittels *Inf_{max}* immer noch größer als A2, wird der überschüssige Anteil entsprechend dem einfachen Schwellenwertansatz auch dem schnellen Direktabfluss zugeführt (dies entspricht in etwa dem Sättigungsflächenabfluss) (Abb. 3-20).

Aufgrund seiner Konzeption wirkt das Verfahren nur dann, wenn Niederschlag (bzw. Wasserdargebot) mit hoher Intensität auf trockenen Boden trifft. In allen anderen Situationen hat das Verfahren keine Auswirkungen und die Aufteilung des Direktabflusses erfolgt wie oben beschrieben nur über A2.

Es ist zu beachten, dass es sich um einen statischen Ansatz handelt, der lediglich einen zeitlich konstanten Schwellenwert für trockenen Boden berücksichtigen kann. In der Realität wird die aktuelle Infiltrationsfähigkeit des Bodens zu Beginn eines Niederschlagsereignisses vor allem von der Vorfeuchte beeinflusst. Zudem verringert sich die Infiltrationskapazität im Laufe eines Niederschlagsereignisses mit dem Voranschreiten der Infiltrationsfront (z. B. JURY et al. 1991). Anstelle des statischen Ansatzes kann der Infiltrationsüberschuss infolge intensiver Niederschläge daher alternativ auch mit einem dynamischen Ansatz berechnet werden (siehe Kapitel 3.6.6). Der hier beschriebene statische Ansatz kann jedoch zielführend sein, sofern die Datengrundlage zur Parametrisierung des dynamischen Ansatzes nicht ausreicht.

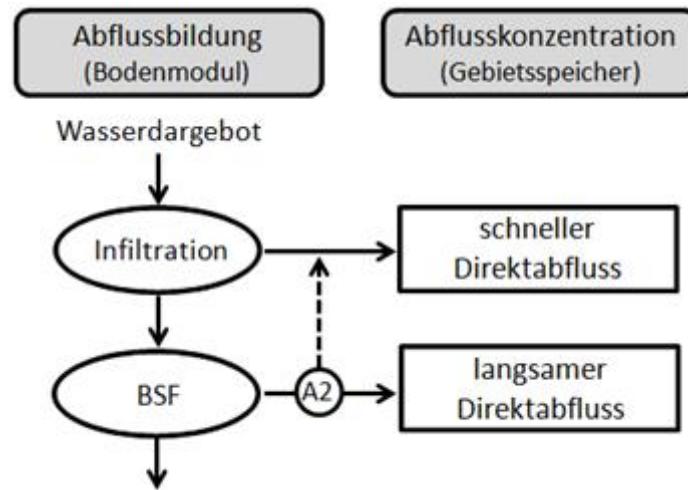


Abb. 3-20 Aufteilung des Direktabflusses im Bodenspeicher bei vier Abflusskomponenten mit dem Schwellenwert für maximale Infiltration bei trockenem Boden.

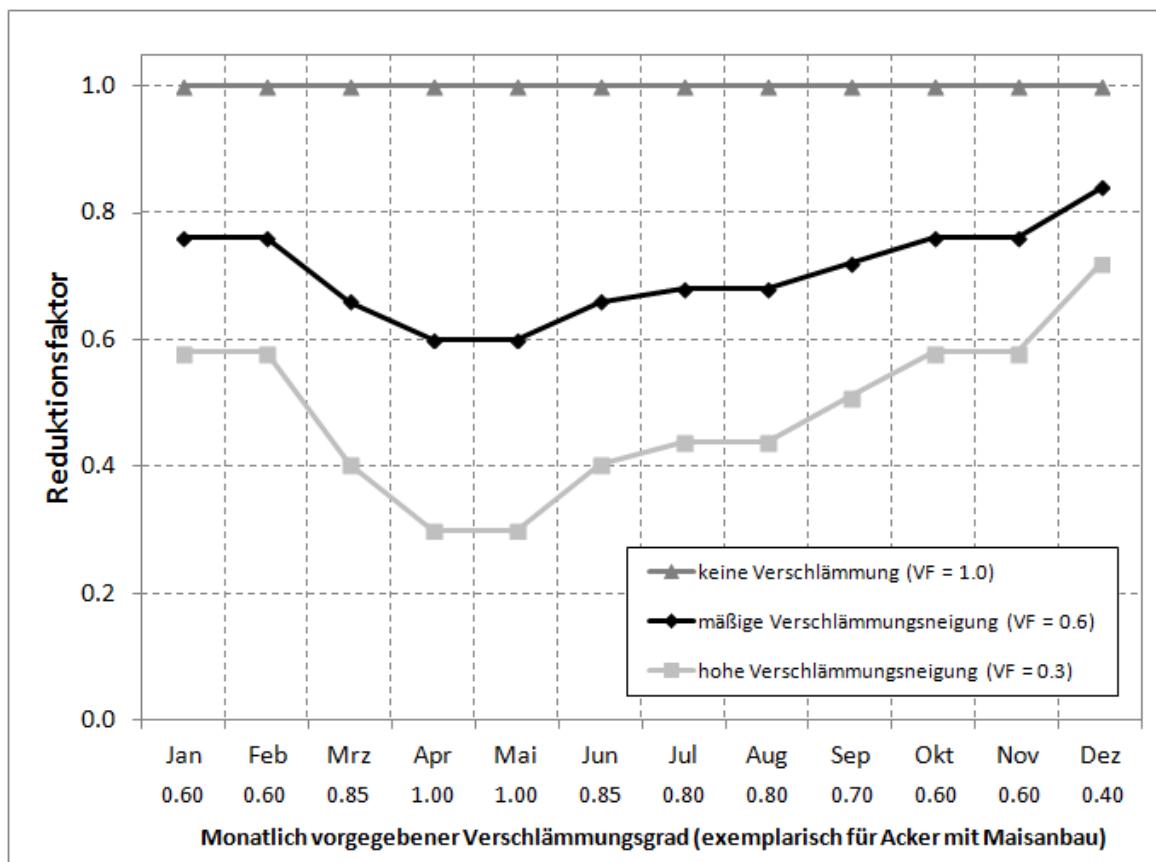


Abb. 3-21 Jahreszeitlich differenzierte Reduktion von Inf_{max} durch Kombination aus Verschlämungsneigung (VF) und jahreszeitlichem Verschlämungsgrad (VG, exemplarisch für Acker mit Maisanbau).

3.6.6 VIER ABFLUSSKOMPONENTEN MIT DYNAMISCHER INFILTRATION NACH ROGER

Wie im Kapitel 3.6.3 erläutert, ist der herkömmliche Ansatz aus LARSIM zur Ausweisung von Direktabfluss über die Bodenfeuchte-Sättigungsflächen-Funktion (BSF) nur bedingt geeignet, um einen Infiltrationsüberschuss zu simulieren. Dies kann dazu führen, dass bei Starkregen, insbesondere auf trockenen Boden, der Oberflächenabfluss unterschätzt wird.

Zur möglichst einfachen Parametrisierung wurde daher die oben beschriebene Möglichkeit geschaffen, eine landnutzungs- und bodenspezifisch maximale Infiltrationsrate zu definieren (siehe Kapitel 3.6.5). Dieser statische Ansatz hat jedoch den Nachteil, dass die maximale Infiltrationsrate zeitlich konstant ist, wohingegen sie in Wirklichkeit je nach aktuellem Zustand des Oberbodens sowie im Laufe eines Infiltrations-Ereignisses variiert. Daher wurde in LARSIM zusätzlich die Möglichkeit geschaffen, Infiltrationsüberschuss und in der Folge Horton'schen Oberflächenabfluss in Folge von Starkregen prozessnah und dynamisch zu simulieren. Dieser Ansatz wird nachfolgend erläutert.

3.6.6.1 GRUNDLAGEN UND PARAMETER DES DYNAMISCHEN INFILTRATIONSMODULS

Für eine prozessnahe Simulation von Infiltrationsüberschuss insbesondere bei Starkregen, steht in LARSIM ein dynamisches Infiltrationsmodul zur Verfügung. Dieses basiert auf dem Modell RoGeR ([Runoff Generation Research](#)), welches an der Professur für Hydrologie der Universität Freiburg entwickelt wird (Steinbrich et al. 2016, Ries et al. 2018). Das Konzept und die zugrundeliegenden Gleichungen zur Berechnung der Infiltration wurden weitgehend unverändert aus RoGeR in LARSIM übernommen.

Modellkonzept und reale Abflussprozesse

Das dynamische Infiltrationsmodul ist (wie beim statischen Ansatz) der Bodenfeuchte-Sättigungsflächen-Funktion (BSF) und dem Bodenmodul vorgeschaltet. Das Wasserdargebot trifft zunächst auf das Infiltrationsmodul, über welches der Infiltrationsüberschuss physikalisch basiert ermittelt wird und als Horton'scher Oberflächenabfluss (HOF) dem Gebietsspeicher für schnellen Direktabfluss zugewiesen wird (Abb. 3-22).

Das restliche (infiltrierende) Wasserdargebot gelangt zur BSF und dem Bodenspeicher. Die Abtrennung von Sättigungsflächen-Oberflächenabfluss (SOF) und schnellem unterirdischen Abfluss (*subsurface storm flow*, SSF) erfolgt nach wie vor (konzeptionell) über die Bodenfeuchte-Sättigungsflächen-Funktion (BSF) und den Schwellenwert A2 (vgl. Kapitel 3.6.3): Zunächst wird in Abhängigkeit der Bodenspeicherfüllung die Summe aus SOF und SSF ermittelt. Diese Summe wird dann über den Schwellenwert A2 in SSF und SOF aufgeteilt. Die Abflusskonzentration des SOF wird analog zum HOF über den Gebietsspeicher für schnellen Direktabfluss berechnet, da es sich in beiden Fällen um Oberflächenabfluss mit ähnlichen Konzentrationszeiten handelt. Die Abflusskonzentration des SSF erfolgt über den Gebietsspeicher für den langsamen Direktabfluss.

Das hier beschriebene dynamische Infiltrationsmodul hat also nur in den seltenen Fällen Einfluss auf die Simulationsergebnisse, in denen die aktuelle Niederschlagsintensität die aktuelle Infiltrationskapazität übersteigt. Für alle übrigen Zeiträume unterscheiden sich die Simulationsergebnisse nicht von dem in Kapitel 3.6.3 beschriebenen Ansatz.

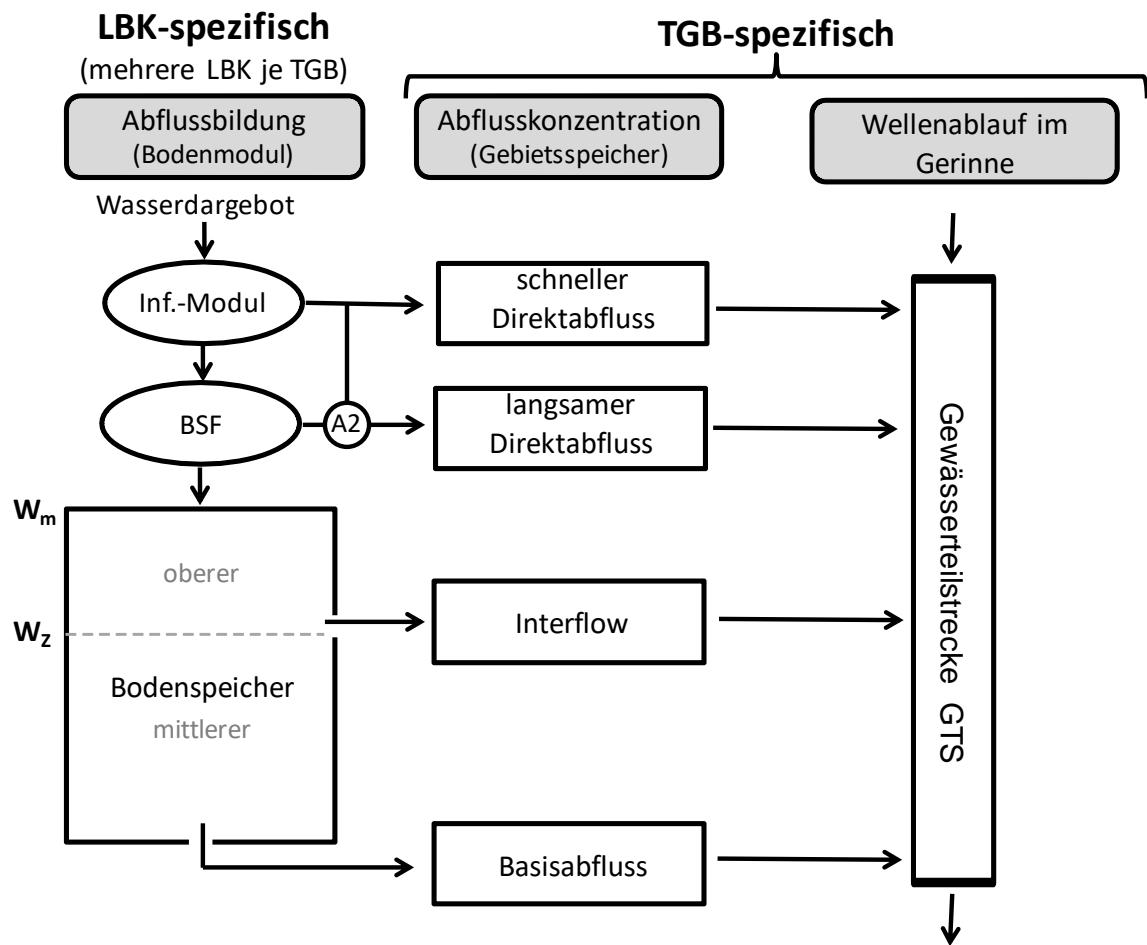


Abb. 3-22 Schematische Funktionsweise von Abflussbildung, Abflusskonzentration und Wellenablauf im LARSIM-WHM unter Berücksichtigung des dynamischen Infiltrationsmoduls (Inf.-Modul)

Grundlegende Modellvorstellung des dynamischen Infiltrationsmoduls

Die Berechnung der dynamischen Infiltration nach RoGeR erfolgt über die drei Teilprozesse:

- Matrix-Infiltration
- Makroporen-Infiltration
- Trockenriss-Infiltration

Zunächst wird die Infiltration über die Bodenmatrix berechnet. Sofern nicht das gesamte Wasserdargebot eines Zeitschritts über die Bodenmatrix infiltrieren kann, gelangt ein Teil des Überschusses in die Makroporen und kann von dort aus in den Boden infiltrieren. Der nach der Infiltration über Matrix und Makroporen verbleibende Oberflächenabfluss infiltriert gegebenenfalls in Trockenrisse, die jedoch nur in trockenen, tonhaltigen Böden vorhanden sind. Sofern nach Berücksichtigung der Trockenriss-Infiltration noch immer nicht das gesamte Wasserdargebot infiltrieren konnte, resultiert ein Infiltrationsüberschuss und in der Folge Horton'scher Oberflächenabfluss (HOF).

Zusätzlich kann die Wirkung der Verschlämung (auf Ackerflächen) in stark vereinfachter Weise analog zum statischen Schwellenwert berücksichtigt werden (Kapitel 3.6.5).

Parameter für die Berechnung der dynamischen Infiltration

Die Berechnung der drei betrachteten Infiltrationsprozesse ist in Kapitel 3.6.6.3 genauer beschrieben. Grundsätzlich beruhen die Berechnungen auf der physikalisch basierten Näherung der realen Infiltrationsprozesse von Green & Ampt (1911), wobei auch Makroporen und Trockenrisse zu berücksichtigen sind. Daher müssen für die Berechnung der dynamischen Infiltration in den LARSIM-Gebietsdaten zusätzlich die in Tab. 3-8 aufgeführten landnutzungs-boden-spezifischen Parameter vorgegeben werden.

Tab. 3-8: Für das dynamische Infiltrationsmodul zusätzlich erforderliche landnutzungs-boden-spezifische Parameter in den Gebietsdaten

Parameter	Einheit	Beschreibung
ks	[mm/h]	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Oberbodens. Parameter des Green-Ampt-Ansatzes.
nFK _{Vol}	[%]	nfK des Oberbodens als Volumen-Prozent. Zur dynamischen Ermittlung der effektiven Porosität P_{eff} als Parameter des Green-Ampt-Ansatzes
LK _{Vol}	[%]	LK des Oberbodens als Volumen-Prozent. Zur dynamischen Ermittlung der effektiven Porosität P_{eff} als Parameter des Green-Ampt-Ansatzes
wsf	[mm]	Saugspannung an der Sättigungsfront. Parameter des Green-Ampt-Ansatzes, i.d.R. als Funktion der Textur
MP _{dichte}	[]	Anzahl vertikaler Makroporen je m^2 zur Ermittlung des Flächenanteils, der in Makroporen entwässert (MP _{ant} , Gleichung (3.127)), zur Berechnung der Infiltration über Makroporen
MP _{laenge}	[mm]	Durchschnittliche Länge (Tiefe) der vertikalen Makroporen zur Berechnung der Infiltration über Makroporen
TR _{tiefe_max}	[mm]	Maximale Tiefe der Trockenrisse bei Wassergehalten kleiner / gleich der Schrumpfungsgrenze zur Berechnung der Infiltration über Trockenrisse
AusrGr100	[% nFK]	Wassergehalt bei der Ausrollgrenze als Prozent der nFK. Parameter zur dynamischen Berechnung der aktuellen Trockenrisstiefe als Funktion der Bodenfeuchte
SchrGr100	[% nFK]	Wassergehalt bei der Schrumpfungsgrenze als Prozent der nFK. Parameter zur dynamischen Berechnung der aktuellen Trockenrisstiefe als Funktion der Bodenfeuchte

Die erforderlichen Parameter können häufig aus vorliegenden Bodenkarten unter Einbeziehung der Landnutzung abgeleitet werden oder mithilfe von Pedo-Transfer-Funktionen auf der Grundlage vorhandener Bodendaten abgeschätzt werden. Weitergehende Informationen zur konkreten Parametrisierung des dynamischen Infiltrationsmoduls finden sich in LUBW (2018) und STEINBRICH et al. (2016).

Die aufgeführten Parameter werden entweder direkt zur Berechnung der Infiltrationsprozesse (Kapitel 3.6.6.3) oder zur Ermittlung der jeweils ereignisspezifischen Anfangsbedingungen verwendet (3.6.6.2).

Die Makroporendichte MP_{dichte} wird zusätzlich verwendet, um den Flächenanteil zu berechnen, der in Makroporen entwässern kann. Dieser Flächenanteil MP_{ant} wird ebenfalls als Parameter zur Berechnung des Infiltrationsmoduls benötigt (Kapitel 3.6.6.3). Im Modell Ro-GeR wird der Zusammenhang zwischen Makroporendichte und Flächenanteil auf der Basis expliziter Punktpaare aus WEILER (2001: S. 76, Fig. 6.7) abgebildet, wobei für Makroporendichten zwischen diesen Punkten eine lineare Interpolation herangezogen wird. Um eine effizientere Berechnung zu ermöglichen, wurde in LUBW (2018) eine Extremwertverteilung nach Weibull an die Wertepaare aus WEILER (2001) angepasst (Abb. 3-23), die in LARSIM zur Ermittlung von MP_{ant} als Funktion der Makroporendichte verwendet wird:

$$MP_{ant} = 1 - \exp\left(-\frac{MP_{dichte}}{82}\right)^{0.887} \quad (3.127)$$

mit:

MP_{dichte} []	Anzahl der Makroporen je Quadratmeter
MP_{ant} []	Flächenanteil, der in die Makroporen entwässern kann

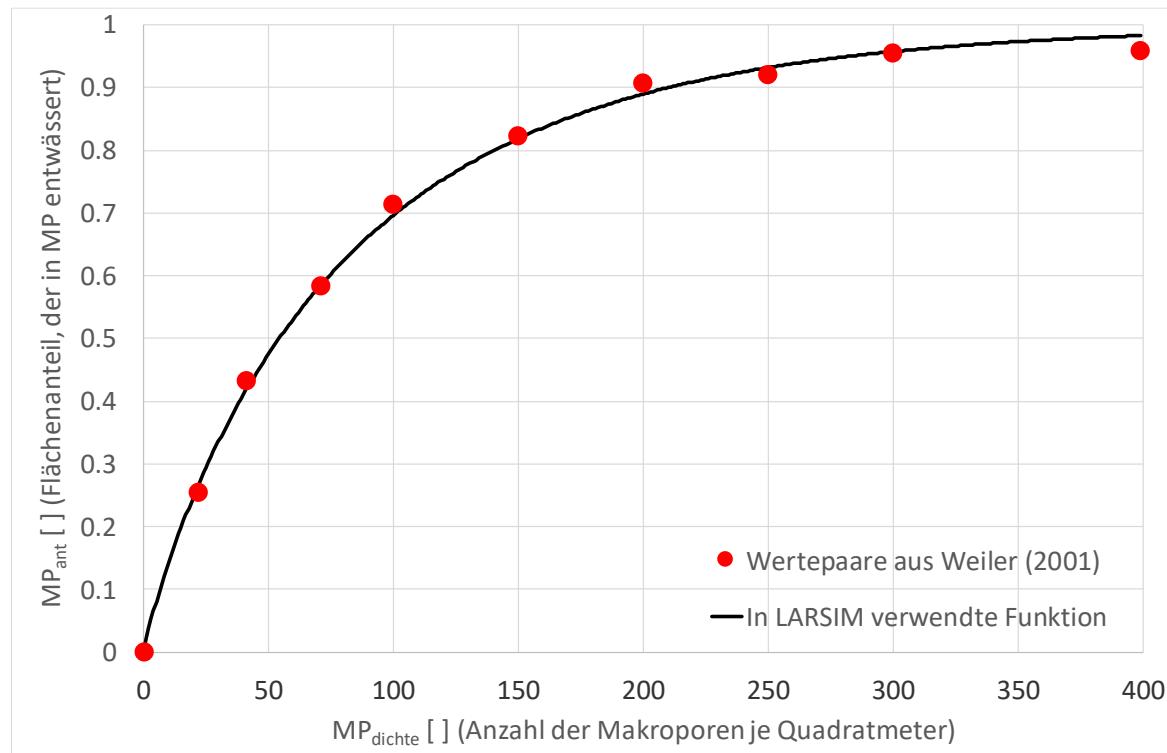


Abb. 3-23: Zusammenhang zwischen Makroporendichte (MP_{dichte}) und dem Flächenanteil, der in Makroporen entwässern kann (MP_{ant})

3.6.6.2 ANFANGSBEDINGUNGEN UND INTERAKTIONEN MIT DEM BODENSPEICHER

Generell bildet das Infiltrationsmodul den ereignisbasierten Prozess der Infiltration ab, der vor allem nahe der Bodenoberfläche relativ rasch auf einer Zeitskala von Minuten bis Stunden abläuft. Das Bodenmodul bildet hingegen die Füllung und Entleerung des gesamten Bodenwasserspeichers bis ca. 1 Meter Tiefe ab, was überwiegend auf einer größeren Zeitskala von Tagen abläuft. Um die jeweiligen Interaktionen zwischen Infiltrationsmodul und Bodenspeicher definieren zu können, werden daher getrennte Infiltrations-Ereignisse betrachtet, die durch einen Beginn und ein Ende definiert sind. Die Berechnung des Infiltrationsmoduls erfolgt jeweils nur innerhalb eines begrenzten Ereignisses (mit definiertem Beginn und Ende). Dadurch wird vermieden, dass die aufwändigeren Rechenoperationen der dynamischen Infiltration laufend durchgeführt werden müssen.

Beginn eines Infiltrationsereignisses

Ein Ereignis beginnt dann, wenn im Teilgebiet ein definierter Niederschlags-Intensitäts-Schwellenwert (genauer Wasserdargebots-Intensität) überschritten wird. Dieser Schwellenwert wird in LARSIM als Einzelparame ter festgelegt. Dabei ist zu beachten, dass ein Ereignis zunächst mit niedrigen Intensitäten beginnen kann, die sich später steigern. In diesem Fall sollten die Niederschläge geringer Intensität zu Beginn des Ereignisses soweit möglich miterfasst werden, da sie bereits die Bodenmatrix auffüllen. Daher sollte der Schwellenwert nicht zu hoch angesetzt werden. Umgekehrt wird bei einem zu geringen Schwellenwert das Infiltrationsmodul häufig unnötigerweise berechnet.

Beginnt ein neues Infiltrations-Ereignis, d. h. man befindet sich noch nicht innerhalb eines Ereignisses und der oben definierte Schwellenwert wird im TGB überschritten, dann werden folgende Anfangsbedingungen des Infiltrationsmoduls für dieses Ereignis aus dem Bodenspeicher abgeleitet:

- Aktuelle effektive Porosität P_{eff} (für Matrix-, Makroporen- und Trockenriss-Infiltration)
- Aktuelle tatsächliche Tiefe der Trockenrisse (TR_{tief} zum Ereignisbeginn)

Ermittlung der effektiven Porosität P_{eff} zum Ereignisbeginn

Die bei einem Ereignis vorliegende effektive Porosität ist ein maßgeblicher Parameter für die Berechnung der Infiltration mit dem Green-Ampt-Ansatz. In den Gebietsdaten wird die potentiell maximal mögliche effektive Porosität durch die Summe der volumetrischen nFK und LK des Oberbodens angegeben (Tab. 3-8). Die tatsächlich zu Beginn eines Ereignisses vorliegende effektive Porosität wird jedoch durch den aktuellen Wassergehalt des Bodens reduziert.

Die tatsächliche effektive Porosität zu Beginn eines Ereignisses kann mithilfe des Wassergehalts im LARSIM-Bodenspeicher abgeleitet werden. Für diesen Bodenspeicher werden i. d. R. die Absolutwerte von nFK ($=W_z$) und LK ($=W_m-W_z$) bis 1 m Bodentiefe in [mm] verwendet. Diese lassen sich nicht ohne Weiteres in die für das Infiltrationsmodul notwendigen Angaben von nFK und LK des Oberbodens in Volumenanteilen [] überführen. Aus diesem Grund erfolgt die Ermittlung der tatsächlichen, aktuellen effektiven Porosität auf Basis der relativen Füllung des LARSIM-Bodenspeichers.

Weiterhin wird analog zum Vorgehen in RoGeR davon ausgegangen, dass die effektive Porosität nicht kleiner als die für den Infiltrationsprozess definierte volumetrische Luftkapazität des Oberbodens sein kann.

Wenn die Bodenspeicherfüllung zu Beginn eines Ereignisses größer als die nutzbare Feldkapazität ($=W_z$) ist (auch die LK bzw. weite Grobporen teilweise gefüllt sind), wird als effektive Porosität trotzdem LK_{Vol} angesetzt. Dies ist notwendig und sinnvoll, da die Grobporen nahe der Bodenoberfläche schnell drainieren und eine Füllung dieser vor Ereignisbeginn unwahrscheinlich ist. Sofern die Grobporen auch nahe der Bodenoberfläche tatsächlich gefüllt sind, so ist das Bodenprofil nahe der Sättigung. Der hieraus resultierende Sättigungsflächenabfluss (SOF) wird mit LARSIM dann ohnehin über BSF und A2 abgebildet.

Die effektive Porosität zu Beginn eines Ereignisses wird daher wie folgt bestimmt:

$$P_{eff} = \frac{LK_{Vol}}{100} \quad \text{für } W \geq W_z$$

bzw.

$$P_{eff} = \frac{LK_{Vol}}{100} + \frac{nFK_{Vol}}{100} \cdot \frac{W}{W_z} \quad (3.128)$$

mit:

P_{eff}	[]	effektives Porenvolumen zu Beginn des Infiltrationsereignisses
LK_{Vol}	[%]	nutzbare Feldkapazität des Oberbodens als Volumen-Prozent (siehe Tab. 3-8)
nFK_{Vol}	[%]	Luftkapazität des Oberbodens als Volumen-Prozent (siehe Tab. 3-8)
W	[mm]	aktuelle Füllung des LARSIM-Bodenspeichers
W_z	[mm]	Volumen des mittleren LARSIM-Bodenspeichers (entspricht bei erweiterten Bodenparametern der nFK)

Während eines Infiltrations-Ereignisses bleibt die so zum Ereignisbeginn festgelegte effektive Porosität analog zum Vorgehen in RoGeR konstant. Dies entspricht den realen Bedingungen, da die ereignisspezifische Infiltrationsfront wesentlich rascher voranschreitet, als die Umverteilung im Bodenkörper stattfindet.

Ermittlung der aktuellen Trockenrisstiefe TR_{tief} zum Ereignisbeginn

In den Gebietsdaten liegen Angaben zur maximalen Tiefe der Trockenrisse TR_{tief_max} bei trockenem Boden (Bodenfeuchte \leq Schrumpfungsgrenze) vor (Tab. 3-8). Die tatsächliche aktuelle Tiefe der Trockenrisse hängt jedoch vom Quellen und Schrumpfen der Tonminerale und somit von der aktuellen Bodenfeuchte ab.

Wenn die aktuelle Bodenfeuchte größer/gleich der Bodenfeuchte bei der Ausrollgrenze (AusrGr100) ist, liegen keine Trockenrisse vor. Ist die aktuelle Bodenfeuchte kleiner/gleich der Bodenfeuchte bei der Schrumpfungsgrenze (SchrGr100), haben die Trockenrisse ihre maximale Tiefe. Liegt die aktuelle Bodenfeuchte zwischen den beiden Grenzwerten wird die Trockenrisstiefe wie in RoGeR linear interpoliert.

Wie bereits für die effektive Porosität erläutert, wird für die Ermittlung der tatsächlichen, aktuellen Trockenrisstiefe auf Basis des LARSIM-Bodenmoduls mit relativen Werten gearbeitet. Die aktuelle tatsächliche Tiefe der Trockenrisse zu Beginn eines Ereignisses wird daher wie folgt bestimmt:

$$TR_{tief} = 0 \quad \text{für} \quad \frac{W}{W_z} \cdot 100 \geq AusrGr100$$

bzw.

$$TR_{tief} = TR_{tief_max} \quad \text{für} \quad \frac{W}{W_z} \cdot 100 \leq SchrGr100 \quad (3.129)$$

bzw.

$$TR_{tief} = TR_{tief_max} \cdot \left[1 - \frac{\frac{W}{W_z} \cdot 100 - SchrGr100}{AusrGr100 - SchrGr100} \right]$$

mit:

TR _{tief}	[mm]	Infiltrationswirksame Tiefe der Trockenrisse (hier: zu Beginn des Infiltrationsereignisses)
TR _{tief_max}	[mm]	Maximale Tiefe der Trockenrisse bei Bodenfeuchte \leq SchrGr100 (siehe Tab. 3-8)
AusrGr100	[% nFK]	Wassergehalt bei der Ausrollgrenze ausgedrückt als Prozentanteil an der nFK (siehe Tab. 3-8)
SchrGr100	[% nFK]	Wassergehalt bei der Schrumpfungsgrenze ausgedrückt als Prozentanteil an der nFK (siehe Tab. 3-8)

Die tatsächliche aktuelle Tiefe der Trockenrisse bleibt während des Ereignisses konstant. Die tatsächlich infiltrationswirksame Tiefe wird während des Ereignisses jedoch durch die von oben her vorandringende Matrix-Infiltrationsfront verkürzt (Kapitel 3.6.3.).

Interaktionen zwischen Infiltrationsmodul und Bodenspeicher

Während eines Infiltrations-Ereignisses bleiben die zu dessen Beginn auf Basis des Bodenspeichers festgelegte effektive Porosität und Trockenrisstiefe konstant. Es gibt während des Ereignisses also analog zum Modell RoGeR keine Rückkopplung vom Bodenspeicher zum Infiltrationsmodul. Dies entspricht weitgehend den realen Bedingungen, da der Infiltrationsprozess rascher abläuft als die Umverteilung des Wassers im Boden bzw. das Schrumpfen und Quellen der Tonminerale. Änderungen der effektiven Porosität und der aktuellen Trockenrisstiefe werden nach dem Ende des aktuellen Ereignisses, zum Beginn eines neuen Infiltrations-Ereignisses vorgenommen.

Im Gegensatz hierzu wird während eines Infiltrations-Ereignisses der Bodenspeicher durch das infiltrierte Wasser kontinuierlich aufgefüllt. Somit wirkt sich das infiltrierte Wasser auf alle Prozesse aus, die als Funktion der Bodenspeicherfüllung berechnet werden (BSF, Abgabe an den Interflow- und den Basisabflussspeicher, ggf. Verdunstung). Dadurch ist sichergestellt, dass die Wirkung zunehmender Bodenfeuchte und ggf. Sättigung auf die Bildung von SSF und SOF konzeptionell korrekt berücksichtigt wird.

Ende eines Infiltrationsereignisses

Das Ende eines Infiltrationsereignisses ist dann erreicht, wenn während eines definierten Zeitraums ein definierter Niederschlags-Intensitäts-Schwellenwert (genauer Wasserdargebots-Intensität) dauerhaft unterschritten wird. Sowohl die erforderliche Zeitdauer, als auch der zu unterschreitende Schwellenwert, werden als Einzelparameter vorgegeben.

Mit dem Ende eines Infiltrations-Ereignisses erfolgt ein „Zurücksetzen“ des Infiltrationsmoduls. Die Infiltrationsfronten werden aufgelöst und es erfolgt bis zum Beginn des nächsten Ereignisses keine Berechnung des Infiltrationsmoduls. Beim Beginn des nächsten Ereignisses werden die effektive Porosität und die aktuelle Tiefe der Trockenrisse dann anhand des Bodenspeichers wieder neu ermittelt. Darauf folgt die Berechnung eines neuen Ereignisses.

3.6.6.3 BERECHNUNG DER INFILTRATIONSPROZESSE UND DES HOF

Wie oben erläutert, werden die Infiltration über die Bodenmatrix, über Makroporen und über Trockenrisse während eines Ereignisses dynamisch berechnet, um den resultierenden Infiltrationsüberschuss zu ermitteln. Für die Berechnung der Infiltrationsprozesse werden die im Kapitel 3.6.6.1 aufgeführten Gebietsparameter und die gemäß Kapitel 3.6.6.2 berechneten Anfangsbedingungen verwendet. Nachfolgend wird erläutert, wie die ereignisspezifische Berechnung der drei Infiltrationsprozesse auf dieser Grundlage erfolgt und daraus der Horton'sche Oberflächenabfluss ermittelt wird.

Matrix-Infiltration

Die Infiltration über die Bodenmatrix wird über den Ansatz von GREEN & AMPT (1911) unter Berücksichtigung variabler Niederschlagsintensitäten nach PESCHKE (1985) abgebildet. Die physikalisch basierte Green-Ampt-Approximation geht von einer gleichförmigen Sättigungsfront aus, an welcher eine Saugspannung wirkt. Die Infiltrationsrate der Bodenmatrix hängt neben dieser Saugspannung an der Sättigungsfront (wsf) von der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens (k_s), dem effektiven Porenvolumen ($P_{eff} = \text{freie nFK} + LK$) und der Niederschlagsintensität ab (Abb. 3-24). Die effektive Porosität wird dabei zu Beginn des Ereignisses aus der Füllung des Bodenspeichers abgeleitet (Kapitel 3.6.6.2, Gleichung (3.128)).

Solange noch keine Sättigung der Bodenmatrix erreicht ist, wird für jeden Zeitschritt zunächst geprüft, ob in diesem Zeitschritt die Sättigung eintritt. Ist dies nicht der Fall, dann infiltriert das gesamte Wasserdargebot über die Bodenmatrix und es wird kein potentieller (Horton'scher) Oberflächenabfluss vom Infiltrationsmodul ausgewiesen.

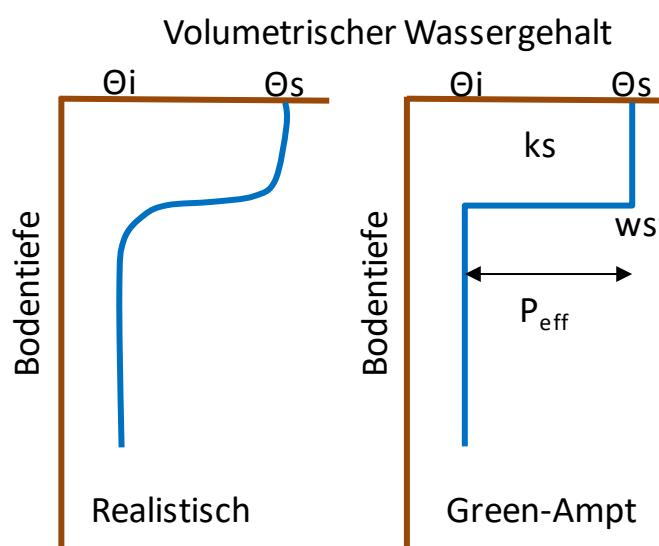


Abb. 3-24: Schematischer Vergleich zwischen dem realen Voranschreiten einer Infiltrationsfront in der Bodenmatrix und der Green-Ampt-Approximation.

Tritt innerhalb eines Zeitschritts Sättigung der Bodenmatrix ein, wird zunächst der Zeitpunkt der Sättigung wie folgt berechnet (PESCHKE 1985):

$$ts = t_{mrx} - ta + \frac{ks \cdot wsf \cdot P_{eff}}{NI \cdot (NI - ks)} - \frac{ta}{NI} \cdot (NI_{sum} - NI) \quad (3.130)$$

mit:

ts	[h]	Sättigungszeit innerhalb des Intervalls
t_{mrx}	[h]	Zeit seit Beginn des Infiltrations-Ereignisses
ta	[h]	Rechenschrittweite
ks	[mm/h]	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit
wsf	[mm]	Saugspannung an der Sättigungsfront
P_{eff}	[]	Effektives Porenvolumen zu Beginn des Infiltrationsereignisses
NI	[mm/h]	Wasserdargebot im aktuellen Zeitschritt
NI_{sum}	[mm/h]	Summe des Wasserdargebots seit Beginn des Infiltrations-Ereignisses

Die Infiltrationsmenge zum Sättigungszeitpunkt entspricht dann (Peschke 1985):

$$fs = \frac{wsf \cdot P_{eff} \cdot ks}{NI - ks} \quad (3.131)$$

mit:

fs	[mm]	Infiltrationsmenge zum Sättigungszeitpunkt ts
----	------	---

Zur Berechnung der tatsächlichen Matrix-Infiltration wird zunächst die potentielle Matrix-Infiltration im aktuellen Zeitschritt ermittelt:

$$f_{pot} = f_{potkum} - f_{potkum_vor} \quad (3.132)$$

mit:

f_{pot}	[mm]	potentielle Matrix-Infiltration im aktuellen Zeitschritt
f_{potkum}	[mm]	kumulative potentielle Matrix-Infiltration im aktuellen Zeitschritt
f_{potkum_vor}	[mm]	kumulative potentielle Matrix-Infiltration des vorangegangenen Zeitschritts

Entscheidend ist hier die kumulative potentielle Matrix-Infiltration im aktuellen Zeitschritt (f_{potkum}). Sofern noch keine Sättigung der Matrix stattgefunden hat, entspricht diese der Summe des Wasserdargebots in Millimetern seit Beginn des Infiltrations-Ereignisses.

Falls Sättigung der Matrix vorliegt, gilt (PESCHKE 1985):

$$f_{potkum} = \frac{A}{2} + \left(\frac{A^2}{4} + A \cdot B + fs^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.133)$$

$$A = ks \cdot (t_{mrx} - ts) \quad (3.134)$$

$$B = wsf \cdot P_{eff} \cdot 2 + fs \quad (3.135)$$

Die tatsächliche Matrix-Infiltration entspricht dann dem kleineren Wert von f_{pot} und dem Wasserdargebot im aktuellen Zeitschritt:

$$Inf_{matrix} = \text{Minimum}(N, f_{pot}) \quad (3.136)$$

mit:

Inf_{matrix}	[mm]	tatsächliche Matrix-Infiltration im aktuellen Zeitschritt
N	[mm]	Wasserdargebot im aktuellen Zeitschritt

Die kumulative tatsächliche Infiltration (f_{kum}) ergibt sich folglich aus der Summe aller Inf_{matrix} der bisherigen Zeitschritte im aktuellen Ereignis einschließlich des aktuellen Zeitschritts. Hieraus wird das vertikale Vordringen der Sättigungsfront wie folgt berechnet:

$$SFT = \frac{f_{kum}}{P_{eff}} \quad (3.137)$$

mit:

SFT	[mm]	Tiefe der Sättigungsfront im aktuellen Zeitschritt nach Matrix-Infiltration
f_{kum}	[mm]	kumulative tatsächliche Matrix-Infiltration

Makroporen-Infiltration

Der verbleibende Anteil des Niederschlags bzw. Wasserdargebots, der nicht über die Bodenmatrix infiltriert, steht zunächst als potentieller Horton'scher Oberflächenabfluss (HOF) zur Verfügung. In Abhängigkeit der Makroporen-Dichte erreicht ein Teil des HOF die Makroporen (siehe Gleichung (3.127)). Von dort erfolgt eine horizontale Infiltration in die Bodenmatrix, welche ebenfalls mithilfe des Green-Ampt-Ansatzes für eine radiale Sättigungsfront berechnet wird (BEVEN & CLARK 1986). Während des Ereignisses verkürzt die von der Bodenoberfläche vertikal fortschreitende Sättigungsfront der Matrix-Infiltration die infiltrationswirksame Länge der Makroporen.

Für die Berechnung der Makroporen-Infiltration erfolgt analog zu RoGeR programmintern eine Aufteilung in Teilzeitschritte. Bei Berechnungsintervallen von einer Stunde oder kürzer wird ein Zeitintervall in fünf Teilzeitschritte untergliedert. Die Makroporen-Infiltration wird nacheinander für jeden Teilzeitschritt berechnet und summiert.

Dabei wird zunächst die Entfernung der Sättigungsfront vom Rand der Makroporen berechnet (MP_{SFT}) und damit die potentielle Makroporen-Infiltration ermittelt:

$$MP_{infpot} = Pi \cdot MP_{laenge} \cdot P_{eff} \cdot MP_{dichte} \cdot \frac{MP_{SFT}^2 - MP_{SFTvor}^2}{1000000} \quad (3.138)$$

mit:

MP_{infpot} [mm]	potentielle Makroporen-Infiltration eines Teilzeitschritts
Pi []	Kreiszahl Pi
MP_{laenge} [mm]	infiltrationswirksame Länge der Makroporen im Teilzeitschritt
MP_{dichte} []	Anzahl Makroporen pro m^2
MP_{SFT} [mm]	Distanz der Sättigungsfront vom Porenrand im aktuellen Teilzeitschritt
MP_{SFTvor} [mm]	Distanz der Sättigungsfront vom Porenrand zum Ende des vorangegangenen Teilzeitschritts

Die tatsächliche Makroporen-Infiltration für einen Teilzeitschritt ergibt sich dann aus dem kleineren Wert der potentiellen Makroporen-Infiltration (MP_{infpot}) und der zur Verfügung stehenden Wassermenge:

$$MP_{inf} = \text{Minimum}(HOF_{MPant}, MP_{infpot}) \quad (3.139)$$

$$HOF_{MPant} = HOF \cdot \frac{MP_{ant}}{n_{intern}} \quad (3.140)$$

mit:

MP_{inf} [mm]	tatsächliche Makroporen-Infiltration
HOF_{MPant} [mm]	Für einen Teilzeitschritt der Makroporen-Infiltration zur Verfügung stehender Anteil des HOF nach Matrix-Infiltration
HOF [mm]	hier: Horton'scher Oberflächenabfluss nach Matrix-Infiltration
MP_{ant} []	Flächenanteil, der bei gegebener Makroporendichte (MP_{dichte}) in die Makroporen entwässern kann (Gleichung (3.130))
n_{intern} []	Anzahl interner Rechenschritte für Makroporen- und Trockenriss-Infiltration

Mithilfe der tatsächlichen Makroporen-Infiltration eines Teilzeitschritts (MP_{inf}) wird für den zugehörigen Teilzeitschritt der Zuwachs der gesättigten Fläche um die Makroporen ermittelt. Anschließend wird in Abhängigkeit des tatsächlich infiltrierten Wassers die neue Distanz der Sättigungsfront vom Rand der Makroporen berechnet, welche in Gleichung (3.138) im nächsten Teilzeitschritt Eingang findet (MP_{SFTvor}).

Trockenriss-Infiltration

In Abhängigkeit vom Tongehalt und der aktuellen Bodenfeuchte kann der Boden über Trockenrisse verfügen. Die tatsächliche aktuelle Trockenrisstiefe wird zu Beginn eines Ereignisses aus der Füllung des Bodenspeichers ermittelt (Kapitel 3.6.6.2; Gleichung (3.129)). Liegen Trockenrisse vor und ist nach Berücksichtigung von Matrix- und Makroporen-Infiltration noch potentiell Horton'scher Oberflächenabfluss (HOF) vorhanden, so kann dieser über die Trockenrisse infiltrieren. Dabei wird eine horizontale Infiltration in die Bodenmatrix über beide Seiten der Trockenrisse mittels Green-Ampt-Ansatz berechnet. Analog zu den Makroporen verkürzt auch hier die von der Bodenoberfläche fortschreitende Sättigungsfront die infiltrationswirksame Tiefe der Trockenrisse.

Ebenso erfolgt auch die Trockenriss-Infiltration programmintern in Teilzeitschritten. Dabei wird für Berechnungsintervalle von einer Stunde oder kürzer ein Zeitintervall in jeweils fünf Teilzeitschritte untergliedert. Die Trockenriss-Infiltration wird nacheinander für jeden Teilzeitschritt berechnet und summiert.

Zunächst wird die Entfernung der Sättigungsfront vom Rand der Trockenrisse berechnet (TR_{SFT}) und damit die potentielle Trockenriss-Infiltration ermittelt:

$$TR_{infpot} = \left(TR_{tief} \cdot P_{eff} \cdot TR_{laenge_{qm}} \right) \cdot (TR_{SFT} - TR_{SFTvor}) \cdot \frac{2}{1000000} \quad (3.141)$$

mit:

TR_{infpot}	[mm]	potentielle Trockenriss-Infiltration eines Teilzeitschritts
TR_{tief}	[mm]	infiltrationswirksame Tiefe der Trockenrisse im Teilzeitschritt
$TR_{laenge_{qm}}$	[mm/m ²]	Länge der Trockenrisse pro Quadratmeter (= 10000)
TR_{SFT}	[mm]	Distanz der Sättigungsfront vom Trockenrissrand im aktuellen Teilzeitschritt
TR_{SFTvor}	[mm]	Distanz der Sättigungsfront vom Trockenrissrand zum Ende des vorangegangenen Teilzeitschritts

Die tatsächliche Trockenriss-Infiltration für einen Teilzeitschritt ergibt sich dann aus dem kleineren Wert der potentiellen Trockenriss-Infiltration (TR_{infpot}) und der zur Verfügung stehenden Wassermenge:

$$TR_{inf} = \text{Minimum}(HOF, TR_{infpot}) \quad (3.142)$$

mit:

TR_{inf}	[mm]	tatsächliche Trockenriss-Infiltration
HOF	[mm]	hier: Horton'scher Oberflächenabfluss nach Matrix- und Makroporen-Infiltration

Analog zu den Makroporen kann mithilfe der tatsächlichen Trockenriss-Infiltration eines Teilzeitschritts (TR_{inf}) für den zugehörigen Teilzeitschritt der Zuwachs der gesättigten Fläche um die Trockenrisse ermittelt werden. Anschließend wird in Abhängigkeit des tatsächlich infiltrierten Wassers die neue Distanz der Sättigungsfront vom Rand der Trockenrisse berechnet, welche in Gleichung (3.141) im nächsten Teilzeitschritt Eingang findet ($TR_{SFT-
vor}$).

Gesamtinfiltration und Horton'scher Oberflächenabfluss

Nachdem die drei Infiltrationsprozesse simuliert wurden, wird für jeden Zeitschritt die resultierende Gesamtinfiltration aus der Summe der drei Teilprozesse errechnet:

$$Inf_{tot} = Inf_{matrix} + MP_{inf} + TR_{inf} \quad (3.143)$$

mit:

Inf_{tot} [mm] Gesamtinfiltration im Zeitschritt

Diese Gesamtinfiltration gelangt unter Berücksichtigung der BSF in den LARSIM-Boden-
speicher. Der im Zeitschritt anfallende Horton'sche Oberflächenabfluss, der direkt an den
Gebietsspeicher für schnellen Direktabfluss weitergeleitet wird, ergibt sich entsprechend
aus der Differenz zwischen Wasserdargebot und Gesamtinfiltration:

$$HOF_{final} = P(t) - Inf_{tot} \quad (3.144)$$

mit:

HOF_{final} [mm] Horton'scher Oberflächenabfluss nach Berücksichtigung aller In-
filtrationsprozesse im Zeitschritt

$P(t)$ [mm] Wasserdargebot im Zeitschritt

Vereinfachte Berücksichtigung der Verschlämzung

Optional kann die Wirkung der Verschlämzung (auf Ackerflächen) in stark vereinfachter Weise ähnlich zum statischen Schwellenwertansatz berücksichtigt werden. Dabei wird der Reduktionsfaktor (RedFak) aus Gleichung (3.126) zunächst genutzt, um die aktuell maximal mögliche Matrix-Infiltration zu verringern. Damit ist sichergestellt, dass die Verschlämzung nur dann zu einer Reduzierung der Infiltration und damit Erhöhung des Horton'schen Oberflächenabflusses führt, wenn das Wasserdargebot die maximale Infiltrationskapazität des verschlämmt Bodens übersteigt. Bei den Makroporen und Trockenrissen wirkt der einfache Verschlämungsansatz, indem die Makroporen-Dichte (MP_{dichte}) bzw. die Trockenrisslänge pro m^2 ($TR_{laengeqm}$) entsprechend dem Reduktionsfaktor (RedFak) verringert werden. Hieraus ergibt sich eine (verschlämungsbedingte) Verringerung der drei Teilprozesse und damit der Gesamtinfiltration und entsprechend ein höherer Wert für HOF_{final} .

3.6.7 RÜCKHALT VON OBERFLÄCHENABFLUSS IN DER FLÄCHE

In LARSIM besteht die Möglichkeit, einen Rückhalt von Oberflächenabfluss in der Fläche abzubilden. Dabei wird Sättigungs- und Infiltrationsüberschuss zunächst in Unebenheiten zurückgehalten, bis die für das jeweilige Unterteilgebiet spezifische Kapazität des Flächenrückhalts überschritten wird. Das darüber hinaus gehende Wasser gelangt zum Gebietsspeicher für Oberflächenabfluss (Abflusskonzentration), wohingegen das in der Fläche zurückgehaltene Wasser zeitlich verzögert infiltrieren oder verdunsten kann.

Auf der räumlichen Skala der Unterteilgebiete kann der Flächenrückhalt als Schwellenwert-Prozess abgebildet werden (Darboux et al. 2002). Dabei füllt sich der Speicher für den Flächenrückhalt zunächst durch Sättigungs- und Infiltrationsüberschuss und erst bei Erreichen seiner Kapazität gelangt das darüber hinaus gehende Wasser zum Oberflächenabfluss.

Das Speichervolumen des Flächenrückhalts von der Rauigkeit der Oberfläche und der Hangneigung bestimmt. Die Rauigkeit der Oberfläche hängt in erster Linie von der Landnutzung und gegebenenfalls vom phänologischen Jahresgang dieser ab. Der funktionale Zusammenhang zwischen Speichervolumen des Flächenrückhalts und Rauigkeit der Oberfläche sowie Hangneigung wird aus Ergebnissen großskaliger Laborversuche übernommen (Borselli & Torri 2010) und ist durch weitere Literaturwerte bestätigt (z.B. Kidd 1978, HR Wallingford 1983, Pratt & Harisson 1986, ATV-DVWK 1999, Maniak 2005, Rammal & Berthier 2020):

$$V = 0,159 + 0,462 * e^{0,313 * P_{100}} * e^{-0,155 * S} \quad \text{Formel 3.145}$$

mit:

V	[mm]	Speichervolumen des Flächenrückhalts
P ₁₀₀	[cm]	maximale Muldentiefe (landnutzungsspezifisch und ggf. jahreszeitlich variable Parametrisierung)
S	[%]	Hangneigung (UTGB-spezifische mittlere Neigung)

Für natürliche Landbedeckungen und typische Neigungen ergeben sich Volumina des Flächenrückhalts von ca. 1 bis 6 mm (Abb. 3-25). Damit hat der Flächenrückhalt von Oberflächenabfluss nur einen mäßigen Einfluss auf extreme Sturzfluten, kann jedoch für kleinere Ereignisse durchaus relevant sein.

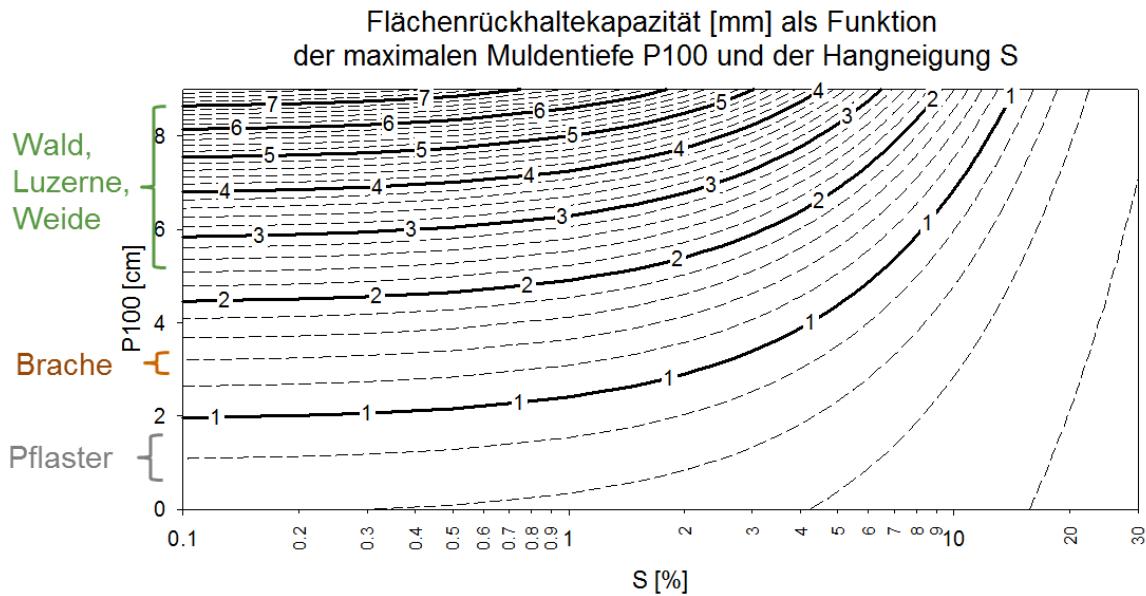


Abb. 3-25: Typische Speichervolumina des Flächenrückhalts V [mm] in Abhängigkeit von maximaler Muldentiefe P100 [cm] und Hangneigung S [%]

3.6.8 VERTIKALE DURCHLÄSSIGKEITSBEIWERT UND EXPONENTIELLE TIEFENVERSICKERUNG

Mit dem oben beschriebenen Bodenmodul wird die vertikale Perkolation in den Gebietsspeicher für Basisabfluss (bzw. Grundwasser) über einen relativ einfachen, linearen Ansatz berechnet (Formel (3.122)). Dieser einfache Ansatz kann je nach Aufgabenstellung innerhalb von LARSIM durch die Berücksichtigung eines vertikalen Durchlässigkeitsbeiwerts und vor allem durch ein Modul zur realistischeren Abbildung der bodenphysikalischen Tiefenversickerung verbessert werden.

Teilgebietsspezifischer vertikaler Durchlässigkeitsbeiwert:

Um die räumliche Differenzierung der vertikalen Perkolation (respektive Grundwasserneubildung) zu verbessern, kann in LARSIM ein vertikaler Durchlässigkeitsbeiwert (VDB) verwendet werden. Dieser Wert kann teilgebietsspezifisch in der Gebietsdatei angegeben werden. Für den Wert können Werte zwischen Null und Eins vorgegeben werden, die die räumliche Verteilung der relativen vertikalen Durchlässigkeit widerspiegeln. Bei Verwendung des Durchlässigkeitsbeiwerts errechnet sich der in Formel (3.122) verwendete vertikale Drainageindex räumlich differenziert wie folgt:

$$\beta = \beta_{\text{kal}} \cdot \text{vdb} \quad (3.146)$$

mit:

β	[1/d]	Räumlich differenzierter vertikaler Drainageindex
β_{kal}	[1/d]	Pegelkontrollbereichsspezifisch zu kalibrierender Wert (entspricht dem Drainageindex bei $\text{vdb} = 1$)
vdb	[-]	Räumlich aufgelöster vertikaler Durchlässigkeitsbeiwert

Die großräumige räumliche Verteilung des vertikalen Durchlässigkeitsbeiwerts kann dabei aus geeigneten hydrogeologischen oder bodenkundlichen Karten abgeleitet werden.

Landnutzungs-Boden-Kompartiment-spezifischer vertikaler Durchlässigkeitsbeiwert:

Bei ausreichender Datenlage können in Verbindung mit der Option ERW. BODENPARAMETER auch Landnutzungs-Boden-Kompartiment-spezifische vertikale Durchlässigkeitsbeiwerte (VDB) vorgegeben werden. Solche räumlich hoch aufgelösten VDB können im Idealfall aus der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit (kf-Wert) der Böden abgeleitet werden. Hohe kf-Werte führen dabei zu keiner Hemmung der Versickerung und werden mit VDB von 1 parametrisiert. Geringe kf-Werte weisen auf Stauhorizonte hin, die mit kleineren VDB-Werten parametrisiert werden können.

Für die LARSIM Wasserhaushaltsmodelle in Baden-Württemberg wurden zur Umwandlung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit in VDB-Werte zunächst der vorhandene Wertebereich und die Werteverteilung der kf-Werte für die gesamte Landesfläche betrachtet. Abb. 3-26 zeigt, welche Anteile der Landesfläche mit welchem kf-Wert belegt sind. Der abgedeckte Wertebereich liegt zwischen 0 und 500 cm/d, wobei nur die als Punkte dargestellten Werte vorkommen.

Zur Skalierung wird davon ausgegangen, dass ab einem kf-Wert von 40 cm/d (ca. 17 mm/h) und größer keine nennenswerte Hemmung der Tiefenversickerung auftritt. Dies entspricht somit einem VDB von 1 (ca. 28 % der Landesfläche). Flächen mit kf-Werten von 0 bis 2 cm/d (ca. 0.8 mm/h) wird der minimale VDB von 0.1 zugewiesen (ca. 18 % der Landesfläche). Für den kf-Wertebereich zwischen 2 und 40 (ca. 54 % der Landesfläche) wird eine lineare Zuweisung zum VDB-Wertebereich zwischen 0.1 und 1 durchgeführt (siehe Abb. 3-26). Lückenwerte für Siedlungsflächen werden unter Nutzung des Mittelwertes benachbarter Gebiete gefüllt.

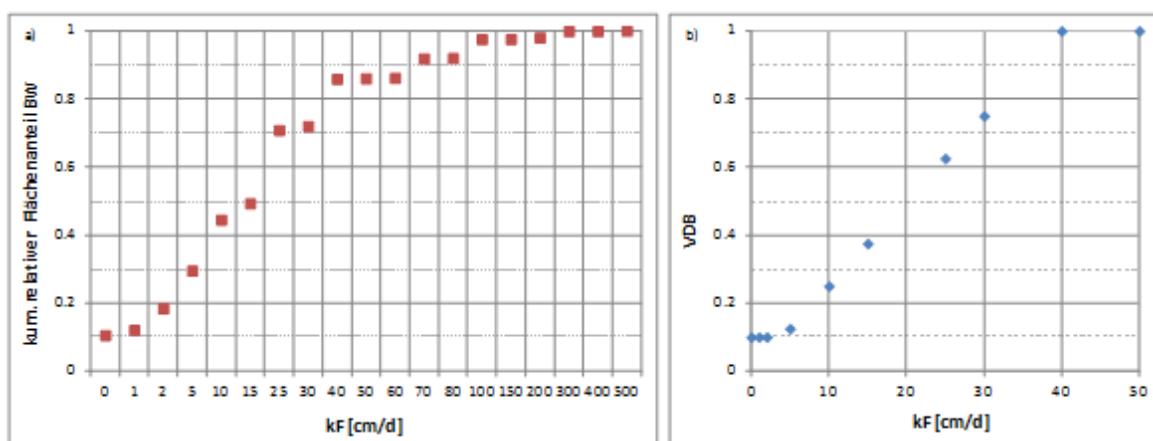


Abb. 3-26: a: Anteile der Werte für die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit an der Landesfläche von Baden-Württemberg; b: Skalierung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit zu VDB-Werten

Exponentielle Tiefenversickerung:

Bodenwasser wird bis zum Erreichen der nutzbaren Feldkapazität (nFK) weitgehend gegen die Schwerkraft gehalten. Erst beim Überschreiten der nFK werden Grobporen gefüllt, so dass die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit überproportional zunimmt und verstärkte vertikale Perkolation auftritt. Dieser typische Zusammenhang zwischen Bodenwassergehalt und hydraulischer Leitfähigkeit wird durch die Bodenwassercharakteristika unterschiedlicher Böden z. B. über die Ansätze VAN GENUCHTEN (1980) beschrieben. Dieses hochgradig nichtlineare Verhalten kann im LARSIM-Bodenmodul über die Option TIEFENVERSICKERUNG EXPONENTIELL nachgebildet werden (LUWG 2010).

Dadurch verändert sich die Berechnung der vertikalen Perkolation wie folgt (vgl. Formel (3.122)):

$$QS_G = 0 \quad \text{für } W_0 \leq W_B \quad (3.147)$$

bzw.

$$QS_G = \beta \left(1 + (f_\beta - 1) \left(\frac{W_0 - W_B - W_Z}{W_m - W_B - W_Z} \right)^{n\beta} \right) (W_0 - W_B) \Delta t \quad \text{für } W_0 > W_B$$

mit:

- | | | |
|-----------|-------|---|
| f_β | [-] | Faktor zur überproportionalen Zunahme der vertikalen Perkolation im Grobporenbereich (Kalibrierparameter) |
| $n\beta$ | [-] | Exponent zur überproportionalen Zunahme der vertikalen Perkolation im Grobporenbereich (Kalibrierparameter) |

Der Faktor für die exponentielle Zunahme der Versickerung im Grobporenbereich kann aus bodenphysikalischen Eigenschaften abgeleitet oder über eine Kalibrierung bestimmt werden (LUWG 2010, KRUMM 2011).

Abb. 3-27 zeigt exemplarisch, wie sich die Option auf den Zusammenhang zwischen Bodenwassergehalt und vertikaler Perkolationsrate auswirkt. Bei Wassergehalten unterhalb von W_Z (im Bereich der nFK) ergeben sich mit dem exponentiellen Ansatz (Formel (3.147)) und dem linearen Ansatz (Formel (3.122)) dieselben Ergebnisse. Beim Überschreiten von W_Z also im Bereich der Luftkapazität (LK) nimmt die vertikale Perkolation im exponentiellen Ansatz überproportional zu.

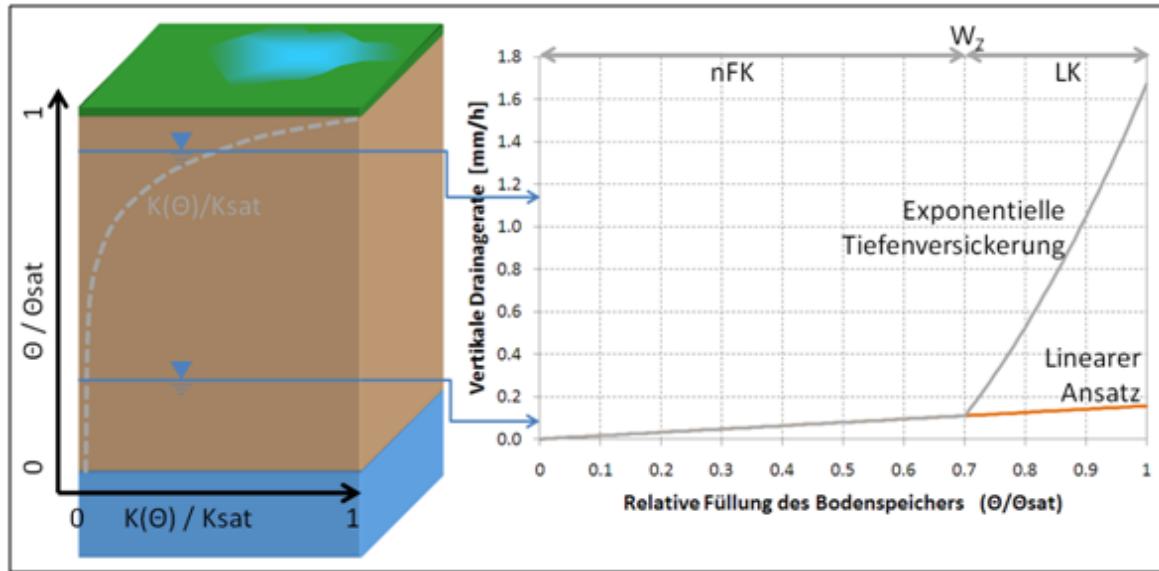


Abb. 3-27: Wirkung der exponentiellen Tiefenversickerung im Bodenmodul.

Simulationen für Lysimeterstandorte verdeutlichen, dass der Bodenwasserhaushalt und die vertikale Perkolation (Grundwasserneubildung) mit der exponentiellen Tiefenversickerung realistischer abgebildet werden können als mit dem linearen Ansatz (HAAG & BREMICKER 2011, KRUMM 2011). Darüber hinaus wirkt sich die bessere Abbildung der vertikalen Perkolation über die Bodenspeicherfüllung vor Ereignissen indirekt auch auf die Hochwassersimulation aus. Mit diesem Ansatz kann daher die Hochwassergenese insbesondere in Bereichen mit gut durchlässigen Böden häufig besser simuliert werden als mit dem linearen Ansatz LUWG (2010).

3.6.9 KAPILLARER AUFSTIEG BEI GRUNDWASSERNAHEN BÖDEN

In LARSIM wurde bei der Koppelung zwischen Bodenmodell und Grundwasserspeicher noch zusätzlich die Möglichkeit eines kapillaren Aufstieges vom Grundwasser in den Bodenspeicher berücksichtigt. Ein solcher Aufstieg kann erfolgen, wenn das Matrixpotential oberhalb der Grundwasseroberfläche niedriger ist, als es dem Gleichgewicht mit dem freien Wasserspiegel (Grund- oder Stauwasser) entspricht (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984: 167).

Einfache Koppelung Boden-Grundwasser:

Dieser kapillare Aufstieg kann in LARSIM ggf. über eine stark vereinfachende Annahme modelliert werden, da die erforderlichen Systemdaten für eine detailliertere Berechnung (z. B. Porengrößenverteilung) für große Gebiete in der Regel nicht flächendeckend vorliegen. Die in LARSIM verwendete Arbeitsgleichung lautet:

$$Q_{\text{kap}} = \frac{W_{\text{gr}} - W_0}{W_{\text{gr}}} \cdot Q_{\text{MAX,kap}} \quad \text{für } W_0 < W_{\text{gr}} \quad (3.148)$$

und

$$Q_{\text{kap}} = 0 \quad \text{für } W_0 \geq W_{\text{gr}}$$

mit:

Q_{kap}	[mm/d]	kapillarer Aufstieg vom Grundwasserspeicher in den Bodenwasserspeicher
W_{gr}	[mm]	Schwellenwert für den Wasserinhalt im Bodenspeicher, bei dessen Unterschreitung der kapillare Aufstieg aus dem Grundwasser einsetzt (in LARSIM: $W_{\text{gr}} = 0,1 \cdot W_{\text{max}}$)
$Q_{\text{MAX,kap}}$ [mm/d]		Maximale kapillare Aufstiegsrate (bei vollständig entleertem Bodenspeicher)

Als Größenordnungen für den kapillaren Aufstieg vom Grundwasser in den Bodenwasserspeicher werden in einem Beispiel von BENECKE (1996: 393) bei einem Flurabstand von 60 cm 2 mm/d für toniges Substrat und 5 mm/d für Feinsand angegeben.

Detailliertere Berechnung des kapillaren Aufstiegs:

In Verbindung mit der Option ERW. BODENPARAMETER und der Angabe einer maximalen kapillaren Aufstiegsrate (KapA) für die einzelnen Landnutzungs-Boden-Kompartimente kann bei entsprechender Datenlage auch eine genauere Berechnung des kapillaren Aufstiegs aus dem Grundwasser durchgeführt werden. Dabei erfolgt lediglich für die Landnutzungs-Boden-Kompartimente mit KapA > 0 eine Berechnung des kapillaren Aufstiegs.

Für die Berechnung des kapillaren Aufstiegs wird dabei von folgenden Annahmen ausgegangen:

- Während eines Berechnungszeitschritts tritt entweder kapillarer Aufstieg oder Tiefenversickerung auf. Das gleichzeitige Auftreten beider Prozesse kann ausgeschlossen werden.
- Solange die Bodenspeicherfüllung kleiner ist als der nFK-Wert, tritt infolge des erhöhten Matrixpotentials kapillarer Aufstieg auf, aber keine Tiefenversickerung.
- Wenn die Bodenspeicherfüllung die nFK überschreitet und somit auch Teile der Grobporen (LK) gefüllt sind, tritt Tiefenversickerung auf, aber kein kapillarer Aufstieg.
- Solange die nFK nicht erreicht ist, weist der kapillare Aufstieg die im Tape12 angegebene maximale Rate auf. Dabei ist er jedoch durch das Erreichen der nFK begrenzt.

Bei der LARSIM-Berechnung wird für jeden Zeitschritt zunächst die Abgabe aus dem Bodenspeicher an die Gebietsspeicher ermittelt. Die Tiefenversickerung wird dabei als letzter Prozess nach der Abgabe an die anderen Gebietsspeicher berechnet. Bei dieser Berechnung der Tiefenversickerung muss in Landnutzungs-Boden-Kompartimente mit kapillarem Aufstieg (KapA > 0) und solche ohne kapillaren Aufstieg differenziert werden. Bei Kompartimenten ohne kapillaren Aufstieg erfolgt die Berechnung der Tiefenversickerung unverändert.

Für die Kompartimente mit kapillarem Aufstieg wird die Tiefenversickerung so angepasst, dass bei Bodenwassergehalten über der nFK Tiefenversickerung und bei Bodenwassergehalten unter der nFK kapillarer Aufstieg stattfindet:

$$Für W_0 > W_z: \quad QS_g = \text{MIN} \left(\frac{QS_g}{W_0 - W_z} \right) \quad (3.149)$$

und

$$Für W_0 \leq W_z: \quad Qkap = \text{MIN} \left(\frac{KapA \cdot ZS}{W_z - W_0} \right)$$

und $QS_g = -Qkap$

mit:

QSg:	[mm]	Tiefenversickerung im aktuellen Zeitschritt
W0:	[mm]	Füllung des Bodenspeichers vor Berechnung der Tiefenversickerung
Wz:	[mm]	Speicherkapazität des mittleren Bodenspeichers (hier gleich der nFK)

Qkap:	[mm]	Kapillarer Aufstieg im aktuellen Zeitschritt
KapA:	[mm/h]	Maximale kapillare Aufstiegsrate des aktuellen Landnutzungs-Boden-Kompartiments gemäß der Angabe im Tape12
ZS:	[h]	Berechnungszeitschritt in [h] zur Umrechnung der kapillaren Aufstiegsrate in den kapillaren Aufstieg je Berechnungszeitschritt

Wenn die Bodenspeicherfüllung vor der Berechnung der Tiefenversickerung größer ist als die nFK (entspricht in LARSIM Wz = mittlerer Bodenspeicher), wird die Tiefenversickerung zunächst gemäß der im Modell vorgegebenen Optionen berechnet. Die so ermittelte Tiefenversickerung wird dann allerdings durch das Erreichen der nFK (Wz) limitiert. Somit kann die Tiefenversickerung nicht zu einer Entleerung des Bodens über die nFK hinaus führen.

Wenn die Bodenspeicherfüllung vor Berechnung der Tiefenversickerung geringer als nFK ist, findet kapillarer Aufstieg statt. Dieser ist dabei einerseits durch die kapillare Aufstiegsrate aus dem Tape12 und andererseits durch das Erreichen der nFK begrenzt.

Die (modifizierte) Tiefenversickerung wird dem Bodenspeicher entzogen und dem Gebietspeicher für Basisabfluss zugeführt. Der kapillare Aufstieg wird umgekehrt dem Bodenspeicher zugeführt und dem Gebietsspeicher für Basisabfluss entnommen. Modelltechnisch wird der kapillare Aufstieg daher wie eine negative Tiefenversickerung behandelt.

Durch den kapillaren Aufstieg wird die Neigung zur Bildung von Sättigungsflächen und Direktabfluss erhöht, was den realen Bedingungen für grundwassernahen Böden entspricht. Der mittlere Bodenspeicher (nFK) kann nur durch Verdunstung entleert werden (und ggf. bei Verwendung von Dmin durch Interflow). Bei hohen KapA ist davon auszugehen, dass der Bodenspeicher immer fast bis zur nFK aufgefüllt ist. Das entspricht auch der Realität bei grundwassernahen Böden. Bei geringerem KapA (ungünstige Bodenart, hoher Grundwasserflurabstand) wird bei hohen Verdunstungsraten ggf. nur ein Teil des durch Verdunstung entzogenen Bodenwassers im nFK-Bereich durch kapillaren Aufstieg ersetzt. Auch dies spiegelt die realen Verhältnisse realistisch wider.

3.6.10 BERÜCKSICHTIGUNG DOMINANTER ABFLUSSPROZESSTYPEN

Die bei der Hochwasserentstehung dominierenden Abflussbildungsprozesse hängen neben den meteorologischen Einflüssen maßgeblich von den lokalen Eigenschaften des Bodens ab. Hiervon ausgehend wurden unterschiedliche Verfahren entwickelt, um die bei der Hochwasserentstehung potentiell dominanten Abflussbildungsprozesse anhand von Bodeneigenschaften, Geländeform und Topologie zu klassifizieren und zu kartieren (z. B. SCHERRER 1997, SCHERRER & NAEF 2003, NAEF et al. 2007).

Mithilfe dieser Verfahren lassen sich die bodenhydrologischen Abflusspotentiale der Einzugsgebiete räumlich hoch aufgelöst abschätzen und in sogenannten Abflussprozesskarten festhalten. Im Gegensatz hierzu liegen bei der Erstellung (Kalibrierung) eines Wasserhaushaltsmodells zumeist nur Abflussdaten an den Gebietsauslässen vor, die über die Modellparametrisierung auf das gesamte Einzugsgebiet übertragen werden müssen. Die kleinräumige Variation innerhalb der Pegeleinzugsgebiete kann dabei häufig nur mäßig abgebildet werden. Daher wurde die Möglichkeit geschaffen, die Informationen aus Abflussprozesskarten über die Parametrisierung eines speziellen LARSIM-Bodenmoduls zu berücksichtigen (DEMUTH et al. 2010, LUWG 2010, HAAG et al. 2016).

In LARSIM lassen sich dabei je nach vorliegender Kartierung unterschiedliche Abflussprozessstypen in eine Gebietsdatei mit erweiterten Bodenparametern integrieren. Dabei werden die Teilgebiete dann in Unterkompartimente aufgeteilt, in denen die Landnutzung, die Bodenspeichervolumina und die dominanten Abflussbildungsprozesse einheitlich sind. Diese Landnutzungs-Boden-Abflussprozess-Kompartimente können somit als „hydrological response units“ (HRU) aufgefasst werden, die einheitlich auf Niederschlagsimpulse reagieren (HAAG et al. 2016).

Abflussprozessstypen und grundlegende Konzeption:

Als dominante Abflussprozessstypen können dabei beispielsweise die bodenhydrologischen Abflusspotentiale in Anlehnung an die Arbeiten von SCHERRER (1997) integriert werden. In Tab. 3-9 sind als Beispiel die in der Gebietsdatei des LARSIM Wasserhaushaltsmodells für die Nahe implementierten Abflussprozessstypen aufgeführt.

Neben der Beschreibung des Prozesses ist dabei auch eine Kennnummer des Abflusstyps angegeben, die für die Geschwindigkeit und Intensität der jeweiligen Abflussreaktion steht. Der Abflusstyp 1 steht für eine sehr schnelle und intensive Abflussreaktion, wohingegen der Abflusstyp 5 eine sehr stark verzögerte und abgeschwächte Abflussreaktion kennzeichnet (SCHERRER & NAEF 2003).

Um die unterschiedlichen dominanten Abflussprozessstypen bestmöglich abilden zu können, wird im Prinzip das in Abb. 3-18 skizzierte Bodenspeichermodul verwendet. Allerdings ergeben sich im Detail einige Modifikationen, die unten näher erläutert werden.

Um die jeweils typische Reaktion der Flächen mit einem bestimmten dominanten Abflussprozess abzubilden, werden den einzelnen Abflussprozessstypen charakteristische Parameterwerte für das Infiltrationsmodul, die PFF sowie für die Bildung von Interflow und Basisabfluss zugeordnet. Durch die charakteristischen Parameterwerte kann die räumliche Heterogenität der dominanten Abflussprozessstypen innerhalb der Pegeleinzugsgebiete abgebildet werden. Die charakteristischen Werte können nötigenfalls nochmals pegelkontrollbereichspezifisch über multiplikative Faktoren angepasst werden.

Tab. 3-9 Im erweiterten Bodenparametersatz für das Nahegebiet implementierte dominante Abflussprozesstypen (LUWG 2010).

Kürzel	Abfluss-typ	Beschreibung der dominanten Abflussreaktion bei intensivem, ergiebigem Niederschlag.
HOF	1	Oberflächenabfluss infolge Infiltrationshemmnissen oder geringer Infiltrationskapazität.
SOF1	1	Oberflächenabfluss mit geringer Verzögerung infolge rascher Sättigung der Fläche.
SOF2	2	Verzögerter Oberflächenabfluss infolge Sättigung der Fläche.
SOF3	3	Stark verzögerter Oberflächenabfluss infolge langsamer Sättigung der Fläche.
SSF1	2	Mit geringer Verzögerung einsetzender lateraler Abfluss im Boden.
SSF2	3	Mit Verzögerung einsetzender lateraler Abfluss im Boden.
SSF3	4	Mit starker Verzögerung einsetzender lateraler Abfluss im Boden.
DP	5	Tiefenversickerung ohne rasche Abflussreaktion.
DP=	5	Nicht beitragende Flächen ohne Tiefenversickerung (z. B. Moorflächen ohne Neigung)

Infiltrationsmodul:

Zur Ermittlung des Horton Overlandflow (HOF) und des Sättigungsflächenabflusses (SOF) wird der folgende Infiltrationsansatz verwendet (vgl. Formel (3.124)):

$$I = I_{\min} + (I_{\max} - I_{\min}) \cdot \left(1 - \frac{W_0 - W_B}{W_m - W_B}\right)^{b_{\text{inf}}} \quad (3.150)$$

Mit diesem Ansatz lässt sich die Infiltration zum einen ähnlich wie mit Formel (3.124) reaktivitätsnah in Anlehnung an das Infiltrationsmodell nach Horton simulieren (vgl. Abb. 3-19). Darüber hinaus erlaubt es der Ansatz je nach Parameterwahl Oberflächenabfluss sowohl infolge von Infiltrationsüberschuss (HOF) als auch infolge von Sättigung (SOF) abzubilden. Sättigungsflächenabfluss muss nicht nochmals über einen zweiten Algorithmus separat ausgewiesen werden, so dass das Infiltrationsmodul der einzige Filter ist, der Oberflächenabfluss produziert. Zudem lassen sich Parameter des Infiltrationsmoduls gemäß Formel (3.150) eindeutig hinsichtlich ihrer Wirkung auf die Abflussprozesstypen interpretieren, was für Formel (3.124) nicht gilt. Die drei Parameterwerte des Infiltrationsmoduls gemäß Formel (3.150) I_{\max} , I_{\min} und b_{inf} erlauben es, das Infiltrationsverhalten des Bodens äußerst flexibel abzubilden, was eine elementare Voraussetzung zur Nachbildung der unterschiedlichen Abflussreaktionen der Prozesstypen ist (Details siehe LUWG 2010).

Auch dieses Infiltrationsmodul drückt das aktuelle Infiltrationsvermögen des Bodens als Funktion des aktuellen Wassergehalts des Gesamtbodenspeichers aus, der häufig von der Bodenfeuchte nahe der Bodenoberfläche abweicht. Bei sehr intensiven Niederschlägen kann auch bei Böden, die nicht dem Typ HOF zugeordnet sind, Infiltrationsüberschuss und Horton Overlandflow auftreten, wenngleich der Boden trocken ist. Um diese Besonderheit bei Starkregen zumindest näherungsweise abzubilden, kann zusätzlich der Schwellenwert für maximale Infiltration bei trockenem Boden berücksichtigt werden, der in Abschnitt 3.6.3 genauer erläutert ist. In diesem Fall wird der Infiltrationsschwellenwert mit dem Wert aus dem Infiltrationsmodul verglichen. Zur Ermittlung des Infiltrationsüberschusses wird dann der kleinere der beiden Infiltrationswerte verwendet.

Preferential Flow, laterale Drainage und vertikale Versickerung:

Zur Ermittlung des schnellen unterirdischen Abflusses (SSF) wird Formel (3.120) als Preferential Flow Funktion (PFF) verwendet. Der schnelle unterirdische Abfluss ist also in erster Linie eine Funktion der Füllung des Bodenspeichers, wobei der Verlauf der Funktion durch den Exponenten b_{PFF} gesteuert wird.

Die Tiefenversickerung (DP) wird mithilfe der exponentiellen Tiefenversickerung gemäß Formel (3.147) abgebildet. Um auch zeitlich stark verzögerte Reaktionen nachbilden zu können (z. B. SOF3, SSF3), wurde die laterale Drainage des Bodenspeichers zum Gebietsspeicher für Interflow in ähnlicher Weise modifiziert (vgl. Formel (3.121)):

$$QS_I = \left(D_{\min} \frac{W_0}{W_m} + (D_{\max} \cdot f_{if} - D_{\min}) \left(\frac{W_0 - W_z}{W_m - W_z} \right)^c \right) \Delta t \quad \text{für } W_0 \geq W_z \quad (3.151)$$

mit:

f_{if} [-] Faktor zur überproportionalen Zunahme der lateralen Drainage im Grobporenbereich

Charakteristische Parameterwerte und Abflussreaktionen:

Auf der Grundlage numerischer Experimente wurden für die in Tab. 3-9 aufgeführten Abflussprozesstypen charakteristische Parameterwerte für das Infiltrationsmodul, die PFF, die laterale Drainage zum Interflow sowie für die Tiefenversickerung abgeleitet. Diese sind für Berechnungsschrittweiten von 15 Minuten in Tab. 3.9 aufgeführt.

Abb. 3-27 zeigt die charakteristischen Abflussreaktionen der einzelnen Abflussprozesstypen aus einem numerischen Experiment mit den charakteristischen Parameterwerten. Für das numerische Experiment wurden typische Bodenkennwerte von $nFK=100$ mm und $LK=45$ mm, Anfangsfüllungen von $W_0=nFK$ und eine Niederschlagsintensität von 50 mm/h verwendet. Der Berechnungszeitschritt betrug 15 Minuten. Das Bild verdeutlicht, dass die typischen Abflussreaktionen der unterschiedlichen bodenhydrologischen Typen mit den hier ausgewiesenen charakteristischen Parameterwerten gut nachvollzogen werden können (vgl. SCHERRER 1997, SCHERRER & NAEF 2003, LUWG 2010).

Hierzu ist allerdings anzumerken, dass die Parameterwerte zeitschrittabhängig sind. Bei Berechnungen in Stundenschritten ist nur eine zeitlich „verschmierte“ Abbildung der Prozesse möglich. Daher müssen für Berechnungen in Stundenschritten andere (effektive) charakteristische Werte vorgegeben werden als die in Tab. 3.9 aufgeführten (LUWG 2010, HAAG et al. 2016).

Für eine Modellkalibrierung können die flächendetaillierten charakteristischen Parameterwerte über multiplikative Faktoren pegelkontrollbereichspezifisch angepasst werden. Somit ist eine detaillierte Modellkalibrierung bei gleichzeitiger Beibehaltung der Differenzierung innerhalb des Gebiets möglich (HAAG et al. 2016).

Tab. 3-10 Charakteristische Parameterwerte für Abflussprozesstypen bei einer Be- rechnungsschrittweite von 15 Minuten.

Abfluss- prozesstyp		Charakteristische Parameterwerte					
		Infiltrationsmodul			PFF	f_{if}	f_{β}
		I_{max} [mm/h]	I_{min} [mm/h]	b_{inf}			
Oberflächenabfluss	HOF	20	5	5	0,01	1	1
	SOF1	75	5	5		1	1
	SOF2	75	5	1		10	1
	SOF3	150	30	1		50	200
Schneller unterirdischer Abfluss	SSF1	150	30	0,1	0,35	1	1
	SSF2				0,15	50	50
	SSF3				0,05	50	200
ohne rasche Reaktion	DP	150	30	0,1	0,01	1	1
	DP=	150	30	0,1	0,01	1	1

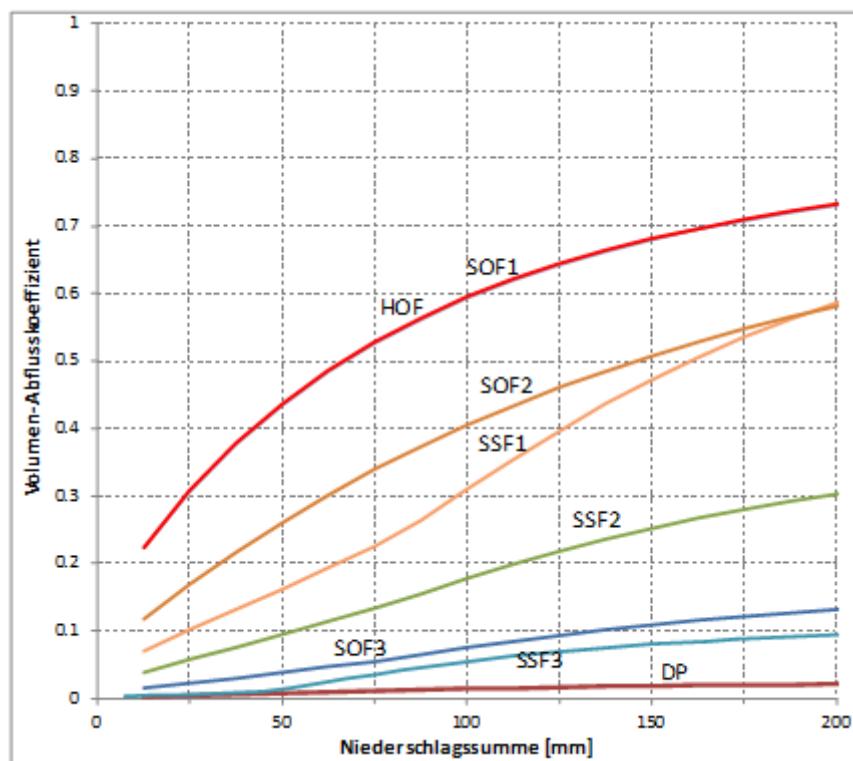


Abb. 3-28: Aus den charakteristischen Parameterwerten für die Abflussprozesstypen resultierende Abflussreaktionskurven.

3.6.11 DYNAMISCHE FROSTVERSIEGELUNG

Sofern die Bodentemperatur und der Bodenwärmestrom (für die Schneemodellierung) dynamisch berechnet werden, kann auch die Wirkung gefrorenen Bodenwassers auf die Abflussbildung vereinfacht berücksichtigt werden.

Hierzu wird zunächst der Anteil des gefrorenen Bodenwassers in der oberflächennahen Bodensäule aus dem Energieinhalt der Bodensäule bis zur Tiefe von 20 cm ermittelt (vgl. Abschnitt 3.4.4.4). Wenn der Energiegehalt negativ ist ($E_G < 0$) ist das gesamte Bodenwasser gefroren. Wenn der Energiegehalt des Bodens größer ist als die Energie, die für die Schmelze des gesamten Bodenwassers benötigt wird ($E_G \geq W_{2z}/1000 \cdot r_{schmelz} \cdot \rho_{wasser}$), ist das gesamte Bodenwasser flüssig. Für den Bereich dazwischen gilt:

$$SFF = 1 - \frac{E_G}{\frac{W_{2z}}{1000} \cdot r_{schmelz} \cdot \rho_{wasser}} \quad (3.152)$$

mit:

SFF [-] Relativer Anteil des gefrorenen Bodenwassers am gesamten Bodenwasser in der betrachteten Bodenschicht bis zu einer Tiefe von $2z$ (vgl. Abschnitt 3.4.4.4)

Insbesondere durch das langsame Gefrieren von Bodenwasser bei hoher Bodenfeuchte können die Grobporen des Bodens durch Eis abgedichtet werden. Folglich wird die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens herabgesetzt. Sind die Grobporen nahe der Bodenoberfläche durch Eis undurchlässig, so kann dies zu signifikant erhöhtem Direktabfluss führen. Dass der Direktabfluss auch in gemäßigten Breiten durch gefrorenen Boden drastisch erhöht werden kann, ist dabei durch experimentelle Studien z. B. in den Schweizer Alpen (BAYARD et al. 2005) sowie in den USA (SHANLEY et al. 1999, CHERKAUER 2001) belegt.

Auf der Einzugsgebietsebene ist mit dem Gefrieren von Boden jedoch keine scharfe Erhöhung des Direktabflussanteils verbunden. Vielmehr ist davon auszugehen, dass mit zunehmender Bodengefrorenheit eine allmähliche Erhöhung des Direktabflussanteils einhergeht (z. B. CHERKAUER et al. 2003). Zur Berücksichtigung des Effekts kann in LARSIM der Frost-Versiegelungs-Grad (FVG) als Funktion des Anteils gefrorenen Bodenwassers am gesamten oberflächennahen Bodenwasser berechnet werden:

$$FVG = \text{Minimum} \left\{ \frac{1,0}{fvf \cdot SFF^{b_{sff}}} \right\} \quad (3.153)$$

mit:

FVG [-] Frost-Versiegelungs-Grad ($FVG = 0 \Rightarrow$ keine Wirkung der Bodengefrorenheit auf den Direktabflussanteil; $FVG = 1 \Rightarrow$ maximale Erhöhung des Direktabflussanteils).

fvf [-] Frost-Versiegelungs-Faktor zur Ermittlung des FVG (Eichparameter: $fvf = 0 \Rightarrow$ faktisches Abschalten der Wirkung der Bodengefrorenheit auf die Abflussbildung)

b_{sff} [-] Exponent zur Ermittlung des FVG (programminterne Konstante: $b_{sff} = 2,0$)

Der Multiplikationsfaktor fvf kann als Einzelparameter für das gesamte Modellgebiet oder als pegelkontrollbereichspezifischer Eichparameter vorgegeben werden. Bei einem fvf von Null hat Bodengefrorenis keine Auswirkung auf die Abflussbildung. Bei einem fvf von Eins steigt der Frost-Versiegelungs-Grad für kleine SSF zunächst nur langsam an. Bei einem SFF von 100% wird dann aber ein Frost-Versiegelungs-Grad von 1,0 erreicht (LUBW 2006b).

Der so simulierte Frost-Versiegelungs-Grad wird verwendet, um die Direktabflussbildung infolge der Bodengefrorenis zu modifizieren. Im Bodenspeicher mit drei Abflusskomponenten (Abschnitt 0) wird der durch die BSF ausgewiesene Direktabfluss durch den aktuellen Frost-Versiegelungs-Grad dabei wie folgt erhöht (vgl. Formel (3.120)):

$$QS_{D,FVG} = QS_D + FVG \cdot (P - QS_D) \quad (3.154)$$

mit:

$QS_{D,FVG}$ [-] Direktabfluss unter Berücksichtigung des zusätzlichen Direktabflusses infolge Frostversiegelung

Dasselbe Verfahren wird für den aus der PFF gebildeten Direktabflussanteil beim Bodenspeicher mit vier Abflusskomponenten angewandt (Abschnitt 3.6.3). Beim Schwellenwertansatz wird dadurch entsprechend auch der schnelle Direktabfluss erhöht. Bei Verwendung des Infiltrationsmoduls wird durch die Frostversiegelung darüber hinaus die Infiltrationskapazität herabgesetzt, so dass diese bei kompletter Frostversiegelung gleich Null ist:

$$I_{FVG} = I - FVG \cdot I \quad (3.155)$$

mit:

I_{FVG} [-] Infiltrationskapazität unter Berücksichtigung der Frostversiegelung

Alle anderen Abflussbildungsprozesse werden nicht direkt von der Frostversiegelung beeinflusst.

3.7 EVAPOTRANSPIRATION

Bei der Bilanzierung des landgebundenen Wasserhaushaltes stellt die Evapotranspiration nach dem Niederschlag die wichtigste Komponente im Wasserkreislauf dar. Eine möglichst präzise Beschreibung der hiermit verbundenen Prozesse ist damit Voraussetzung für die Wasserhaushaltsmodellierung. Als Modell für die Berechnung der aktuellen Evapotranspiration wird in LARSIM das von MONTEITH (1979) hergeleitete Penman-Monteith-Verfahren verwendet, welches in einer Vielzahl von Untersuchungen bei unterschiedlichen meteorologischen Verhältnissen und Skalen eine gute Nachbildung der tatsächlichen Verhältnisse zeigte (z. B. BOUTEN 1995). In einer Bewertung des DvWK (1996: 112) wird dem Penman-Monteith-Verfahren als einzigm von 19 untersuchten Verdunstungsmodellen eine gute bis sehr gute Genauigkeit bei der Ermittlung der realen Verdunstung attestiert. Aus diesem Grunde wurde davon ausgegangen, dass dieses Verdunstungsmodell für die mesoskalige Wasserhaushaltsmodellierung hinreichend genau ist.

Mit Hilfe der Penman-Monteith-Gleichung lässt sich die potentielle und aktuelle Evapotranspiration berechnen, wobei die aktuelle Evapotranspiration aus der Kopplung des Bodenwassergehaltes mit dem Gesamt-Oberflächenwiderstand resultiert.

Die Gleichung bezieht sich auf Pflanzen mit trockenen Blattoberflächen; bei nassen Blattoberflächen (der Inhalt des Interzeptionsspeichers ist größer als Null) wird zusätzlich die Interzeptionsverdunstung mit berücksichtigt.

Da die direkte Messung einiger Gleichungsgrößen nicht möglich ist, wird zur Parametrisierung das Berechnungsschema von MORECS (Meteorological Office Rainfall and Evaporation Calculation System) des Britischen Wetterdienstes (THOMPSON et al. 1981) verwendet. Sofern nicht anders erwähnt, entsprechen die in den folgenden Unterkapiteln zusammengestellten Berechnungsansätze dem MORECS-Schema.

Die Anwendung des Penman-Monteith-Verfahrens erfordert die Verfügbarkeit mehrerer meteorologischer Messgrößen. Um die Verwendung von LARSIM auch dann zu ermöglichen, wenn die Verfügbarkeit meteorologischer Daten eingeschränkt ist, wurde ein alternatives Verfahren zur vereinfachten Verdunstungsberechnung nach OUDIN et al. (2005) implementiert. Dessen Grundlagen werden am Ende des Kapitels erläutert.

3.7.1 GRUNGLEICHUNG ZUR BERECHNUNG DER EVAPOTRANSPIRATION NACH PENMAN-MONTEITH

Die Grundgleichung des Penman-Monteith-Verfahrens geht von folgender Beziehung aus (THOMPSON et al. 1981: 17):

$$\lambda E = \frac{\Delta(R_{NE} - G) + \rho c_p(e_s - e) / r_a C}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)C} \quad (3.156)$$

Hierbei gilt:

$$C = 1 + \frac{b' r_a}{\rho c_p} \quad (3.157)$$

$$b' = 4 \varepsilon \sigma (273,15 + T_{scr})^3 \approx 6 \frac{W}{m^2 K} \quad (3.158)$$

mit:

λ	[J/kg]	Latente Verdunstungswärme (= 2.465.000 J/kg)
E	[kg/(m ² s)]	Verdunstungsrate des Wassers ("rate of water loss")
Δ	[hPa/°C]	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
R_{NE}	[W/m ²]	Nettostrahlung für Bodenoberfläche mit T_{scr}
G	[W/m ²]	Bodenwärmestrom
ρ	[kg/m ³]	Luftdichte (2 m über Boden)
c_p	[J / (kg °K)]	Spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck (=1005 J / (kg °K))
e_s	[hPa]	Sättigungswasserdampfdruck bei Lufttemperatur (2 m über Boden)
e	[hPa]	Wasserdampfdruck (2 m über Boden)
γ	[hPa/°C]	Psychrometerkonstante (= 0,66 für Temperaturen in °C)
r_s	[s/m]	Gesamt-Oberflächenwiderstand
r_a	[s/m]	aerodynamischer Widerstand für Wärme- und Wasserdampftransport
ε	[-]	Emissivität der Oberfläche
σ	[W/(m ² K ⁴)]	Stefan-Boltzmann-Konstante (= 5,67·10-8 W/(m ² K ⁴))
T_{scr}	[°C]	Lufttemperatur (2 m über Boden)

Die in Formel (3.156) eingehende Luftdichte ρ wird in LARSIM nach den vom Deutschen Wetterdienst (DWD 1987) beschriebenen Beziehungen aus dem Luftdruck und dem Mischungsverhältnis von Wasserdampf und trockener Luft berechnet. Die aktuelle Evapotranspiration berechnet sich aus Formel (3.156) mit:

$$E_a = \frac{E \cdot F_u}{\rho_w} \quad (3.159)$$

mit:

E_a	[mm/d]	Tatsächliche Evapotranspiration
E	[kg/(m ² s)]	Verdunstungsrate des Wassers ("rate of water loss")
F_u	[s/d]	Umrechnungsfaktor von [m/s] auf [mm/d] (=8.64·10 ⁷)
ρ_w	[kg/m ³]	Dichte von Wasser (= 999.9 kg/m ³)

3.7.2 STRAHLUNGSBILANZ

Die Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche wird aus der Summe von kurz- und langwelliger Strahlungsbilanz berechnet:

$$R_{NE} = R_{NS} + R_{NL} \quad (3.160)$$

mit:

R_{NE}	[W/m ²]	Strahlungsbilanz für die Bodenoberfläche
R_{NS}	[W/m ²]	Kurzwellige Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche
R_{NL}	[W/m ²]	Langwellige Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche

Kurzwellige Strahlungsbilanz:

Die kurzwellige Strahlungsbilanz wird wie folgt berechnet:

$$R_{NS} = (1 - \alpha)R_C \quad (3.161)$$

mit:

R_{NS}	[W/m ²]	Kurzwellige Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche
α	[-]	Albedo (s. Tabelle 3.5)
R_C	[W/m ²]	Globalstrahlung an der Bodenoberfläche

Die Globalstrahlung an der Bodenoberfläche geht dabei entweder direkt als Messwert ein oder wird aus der gemessenen Sonnenscheindauer wie folgt berechnet:

$$R_C = R_A \left(\eta \left(a + \frac{b n}{N} \right) + c (1 - \eta) \right) \quad (3.162)$$

mit:

R_A	[Wh/m ²]	Sonnenstrahlung an der Atmosphärenobergrenze
a	[·]	empirischer Parameter (= 0,24)
b	[·]	empirischer Parameter (= 0,55 im Sommer, 0,50 im Winter)
n	[h]	gemessene Sonnenscheindauer am Tag (Dauer des wolkenfreien Himmels am Tag)
N	[h]	Zeitdauer von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang
c	[·]	empirischer Parameter (= 0,15)
η	[·]	0 für Tage ohne direkte Sonnenstrahlung, sonst 1

Die bei der kurzwelligen Strahlungsbilanz eingehende Albedo wird getrennt nach Landnutzungen betrachtet. Zudem wird die jahreszeitliche Entwicklung der Albedo berücksichtigt. Dies geschieht entweder auf Grundlage der dynamisch berechneten phänologischen Entwicklung der Vegetation oder mithilfe monatsspezifisch vorzugebender Werte für jede Landnutzung.

In Tab. 3-11 sind exemplarische monatsspezifische Albedowerte für unterschiedliche Landnutzungsklassen zusammengestellt, die auf Grundlage einer Literaturrecherche abgeleitet wurden (THOMPSON et al. 1981, DVWK 1996, RICHTER et al. 1996, MAURER 1997) und in mehreren Modellen so oder in ähnlicher Weise erfolgreich verwendet werden. Sofern alternative Angaben zur Albedo vorliegen, können diese in den Systemdatensatz von LARSIM eingearbeitet werden.

Tab. 3-11 Exemplarische jahreszeitliche Werte der Albedo für unterschiedliche Landnutzungen

Landnutzung	Albedo [%] für kurzwellige Strahlung											
	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
versiegelt	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Acker*	10	10	10	14	23	25	25	24	15	13	10	10
Weinbau	15	15	18	22	22	22	22	22	22	20	17	15
Intensivobstbau	15	15	18	22	22	22	22	22	22	20	17	15
Brache (bewachsen)	17	17	21	25	25	25	25	25	25	21	19	17
unversiegelt, unbewachsen	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
intensives Grünland	17	17	21	25	25	25	25	25	25	21	19	17
Feuchtfächen	17	17	21	25	25	25	25	25	25	21	19	17
extensives Grünland	17	17	21	25	25	25	25	25	25	21	19	17
locker baumbestanden	15	15	16	21	21	21	21	21	21	18	16	15
Nadelwald	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Laubwald	10	10	10	17	17	17	17	17	17	17	10	10
Mischwald	14	14	14	15	15	15	15	15	15	15	14	14
Wasser	16	12	9	7	7	6	7	7	8	11	14	16

*Mittelwert für verschiedene Anbausorten

Die in Formel (3.162) zu verwendende über den Tagesgang integrierte Sonnenstrahlung an der Atmosphärenobergrenze wird analog zum MORECS-Schema wie folgt ermittelt:

$$R_A = SOL \left(N \sin \delta \sin \varphi + \frac{12}{\pi} \cos \delta \cos \varphi \left(\sin \frac{\pi t_1}{12} - \sin \frac{\pi t_2}{12} \right) \right) \quad (3.163)$$

mit:

R_A	[Wh/m ²]	Sonnenstrahlung an der Atmosphärenobergrenze
SOL	[W/m ²]	Solarkonstante
N	[h]	Zeitdauer von Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang
δ	[rad]	Deklination der Sonne = $0,41 \cos(2\pi(d-172)/365)$ d = Tagesnummer (1. Januar = 1)
φ	[rad]	Geographische Breite
t_1	[h]	Zeitpunkt des Sonnenaufgangs
t_2	[h]	Zeitpunkt des Sonnenuntergangs

Die Zeitpunkte von Sonnenauf- und Sonnenuntergang sowie die Tageslänge berechnen sich dabei wie folgt (THOMPSON et al. 1981: 17):

$$N = t_2 - t_1 \quad (3.164)$$

wobei

$$t_1 = \frac{12}{\pi} \arccos \left(\tan \delta \tan \varphi + \frac{0,0145}{\cos \delta \cos \varphi} \right) \quad \text{und} \quad t_2 = 24h - t_1$$

Langwellige Strahlungsbilanz:

Auch die langwellige Strahlungsbilanz wird analog zum MORECS-Ansatz über folgende Beziehung berechnet (THOMPSON et al. 1981: 17-18):

$$R_{NL} = \sigma K_{scr}^4 \left(1,28 \left(\frac{e_{scr}}{K_{scr}} \right)^{\frac{1}{7}} - \varepsilon \right) \left(0,2 + 0,8 \frac{n}{N} \right) \quad (3.165)$$

mit:

R_{NL}	[W/m ²]	Langwellige Strahlungsbilanz an der Bodenoberfläche
e_{scr}	[hPa]	Partialdampfdruck bei Lufttemperatur
K_{scr}	[K]	gemessene Lufttemperatur (2 m über Boden)
ε	[-]	Emissivität (= 0,95)

3.7.3 BODENWÄRMESTROM

Da genaue Daten über Temperaturmessungen in unterschiedlichen Bodentiefen und Wärmekapazitäten der verschiedenen Bodenarten nicht vorliegen, ist eine genaue Berechnung des Bodenwärmestromes nicht möglich. In LARSIM wurde daher die Parametrisierung von MORECS übernommen, die auf einer getrennten überschlägigen Berechnung des Bodenwärmestromes für Tag und Nacht und einem Monatsmittel der Bodenwärmespeicherung basiert, das für Großbritannien ermittelt wurde. Mit Revision 827 wurde ein Fehler in der Ermittlung der Tag- und Nachtstunden korrigiert (siehe Anhang).

Für den Bodenwärmestrom am Tag gilt:

$$G_d = C_r \cdot (R_{NL} + (1 - \alpha) R_C) \cdot \frac{t_2 - t_1}{24} \quad (3.166)$$

mit:

G_d	[W/m ²]	Bodenwärmestrom am Tag
C_r	[-]	Koeffizient (0,3 für unbewachsenen Boden, = 0,2 für grasbedeckte Oberfläche und 0,3 - 0,03 LAI für Vegetationsoberflächen)

Für den Bodenwärmestrom in der Nacht gilt:

$$G_n = \frac{P - (24 - t_2 + t_1) \cdot G_d}{24} \quad (3.167)$$

mit:

G_n	[W/m ²]	Bodenwärmestrom in der Nacht
P	[Wh/m ²]	Mittlere tägl. Wärmespeicherung im Boden (tabellierte Werte in MORECS: Jan. bis Dez.: -137, -75, 30, 167, 236, 252, 213, 69, -85, -206, -256, -206)

3.7.4 AERODYNAMISCHER WIDERSTAND

Der aerodynamische Widerstand für den Wärme- und Wasserdampftransport wird über getrennte Ansätze für Landnutzungen mit effektiven Bestandshöhen über bzw. unter 10 m berechnet. Die effektive (d. h. für den aerodynamischen Widerstand wirksame) Bestandshöhe bei Laubwald wird dabei für Monate ohne volle Blattausbildung gegenüber der tatsächlichen Bestandshöhe reduziert.

Für Bestandshöhen unter 10 m bzw. Laubwälder in der Vegetationsruhezeit wird der aerodynamische Widerstand wie folgt berechnet (THOMPSON et al. 1981: 20):

$$r_a = \frac{6,25}{u_{m,10}} \left(\ln \left(\frac{10}{z_0} \right) \right)^2 \quad (3.168)$$

mit:

r_a	[s/m]	aerodynamischer Widerstand für Wärme- und Wasserdampftransport
$u_{m,10}$	[m/s]	Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe
z_0	[m]	Rauigkeitslänge der Oberfläche (= 0,1 · Bestandshöhe)

Für effektive Bestandshöhen ab 10 m wird der aerodynamische Widerstand über folgende Beziehung berechnet (THOMPSON et al. 1981: 21):

$$r_a = \frac{94}{u_{m,10}} \quad (3.169)$$

Die in LARSIM zu verwendenden Werte der effektiven Bestandshöhen sind als Systemdaten in einer Datei vorzugeben. In Tab. 3-12 sind entsprechende Parameterwerte angegeben, die in mehreren LARSIM Wasserhaushaltsmodellen erfolgreich eingesetzt wurden.

Tab. 3-12 Exemplarische jahreszeitliche Werte der effektiven Bestandshöhe für unterschiedliche Landnutzungen

Landnutzung	Effektive (für den aerodynamischen Widerstand wirksame) Bestandshöhe [m]											
	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
Siedlung, dicht	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Siedlung, locker	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Acker*	,05	,05	,05	,20	,40	,60	,60	,40	,20	,10	,05	,05
Weinbau	0,7	0,7	0,7	1,0	1,5	1,8	1,8	1,8	1,8	1,5	1,0	0,7
Intensivobstbau	1,0	1,0	1,0	1,5	2,5	3,0	3,0	3,0	3,0	2,5	1,0	1,0
Brache (bewachsen)	,15	,15	,15	,20	,35	,50	,50	,50	,50	,40	,20	,15
unversiegelt, unbewachsen	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05
intensives Grünland	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15
Feuchtfächen	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15
extensives Grünland	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15	,15
locker baumbestanden	1,0	1,0	1,5	1,5	3,5	6,0	6,0	6,0	6,0	3,5	1,5	1,0
Nadelwald	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Laubwald	2	2	2	2	6	10	10	10	10	6	2	2
Mischwald	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Wasser	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05	,05

* Mittelwert für verschiedene Anbausorten

3.7.5 OBERFLÄCHENWIDERSTAND UNTER BERÜCKSICHTIGUNG DER BODENFEUCHTE

Auch die für den Oberflächenwiderstand in LARSIM zu verwendenden Werte sind als Systemdaten in einer Datei vorzugeben. In mehreren erfolgreich eingesetzten Modellen werden dabei die in Tab. 3-13 zusammengestellten Stomatawiderstände angesetzt. Diese Werte wurden den Angaben von THOMPSON et al. (1981) entnommen bzw. für die dort nicht enthaltenen Landnutzungsklassen geschätzt.

Der Oberflächenwiderstand ist außer vom Stomatawiderstand auch von anderen, z.T. landnutzungsspezifischen Einflussgrößen abhängig. Wichtigste Einflussgrößen dabei sind die aktuelle Bodenfeuchte sowie die aktuelle Tages- bzw. Nachtänge (Tag-/Nachtwerte des Stomatawiderstandes). Für Boden ohne Vegetationsbedeckung wird der Oberflächenwiderstand wie folgt berechnet (THOMPSON et al. 1981: 29):

$$r_{ss} = 100 \frac{s}{m} \quad \text{für } W_m > 20 \text{ mm} \quad (3.170)$$

$$r_{ss} = \frac{100 x_{\max}}{x + 0,01 x_{\max}} \quad \text{für } W_m \leq 20 \text{ mm}$$

mit:

r_{ss}	[s/m]	Oberflächenwiderstand für unbewachsenen Boden
W_m	[mm]	nutzbare Feldkapazität des Bodens
x_{\max}	[mm]	max. Füllung des Speichers für frei verfügbares Bodenwasser
x	[mm]	aktuelle Füllung des Speichers für frei verfügbares Bodenwasser

Tab. 3-13 Oberflächen- bzw. Stomatawiderstände für verschiedene Landnutzungskategorien

Landnutzung	Tageswerte des Stomatawiderstandes [s/m] bei guter Wasserversorgung											
	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.
versiegelt	(Oberflächenwiderstand 500 ganzjährig)											
Acker*	40	ganzjährig										
Weinbau	70	ganzjährig										
Intensivobstbau	70	ganzjährig										
Brache (bewachsen)	70	ganzjährig										
unversiegelt, unbewachsen	100	, modifiziert nach Formel (3.170)										
intensives Grünland	80	80	60	50	40	60	60	70	70	70	80	80
Feuchtflächen	40	ganzjährig										
extensives Grünland	80	80	60	50	40	60	60	70	70	70	80	80
locker baumbestanden	70	ganzjährig										
Nadelwald	70	, modifiziert nach Formeln (3.171) und (3.172)										
Laubwald	80	ganzjährig										
Mischwald	75	ganzjährig										
Wasser	0	ganzjährig										

* Mittelwert für verschiedene Anbausorten

Bei der Berechnung des Oberflächenwiderstandes für Vegetation wird zunächst von einem durch die Bodenfeuchte unbeeinflussten Oberflächenwiderstand ausgegangen (Tab. 3-13). Dieser unbeeinflusste Oberflächenwiderstand wird für Nadelbäume noch um den Einfluss der Lufttemperatur (Formel (3.171)) und des Sättigungsdefizites (Formel (3.172)) korrigiert:

$$\begin{aligned}
 r_{sco, \text{Nadelbäume}} &= 10^4 \frac{s}{m} & T_{scr} < 5^\circ C \\
 r_{sco, \text{Nadelbäume}} &= \frac{25 \cdot 70}{(T_{scr} + 5)} \frac{s}{m} & -5^\circ C < T_{scr} < 20^\circ C \\
 r_{sco, \text{Nadelbäume}} &= 70 \frac{s}{m} & T_{scr} > 20^\circ C
 \end{aligned} \tag{3.171}$$

mit:

r_{sco}	[s/m]	Oberflächenwiderstand der Pflanze bei guter Wasserversorgung
T_{scr}	[°C]	gemessene Lufttemperatur (in 2 m Höhe)

Der nach Formel (3.171) ermittelte Oberflächenwiderstand für Nadelbäume wird anschließend zur Berücksichtigung des Sättigungsdefizites der Luft modifiziert über:

$$\begin{aligned}
 r_{sco, \text{Nadelbäume}} &= \frac{r_{sco, \text{Nadelbäume}}(\delta e = 0)}{(1 - 0,05 \delta e)} & \delta e < 20 \text{ hPa} \\
 r_{sco, \text{Nadelbäume}} &= 10^4 \frac{s}{m} & \delta e > 20 \text{ hPa}
 \end{aligned} \tag{3.172}$$

mit:

r_{sco}	[s/m]	Oberflächenwiderstand der Pflanze bei guter Wasserversorgung
δe	[hPa]	Sättigungsdampfdruckdefizit der Luft

Um den Einfluss der Bodenfeuchte auf den Oberflächenwiderstand von Vegetation nachzubilden, wird im MORECS-Modell angenommen, dass dieser Oberflächenwiderstand deutlich zunimmt, wenn die Füllung des Bodenwasserspeichers geringer wird als 60% der Gesamtkapazität des Bodenspeichers. Somit wird angenommen, dass das gesamte Bodenwasser auf zwei Speicher mit folgenden Kapazitäten aufgeteilt ist:

$$Y_{\max} = P_y \cdot W_m \tag{3.173}$$

$$X_{\max} = (1 - P_y) \cdot W_m$$

mit:

Y_{\max}	[mm]	maximale Füllung des Speichers für gebundenes Bodenwasser
P_y	[-]	Schwellenwert für den Anteil des für Pflanzen gebundenen Bodenwassers an der nutzbaren Feldkapazität (bei MORECS 0.60, kann in LARSIM auch gebietsspezifisch angegeben werden)

W _m	[mm]	Maximaler Wasserinhalt im gesamten Bodenspeicher
X _{max}	[mm]	maximale Füllung des Speichers für frei verfügbares Bodenwasser

Das Wasser des einen Speichers ist für Pflanzen frei verfügbar, während das im zweiten Speicher befindliche Wasser mit zunehmender Entleerung des Speichers fester gebunden ist. Eine Entleerung des zweiten Speichers findet erst statt, wenn der erste Speicher bereits entleert ist. Die aktuelle Füllung der jeweiligen Bodenspeicher berechnet sich zu:

$$x = \max (W_0 - Y_{\max}; 0) \quad (3.174)$$

und

$$y = \min(W_0; Y_{\max})$$

mit:

x	[mm]	aktuelle Füllung des Speichers für freies Bodenwasser
W ₀	[mm]	aktuelle Füllung des gesamten Bodenspeichers
y	[mm]	aktuelle Füllung des Speichers für gebundenes Bodenwasser

Der Einfluss der Bodenfeuchte auf den Oberflächenwiderstand wird dann durch die folgende Beziehung wiedergegeben:

$$r_{scb} = r_{sco} \left(3,5 \left(1 - \frac{y}{y_{\max}} \right) + \exp \left(0,2 \frac{y_{\max}}{y_1} \right) \right) \quad (3.175)$$

mit:

r _{scb}	[s/m]	Oberflächenwiderstand der Pflanze unter Berücksichtigung der aktuellen Bodenfeuchte
r _{sco}	[s/m]	Oberflächenwiderstand der Pflanze bei guter Wasserversorgung

Der Gesamt-Oberflächenwiderstand vegetationsbedeckter Landnutzungen am Tage setzt sich aus der Summe der Widerstände für unbewachsenen Boden und für Vegetation zusammen (GRANT 1975). Für den Oberflächenwiderstand am Tag gilt:

$$\frac{1}{r_{sT}} = \frac{(1 - A)}{r_{scb}} + \frac{A}{r_{ss}} \quad (3.176)$$

wobei

$$A = 0,7^{\text{LAI}} \quad (3.177)$$

mit:

r_{sT}	[s/m]	Gesamt-Oberflächenwiderstand am Tag (Sonnenaufgang bis Sonnenuntergang)
A	[-]	Nicht vegetationsbedeckter Anteil des Bodens
LAI	[-]	leaf area index, pflanzenspezifischer und jahreszeitlich variabler Index für die Größe der Blattoberflächen.

Für den Nachtwert, bei dem die Stomata geschlossen sind, lautet die Beziehung:

$$\frac{1}{r_{sN}} = \frac{LAI}{2500} + \frac{1}{r_{ss}} \quad (3.178)$$

mit:

r_{sN}	[s/m]	Gesamt-Oberflächenwiderstand in der Nacht
----------	-------	---

Der zur Berechnung der Verdunstung verwendete Oberflächenwiderstand für vegetationsbedeckte Böden ergibt sich somit zu:

$$\frac{1}{r_s} = \frac{N}{24} \frac{1}{r_{sT}} + \left(1 - \frac{N}{24}\right) \frac{1}{r_{sN}} \quad (3.179)$$

mit:

r_s	[s/m]	Gesamt-Oberflächenwiderstand, 24-Stundenwert
-------	-------	--

3.7.6 VEREINFACHTE BERECHNUNG DER EVAPOTRANSPIRATION NACH OUDIN

Sofern als meteorologische Antriebsdaten nur Niederschlag und Lufttemperatur zur Verfügung stehen, kann die Verdunstung in LARSIM über das vereinfachte Verfahren nach OUDIN et al. (2005) berechnet werden. Wird dieser Ansatz gewählt, kann jedoch nur in Tageszeitschritten gearbeitet werden.

Mit dem vereinfachten Ansatz wird zunächst die potentielle Evapotranspiration wie folgt ermittelt:

$$E_p = \frac{R_A}{\lambda \cdot \rho_w} \cdot \frac{T_{scr} + 5}{100} \quad \text{für } T_{scr} > 5^\circ C \quad (3.180)$$

$$E_p = 0 \quad \text{für } T_{scr} \leq 5^\circ C \quad (3.181)$$

mit:

E_p	[mm/d]	Potentielle Evapotranspiration
R_A	[MJ/m ² /d]	Tagessumme der extraterrestrischen Strahlung
λ	[MJ/kg]	Latente Verdunstungswärme
ρ_w	[kg/m ³]	Dichte von Wasser
T_{scr}	[°C]	Tagesmittel der Lufttemperatur

Nun kann entweder angenommen werden, dass die potentielle Evapotranspiration der realen Verdunstung entspricht (kein Wassermangel) oder die tatsächliche Evapotranspiration kann unter vereinfachter Berücksichtigung der aktuellen Bodenfeuchte wie folgt berechnet werden:

$$E_A = \frac{E_P \cdot W_0}{\eta \cdot W_m} \quad \text{für } W_0 < \eta \cdot W_m \quad (3.182)$$

$$E_A = E_P \quad \text{für } W_0 \geq \eta \cdot W_m \quad (3.183)$$

mit:

E_A	[mm/d]	Tatsächliche Evapotranspiration
η	[-]	Schwellenwert für die Reduktion der Verdunstung ($\eta = 0,6$)
W_m	[mm]	Maximale Füllung des Bodenspeichers
W_0	[mm]	Aktuelle Füllung des Bodenspeichers

Für Wasserflächen wird die tatsächliche Evapotranspiration der potentiellen Evapotranspiration gleichgesetzt.

3.8 MODELLBAUSTEINE FÜR SPEZIELLE LANDOBERFLÄCHEN

3.8.1 WASSERFLÄCHEN

Abflussbildung:

Für die im Systemdatensatz definierten Wasserflächen wird in LARSIM keine Schneemodellierung vorgenommen, d. h. es wird immer von unvereisten Wasseroberflächen ausgegangen, die ggf. fallenden Schnee sofort aufschmelzen. Zudem werden für die Wasserflächen kein Bodenwasserhaushalt und keine Abflusskonzentration berechnet, sodass der auf Wasser fallende Niederschlag direkt und untransformiert zum Abfluss beiträgt.

Verdunstung:

Die Verdunstung von Wasseroberflächen wird in LARSIM nach der Beziehung von PENMAN (1948) berechnet. Dieses Verfahren stellt eine Verbindung der Energiebilanzgleichung mit einem aerodynamischen Verfahren dar, welches über das Bowen-Verhältnis abgeleitet wurde (DVWK 1996):

$$E_w = \frac{\Delta \cdot \frac{R_{NE}}{L} + \gamma \cdot f(v) \cdot (e_{s(T_{Luft})} - e)}{\Delta + \gamma} \quad (3.184)$$

mit:

E_w	[mm/d]	Verdunstung des Wassers
Δ	[hPa/°C]	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
R_{NE}	[W/m ²]	Strahlungsbilanz an der Wasseroberfläche
L	[Wd/(m ² mm)]	Latente Verdunstungswärme des Wassers für die Verdunstung von 1 mm/d (= 28,5 Wd/(m ² mm) für 15°C Wassertemperatur)
$f(v)$	[mm/d hPa]	Windfunktion des Dalton-Terms, lt. DVWK (1996): 0,13 + 0,094*Windgeschwindigkeit [m/s] in 2 m Höhe
e_s	[hPa]	Sättigungswasserdampfdruck bei Lufttemp. (2 m über Boden)
e	[hPa]	aktueller Wasserdampfdruck der Luft (2 m über Boden)
γ	[hPa/°C]	Psychrometerkonstante (= 0,66 für Temperaturen in °C)

In der LARSIM-Systemdatei wird bei der Angabe der Landnutzung „Wasser“ - wie beispielsweise auch in Fernerkundungsdaten - nicht unterschieden, ob die Wasserflächen Seeflächen oder Fließgewässer sind. Deshalb wird vereinfacht angenommen, dass die Verdunstung aller Wasserflächen den Abfluss im Gerinne des Teilgebiets mindert. Zur Abbildung von Wasserflächen, die nicht vom Gerinne durchflossen werden, können Unterteilgebiete mit der Landnutzung „Wasserkörper“ definiert werden (Kapitel 3.8.2).

Da in den üblicherweise verfügbaren Landnutzungsdatensätzen kleinere Fließgewässer meist nicht erfasst sind, besteht in LARSIM optional die Möglichkeit, die Wasseroberflächen des im Systemdatensatz definierten Gewässernetzes zusätzlich zu berücksichtigen.

Bei dieser Berechnungsoption werden die Wasseroberflächen der im Systemdatensatz erfassten Gewässerteilstrecken, die eine Sohlbreite größer als 5 Meter aufweisen, ermittelt.

Anschließend wird für jedes Teilgebiet als Flächenanteil der freien Wasseroberflächen der größere Wert der entsprechenden Angabe im Landnutzungsdatensatz bzw. des für die Gewässerteilstrecke ermittelten Wertes zugewiesen. Durch diese Vorgehensweise wird vermieden, dass breite Fließgewässer doppelt erfasst werden bzw. dass Seeflächen nicht berücksichtigt werden.

Damit den Wasseroberflächen die oben genannten Berechnungsverfahren zugeordnet werden, ist in der LARSIM-Systemdatei das Schlüsselwort "Wasser" für die entsprechende Landnutzungsklasse zu vereinbaren. Bei einer Vereinbarung eines anderen Schlüsselworts (z. B. "water") würde ansonsten z. B. die Schneemodellierung auch für die Flächenanteile mit Wasser durchgeführt werden.

Einfluss der Wassertemperatur auf die Verdunstung:

Das Verfahren nach PENMAN (1948) berücksichtigt die aerodynamischen Prozesse beim turbulenten Massentransport sowie die Energieflüsse im kurz- und langwelligen Strahlungshaushalt. Über die Erfassung des Strahlungshaushalts wird die tatsächliche Wassertemperatur vereinfacht (implizit) berücksichtigt. Bei größeren Gewässern, die häufig durch Wärmespeicherung sowie durch Wärmeeinleitungen beeinflusst sind, können die Abweichungen der so abgeschätzten Wassertemperaturen von den realen jedoch erheblich sein, so dass die Penman-Gleichung zu ungenau wird (DVWK 1996: 30).

Für solche Fälle ist die Wirkung der Wassertemperatur auf die Verdunstung explizit zu erfassen. Sofern die Wassertemperatur durch Messungen oder ein Wärmemodell bekannt ist, kann in LARSIM bei der Verdunstungsmodellierung die Berechnung des kurz- und langwelligen Strahlungshaushalts entfallen, denn diese Energieflüsse sind bereits in der Wassertemperatur enthalten. Das Berechnungsverfahren vereinfacht sich somit auf einen aerodynamischen Term. Die daraus abgeleitete Verdunstung von Wasserflächen wird weiter unten im Kapitel über die Berechnung von Wassertemperaturen erläutert (siehe Abschnitt 3.13.2).

3.8.2 WASSERKÖRPER

Wie im vorangegangenen Abschnitt beschrieben, wird in LARSIM für Flächen mit Landnutzung „Wasser“ davon ausgegangen, dass diese Teil des Gerinnes sind. Niederschlag auf Wasserflächen wird daher direkt zum Abfluss im Gerinne addiert und Verdunstung wird vom Abfluss im Gerinne subtrahiert. Diese Annahme kann jedoch ungünstig sein, wenn in einem Teilgebiet größere Wasserflächen vorliegen, die nicht mit dem Hauptgerinne verbunden sind (z.B. Weiher oder Baggerseen). So können beispielsweise Niederschläge auf die große Wasserfläche zu einem unrealistischen, sprunghaften Anstieg des Abflusses führen oder die Verdunstung von der Wasserfläche in ausgeprägten Trockenphasen ein unerwünschtes Trockenfallen des Gerinnes bewirken.

Um Wasserflächen, die nicht mit dem Hauptgerinne im Teilgebiet verbunden sind, modelltechnisch abzubilden, können in den LARSIM-Systemdaten Flächen mit der Landnutzung „Wasserkörper“ definiert werden. Diese Wasserkörper verfügen über ein eigenes Volumen, dass über Niederschlag und Verdunstung beeinflusst wird. Niederschlag auf einen Wasserkörper wird zu seinem Volumen addiert, wohingegen die Verdunstung vom Volumen des Wasserkörpers abgezogen wird. Die Verdunstung aus einem Wasserkörper wird dabei analog zur Verdunstung von Wasserflächen berechnet (siehe Gleichung (3.184)).

Darüber hinaus besteht optional die Möglichkeit, dass der innerhalb des Teilgebiets gebildete Abfluss nicht in die Gebietsspeicher, sondern zuerst in den Wasserkörper geleitet

wird. Dies kann wahlweise separat für jede Abflusskomponente definiert werden. Wird beispielsweise angenommen, dass im Teilgebiet gebildeter Oberflächenabfluss zunächst in den Wasserkörper und nicht direkt ins Gerinne fließt, kann dies entsprechend definiert werden.

Sobald das vorgegebene maximale Volumen des Wasserkörpers erreicht ist, wird überschüssiges Wasser aus dem Wasserkörper abgegeben. Dabei kann gewählt werden, ob das überschüssige Wasser direkt und ohne weitere Abflussverformung ins Gerinne geht oder zuerst in einen der Gebietsspeicher gegeben und entsprechend verzögert ins Gerinne abgegeben wird. Bei einer eher tragen Wechselwirkung von Wasserkörper und Gerinne könnte die Abgabe aus dem Wasserkörper beispielsweise in einen der Gebietsspeicher für Interflow oder Basisabfluss geleitet werden. Wird hingegen von einer raschen Interaktion ausgegangen, beispielsweise von einem Überlaufen eines Sees, könnte die Abgabe aus dem Wasserkörper in den Gebietsspeicher für den schnellen Direktabfluss gelenkt werden.

3.8.3 BEBAUTE FLÄCHEN

Bebaute Flächen werden aufgrund ihres Versiegelungsanteils in LARSIM gesondert behandelt. Die genaue modellinterne Vorgehensweise unterscheidet sich dabei, je nachdem, ob mit der Option ERW. BODENPARAMETER gearbeitet wird oder eine klassische Aufteilung des gesamten Bodenspeichervolumens durch fixe Anteile von W_Z und W_B am gesamten Bodenspeichervolumen erfolgt (vgl. Kapitel 3.5).

Im klassischen Ansatz werden bebaute Flächen zunächst in unterschiedliche Landnutzungsklassen aufgegliedert, für die dann die vertikale Wasserbewegung jeweils getrennt berechnet wird. Diese Aufgliederung wird, entsprechend den Schlüsselwörtern in der LARSIM-Systemdatei wie folgt programmintern vorgenommen:

Siedlung =	35% versiegelt, 45% intensives Grünland, 20% Mischwald
Siedlung, dicht =	50% versiegelt, 35% intensives Grünland, 15% Mischwald
Siedlung, locker =	30% versiegelt, 50% intensives Grünland, 20% Mischwald
versiegelt =	100% versiegelt

Die Anteile für intensives Grünland und Mischwald werden diesen beiden Landnutzungen im jeweiligen Teilgebiet zugeschlagen, wobei dieselben Bodenparameter verwendet werden.

Für die versiegelten Flächen wird bei der Verdunstungsmodellierung lediglich die Interzeption sowie die Interzeptionsverdunstung berechnet, die Berechnung der Transpiration entfällt hingegen. Der verbleibende abflusswirksame Niederschlag wird dem Direktabfluss (bzw. schnellen Direktabfluss über A2) zugeleitet. Eine Modellierung eines Bodenwasserhaushaltes sowie ggf. ein kapillarer Aufstieg vom Grund- zum Bodenwasser findet nicht statt.

Bei Nutzung erweiterter Bodenparameter (ERW. BODENPARAMETER) werden standardmäßig die folgenden bebauten Flächen unterschieden:

Siedlungsflächen =	75 % versiegelt
Siedlungsfreifl. =	25 % versiegelt
Industrie =	80 % versiegelt
Verkehr =	75 % versiegelt
Versiegelt =	100 % versiegelt

Die Modellierung der versiegelten Flächen erfolgt analog, wie für den klassischen Ansatz beschrieben.

Die verbleibenden, unversiegelten Flächenanteile werden jedoch keinen anderen Landnutzungen zugewiesen, da dieselbe Landnutzungsklasse in mehrere Landnutzungs-Boden-Kompartimente mit unterschiedlichen Bodenspeichervolumina unterschieden werden kann. Vielmehr müssen bei Nutzung der erweiterten Bodenparameter für die Landnutzungsklassen „Siedlungsflächen“, „Siedlungsfreifl.“, „Industrie“ und „Verkehr“ jeweils eigene Bodenparameter (nFK, LK) vorgegeben werden. Für die nicht versiegelten Flächenanteile erfolgt die Modellierung von Schnee- und Bodenwasserhaushalt dann jeweils unter Verwendung dieser Parameter.

Alternativ zu der oben geschilderten standardmäßigen Aufteilung in versiegelte bzw. unversiegelte Flächen besteht bei erweiterten Bodenparametern auch die Möglichkeit, für jedes Landnutzungs-Boden-Kompartiment den versiegelten Anteil explizit anzugeben (Versiegelungsgrad).

3.9 ABFLUSSKONZENTRATION IM EINZUGSGEBIET

3.9.1 PARALLELSPEICHERMODELL FÜR DIE ABFLUSSKONZENTRATION

In den vorangegangenen Abschnitten wurde auf den vertikalen Wassertransport in der Schnee-, Vegetations- und Bodenschicht eingegangen. Dabei wurde dargestellt, wie in LARSIM die Wasserabgaben aus dem Bodenspeicher getrennt nach (schnellem und langsamem) Direktabfluss, Interflow und Grundwasserabfluss berechnen (Abflussbildung).

Im nächsten Schritt ist der laterale Transport der Abflusskomponenten innerhalb eines Teilgebietes (Teileinzugsgebiet oder Rasterzelle) zu erfassen. Dieser laterale Transport in der Fläche wird als Abflusskonzentration bezeichnet (vgl. Abb. 3-1).

In LARSIM können die lateralen Transporte über verschiedene, optional wählbare Modellansätze nachgebildet werden. Bei den üblichen Anwendungen wird die Abflusskonzentration über das im Folgenden beschriebene Parallelspeichermodell nachgebildet. Dabei wird davon ausgegangen, dass die vom BodenwassermodeLL abgegebenen Abflusskomponenten jeweils einem Gebietsspeicher für Direktabfluss (ggf. schneller und langsamer Anteil), Interflow und Basisabfluss zufließen. Diese Gebietsspeicher können als obere bzw. tiefere Bodenschicht sowie als Grundwasserspeicher interpretiert werden.

Die Gebietsspeicher werden jeweils als Einzellinearspeicher behandelt. Die Wasserabgabe aus den jeweiligen Einzellinearspeichern ist dabei proportional zu ihren Speicherinhalten:

$$Q_{EL} = \frac{1}{RK_{EL}} \cdot V_{EL} \quad (3.185)$$

mit:

Q_{EL}	$[m^3/s]$	Abfluss aus dem Einzellinearspeicher
EL	$[-]$	Index = D für Direktabfluss, I für Interflow und G für Grundwasserabfluss sowie ggf. D2 für schnellen Direktabfluss
RK_{EL}	$[s]$	Rückhaltekonstante des Einzellinearspeichers
V_{EL}	$[m^3]$	Volumen (Speicherinhalt) im Einzellinearspeicher

Der Gebietsspeicher für Grundwasser weist dabei die größte Rückhaltewirkung auf, der Gebietsspeicher für den Direktabfluss (bzw. Oberflächenabfluss) die niedrigste. Die Rückhaltekosten der jeweiligen Einzellinearspeicher sind dabei in LARSIM mit einem Index für die Fließzeit in den Teilgebieten gekoppelt (siehe unten), um die Rückhaltewirkung des Einzugsgebietes mit Gebietscharakteristiken (Gebietsform, Gefälle) in Zusammenhang zu bringen.

Die Wasserabgabe aus dem jeweiligen Teilgebiet zu den in LARSIM erfassten Gerinnestrecken ist gleich der Summe der Abflüsse aus den drei Gebietsspeichern:

$$Q_{TGB} = Q_D + Q_I + Q_G \quad (3.186)$$

Oder im Falle von vier Abflusskomponenten und vier Gebietsspeichern:

$$Q_{TGB} = Q_{D2} + Q_D + Q_I + Q_G \quad (3.187)$$

mit:

Q_{TGB}	[m ³ /s]	im Teilgebiet gebildeter Abfluss
Q_D	[m ³ /s]	Abfluss aus dem Gebietsspeicher für (langsam) Direktabfluss
Q_I	[m ³ /s]	Abfluss aus dem Gebietsspeicher für Interflow
Q_G	[m ³ /s]	Abfluss aus dem Gebietsspeicher für Grundwasser
Q_{D2}	[m ³ /s]	Abfluss aus dem Gebietsspeicher für schnellen Direktabfluss

3.9.2 BERÜCKSICHTIGUNG DES FLEISSZEITINDEXES BEI DER ABFLUSSKONZENTRATION

Das oben beschriebene Parallelspeichermodell für die Berechnung der Abflusskonzentration in den Teilgebieten erfordert die Bestimmung der Rückhaltekonstanten für die Gebietspeicher für (langsam und schnell) Direktabfluss, Interflow und Grundwasserabfluss. Diese Rückhaltekonstanten können nicht direkt aus Gebietsdaten berechnet werden, da sie durch eine Vielzahl unterschiedlicher Faktoren beeinflusst werden.

In LARSIM wird entsprechend der Vorgehensweise in FGMOD (LUDWIG 1982) davon ausgegangen, dass die Werte für die Rückhaltekonstanten im Zusammenhang mit der Fließzeit im Teilgebiet stehen. Teilgebiete mit kleinem Fließzeitindex (steile Gebiete, gedrungene Gebietsform) haben demnach geringere Retentionsgrößen als solche mit großem Fließzeitindex (flache Gebiete, langgestreckte Gebietsform).

Als Index für die Fließzeit im Teilgebiet wird eine vom U.S. Soil Conservation Service entwickelte Beziehung verwendet (KIRPICH 1940), die auf einfach ermittelbaren Gebietsdaten aufbaut:

$$T_{ind} = u_F \cdot \left(0,868 \cdot \frac{L^3}{\Delta H} \right)^{0,385} \quad (3.188)$$

mit:

T_{ind}	[s]	Index für die Fließzeit im Teilgebiet
u_F	[s/h]	Umrechnungsfaktor Stunde in Sekunde (= 3600 s/h)
L	[km]	mittlere Länge der Hauptwasserläufe im Teilgebiet
ΔH	[m]	mittlere Höhendifferenz für die Hauptwasserläufe im Teilgebiet

Die Rückhaltekonstanten für die Gebietsspeicher ergeben sich aus der Multiplikation des Fließzeitindexes mit einem dimensionslosen Kalibrierungsparameter:

$$RK_{D2} = EQ_{D2} \cdot T_{IND}$$

$$RK_D = EQ_D \cdot T_{IND}$$

$$RK_I = EQ_I \cdot T_{IND} \quad (3.189)$$

$$RK_G = EQ_G \cdot T_{IND}$$

mit:

RK_{D2}	[s]	Rückhaltekonstante des Einzellinearspeichers für schnellen Direktabfluss
EQ_{D2}	[-]	Kalibrierungsparameter für die Rückhaltekonstante des schnellen Direktabflusses
RK_D	[s]	Rückhaltekonstante des Einzellinearspeichers für (langsam) Direktabfluss
EQ_D	[-]	Kalibrierungsparameter für die Rückhaltekonstante des (langsam) Direktabflusses
RK_I	[s]	Rückhaltekonstante des Einzellinearspeichers für Interflow
EQ_I	[-]	Kalibrierungsparameter für die Rückhaltekonstante des Interflows
RK_G	[s]	Rückhaltekonstante des Einzellinearspeichers für Grundwasserabfluss
EQ_G	[-]	Kalibrierungsparameter für die Rückhaltekonstante des Grundwasserabflusses

Mit dieser Formulierung wird erreicht, dass sich die Kalibrierungsparameter für unterschiedliche Teilgebiete in wesentlich engeren Wertebereichen bewegen als die Parameter (Rückhaltekonstanten) selbst. Bei der Anwendung von LARSIM können so die Kalibrierungsparameter für alle Teilgebiete innerhalb einer Region mit gleichmäßigem Abflusscharakter in der Regel einheitlich belassen werden. Auf der anderen Seite spiegeln sich die unterschiedlichen Gebietseigenschaften jedoch in der Abflusskonzentration wider, selbst wenn dieselben Werte für die Kalibrierparameter verwendet werden.

Von HOLLE & LUDWIG (1985) wurde für den Kalibrierungsparameter der Rückhaltekonstante Direktabfluss die folgende Abhängigkeit von der Flächengröße des Teilgebiets ermittelt:

$$EQ_D = 36 \cdot F_T^{0,385} \quad (3.190)$$

mit:

EQ_D	[-]	Kalibrierungsparameter für die Rückhaltekonstante Direktabfluss
F_T	[km ²]	Flächengröße des Teilgebiets

Die von Holle und Ludwig untersuchte Direktabflusskomponente bezieht sich allerdings auf Untersuchungen mit Hochwasser-Flussgebietsmodellen, bei denen mit Stundenwerten als Diskretisierungszeitschritt gearbeitet wurde. Bei Wasserhaushaltsmodellierungen auf Tageswertbasis werden diese schnell reagierenden Abflusskomponenten jedoch nicht detailliert, sondern nur zeitlich gemittelt nachgebildet. Es ist daher im Einzelfall zu prüfen, ob ein über Formel (3.190) berechneter Wert für EQ_D auch bei der Wasserhaushaltsmodellierung sowie bzw. anderen Zeitschritten verwendbar ist.

Abschließend sei noch auf die Arbeiten von SCHWARZE et al. (1997) hingewiesen, in denen ein Zusammenhang zwischen der Rückhaltekonstante des Grundwasserspeichers und geologischen Strukturen hergestellt wird. Der entsprechende Ansatz wurde jedoch noch nicht in LARSIM implementiert, da er bisher nur für Mittelgebirgs-Einzugsgebiete mit paläo- und mesozoischen Festgesteinen hergeleitet ist. Derzeit ist eine flächendeckende Übertragung dieses Ansatzes auf andere Einzugsgebiete nicht möglich.

3.9.3 BERÜKSICHTIGUNG EINES LIMITIERTEN GRUNDWASSERSPEICHERS BEI DER ABFLUSSKONZENTRATION

Bei der Berechnung der Abflusskonzentration wird im Allgemeinen davon ausgegangen, dass die verwendeten Gebietsspeicher keine Volumenslimitierung aufweisen. In besonderen Situationen kann jedoch das Volumen des Grundwasserspeichers z. B. dadurch begrenzt sein, dass der Grundwasserstand die Geländeoberkante erreicht. Folglich ändert sich das Abflussverhalten im Gebiet mit dem Erreichen der maximalen Füllung des Grundwasserspeichers abrupt, zusätzliches Wasserdargebot gelangt als Sättigungsflächenabfluss sehr schnell zum Abfluss (STAHL et al. 2012).

Solche Phänomene treten beispielsweise auf, wenn alpine Täler, die durch eine Grundschwelle abgeschlossen sind, mit gut durchlässigen Schottern gefüllt sind. Der Schotterkörper nimmt das Wasserdargebot bis zum Erreichen eines Schwellenwerts nahezu vollständig auf und gibt dieses sehr stark verzögert als Grundwasserabfluss ab. Wird jedoch der maximale Füllungsgrad der Schotterkörper erreicht, kann das aktuelle Wasserdargebot nicht weiter aufgenommen werden. In dieser Situation gelangt die verfügbare Wassermenge ohne Zwischenspeicherung direkt in das Oberflächengewässer, wobei dann meist ein steiler Abflussanstieg zu beobachten ist (BAY. LFU 2011; STAHL et al. 2012).

Um solche Phänomene mit LARSIM abzubilden, wurde die Möglichkeit geschaffen, den Gebietsspeicher für Grundwasserabfluss in ausgewählten Teilgebieten zu limitieren. Wird der vorgegebene maximale Inhalt des Gebietsspeichers für Grundwasserabfluss in einem Teilgebiet erreicht, so wird das überschüssige Wasser wie Direktabfluss behandelt. Dieses überschüssige Wasser wird somit mit einer wesentlich geringeren Retentionswirkung in das Oberflächengewässer abgegeben als über den Gebietsspeicher für Grundwasserabfluss (BAY. LFU 2011).

Dabei ist zu beachten, dass ein limitierter Grundwasserspeicher nur in Verbindung mit dem in Abschnitt 3.6.3 beschriebenen Schwellenwertansatz für vier Abflusskomponenten verwendet werden kann. Entsprechend der Vorgabe für den Eichparameters A2 erfolgt die Aufteilung des Direktabflusses in einen schnellen und einen langsamen Anteil.

Darüber hinaus besteht die Möglichkeit, im Falle eines sehr steilen Anstiegs des Inhalts des Gebietsspeichers für Grundwasserabfluss einen Teil des dem Gebietsspeicher zufließenden Wassers direkt dem Gebietsspeicher für schnellen Direktabfluss zuzuführen (BAY. LFU 2011).

Durch die Anwendung des Moduls für den limitierten Grundwasserspeicher lässt sich die Simulation alpiner Gebiete mit den oben beschriebenen Schotterkörpern deutlich verbessern (STAHL et al. 2012).

3.10 WELLENABLAUF IM GERINNE

3.10.1 WELLENABLAUF NACH WILLIAMS MIT TRAPEZPROFILEN

Nach dem lateralen Wassertransport aus der Einzugsgebietsfläche in das Gerinne, der als flächenbezogener Prozess betrachtet wurde, ist durch das Wasserhaushaltsmodell der Wassertransport im Gerinne zu beschreiben. Dabei wird in LARSIM die durch die Laufzeit des Wassers im Gerinne bedingte Translation und die durch Ausuferungen bewirkte Retention im Gerinne berücksichtigt. Darüber hinaus können Interaktionen zwischen Gerinne und Grundwasserkörper für ausgewählte Gewässerabschnitte mit berücksichtigt werden (siehe unten).

Zur Berechnung der Translation und Retention im Gerinne stehen in LARSIM unterschiedliche hydrologische Verfahren zur Verfügung, von denen hier nur das in LARSIM-Anwendungen gebräuchlichste Verfahren nach WILLIAMS (1969) beschrieben wird. Die Berechnung von Translation und Retention im Gerinne wird dabei in Abhängigkeit von der Gerinnegeometrie und den Rauigkeitsverhältnissen im Gerinne durchgeführt, um so das Einführen weiterer Eichparameter in das Wasserhaushaltsmodell zu vermeiden. Um den Berechnungsaufwand dafür einzuschränken, werden bei dem in LARSIM verwendeten hydrologischen Ansatz einige vereinfachende Annahmen getroffen. So werden einheitliche geometrische Verhältnisse innerhalb der betrachteten Gerinnestrecke vorausgesetzt, die durch ein Doppel- oder ein Tripeltrapezprofil beschrieben werden.

Weiterhin wird bei der Ermittlung der Wasserstands-Durchfluss-Beziehung ein stationär gleichförmiger Abfluss angenommen. Das hydrologische Verhalten der Gewässerteilstrecke kann dann durch einen Einzellinearspeicher beschrieben werden, dessen (variable) Speicherkonstante abhängig ist vom aktuellen Wasserstand bzw. von Abfluss und Fließgeschwindigkeit im Profil. Die Speicherkonstante der Gewässerteilstrecke kann dabei als Schwerpunktlaufzeit einer Hochwasserwelle gedeutet werden. Von WILLIAMS (1969) wird hierzu eine Arbeitsgleichung zur abfluss- bzw. wasserstandsabhängigen Ermittlung der Speicherkonstante gegeben:

$$RK_i = \frac{L \cdot A_{n,i}}{3600} \cdot \frac{3}{QZ_{i-1} + QZ_i + QA_{i-1}} \quad (3.191)$$

mit n aus

$$Q_n \leq \frac{QZ_{i-1} + QZ_i + QA_{i-1}}{3} \leq Q_{n+1} \quad (3.192)$$

mit:

RK	[h]	Speicherkonstante für die Gewässerteilstrecke
i	[-]	Index für den Berechnungszeitschritt
L	[m]	Länge der Gewässerteilstrecke
A	[m ²]	benetzter Querschnitt des Flussprofiles
n	[-]	Index für den Wasserstand im Gewässerprofil
QA	[m ³ /s]	Abfluss aus der Gewässerteilstrecke
QZ	[m ³ /s]	Zufluss in die Gewässerteilstrecke

Der benetzte Querschnitt des Flussprofiles wird unter Annahme eines stationär gleichförmigen Abflusses in der Gewässerteilstrecke nach der Beziehung von Manning-Strickler und den geometrischen Verhältnissen eines Doppel- oder Tripeltrapezprofiles beschrieben:

$$Q = A \cdot EK \cdot K_s \cdot \left(\frac{A}{U}\right)^{2/3} \cdot I^{1/2} \quad (3.193)$$

mit:

Q	[m ³ /s]	stationär gleichförmiger Abfluss nach Manning-Strickler
A	[m ²]	benetzter Querschnitt des Flussprofils
EK	[−]	mögliche Kalibrierungsgröße in LARSIM zur Modifizierung der Geschwindigkeitsbeiwerte
K _s	[m ^{1/3} /s]	Geschwindigkeitsbeiwert nach Manning-Strickler
U	[m]	benetzter Umfang des Flussprofils
I	[−]	Gefälle der Flussstrecke

Hierbei ist zu beachten, dass für das Hauptgerinne und die Vorländer in LARSIM unterschiedliche Strickler-Beiwerte angesetzt werden können. Dadurch lässt sich die Retentionswirkung infolge von Ausuferungen deutlich besser abbilden.

Als Arbeitsgleichung zur Berechnung der Abflussverformung durch einen Einzellinearspeicher wird entsprechend dem Programm FGMOD folgende Beziehung verwendet:

$$\begin{aligned} QA_i = & QZ_i \cdot \left(1 - \frac{RK_i}{TA} \cdot \left(1 - e^{-\frac{TA}{RK_i}} \right) \right) \\ & + QZ_{i-1} \cdot \left(\frac{RK_i}{TA} \cdot \left(1 - e^{-\frac{TA}{RK_i}} \right) - e^{-\frac{TA}{RK_i}} \right) \\ & + QA_{i-1} \cdot e^{-\frac{TA}{RK_i}} \end{aligned} \quad (3.194)$$

mit:

QA	[m ³ /s]	Abfluss aus der Gewässerteilstrecke
i	[−]	Index für den Berechnungszeitschritt
QZ	[m ³ /s]	Zufluss in die Gewässerteilstrecke
RK	[h]	Speicherkonstante der Gewässerteilstrecke
TA	[h]	Berechnungszeitschritt

dV/dQ-Verfahren:

Im oben beschriebenen hydrologischen Ansatz ergibt sich die Speicherkonstante für die Gewässerteilstrecke aus dem Verhältnis zwischen Volumen und Abfluss (Formel (3.191)). Alternativ hierzu kann die Speicherkonstante in LARSIM auch aus dem Gradienten dV/dQ des aktuellen Abflusses bestimmt werden:

$$RK_i = \frac{dV}{dQ} \quad (3.195)$$

Durch die Verwendung des Gradienten anstelle des einfachen Verhältnisses von Volumen zu Abfluss kann häufig eine verbesserte Abbildung des Wellenablaufs erreicht werden.

3.10.2 DIREKTE EINBINDUNG VERMESSENER PROFILE

Hier ist zu ergänzen, dass Durchflussparameter auch direkt aus vermessenen Profilen über die Profile.dat eingebunden werden können (keine Trapezprofile, Option PROFILE EX-TERN).

3.10.3 INTERAKTIONEN ZWISCHEN GERINNE UND GRUNDWASSER

Im oben beschriebenen Ansatz wird die durch den Wellenablauf im Gerinne und auf den Vorländern bedingte Verformung der fließenden Welle berücksichtigt. Darüber hinaus kann insbesondere bei sehr gut durchlässigen Schotterkörpern auch die Interaktion der fließenden Welle mit dem angrenzenden Grundwasserkörper merklich zur Retention des Durchflusses beitragen.

So infiltriert beispielsweise an der unteren Isar im ansteigenden Ast einer Hochwasserwelle Wasser aus dem Gerinne über die Deiche und Vorländer in das Grundwasser. Im abfallenden Ast der Hochwasserwelle gelangt das Wasser wieder zurück in das Gerinne. Der Prozess zeigt sich durch einen schnellen Anstieg und Abfall der Grundwasserpegel hinter den Deichen. Im Gerinne äußert sich diese Interaktion mit dem Grundwasser in einer Verringerung des Abflussscheitels und einem verzögerten Wellenablauf (STAHL et al, 2012).

Solche Interaktionen können in LARSIM für vorzugebende Gewässerteilstrecken vereinfacht über den Ansatz eines Grundwasserbegleitstroms nachgebildet werden (BAY. LFU 2011). Die grundsätzliche Konzeption des Grundwasserbegleitstroms ist in Abb. 3-29 schematisch dargestellt. Wie das Schema verdeutlicht, wird der Gerinnespeicher modelltechnisch mit einem zweiten Speicher, dem Grundwasserbegleitstrom-Speicher, umschlossen. Vereinfachend wird angenommen, dass das untere Niveau dieses Speichers der Höhe der Gewässersohle entspricht.

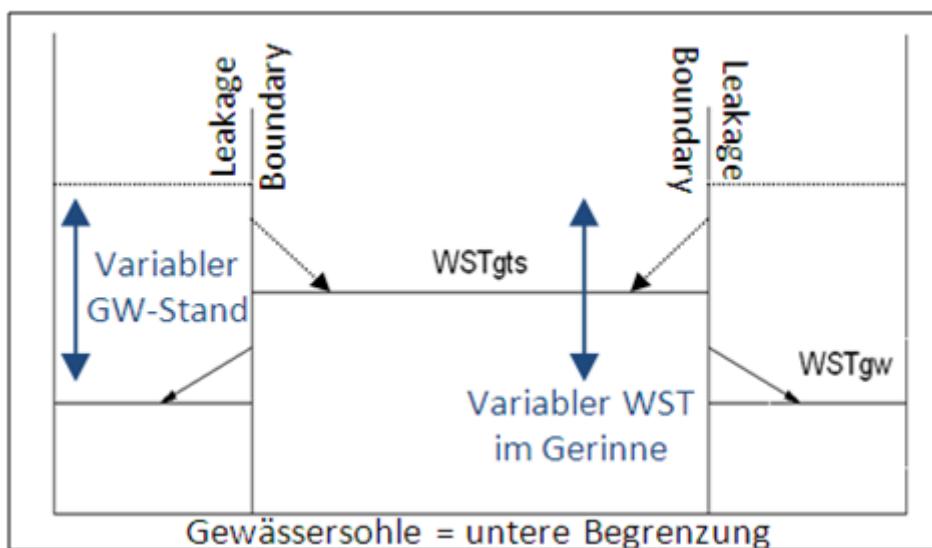


Abb. 3-29: Schema der Funktionsweise des Grundwasserbegleitstroms.

Ist der Wasserstand im Gerinnespeicher höher als derjenige des Grundwasserbegleitstrom-Speichers, exfiltriert Wasser vom Gerinne in den Grundwasserbegleitstrom. Dieser Prozess wird mit der folgenden Gleichung beschrieben:

$$Q_{\text{exf}} = (WST_{\text{gts}} - WST_{\text{gwb}}) \cdot L_{\text{gts}} \cdot \text{Leak}_{\text{exf}} \quad (3.196)$$

mit:

Q_{exf}	[m ³ /s]	Exfiltration aus dem Gerinne in den Grundwasserbegleitstrom
WST_{gts}	[m]	Wasserstand im Gerinne
WST_{gwb}	[m]	Wasserstand im Grundwasserbegleitstrom
L_{gts}	[m]	Länge der betrachteten Gewässerteilstrecke
Leak_{exf}	[m/s]	Leakage-Faktor für Exfiltration

Ist der Wasserstand im Grundwasserbegleitstrom-Speicher höher als im Gerinnespeicher, infiltriert das Wasser umgekehrt vom Grundwasser in das Gerinne:

$$Q_{\text{inf}} = (WST_{\text{gwb}} - WST_{\text{gts}}) \cdot L_{\text{gts}} \cdot \text{Leak}_{\text{inf}} \quad (3.197)$$

mit:

Q_{inf}	[m ³ /s]	Infiltration aus dem Grundwasserbegleitstrom in das Gerinne
Leak_{inf}	[m/s]	Leakage-Faktor für Infiltration

Dabei wird der Wasserstand im Gerinne auf Basis der Profildaten und des aktuellen Abflusses programmintern ermittelt. Der Wasserstand des Grundwasserbegleitstrom-Speichers wird wie folgt berechnet:

$$WST_{\text{gwb}} = \frac{V_{\text{gwb}}}{L_{\text{gts}} \cdot B_{\text{gwb}}} \quad (3.198)$$

mit:

V_{gwb}	[m ³]	Aktuelles Volumen des Grundwasserbegleitstrom-Speichers
B_{gwb}	[m/s]	Effektive Breite des Grundwasserbegleitstrom-Speichers (unter impliziter Berücksichtigung des Porenvolumens)

Bei der Anwendung des Verfahrens hat sich gezeigt, dass es sinnvoll ist, für die In- und die Exfiltration unterschiedliche Leakage-Faktoren vorzusehen. Der Leakage-Faktor für die Exfiltration kann darüber hinaus anhand einer Abfluss-Leakage-Beziehung in Abhängigkeit vom Abfluss im Gerinne variieren. Ebenso kann die effektive Breite des Grundwasserbegleitstrom-Speichers in Abhängigkeit des Wasserstands im Grundwasserbegleitstrom-Speicher variiert werden (BAY. LFU 2011).

Die Anwendung des Grundwasserbegleitstrom-Moduls hat für die untere Isar erhebliche Verbesserungen bei der Berechnung des Hochwasserwellenablaufs erbracht (STAHL et al., 2012).

3.10.4 EXTERNE VOLUMEN-ABFLUSS-BEZIEHUNGEN

Bei dem in 3.10.1 beschriebenen Ansatz zur Berechnung des Wellenablaufs werden für jede Gewässerteilstrecke charakteristische Gerinneprofile vorgegeben und die V-Q-Beziehung bzw. der Gradient dV/dQ anhand der Gerinnedaten für den aktuellen Abfluss berechnet. Die so ermittelte V-Q- bzw. dV/dQ -Beziehung wird dann zur Berechnung der aktuell gültigen Speicherkonstante verwendet.

Alternativ hierzu können in LARSIM V-Q-Tabellen für vorzugebende Gewässerteilstrecken auch extern vorgehalten werden. Solche extern vorgehaltene V-Q-Tabellen können nur in Verbindung mit dem dV/dQ -Verfahren nach WILLIAMS genutzt werden. In diesem Fall wird zunächst der aktuelle Abfluss in der Gewässerteilstrecke abgeschätzt:

$$Q_i = \frac{QZ_{i-1} + QZ_i + QA_{i-1}}{3} \quad (3.199)$$

Mit dem so ermittelten Abfluss wird der zugehörige Gradient dV/dQ aus der vorgehaltenen V-Q-Tabelle ermittelt und dann die aktuelle Speicherkonstante mit Formel (3.213) berechnet.

Die extern vorzuhaltenden V-Q-Tabellen können beispielsweise aus den Ergebnissen hydraulischer Berechnungen abgeleitet werden. Dies bringt insbesondere dann Vorteile für die Berechnung der Wellenfortpflanzung, wenn eine der in 3.10.1 genannten vereinfachenden Annahmen zur Anwendung der Strickler-Gleichung und insbesondere die Annahme gleichförmigen Abflusses nicht zutrifft (vgl. LUBW 2010).

3.10.5 WELLENABLAUF MIT DEM TRANSLATIONS-RETENTIONSVERFAHREN

Alternativ zum Verfahren nach WILLIAMS kann die Berechnung des Wellenablaufs in LARSIM anhand des Translations-Retentionsverfahrens erfolgen. Die für das Verfahren charakteristische getrennte Betrachtung von Translation und Retention scheint insbesondere für die Abbildung des Wellenablaufs in alpinen Gebieten geeignet.

Gleichermaßen wie beim Verfahren nach WILLIAMS erfolgt beim Translations-Retentionsverfahren die Berechnung von Translation und Retention im Gerinne in Abhängigkeit von einer vereinfachten Gerinnegeometrie (Doppel- oder Tripeltrapezprofil) und den Rauigkeitsverhältnissen im Gerinne sowie unter der Annahme von stationär gleichförmigen Abflussverhältnissen.

Die Berechnung des Wellenablaufs nach dem Translations-Retentionsverfahren basiert auf drei Berechnungsschritten:

- Berechnung der Translationszeit
- Translation der Zuflussganglinie
- Retention der um die Translationszeit verschobenen Zuflussganglinie

Während der Berechnung kann es erforderlich sein, die Gewässerteilstrecke in weitere Gewässerabschnitte zu unterteilen. Für jeden Gewässerabschnitt werden jeweils alle drei Berechnungsschritte durchgeführt.

Berechnung der Translationszeit:

Für den Zufluss zu einem Gewässerabschnitt wird für jeden Berechnungszeitschritt die Translationszeit bestimmt. Die Translationszeit ist abhängig von der Wassertiefe und wird zunächst für diskrete Wasserspiegelhöhen mit einem Diskretisierungsintervall von 0,10 m berechnet:

$$VER_n = \frac{DIST}{v_n \cdot 3,6 \cdot TA} \quad (3.200)$$

mit:

VER	[s]	Translationszeit für den Gewässerabschnitt
n	[]	Index für das Diskretisierungsintervall der Wassertiefe
DIST	[km]	Länge eines Gewässerabschnitts
v	[m/s]	mittlere Geschwindigkeit in Abhängigkeit von der Wassertiefe
TA	[h]	Berechnungszeitschritt

Dabei wird die Länge eines Gewässerabschnitts wie folgt berechnet:

$$DIST = \frac{DKM}{ID} \quad (3.201)$$

mit:

DKM	[km]	Restlänge der Gewässerteilstrecke
ID	[]	Teilungsfaktor

Als erste Näherung wird für die Restlänge der Gewässerteilstrecke die Länge der gesamten Gewässerteilstrecke angenommen und der Teilungsfaktor ID = 1 gesetzt.

Die für die Ermittlung der Translationszeit erforderliche Fließgeschwindigkeit wird für die diskreten Wasserspiegelhöhen nach Manning-Strickler berechnet:

$$v_n = EK \cdot K_s \cdot I^{1/2} \cdot \left(\frac{A_n}{U_n} \right)^{2/3} \quad (3.202)$$

für den überbordvollen Abfluss

$$v_n = \frac{Q_n}{A_n} \quad (3.203)$$

für den unterbordvollen Abfluss

mit:

EK	[-]	Kalibriergröße zur Modifizierung der Geschwindigkeitsbeiwerte
K_s	[$m^{1/3}/s$]	Geschwindigkeitsbeiwert nach Manning-Strickler
I	[-]	Gefälle der Gewässerteilstrecke
A	[m^2]	durchflossener Querschnitt in Abhängigkeit von der Wassertiefe
U	[m]	benetzter Umfang in Abhängigkeit von der Wassertiefe
Q	[m^3/s]	mittlerer Durchfluss in Abhängigkeit von der Wassertiefe

Alternativ zur Berechnung der Translationszeit nach Formel (3.200) auf Basis der Fließgeschwindigkeit nach Manning-Strickler kann die Translationszeit über die Ausbreitungsgeschwindigkeit kleiner Wellen ermittelt werden:

$$VER_n = \frac{DIST}{3,6 \cdot TA \cdot \sqrt{9,81 \cdot n \cdot 0,1}} \quad (3.204)$$

Aus den für die diskreten Wasserspiegelhöhen mit einem Diskretisierungsintervall von 0,10 m berechneten Translationszeiten eines Gewässerabschnitts werden die Translationszeiten für den aktuellen Zufluss über eine lineare Interpolation ermittelt:

$$VERQ_i = \left(VER_n + (VER_{n+1} - VER_n) \cdot \frac{QZ_i - QY_n}{QY_{n+1} - QY_n} \right) \cdot Trafak \quad (3.205)$$

Für $QY_n \leq QZ_i < QY_{n+1}$

mit:

VERQ	[-]	Translationszeit für den Zufluss in den Gewässerabschnitt
i	[-]	Index für den Berechnungszeitschritt
QZ	[m^3/s]	Zufluss in den Gewässerabschnitt
Trafak	[-]	Translationsfaktor (Kalibriergröße)

Unterschreitet die für den aktuellen Zufluss berechnete Translationszeit die für den Zufluss zum vorangegangenen Berechnungszeitschritt ermittelte Translationszeit, d. h. würde durch die Translation der Zufluss zum Zeitschritt i-1 hinter den Zufluss zum Zeitschritt i verschoben, wird die Gewässerteilstrecke geteilt:

$$ID_{neu} = ID_{alt} + 1 \quad (3.206)$$

Bei $VERQ_i + 1 \leq VERQ_{i-1}$

Für den so erhaltenen ersten Gewässerabschnitt wird die Berechnung beginnend ab Formel (3.200) bzw. (3.204) so oft durchgeführt, bis in allen Berechnungszeitschritten folgende Bedingung erfüllt ist:

$$VERQ_i + 1 > VERQ_{i-1}$$

Translation der Zuflussganglinie:

Die Zuflussganglinie in den Gewässerabschnitt wird entsprechend der in Formel (3.205) berechneten Translationszeiten verschoben:

$$QZV_i = QZ_1 \quad (3.207)$$

Für $i = 1, \dots, VERQ_1 + 1$

$$QZV_i = QZ_{r-1} + (QZ_r - QZ_{r-1}) \cdot \frac{i - (VERQ_{r-1} + r - 1)}{(VERQ_r + r) - (VERQ_{r-1} + r - 1)} \quad (3.208)$$

Für $i = VERQ_1 + 2, \dots, nt$

Bei $VERQ_{r-1} + r - 1 < i \leq VERQ_{r+r}$

für $r = 2, \dots, i$

mit:

QZV $[m^3/s]$ durch Translation verschobener Zufluss
 nt $[-]$ Anzahl der Berechnungszeitschritte

Retention der verschobenen Zuflussganglinie:

Für die Retentionsberechnung wird ein Einzellinearspeicher mit bereichsweise konstanten abflussabhängigen Rückhaltegrößen verwendet. Die Rückhaltegröße bzw. Speicherkonstante für den aktuellen Berechnungszeitschritt wird anhand der in Formel (3.200) bzw. (3.204) ermittelten Translationszeit für die diskreten Wasserspiegelhöhen ermittelt:

$$RK_i = VER_n \cdot TA \quad (3.209)$$

Für $QY_{n+1} \leq QA_{i-1} < QY_n$

mit:

RK $[h]$ Speicherkonstante für den Gewässerabschnitt
 QA $[m^3/s]$ Abfluss aus dem Gewässerabschnitt

Unter Berücksichtigung der ermittelten Speicherkonstante wird der Abfluss aus dem Gewässerabschnitt wie folgt berechnet:

$$QA_i = QZV_i \cdot \left(1 - \frac{RK_i}{T2} \cdot \left(1 - e^{-\frac{T2}{RK_i}} \right) \right) + H1 \cdot \left(\frac{RK_i}{T2} \cdot \left(1 - e^{-\frac{T2}{RK_i}} \right) - e^{-\frac{T2}{RK_i}} \right) + H3 \cdot e^{-\frac{T2}{RK_i}} \quad (3.210)$$

Mit $H1 = QZV_{i-1}$
 $H3 = QA_{i-1}$
 $T2 = TA$

mit:

$T2$ [h] Teilzeitschritt für die Retentionsberechnung

Tritt eine Änderung der Rückhaltegröße im aktuellen Zeitschritt auf ($QA_i > QY_n$ oder $QA_i < QY_{n-1}$), wird der Zeitschritt so unterteilt, dass der Teilzeitschritt endet, wenn der Abfluss $QA = QY_n$ bzw. $QA = QY_{n-1}$ ist.

Für die erste Unterteilung ist:

$$TTA = 0$$

Weiterhin gilt:

$$\begin{aligned} k &= n - 1 & \text{und} & \quad m = 1 & \quad \text{für} & \quad n < j \\ \text{bzw. } k &= n + 1 & \text{und} & \quad m = n + 1 & \quad \text{für} & \quad n > j \\ \text{mit } i &\text{ aus Formel (3.209) und} \\ &\text{j aus der Bedingung } QY_{j+1} \leq QA_i \leq QY_j \end{aligned}$$

Damit beträgt die Länge des Teilzeitschritts bezogen auf den Anfang des Berechnungszeitschritts:

$$TT = \sqrt{\left(\frac{TA \cdot (2 \cdot QZV_{i-1} - H3 - QY_m)}{2 \cdot (QZV_i - QZV_{i-1})} + TTA \right)^2 + \frac{2 \cdot TA \cdot RK \cdot (QY_m - H3)}{QZ_i - QZ_{i-1}}} - \frac{TA \cdot (2 \cdot QZV_{i-1} - H3 - QY_m)}{2 \cdot (QZV_i - QZV_{i-1})} - TTA \quad (3.211)$$

Unter Annahme der folgenden Werte wird ein neuer Wert für den Abfluss aus dem Gewässerabschnitt anhand der Formel (3.210) berechnet:

$$TTA_{neu} = TT + TTA_{alt}$$

$$H1 = (QZV_i - QVZ_{i-1}) \cdot \frac{TTA_{neu}}{TA} + QVZ_{i-1}$$

$$H3 = QY_m$$

$$T2 = TA - TTA$$

$$n = k$$

$$RK_i = RK_k$$

Die Unterteilung des Zeitschritts wird solange durchgeführt, bis folgende Bedingung erfüllt ist:

$$QY_n \leq QA_i + QY_{n-1}$$

Ist die Gewässerteilstrecke unterteilt worden ($ID > 1$) und die Translations-Retentionsberechnung ist nicht für alle Gewässerabschnitte durchgeführt worden, wird die Restlänge der Gewässerteilstrecke berechnet:

$$DKM_{neu} = DKM_{alt} - \frac{DKM_{alt}}{ID} \quad (3.212)$$

Beginnend mit Formel (3.200) bzw. (3.204) wird die Berechnung für den folgenden Gewässerabschnitt unter Vorgabe von $ID = 1$ durchgeführt. Diese Berechnung wird wiederholt bis $DKM = 0$ ist. Als Zufluss zu den Gewässerabschnitten wird jeweils der anhand Formel (3.210) berechnete Abfluss aus dem oberhalb gelegenen Gewässerabschnitt verwendet.

3.10.6 KOPPLUNG VON LARSIM MIT HYDRAULISCHEN MODELLEN

Durch die Einbindung der externen dV/dQ -Beziehungen ist in LARSIM die Möglichkeit gegeben, Informationen aus den Berechnungsergebnissen eines hydraulischen Modells zu übernehmen.

Alternativ kann LARSIM verwendet werden, um die Zuflüsse zu den Gewässerstrecken für das hydraulische Modell zur Verfügung zu stellen. Für gewisse Flussstrecken (z. B. im Oberlauf der Gewässer) werden dann die hydrologischen Verfahren in LARSIM für die Berechnung von Translation und Retention angewandt, während für andere Flussstrecken (z. B. im Unterlauf) die Berechnungsergebnisse aus LARSIM dem hydraulischen Modell zur Berechnung des Flood-Routings übergeben werden. Eine Kopplung eines hydraulischen Modells mit LARSIM ist in Flussabschnitten vorteilhaft, in denen z. B. in Folge großer Überschwemmungsgebiete instationäre Abflussverhältnisse auftreten.

Eine Kopplung von operationellen LARSIM-Modellen mit hydraulischen Modellen wird bereits erfolgreich sowohl für Wasserhaushaltsmodelle wie auch für Flussgebietsmodelle durchgeführt (z. B. in Bayern).

Dabei wird eine einseitig gerichtete Kopplung durchgeführt, bei dem die Berechnungsergebnisse aus LARSIM dem hydraulischen Modell als Input in Form von Zuflussganglinien übergeben werden. Eine Rückkopplung vom hydraulischen Modell zu LARSIM findet nicht statt. Solche Modelle mit Rückkopplung werden generell bislang nicht operationell angewandt, weil der Aufwand bei der Erstellung und Anwendung eines Modells, bei dem hydrologische und hydraulische Modellkomponenten zusammenhängend programmiert sind, sehr hoch ist.

3.11 SEEN, TALSPERREN UND RÜCKHALTEBECKEN

3.11.1 UNGESTEUERTE SEERETENTION

Grundlage des in LARSIM verwendeten Berechnungsverfahrens für die Seeretention ist die Kontinuitätsgleichung in der Form:

$$V_{s(t+1)} = \frac{\Delta t}{2} \cdot (QZ_{s(t)} + QZ_{s(t+1)} - QA_{s(t)} - QA_{s(t+1)}) + V_{s(t)} \quad (3.213)$$

mit:

V_s	$[m^3]$	Speicherinhalt im See (bzw. in der Talsperre)
QZ_s	$[m^3/s]$	Zufluss in den See
QA_s	$[m^3/s]$	Abfluss aus dem See
Δt	[s]	Intervalllänge des Berechnungszeitschritts

Bei gegebener Volumen-Abfluss-Kennlinie für den See bzw. die Talsperre werden über diese Beziehung die Ganglinien für Seeinhalt und -abgabe iterativ aus der Zuflussganglinie berechnet.

3.11.2 RÜCKHALTEBECKEN

Die Berechnung eines Rückhaltebeckens mit konstantem Regelabfluss erfolgt auf Basis folgender, im Systemdatensatz von LARSIM anzugebender Kenndaten:

- gewöhnlicher Hochwasserschutzraum
- konstanter Regelabfluss (bis Erreichen des gewöhnlichen HW-Rückhalteraumes)
- Volumen-Abfluss-Kennlinie der Hochwasserentlastungsanlage

Bei den entsprechenden Vereinbarungen in der Steuerungsdatei wird der Abfluss aus dem Rückhaltebecken, solange noch gewöhnlicher HW-Rückhalteraum verfügbar ist, auf einen konstanten Regelabfluss reduziert. Erst nach Überschreitung des gewöhnlichen Hochwasserschutzraumes erfolgt zusätzlich ein Abfluss über die Hochwasserentlastung des Beckens. Die Retention im außergewöhnlichen HW-Rückhalteraum wird dabei iterativ über das Verfahren der Seeretention berechnet.

Im Rahmen der operationellen Abflussvorhersage ist es zudem möglich, Messdaten für den Speicherinhalt und die Speicherabgabe einzulesen. Die eingelesenen Messdaten ersetzen dann die anhand der im Systemdatensatz definierten Kenndaten berechneten Ergebnisse. Wird nur die Messung einer der beiden Größen berücksichtigt, wird daraus die andere Größe unter Einbeziehung des berechneten Speicherzuflusses und des zum vorangegangenen Zeitschritt vorliegenden Speicherinhalts anhand der Kontinuitätsgleichung berechnet.

3.11.3 TALSPERREN

Für die Simulation einer Talsperren-Steuerung in LARSIM sind folgende Kenndaten der Talsperre im Systemdatensatz anzugeben:

Systemdaten:

- Beckeninhaltslinie: Wasserstand [m+NN], Speicherinhalt [1000 m³]
- Kennlinie der HW-Entlastung: Wasserstand [m+NN], Abfluss über HW-Entlastung [m³/s]

Betriebsvorschriften:

- Inhalt Unterkante der Hochwasserentlastung
- Maximal zulässige Absenkgeschwindigkeit pro Tag [cm/Tag]
- Jahreszeitlicher Verlauf der Betriebs-Sollganglinie (Soll-Speicherinhalt pro Datum)
- Maximal zulässige Abgabe (Abfluss pro Datum)
- Mindestwasserabgabe (Abfluss pro Datum)

In erster Priorität erfolgt die Mindestwasserabgabe aus der Talsperre, wobei auch die Unterschreitung der Betriebs-Sollganglinie möglich ist. In zweiter Priorität wird dann die jahreszeitliche Betriebssoll-Ganglinie nachgefahren, solange dies nicht zu einer Überschreitung der maximal zulässigen Abgabe führt.

Sofern ein Nachfahren der jahreszeitlich vorgegebenen Betriebs-Sollganglinie zu einer Überschreitung der maximal zulässigen Abgabe führen würde, wird der Zuflussanteil, der die maximal zulässige Abgabe überschreitet, in der Talsperre eingestaut. Die Betriebs-Sollganglinie wird somit überschritten.

Wenn die Schwelle der HW-Entlastung überschritten wird, erfolgt ein zusätzlicher Abfluss über die HW-Entlastungsanlage. Die Retention im außergewöhnlichen HW-Rückhalteraum der Talsperre wird dabei über das Seeretentionsverfahren berücksichtigt.

Sofern nach einem Hochwasser der Speicherinhalt noch über der Betriebs-Sollganglinie liegt, wird der Speicherwasserstand so lange mit der maximal zulässigen Absenkgeschwindigkeit reduziert, bis die Betriebs-Sollganglinie wieder erreicht ist.

Diese grundsätzliche Steuerung der Talsperre kann zudem über eine vorgegebene Bandbreite der Betriebssoll-Ganglinie in leicht modifizierter Form durchgeführt werden.

Außerdem können (im operationellen Betrieb) Messdaten und Vorhersagen (Planungen) von Speicherinhalten bzw. Speicherabgaben berücksichtigt werden. Hierdurch wird sichergestellt, dass Talsperren und deren Auswirkung auf den Abfluss in der Simulation und Vorhersage korrekt berücksichtigt werden, auch wenn der aktuelle Betrieb von der angegebenen Betriebsvorschrift abweicht.

3.11.4 GESTEUERTE SEEN

Neben ungesteuerten Seen, bei denen lediglich die Seeretention wirksam ist, können auch Steuerungsvorgaben für Seen berücksichtigt werden. Dabei können detaillierte zeitliche Steuerungen vorgegeben werden, wie das Beispiel in Abb. 3-30 schematisch zeigt.

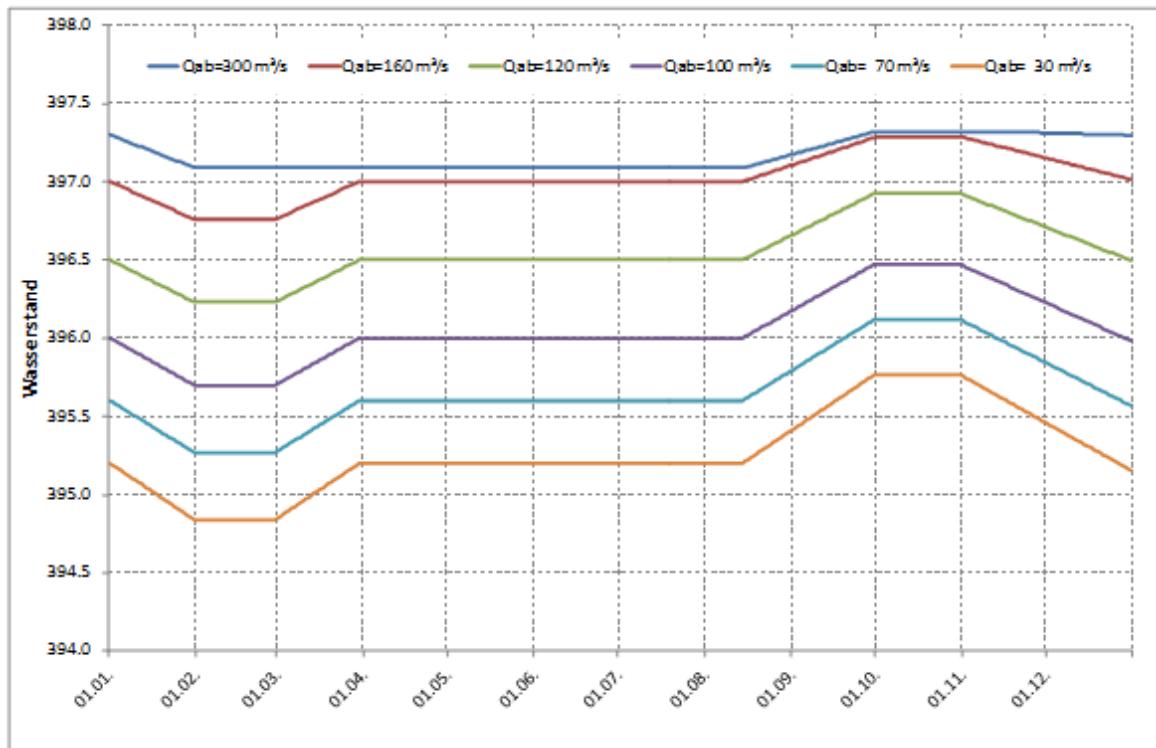


Abb. 3-30: Beispiel einer jahreszeitlichen Steuerung eines Sees.

Für die Berücksichtigung einer Seensteuerung sind folgende Kenndaten im Systemdatensatz anzugeben:

Systemdaten:

- Seeinhaltlinie: Wasserstand [m+NN], Seeinhalt [1000 m³]

Steuerungsvorgaben:

- Sollabgabe [m³/s] aus dem See bei einem gegebenen Seewasserstand (Wasserstands-Abfluss-Beziehung) für das gesamte Jahr oder verschiedene Gültigkeits-Zeiträume
- Maximal zulässige Absenkgeschwindigkeit [m/Tag]

Sofern ein Nachfahren der vorgegebenen Sollabgabe zu einer Überschreitung der maximal zulässigen Absenkung führen würde, wird die Abgabe aus dem See gedrosselt.

Sowohl für gesteuerte als auch für ungesteuerte Seen können verschiedene Verfahren zur Korrektur des berechneten Seewasserstands anhand gemessener Wasserstandsganglinien angewendet werden.

3.11.5 STEUERUNG VON SPEICHERN UND POLDERN

Steuerung von Speichern und Poldern mit dem Modul SPEMO:

Zur Simulation und Optimierung der Steuerung von Speichern und Poldern ist in LARSIM das Modul SPEMO integriert.

Speicher werden hier definiert als direkt im Gewässer (im Hauptschluss) angeordnete dauerhaft eingestaute Stauräume, deren Rückhaltevolumen durch Vorabsenkung vergrößert werden kann. Polder werden dagegen definiert als seitlich vom Gewässer (im Nebenschluss) angeordnete dauerhaft leere Stauräume, die nur zum Hochwasserrückhalt befüllt werden.

Das Modul SPEMO ist vornehmlich für die Bewirtschaftung eines Speichers oder Speicher-systems bzw. die Flutung eines Polders oder Poldersystems im Hochwasserfall ausgelegt. Dabei kann eine Optimierung der Steuerung im Rahmen einer Bemessungsaufgabe für den gesamten Ereigniszeitraum oder bei der operationellen Vorhersage nur für den Vorhersagezeitraum erfolgen.

Für ein Wasserhaushaltsmodell können mehrere in sich abgeschlossene Speichersysteme vorgegeben werden, die unabhängig voneinander optimiert werden. Prinzipiell ist innerhalb eines Speichersystems die gleichzeitige Berücksichtigung einer beliebigen Anzahl von Speichern und/oder Poldern möglich, die parallel oder in Reihe geschaltet sind.

Jedem Speicher bzw. Polder kann eine beliebige Anzahl von Steuerquerschnitten zugeordnet werden. Die Steuerquerschnitte werden jeweils stromabwärts eines Speichers oder Polders angeordnet und dienen zur Kontrolle der Steuerung, d. h. an ihnen werden die Auswirkungen der Steuerungsmaßnahmen auf das Gewässer während einer Optimierung ausgewertet.

Zur Minimierung der Rechenzeit, insbesondere in Hinblick auf die operationelle Hochwasservorhersage, werden programmintern zunächst alle für die Berechnung des Speicher-systems relevanten Modellelemente vom ersten Speicher bzw. Polder bis zum letzten Steuerquerschnitt bestimmt. Dann erfolgt die einmalige Berechnung oberstromiger und seitlicher Zuflüsse zum Speichersystem sowie der Abflusskonzentration in der Fläche für alle relevanten Modellelemente. Während einer Optimierung der Speicher- bzw. Polder-steuerung wird somit lediglich der Gerinneabfluss in den für das Speichersystem relevanten Modellelementen jeweils neu berechnet. Nach Abschluss der Berechnung eines Speichersystems ist es möglich, die Fortführung des gewöhnlichen Programmablaufs von LAR-SIM zu unterbrechen, um die vorläufigen Ergebnisse für die Speichermodellierung zu visu-alisieren und ggf. anzupassen.

Bei der operationellen Abflussvorhersage wird der Zeitraum für die Speicherberechnung in den Simulationszeitraum und Steuerungszeitraum unterteilt, wobei der Steuerungszeitraum i.d.R. dem Vorhersagezeitraum entspricht. Für den Simulationszeitraum wird entweider eine Steuerung als Speicherabgabeganglinie bzw. Polderzuflussganglinie vorgegeben oder es wird von keiner Nutzung des Speichers bzw. Polders ausgegangen, d. h. die Spei-cherabgabe entspricht dem Speicherzufluss bzw. der Polder wird nicht geflutet.

Für den Steuerungszeitraum kann die Speicherabgabe bzw. der Polderzufluss nach einer vorgegebenen Betriebsregel berechnet, als Ganglinie (Planung) eingelesen oder optimiert werden.

Für die Optimierung der Steuerung stehen die folgenden zwei Verfahren zur Verfügung:

- Verfahren zur Einhaltung von Sollfunktionen an den Steuerquerschnitten
- Verfahren zur Minimierung des Gesamtschadens im Modellraum

Beim Verfahren zur Einhaltung von Sollfunktionen an den Steuerungsquerschnitten, welches nur für die Steuerung von Speichern, nicht aber für Polder angewendet werden kann, wird aus drei Teilstufen eine Zielfunktion für die Optimierung gebildet. Dabei bewertet die erste Teilstufe den Abfluss an den Steuerquerschnitten in Abhängigkeit vom Inhalt des jeweils zugeordneten Speichers anhand einer Sollfunktion. Die zweite Teilstufe berücksichtigt die Über- oder Unterschreitung eines maximal oder minimal zulässigen Speicherinhalts. Sofern mehrere Speicher innerhalb eines Speichersystems zu optimieren sind, kann mit einer dritten Teilstufe eine gleichmäßige Auslastung der Speicher bewirkt werden.

Die Variation der Speicherabgaben erfolgt für alle Steuerungsintervalle (Vielfaches des Berechnungsintervalls) auf Grundlage des Gauß-Newton-Verfahrens mit der Modifikation von Marquardt. Die Zielfunktion wird dabei getrennt für alle zu optimierenden Speicher für alle Berechnungszeitschritte des Steuerungszeitraums berechnet. Die Parameter werden bei der Optimierung dahingehend variiert, dass das Abweichungsmaß minimal wird.

Mit dem Verfahren zur Minimierung des Gesamtschadens ist es möglich, sowohl eine Speichersteuerung als auch die Flutung eines Polders zu optimieren. Bei der Optimierung nach diesem Verfahren werden die an allen Speichern, Poldern und Steuerquerschnitten entstehenden Schäden für jeden Berechnungszeitschritt des Steuerungszeitraumes akkumuliert. Dabei werden die Schäden anhand von vorgegebenen Schadensfunktionen in Abhängigkeit vom Volumen bzw. Abfluss bestimmt. Auch hier erfolgt die Variation der Speicherabgaben für die Steuerungsintervalle auf Grundlage des Gauß-Newton-Verfahrens mit der Modifikation von Marquardt, so dass der Gesamtschaden minimal wird.

Steuerung eines Rückhaltebeckens auf einen Pegel im Unterwasser:

Um eine entsprechende Steuerung mit LARSIM zu simulieren, müssen die Abflüsse aus dem Einzugsgebiet zwischen Rückhaltebecken und Steuerpegel in gespeicherter Form vorliegen. Diese sind zunächst in einem ersten Simulationslauf zu berechnen. Anschließend kann in einem zweiten Lauf die gewünschte Steuerung simuliert werden, wobei das Rückhaltebecken so gesteuert wird, dass die Abgabe aus dem Rückhaltebecken plus der Summe der Abflussganglinien aus dem Einzugsgebiet zwischen dem Rückhaltebecken und dem Steuerpegel den vorgegebenen Regelabfluss am Steuerpegel nicht überschreitet.

Hiermit wird eine Steuerung mit konstantem Regelabfluss an einem Pegel flussabwärts des Rückhaltebeckens simuliert. Zu beachten ist dabei, dass bei einer solchen Steuerung in der Praxis Regelungsverluste infolge von Wellenlaufzeiten, Messungenauigkeiten sowie Dämpfungen in der Regelungselektronik auftreten. LARSIM berechnet somit also eine idealisierte Steuerung.

3.12 VERZWEIGUNGEN, EINLEITUNGEN UND ENTNAHMEN

3.12.1 VERZWEIGUNGEN

Zur Abbildung von Überleitungssystemen für den regionalen Wasserausgleich, Überleitungen zu Wasserkraftwerken oder auch Flussverzweigungen können in ein Wasserhaushaltsmodell Verzweigungen integriert werden.

Für eine Verzweigung in vereinfachter Form wird für die Ausleitungsstelle ein Abfluss-Schwellenwert angegeben, bei dessen Überschreitung ein definierter Prozentsatz des Überschreitungsabflusses ausgeleitet und an einer stromabwärts gelegenen Stelle des Modells wieder eingeleitet wird.

Allernach kann eine Beziehung zwischen dem Abfluss im Gerinne und der Ausleitung mit beliebig vielen Stützstellen definiert werden. Zwischen den Stützstellen dieser Beziehung wird der auszuleitende Abfluss durch lineare Interpolation ermittelt.

Liegt eine Messung oder eine Planung für eine Überleitung oder Verzweigung als Abflussganglinie vor, besteht zudem die Möglichkeit, diese einzulesen und als Ausleitung zu übernehmen.

Für die temporäre Berücksichtigung einer Verzweigung kann der Beginn und das Ende des Gültigkeitszeitraums angegeben werden.

3.12.2 EINLEITER UND ENTNAHMEN

Ein Wasserhaushaltsmodell wie LARSIM simuliert in sich geschlossen den gesamten Wasserhaushalt eines Einzugsgebietes. In der Praxis können jedoch auch Fremdwassereinleitungen in Einzugsgebiete einen nennenswerten Anteil am Wasserhaushalt einnehmen, wie dies etwa im Neckargebiet als Folge der Fernwasserversorgung der Fall ist. Solche Wassereinleitungen können in LARSIM für jeden Knotenpunkt im Modellaufbau berücksichtigt werden. Dies kann in Form konstanter Werte, typischer Jahregänge oder zeitlich hochauflösten Zeitreihen erfolgen.

Entnahmen können über zeitlich konstante Werte oder Jahregänge vorgegeben werden. Alternativ kann zur Berücksichtigung von Wasserentnahmen aus einem Einzugsgebiet auch eine Verzweigung von der Stelle der Wasserentnahme zum Modellende vorgesehen werden.

Speziell für Kläranlagen besteht die Möglichkeit, standardisierte Jahregänge der Einleitungen zu berücksichtigen. Dies ist beispielsweise für die Vorhersage von Niedrigwasser in stark anthropogen beeinflussten Einzugsgebieten sinnvoll, wenn Einleitungen von Kläranlagen die Trockenwetterabflüsse spürbar beeinflussen. Die aus den eingegebenen Jahregängen entnommenen Abflüsse der Einleitungen werden modellintern dem Basisabfluss zugeschlagen.

3.13 WASSERTEMPERATUREN

3.13.1 GRUNDLAGEN DES WASSERTEMPERATURMODULS

Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM wurde um Berechnungsmodule erweitert, die eine Simulation und Vorhersage der Wassertemperatur ermöglichen. Die hierfür zusätzlich integrierten Module werden als Wärmemodell (WM) und das Gesamtmodell als Wasserhaushalts- und Wärmemodell (WWM) bezeichnet. Das WWM kann sowohl offline als auch operationell in unterschiedlichen Rechenschrittweiten betrieben werden (HAAG et al. 2005, HAAG & LUCE 2008). Abb. 3-31 zeigt das Modellschema des um den Wärmeaushalt der Gewässer erweiterten LARSIM. Generell bildet der Wasserhaushalt die Grundlage für die Simulation der Wassertemperatur. Dabei werden der Auf- und Abbau von Schneedecken, Interzeption und Evapotranspiration sowie der Bodenwasserhaushalt mit unveränderten Modulen des WHM simuliert, ohne dass die Wassertemperatur mit berechnet wird.

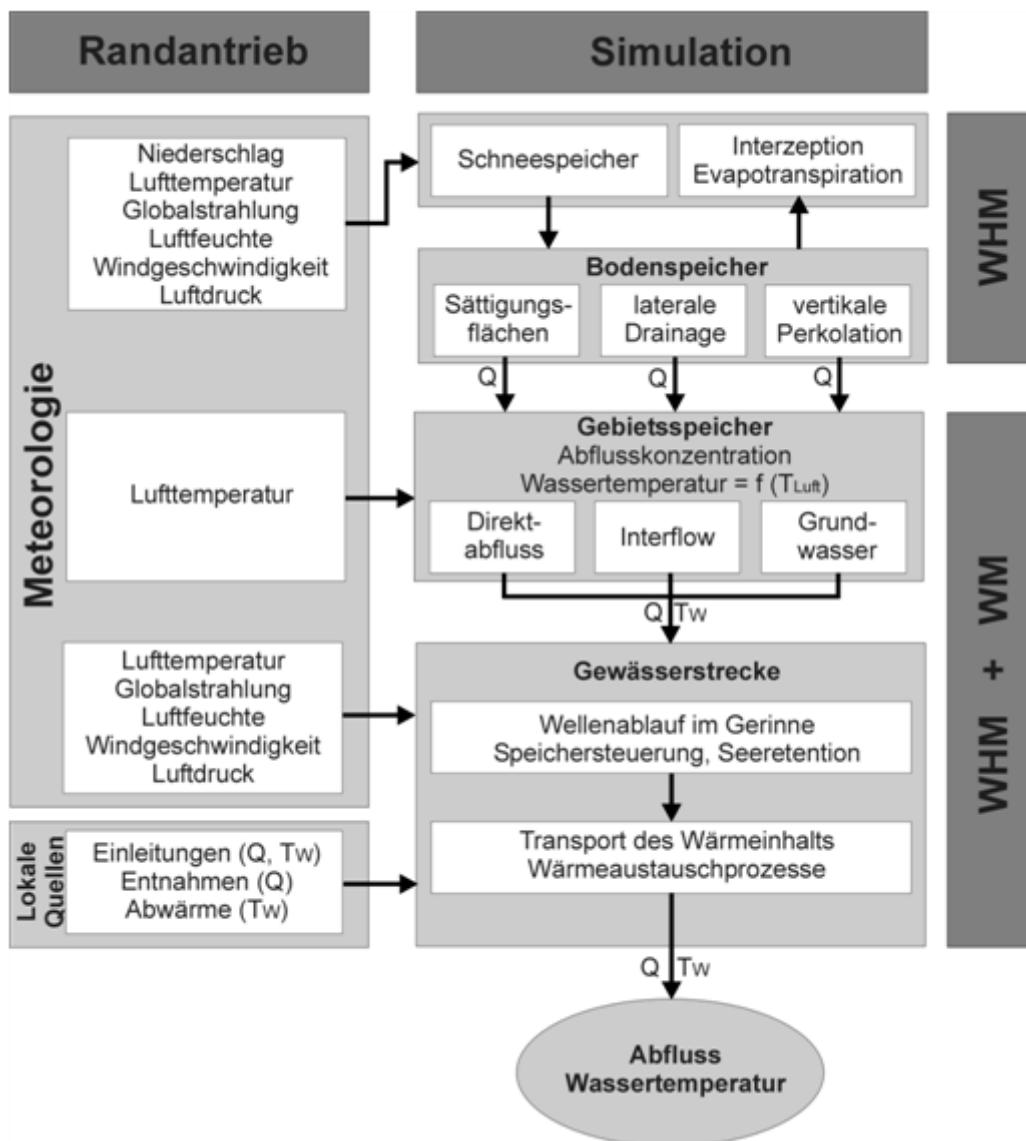


Abb. 3-31: Modellschema von LARSIM bei der Anwendung als Wasserhaushalts- und Wärmemodell (WWM).

Bei der Simulation der drei oder vier Gebietsspeicher (Abflusskonzentration) und des Wellenablaufs in den Gewässerstrecken wird die Wassertemperatur mit berechnet. Dabei können neben den klimatischen Einflussfaktoren auch punktuelle Wärmequellen in Form von Abwärmeleistungen oder als Einleitungen mit definierter Temperatur sowie Wasserentnahmen berücksichtigt werden. Als Ergebnis aus einer WWM-Simulation erhält man die Abflüsse und Wassertemperaturen in den Fließgewässern des simulierten Einzugsgebiets (HAAG et al. 2005, HAAG & LUCE 2008).

3.13.2 PHYSIKALISCH BASIERTE BERECHNUNG DES WÄRMEHAUSHALTS

Standardmäßig wird die Wassertemperatur mit physikalischen Ansätzen für die relevanten Wärmeaustauschprozesse berechnet. Hierfür werden zunächst die Wassertemperaturen der Abflussanteile aus den Gebietsspeichern für Direktabfluss (ggf. schneller und langsamer Direktabfluss), Interflow sowie Grundwasserabfluss jeweils als lineare Funktionen der aktuellen Lufttemperatur ausgedrückt (HAAG & LUCE 2008):

$$T_{W_{GS}} = \text{MIN} \left\{ \text{MAX} \left\{ \begin{array}{l} Y0T_{W_{GS}} + B1T_{W_{GS}} \cdot (T_L - Y0T_{W_{GS}}) \\ 0 \\ T_{W_{max}} \end{array} \right\} \right\} \quad (3.214)$$

mit:

$T_{W_{GS}}$ [°C]	Wassertemperatur des Gebietsspeicherabflusses
$Y0T_{W_{GS}}$ [°C]	Achsenabschnitt der Regressionsgleichung (Eichgröße)
$B1T_{W_{GS}}$ [-]	Steigung der Regressionsgleichung (Eichgröße)
T_L [°C]	Aktuelle Lufttemperatur
$T_{W_{max}}$ [°C]	Maximal zulässige Wassertemperatur für den Gebietsspeicher

Über Steigung und Achsenabschnitt dieser Beziehungen wird berücksichtigt, dass die Temperatur des grundwasserbürtigen Abflusses in etwa dem langjährigen Mittel der Lufttemperatur entspricht, während der Direktabfluss infolge seiner kurzen Aufenthaltszeit im Einzugsgebiet wesentlich stärker von der aktuellen Lufttemperatur beeinflusst ist. Der Interflow nimmt eine Zwischenstellung ein (vgl. HAAG 2009). Darüber hinaus wird berücksichtigt, dass die Wassertemperatur nicht unter 0°C fallen kann und mit einem Maximalwert nach oben hin beschränkt ist (vgl. MOHSENI & STEFAN 1999). Der Berechnungsansatz stellt eine starke Vereinfachung dar, der aber zulässig ist, da die Wassertemperatur in den Gewässern rasch durch die Wärmeaustauschprozesse mit der Atmosphäre und dem Gewässerbett überprägt wird (vgl. HAAG 2009).

Der Transport in den Gewässerstrecken wird mit der eindimensionalen Advektions-Dispersions-Gleichung berechnet (HAAG & LUCE 2008):

$$\frac{\partial T_W}{\partial t} + u \cdot \frac{\partial T_W}{\partial x} = E_x \cdot \frac{\partial^2 T_W}{\partial x^2} \pm S \quad (3.215)$$

mit:

T_w	[°C]	Wassertemperatur im Fließgewässer
u	[m/s]	Fließgeschwindigkeit
E_x	[m ² /s]	Longitudinaler Dispersionskoeffizient
S	[°C/s]	Quellen-Senken-Term

Die Fließgeschwindigkeit ergibt sich dabei aus dem mit dem WHM berechneten Abfluss und dem durchflossenen Querschnitt. Der longitudinale Dispersionskoeffizient wird mit Hilfe einer von Fischer vorgeschlagenen empirischen Gleichung abgeschätzt (FISCHER et al. 1979). Der Quellen-Senken-Term beinhaltet zum einen die Summe der relevanten Wärmeaustauschprozesse mit der Atmosphäre und dem Gewässerbett. Zum anderen erfasst er auch lokale Quellen, wie z. B. die Abwärmeeinleitung durch thermische Kraftwerke.

Hinsichtlich der Temperaturveränderung durch Wärmeaustausch mit der Umgebung werden im Quellen-Senken-Term die in Abb. 3-32 dargestellten Prozesse berücksichtigt. Für die Änderungsrate der Wassertemperatur infolge von Wärmeaustauschprozessen auf der Gewässerstrecke wird daher folgende Gleichung zugrunde gelegt (HAAG & LUCE 2008):

$$\frac{dT_w}{dt} = \frac{R_K + R_L + H_F + H_L + R_{Sed}}{c_p \cdot \rho_w \cdot h} \quad (3.216)$$

mit:

R_K	[W/m ²]	Kurzwellige Strahlungsbilanz
R_L	[W/m ²]	Langwellige Strahlungsbilanz
H_R	[W/m ²]	Strom fühlbarer Wärme
H_L	[W/m ²]	Strom latenter Wärme (Verdunstung, Kondensation)
R_{Sed}	[W/m ²]	Wärmeaustausch mit dem Gewässerbett
h	[m]	Mittlere Tiefe der Gewässerstrecke

Die Gewässertiefe wird dabei als Funktion des berechneten Abflusses ausgedrückt, während für die Wärmekapazität (c_p) und die Dichte (ρ_w) des Wassers die bereits oben beschriebenen Konstanten verwendet werden.

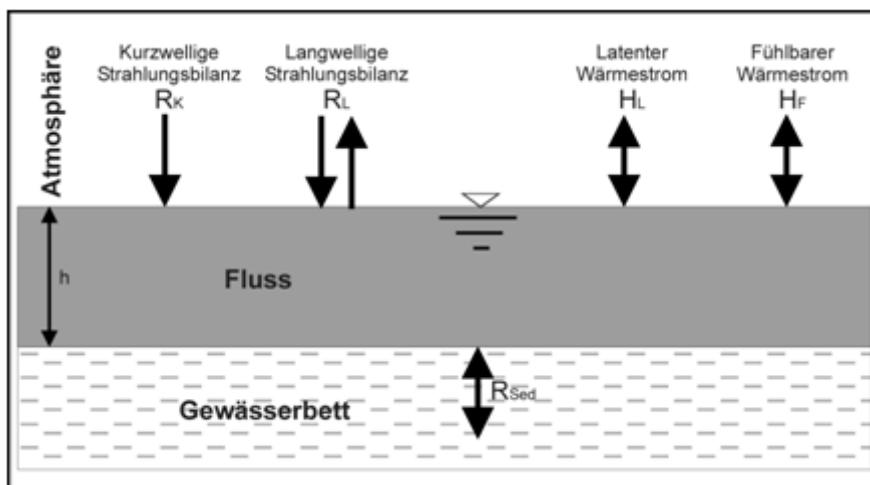


Abb. 3-32: Bei der physikalischen Berechnung des Wärmehaushalts in LARSIM berücksichtigte Austauschprozesse.

Die kurzwellige Strahlungsbilanz (R_K) wird analog zur Berechnung der Strahlungsbilanz bei der Berechnung der terrestrischen Evapotranspiration ermittelt, wobei die jahreszeitlich variable Albedo von Wasser aus dem Systemdatensatz berücksichtigt wird. Zusätzlich wird ein Abschattungsfaktor (F_{schatt}) als möglicher Eichparameter verwendet. In diesem Faktor ist die Beschattung des Gewässers durch Ufervegetation und Horizontüberhöhung zusammengefasst (HAAG & LUCE 2008):

$$R_K = F_{\text{SCHATT}} \cdot (1 - \alpha) \cdot R_C \quad (3.217)$$

mit:

F_{SCHATT} [-] Abschattungsfaktor des Gewässers (0 – 1; Abhängig von Horizontüberhöhung und Ufervegetation, möglicher Eichparameter)

Im Gegensatz zur Simulation der terrestrischen Evapotranspiration liegt bei der Berechnung des Wärmehaushalts der Gewässer die Oberflächentemperatur (Wassertemperatur) als Berechnungsgröße vor, so dass die Wärmestrahlung des Gewässers mit dem Stefan-Boltzmann-Gesetz berechnet werden kann. Die langwellige atmosphärische Gegenstrahlung wird unter Berücksichtigung der Lufttemperatur, der Luftfeuchte und des Bewölkungsgrades mit einer Kombination der Ansätze von BRUTSAERT (1975) und MEIER (2002) berechnet. Somit berechnet sich für die langwellige Strahlungsbilanz wie folgt (HAAG & LUCE 2008):

$$R_L = F_{\text{Ratm}} \cdot \sigma \cdot K^4 \cdot \left(\frac{e}{K}\right)^{1/7} \cdot \left(1 + c \cdot \left(1 - \frac{n}{N}\right)^2\right) - \varepsilon \cdot \sigma \cdot (T_w + 273,15)^4 \quad (3.218)$$

mit:

F_{Ratm}	[-]	Empirischer Faktor (Standard: 1,28; möglicher Eichparameter)
K	[K]	Lufttemperatur 2 m über dem Grund
e	[hPa]	Aktueller Dampfdruck in der Luft 2 m über Grund
c	[-]	Wolkentypabhängiger Faktor (im Mittel = 0,22; MEIER 2002: 91)
T_w	[°C]	Aktuelle Wassertemperatur
N	[h]	Astronomisch mögliche Sonnenscheindauer des Tages
n	[h]	Tatsächliche Sonnenscheindauer des Tages

Da die Wassertemperatur bekannt ist, bzw. die zu berechnende Größe darstellt, kann sie (im Gegensatz zur Berechnung der terrestrischen Evapotranspiration) auch in der Verdunstungsberechnung mit berücksichtigt werden. Verdunstung (bzw. Kondensation) an der Gewässeroberfläche sowie der daraus resultierende Strom latenter Wärme (H_L) können folglich mit unterschiedlichen aerodynamischen Modellen (Dalton-Ansätze) berechnet werden:

$$E = K_L \cdot (e_{s,T_w} - e) \quad (3.219)$$

mit:

E	[mm/d]	Verdunstungsrate
K_L	[mm/d/hPa]	Turbulenter Stoffübergangskoeffizient für Wasserdampf
e_{s,T_w}	[hPa]	Sättigungsdampfdruck an der Wasseroberfläche (mit T_w für T)

Standardmäßig wird im WWM der Ansatz von Rinsha und Domschenko (zitiert in LAWA 1991) eingesetzt, der sich insbesondere an größeren Gewässern wie z. B. dem Neckar bewährt hat (ATV 1998, HAAG & WESTRICH 2002).

Über einen Windschutzfaktor wird zudem berücksichtigt, dass die Messwerte der Klimastationen häufig nicht repräsentativ für die Windgeschwindigkeiten am Gewässer sind (vgl. SINOKROT & STEFAN 1993). Somit ergibt sich für den turbulenten Wasserdampf-Übergangskoeffizienten (HAAG & LUCE 2008):

$$K_L = 0,211 + 0,103 \cdot v \cdot F_{wind} \quad (3.220)$$

mit:

v	[m/s]	Windgeschwindigkeit 10 m über dem Grund
F_{wind}	[\cdot]	Windschutzfaktor (~ 1 ; möglicher Eichparameter)

Der Strom latenter Wärme (H_L) infolge der Verdunstung (bzw. Kondensation) an der Gewässeroberfläche ergibt sich somit aus (HAAG & LUCE 2008):

$$H_L = \rho_w \cdot \frac{E \cdot L}{86400 \cdot 10^3} \quad (3.221)$$

mit:

L	[J/kg]	Verdunstungswärme von Wasser (LAWA 1991: $(2500 - 2,39T_w) \cdot 10^3$)
-----	--------	---

Bei der Simulation des Stroms fühlbarer Wärme (H_F) wird davon ausgegangen, dass der turbulente Austauschterm für Temperatur gleich dem für Wasserdampf ist. Der turbulente Massenstrom fühlbarer Wärme wird daher unter Berücksichtigung des Bowen-Verhältnisses (ARYA 1988) analog zur Verdunstung berechnet (HAAG & LUCE 2008):

$$H_F = \gamma \cdot \frac{P_{akt}}{1013} \cdot K_L \cdot L \cdot \frac{T_w - T_L}{86400 \cdot 10^3} \cdot \rho_w \quad (3.222)$$

mit:

γ	[hPa/ $^{\circ}$ C]	Psychrometerkonstante bei Normaldruck (0,655 hPa/ $^{\circ}$ C)
P_{akt}	[hPa]	Luftdruck

Die Temperatur des Gewässerbetts und der resultierende Wärmeaustausch mit dem Wasserkörper wird vereinfacht mit Hilfe eines Ein-Schicht-Sediment-Modells abgebildet (vgl. DiToro 2001, HAAG et al. 2006). Der Wärmestrom über die Grenzfläche ergibt sich aus dem Temperaturgradienten im Bett, nahe der Gewässersohle.

Die Temperatur an der Grenzfläche Gewässerbett – Wasser kann dabei der Wassertemperatur (des homogen durchmischten überlagernden Wasserkörpers) gleichgesetzt werden. Somit ergibt sich (HAAG & LUCE 2008):

$$R_{\text{sed}} = -K_{\text{sed}} \cdot (T_W - T_{\text{sed}}) \quad (3.223)$$

mit:

K_{sed}	[J/m ² /s/°C]	Wärmeübergangskoeff. an der Gewässersohle (Eichparameter)
T_{sed}	[°C]	Effektive Temperatur des Gewässerbett (nahe der Grenzfläche)

T_{sed} wird dabei als effektive Gewässerbetttemperatur bezeichnet, weil sie keiner real messbaren Temperatur in einer bestimmten Betttiefe entspricht. Vielmehr ist T_{sed} jene Temperatur, deren Differenz zu T_W den Temperaturgradienten im Nahbereich unterhalb der Gewässersohle effektiv widerspiegelt.

Der zeitliche Verlauf der effektiven Gewässerbetttemperatur T_{sed} muss folglich mit simuliert werden. Da sie keinem Transport unterliegt ergibt sich (HAAG & LUCE 2008):

$$\frac{d T_{\text{sed}}}{dt} = \frac{K_{\text{sed}}}{CZ_{\text{sed}}} \cdot (T_W - T_{\text{sed}})$$

mit

$$CZ_{\text{sed}} = c_{\text{p, sed}} \cdot \rho_{\text{sed}} \cdot \Delta z_{\text{sed}} \quad (3.224)$$

$$K_{\text{sed}} = \lambda_{\text{sed}} \cdot \frac{\Delta z_{\text{sed}}}{2}$$

mit:

CZ_{sed}	[J/m ² /°C]	Effektive Wärmekapazität des Gewässerbett (Eichparameter)
$c_{\text{p, sed}}$	[J/kg/°C]	Spezifische Wärme des Gewässerbett
ρ_{sed}	[kg/m ³]	Lagerungsdichte des Gewässerbett
Δz_{sed}	[m]	Effektive Mächtigkeit des Gewässerbett
λ_{sed}	[J/m/s/°C]	Wärmeleitfähigkeit des Gewässerbett

Der effektive Wärmeübergangskoeffizient K_{sed} kann formal als das Produkt der Wärmeleitfähigkeit des Gewässerbett und der halben Mächtigkeit des effektiv am Wärmeaustausch beteiligten Gewässerbettvolumens aufgefasst werden. Auch der zweite zusammengefasste (effektive) Parameter CZ_{sed} hat eine formale physikalische Bedeutung: Er kann als das Produkt von spezifischer Wärmekapazität, Lagerungsdichte und effektiv am Wärmeaustausch beteiligter Gewässerbetttiefe interpretiert werden.

Beide Parameter (K_{sed} und CZ_{sed}) können als Ergebnis von im allgemeinen Fall nicht bekannten physikalischen Größen erklärt werden. Zusätzlich werden sie jedoch durch die mögliche Einstrahlung an der Gewässersohle sowie in geringerem Maße durch die Geometrie beeinflusst.

Wenngleich die beiden Parameter physikalisch interpretiert werden können, sind sie also a priori als Eichparameter aufzufassen.

K_{sed} ist dabei maßgebend für die Intensität des Wärmeaustauschs zwischen Gewässerbett und Wasserkörper. Die Größe von CZ_{sed} bestimmt vor allem wie viel Wärme im Gewässerbett gespeichert werden kann.

Neben den Wärmeaustauschprozessen auf der Fließstrecke können im WWM auch lokale Wärmequellen, wie z. B. die Abwärmeeinleitung thermischer Kraftwerke oder Kläranlagenabläufe berücksichtigt werden. Dabei kann entweder mit der Abwärmeleistung [MW] oder mit der Temperatur und dem Abfluss einer Einleitung gerechnet werden. Unterhalb der Einleitungsstelle wird mit der rechnerischen Mischtemperatur weitergerechnet.

3.13.3 REGRESSIONSMODELLE ZUR PUNKTUELLEN BERECHNUNG DER WASSERTEMPERATUR

Die oben beschriebene physikalisch basierte Simulation der Wassertemperatur liefert im Allgemeinen gute Übereinstimmungen mit gemessenen Werten. Insbesondere in kleinen, flachen Fließgewässern kann jedoch die räumlich und zeitlich variable Beschattung und Windabschattung dazu führen, dass die Kalibrierung des physikalischen Ansatzes recht aufwändig ist. Sofern die Gewässer nicht maßgeblich durch Wärmeeinleitungen oder durch Talsperren (Tiefenwasserentnahme!) beeinflusst sind, können zur Berechnung der punktuellen Wassertemperatur alternativ Regressionsmodelle verwendet werden (vgl. HAAG 2009). Wobei zu beachten ist, dass diese Regressionsmodelle lediglich punktuelle Ergebnisse liefern und keine Aussagen über das Einzugsgebiet oberhalb des betrachteten Punkts ermöglichen.

Die Regressionsbeziehungen können unter Berücksichtigung gemessener Wasser und Lufttemperaturen sowie ggf. Abflüssen automatisiert durch Anpassungsalgorithmen geëicht werden. Daher eignen sie sich insbesondere dafür, mit relativ geringem Aufwand die Wassertemperatur-Randbedingungen für einen physikalisch zu berechnenden Flussabschnitt vorzugeben (LFU 2005, LUBW 2006).

Die allgemeine Form der multiplen, nicht-linearen Regressionsmodelle wurde auf der Basis grundlegender Erkenntnisse zum Zusammenhang zwischen Luft- und Wassertemperatur (vgl. MOHSENI & STEFAN 1999) sowie weiterführender theoretischer Überlegungen zum Einfluss des Abflusses, des Gewässerbets und zum Tagesgang der Wassertemperatur abgeleitet. Die Regressionsansätze sind somit physikalisch basiert (siehe LUBW 2006). Unter Berücksichtigung dieser Grundlagen konnte gezeigt werden, dass die Wassertemperatur bei ausschließlicher Verwendung von Lufttemperatur und Abfluss als Prädiktoren am besten simuliert und vorhergesagt werden kann.

In LARSIM steht zum einen ein vereinfachter Regressionsansatz ohne Berücksichtigung des Abflusses zur Verfügung (HAAG & LUCE 2008):

$$T_{W,i} = \frac{\alpha}{1 + \exp\left(\gamma \cdot \left(\beta - \frac{\sum_{j=i-m}^i T_{L,j}}{m}\right)\right)} + b_{1TL} \cdot \left(T_{L,i} - lag - \frac{\sum_{j=i-lag-m}^i T_{L,j}}{m}\right) \quad (3.225)$$

mit:

$T_{W,i}$	[°C]	Wassertemperatur zum aktuellen Zeitpunkt i
$T_{L,i}$	[°C]	Lufttemperatur zum aktuellen Zeitpunkt i
m	[h]	Anzahl der Stundenschritte zur Mittelung der Lufttemperatur
lag	[h]	Anzahl der Stundenschritte zur Verschiebung der Lufttemperatur-differenz
α	[‐]	Maximal zu erwartende Wassertemperatur
β	[‐]	Wassertemperatur am Wendepunkt der Lufttemperatur-Wasser-temperatur-Beziehung
γ	[‐]	Parameter für den Gradienten der Lufttemperatur-Wasser-temperatur-Beziehung
b_{1TL}	[‐]	Parameter zu Berücksichtigung von Tagesgängen der Wasser-temperatur

Sofern neben Messwerten zur Wassertemperatur am interessierenden Punkt auch Abflussmessungen vorliegen, kann zum anderen auch das folgende erweiterte Regressionsmodell verwendet werden (HAAG & LUCE 2008):

$$T_{W,i} = b_{1Q} \cdot \log_{10} \left(\frac{Q_i}{MQ} \right) + \frac{\alpha}{1 + \exp \left(\gamma \cdot \left(\beta - \frac{\sum_{j=i-m}^i T_{L,j}}{m} \right) \right)} + \left(b_{2Q} \cdot \log_{10} \left(\frac{Q_i}{MQ} \right) + b_{1TL} \right) \cdot \left(T_{L,i} - \text{lag} - \frac{\sum_{j=i-\text{lag}-m}^i T_{L,j}}{m} \right) \quad (3.226)$$

mit:

Q_i	[m ³ /s]	Abfluss zum aktuellen Zeitpunkt i
MQ	[m ³ /s]	Langjähriger mittlerer Abfluss
b_{1Q}	[‐]	Parameter zur Berücksichtigung des Einflusses des Abflusses auf die mittlere Wassertemperatur
b_{1TL}	[‐]	Parameter zur Berücksichtigung des Einflusses des Abflusses auf kurzfristige Wassertemperaturschwankungen

4 ERSTELLUNG VON LARSIM WASSERHAUSHALTSMODELLEN

4.1 ERSTELLUNG VON GEBIETSDATEIEN

4.1.1 ÜBERBLICK ÜBER DIE LARSIM GEBIETSDATEIN

Die im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Wasserhaushaltsberechnungen basieren auf grundlegenden Informationen zum jeweiligen Einzugsgebiet, den sogenannten Gebietsdaten. Wenn ein neues LARSIM-Wasserhaushaltsmodell für ein Einzugsgebiet erstellt wird, müssen zunächst diese Gebietsdaten ermittelt und für die Nutzung in LARSIM aufbereitet werden.

Tab. 4-1 gewährt einen Überblick über die in LARSIM verwendeten Gebietsdaten, deren räumliche Zuordnung und ihre hauptsächlichen Funktionen. Dabei ist zu beachten, dass der Detailliertheitsgrad der verwendeten Gebietsdaten je nach Verfügbarkeit und Zielsetzung des Modells variabel gewählt werden kann. Zudem können je nach Erfordernis und Verfügbarkeit viele Zusatzinformationen optional genutzt werden.

Die wichtigsten Basisdaten eines LARSIM Modells beziehen sich auf die Aufteilung des Flussgebiets in Teilgebiete (TGB) und die Fließvernetzung zwischen den TGB. Die Flächenaufteilung in TGB kann entweder über reale hydrologische Teileinzugsgebiete oder über eine Rasterung vorgenommen werden (vgl. Kapitel 3.1). Bei der Erstellung einer LARSIM-Gebietsdatei müssen zunächst die TGB ausgewiesen und mit grundlegenden Informationen zu Fläche, Lage und Höhe versehen werden. Optional kann ein TGB in Höhenschichten unterteilt werden. In der darauffolgenden Fließvernetzung wird festgelegt, in welches nachfolgende TGB das jeweilige TGB entwässert. Die Basisinformationen zur Lage und Höhe der TGB wird zudem für die räumliche Interpolation der meteorologischen Antriebsdaten genutzt.

Die TGB (sowie ggf. die Höhenzonen der TGB) werden nochmals in Landnutzungs-Boden-Kompartimente (LBK) unterteilt, die eine ähnliche hydrologische Reaktion aufweisen und daher als Hydrological Response Units interpretiert werden können (vgl. BEVEN 2012). Hierfür sind Daten zur Landnutzung sowie zum Speichervolumen der Böden erforderlich. Optional können Zusatzinformationen zu Boden, Geologie und Abflussbildung einfließen.

Zur Berechnung der Abflusskonzentration je TGB müssen die mittlere Fließlänge von jedem Punkt im TGB bis zum Hauptgewässer sowie das mittlere Gefälle dieser Fließwege ermittelt und in den Gebietsdaten angegeben werden.

Bei allen bislang aufgeführten Gebietsdaten handelt es sich um flächenhafte Informationen, auf deren Ableitung in Abschnitt 4.1.2 näher eingegangen wird.

Zur Berechnung von Translation und Retention in den Flüssen und Bächen sind linienhafte Informationen zu den Gerinnen erforderlich. In der Regel wird dabei das Hauptgewässer eines TGB als Gerinneteilstrecke verwendet. Alternativ können die Hauptgewässer mehrerer TGB zu einer (längerer) Gerinneteilstrecke zusammengefasst werden. Die LARSIM-Gebietsdaten beinhalten die Länge und das mittlere Gefälle der einzelnen Gerinneteilstrecken. Zur Berechnung des Floodrouting mit hydrologischen Verfahren sind darüber hinaus Angaben zum durchflossenen Querschnitt und benetzten Umfang in Abhängigkeit vom Wasserstand (Gerinnegeometrie) sowie zur Rauigkeit von Hauptbett und Vorländern erforderlich.

Alternativ zu den Gerinne- und Rauigkeitsdaten können auch Volumen-Abfluss-Beziehungen (z. B. aus hydraulischen Berechnungen) für die Gerinneteilstrecken hinterlegt werden.

Wird auch die Wassertemperatur simuliert, so dienen diese Informationen auch zur Berechnung des Transports des Wärmeinhalts und des Energieaustausches mit der Atmosphäre. Dabei ist zu beachten, dass in diesem Fall auch die Wasseroberfläche als Funktion des Abflusses hinterlegt oder aus den Gerinnegeometrien berechenbar sein muss.

Tab. 4-1: Übersicht über LARSIM-Gebietsdaten, ihren räumlichen Bezug und ihre hauptsächliche Verwendung

Bezugsgröße	Gebietsdaten	Hauptfunktion
Teilgebiete und Fließ-vernetzung	Lagekoordinaten des TGB	Basisdaten und Interpolation von Meteodata
	Höhe des TGB	
	Höhenstufen im TGB (optional)	
	Fläche des TGB	
Landnutzungs-Boden-Kompartimente	Fließvernetzung zwischen den TGB	Abfluss-konzentration
	Mittlere Fließlänge zur Gerinneteilstrecke des TGB	
	Mittleres Gefälle der Zuflüsse	
	Flächenanteil der Landnutzungen	
Ginne-bezogene Daten	Porenvolumen des Bodens je Landnutzung	Abflussbildung: Interzeption, Schnee, Verdunstung, Bodenwasserhaushalt
	Differenzierung des Porenvol. in nFK und LK (optional)	
	Index für vertikale Versickerungsfähigkeit (optional)	
	Dominanter Abfluss-Prozess-Typ (optional)	
Punktdaten zu Speichern, Verzweigungen, Aus- und Einleitern	Länge der Gerinneteilstrecke	Translation und Retention (sowie optional Transport und Wärmeaus-tausch)
	Gefälle der Gerinneteilstrecke	
	Geometrie der Gerinneteilstrecke (inkl. Vorländer)	
	Rauigkeit der Gerinneteilstrecke (inkl. Vorländer)	
	Volumen-Abfluss-Beziehung je Gerinneteilst. (optional)	
	Abfluss-Oberfläche-Bez. je Gerinneteilst. (optional)	Optional: Punktuelle Quellen und Senken sowie Retention durch Speicher
	Lage und Volumen-Abfluss-Bez. von Seen (optional)	
	Lage und Steuerung von Talsperren (optional)	
	Lage und Steuerung von Rückhaltebecken (optional)	
	Punkteinleitungen bzw. -entnahmen (optional)	
	Überleitungen und Verzweigungen (optional)	
	Abwärmeeinleitungen (optional)	

Die Ermittlung der linienhaften Gerinnedaten wird in Abschnitt 4.1.3 näher erläutert.

Optional können in die LARSIM-Gebietsdaten auch unterschiedliche Punktinformationen integriert werden. Dies ermöglicht es, Speicher (gesteuerte und ungesteuerte Seen, Talsperren, Rückhaltebecken), Wasser- und Wärmeeinleitungen, Wasserentnahmen und Überleitungen im Modell zu berücksichtigen. Hierauf wird in Abschnitt 4.1.4 näher eingegangen.

4.1.2 FLÄCHENHAFTE GEODATEN UND FLEISSVERNETZUNG

Für die Flächenaufteilung, die Ermittlung der Basisdaten der resultierenden Teilgebiete, die Parametrisierung der Abflusskonzentration, die Parametrisierung der Landnutzungs-Boden-Kompartimente und die Fließvernetzung eines LARSIM-Modells müssen in der Regel die folgenden Geoinformationen verknüpft werden (vgl. HAAG & BREMICKER 2010):

- Digitales Geländemodell (DGM)
- Digitale Landnutzungskarte
- Digitale Bodenkarte
- Digitales Gewässernetz

Sofern gewünscht oder erforderlich, können darüber hinaus weitere digitale Karten oder sonstige Informationen einfließen, auf die unten eingegangen wird.

Ausweisung von Teilgebieten und Fließvernetzung

Im ersten Schritt werden die Teilgebietsflächen ausgewiesen. Sofern eine rasterbasierte Flächenaufteilung vorgenommen wird, verlaufen die Kanten parallel zu einem vorgegebenen Koordinatensystem (z. B. Gauß-Krüger oder Geografische Koordinaten). Die Kanten orientieren sich somit nicht an den realen Einzugsgebietsgrenzen des jeweiligen Flussgebiets. Dem Modellgebiet werden daher in der Regel alle Raster zugeordnet, die zu mehr als 50% innerhalb des Flussgebiets liegen.

Bei einer Unterteilung in reale Teileinzugsgebiete erfolgt die Aufteilung i.d.R. entlang der oberirdischen Wasserscheiden, die aus dem DGM abgeleitet werden können. Die Unterteilung in TGB wird dabei beim Zusammenfluss von zwei Fließgewässern (aus dem digitalen Gewässernetz) vorgenommen. Die mittlere Größe der Teilgebiete ergibt sich daher indirekt aus der Dichte des verwendeten digitalen Flussnetzes.

Die Vernetzung der Teilgebiete (Fließvernetzung) erfolgt über eine Verschneidung der Teilgebietsflächen mit dem digitalen Gewässernetz (Abb. 4-1). Hierbei ist darauf zu achten, dass je Teilgebiet nur ein Hauptgewässer vorliegen darf. Bei teileinzugsgebietsbezogenen Modellen ist dies bereits durch die Ausweisung der Teilgebiete gewährleistet. Bei Rastermodellen können möglicherweise zwei oder mehr Flüsse aus dem digitalen Gewässernetz in einem Raster liegen. Dann muss i.d.R. der Fluss mit dem größten Einzugsgebiet für das Raster berücksichtigt werden (Abb. 4-1).



Abb. 4-1: Ableitung der Fließvernetzung (rechts) aus der Verschneidung der Teilgebiete (Raster) mit dem digitalen Gewässernetz (links).

Teilgebietsspezifische Daten

Für jedes Teilgebiet werden die Lagekoordinaten und die Fläche bestimmt und in der Gebietsdatei abgelegt. Als Lagekoordinaten werden dabei i.d.R. die Schwerpunkte der TGB (entspricht bei Rastern dem Mittelpunkt) verwendet. Über die Verschneidung der Teilgebiete mit dem DGM wird als weitere Basisinformation die Höhe jedes TGB bestimmt. Optional können für jedes TGB auch die Flächenanteile von Höhenstufen mit einer vom Modellersteller zu wählenden Mächtigkeit ermittelt und in den Gebietsdaten abgelegt werden. Hierdurch wird es möglich, die Schneedydnamik innerhalb der TGB differenziert nach Höhenstufen zu simulieren.

Zur Parametrisierung der Abflusskonzentration wird für jedes TGB zum einen die mittlere Fließstrecke bis zum Hauptgewässer bestimmt. Hierfür werden die Geometrien der TGB und die Lage der Hauptgewässer herangezogen. Zum anderen wird aus der Verschneidung mit dem DGM das mittlere Gefälle der Zuflüsse zum Hauptgewässer ermittelt.

Sofern die Gerinneteilstrecken den Hauptgewässern je TGB entsprechen, kann aus der Verschneidung von TGB, digitalem Gewässernetz und DGM auch die Länge der Gewässerteilstrecken und deren mittleres Gefälle abgeleitet werden (siehe Abschnitt 4.1.3).

Landnutzungs-Boden-Kompartimente (LBK)

In LARSIM erfolgt die Berechnung der Abflussbildung mit den Teilprozessen Interzeption, Schneedydnamik, Evapotranspiration und Bodenwasserhaushalt innerhalb der TGB getrennt für Landnutzungs-Boden-Kompartimente (LBK). Die Ausweisung und Parametrisierung der LBK erfolgt über die Verschneidung der Teilgebiete mit Landnutzungs- und Bodenkarten (Abb. 4-2).

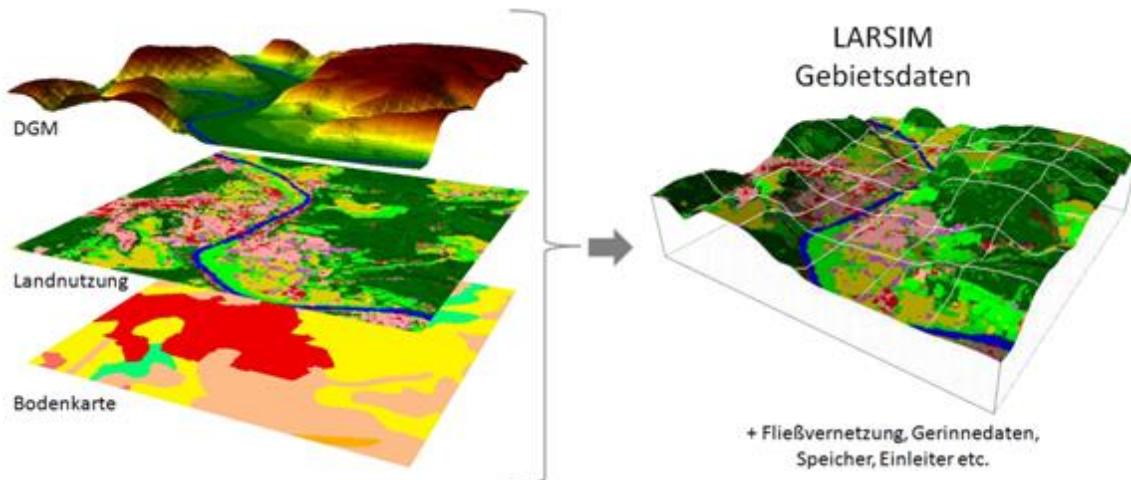


Abb. 4-2: Prinzip der Verschneidung flächenhafter Geodaten für Gebietsdateien

Zur Ausweisung der LBK kann entweder davon ausgegangen werden, dass die Landnutzung der dominierende Einflussfaktor ist. In diesem Fall werden zunächst die Flächenanteile der Landnutzungsklassen an den einzelnen TGB bestimmt. Im zweiten Schritt wird dann ermittelt, wie groß das mittlere Bodenspeichervolumen der unterschiedlichen Landnutzungsklassen in einem TGB ist. In den Gebietsdaten werden dann die Flächenanteile der Landnutzungsklassen in einem TGB und die zugehörigen mittleren Bodenspeichervolumina der entsprechenden Flächenanteile abgelegt.

Alternativ hierzu können Landnutzungs- und Bodendaten gleichberechtigt behandelt werden. In diesem Fall kann dieselbe Landnutzungsklasse innerhalb eines TGB unterschiedliche Bodenspeichervolumina aufweisen. In der Praxis werden hierzu zunächst die flächenhaften Daten zum Bodenspeichervolumen in Klassen eingeteilt. Diese Bodenklassen werden mit den Landnutzungsdaten verschnitten und zu Landnutzungsklassen mit einheitlichen Bodeneigenschaften aggregiert. Für die einzelnen Teilgebiete werden dann die Flächen dieser aggregierten Landnutzungs-Boden-Klassen bestimmt und zugewiesen. Ein TGB kann in diesem Fall also mehrere LBK mit derselben Landnutzung aber unterschiedlichen Bodeneigenschaften aufweisen.

Hinsichtlich des Bodens können in LARSIM zwei unterschiedliche Ansätze gewählt werden: Entweder wird das gesamte Bodenspeichervolumen im Modell vorgegeben. In diesem Fall erfolgt die Unterteilung des Gesamtbodenspeichers in die leicht drainierbaren Grobporen und den Mittelporenbereich (pflanzenverfügbar aber nur langsam drainierend) durch Schwellenwerte des relativen Bodenwassergehalts. Alternativ hierzu können die Volumina für die nutzbare Feldkapazität (nFK = Mittelporen) und die Luftkapazität (LK = Grobporen) explizit vorgegeben werden. In diesem Fall entspricht die Summe aus beiden Werten dem Volumen des Gesamtbodenspeichers (vgl. Abschnitt 3.5).

Optional können die LBK neben Landnutzungs- und Bodendaten zusätzlich Informationen zur kapillaren Aufstiegsrate und/oder zum dominanten Abfluss-Bildungsprozess bei Hochwasser beinhalten (vgl. Abschnitt 3.5; HAAG et al. 2016). In diesem Fall werden je TGB drei oder vier Datenlayer in geeigneter Form miteinander verschnitten, um die einheitlichen LBK daraus abzuleiten.

Datengrundlagen

Je nach Detaillierungsgrad des zu erstellenden Modells und der Datenverfügbarkeit können bzw. müssen unterschiedliche Datenquellen genutzt werden. Als elementare Grundlage für jedes Modell muss in jedem Fall ein DGM zur Verfügung stehen. Grundlegende digitale Geländemodelle mit einer recht groben Auflösung stehen für nahezu die gesamte Erde frei zur Verfügung (z. B. SRTM). Solche frei verfügbaren i.d.R. horizontal und vertikal recht grob aufgelösten DGM können in Ermangelung besserer Daten als Grundlage für die Gebietsdateien einfacher, räumlich grob aufgelöster LARSIM-Modelle dienen.

Für detailliertere, hoch aufgelöste LARSIM-Modelle, wie sie z. B. im operationellen Vorhersagebetrieb genutzt werden (vgl. BREMICKER et al. 2013), sind genauere DGM erforderlich. Solche räumlich hoch aufgelöste DGM, mit einer horizontalen Auflösung von wenigen Metern und einer vertikalen Auflösung von einem Zentimeter oder einem Dezimeter, sind in Deutschland im Allgemeinen über die Landesvermessungsämter verfügbar.

Digitale Landnutzungsdaten stehen ebenfalls in unterschiedlichem Genauigkeitsgrad zur Verfügung. So existieren auch zur Landnutzung weltweit frei verfügbare digitale Karten, die zumindest eine grobe Einteilung in Landnutzungsklassen erlauben (z. B. Global Land Cover Map der ESA). Für großräumige, grobe Modelle oder beim Fehlen detaillierter Daten können diese global verfügbaren Landnutzungsdatensätze auch zur Erstellung von LARSIM-Modellen genutzt werden.

Wesentlich detaillierte Informationen zur Landnutzung enthalten z. B. Landsat-TM-Satellitendaten, die Amtlichen Topographisch-Kartographischen Informationssysteme (ATKIS) oder die CORINE-Land-Cover-Karten, die alle bereits erfolgreich zur Erstellung hoch aufgelöster LARSIM-Modelle genutzt wurden. Die CORINE-Landnutzungsdaten liegen beispielsweise für die gesamte EU sowie für zahlreiche weitere europäische Staaten wie die Schweiz für unterschiedliche Zeitpunkte und in unterschiedlich detaillierter Klassifikation vor (z. B. DLR 2014). Somit stehen europaweit Landnutzungsdaten zur Verfügung, die auch zur Erstellung detaillierter, hoch aufgelöster LARSIM-Modelle genutzt werden können.

Die unterschiedlichen Landnutzungsklassen werden in LARSIM in erster Linie zur differenzierten Simulation von Verdunstung, Interzeption und Schneedynamik verwendet. Hierfür müssen die verwendeten Landnutzungsklassen jahreszeitlich differenziert hinsichtlich ihres Blattflächenindexes, ihrer Albedo, ihrer effektiven Bestandshöhe und ihres Oberflächenwiderstands parametrisiert werden. Für Klassifikationen aus den genannten Datenquellen liegen entsprechende Parametrisierungen vor, die für andere Landnutzungsklassifikationen modifiziert bzw. weiterentwickelt werden können.

Die bisherigen Erfahrungen mit LARSIM zeigen, dass das Modell grundsätzlich robust auf unterschiedliche Methoden zur Bestimmung des Bodenspeichervolumens reagiert. So wurden je nach Datenverfügbarkeit sowohl die nutzbare Feldkapazität (nFK) als auch die Summe aus nutzbarer Feldkapazität und Luftkapazität (nFK + LK) erfolgreich als Bodenspeichervolumen in der Gebietsdatei verwendet. Um die Abflussbereitschaft der Böden in LARSIM realitätsnah abzubilden, ist es allerdings von entscheidender Bedeutung, dass die Systemdaten des Bodenmoduls in einer plausiblen, zutreffenden Größenordnung liegen (vgl. BREMICKER et al. 2011).

Als minimal zulässiger Wert für das jeweilige Bodenspeichervolumen sollte die nFK (des oberen Bodenmeters bzw. der durchwurzelbaren Zone) nicht signifikant unterschritten werden, da ansonsten der Bodenwasserhaushalt sowie die Pufferwirkung des Bodens für Niederschlagsereignisse nicht mehr korrekt nachzubilden sind.

Sofern keine Informationen zum Bodenspeichervolumen vorliegen, kann dieses beispielsweise aus einfachen Beziehungen zu Höhenlage und Gefälle (DGM) und/oder der Landnutzung abgeschätzt werden. Für die Erstellung detaillierter, hoch aufgelöster LARSIM-Modelle können zumindest in Deutschland nFK- und LK-Daten im Allgemeinen aus digitalen bodenkundlichen Karten abgeleitet werden (z. B. BÜK 200).

Zumindest in Deutschland und Europa kann im Normalfall auch auf digitale Gewässernetze mit unterschiedlichem Detailliertheitsgrad zurückgegriffen werden. Für die Fließvernetzung müssen diese verfügbaren Gewässernetze häufig jedoch noch aufbereitet werden. Sofern kein digitales Gewässernetz vorliegt, kann alternativ auch ein virtuelles Flussnetz aus dem DGM erzeugt werden. Insbesondere bei detaillierten Modellen ist jedoch zu beachten, dass erhebliche Unterschiede zwischen virtuellem und realem Flussnetz auftreten können, weshalb im Zweifelsfall ein digitalisiertes (reales) Flussnetz zu bevorzugen ist.

4.1.3 GERINNEBEZOGENE DATEN

Die Berechnung von Translation und Retention in den Gerinneteilstrecken erfolgt in LARSIM entweder mit hydrologischen Floodrouting-Verfahren oder durch die Einbeziehung extern ermittelter Volumen-Abfluss-Beziehungen. In beiden Fällen müssen entsprechende Daten für die betroffenen Gerinneteilstrecken in LARSIM vorgehalten werden, worauf nachfolgend eingegangen wird. Alternativ kann für ausgewählte Flussabschnitte LARSIM auch an externe hydrodynamische Modelle gekoppelt werden, sodass für die hiervon betroffenen Gerinneteilstrecken keine Daten in LARSIM vorgehalten werden müssen (vgl. Abschnitt 3.9).

Länge und Gefälle der Gerinneteilstrecken (GTS)

In der Regel entsprechen die Gerinneteilstrecken (GTS), für die Translation und Retention im Gerinne berechnet wird, den Abschnitten der Hauptgewässer innerhalb der Teilgebiete. Folglich entspricht die Länge einer GTS der Flussstrecke aus dem digitalen Gewässernetz, die innerhalb des jeweiligen Teilgebiets liegt.

Die Gefälle der GTS werden in der Regel gleich dem Gefälle des Talwegs gesetzt, d. h. die gefällemindernde Wirkung von Abstürzen oder Wehren wird nicht berücksichtigt. Zur Bestimmung des Gefälles können somit die Zu- und Abfluss-Schnittpunkte des Hauptgewässers mit den Teilgebietsrändern und die zugehörigen Höhenlagen ermittelt werden. Das Gefälle der GTS ergibt sich dann aus der Höhendifferenz und der Länge der GTS.

Dabei ist zu beachten, dass in Quell-Teilgebieten (in denen die Fließgewässer beginnen) i.d.R. keine Translation und Retention berechnet wird, weshalb die GTS hier eine virtuelle Länge von einem Meter haben.

Idealisierte Trapezprofile

Sofern Retention und Translation mit hydrologischen Floodrouting-Verfahren berechnet werden, müssen in den LARSIM-Gebietsdaten für die einzelnen GTS Informationen zur Gerinnegeometrie (inkl. Vorländer) vorgehalten werden, aus denen der durchflossene Querschnitt und der benetzte Umfang in Abhängigkeit vom Wasserstand ermittelt werden können. In den meisten Fällen wird dies erreicht, indem idealisierte Doppel- oder Tripeltrapezprofile vorgegeben werden. Dabei wird das Hauptbett durch ein Trapezprofil abgebildet. Vorländer und Böschungen werden durch ein zweites und ggf. drittes Trapez abstrahiert. Entscheidende Größen sind hierbei vor allem die Breite und Tiefe des Hauptbetts, die Neigung der Böschung des Hauptbetts sowie die Breite der Vorländer bzw. deren Neigung.

Die idealisierten Trapeze können aus vermessenen Profilen abgeleitet werden, sofern die entsprechenden Daten in ausreichender Qualität vorliegen. Dabei ist zu beachten, dass nur ein repräsentatives Profil je GTS verwendet werden kann. Alternativ hierzu können die idealisierten Profile auch vor Ort abgeschätzt werden.

Insbesondere für räumlich hoch aufgelöste LARSIM Modelle müssen jedoch auch Gerinnegeometrien für zahlreiche kleine Gewässer vorgehalten werden, für die zumeist keine vermessenen Profile vorliegen und eine vor-Ort-Schätzung zu aufwändig ist. Für diese GTS können die Gerinnegeometrien mit automatisierten Gerinneschätzverfahren abgeleitet werden.

Bei dem von BREMICKER (2000) vorgestellten und durch KRAUTER (2005) verbesserten morphologischen Ansatz nach LEOPOLD & MADDOCK (1953) und ZELLER (1965) wird die Geometrie des Hauptbetts auf Grundlage des gerinnebildenden Abflusses (HQ_2) abgeschätzt.

HQ_2 kann wiederum über eine Regressionsbeziehung aus der Einzugsgebietsfläche abgeschätzt werden. Als Grundlage für dieses Verfahren müssen somit die Gesamteinzugsgebietsflächen der betroffenen Teilgebiete bekannt sein. Diese können aus der Fließvernetzung und der Flächengröße aller oberhalb liegenden Teilgebiete ermittelt werden.

Zur Anwendung des von KRAUTER (2005) fortentwickelten Gerinneschätzers wird also zunächst eine Regressionsbeziehung zwischen bekannten HQ_2 -Werten an Pegeln und den zugehörigen Einzugsgebietsflächen erstellt. Im zweiten Schritt wird diese Regressionsbeziehung auf die Einzugsgebietsgrößen der GTS angewandt, um die zugehörigen HQ_2 -Werte abzuschätzen. Mithilfe der so abgeleiteten HQ_2 -Werte können dann die Trapezprofile für die einzelnen GTS mit dem morphologischen Ansatz berechnet werden.

Rauigkeitsbeiwerte

Das hydrologische Floodrouting in LARSIM basiert auf der Manning-Strickler-Gleichung. Daher werden auch Angaben von Rauigkeitsbeiwerten (Strickler-Beiwerte) benötigt, die in LARSIM getrennt für das Hauptbett sowie für das linke und rechte Vorland angegeben werden können. Die Strickler-Beiwerte können beispielsweise aus Angaben zur Beschaffenheit des Gerinnes und dem Bewuchs der Vorländer, aus vor Ort Besichtigungen oder anhand von Fotografien abgeschätzt oder aus 1D-Hydrauliken übernommen werden.

Insbesondere für die verzweigten kleinen Bäche, für die zumeist ein Gerinneschätzer zur Ermittlung der Geometrien verwendet wird, reicht in der Regel eine einfache pauschale Abschätzung der Rauigkeitsbeiwerte aus. So haben sich für kleinere, weitgehend natürliche Gewässer mit mäßigem Geschiebetrieb Strickler-Beiwerte von $30\text{ m}^{1/3}/\text{s}$ für das Hauptbett bewährt. Für die Vorländer können als pauschaler Schätzwert $20\text{ m}^{1/3}/\text{s}$ angesetzt werden (BREMICKER 2000).

Alternativ zur pauschalen Schätzung der Strickler-Beiwerte kann eine von KRAUTER (2005) abgeleitete Erweiterung des oben beschriebenen Gerinneschätzverfahrens verwendet werden. Hierbei werden die Strickler-Beiwerte des Hauptbetts im Zuge des Schätzverfahrens für die Gerinnegeometrie mit bestimmt. Der gesuchte Strickler-Beiwert des Hauptbetts ergibt sich aus der Vorgabe, dass der bordvolle Abfluss (bei bekannter Geometrie und bekanntem Gefälle) dem gerinnebildenden HQ_2 entsprechen muss. Die Strickler-Beiwerte für die Vorländer müssen jedoch auch bei diesem Verfahren weiterhin unabhängig geschätzt werden.

Externe Volumen-Abfluss-Beziehungen

Beim in LARSIM standardmäßig angewandten hydrologischen Floodrouting wird vereinfachend von stationären, gleichförmigen Durchflüssen ausgegangen, bei denen das Sohlgefälle dem Wasserspiegelgefälle und dem Energieliniengefälle entspricht. Durch Einengungen, Schwellen und insbesondere durch Stauregulierung werden die Durchflussverhältnisse ungleichförmig. Vor allem in massiv stauregulierten Flussabschnitten kann das hydrologische Floodrouting daher zu merklichen Fehleinschätzungen führen.

Alternativ zum hydrologischen Routing auf der Grundlage der Manning-Strickler-Gleichung können daher auch extern ermittelte Volumen-Abfluss-Tabellen für GTS vorgegeben werden. Diese V-Q-Tabellen können nur in Verbindung mit dem dV/dQ -Verfahren nach Williams angewandt werden, weshalb häufig auch von externen dV/dQ -Beziehungen gesprochen wird (vgl. Abschnitt 3.9).

Die V-Q-Tabellen werden in der Regel aus stationären hydraulischen Berechnungen abgeleitet. Die hydraulischen Berechnungen müssen für unterschiedliche (stationäre) Abflüsse vorliegen und soweit möglich den gesamten Abflussbereich von Niedrig- bis Hochwasser abdecken. Aus den Ergebnissen wird dann ermittelt, welches Wasservolumen sich bei den einzelnen Abflüssen in der jeweiligen GTS befindet.

Durch externe V-Q-Beziehungen, die aus hydraulischen Berechnungen abgeleitet wurden, können die Einflüsse von ungleichförmigem Abfluss berücksichtigt werden. Fehler, die infolge von ungleichförmigem Abfluss im hydrologischen Floodrouting mit der Manning-Strickler-Gleichung auftreten, können dadurch eliminiert werden. Die Einbeziehung externer V-Q-Beziehungen bringt daher vor allem in massiv stauregulierten Flussabschnitten deutliche Verbesserungen bei der Berechnung von Translation und Retention. Zu beachten ist allerdings, dass Fehler infolge der Instationarität des Abflusses durch externe V-Q-Beziehungen nicht abgefangen werden.

Sofern mit dem zu erstellenden LARSIM-Modell auch Wassertemperaturen berechnet werden sollen, müssen den Abflüssen neben Volumina auch Wasseroberflächen zugeordnet werden. Die Wasseroberflächen werden zur Berechnung des Energieaustauschs mit der Atmosphäre benötigt. In diesem Fall benötigt man also Volumen-Oberflächen-Abfluss-Beziehungen. Die erforderlichen Wasseroberflächen können ebenfalls aus den Ergebnissen hydraulischer Berechnungen abgeleitet werden.

4.1.4 PUNKTDATEN ZU SPEICHERN, EINLEITERN UND VERZWEIGUNGEN

Je nach Flussgebiet, räumlicher Auflösung des Modells und Fragestellung können Seen, Talsperren, Rückhaltebecken (Speicher), Verzweigungen innerhalb des Modells oder Einleitungen in das Modellgebiet bzw. Ableitungen aus dem Modellgebiet den simulierten Abfluss maßgeblich beeinflussen. Bei der Simulation der Wassertemperatur können darüber hinaus auch Abwärmeeinleitungen die berechnete Wassertemperatur beeinflussen.

Um die Retentionswirkung von Speichern berücksichtigen zu können, müssen diese zunächst an der korrekten Stelle innerhalb der Fließvernetzung integriert werden. Je nachdem, welche weiteren Systemdaten und Steuerungsregeln des jeweiligen Speichers bekannt bzw. relevant sind, kann der Speicher dann modelltechnisch mit unterschiedlicher Komplexität wie folgt berücksichtigt werden (Details siehe Abschnitt 3.10):

- ungesteuerter See (Volumen-Abfluss-Beziehung)
- gesteuerter See (jahrzeitlich variable Volumen-Abfluss-Beziehung)
- Rückhaltebecken (Regelabfluss bis zum Erreichen des gewöhnlichen Hochwasser-rückhalteraums und Wasserstand-Volumen-Abfluss-Beziehung im Bereich der Hochwasserentlastung)
- Talsperre (jahreszeitliche Sollganglinie des Inhalts, Mindestwasserabgabe, maximal zulässige Abgabe, maximal zulässige Absenkgeschwindigkeit, Hochwasserentlastung)

Die modelltechnisch erforderlichen System- und Steuerungsdaten sind in der Regel bei der zuständigen Wasserwirtschaftsverwaltung oder den Betreibern erhältlich.

Auch zur Berücksichtigung von Wasserentnahmen, Wasser- oder Wärmeeinleitungen sowie bei Verzweigungen innerhalb des Gebiets müssen zunächst die Entnahmee- und Einleitungsstellen innerhalb der Fließvernetzung korrekt lokalisiert werden. Nach Festlegung der betroffenen Teilgebiete können die Einleitungen, Entnahmen oder Verzweigungen entweder über Regeln oder über bekannte Ganglinien berücksichtigt werden (siehe Abschnitt 3.11). Auch die hierfür erforderlichen Informationen sind im Normalfall über die Wasserwirtschaftsverwaltung zugänglich.

4.2 KALIBRIERUNG UND VALIDIERUNG

4.2.1 MODELLKALIBRIERUNG

Grundsätzliches

Das Vorgehen bei der Kalibrierung (operationeller) LARSIM Wasserhaushaltsmodelle ist in HAAG et al. (2016) und LUWG (2013) ausführlich beschrieben, weshalb hier nur ein Überblick über die wichtigsten Aspekte gegeben wird.

Zielkriterium bei der Kalibrierung eines LARSIM Wasserhaushaltsmodells ist die möglichst gute Übereinstimmung der über das Wasserhaushaltsmodell berechneten Abflüsse mit den entsprechenden Messwerten an den Pegeln. Hierfür ist im Zuge der Kalibrierung (für jeden Pegelkontrollbereich) ein optimaler Parametersatz zu ermitteln.

Im Allgemeinen ist hierfür der gesamte Abflussbereich (Niedrig- bis Hochwasser) einzubeziehen, wobei es sich empfiehlt, die simulierten Abflusskomponenten getrennt zu betrachten. Je nachdem wofür das LARSIM Modell verwendet werden soll, ist dabei auf unterschiedliche Bereiche der Ganglinien besonders zu achten. So ist bei Modellen für die operationelle Hochwasservorhersage im Zweifelsfall bei der Auswahl des optimalen Parametersatzes die bestmögliche Abbildung des Hochwasserbereichs stärker zu gewichten als die der anderen Abflussbereiche. Bei Hochwasservorhersagemodellen ist auch von besonderer Bedeutung, dass die ansteigenden Äste von Hochwassern bezüglich der Steigung und des zeitlichen Verlaufs möglichst gut nachgebildet werden.

In Einzelfällen können neben dem über das Einzugsgebiet integrierenden Abfluss auch andere punktuelle oder flächenhafte hydrologische Messdaten zur Kalibrierung (von Teilprozessen) verwendet werden. Zu möglichen Zielkriterien zählen beispielsweise Messdaten zum Schneewasseräquivalent oder zur Bodenfeuchte.

Vor der Kalibrierung sollte die ausreichende Qualität des (unkalibrierten) Modells sicher gestellt sein, d. h. der Modellstruktur, der Gebietsdatei, der Gerinnendaten sowie der berücksichtigten Speicher, Verzweigungen, Entnahmen und Einleitungen. Auch die zur Anpassung verwendeten Abflussmesswerte müssen selbstverständlich von ausreichender Qualität sein.

Neben Messdaten des Abflusses sind für die Kalibrierung folgende meteorologischen Antriebsdaten erforderlich (siehe Kapitel 3.2):

- Niederschlag
- Lufttemperatur
- Luftfeuchtigkeit und/oder Taupunkttemperatur
- Windgeschwindigkeit
- Globalstrahlung und/oder Sonnenscheindauer
- Luftdruck

Die meteorologischen Daten müssen in derselben zeitlichen Auflösung vorliegen, in der das Modell rechnet, eine ausreichende räumliche Dichte aufweisen und von guter Qualität sein.

Die Ermittlung der Parametersätze erfolgt in der Regel pegelkontrollbereichsspezifisch, d. h. alle Teilgebiete eines Pegelkontrollbereichs erhalten denselben Parametersatz. Bei Unterliegerpegeln, umfasst der Pegelkontrollbereich nicht das gesamte Einzugsgebiet, sondern nur das Zwischeneinzugsgebiet unterhalb der Oberliegerpegel. Bei einem Unterliegerpegel hängt der simulierte Abfluss daher nicht nur von den Parametern des eigenen Pegelkontrollbereichs ab, sondern auch von denen der Oberliegerpegel.

Daher ist bei der Kalibrierung auch auf die räumliche Konsistenz der Abflussmessungen an Ober- und Unterliegerpegeln zu achten. Bei Inkonsistenzen zwischen Ober- und Unterliegerpegeln kann es ansonsten zu physikalisch unplausiblen Parameterwerten für die Kontrollbereiche der Unterliegerpegel kommen. Eine hierfür geeignete Vorgehensweise ist in LUWG (2013) detailliert beschrieben.

Die Kalibrierung eines LARSIM Wasserhaushaltsmodells sollte auf einem möglichst langen Zeitraum (mehrere Jahre) beruhen, in dem ein weites Abflussspektrum mit trockenen und feuchten Jahren sowie möglichst extremen Niedrig- und Hochwasserperioden enthalten ist. Zugunsten des möglichst langen Kalibrierzeitraums und des möglichst breiten Abflussspektrums kann ggf. auf einen separaten Validierungszeitraum verzichtet werden (siehe folgenden Abschnitt).

Zu kalibrierende Parameter

Da LARSIM modular aufgebaut ist, variieren Art und Anzahl der zur Kalibrierung zur Verfügung stehenden bzw. verwendeten Modellparameter je nach dem gewählten Modellsatz. Darüber hinaus können Art und Anzahl der zur Kalibrierung herangezogenen Parameter auch von der Aufgabe des Modells, den Genauigkeitsansprüchen und den im jeweiligen Flussgebiet maßgeblichen Prozessen abhängen.

Bei den meisten hoch aufgelösten, operationellen LARSIM Wasserhaushaltsmodellen kommen der Bodenspeicher mit vier Abflusskomponenten (Kapitel 3.5.3), die exponentielle Tiefenversickerung (Kapitel 3.5.4) und zur Berechnung der Schneedynamik die vollständige Energiebilanz (Kapitel 3.4.4) in Verbindung mit dem Bertle-Verfahren (Kapitel 3.4.5) zum Einsatz. Tab. 4-2 gibt einen Überblick über die Modellparameter, die bei diesen Modellen zumeist zur Kalibrierung genutzt werden (vgl. HAAG et al. 2016).

Bei LARSIM Modellen, in denen die dominanten Abflussprozessarten in den Gebietsdaten räumlich differenziert berücksichtigt sind (vgl. Abschnitt 3.5.5), entfallen die Parameter für die Bodenfeuchte-Sättigungsflächen-Funktion (b) und die Aufteilung zwischen langsamem und schnellem Direktabfluss (A2). Stattdessen können zusätzliche Parameter für das Infiltrationsmodul ($f_{l_{max}}$, $f_{l_{min}}$, $f_{b_{inf}}$), die Preferential-Flow-Function für schnellen lateralen unterirdischen Abfluss (b_{PFF}) und für die laterale Drainage zum Interflow-Speicher (f_{if}) kalibriert werden (LUWG 2013).

Es gibt jedoch auch zahlreiche einfachere Modelle mit geringerem Genauigkeitsanspruch, die mithilfe von deutlich weniger Parametern kalibriert werden können. Wird beispielsweise ein tageswertbasiertes Modell mit drei Abflusskomponenten lediglich zur Abschätzung monatlicher Abflussvolumina benötigt, so reicht eine grobe Anpassung weniger, sensibler Parameter hierfür aus. In der Regel ist hierfür die Optimierung der Parameter β , EQB, r_{dmax} , EQI und EQD zielführend, während alle anderen Parameter auf Standardwerte gesetzt werden können.

Auch in operationellen Modellen kann bei geringem Genauigkeitsverlust oft auf die Anpassung einzelner Parameter (z. B. r_{dmin} , EKM, EKL, EKR) verzichtet werden.

Neben der Modellkonfiguration und dem Genauigkeitsanspruch spielen natürlich auch die im jeweiligen Flussgebiet dominanten Prozesse eine wichtige Rolle für die Wahl der zu kalibrierenden Parameter. In Karstgebieten, mit schwer zu erfassenden Wasserverlusten, empfiehlt es sich beispielsweise einen Korrekturfaktor für das Wasserdargebot (KWD) anstelle von KG zu verwenden.

In vielen pluvial geprägten Einzugsgebieten, in denen die Schneedynamik für das Abflussgeschehen von geringer Bedeutung ist, reicht häufig eine Kalibrierung des Parameters T_{Gr} zur Anpassung des Schneemoduls aus.

Umgekehrt ist es für nival geprägte alpine Flussgebiete oft erforderlich, dass neben den in Tab. 4-2 aufgeführten Schneeparametern zusätzlich die Koeffizienten für den Austausch fühlbarer und latenter Wärme (a_0 und a_1 , Kapitel 3.4.4) angepasst werden.

Zudem können zahlreiche weitere Parameter des Modells angepasst werden, wenn dies für außergewöhnliche Gegebenheiten oder spezifische Fragestellungen erforderlich ist (vgl. Kapitel 3, HAAG et al. 2016, LUWG 2013).

Tab. 4-2: Parameter, die bei der Kalibrierung operationeller LARSIM Wasserhaushaltsmodelle häufig genutzt werden.

	Paramet- ter	Bezeichnung
	KG	Korrekturfaktor für den Gebietsniederschlag (Kapitel 3.2.2)
Niedrigw.	β	Drainageindex für die Tiefenversickerung (Kapitel 3.5.2, 3.5.4)
	f_β	Faktor für die Zunahme der Tiefenversickerung im Grobporenbe- reich (Kapitel 3.5.4)
	EQB	Kalibrierfaktor für die Rückhaltekonstante des Basisabflussspei- chers (Kapitel 3.8)
Mittelwasser	r_{dmax}	Index für die laterale Drainage zum Interflowspeicher im Groporenbereich (Kapitel 3.5.2)
	r_{dmin}	Index für die laterale Drainage zum Interflowspeicher bis zur Feld- kapazität (Kapitel 3.5.2)
	EQI	Kalibrierfaktor für die Rückhaltekonstante des Interflowspeichers (Kapitel 3.8)
Hochwasser	A2	Schwellenwert zur Aufteilung des Direktabflusses (Kapitel 3.5.3)
	b	Formparameter der BSF (Kapitel 3.5.2)
	EQD	Kalibrierfaktor für die Rückhaltekonstante des langsamen Direktab- flussspeichers (Kapitel 3.8)
	EQD2	Kalibrierfaktor für die Rückhaltekonstante des schnellen Direktab- flussspeichers (Kapitel 3.8)
	EKM	Kalibrierfaktor für den Rauigkeitsbeiwert im Hauptbett (Kapitel 3.9.2)
	EKL / EKR	Kalibrierfaktoren für die Rauigkeitsbeiwerte auf den Vorländern (Kapitel 3.9.2)
Schnee	ε	Absorptionskoeffizient der Schneedecke für kurzwellige Strahlung (Kapitel 3.4.4)
	T_{Grenz}	Grenztemperatur für den Übergang von Schnee zu Regen (Kapitel 3.4.2)
	S_{Ret}	Koeffizient für die Retention flüssigen Wassers in der Schneedecke (Kapitel 3.4.5)

4.2.2 METHODEN ZUR BEWERTUNG DER MODELLGÜTE

Für die Bewertung von Wasserhaushaltssimulationen wird angestrebt, dass die Modellgüte möglichst objektiv, schnell (einfach, klar interpretierbar) und integral (für unterschiedliche Fehlerarten, Zeitbereiche und Abflussbereiche) ausgedrückt werden kann (vgl. HAAG & DEMUTH 2014). Die Bewertung der Modellgüte erfolgt dabei sowohl im Zuge der Kalibrierung als auch für die Validierung von Modellen.

Um diese Ziele zu erreichen, wurden zahlreiche numerische, grafische und qualitative Methoden entwickelt und auf hydrologische Modelle angewandt (z. B. ATKEN 1973, EHRET & ZEHE 2011, BENNETT et al. 2013). Nachfolgend werden gängige Verfahren zur Gütebewertung, die in der Vergangenheit häufig bei der Kalibrierung und Validierung von LARSIM Modellen genutzt wurden, kurz vorgestellt und diskutiert. Zudem wird ein weiteres statistisches Maß vorgestellt, das zukünftig mit berücksichtigt werden sollte. Die Beurteilungen der einzelnen Verfahren beziehen sich dabei auf die Erfahrungen in der Kalibrierung und Validierung von LARSIM Wasserhaushaltsmodellen und auf die numerischen Experimente von HAAG & DEMUTH (2014).

Bestimmtheitsmaß nach Bravais-Pearson:

$$r^2 = \frac{[\sum_{i=1}^n (Q_{\text{gem},i} - MQ_{\text{gem}})(Q_{\text{ber},i} - MQ_{\text{ber}})]^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{\text{gem},i} - MQ_{\text{gem}})^2 \sum_{i=1}^n (Q_{\text{ber},i} - MQ_{\text{ber}})^2} \quad (4.1)$$

mit:

r^2	[-]	Bestimmtheitsmaß nach Bravais-Pearson, Wertebereich: $0 \leq r^2 \leq 1$
i	[-]	Index für das Berechnungsintervall
1, n	[-]	Index für das erste bzw. letzte Berechnungsintervall
$Q_{\text{gem},i}$	[m^3/s]	Gemessener Abfluss, Zeitschritt i
MQ_{gem}	[m^3/s]	Mittelwert des gemessenen Abflusses über alle betrachteten Zeitschritte
$Q_{\text{ber},i}$	[m^3/s]	Berechneter Abfluss, Zeitschritt i
MQ_{ber}	[m^3/s]	Mittelwert des berechneten Abflusses über alle betrachteten Zeitschritte

Das Bestimmtheitsmaß beschreibt den Anteil der beobachteten Varianz, der durch eine lineare Regression zwischen gemessenen und berechneten Abflüssen erklärt werden kann. Ein Wert von 1,0 steht dabei für die bestmögliche Übereinstimmung.

Wie die beiden oberen Grafiken in Abb. 4-3 verdeutlichen, werden mit dieser Maßzahl systematische Fehler nicht erfasst. Darüber hinaus werden große Abflüsse aufgrund des quadratischen Ansatzes stärker gewichtet als niedrige Abflüsse. Das Bestimmtheitsmaß ist daher als objektives und integrales Gütemaß zur Bewertung hydrologischer Modelle weitgehend ungeeignet.

Modelleffizienz nach NASH & SUTCLIFFE (1970):

$$E_Q = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{ber,i} - Q_{gem,i})^2}{\sum_{i=1}^n (MQ_{gem} - Q_{gem,i})^2} \quad (4.2)$$

mit:

E_Q	[-]	Modelleffizienz nach NASH & SUTCLIFFE (1970), Wertebereich: $E < 1$
i	[-]	Index für das Berechnungsintervall
1, n	[-]	Index für das erste bzw. letzte Berechnungsintervall

Die Modelleffizienz ist durch das Verhältnis der quadrierten Abweichungen zur Varianz der Messungen definiert, wobei der Mittelwert der Messungen (im Auswertungszeitraum) als Benchmark fungiert. Ein Wert von 1 steht für die bestmögliche Übereinstimmung zwischen Simulation und Messung. Werte kleiner Null bedeuten, dass der Mittelwert die Messungen besser beschreibt als die Simulation.

Im Gegensatz zum Bestimmtheitsmaß wirken sich systematische Abweichungen zwar auf die Modelleffizienz aus, allerdings reagiert sie nicht sensitiv auf konstante additive Fehler (Abb. 4-3, 2. Grafik). Da die Fehler im Quadrat eingehen, werden hohe Abflüsse wesentlich stärker gewichtet als niedrige Abflüsse. Ein weiterer Kritikpunkt an der Modelleffizienz ist die extreme Abhängigkeit von der Abflussdynamik: Dynamische Zeitabschnitte, mit hoher Varianz der gemessenen Abflüsse, werden mit dieser Maßzahl generell besser bewertet als Zeiten mit annähernd stationären Abflüssen.

Modelleffizienz nach NASH & SUTCLIFFE (1970) für logarithmierte Abflusswerte:

$$E_{lnQ} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\ln Q_{ber,i} - \ln Q_{gem,i})^2}{\sum_{i=1}^n (M \ln Q_{gem} - \ln Q_{gem,i})^2} \quad (4.3)$$

mit:

E_{lnQ}	[-]	Modelleffizienz logarithmierter Abflüsse, Wertebereich: $E_{lnQ} < 1$
i	[-]	Index für das Berechnungsintervall
1, n	[-]	Index für das erste bzw. letzte Berechnungsintervall
$M \ln Q_{gem}$ [m ³ /s]		Mittelwert des logarithmierten gemessenen Abflusses über alle betrachteten Zeitschritte

Die Berechnung dieses Gütemaßes erfolgt analog zur Modelleffizienz, wobei jedoch logarithmierte Abflussdaten verwendet werden. Dadurch werden Abweichungen im Niedrigwasserbereich stärker gewichtet. Allerdings weist die Modelleffizienz der logarithmierten Abflüsse ebenfalls eine ausgeprägte Abhängigkeit von der Abflussdynamik auf. Zudem sind die Ergebnisse infolge der logarithmischen Transformation nicht leicht und klar interpretierbar.

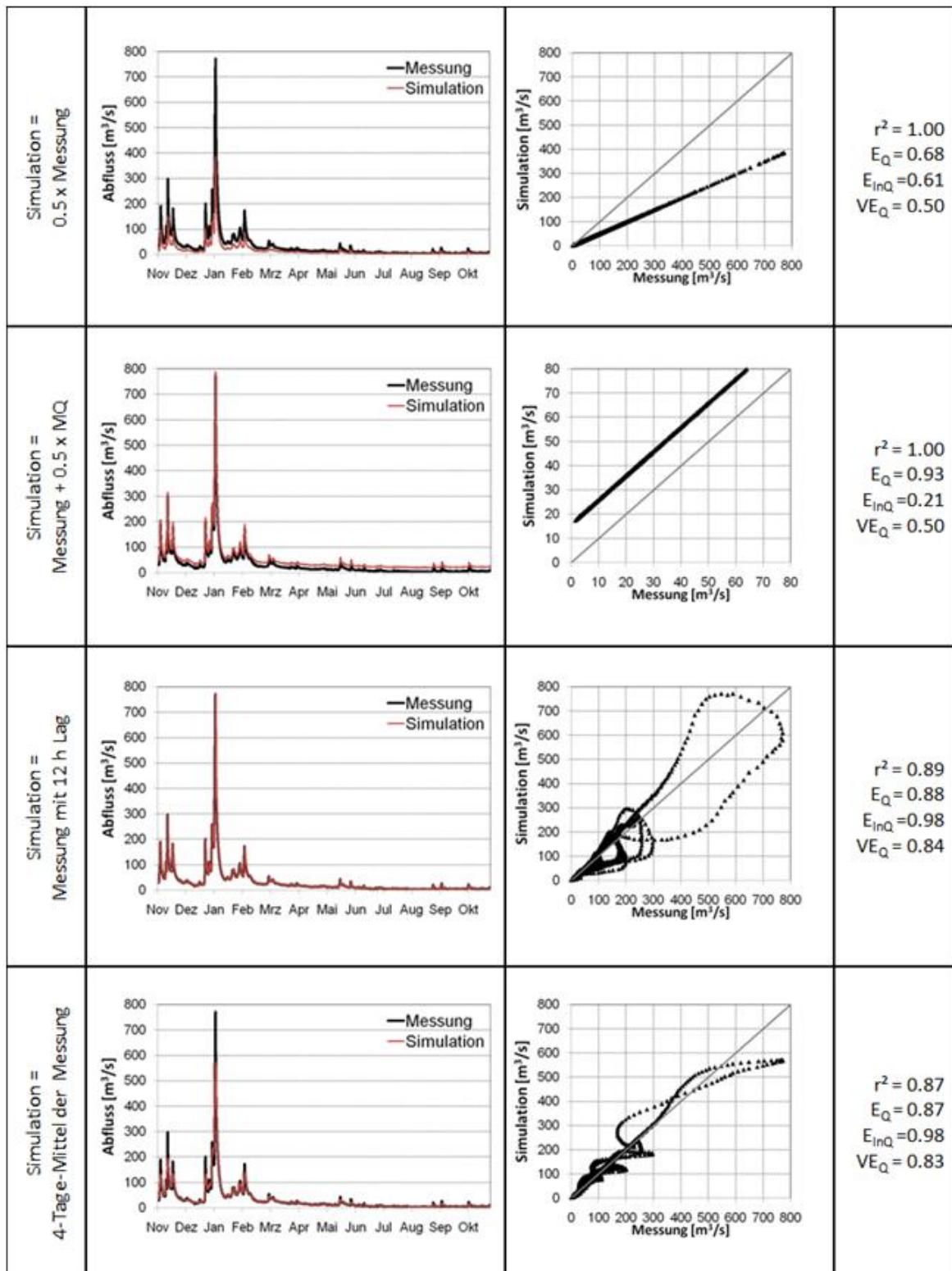


Abb. 4-3: Gemessene Ganglinie und fiktive Simulation aus manipulierter gemessener Ganglinie sowie zugehörige Gütemaße (aus HAAG & DEMUTH 2014)

Volumeneffizienz nach CRISS & WINSTON (2008)

$$VE_Q = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |Q_{ber,i} - Q_{gem,i}|}{\sum_{i=1}^n Q_{gem,i}} \quad (4.4)$$

mit:

$$VE_Q \quad [-] \quad \text{Volumeneffizienz, Wertebereich: } VE_Q < 1$$

Aufgrund der Defizite vor allem beim Bestimmtheitsmaß aber auch bei der Modelleffizienz haben CRISS & WINSTON (2008) die Volumeneffizienz als einfaches, alternatives Gütemaß vorgeschlagen. VE_Q kann als relatives Fehlermaß interpretiert werden, das aus dem Verhältnis der Abweichungen zu den Messungen gebildet wird. Dabei werden niedrige und hohe Abflüsse gleich stark gewichtet. Ein Wert von 1 steht für perfekte Übereinstimmung zwischen Messung und Simulation. Werte kleiner Null bedeuten, dass die Abweichungen im Mittel größer sind als die Messwerte.

Aus Abb. 4-3 wird deutlich, dass VE_Q systematische Fehler adäquat erfasst und sensitiv für andere häufige Fehler wie Zeitverzüge (lag) und die falsche Abbildung der Abflussdynamik reagiert. Zudem ist das Fehlermaß unabhängig von der Dynamik der Messwerte.

VE_Q scheint daher als objektives, klar zu interpretierendes und integrales Gütemaß geeignet zu sein. Dies wird neben den dargestellten theoretischen Überlegungen und numerischen Experimenten auch durch erste Erfahrungen bei der Kalibrierung und Validierung eines LARSIM Modells für die Nahe bestätigt (HAAG & DEMUTH 2014, LUWG 2013).

Auf Grundlage der bisherigen Erkenntnisse erscheint es empfehlenswert, bei zukünftigen Modellbewertungen die Volumeneffizienz anstelle des Bestimmtheitsmaßes zu verwenden. Die Modelleffizienz und die Modelleffizienz der logarithmierten Abflüsse sollten jedoch genauso wie ein reiner Bilanzvergleich auch zukünftig weiter ermittelt werden.

Visueller Vergleich

Für die Hochwasservorhersage extrem wichtige Aspekte, wie ein zeitlicher Versatz zwischen Simulation und Messung oder Unterschiede im Gradienten des Abflussanstiegs werden durch die vorgestellten und die meisten anderen Gütemaße nicht oder nur unzureichend erfasst. Die (objektiven und integralen) Gütemaße können den visuellen Vergleich daher nicht vollständig ersetzen.

Insbesondere für operationell genutzte Vorhersagemodelle ist ein detaillierter visueller Vergleich zwischen simulierter und gemessener Abflussganglinie zur Bewertung der Modellgüte in jedem Fall zu empfehlen. Dabei sollte speziell bei operationellen Vorhersagemodellen dem visuellen Vergleich zwischen Simulation und Messung im Zweifelsfall mehr Gewicht eingeräumt werden als statistischen Maßzahlen.

Allerdings ist eine Objektivierung des visuellen Vergleichs wünschenswert. Die von EHRET & ZEHE (2011) vorgeschlagene „Series distance“ versucht eine solche Objektivierung der visuellen Kriterien und erscheint dahingehend vielversprechend. Allerdings müssen zunächst Erfahrungen mit dieser Maßzahl gesammelt werden.

4.2.3 METHODEN ZUR MODELLVALIDIERUNG

Je nach Fragestellung des Modells können unterschiedliche Validierungsstrategien sinnvoll sein. Im einfachsten und häufig angewandten Fall wird der Zeitraum, für den die notwendigen Modellantriebsdaten zur Verfügung stehen, in einen Kalibrierungs- und einen Validierungszeitraum aufgeteilt. Insbesondere für operationelle Vorhersagemodelle erscheint eine Validierung über Vorhersagetests zielführender. Für spezielle Fragestellungen können darüber hinaus weitere Validierungsverfahren sinnvoll sein, bei denen z. B. die korrekte Abbildung von Abflusskennzahlen (MNQ, MHQ, etc.) überprüft wird oder die Plausibilität flächenhafter Ergebnisse herangezogen wird. Nachfolgend werden diese unterschiedlichen Strategien exemplarisch veranschaulicht.

Trennung zwischen Kalibrierungs- und Validierungszeitraum

Häufig wird der Zeitraum, für den hydrometeorologische Antriebsdaten für ein Modell zur Verfügung stehen, in einen Kalibrierungs- und einen Validierungszeitraum aufgeteilt. Zur Anpassung der Modellparameter wird in diesem Fall lediglich der Kalibrierungszeitraum verwendet. Anschließend wird anhand des Validierungszeitraums überprüft, ob die kalibrierten Modellparameter auch für andere hydrologische Zeiträume (und ggf. Situationen) Gültigkeit besitzen (z. B. BREMICKER 2000).

Im Zuge der Validierung werden in der Regel genauso wie bei der Kalibrierung die simulierten und gemessenen Ganglinien an den Pegeln miteinander verglichen. Zum einen kann ein visueller Vergleich zwischen Simulation und Messung getrennt für den Kalibrierungs- und Validierungszeitraum durchgeführt werden. Abb. 4-4 zeigt beispielhaft einen solchen Vergleich für den Pegel Rockenau für ein tageswertbasiertes LARSIM Wasserhaushaltsmodell des Neckareinzugsgebiets. Aus dem Beispiel wird deutlich, dass das Modell für den Pegel Rockenau im Kalibrierungs- und Validierungszeitraum eine ähnliche Güte aufweist, die Simulationen für diesen Pegel können somit als valide für unterschiedliche Zeiträume angesehen werden.

Zum anderen kann mithilfe der integralen Gütemaße die Simulationsqualität mehrerer Pegel innerhalb eines Modells für den Validierungs- und Kalibrierungszeitraum effizient verglichen werden. Treten bei einem Pegel signifikante Verschlechterungen im Validierungszeitraum auf, so müssen die Ursachen im Zuge der Validierung geklärt oder der Pegel ggf. als nicht valide eingestuft werden. Abb. 4-5 zeigt ein entsprechendes Beispiel für Pegel eines tageswertbasierten LARSIM Wasserhaushaltsmodells für den Neckar. In den meisten Fällen ist die Modelleffizienz der logarithmierten Abflüsse im Validierungszeitraum ähnlich hoch wie im Kalibrierungszeitraum. An einigen Pegeln ist das Gütemaß für den Validierungszeitraum jedoch deutlich schlechter als im Kalibrierungszeitraum, weshalb diese Pegel nochmals näher analysiert werden müssen.

In vielen Fällen ist die Datenlage in jüngeren Jahren besser als in weiter zurückliegenden Jahren, sodass es sich anbietet, die jüngeren Jahre für die Kalibrierung zu nutzen und die länger zurückliegenden Zeiträume (mit schlechterer Datenlage) für die Validierung heranzuziehen.

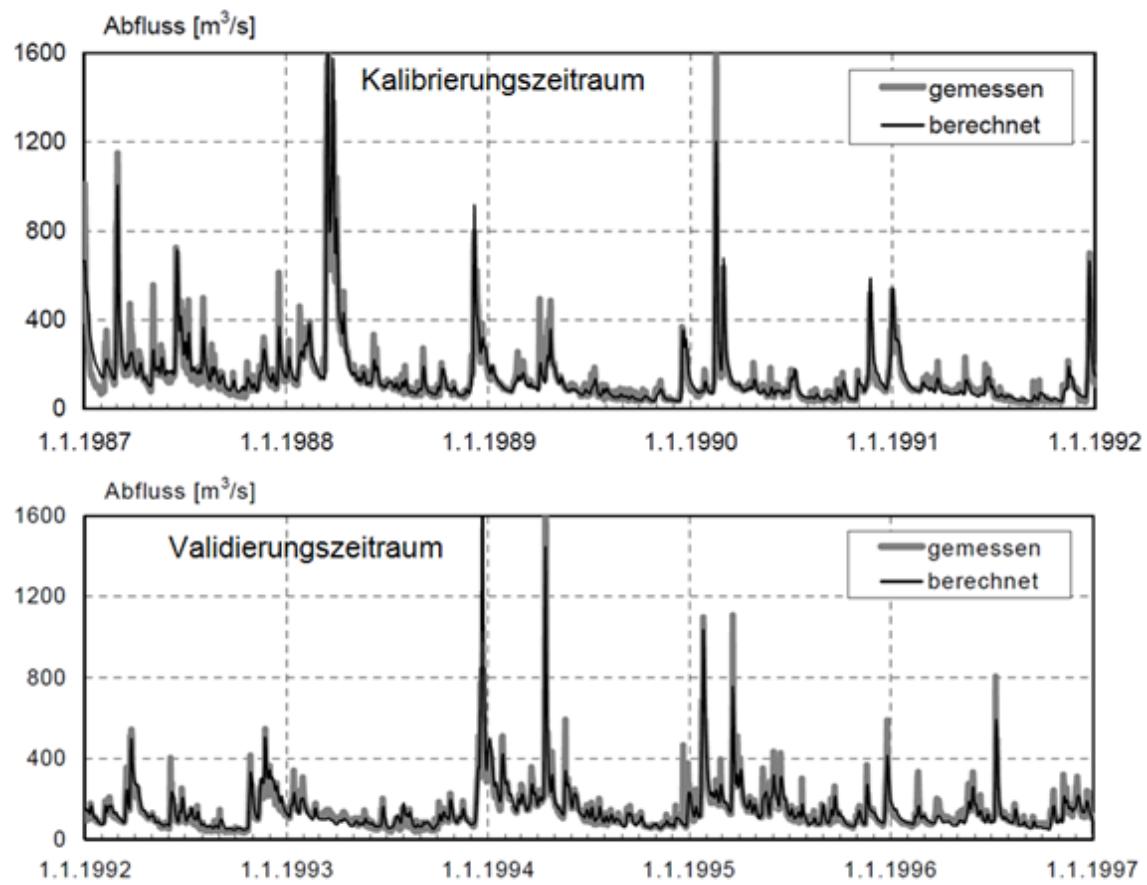


Abb. 4-4: Vergleich simulierter und gemessener Abflüsse Pegel Rockenau/Neckar im Kalibrierungs- und Validierungszeitraum (aus BREMICKER 2000)

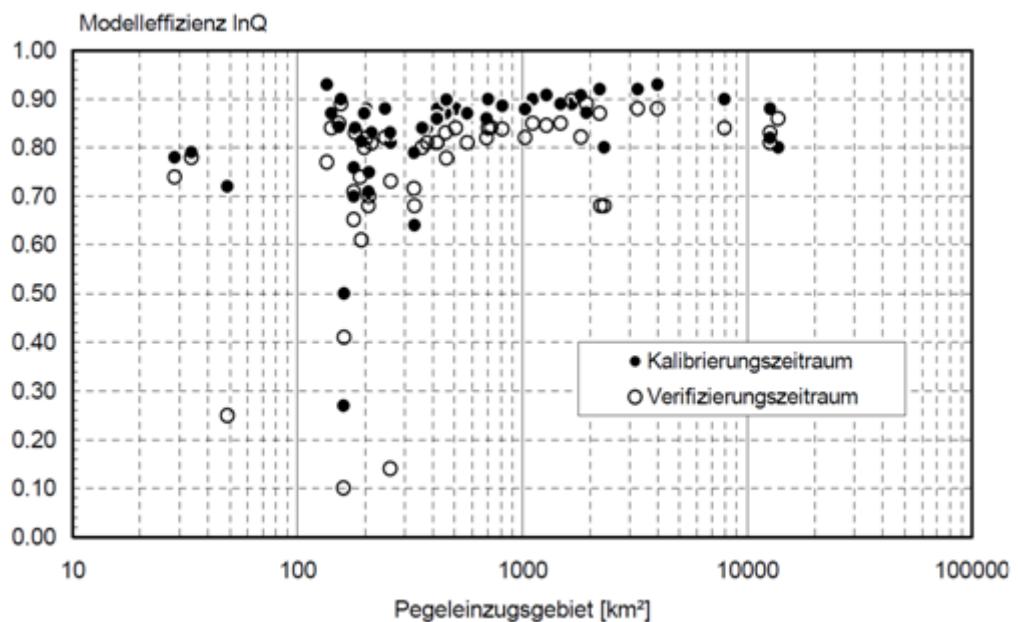


Abb. 4-5: E_{lnQ} der Pegel in einem LARSIM Modell für den Neckar, getrennt nach Kalibrierungs- und Validierungszeitraum (aus BREMICKER 2000)

Überprüfung von Abflusskennwerten

Häufig werden LARSIM Wasserhaushaltsmodelle für spezielle Fragestellungen aufgestellt, die auch eine spezifische Form der Validierung nahelegen. Bei operationellen Modellen eignen sich beispielsweise Vorhersagetests für die Validierung, worauf unten genauer eingegangen wird. Insbesondere für Modelle, die für Klimafolgenuntersuchungen herangezogen werden, eignen sich häufig auch spezielle Abflusskennwerte für die Validierung. Da die Kalibrierung direkt auf gemessene Abflüsse abzielt und nicht auf diese Kennwerte, sind solche statistischen Abflusskennwerte auch für den Kalibrierungszeitraum als zusätzliches Überprüfungskriterium anzusehen.

Im Zuge von Klimafolgenuntersuchungen werden beispielsweise häufig zu erwartende Veränderungen des Abflussregimes untersucht. Daher muss ein für diese Fragestellung valides Modell in der Lage sein, das aktuelle Abflussregime korrekt nachzubilden. Als Beispiel für eine solche Validierung zeigt Abb. 4-6 den Vergleich zwischen monatlichen Mittelwasserabflüssen (MoMQ) für den Pegel Rockenau/Neckar, die mit dem Modell und aus Abflussmessungen ermittelt wurden. Aus dieser Form der Validierung wird deutlich, dass sowohl das mittlere Abflussregime als auch die Schwankungsbreite der MoMQ mit dem Modell gut abgebildet werden. Dieses eignet sich somit für Untersuchungen hinsichtlich möglicher Veränderungen des Abflussregimes (vgl. GERLINGER & MEUSER 2013).

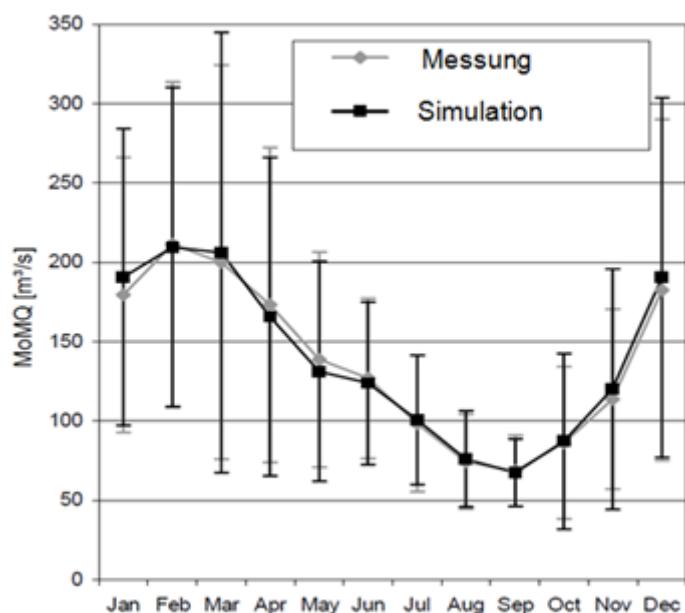


Abb. 4-6: Vergleich der aus Messung und Simulation abgeleiteten MoMQ und deren Standardabweichungen für den Pegel Rockenau/Neckar (aus LUDWIG & BREMICKER 2006)

In ähnlicher Weise können andere Abflusskennwerte an Pegeln (z. B. MQ, MHQ, MNQ, MoMHQ, MoMNQ, HQ_x etc.) zur Validierung eines Modells für spezifische Fragestellungen herangezogen werden. Als Beispiel hierfür zeigt Abb. 4-7 den Vergleich zwischen MQ und MNQ-Werten, die aus Simulationen und aus Messungen abgeleitet wurden. Im vorliegenden Fall diente die Auswertung dazu, zu überprüfen, ob das Modell geeignet ist, MQ und MNQ zu regionalisieren und Untersuchungen hinsichtlich der Veränderung dieser Abflusskennwerte durchzuführen (vgl. KRUMM et al. 2014, VARGA & HAAG 2013).

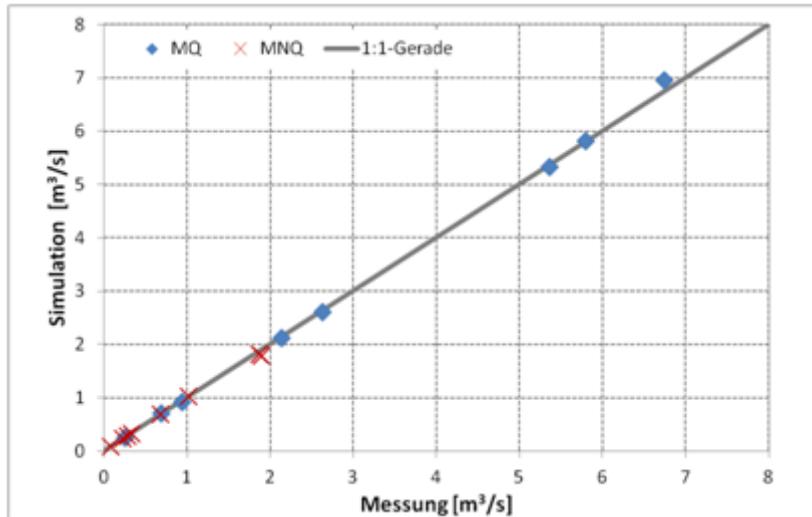


Abb. 4-7: Vergleich der aus Messdaten und Simulationen abgeleiteten MQ und MNQ an Pegeln im Rems-Murr-Gebiet (aus KRUMM et al. 2014).

Eine fragestellungsspezifische Validierung anhand von Abflusskennwerten kann selbstverständlich auch für bereits existierende Modelle durchgeführt werden, die ursprünglich für andere Aufgaben erstellt wurden. Auf Grundlage der Validierung kann dann entschieden werden, ob das Modell für die nun beabsichtigte Fragestellung unverändert benutzt werden kann oder ggf. Anpassungen notwendig sind.

Vorhersagetests

Vor allem bei operationellen Vorhersagemodellen sind extreme Ereignisse, die nur sehr selten auftreten, von elementarem Interesse. Daher ist es für solche Modelle sehr wünschenswert, dass der Kalibrierungszeitraum möglichst lange ist und möglichst viele der seltenen Extremereignisse beinhaltet. Vor diesem Hintergrund ist eine Aufteilung in einen Kalibrierungs- und einen Validierungszeitraum häufig nicht wünschenswert. Zudem ist bei operationellen Modellen die Vorhersagequalität das entscheidende Kriterium für die Modellgüte. Daher bieten sich für die Validierung operationeller Modelle Vorhersagetests an. Dadurch kann einerseits der gesamte verfügbare Zeitraum für die Kalibrierung verwendet werden und andererseits die für die Validierung entscheidende Vorhersagegüte direkt bewertet werden.

Bei Vorhersagetests wird das Modell in seinem operationellen Modus verwendet (siehe Kapitel 5), um zu überprüfen, wie gut bereits abgelaufene Ereignisse vorhergesagt worden wären. Hierfür werden quasi-operationelle Bedingungen angesetzt, d. h. das z. B. auch die operationellen Optimierungsroutinen aktiviert sind und so getan wird, als lägen Abflussmessungen nur bis zum Vorhersagezeitpunkt vor. Die Ergebnisse der Vorhersagetests geben somit direkt Auskunft über die Güte der operationellen Vorhersagen und sind daher besser geeignet, die Güte eines Vorhersagemodells zu beurteilen als reine Simulationen (LUCE et al. 2006, HAAG et al. 2013).

Um die Verlässlichkeit der Modellkette Wettervorhersagemodell-LARSIM zu beurteilen, werden gemessene meteorologische Größen nur bis zum Vorhersagezeitpunkt verwendet, während für den Vorhersagezeitraum die numerischen Wettervorhersagen als meteorologische Randbedingungen angesetzt werden. Will man hingegen nur die Verlässlichkeit des hydrologischen Modells untersuchen, können auch im Vorhersagezeitraum gemessene meteorologische Größen verwendet werden.

Solche Vorhersagetests mit gemessenem meteorologischem Input eignen sich auch für die Validierung operationeller LARSIM Wasserhaushaltsmodelle (LUCE et al. 2006).

Die mit den Vorhersagetests erstellten Vorhersagen können mit den (für die zurückliegenden Ereignisse bereits vorliegenden) gemessenen Abflüssen verglichen werden. Im einfachsten Fall können die einzelnen Vorhersagen gemeinsam mit der Messung dargestellt werden. Alternativ hierzu können alle Vorhersagewerte einer bestimmten Vorhersagetiefe (z. B. alle 24h-Vorhersagen) zu einer neuen Ganglinie zusammengesetzt und mit der Messung verglichen werden (Abb. 4-8). Neben einem visuellen Vergleich können die so zusammengesetzten Vorhersageganglinien unterschiedlicher Vorhersagetiefe auch mit den im vorangegangenen Abschnitt aufgeführten statistischen Gütemaßen bewertet werden.

Das Beispiel in Abb. 4-8 verdeutlicht, dass bei einer Vorhersagetiefe von drei Stunden eine sehr gute Vorhersagequalität erreicht werden konnte, bei Vorhersagetiefen von 24 Stunden hingegen erhebliche Überschätzungen auftreten. Im vorliegenden Beispiel können die 3-Stunden-Vorhersagen somit als verlässlich eingestuft werden, während die 24-Stunden-Vorhersagen nicht die erforderliche Verlässlichkeit aufweisen.

Über den visuellen Vergleich hinaus sind zahlreiche weitere statistische Auswertungen der Vorhersagen z. B. mithilfe des Programms ProFoUnD möglich. Hiermit ist es z. B. möglich, zu beurteilen, wie gut das Eintreten von Ereignissen mit einem LARSIM Modell vorhergesagt werden kann oder wie sich die mittlere Unsicherheit des Modells in Abhängigkeit von der Vorhersagetiefe verhält (Details siehe HAAG et al. 2013).

Wenn die Validierung anhand der Vorhersagetests unzureichende Ergebnisse für einen Pegel ergibt, so müssen die Ursachen dafür geklärt werden. Möglicherweise ist die Kalibrierung für die operationelle Vorhersage nicht geeignet und muss unter Berücksichtigung der operationellen Gegebenheiten nachgebessert werden. Allerdings kann ein schlechtes Ergebnis für einen Pegel auch andere Ursachen wie z. B. Inkonsistenzen zwischen Pegelmessungen haben, denen über die Konfiguration des operationellen Modells begegnet werden kann.

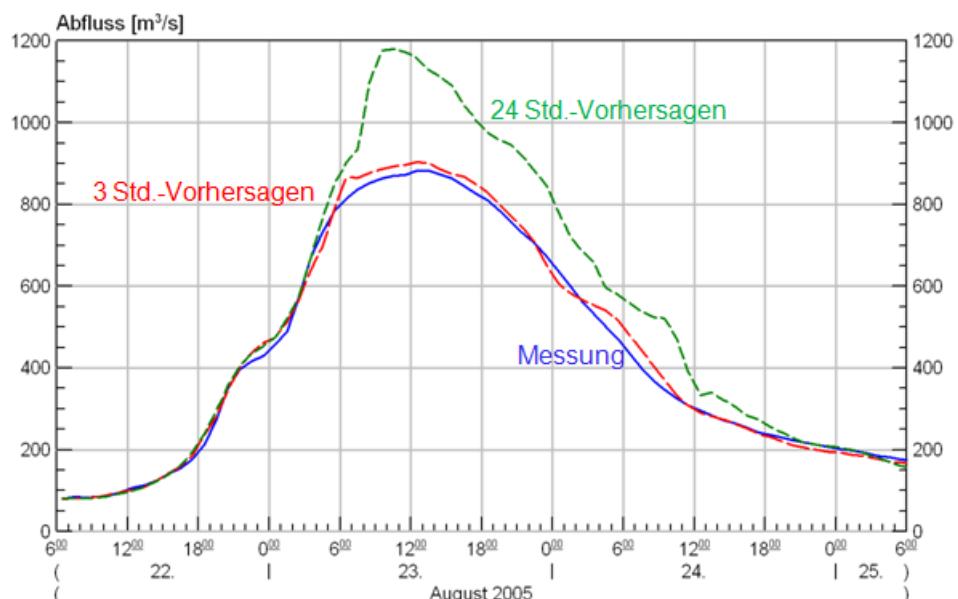


Abb. 4-8: Beispielhafte Visualisierung zusammengesetzter Vorhersagen derselben Vorhersagetiefe mit der gemessenen Ganglinie (aus HAAG et al. 2013)

Flächenhafte Wasserhaushaltskomponenten

Wasserhaushaltsmodelle werden auch für die Auswertung flächenhafter Aspekte des terrestrischen Wasserhaushalts wie z. B. die Schneehöhe, den Bodenwassergehalt oder die Grundwasserneubildung verwendet. Da die Kalibrierung in der Regel anhand des Abflusses am Pegel erfolgt, empfiehlt es sich die Modelle für solche flächenbezogenen Auswertungen zunächst spezifisch zu validieren, indem die flächenhaften Ergebnisse z. B. mit anderen Modellen oder räumlich interpolierten Messungen verglichen oder zumindest auf ihre Plausibilität hin überprüft werden.

Als ein Beispiel für eine solche flächenhafte Validierung zeigt Abb. 4-9 einen Vergleich zwischen der Schneebedeckung, die mit einem LARSIM Wasserhaushaltsmodell berechnet wurde, und einer Schneebedeckungskarte des Schweizer Schnee- und Lawinen Forschungsinstitut (SLF) für das Schweizer Einzugsgebiet des Rheins. In den gelben Bereichen liegt im Modell und in der SLF-Karte Schnee, in den hellblauen Bereichen Weisen Modell und Karte keinen Schnee aus. In den roten Bereichen liegt im Modell Schnee, während die Karte keinen Schnee ausweist. In den dunkelblauen Bereichen verhält es sich umgekehrt. Die vergleichende Darstellung weist also darauf hin, dass die Ausdehnung der Schneedecke im LARSIM Modell zum gewählten Stichtag überschätzt wird.

Auswertungen wie diese und weitere flächenhafte Vergleiche der Schneewasseräquivalente für zahlreiche Zeitpunkte dienten der Validierung des LARSIM Schneemoduls in diesem Modell (HOHMANN 2013).

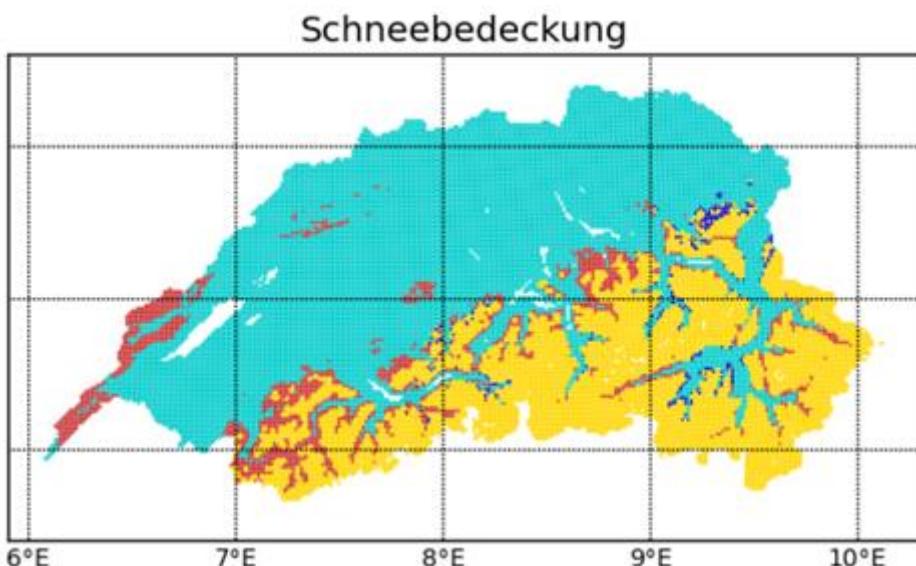


Abb. 4-9: Vergleich der mit LARSIM simulierten Schneebedeckung mit Schneebedeckungskarten des SLF (aus HOHMANN 2013)

Als weiteres Beispiel einer flächenhaften Validierung zeigt Abb. 4-10 die mit einem LARSIM Wasserhaushaltsmodell berechnete mittlere Sickerwassermenge in mm je Jahr. Das räumliche Bild wurde mit den Ergebnissen eines spezifischen Grundwasserneubildungsmodells verglichen und hinsichtlich der Plausibilität bewertet. Auf dieser Grundlage wurde das LARSIM Modell als geeignet für Untersuchungen zur möglichen Veränderung der Grundwasserneubildung infolge des Klimawandels bewertet (WENDEL et al. 2013).

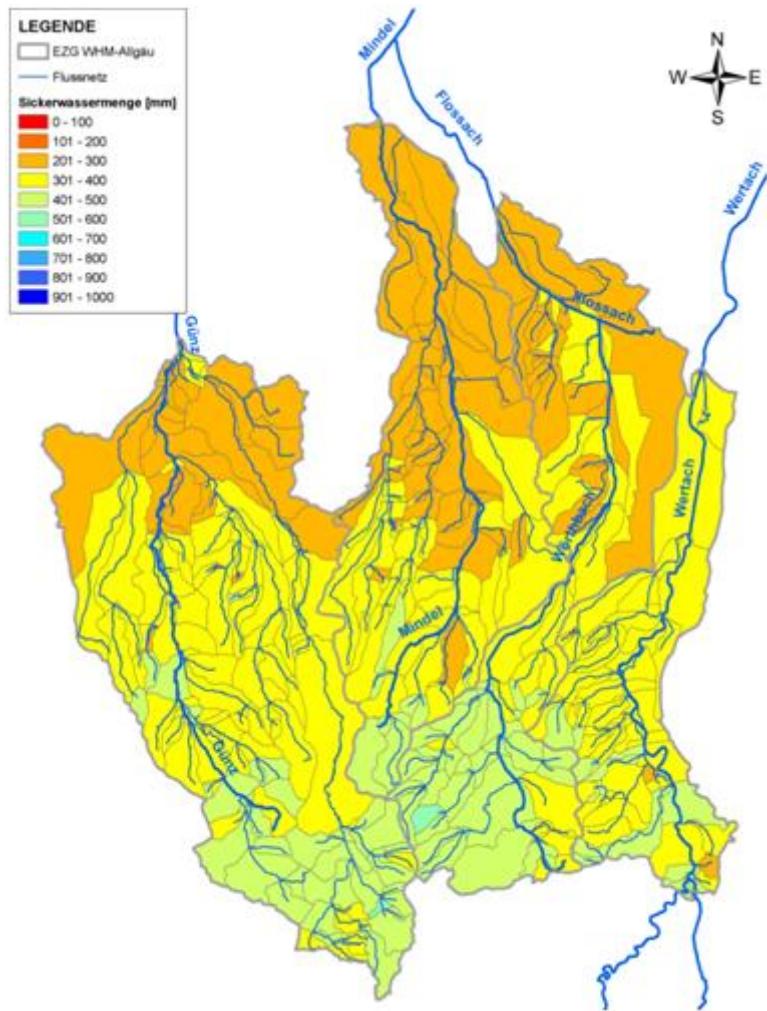


Abb. 4-10: Beispiel einer Modellvalidierung anhand der simulierten Tiefenversickerung (aus WENDEL et al. 2013).

5 LARSIM WASSERHAUSHALTSMODELLE IM OPERATIONELLEN VORHERSAGEBETRIEB

5.1 ÜBERSICHT ÜBER LARSIM MODELLE IM OPERATIONELLEN BETRIEB

Für den operationellen Vorhersagebetrieb werden überwiegend räumlich hoch aufgelöste Wasserhaushaltsmodelle verwendet. Diese zeichnen sich zum einen dadurch aus, dass die Teilgebiete relativ klein sind: Die hierfür verwendeten Rastermodelle haben zumeist eine Teilgebietsauflösung von $1 \times 1 \text{ km}^2$. Die Teilgebietsflächen der einzugsgebietsbezogenen Modelle liegen zumeist im Bereich von wenigen Quadratkilometern. Zum anderen sind die hoch aufgelösten Modelle dadurch gekennzeichnet, dass die Unterteilung der Teilgebiete in Landnutzungs-Boden-Kompartimente auf detaillierten Boden- und Landnutzungsinformationen basiert. Zusätzlich kann in Teilgebieten mit ausgeprägter Höhenstrukturierung eine Höhenzonierung bei der Berechnung der Schneeeakkumulation und -ablation berücksichtigt werden. Damit bilden diese Modelle die ideale Grundlage für eine räumlich verteilte, flächendifferenzierte und vielfältig einsetzbare hydrologische Modellierung (LUCE et al. 2006; HAAG & BREMICKER 2010).

In Tab. 5-1 sind die Dienststellen aufgeführt, bei denen hoch aufgelöste LARSIM Wasserhaushaltsmodelle vorliegen und standardmäßig operationell eingesetzt werden. Hieraus wird deutlich, dass LARSIM neben den süddeutschen Bundesländern auch im benachbarten Ausland (Österreich, Frankreich, Luxemburg) angewandt wird. Über die hier aufgeführten Dienststellen hinaus werden die Modelle in Einzelfällen auch durch andere Landesbehörden für spezifische Fragestellungen genutzt (z. B. Regierungspräsidien, Landratsämter etc.).

Abb. 5-1 verdeutlicht die Lage und Verbreitung der aktuell routinemäßig angewandten operationellen Modelle (Stand 2014). Die Landesflächen von Baden-Württemberg, Hessen, Rheinland-Pfalz und dem Saarland sind komplett abgedeckt. Zudem stehen für nahezu die gesamte Landesfläche von Bayern und Vorarlberg, das schweizerische und das französische Einzugsgebiet des Oberrheins sowie für die grenzüberschreitenden Einzugsgebiete von Mosel, Saar und Sieg entsprechende LARSIM WHM zur Verfügung.

An 15 Dienststellen werden insgesamt 34 LARSIM Wasserhaushaltsmodelle operationell betrieben (Stand 2014). Das Modell für Mosel und Saar wird von mehreren Dienststellen in Frankreich, Luxemburg und Deutschland genutzt und weiterentwickelt. Dabei betreiben manche Dienststellen lediglich Ausschnitte des Gesamtmodells, die das jeweilige Einzugsgebiet in ihrem Zuständigkeitsbereich umfassen.

Das erste hoch aufgelöste LARSIM Wasserhaushaltsmodell wurde 1999 für den Neckar erstellt, während derzeit neue Modelle z. B. für die Maas aufgestellt werden, die noch nicht in der vorliegenden Übersicht enthalten sind. Alle Modelle werden kontinuierlich gewartet und verbessert, so dass auch in älteren Modellen neu verfügbare Daten ebenso berücksichtigt werden, wie aktuelle Weiterentwicklungen in der Modelltechnik.

In Baden-Württemberg, Vorarlberg und für das Moseleinzugsgebiet werden rasterbasierte Modelle mit Teilgebietsflächen von $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ verwendet. Dasselbe gilt für die meisten bayerischen Modelle. Lediglich die Rastermodelle für den Chiemsee mit der Tiroler Achen und für die Alz ab Chiemsee mit Traun haben bei einer Kantenlänge von $0,5 \text{ km}$ eine noch höhere räumliche Auflösung. Das bayerische Wasserhaushaltsmodell für die Isar ist ebenso wie die Modelle für Hessen, Rheinland-Pfalz und das Elsass in hydrologische Einzugsgebiete unterteilt.

Die einzelnen Modelle decken Flächen zwischen 80 km^2 und knapp $30\,000 \text{ km}^2$ ab, die Anzahl der Berechnungsknoten variiert entsprechend.

In der Summe umfassen die Modelle eine Gesamtfläche von über 200 000 km² und decken das gesamte Einzugsgebiet des Rheins bis Bonn, den Großteil des deutschen Donaueinzugsgebiets sowie den hessischen Teil des Wesereinzugsgebiets ab (Abb. 5-1). Dabei werden fast 900 Pegel sowie zahlreiche Stauhaltungen, Seen, Talsperren, Rückhaltemaßnahmen, Ein- und Überleitungen berücksichtigt. Der Modellantrieb erfolgt je nach Nutzung durch unterschiedliche meteorologische Messungen bzw. Vorhersagen und Prognosen. Alle verfügbaren Modelle sind mit Parametersätzen für die Simulation in stündlicher Auflösung ausgestattet. Darüber hinaus verfügen viele Modelle zusätzlich über einen Parametersatz zur tageswertbasierten Simulation (BREMICKER et al. 2013).

Tab. 5-1: Übersicht über die Dienststellen, an denen hoch aufgelöste operationelle LARSIM Wasserhaushaltsmodelle standardmäßig eingesetzt werden.

Staat	Bundesland	Dienststelle	Kürzel
Deutschland	Baden-Württemberg	Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz, Hochwasservorhersagezentrale	LUBW
	Bayern	Bayerisches Landesamt für Umwelt Hochwasservorhersagezentrale Donau, Inn, Main	BLfU
		Wasserwirtschaftsamt Kempten Hochwasservorhersagezentrale Iller / Lech	WWA Kempten
		Wasserwirtschaftsamt Weilheim Hochwasservorhersagezentrale Isar	WWA Weilheim
	Hessen	Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie	HLUG
		Regierungspräsidium Gießen	RP Gießen
	Nordrhein-Westfalen	Bezirksregierung Köln	BR Köln
Rheinland-Pfalz		Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz	LUWG
	Saarland	Landesamt für Umwelt und Arbeitsschutz	LUA
Frankreich	Lothringen	Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Lorraine	DREAL Lorraine
	Elsass	Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement Alsace	DREAL Alsace
Luxemburg		Administration de la Gestion de l'Eau	AGE
		Service de la navigation Grevenmacher	SNG
Österreich	Tirol	Hydrographischer Dienst Tirol	HDT
	Vorarlberg	Amt der Vorarlberger Landesregierung	AVLR

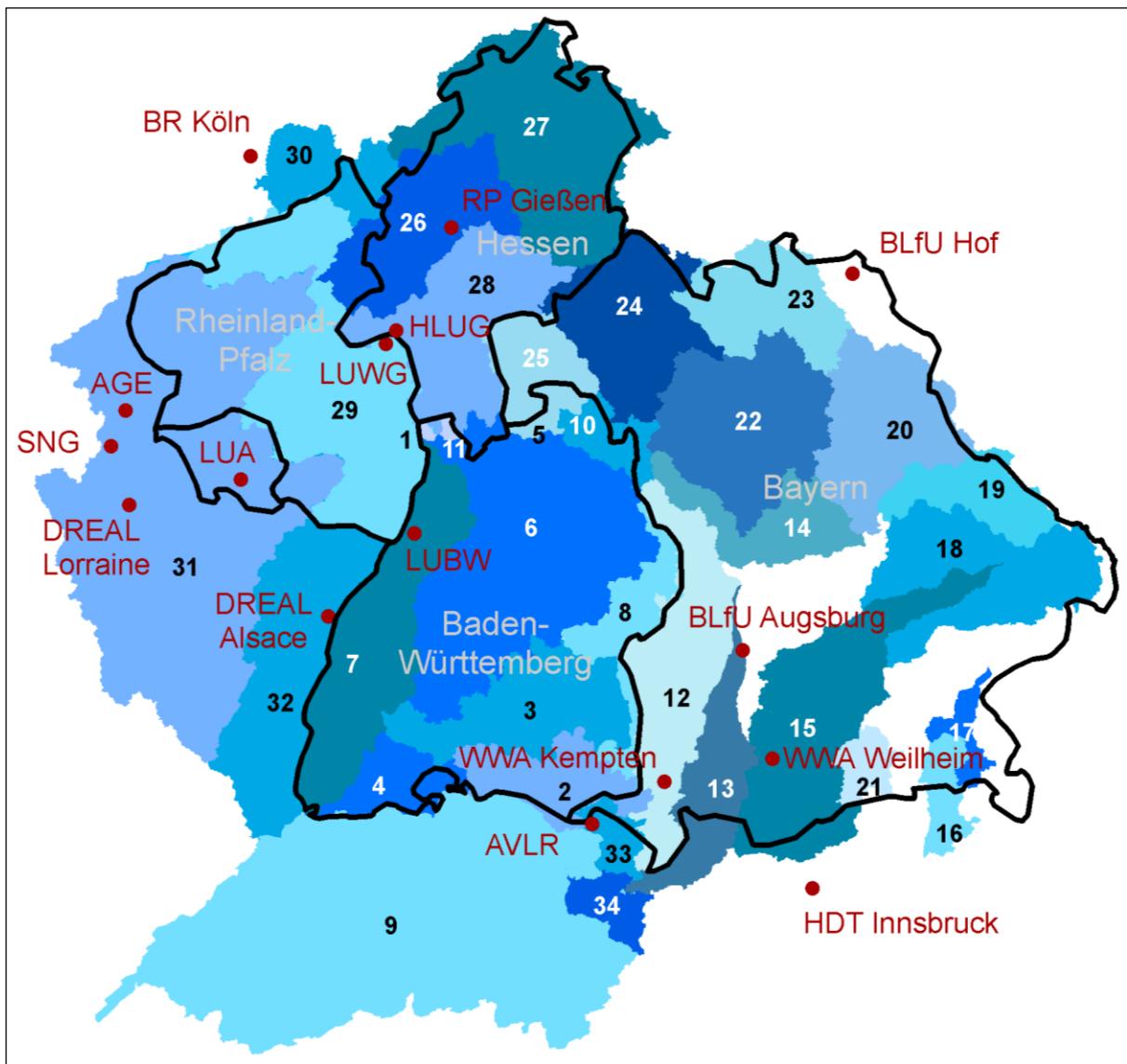


Abb. 5-1: Übersicht über die Mitte 2013 routinemäßig operationell betriebenen LARSIM WHM und die betreibenden Dienststellen.

Einsatzbereiche der hoch aufgelösten operationellen LARSIM WHM:

Tab. 5-2 gibt einen Überblick über die wichtigsten Modell-Einsatzbereiche an den einzelnen Dienststellen. Hieraus wird deutlich, dass die Hochwasservorhersage zentraler Bestandteil des operationellen Einsatzes an allen Dienststellen ist und die Modelle vielerorts auch zur routinemäßigen Niedrigwasservorhersage genutzt werden (BREMICKER et al. 2004; BRAHMER 2009; HOLLE 2009; LAURENT et al. 2010; BREMICKER & VARGA 2014). An den Landesämtern werden zudem regions- bzw. landkreisspezifische Hochwasserfrühwarnungen erstellt, die eine frühzeitige Warnung vor möglichen Hochwassern auch an kleinen Gewässern ermöglichen (BREMICKER et al. 2006; BRAHMER 2009; BREMICKER & VARGA 2014). Die kontinuierlichen Abflussvorhersagen dienen auch zur Optimierung der Speicherabgaben bezogen auf weiter unterhalb gelegene Ziele und für die Planung der Energieerzeugung durch Laufwasserkraftwerke.

Darüber hinaus werden LARSIM Modelle für mehrere Flüsse auch zur operationellen Simulation und Vorhersage der Wassertemperaturen genutzt (HAAG et al. 2005; KREMER & BRAHMER 2013).

Tab. 5-2 Übersicht über die wichtigsten Einsatzbereiche der hoch aufgelösten LARSIM Wasserhaushaltsmodelle an den einzelnen Dienststellen.

Dienststelle	Operationeller Einsatz					Offline Anwendungen			
	Hochwasser-vorhersage	Hochwasser-Frühwarnung	Niedrigwasser-vorhersage	Wassertemperatur-vorhersage	Optimierung der Speicherabgabe	Klimafolgen-untersuchungen	Bemessungs-aufgaben	Wärmelastplanung	Wasserwirtschaftl. Rahmenplanung
LUBW	X	X	X	X		X	X	X	X
BLfU	X	X	X				X		
WWA Kempten	X	X	X		X		X		
WWA Weilheim	X	X	X		X		X		
HLUG	X	X	X	X		X		X	X
RP Gießen	X		X				X		X
BR Köln	X								
LUWG	X	X	X	X		X	X	X	X
LUA	X	X*				X			
DREAL Lorraine	X					X			
DREAL Alsace	X								
AGE	X	X*				X	X		X
SNG	X								
HDT	X		X						
AVLR	X		X						

* bei LUA und AGE ist der Einsatz zur Hochwasser-Frühwarnung ab 2014 geplant

Neben den in Tab. 5-2 aufgeführten operationellen Einsatzmöglichkeiten wird LARSIM an einzelnen Dienststellen für weitere operationelle Vorhersagen genutzt. In Baden-Württemberg wird beispielsweise ein Frühwarnsystem für Niedrigwasser getestet (VARGA & HAAG 2013).

Die primär operationellen LARSIM Modelle stehen auch für unterschiedliche Planungszwecke zur Verfügung. Neben der allgemeinen wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung spielen hierbei Untersuchungen zur möglichen Wirkung des Klimawandels auf die Wasserwirtschaft eine wichtige Rolle (z. B. GERLINGER 2004; HENNEGRIFF et al. 2008; GERLINGER & MEUSER 2013). Darüber hinaus kommen die Modelle auch bei wasserwirtschaftlichen Bemessungsaufgaben zum Einsatz.

Hierzu zählen unter anderem die Ermittlung von Hoch- und Niedrigwasserabflüssen unterschiedlicher Jährlichkeiten, die Bereitstellung von Ganglinien für hydraulische Berechnungen sowie die Planung und Optimierung von Talsperren, Rückhaltebecken und Poldern (z. B. GERLINGER 2008). Dort wo LARSIM als Wasserhaushalts- und Wärmemodell vorliegt, kann es auch für die Erstellung von Wärmelastplänen und für weitere Fragen im Zusammenhang mit der Wärmebelastung der Gewässer genutzt werden (z. B. HAAG & LUCE 2008; BADDE et al. 2014).

Über die in Tab. 5-2 aufgeführten Aufgaben hinaus werden die LARSIM Modelle immer wieder auch für andere Aufgaben wie z. B. die Simulation und Prognose von Bodenwasserhaushalt und Grundwasserneubildung oder Untersuchungen zur Wirkung von Landnutzungsänderungen herangezogen (z. B. HAAG et al. 2005; 2006; KRUMM 2011).

Koordinierte Weiterentwicklung der operationellen LARSIM WHM:

Die grundsätzliche Weiterentwicklung des Modells LARSIM wird von einer Entwicklergemeinschaft der Hochwasserzentralen an LUBW, BLfU, LUWG und HLUG gemeinsam abgestimmt und koordiniert. In diesem Kreis finden regelmäßige Treffen der Modellentwickler und -programmierer statt, die eine zielgerichtete Weiterentwicklung von LARSIM sicherstellen. Zur Pflege und Weiterentwicklung der Modelle für Mosel, Saar und das französische Einzugsgebiet des Oberrheins gibt es zudem eine Kooperationsvereinbarung der französischen, deutschen und luxemburgischen Dienststellen. Darüber hinaus ermöglicht ein jährlich im größeren Rahmen durchgeführter Anwenderworkshop den Erfahrungsaustausch zwischen allen LARSIM-Nutzern.

Dadurch ist gewährleistet, dass die hoch aufgelösten LARSIM Wasserhaushaltsmodelle auch zukünftig dem aktuellen Stand der Technik entsprechen und mit ihrer Hilfe vielseitige wasserwirtschaftliche Aufgaben bearbeitet werden können.

5.2 GRUNDLAGEN DES OPERATIONELLEN MODELLBETRIEBS

5.2.1 OPERATIONELLER PROGRAMMABLAUF

Im operationellen Berechnungsmodus ist LARSIM in der Regel auf einen Berechnungszeitschritt von einer Stunde ausgelegt. Auf Basis von aktuellen operationell verfügbaren Klimamessungen sowie numerischen Wettervorhersagen können so mit LARSIM u.a. Abflussvorhersagen berechnet und ausgegeben werden. Weitere mögliche Ausgabegrößen sind Wassertemperaturen sowie flächendeckende Vorhersagen für Verdunstung, Bodenfeuchte, Schneehöhen sowie zur Grundwasserneubildung.

Für die operationelle Vorhersage kann LARSIM in einer automatisierten Ablaufsteuerung eingesetzt werden, bei der von Seiten des Anwenders keine Eingriffe erforderlich sind. Der Programmablauf ist im Wesentlichen Folgender:

- Der programminterne Vorhersagezeitpunkt wird auf die aktuelle Systemzeit des Rechners gesetzt (volle Stunde).
- Automatisches Einlesen der Inhalte aller modellinternen Speicherzustände, die beim letzten Modellaufruf abgespeichert wurden, und Setzen des Berechnungsbeginns auf den Zeitpunkt des letzten Modellaufrufes, mindestens jedoch 2 Tage vor den aktuellen Vorhersagezeitpunkt.

- Automatisiertes Erkennen und Einlesen der aktuell verfügbaren hydrometeorologischen Messdaten für die in Spezifischen Stammdateien definierten meteorologischen und hydrologischen Messstationen.
- Erstellung eines Protokolls zur aktuellen Datenlage für hydrometeorologische Zeitreihen.
- Einlesen der aktuell verfügbaren meteorologischen Vorhersagen des numerischen Wettervorhersagemodells für Niederschlag, Globalstrahlung und/oder Sonnenschein-dauer, Windgeschwindigkeit, relative Luftfeuchte und/oder Taupunkttemperatur, Luft-temperatur und Luftdruck.
- Durchführung der Wasserhaushaltsmodellierung inklusive Optimierung und Vorher-sage.
- Abspeichern der Inhalte aller modellinternen Speicherzustände für den Vorhersage-zeitpunkt.
- Ausgabe der simulierten und vorhergesagten Ausgabegrößen (z. B. Abflussvorhersa-gen, flächenhafte Ergebnisse).

5.2.2 FORTSCHREIBUNG MODELLINTERNER SPEICHERZUSTÄNDE

Als Grundvoraussetzung für den operationellen Betrieb, ermöglicht es LARSIM, den Modellzustand an vorzugebenden Zeitpunkten abzuspeichern. In den hierdurch erzeugten „WHM-Zustandsdateien“ werden für alle Teilgebiete die Füllungen der hydrologischen Speicher abgelegt. Für das Rastermodell des 14.000 km² großen Neckareinzugsgebiets sind dies rund 1,1 Millionen Werte, die beispielsweise Angaben zur aktuellen Füllung der Gebietsspeicher je Rasterfläche sowie landnutzungsspezifisch die Benetzung der Blatt-oberflächen, die Schneehöhen und die Füllungen der Bodenspeicher repräsentieren.

Dieser zwischengespeicherte Modellzustand wird als Anfangsbedingung für eine nachfol-gende Simulation eingelesen. Damit wird sichergestellt, dass auch bei kurzen Simulations-läufen eine kontinuierliche Fortschreibung des berechneten Wasserhaushalts stattfindet.

Im operationellen Vorhersagebetrieb wird der vom Modell berechnete Gesamtzeitraum in zwei Abschnitte unterteilt: Im Simulationszeitraum (= Berechnungsbeginn bis zum Zeit-punkt der Vorhersage) wird das Modell auf der Basis von operationell verfügbaren, gemes-senen meteorologischen Daten und gemessenen Abflüssen betrieben. Im anschließenden Vorhersagezeitraum hingegen erfolgt der Modellbetrieb auf der Basis von Wettervorhersa-gen der Wetterdienste. Dabei können auch unterschiedliche Wettervorhersagen (z. B. mit unterschiedlichen Reichweiten) kombiniert werden.

Im Routinebetrieb umfasst der Simulationszeitraum zwei Tage, d. h. als Anfangsbedingung wird die für zwei Tage vor dem Vorhersagezeitpunkt erzeugte WHM-Zustandsdatei einge-lesen.

5.2.3 BEHANDLUNG VON LÜCKENWERTEN IN HYDROMETEOROLOGISCHEN EINGANGSDATEN

Für einen automatisierten operationellen Modelleinsatz ist es entscheidend, dass vom Mo-dell eventuelle Lückenwerte in hydrometeorologischen Eingangsdaten erkannt und durch geeignete Interpolationsverfahren geschlossen werden. Dies wird bei der operationellen Wasserhaushaltsmodellierung mit LARSIM wie nachfolgend beschrieben erreicht.

Lückenwerte bei gemessenen Niederschlägen werden über eine räumliche Interpolation der Messwerte an benachbarten Stationen gefüllt. Dabei wird zeitschrittabhängig ermittelt, an welchen benachbarten Stationen Messwerte vorliegen.

Lückenwerte bei den übrigen gemessenen Klimadaten (Wind, Lufttemperatur, Globalstrahlung, rel. Luftfeuchte, Luftdruck) werden sofern möglich ebenfalls über eine Interpolation der Messwerte an benachbarten Stationen gefüllt. Dabei wird zeitschrittabhängig ermittelt, an welchen benachbarten Stationen Messwerte vorliegen. Sofern an keiner anderen Klimastation Messdaten verfügbar sind, werden die Lückenwerte über "alte" numerische Wettervorhersagen gefüllt, sofern solche Vorhersagen vorliegen. Falls keine "alten" Wettervorhersagen vorliegen und die LARSIM-Option PERSISTENZ KLIMADATEN gesetzt ist, wird der zuletzt verfügbare Klimamesswert zum Füllen der Lücke verwendet.

Sofern die vorliegenden Niederschlags-Vorhersagen den gewählten Vorhersagezeitraum nicht vollständig abdecken, werden die resultierenden Lückenwerte auf den Niederschlagswert Null gesetzt.

Sofern die vorliegenden Vorhersagen für die anderen meteorologischen Größen den gewählten Vorhersagezeitraum nicht vollständig abdecken, können die zuletzt vorliegenden Werte für Klimagrößen im Vorhersagezeitraum durch die Option PERSISTENZ KLIMADATEN zeitlich extrapoliert werden.

Lückenwerte in gemessenen Abflussdaten können optional durch modellierte Abflüsse ersetzt werden.

5.2.4 GEMESSENE ABFLÜSSE, WASSERSTÄNDE UND WASSERTEMPERATUREN

Im operationellen Betrieb wird davon ausgegangen, dass für die Berechnung des Abflusses flussabwärts von Pegelstandorten die an den Pegeln gemessenen Abflussganglinien verwendet werden sollen, sofern diese verfügbar und von guter Qualität sind. Als Information zur Qualität der gemessenen Abflussganglinien wertet das Modell einen Datensatz aus, der pegelspezifische Angaben zur jeweiligen Güte der Wasserstands-Abfluss-Beziehung getrennt nach Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbereich enthält. Hieraus kann sich beispielsweise die Situation ergeben, dass das WHM an einem Pegel die gemessenen Abflüsse im Niedrigwasserbereich als unzuverlässig ignoriert, während dort gemessene Mittel- und Hochwasserabflüsse vom Modell als Eingangsdaten verwendet werden.

Zudem entscheidet die Güte der Messung auch darüber, ob der Pegel im jeweiligen Abflussbereich zur automatisierten Modellnachführung verwendet wird oder nicht. Auch dies kann pegelspezifisch getrennt nach Abflussbereichen gesteuert werden.

In ähnlicher Weise können auch operationell verfügbare Wassertemperaturmessungen bei LARSIM Wassertemperatur-Vorhersagemodellen zur weiteren Berechnung flussabwärts weitergegeben und zur operationellen Nachführung der Simulationen verwendet werden. Auch hier kann der Anwender über eine Steuerdatei entscheiden, ob die jeweilige Messstelle für die Weitergabe im Modell bzw. die Modellnachführung geeignet ist.

5.2.5 BERÜCKSICHTIGUNG VON WASSERSTÄNDEN UND SPEICHERABGABEN

Auch operationell verfügbare Messdaten zu Inhalt und/oder Abgabe von Speichern (Rückhaltebecken, Talsperren) können im automatisierten Modellbetrieb übernommen werden.

Auch hier erfolgt die Auswahl der zu berücksichtigenden Speicherdaten über eine Steuerdatei. Liegen nur Angaben zur Speicherabgabe vor, so wird die zugehörige Füllung unter Berücksichtigung der im Modell hinterlegten Steuerregel und der Kontinuitätsgleichung berechnet. Umgekehrt wird die Abgabe berechnet, sofern nur Daten zur Füllung verfügbar sind. Hierdurch wird gewährleistet, dass eventuelle Fehleinschätzungen von Speicherfüllungen oder -abgaben mit Messdaten aus dem Simulationszeitraum korrigiert werden.

Darüber hinaus ist zu beachten, dass Speicherabgaben häufig keinen starren, klar definierten Steuerregeln folgen. Vielmehr wird die Speicherabgabe häufig situativ angepasst bzw. kurzfristig geplant (z. B. Stromerzeugung, Vorentlastung etc.). Daher ist es auch möglich, für den Vorhersagezeitraum Ganglinien der geplanten Speicherabgabe (bzw. Speicherfüllung) für die operationelle Vorhersage zu übernehmen und so der variablen, situationsbedingten Steuerung Rechnung zu tragen.

5.3 OPTIMIERUNG OPERATIONELLER MODELLE

5.3.1 AUTOMATISIERTE MODELLNACHFÜHRUNG

Die automatisierte Modellnachführung von LARSIM wertet Abweichungen zwischen gemessenen und berechneten Abflüssen im Simulationszeitraum aus. Sofern die Simulation zu sehr von der Messung abweicht, wird das Modell pegelspezifisch iterativ so lange nachgeführt, bis das definierte Gütekriterium erreicht wird, erst dann erfolgt die Berechnung der Vorhersage (Abb. 5-2).

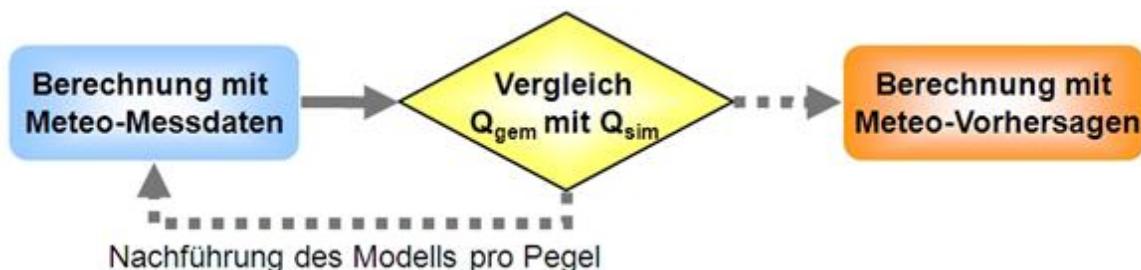


Abb. 5-2: Schema der operationellen Modellnachführung.

Für die automatisierte Modellnachführung wird der in Abb. 5-3 dargestellte Entscheidungsbaum abgearbeitet: Zunächst wird einem vom Benutzer vorgegebenen Datensatz entnommen, ob der Pegel grundsätzlich für die Nachführung verwendet werden soll. Falls ja, überprüft das Modell anhand der gemessenen Abflussganglinie im Simulationszeitraum, ob der aktuelle Abfluss am Pegel dem Niedrig-, Mittel- oder Hochwasserbereich zuzuordnen ist. Sofern die Wasserstands-Abfluss-Beziehung im aktuellen Abflussbereich als zuverlässig eingestuft wurde, erfolgt eine Nachführung an diesem Pegel. Je nach Abflussbereich wird dabei eine andere Nachführungsstrategie verwendet.

5.3.1.1 NACHFÜHRUNG IM MITTEL- UND NIEDRIGWASSERBEREICH

Im Niedrig- und Mittelwasserbereich werden die Modellabweichungen i. d. R. für die letzten 48 Stunden vor dem Vorhersagezeitpunkt (NQM-Auswertezeitraum) analysiert, so dass kurzfristige Wasserstandsschwankungen am Pegel nicht überbewertet werden.

Eine Modellnachführung wird nur vorgenommen, wenn im Auswertezeitraum die relative Differenz zwischen gemessenem und berechnetem Abfluss über einem vorzugebenden Schwellenwert MaxAbw (z. B. 5%) liegt und die Messungen im aktuell vorherrschenden Abflussbereich als plausibel eingestuft werden.

Nachführung des Wasserdargebots

Im instationären Niedrig- und Mittelwasserfall wird zunächst geprüft, ob durch eine Anpassung des Wasserdargebots (WD) im Simulationszeitraum eine ausreichende Übereinstimmung zwischen simuliertem und gemessenem Abfluss im NQM-Auswertezeitraum erreicht werden kann. Die maximal zulässige Korrektur des Wasserdargebots wird dabei durch vorzugebende minimale und maximale Korrekturfaktoren durch den Anwender begrenzt.

Die Korrektur des Wasserdargebots ist vor allem in folgenden Fällen notwendig und zielführend: Beim Auftreten kleinräumiger, konvektiver Niederschläge (Gewitterzellen) kann es je nach Lage der Niederschlagsstationen sowohl zur Über- als auch zur Unterschätzung des Niederschlags kommen, was über die Nachführung des Wasserdargebots ausgeglichen werden kann. Auch beim Abschmelzen von Schneedecken, deren Wasseräquivalent im Modell nicht korrekt abgebildet wurde, kann es zur Fehleinschätzung des Abflusses kommen, die über die Wasserdargebotsnachführung abgefangen werden kann.

In den beschriebenen Fällen wird ein Korrekturfaktor ermittelt, mit dessen Hilfe das Wasserdargebot über den gesamten Simulationszeitraum so angepasst wird, dass der berechnete Abfluss im NQM-Zeitraum möglichst gut mit dem gemessenen Abfluss übereinstimmt.

Nachführung der Gebietsspeicher

In vielen Fällen kann der simulierte Abfluss im NQM-Auswertezeitraum über eine Wasserdargebotsnachführung nicht an den gemessenen Abfluss angepasst werden. Dies ist bei (annähernd) stationären Abflussbedingungen der Fall oder wenn die Instationarität des Abflusses nicht durch Niederschlag bzw. Schneeschmelze im Simulationszeitraum bedingt ist.

In diesem Fall wird zunächst geprüft, ob die Variabilität des gemessenen Abflusses plausibel bzw. durch natürliche hydrologische Prozesse erklärbar ist. Wenn unplausible messtechnisch bedingte oder steuerungsbedingte Schwankungen in der Abflussmessung auftreten, so erfolgt keine Modellnachführung. Hierfür wird überprüft, ob die maximale trendbereinigte sowie die nicht trendbereinigte relative Differenz des gemessenen Abflusses vorzugebende Schwellenwerte unterschreiten. Bei Unterschreiten der Schwellenwerte wird die Nachführung automatisch unterbunden, um eine inadäquate Anpassung der WHM-Speicherzustände zu vermeiden.

Treten jedoch keine kurzfristigen, unplausiblen Abflussschwankungen auf oder erscheint die Variabilität des gemessenen Abflusses plausibel, dann wird der aktuelle Wasserinhalt der hydrologischen Gebietsspeicher so nachgeführt, dass der berechnete Abfluss mit den Messwerten am Pegel möglichst gut übereinstimmt.

Für eine weitere Differenzierung bei der Nachführung von Gebietsspeichern wird der Anteil des Grundwasserabflusses am simulierten Gesamtabfluss als Kriterium herangezogen. Liegt der simulierte Grundwasserabflussanteil über einem vorzugebenden Schwellenwert MinQB (z. B. 90%), wird die aktuelle Situation von LARSIM als annähernd stationäre Niedrigwasserphase eingestuft. In diesem Fall werden die Füllungen aller Gebietsspeicher in den Teilgebieten des Pegelkontrollbereichs zu Beginn des Simulationszeitraums so nachgeführt, dass der simulierte Abfluss im NQM-Auswertezeitraum möglichst gut mit dem gemessenen Abfluss übereinstimmt. Dabei ist zu beachten, dass es sich in diesem Fall vor allem um eine Nachführung des Grundwasserspeichers handelt.

WHM-Nachführung

bei Vereinbarung der Optionen WHM-HQ-NACHFUEHRUNG, WHM-MQ-NACHFUEHRUNG und WHM-NQ-NACHFUEHRUNG

Definitionen:

- HQ-AZR: Auswertezeitraum für Hochwasser (i.d.R. 6 h)
- NQM-AZR: Auswertezeitraum für Niedrig- und Mittelwasser (i.d.R. 48 h)
- AZR: HQ-AZR, NQM-AZR oder modellgebiete- bzw. pegelspezifischer Auswertezeitraum
- $(Q - Q_{ber})/Q$: Mittlere Abweichung des berechneten vom gemessenen Abfluss
- MaxAbw: Grenzwert mittlere Abweichung, ab dem eine WHM-Nachführung erfolgt
- Q_B/Q : Anteil des berechneten Basisabflusses am Gesamtabfluss
- MinQ_B: Mindestanteil des Basisabflusses zur Nachführung des Gebietsspeichers für Basisabfluss
- WD: Wasserdargebot
- B: Basisabfluss, I: Interflow, D: Direktabfluss, O: Oberflächenabfluss

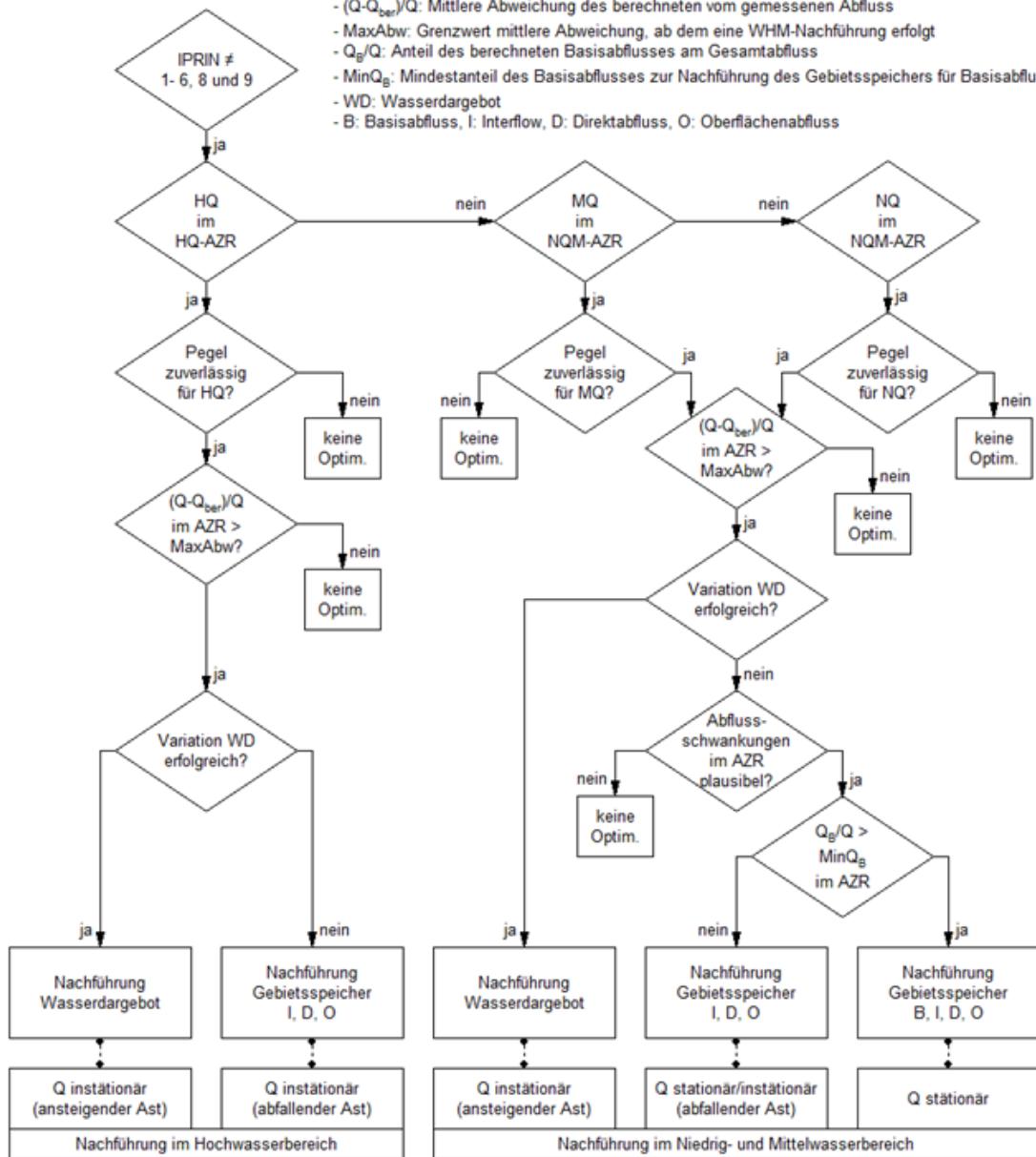


Abb. 5-3: Entscheidungsbaum bei der operationellen Modellnachführung.

Ist der simulierte Grundwasserabflussanteil geringer als der vorgegebene Schwellenwert MinQB, so wird von einer stationären Mittelwassersituation oder von einem abfallenden Ast nach einer Abflusserhöhung ausgegangen und es werden ausschließlich die Gebietspeicher für Interflow sowie für langen und schnellen Direktabfluss nachgeführt. Dadurch wird ausgeschlossen, dass Fehleinschätzungen des Wasserdargebots oder des Auslaufverhaltens von Interflow- und Direktabflussspeicher durch eine Nachführung des Grundwasserspeichers kompensiert werden.

5.3.1.2 NACHFÜHRUNG IM HOCHWASSERBEREICH

Der vom Anwender vorzugebende Auswertezeitraum für den Hochwasserbereich umfasst aufgrund der gegenüber Mittel- und Niedrigwasser wesentlich höheren Abflussdynamik i.d.R. lediglich die letzten 6 Stunden vor dem Vorhersagezeitpunkt (HQ-Auswertezeitraum). Damit wird der Abflussentwicklung unmittelbar vor dem Vorhersagezeitpunkt Rechnung getragen. Liegt mindestens ein Wert der gemessenen Abflussganglinie des Pegels im HQ-Auswertezeitraum im vordefinierten Hochwasserbereich, werden die Nachführungsbedingungen für Hochwasser zugrunde gelegt: Eine Modellnachführung erfolgt nur, wenn die Messung im Hochwasserbereich zuverlässig ist und die relative Differenz zwischen gemessenem und berechnetem Abfluss im HQ-Auswertezeitraum größer ist als der vorgegebene Schwellenwert (MaxAbw).

Analog zur Niedrig- und Mittelwassernachführung wird zunächst geprüft, ob mit einer Nachführung des Wasserdargebots im Simulationszeitraum die gewünschte Anpassung der simulierten an die gemessene Ganglinie im HQ-Auswertezeitraum erreicht werden kann. Ist dies nicht der Fall, werden die Füllungen der Gebietsspeicher für Interflow sowie für schnellen und langen Direktabfluss nachgeführt. Eine Nachführung des Grundwasserspeichers ist im Hochwasserfall ausgeschlossen.

5.3.1.3 WIRKUNG DER MODELLNACHFÜHRUNG

Die nachfolgenden Grafiken (Abb. 5-4 bis Abb. 5-6) verdeutlichen anhand ausgewählter Beispiele die Wirkung der automatisierten Modellnachführung in unterschiedlichen hydrologischen Situationen. In den Grafiken werden neben gemessenen Ganglinien und durchgängigen Simulationen (ohne Modellnachführung) einzelne Vorhersagen dargestellt. Bei der automatisierten Modellnachführung wurden dabei wie im operationellen Fall vorgegangen. Der Angleich zwischen Modell und Messung erfolgte anhand der Messwerte vor dem Vorhersagezeitpunkt. Die Messwerte nach dem Vorhersagezeitpunkt werden hier mit dargestellt, um die Wirkung der Nachführung auf die Vorhersagegüte zu veranschaulichen.

Abb. 5-4 zeigt den Vergleich zwischen einer gemessenen Abflussganglinie, einer durchgängigen Simulation (ohne Modellnachführung) und einer Vorhersage nach erfolgter automatisierter Modellnachführung in einer ausgeprägten Niedrigwassersituation. Im vorliegenden Fall wird der tatsächliche Niedrigwasserabfluss bei einer durchgängigen Simulation merklich überschätzt. Dies ist vor allem dadurch bedingt, dass die Füllung des Gebietsspeichers für Basisabfluss im Zeitraum vor dem Niedrigwasserereignis überschätzt wurde.

Die Grafik verdeutlicht, dass das Modell mithilfe der automatisierten Nachführung sehr gut an die Messungen vor dem Vorhersagezeitpunkt angeglichen wird. Dadurch kann die Vorhersage vom 04.08.2003 die tatsächliche Entwicklung des Abflusses viel besser abbilden als die durchgängige Simulation. Im vorliegenden typischen Niedrigwasserfall wurde die Verbesserung der Vorhersage durch eine Nachführung aller Gebietsspeicher (inklusive des Basisabflussspeichers) erreicht.

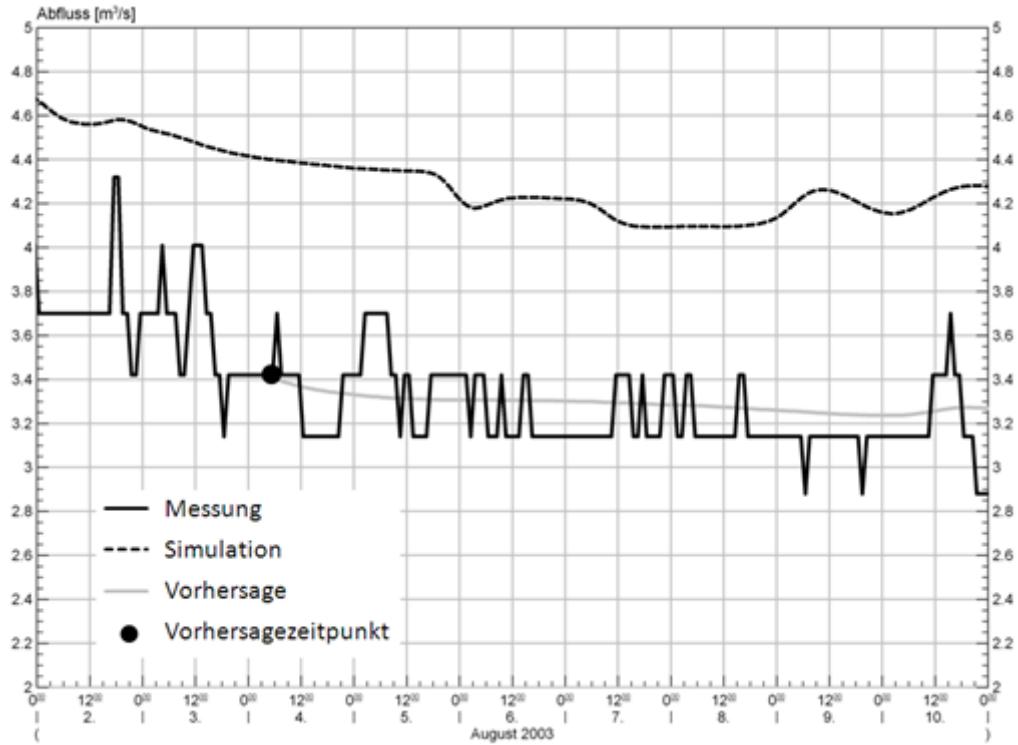


Abb. 5-4: Wirkung der Modellnachführung im Niedrigwasserbereich

Abb. 5-5 zeigt ein Beispiel für die Wirkung der Modellnachführung nach einer kleinen Abflussspitze im Niedrigwasserbereich. In der durchgängigen Simulation fällt der Abfluss zu langsam ab und pendelt sich nach dem Ereignis auf einem etwas zu hohen Niveau ein. Durch die Modellnachführung wird die Füllung der schneller reagierenden Gebietsspeicher für (schnellen und langsamen) Direktabfluss und Interflow sukzessive nach unten korrigiert. Der Basisabflussspeicher wird im vorliegenden instationären Niedrigwasserfall hingegen nicht korrigiert. Die Nachführung der schnell reagierenden Gebietsspeicher ermöglicht es, dass die Niedrigwasserphase nach der kleinen Abflussspitze sehr gut vorhergesagt wird.

Abb. 5-6 zeigt eine Vorhersage, die im ansteigenden Ast eines Hochwassers beginnt. In diesem Fall bewirkt die Nachführung des Wasserdargebots im Simulationszeitraum vor dem Vorhersagezeitpunkt, dass die Vorhersage auf dem Niveau des Messwertes beginnt und dass die Füllung von Boden- und Gebietsspeicher zum Vorhersagezeitpunkt gut getroffen wird. Dadurch kann auch das nachfolgende Hochwasser in Verlauf und Höhe gut vorhergesagt werden.

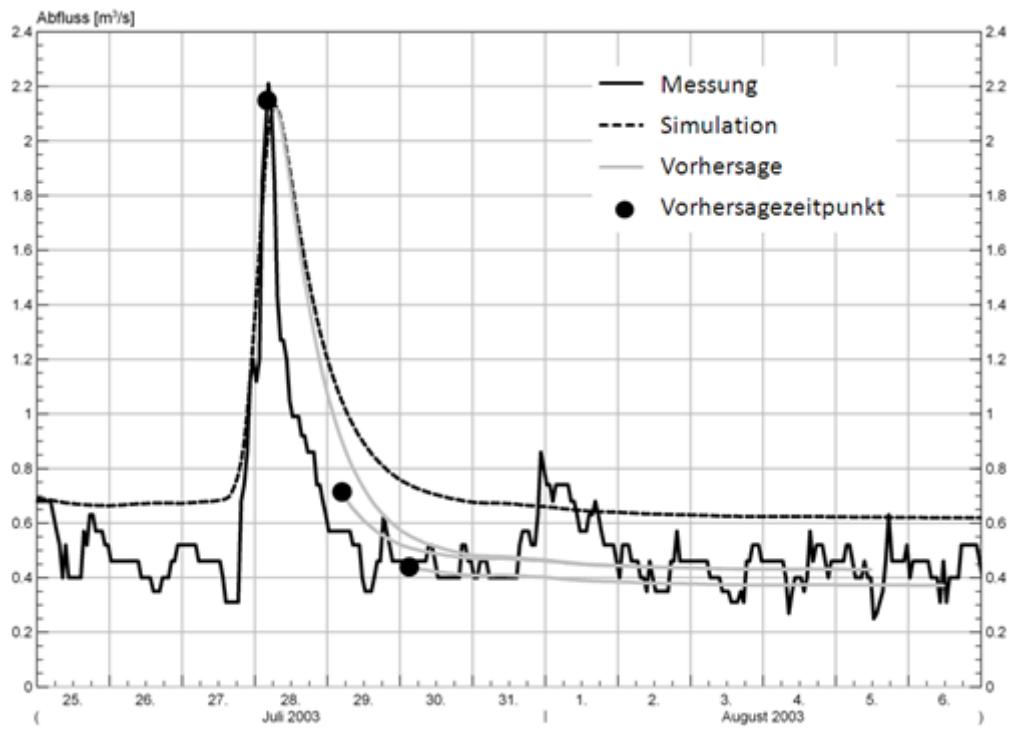


Abb. 5-5: Wirkung der Modellnachführung im fallenden Ast

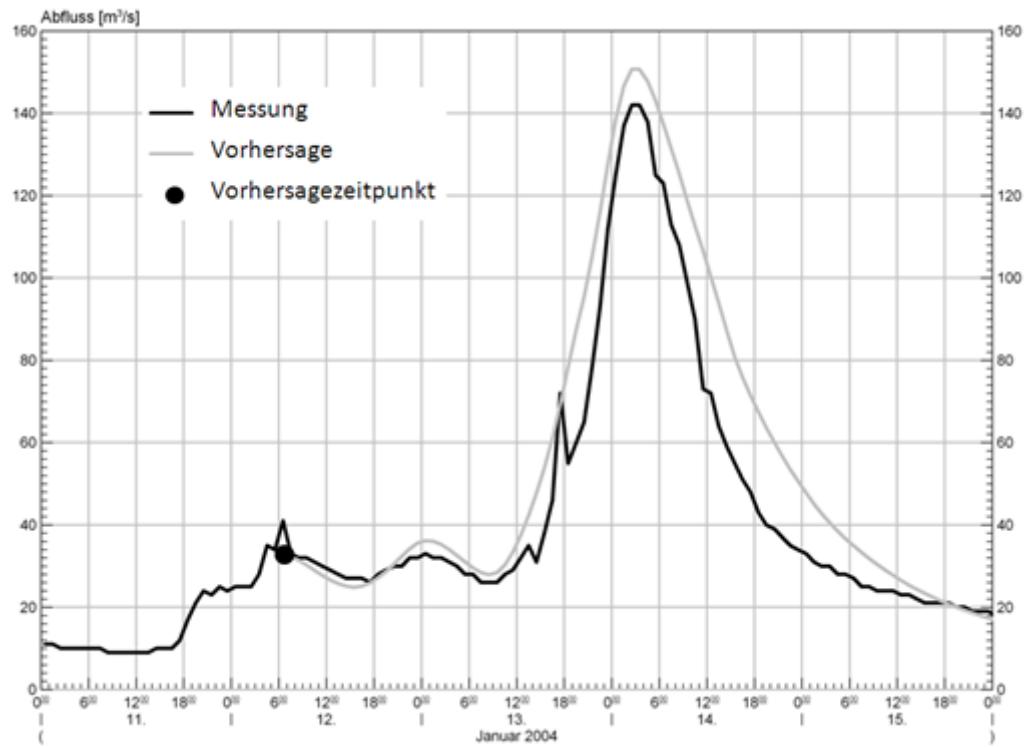


Abb. 5-6: Wirkung der Modellnachführung vor einem Hochwasser

5.3.2 AUTOMATISIERTE VORHERSAGE-KORREKTUR

Als Outputkorrektur wird in LARSIM eine Korrektur der Vorhersagewerte anhand der Differenz zwischen gemessenen und simulierten Abflusswerten durchgeführt. Die Korrektur erfolgt wahlweise anhand der Abflusswerte zum Vorhersagezeitpunkt oder anhand von Mittelwerten über einen definierten Zeitbereich vor dem Vorhersagebeginn. In beiden Verfahren erfolgt eine Verschiebung der Vorhersage um einen Differenzbetrag zwischen Messung und Simulation (ARIMA-010-Korrektur). Das genaue Vorgehen bei der ARIMA-Korrektur kann durch Vorgaben des Anwenders über Steuerdateien im Detail angepasst werden (siehe Kapitel 5.3.2.1 und 5.3.2.2).

Im Gegensatz zur Modellnachführung, die über den gesamten Kontrollbereich eines Pegels wirkt, beeinflusst die ARIMA-Korrektur den Pegel nur lokal bzw. auch unterstrom gelegene Gebiete bei Weitergabe des Pegels. Zudem wirkt die ARIMA-Korrektur nur im Vorhersagezeitraum und beeinflusst somit nicht die inneren Modellzustände und deren Fortführung über die WHM-Zustandsdatei (Outputkorrektur).

5.3.2.1 ARIMA-KORREKTUR ANHAND DER WERTE ZUM VORHERSAGEZEITPUNKT

Der Entscheidungsbaum für die ARIMA-Korrektur anhand des gemessenen und des simulierten Abflusswerts zum Vorhersagezeitpunkt ist in Abb. 5-7 dargestellt. Hieraus wird deutlich, dass bei der ARIMA-Korrektur wie bei der Modellnachführung pegelspezifisch in die drei Abflussbereiche Hochwasser, Mittelwasser und Niedrigwasser differenziert wird. Diese Differenzierung erfolgt anhand der an den Pegeln gemessenen Abflüsse im HQ-Auswertezeitraum bzw. im NQM-Auswertezeitraum.

Zunächst kann der Anwender entscheiden, in welchen der drei Abflussbereichen im jeweiligen Modell grundsätzlich eine ARIMA-Korrektur gewünscht ist. Im nächsten Schritt kann analog zur Modellnachführung für jeden Pegel einzeln entschieden werden, für welchen Abflussbereich eine ARIMA-Korrektur vorgenommen werden soll. Grundlage für diese Entscheidung sind die Zuverlässigkeit und Konsistenz der Pegelmessungen im jeweiligen Abflussbereich. So ist es beispielsweise möglich, für einen bestimmten Pegel die ARIMA-Korrektur im Niedrigwasser abzuschalten, weil die Niedrigwassermessungen unzuverlässig sind, gleichzeitig aber im Mittel- und Hochwasserbereich eine ARIMA-Korrektur vorzunehmen.

Eine ARIMA-Korrektur wird gewöhnlich nur durchgeführt, wenn zum Vorhersagezeitpunkt ein Messwert vorliegt. Alternativ kann der Anwender pegelspezifisch vorgeben, dass bei fehlenden Messwerten zum Vorhersagezeitpunkt frühere Messwerte vor dem Vorhersagezeitpunkt zur ARIMA-Korrektur verwendet werden sollen. Ist dies entsprechend vereinbart, so muss mindestens ein Messwert innerhalb des pegelspezifisch vorgegebenen Zeitraums vor dem Vorhersagezeitpunkt vorliegen, damit die ARIMA-Korrektur durchgeführt wird.

Im Hoch- und Mittelwasserbereich beruht der ARIMA-Korrektur-Term auf der Differenz zwischen dem Messwert und dem Simulationswert zum Vorhersagezeitpunkt. Optional kann auch die Differenz zwischen dem simulierten Wert zum Vorhersagezeitpunkt und dem Mittelwert der Messungen über einen pegelspezifisch vorzugebenden Zeitraum vor dem Vorhersagezeitpunkt zur ARIMA-Korrektur verwendet werden. Im Niedrigwasserbereich basiert der ARIMA-Korrektur-Term standardmäßig auf der Differenz zwischen dem Simulationswert zum Vorhersagezeitpunkt und dem Mittel der Messungen über die letzten 24 Stunden vor dem Vorhersagezeitpunkt (Tagesmittel).

Der Mittelungszeitraum für die Messungen kann im Niedrigwasserbereich optional im Falle instationärer Abflussverhältnisse pegelspezifisch verlängert werden. Dies ist insbesondere dann hilfreich, wenn Niedrigwasserabflüsse z. B. infolge von Steuerungsmaßnahmen merkliche Schwankungen aufweisen, die nicht durch das natürliche hydrologische Geschehen bedingt sind.

Wie der ARIMA-Korrektur-Term für jeden Vorhersagezeitschritt errechnet wird, hängt davon ab, ob der zu verschiebende Vorhersagewert größer oder kleiner als der Simulationswert zum Vorhersagezeitpunkt ist:

Ist der zu verschiebende Vorhersagewert größer als der Simulationswert zum Vorhersagezeitpunkt, wird eine absolute Verschiebung der vorhergesagten Werte um die Differenz zwischen Messung und Simulation zum Vorhersagezeitpunkt vorgenommen.

Ist der Vorhersagewert hingegen kleiner als der Simulationswert zum Vorhersagezeitpunkt, wird eine relative Verschiebung durchgeführt. Für diese relative Verschiebung wird der Verschiebungsvektor anhand der Division der Differenz zwischen Messung und Simulation durch den Simulationswert zum Vorhersagezeitpunkt bestimmt. Die Verschiebung des Vorhersagewerts erfolgt somit um einen prozentualen Betrag.

Dabei kann die maximale Verschiebung der ARIMA-Korrektur durch einen vom Anwender in einer Steuerdatei vorzugebenden Wert abflussbereichsspezifisch begrenzt werden.

Abschließend wird je nach Vorgabe des Anwenders pegelspezifisch entschieden, ob die ARIMA-korrigierte Vorhersage nur lokal zur Ergebnisausgabe am Pegel verwendet wird oder ob die korrigierte Vorhersage auch zur weiteren Berechnung der unterstrom gelegenen Pegelkontrollbereiche genutzt wird.

Weiter kann der Anwender optional vorgeben, dass die ARIMA-Korrektur nicht auf alle Zeitschritte des Vorhersagezeitraums angewendet wird. Anstelle dessen erfolgt ab dem Vorhersagezeitpunkt über eine definierte Anzahl von Stunden eine lineare Reduktion des ARIMA-Korrektur-Terms vom Absolutwert auf den Wert Null. Im Mittel- und Niedrigwasserbereich erfolgt diese lineare Reduktion des ARIMA-Korrektur-Terms allerdings nur dann, wenn instationäre Abflussverhältnisse vorliegen.

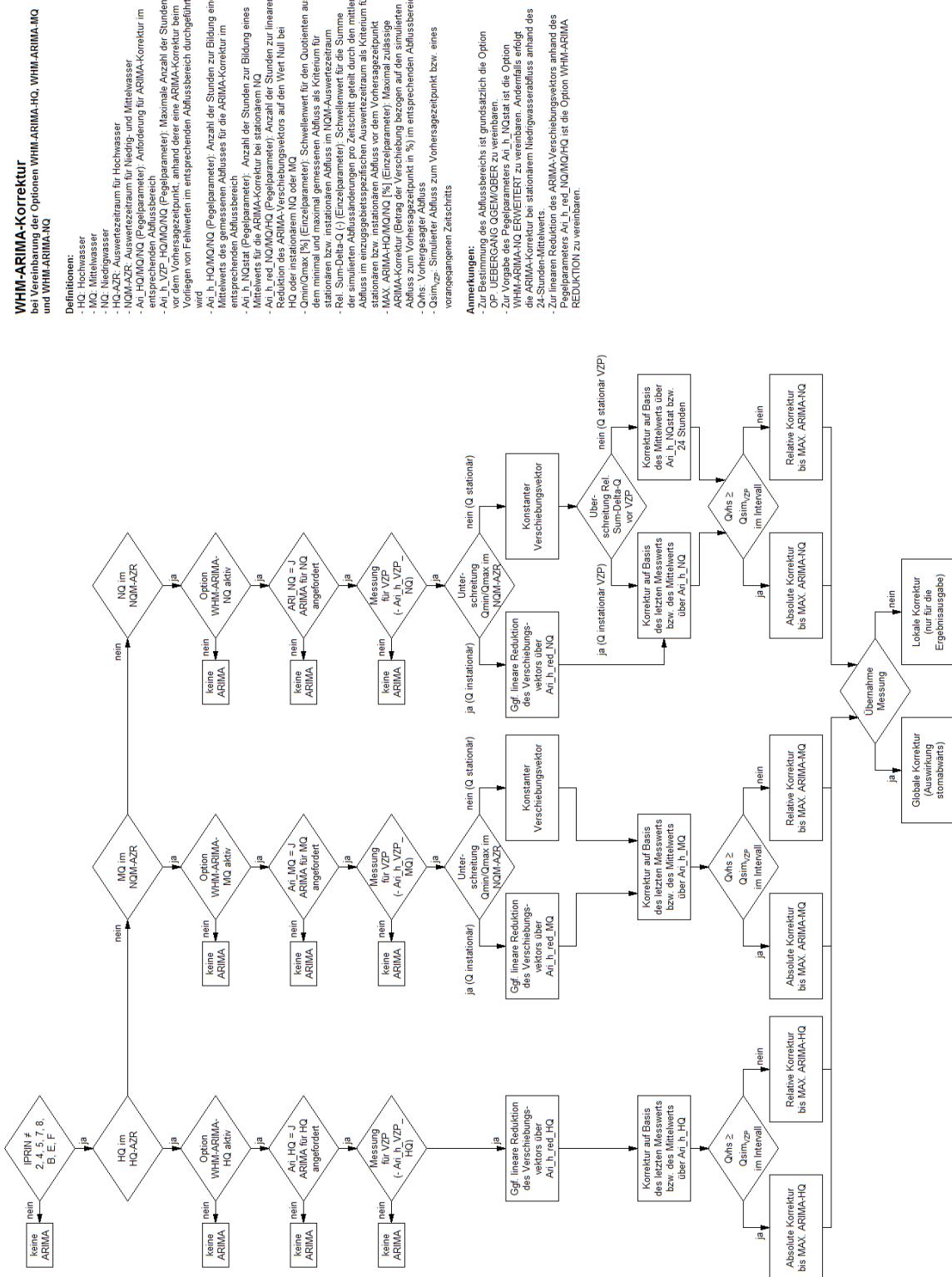


Abb. 5-7: Entscheidungsbaum bei der operationellen ARIMA-Korrektur anhand der Werte zum Vorhersagezeitpunkt

5.3.2.2 ARIMA-KORREKTUR ANHAND VON MITTELWERTEN (LEG-VORHERSAGE-KORREKTUR)

Der Entscheidungsbaum für die ARIMA-Korrektur anhand von Mittelwerten der gemessenen bzw. simulierten Abflüsse ist in Abb. 5-8 dargestellt. Wie bei der ARIMA-Korrektur anhand der Werte zum Vorhersagezeitpunkt wird auch hier in die drei Abflussbereiche Hochwasser, Mittelwasser und Niedrigwasser differenziert.

Die Entscheidung, in welchen der drei Abflussbereichen eine ARIMA-Korrektur grundsätzlich bzw. nach Pegeln differenziert stattfinden soll, erfolgt bei der ARIMA-Korrektur anhand von Mittelwerten analog zum Verfahren mit den Werten zum Vorhersagezeitpunkt (Details siehe vorangegangenes Kapitel 5.3.2.1). Ebenso wird auch die ARIMA-Korrektur anhand von Mittelwerten nur dann durchgeführt, wenn entweder zum Vorhersagezeitpunkt ein Messwert vorliegt oder ein Messwert in einem optional und pegelspezifisch vom Anwender vorgegebenen Zeitbereich vorhanden ist.

Der wesentliche Unterschied zu dem im vorangegangenen Kapitel 5.3.2.1 beschriebenen Verfahren besteht in der Ermittlung des ARIMA-Korrektur-Terms. Dieser wird hier nicht anhand eines einzelnen Werts der Simulation zum Vorhersagezeitpunkt bestimmt, sondern anhand der Differenz zwischen einem Mittelwert der Messung und einem Mittelwert der Simulation. Der Zeitraum vor dem Vorhersagebeginn für die Bildung der beiden Mittelwerte wird dabei vom Anwender für jeden Abflussbereich pegelspezifisch vorgegeben (Parameter *Ari_h* in Abb. 5-9).

Da der ARIMA-Korrektur-Term anhand von Mittelwerten nicht der Differenz zwischen Messung und Simulation zum Vorhersagezeitpunkt entspricht, würde durch eine einfache Verschiebung der Vorhersage eine sprunghafte Änderung des Abflusses von der Messung zur Vorhersage entstehen. Um hier einen glatten Übergang zu schaffen, wird zuerst die Vorhersage an den Messwert zum Vorhersagezeitpunkt angehängt. Anschließend erfolgt über einen vom Anwender für jeden der drei Abflussbereiche pegelspezifisch vorzugebenden Zeitraum ein allmählicher Übergang vom letzten Messwert zum vollständigen Betrag der ARIMA-Verschiebung (Parameter *Ari_h_red* in Abb. 5-9).

Analog zum ARIMA-Korrekturverfahren anhand der Werte zum Vorhersagezeitpunkt erfolgt auch beim Mittelwert-Verfahren entweder eine absolute oder eine relative Verschiebung für jeden Zeitschritt der Vorhersage in Abhängigkeit davon, ob der zu verschiebende Vorhersagewert größer oder kleiner ist, als der Simulationswert zum Vorhersagezeitpunkt (siehe Kapitel 5.3.2.1). Auch hier kann die maximale Verschiebung der ARIMA-Korrektur durch einen vom Anwender in einer Steuerdatei vorzugebenden Wert abflussbereichsspezifisch begrenzt werden.

Weiter besteht auch bei der ARIMA-Korrektur anhand von Mittelwerten die Möglichkeit, die Verschiebung der Vorhersage nicht auf den gesamten Vorhersagezeitraum anzuwenden, sondern sie innerhalb des Vorhersagezeitraums allmählich auslaufen zu lassen. Dadurch kann z. B. vermieden werden, dass ein hoher Verschiebungsbetrag dazu führt, dass die gesamte Vorhersage auch Stunden oder Tage nach dem Vorhersagezeitpunkt um den Differenzbetrag zwischen Messung und Simulation nach oben oder unten verschoben wird.

Abschließend wird die ARIMA-korrigierte Vorhersage pegelspezifisch je nach Vorgabe des Anwenders entweder nur lokal zur Ergebnisausgabe am Pegel verwendet oder auch zur weiteren Berechnung der unterstrom gelegenen Pegelkontrollbereiche genutzt.

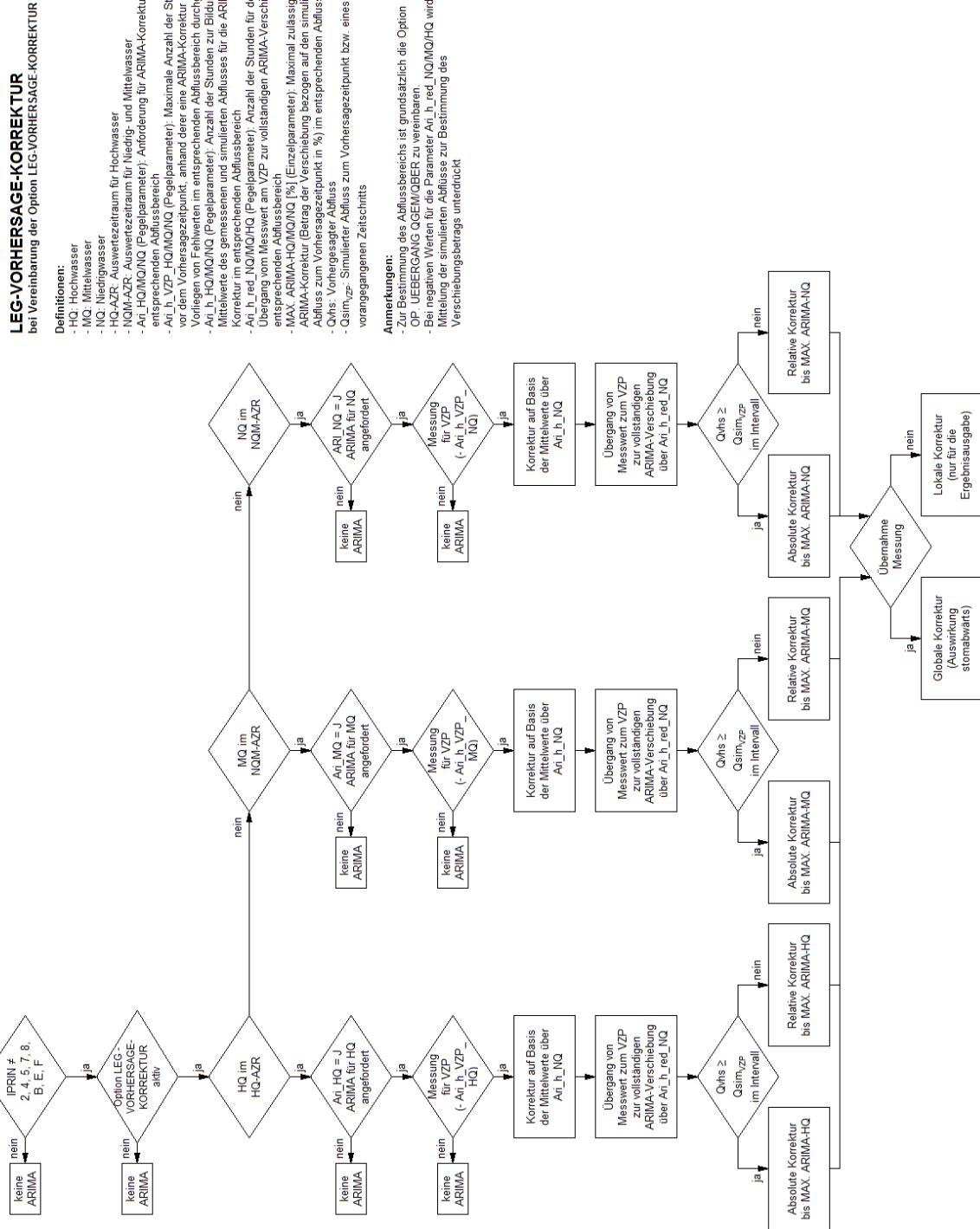


Abb. 5-8: Entscheidungsbaum bei der operationellen ARIMA-Korrektur anhand von Mittelwerten (LEG-VORHERSAGE-KORREKTUR)

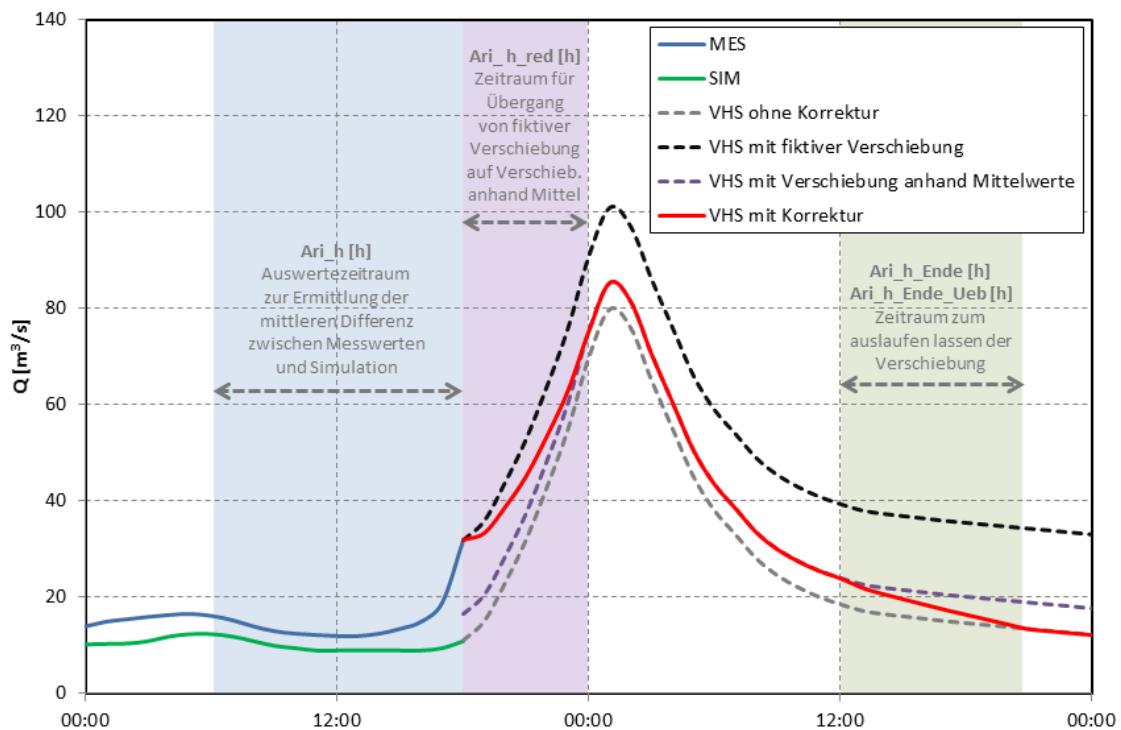


Abb. 5-9: Fiktives Beispiel einer Vorhersage-Korrektur anhand von Mittelwerten.
 Blau: gemessene Ganglinie, grün: simulierte Ganglinie, schwarz gestrichelt: verschobene Vorhersage auf Basis der Einzelwerte zum Vorhersagezeitpunkt, lila gestrichelt: verschobene Vorhersage anhand der Differenzen der Mittelwerte von Messung und Simulation, rot = tatsächliche verschobene Vorhersage anhand von Mittelwerten mit Übergang vom letzten Messwert zur verschobenen Vorhersage und Zurückführen der verschobenen Vorhersage auf die Vorhersage ohne Korrektur (grau gestrichelt)

5.3.2.3 WIRKUNG DER VORHERSAGE-KORREKTUR

Noch zu ergänzen

5.3.3 OPTIMIERUNG DER SCHNEESIMULATION

Mit LARSIM kann bei entsprechender Datenlage die Schneedecke hinsichtlich ihrer Energiebilanz sowie der Metamorphose, Setzung und Retention flüssigen Wassers physikalisch detailliert simuliert werden. Kritisch für die korrekte Simulation der Schneedeckenentwicklung und deren Wirkung auf den Abfluss ist jedoch die korrekte Wahl der Grenztemperatur für den Übergang von Schnee zu Regen (Tgr, vgl. 3.4, HAAG & BREMICKER 2013). Abb. 5-10 verdeutlicht am Beispiel einer Schneemessstation, dass die Entwicklung der Schneedecke mithilfe der in LARSIM implementierten Routinen im Allgemeinen gut nachvollzogen werden kann. Im vorliegenden Fall ergeben sich für eine (zeitlich konstante) $T_{gr} = 0^{\circ}\text{C}$ gute Übereinstimmungen zwischen simuliertem und gemessenem Schneewasseräquivalent, die sich in der weiteren Folge auch in guten Simulationsergebnissen für den Abfluss wider spiegeln (vgl. HAAG et al. 2012).

Abb. 5-10 veranschaulicht darüber hinaus, dass die Simulationsergebnisse äußerst sensiv auf die Wahl von Tgr reagieren. Bereits eine Variation von Tgr im Bereich zwischen -1°C und $+1^{\circ}\text{C}$ führt zu massiven Unterschieden in den Simulationsergebnissen. Dabei ist zu beachten, dass Tgr in der Realität an einem Ort zwischen etwa -2°C und $+3^{\circ}\text{C}$ schwanken kann. Zudem ist die Grenztemperatur offenkundig wetterlagenabhängig und kann daher auch kurzfristig zeitlich schwanken. Aufgrund dieser zeitlichen Variabilität von Tgr kann die Dynamik der Schneedecke mit einer zeitlich konstanten Grenztemperatur nicht in allen Situationen gleich gut nachvollzogen werden. Bei langfristigen Simulationen des Wasserhaushalts, die z. B. im Zusammenhang mit Fragen des Klimawandels durchgeführt werden, gleichen sich mögliche Fehleinschätzungen der Grenztemperatur im langjährigen Mittel zumeist aus, sodass im statistischen Sinne belastbare Auswertungen trotzdem möglich sind. Für solche Fragestellungen ist es daher entscheidend, eine im zeitlichen Mittel korrekte Grenztemperatur vorzugeben.

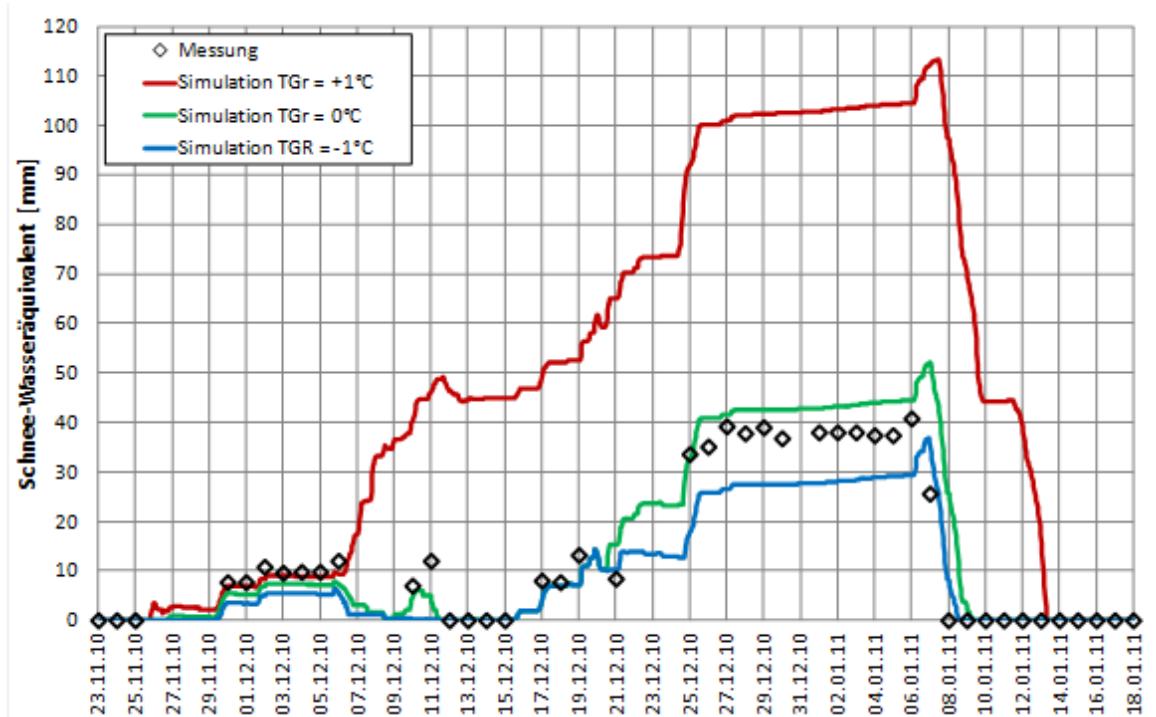


Abb. 5-10: Simuliertes und gemessenes Schneewasseräquivalent bei Bad Mergentheim im Winter 2010 / 2011

Für die winterliche Hochwasservorhersage ist es hingegen von entscheidender Bedeutung, die aktuell gültige Grenztemperatur korrekt zu wählen, um zu verlässlichen Vorhersagen zu gelangen. Wie das Beispiel von Anfang Dezember 2010 in Abb. 5-10 verdeutlicht, muss hier kurzfristig korrekt entschieden werden, ob der Niederschlag als Schnee oder als Regen fällt: Bei einer Simulation mit $T_{gr} = +1^{\circ}\text{C}$ wären zwischen dem 7.12. und dem 11.12.2010 ca. 40 mm Niederschlag als Schnee zwischengespeichert worden. In der Realität fiel dieser Niederschlag hingegen als Regen, sodass zusammen mit der zuvor vorhandenen Schneedecke ca. 50 mm zum Abfluss gelangten, was mit $T_{gr} = 0^{\circ}\text{C}$ gut nachvollzogen wurde. Die in dieser Situation resultierende mögliche Fehleinschätzung ist ausschließlich auf die Wahl von T_{gr} zurückzuführen (HAAG et al. 2012).

Eine wetterlagenbedingte Fehleinschätzung von T_{gr} kann auch dazu führen, dass die Entwicklung der Schneedecke langfristig falsch eingeschätzt wird. So hätte bei einer Simulation mit $T_{gr} = +1^{\circ}\text{C}$ das Schneewasseräquivalent im Beispiel von Abb. 5-10 Anfang Januar 2011 anstelle von real 40 mm bei 110 mm gelegen. Dadurch wäre das Hochwasser, das auf die Schneeschmelze folgte, massiv überschätzt worden. Mit einer Grenztemperatur von 0°C konnte die langfristige Schneedynamik im vorliegenden Fall hingegen gut nachvollzogen werden.

Zusätzlich ist zu bedenken, dass in anderen Wintern (mit anderen Wetterlagen) die Schneedynamik mit $T_{gr} = +1^{\circ}\text{C}$ wesentlich besser nachvollzogen wurde als mit $T_{gr} = 0^{\circ}\text{C}$. Die dargestellten Beispiele verdeutlichen somit, dass der exakten Simulation der Schneedynamik vor allem durch die zeitliche Variabilität der Grenztemperatur Grenzen gesetzt sind (HAAG & BREMICKER 2013).

Für die operationelle Abflussvorhersage ergeben sich hinsichtlich der Schneedynamik somit zwei Problemfälle: Zum einen muss für ein aktuelles Ereignis die Grenztemperatur so gewählt werden, dass richtig eingeschätzt wird, ob Schnee oder Regen fällt. Zum anderen muss die Schneedecke (vor einem Schmelzereignis) möglichst gut abgebildet werden. Für beide Fälle werden die nachfolgend vorgestellten Lösungsansätze verwendet.

5.3.3.1 VARIATION DER GRENZTEMPERATUR

Ensemble-Rechnungen mit unterschiedlichen Grenztemperaturen:

Wie oben ausgeführt, kann die wetterlagenabhängige Variabilität der Grenztemperatur für den Übergang von Schneeniederschlag zu Regen erhebliche Unsicherheiten bezüglich der simulierten und vorhergesagten Schneedynamik und der resultierenden Abflussdynamik bedingen. Die Unsicherheiten im Abflussgeschehen können mithilfe von Ensembleläufen abgeschätzt werden, in denen unterschiedliche T_{gr} verwendet werden.

Daher wird bei der Hochwasser-Vorhersage-Zentrale der LUBW die Auswirkung der Unsicherheit von T_{gr} auf die Abflussvorhersage durch betriebsinterne Ensemblerechnung mit variablen Grenztemperaturen abgeschätzt. Hierdurch können kritische Situationen, in denen die korrekte Hochwasservorhersage maßgeblich von T_{gr} abhängt, bereits im Vorfeld identifiziert und in die Lagebeurteilung einbezogen werden (HAAG et al. 2012).

Abb. 5-11 veranschaulicht dieses Vorgehen anhand eines Beispiels aus dem Dezember 2010 für den Pegel Baden-Baden / Oosbach im Nordschwarzwald. Die dargestellte langfristige Vorhersage verdeutlicht, wie sensitiv die Abflussprognose für den Zeitraum Anfang Dezember 2010 auf die moderate Variation von T_{gr} reagiert. Im vorliegenden Fall konnte das Ereignis mit $T_{gr} = 0^{\circ}\text{C}$ gut vorhergesagt werden, während T_{gr} von $+0,5^{\circ}\text{C}$ oder $+1^{\circ}\text{C}$ zu einer deutlichen Unterschätzung geführt hätten. Mit einer T_{gr} von -1°C wäre das Ereignis deutlich überschätzt worden.

Dieses Vorgehen erlaubt es im operationellen Fall zunächst jedoch nur, die Unsicherheit zu beurteilen.

Für eine möglichst gute deterministische Vorhersage muss der zuständige Hydrologe auf der Grundlage zusätzlicher Informationen (z. B. aktuelle Wetterlage, Beobachtungen vor Ort, Angaben des Wetterdiensts) die optimale Grenztemperatur auswählen.

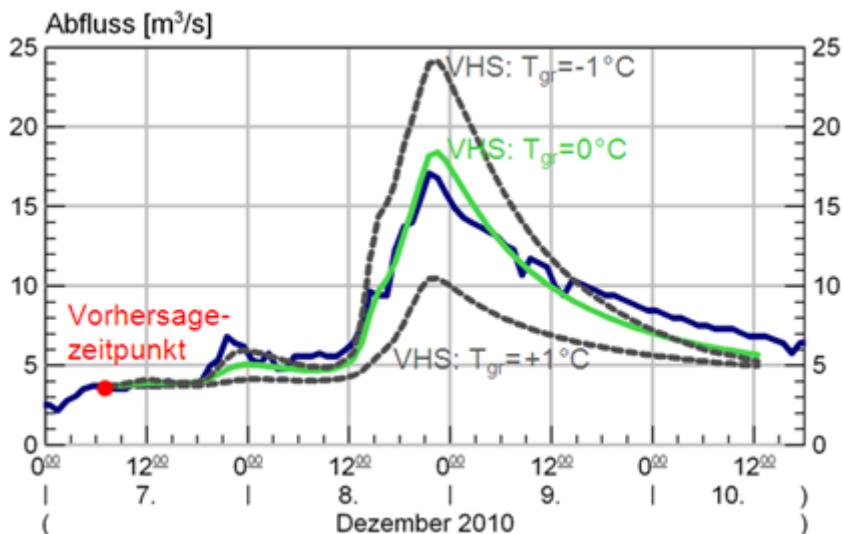


Abb. 5-11: Langfristige Abflussprognosen für den Pegel Baden-Baden / Oosbach mit unterschiedlichen Tgr.

Automatisierte Nachführung der Grenztemperatur Schnee:

Neben der geschilderten Variation der Grenztemperatur in unterschiedlichen Ensemble-Läufen besteht im operationellen Betrieb auch die Möglichkeit, Tgr mithilfe von LARSIM automatisiert und pegelkontrollbereichsspezifisch zu optimieren. Dabei ist zu beachten, dass es sich hierbei um einen einfachen Ansatz handelt, bei dem eine gleichzeitige Nachführung des Wasserdargebots bzw. der Gebietsspeicher nicht möglich ist (LUCE 2012).

Im Zuge der Optimierung werden automatisiert Berechnungen mit variabler Tgr durchgeführt. Für diese Läufe werden die jeweiligen Differenzen zwischen simuliertem und gemessenem Abfluss im Simulationszeitraum (Simulationsbeginn bis Vorhersagezeitpunkt) quantifiziert (LUCE 2012):

$$\sum_{t=1}^{tvzp} \frac{Q_{\text{gem}}(t) - Q_{\text{sim}}(t)}{Q_{\text{gem}}(t)} \quad (5.1)$$

mit:

Qgem: gemessener Abfluss zum Zeitschritt t

Qsim: simulierten Abfluss zum Zeitschritt t

tvzp: Zeitschritt des Vorhersagezeitpunkts

Als optimale Grenztemperatur wählt LARSIM die des Laufes aus, bei dem die geringste Abweichung auftritt.

5.3.3.2 NACHFÜHRUNG DER SCHNEEDECKE

Für möglichst zuverlässige Abflussvorhersagen im Winter ist neben der korrekten Wahl von Tgr auch eine korrekte Abbildung der Schneedecke vor Beginn der Simulation unabdingbar. Daher wurden auf LARSIM abgestimmte externe Werkzeuge geschaffen, mit deren Hilfe die Schneedecke in der WHM-Zustandsdatei in zwei Schritten an Messwerte des Schnees angepasst werden kann. Für den ersten Schritt wurde HVZ_SnowRegio entwickelt, mit dem Punktmessungen des Schnee-Wasseräquivalents räumlich interpoliert werden können. Für den zweiten Schritt wurde HVZ_SnowUpdate erstellt, mit dem die so interpolierten (oder anderweitig vorliegenden) flächenhaften Schnee-Wasseräquivalente in die LARSIM-Zustandsdateien assimiliert werden können.

Regionalisierung von Schnee-Wasseräquivalenten mit HVZ_SnowRegio:

Das Programm HVZ_SnowRegio dient der räumlichen Interpolation punktuell vorliegender Messdaten des Schnee-Wasseräquivalents. Darüber hinaus können wahlweise auch Informationen zur Schneegrenze aus Satellitenbeobachtungen mit einbezogen werden. Das Programm nutzt den Berechnungskern der Geostatistical Software Library (GSLIB) von DEUTSCH & JOURNEL (1998). Die Punktdaten werden mithilfe eines External Drift Kriging Verfahrens auf die Fläche übertragen, wobei ggf. auch die Höhenzonierung innerhalb von Teilgebieten berücksichtigt werden kann. Die Berechnungen können über eine Konfigurationsdatei im Detail gesteuert werden (siehe HAAG & WAGNER 2012).

HVZ_SnowRegio wird bei der Hochwasser-Vorhersage-Zentrale der LUBW routinemäßig zur Interpolation und Visualisierung der landesweit vorliegenden Schneemessdaten genutzt. Die räumlich interpolierten Messdaten werden mit der durch die LARSIM Modelle simulierten räumlichen Verteilung der Schnee-Wasseräquivalente sowie ggf. aus Satellitendaten verfügbaren Schneegrenzen verglichen und bewertet. Hierbei ist selbstverständlich zu beachten, dass auch die Punktmessungen und die räumliche Interpolation mit Fehlern bzw. Unsicherheiten behaftet sind. Sofern größere Abweichungen auftreten und die interpolierten Messdaten auf Grundlage aller verfügbaren Informationen als plausibel eingeschätzt werden, können die modellinternen Schneezustände anhand der interpolierten Messdaten vollständig oder graduell nachgeführt werden (siehe unten).

Abb. 5-12 zeigt die mit den operationellen LARSIM WHM für Baden-Württemberg simulierten und die auf Grundlage der Messdaten interpolierten Schnee-Wasseräquivalente für den 05.01.2011. Die mit LARSIM simulierten Schnee-Wasseräquivalente liegen flächendeckend über den räumlich interpolierten Messdaten. Im vorliegenden Fall hat dies zu einer Nachführung der Schneedecke in LARSIM geführt, deren Wirkung unten beschrieben wird.

Assimilation von Schneedaten mit HVZ_SnowUpdate:

Das Programm HVZ_SnowUpdate nutzt räumlich aufgelöste externe Daten zum Schnee-Wasseräquivalent, um die Anfangsbedingungen der Schneezustände der operationellen Simulationen (WHM-Zustandsdateien) nachzuführen. Die externen Schneedaten müssen entweder im selben Raster wie die Modelle vorliegen oder über eine Datei den jeweiligen Modellteilgebieten zugeordnet werden (HAAG & WAGNER 2012).

In der Regel dienen die mit HVZ_SnowRegio interpolierten Messdaten als Grundlage für die Schneenachführung. Alternativ können jedoch auch andere Quellen räumlich aufgelöster Schnee-Wasseräquivalente wie z. B. die Ergebnisse des SNOW-Modells des Deutschen Wetterdienstes als Input für HVZ_SnowUpdate verwendet werden.

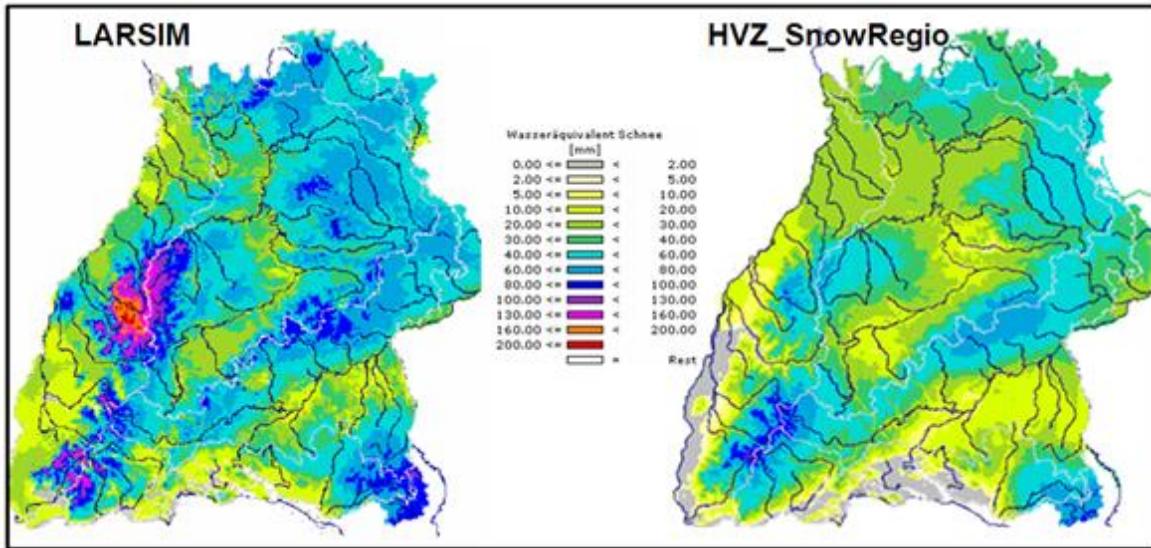


Abb. 5-12: Mit operationellen LARSIM WHM berechnete und mit HVZ_SnowRegio interpolierte Schnee-Wasseräquivalente für den 05.01.2011.

Ausgangspunkt für die Assimilation sind Schnee-Wasseräquivalente. Dabei können je nach Vorgabe des Nutzers die externen Schnee-Wasseräquivalente vollständig oder nur graduell übernommen werden. Zudem wird berücksichtigt, dass die externen Daten für Freiland-Standorte gelten und unter Wald andere Schneezustände auftreten können. Die entsprechenden Unterschiede für Wald werden bei der Nachführung berücksichtigt. Alle anderen Zustandsgrößen des Schnees (Schneehöhe, Trockenschneeanteil, Dichte, Energiegehalt etc.) werden gemäß ihrer internen Zusammenhänge entsprechend nachgeführt (HAAG & WAGNER 2012).

Bei der Hochwasser-Vorhersage-Zentrale der LUBW werden die simulierten Schnee-Wasseräquivalente routinemäßig mit den interpolierten Daten sowie ggf. mit Satellitendaten verglichen. Sofern merkliche Diskrepanzen auftreten und die interpolierten Daten auf Grundlage aller verfügbaren Informationen als zuverlässig eingestuft werden, wird bedarfsweise eine Nachführung mit HVZ_SnowUpdate durchgeführt.

Abb. 5-12 zeigt eine entsprechende Situation: Am 05.01.2011 wurden die Schnee-Wasseräquivalente durch die operationellen WHM im Vergleich zu den interpolierten Messdaten flächendeckend deutlich überschätzt. Auf Grundlage der verfügbaren Informationen wurde eine Nachführung der WHM-Zustände mit den interpolierten Messdaten durchgeführt.

Die Abb. 5-13 und Abb. 5-14 zeigen die positiven Auswirkungen der Schneenachführung am Beispiel einer Simulation für den Oosbach bei Baden-Baden und anhand einer Vorhersage für die Aich bei Oberensingen. Die Beispiele verdeutlichen, dass durch die Nachführung der Schnee-Wasseräquivalente die tatsächlichen Scheitelabflüsse wesentlich besser getroffen werden. Abb. 5-14 zeigt zudem, dass durch die Reduktion der Schneedecke auch ein früheres Abschmelzen vorhergesagt wird, wodurch der zeitliche Verlauf des Abflussanstiegs wesentlich besser getroffen wird.

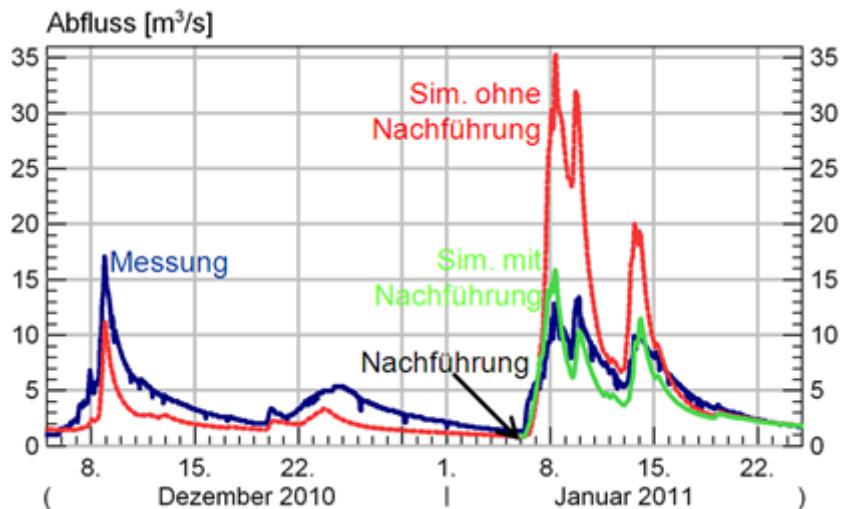


Abb. 5-13: Simulierter Abfluss am Pegel Baden-Baden/Oosbach mit und ohne Nachführung der Schneedecke am 05.01.2011.

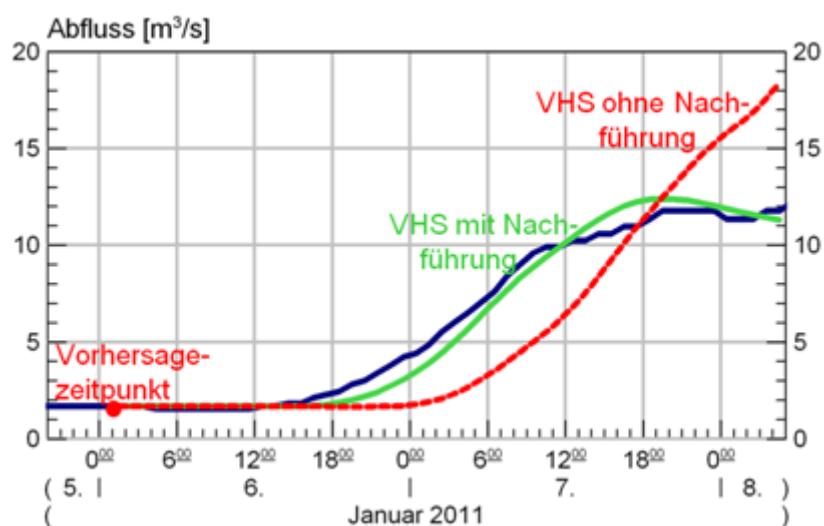


Abb. 5-14: Abflussvorhersage für den Pegel Oberensingen/Aich mit und ohne Nachführung der Schneedecke am 05.01.2011.

Neben räumlich aufgelösten Schnee-Wasseräquivalent-Daten können in HVZ_Snow-Update auch Satellitendaten direkt zur Nachführung von WHM-Zustandsdateien genutzt werden. Dabei können Teilgebiete, die in Satellitenaufnahmen als schneefrei klassifiziert wurden, in der WHM-Zustandsdatei ebenfalls auf schneefrei gesetzt werden. Somit kann also eine Überschätzung der räumlichen Ausdehnung der Schneedecke korrigiert werden. Allerdings können umgekehrt Teilgebiete, die als schneebedeckt klassifiziert wurden, in der Simulation aber keinen Schnee aufweisen, nicht korrigiert werden, da die Satellitendaten keine Informationen über die Mächtigkeit der Schneedecke bzw. deren Schnee-Wasseräquivalent enthalten (HAAG 2012).

5.4 SPEZIELLE EINGRIFFSMÖGLICHKEITEN IM OPERATIONELLEN BETRIEB

5.4.1 ABFLUSSGRADIENTEN IM VORHERSAGEZEITRAUM

In LARSIM besteht die Möglichkeit, für Pegel im Vorhersagezeitraum anstelle der Simulation definierte Abflussgradienten vorzugeben. Dies kann insbesondere für Pegel relevant sein, die unterhalb gesteuerter Seen mit situationsbezogenen, zeitlich variablen Steuerungsregeln liegen. Für solche Seen kann die Wasserabgabe mit den herkömmlichen Steuerungsvorgaben von LARSIM nicht ausreichend genau vorgegeben werden.

Es können sowohl konstante, abfallende oder ansteigende Gradienten sowie auch komplexe, zeitgesteuerte Kombinationen dieser abgebildet werden. Somit ist es möglich, detaillierte und zeitlich variable Vorgaben für den Abfluss im Vorhersagezeitraum zu treffen (Abb. 5-15).

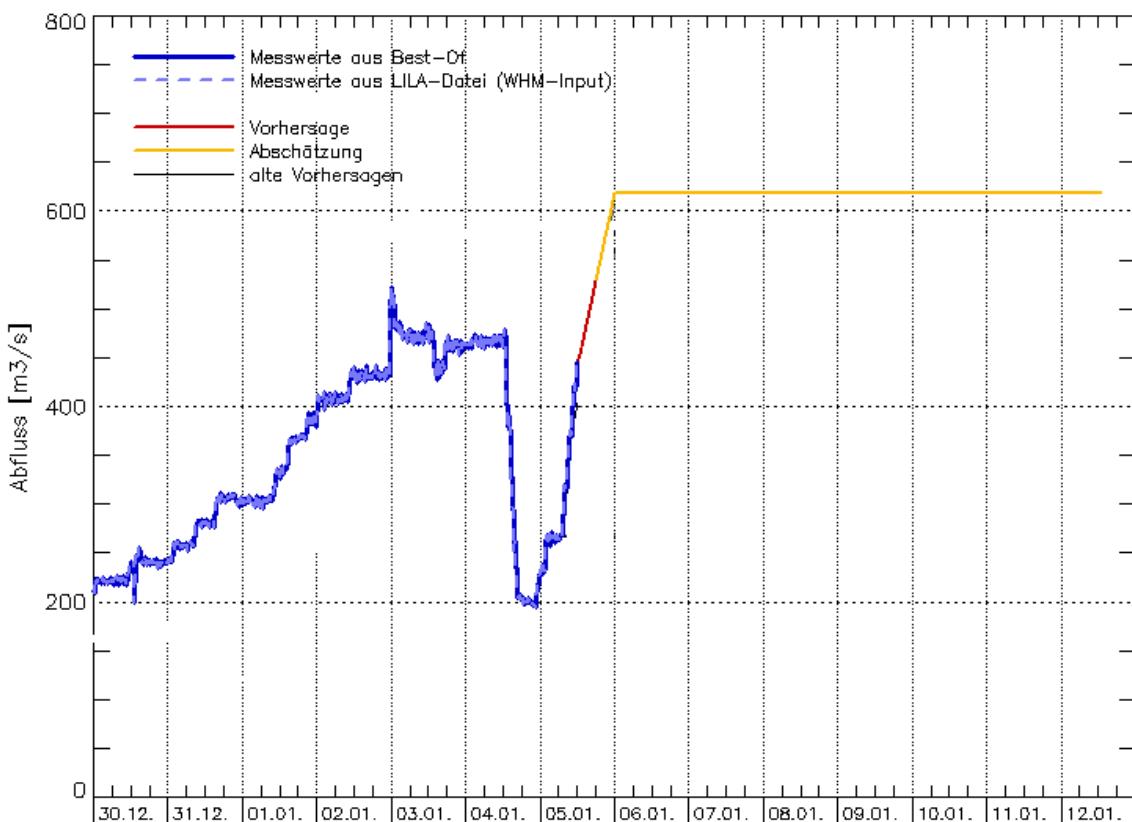


Abb. 5-15: Beispiel für die Vorgabe eines Abflussgradienten im Vorhersagezeitraum. Es wird ein ansteigender Gradient bis zum 06.01. vorgegeben und anschließend ein konstanter Abfluss für den Rest des Vorhersagezeitraums angenommen.

Um zu verhindern, dass ein Hochwasserereignis im Vorhersagezeitraum durch einen vorgegebenen Abflussgradienten überschrieben wird, kann ein oberer Grenzwert definiert werden. Ist ein Wert der regulär berechneten Vorhersage (vor Anwendung des Gradienten) größer als der angegebene Grenzwert, dann wird die Anwendung des Abflussgradienten unterdrückt.

Umgekehrt kann durch Vorgabe eines unteren Grenzwerts vermieden werden, dass durch einen abfallenden Gradienten die Vorhersage unerwünscht tief absinkt. Sobald unter Wirkung eines (negativen) Abflussgradienten die Vorhersage den unteren Grenzwert erreicht, bleibt der Abfluss konstant, anstatt weiter abzusinken. Dies ist insbesondere für Niedrigwasserverhältnisse relevant.

Neben der expliziten Vorgabe bestimmter Abflussgradienten kann auch ein Abflusszielwert für einen bestimmten Zeitpunkt im Vorhersagezeitraum vorgegeben werden. In diesem Fall wird der Abfluss über den Vorhersagezeitraum linear bis zum Zielwert interpoliert. Anschließend kann eine weitere Vorgabe für einen Gradienten oder Zielwert gelten oder es wird die ursprünglich von LARSIM berechnete Vorhersage verwendet und an den erreichten Zielwert verschoben.

5.4.2 ANALYSE DER AUSWIRKUNGEN VON RÜCKHALTEBECKEN MITTELS AUSGABE „FIKTIVER MESSUNGEN“

Das nachfolgend beschriebene Verfahren ist sinnvoll für Pegel, die deutlich durch Rückhaltemaßnahmen beeinflusst sind. Dabei wird neben der Vorhersage mit Berechnung der Rückhaltebecken (RHB) zusätzlich ein Szenario ohne Rückhaltebecken gerechnet. So lassen sich z. B. folgende Fragen beantworten:

- Zu welchem Zeitpunkt würde der Hochwasserscheitel flussabwärts erwartet, wenn keine Beeinflussung durch das Rückhaltebecken stattfindet?
- Welche Jährlichkeit hätte der zu erwartende Hochwasserscheitel, wenn er nicht durch das Rückhaltebecken beeinflusst würde?

Sofern die berechnete Wirkung des RHB nicht ausschließlich im Vorhersagezeitraum, sondern bereits zuvor beginnt, muss eine „fiktive Messung“ erzeugt werden. Dies ist erforderlich, um den Einfluss des RHB aus den Messdaten zu entfernen. Dazu wird zuerst in der herkömmlichen Berechnung (mit RHB) eine Differenzganglinie zwischen Messung und Simulation für den betroffenen Pegel ausgegeben. Diese Differenz-Ganglinie ist anschließend im Szenario-Lauf (ohne RHB) für den betroffenen Pegel anstelle der tatsächlichen Messung (die RHB-Einfluss enthält) einzugeben. Durch Addition der Differenzganglinie mit der Simulation (ohne RHB) wird programmintern die „fiktive Messung“ gebildet, aus welcher der Einfluss des RHB entfernt ist. Somit stellt der Szenario-Lauf die durch Hochwasserrückhaltemaßnahmen unbeeinflusste Simulation und Vorhersage dar. Die Ergebnisse beider Läufe können bspw. in einer gemeinsamen Grafik zum Vergleich dargestellt werden (Abb. 5-16).

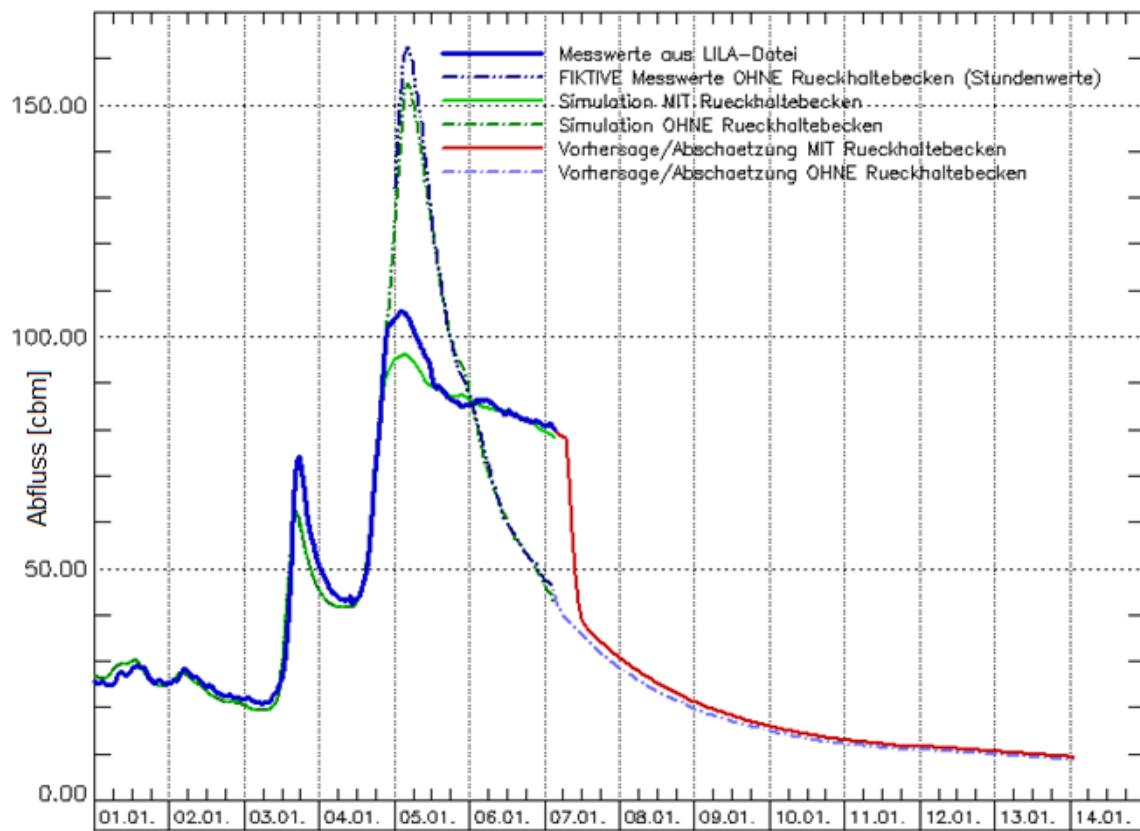


Abb. 5-16: Beispiel für den Einsatz einer „fiktiven Messung“ zur Analyse des Einflusses eines Hochwasserrückhaltebeckens. Die durchgezogenen Linien zeigen die Ergebnisse mit RHB, die gestrichelten Linien ohne RHB.

5.5 OPERATIONELLER MODELLBETRIEB IN BADEN-WÜRTTEMBERG

5.5.1 ÜBERSICHT ÜBER DEN OPERATIONELLEN BETRIEB IN BADEN-WÜRTTEMBERG

Bei der Hochwasser-Vorhersage-Zentrale der LUBW liegen operationelle LARSIM Wasserhaushaltsmodelle für die gesamte Landesfläche sowie für das Rheineinzugsgebiet bis zur Landesgrenze bei Mannheim vor. Diese Modelle haben eine räumliche Auflösung von 1 km x 1 km und werden operationell mit einer Berechnungsschrittweite von einer Stunde betrieben. Im Rahmen des operationellen Betriebs werden Vorhersagen der Abflüsse und Wasserstände für ca. 100 Pegel an den Gewässern des Landes erstellt (z. B. LUCE et al. 2006, BREMICKER & VARGA 2014).

Zudem werden flächendetaillierte Berechnungsergebnisse für Abflüsse und zahlreiche andere Komponenten des terrestrischen Wasserkreislaufs bereitgestellt (z. B. Schneedecke, Bodenwassergehalte, Tiefenversickerung etc.). Im Neckargebiet sowie am Oberrhein werden darüber hinaus kontinuierlich Vorhersagen der Wassertemperatur berechnet.

Die operationellen LARSIM Modelle werden somit unter anderem für folgende Aufgaben genutzt:

- Hochwasservorhersage
- Hochwasserfrühwarnung
- Niedrigwasservorhersage (und -frühwarnung)
- Wassertemperaturvorhersage
- Bereitstellung aktueller Informationen flächenhafter Wasserhaushaltsskomponenten

Im Routinebetrieb erfolgen die automatisierten Berechnungen einmal pro Tag (bzw. für die regionsbezogene Hochwasserfrühwarnung alle drei Stunden). Dabei werden zunächst die zurückliegenden 53 Stunden simuliert. Für diesen sogenannten Simulationszeitraum erfolgt der Modellantrieb mit den online abgerufenen Messdaten des Pegelmessnetzes und des Luftpessnetzes des Landes, des gemeinsam vom Land und dem DWD betriebenen Ombrometermessnetzes sowie der Messnetze der MeteoSchweiz und der Meteimedia AG. Zudem können auch gemessene Wasserstände in Rückhaltebecken und Talsperren sowie Daten aus Schneemessnetzen genutzt werden.

Für den die Zukunft abbildenden siebentägigen Vorhersagezeitraum werden automatisiert abgerufene Daten unterschiedlicher Wettervorhersagemodelle des DWD und der Meteimedia AG zum Antrieb genutzt. Bis zum dritten Vorhersagetag werden die numerischen Kurz- und Mittelfristvorhersagen des DWD (COSMO-DE, COSMO-EU) in Kombination mit Vorhersagen der Meteimedia AG (EZMOS) verwendet. Für den vierten bis siebten Vorhersagetag werden Vorhersagedaten aus dem GME-Modell des DWD genutzt. Die gewichtete Kombination dieser vier Wettervorhersagemodelle kann nötigenfalls in enger Abstimmung mit der regionalen Wetterberatung des DWD Stuttgart modifiziert werden.

Im Routinebetrieb werden pegelbezogene Vorhersagen täglich gegen 8:00 Uhr MEZ und regionsbezogene Frühwarnungen alle drei Stunden im Internet veröffentlicht (Abb. 5-17). Im Hochwasserfall werden die Modelle stündlich betrieben und die Vorhersagen entsprechend häufiger aktualisiert (LUCE et al. 2006, BREMICKER & VARGA 2014).

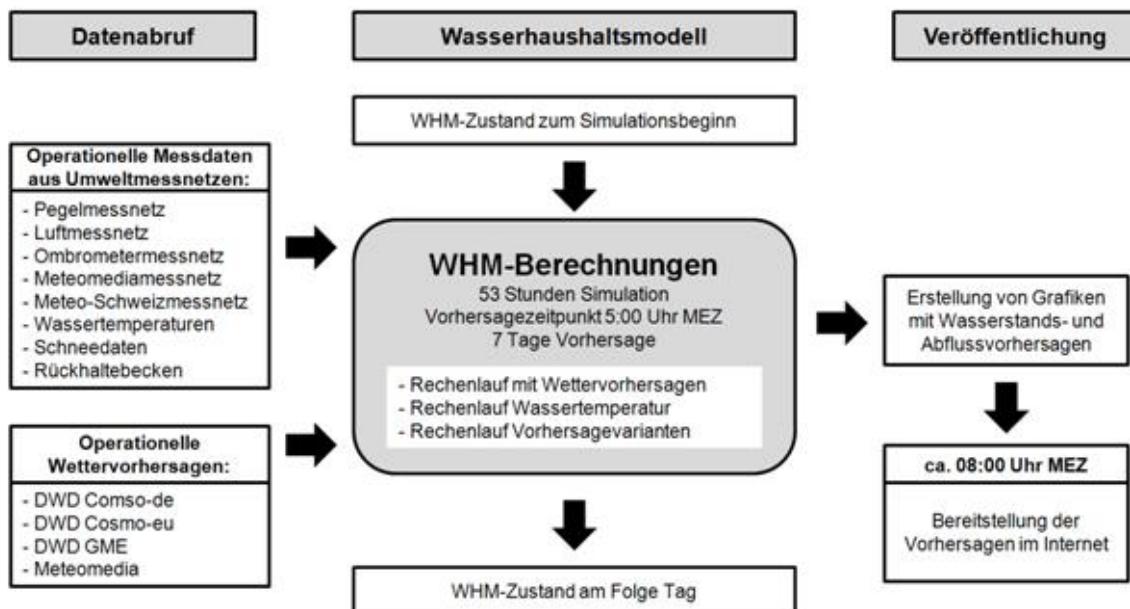


Abb. 5-17: Vereinfachtes Schema des operationellen Routinebetriebs der HVZ BW

5.5.2 HOCHWASSERVORHERSAGE UND -FRÜHWARNUNG

5.5.2.1 DEFINITION VON HOCHWASSERVORHERSAGE UND -FRÜHWARNUNG

Die operationellen Wasserhaushaltsmodelle werden in Baden-Württemberg sowohl für die Hochwasserfrühwarnung als auch für die Hochwasservorhersage eingesetzt. Die unterschiedlichen Charakteristika der beiden Anwendungsbereiche sind in Tab. 5.3 zusammengestellt.

Ziel der Hochwasservorhersage ist es, verlässliche Informationen über die kurzfristig zu erwartende Wasserstandsentwicklung möglichst zeitnah, in der Regel stündlich aktualisiert, bereitzustellen. Die Hochwasservorhersage ist damit ein wesentlicher Baustein der Hochwasserschutzstrategie des Landes Baden-Württemberg (UMBW 2003, HMO 2005). Damit die Abweichungen zwischen vorhergesagten und später aufgetretenen Wasserständen möglichst unter +/- 10 Zentimeter bleiben, ist der zeitliche Vorhersagehorizont relativ kurz. Er umfasst in Baden-Württemberg je nach Flussgebiet einen Bereich von rund 4 Stunden für kleinere Flüsse bis hin zu 24 Stunden für die Vorhersagepegel am Oberrhein (BREMICKER & VARGA 2014).

Ziel der Hochwasserfrühwarnung ist es, den zuständigen Dienststellen und betroffenen Bürgern möglichst frühzeitig Informationen über die ungefähre Größenordnung zu erwartender Wasserstände und den ungefähren Eintrittszeitpunkt eines bevorstehenden Hochwassers an die Hand zu geben. Diese Informationen können regionsbezogen oder pegelbezogen sein. Von zentralem Interesse ist dabei, ob die (langfristig) vorhergesagten Niederschläge möglicherweise zum Überschreiten kritischer Wasserstandsmarken führen können. Auf Basis solcher langfristigen Abschätzungen können die für das konkrete Ereignis erforderlichen Hochwasserschutzmaßnahmen besser vorgeplant werden, sodass der „Überraschungseffekt“ des Hochwassers ausbleibt (BREMICKER et al. 2006, BREMICKER & VARGA 2014).

Tab. 5-3: Merkmale der Hochwasserfrühwarnung und der Hochwasservorhersage

	HW-Frühwarnung	HW-Vorhersage
Veröffentlichungszeiten	Ganzjährig, außerhalb bzw. im Vorfeld von Hochwasser	Während eines Hochwassers
Aktualisierungshäufigkeit	Einmal täglich	Stündlich
Zeithorizont	Bis zu 7 Tage	4 bis 24 Stunden (je nach Flussgebiet)
Angestrebte Genauigkeit	Größenordnung der Wasserstände (z. B. +/- 50 cm)	+/- 10 cm
Nutzungsmöglichkeit	Vorplanung für ein erwartetes Hochwasser	Durchführung kurzfristiger Schutzmaßnahmen

5.5.2.2 HOCHWASSERFRÜHWARNUNG FÜR KLEINE EINZUGSGEBIETE:

Hinsichtlich der Frühwarnung kann in eine pegelspezifische Hochwasserfrühwarnung und eine regionsbezogene Hochwasserfrühwarnung für kleine Einzugsgebiete unterschieden werden. In kleinen Einzugsgebieten ($< 200 \text{ km}^2$) besteht ein hohes Schadenspotential durch lokal begrenzte Hochwasser, die überwiegend durch konvektive Gewitterzellen entstehen und die von den derzeitigen Wettervorhersagmodellen zumeist nicht mit ausreichender Genauigkeit bezüglich Lage, Zeitpunkt und Niederschlagshöhe vorhergesagt werden. Aber auch bei großflächigeren Starkniederschlagsereignissen, wie beim Hochwasser Mai / Juni 2013, können lokale Variabilitäten der Niederschlagshöhen auftreten, die in numerischen Niederschlagsvorhersagen häufig nicht abgebildet sind.

Für kleine Einzugsgebiete sind bereits aus diesem Grund keine verlässlichen pegelbezogenen Vorhersagen möglich. Hinzu kommt, dass für eine Vielzahl von potentiell hochwassergefährdeten kleineren Gewässern keine oder keine online abrufbaren Pegel vorhanden sind. Aufgrund dieser Einschränkungen unterscheidet sich das für kleine Einzugsgebiete eingesetzte Hochwasserfrühwarnsystem von der pegelbezogenen Hochwasserfrühwarnung für größere Gebiete. Für Einzugsgebiete kleiner 200 km^2 wird eine regionsbezogene Hochwasserfrühwarnkarte erstellt, die die aktuelle Hochwassergefährdung in verschiedenen Warnstufen jeweils für den nächsten (1 – 24 h) und den übernächsten (25 – 48 h) Tag klassifiziert. Die Warnregionen entsprechen dabei den Land- bzw. Stadtkreisen.

Zur Berechnung der regionsbezogenen Hochwassergefahr werden auf Basis von hydro-meteorologischen Messdaten sowie numerischen Niederschlagsvorhersagen mit LARSIM rund um die Uhr alle 3 Stunden die Abflüsse für mehr als 3 000 Knotenpunkte im baden-württembergischen Gewässernetz berechnet und mit entsprechenden Kennwerten der Hochwasserregionalisierung (LUBW 2013) verglichen. Die so errechneten punktuellen maximalen Jährlichkeiten der vorhergesagten Hochwasserscheitel werden anschließend zu flächenhaften Werten regionalisiert.

In Ergänzung zu den Unwetterwarnungen der Wetterdienste berücksichtigen die Hochwasserfrühwarnkarten über LARSIM somit zusätzlich die Abflussbereitschaft der Einzugsgebiete (die in Abhängigkeit von der aktuellen Bodenfeuchte bei gleichem Niederschlag sehr unterschiedlich ausfallen kann) sowie den zeitlichen Intensitätsverlauf des Niederschlags und dessen Auswirkung auf das Abflussgeschehen.

Zur Veranschaulichung der Funktionsweise zeigt Abb. 5-18 exemplarisch eine regionsbezogene Hochwasserfrühwarnung von der Nacht des 31.05.2013 und damit ein bis zwei Tage vor Ausbildung ausgeprägter Hochwasserscheitel in den kleineren Einzugsgebieten. Vor der später real eingetretenen hohen Hochwassergefährdung an kleineren Flüssen in den Landkreisen des Neckar- und Donaugebiets sowie an den Oberrheinzuflüssen wurde zutreffend gewarnt (vgl. BREMICKER & VARGA 2014).

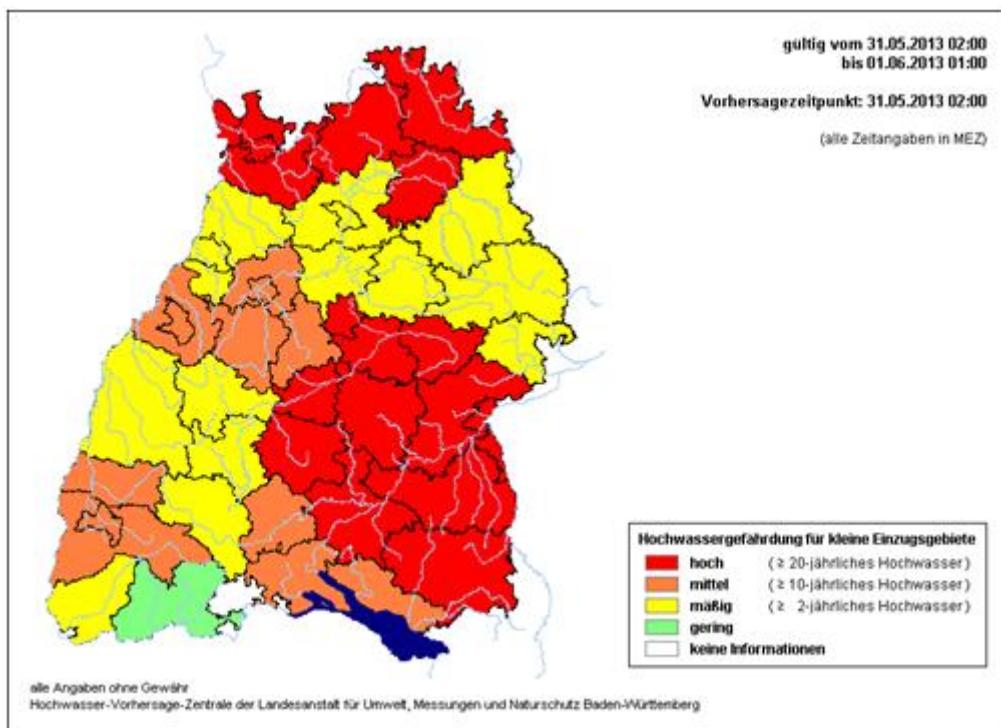


Abb. 5-18: Beispiel einer Hochwasserfrühwarnung für kleine Einzugsgebiete.

5.5.2.3 PEGELSPEZIFISCHE HOCHWASSERFRÜHWARNUNG UND HOCHWASSERVORHERSAGE:

Pegelbezogene Vorhersagen für Abfluss und Wasserstand werden im Routinebetrieb (außerhalb von Hochwasserzeiten) einmal täglich für ca. 100 Pegel im Land erstellt. Die automatisierten Berechnungen reichen dabei immer sieben Tage in die Zukunft. Für die interne fachliche Beurteilung kann in allen Situationen der gesamte Vorhersagezeitraum genutzt werden. Da die Unsicherheit der Ergebnisse mit zunehmender Vorhersagedauer jedoch zunimmt, wird in Abhängigkeit vom Pegel und der aktuellen Situation nicht immer der gesamte Vorhersagezeitraum im Internet veröffentlicht.

Verlässlichkeit und Interpretation veröffentlichter Hochwasservorhersagen

Bei den im Internet veröffentlichten Vorhersagegrafiken wird daher in eine als verlässlich eingestufte Vorhersage und eine daran anschließende Abschätzung der weiteren Tendenz unterschieden (Abb. 5-19).

Für Pegel mit Einzugsgebieten kleiner 500 km^2 werden aufgrund der räumlichen Unsicherheiten bei der Niederschlagsvorhersage generell nur Abschätzungen der Tendenz veröffentlicht (Abb. 5-21). Für alle anderen Einzugsgebiete hängt der Zeithorizont der verlässlichen Vorhersage vom jeweiligen Pegel und der aktuell gemessenen Abflusssituation ab. Im Hochwasserfall umfassen die verlässlichen Vorhersagen Zeithorizonte zwischen 4 Stunden für kleinere Einzugsgebiete und 24 Stunden für die Pegel am Oberrhein. Der Algorithmus zur situations- und pegelspezifischen Berechnung der Länge des dargestellten Vorhersagezeitraums wird auf der Basis von Erfahrungswerten bzw. aufgrund statistischer Analysen z. B. mit dem Programm ProFoUnD parametrisiert (vgl. HAAG et al. 2013).

Bei den veröffentlichten Vorhersagen handelt es sich um Hochwasservorhersagen im Sinne der oben angeführten Definition, die zuverlässig interpretiert werden können. Dies wird anhand von Abb. 5-20 beispielhaft verdeutlicht, in der mehrere aufeinander folgende Vorhersagen (ohne Abschätzung) für ein Hochwasser an der Argen dargestellt sind. Die Vorhersagen liegen recht eng bei den erst später erfassten Messwerten.

Mit der strichliert dargestellten Abschätzung der weiteren Tendenz, soll der Öffentlichkeit (im Sinne einer Frühwarnung) aufgezeigt werden, welcher ungefähre weitere Verlauf wahrscheinlich eintritt. Der Zeithorizont, für den die Abschätzung der weiteren Tendenz veröffentlicht wird, hängt vom Pegel und vom vorhergesagten Abfluss ab.

Im Mittel- und Niedrigwasserfall wird i.d.R. die gesamte Siebentagesabschätzung veröffentlicht (Abb. 5-21). Um Fehlinterpretationen im Hochwasserfall zu verhindern, wird der Zeithorizont der Abschätzung im Vorfeld von Hochwassern jedoch gekürzt. Sofern HQ_2 am dritten bis siebten Vorhersagetag überschritten wird, wird die Abschätzung nur bis zum Erreichen von HQ_2 veröffentlicht (Abb. 5-19). Wird HQ_2 am ersten oder zweiten Vorhersagetag überschritten, wird der Zeithorizont der Abschätzung pegel- und situationsspezifisch gekürzt (Details in BREMICKER & VARGA 2014).

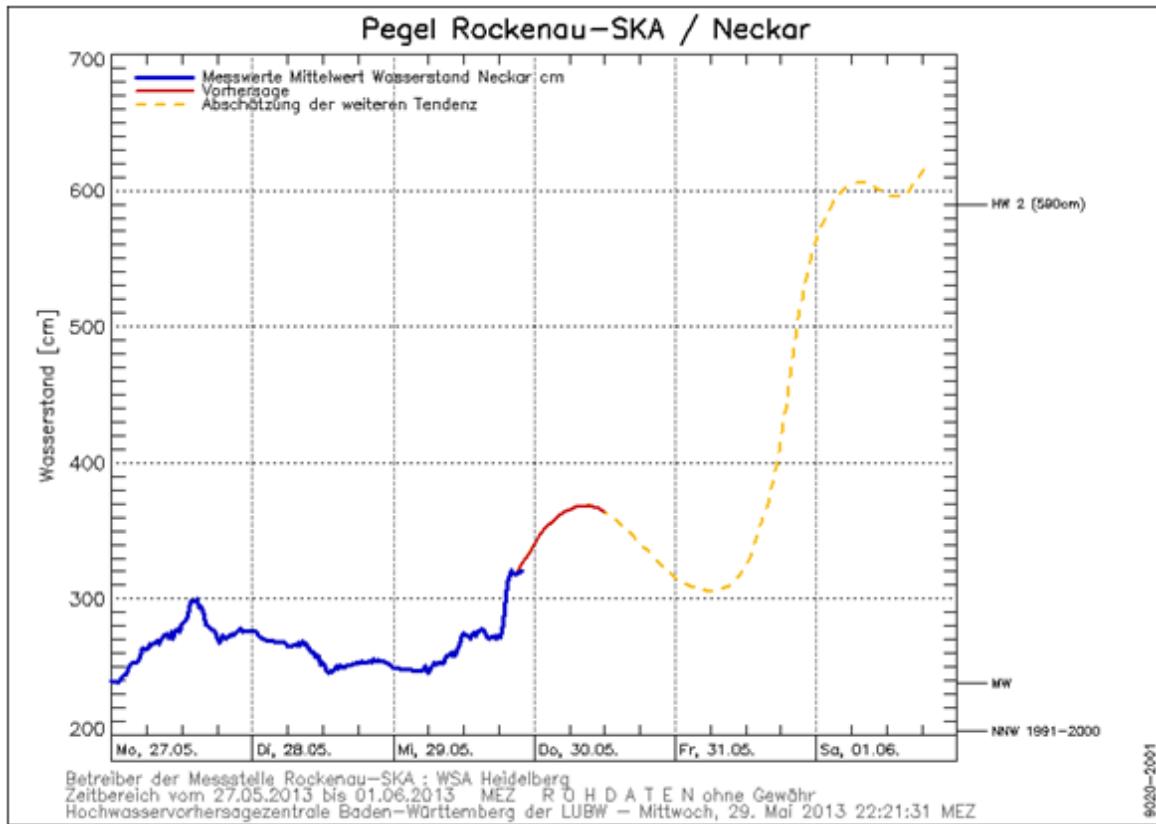


Abb. 5-19: Beispiel einer veröffentlichen Vorhersage mit einer gekürzten Abschätzung des Wasserstands im Vorfeld eines Hochwassers.

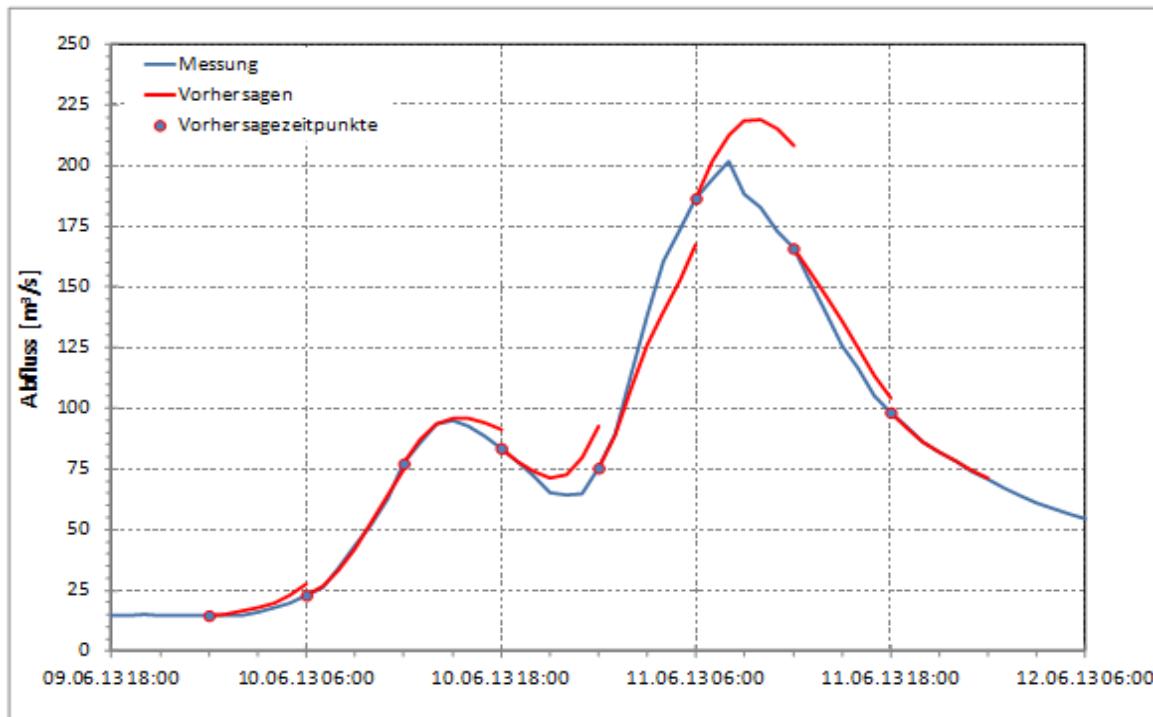


Abb. 5-20: Abfolge mehrerer Vorhersagen für den Pegel Gießen/Argen im Vergleich mit der später gemessenen Abflussganglinie

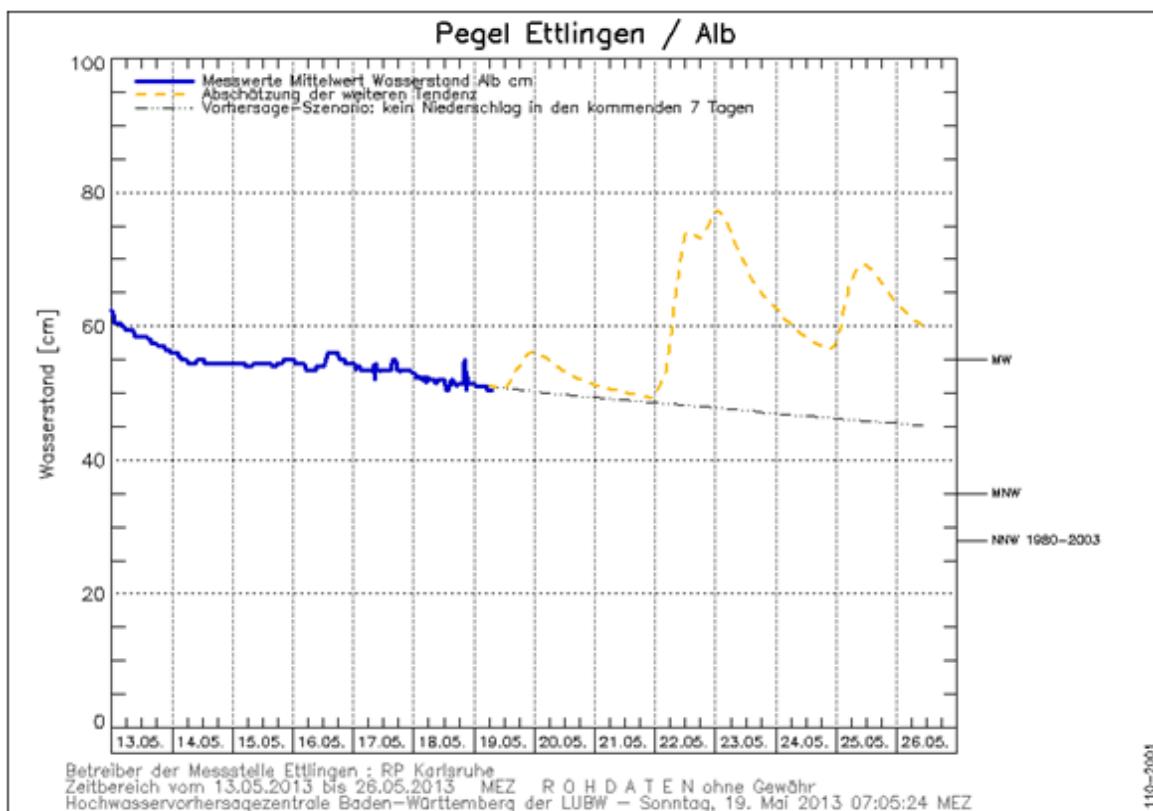


Abb. 5-21: Beispiel einer veröffentlichten Abschätzung für ein Einzugsgebiet kleiner 500 km² im Mittel- und Niedrigwasserbereich

Pegelspezifische Hochwasserfrühwarnung

Abb. 5-19 kann als Beispiel einer veröffentlichten pegelspezifischen Hochwasserfrühwarnung aufgefasst werden. Aus der im Internet veröffentlichten Grafik wird deutlich, dass am Neckar bei Rockenau in etwa 2 Tagen ein Hochwasser zu erwarten ist, das HQ_2 vermutlich übersteigt. Um eine Verunsicherung der Öffentlichkeit zu vermeiden, wird keine weiter in die Zukunft reichende Abschätzung veröffentlicht.

Für die interne Interpretation steht jedoch auch im Vorfeld eines Hochwassers immer der gesamte siebentägige Vorhersagezeitraum zur Verfügung. Diese Vorhersagen werden intern im Sinne einer pegelspezifischen Hochwasserfrühwarnung genutzt, um eine frühzeitige Vorbereitung vor Hochwassern zu ermöglichen.

Wie Abb. 5-22 am Beispiel des Januars 2005 für den Pegel Stein am Kocher veranschaulicht, kann mit Hilfe der operationellen Wasserhaushaltsmodelle im Idealfall bereits mehrere Tage vor Hochwassern vor deren Auftreten gewarnt werden. Bei zuverlässigen Hochwasserfrühwarnungen ändern sich die längerfristigen Vorhersagen von Tag zu Tag in der Regel nur wenig. Der Zeitpunkt und die Höhe des Hochwassers können näherungsweise abgeschätzt werden. Solche stabilen Frühwarnungen können vor allem bei großräumigen Niederschlägen erstellt werden, die auch zu großräumigen Hochwasserereignissen führen können. Eine solche stabile Hochwasserfrühwarnung erlaubt es, die erforderlichen Schutzmaßnahmen frühzeitig vorzubereiten.

Bei den Wettervorhersagemodellen sind die Vorhersagen kleinräumiger (meist konvektiver) Niederschläge hingegen häufig mit großen Unsicherheiten bzgl. Ergiebigkeit und Ort des Ereignisses behaftet. Daher greift in diesem Fall die regionsbezogene Hochwasserfrühwarnung.

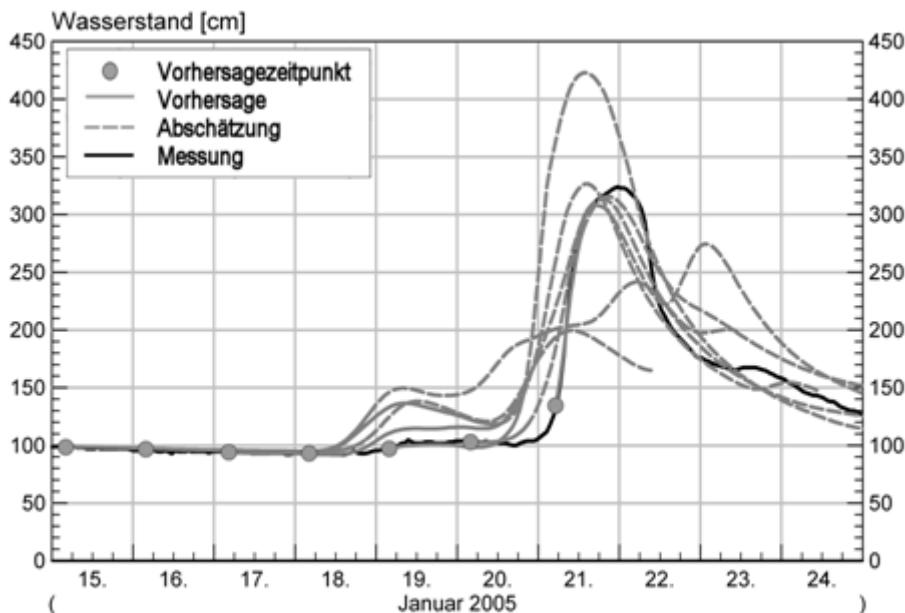


Abb. 5-22: Pegelspezifische Hochwasserfrühwarnung am Pegel Stein/Kocher

Unsicherheitsanalyse durch Vorhersagevarianten

Zur Abschätzung der Vorhersageunsicherheit werden neben der veröffentlichten „best-guess“-Vorhersage weitere Vorhersagevarianten berechnet und zur internen Bewertung visualisiert. Hierfür werden alle vorliegenden Wettervorhersagen als separate Varianten berechnet. Hinzu kommen Varianten, bei denen die Unsicherheiten der Niederschlagsvorhersage und des Schneemoduls (Niederschlag als Schnee oder Regen) mit abgeschätzt werden. Insgesamt werden somit neben der veröffentlichten „best-guess“-Vorhersage weitere sieben Vorhersagevarianten berechnet und analysiert (Abb. 5-23).

Die Bandbreite der möglichen zukünftigen Abflussentwicklung wird aufgezeigt. Zudem wird deutlich, ob die eventuellen Unsicherheiten durch Unterschiede der Wettervorhersagen, die Unsicherheit der Niederschlagshöhe oder das Akkumulations- und Schmelzverhalten von Schnee bedingt sind. Hierdurch lassen sich Verlässlichkeit und mögliche Unsicherheitsquellen der aktuellen Vorhersage intern besser bewerten und nach außen kommunizieren. Zukünftig ist eine Erweiterung dieser internen Unsicherheitsbetrachtung um weitere Varianten aus Ensemble-Wettervorhersagen geplant.

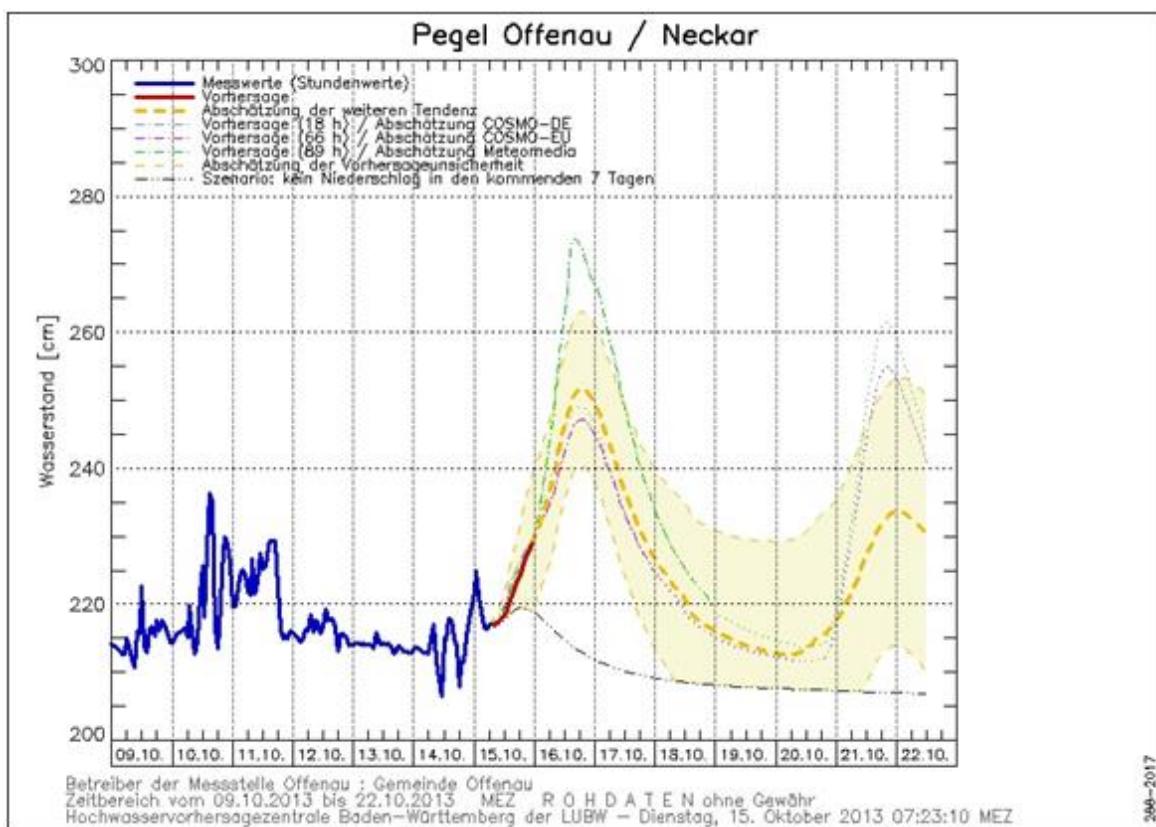


Abb. 5-23: Beispiel intern verwendeter Vorhersagevarianten

Seit 2014 wird die Bandbreite der Vorhersagen ausgewertet und eine sinnvolle, situationsabhängig variable Bandbreite der möglichen Wasserstands- und Abflussentwicklung ermittelt. Für den Zeitbereich der Abschätzung wird neben der „best-guess“-Abschätzung, die als die wahrscheinlichste Entwicklung betrachtet wird, auch dieser Unsicherheitsbereich mit veröffentlicht (Abb. 5-24). Hierdurch kann die Öffentlichkeit auch die Unsicherheit der längerfristig zu erwartenden Entwicklung mit einschätzen.

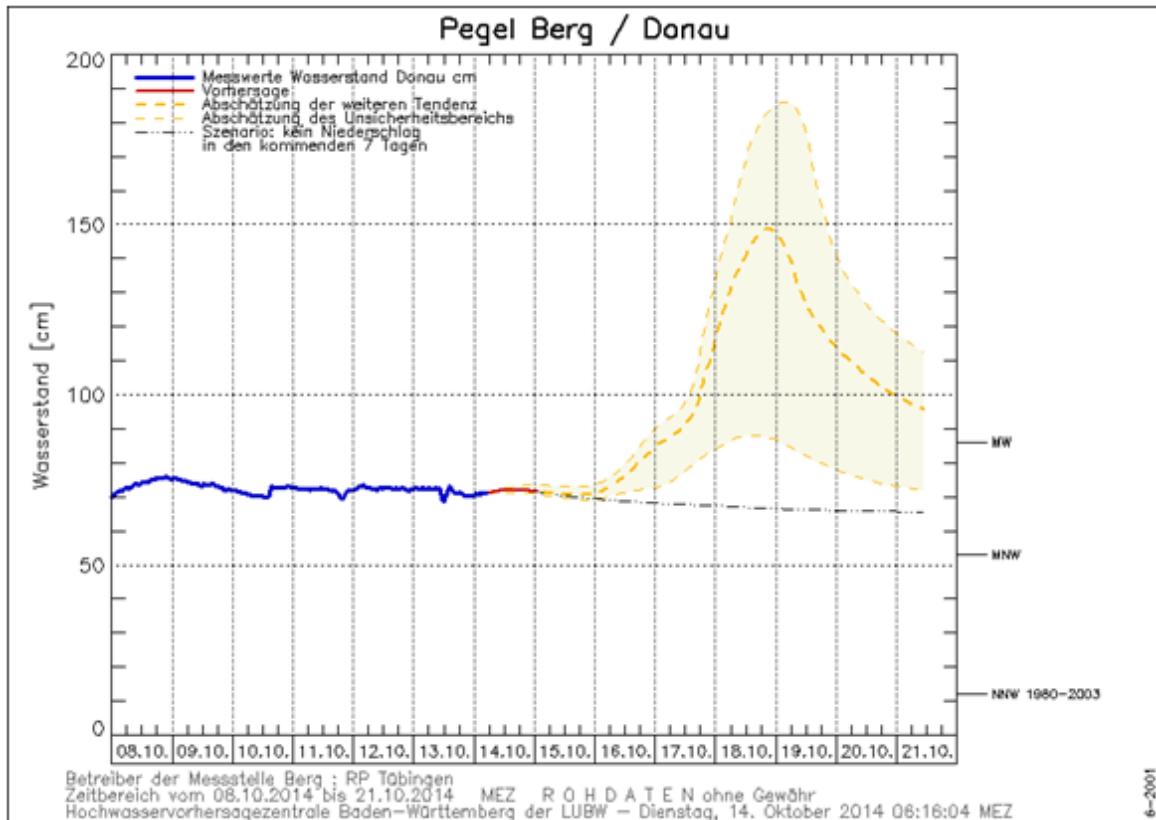


Abb. 5-24 Beispiel einer veröffentlichten Vorhersage und einer Abschätzung mit wahrscheinlichem Unsicherheitsbereich

5.5.3 NIEDRIGWASSER- UND WASSERTEMPERATURVORHERSAGE

Abfluss und Wasserstand

Den mit LARSIM erstellten Vorhersagen kommt auch für das operationelle Niedrigwassermanagement eine besondere Bedeutung zu (z. B. HAAG et al. 2005, VARGA & HAAG 2013). Im Routinebetrieb werden ganzjährig, landesweit, täglich Abfluss- und Wasserstandsvorhersagen erstellt. Somit stehen für ca. 100 Pegel in Baden-Württemberg routinemäßig auch Niedrigwasservorhersagen zur Verfügung, die gemäß den für die Hochwasservorhersage geschilderten Regeln täglich veröffentlicht werden.

Im Routinebetrieb wird immer auch eine Vorhersagevariante mit berechnet, bei der angenommen wird, dass im Vorhersagezeitraum kein Niederschlag fällt („No-Rain-Szenario“; siehe z. B. Abb. 5-21 und Abb. 5-24). Diese Berechnungsvariante ermöglicht es, abzuschätzen, wie sich Abfluss und Wasserstand im Hinblick auf Niedrigwasser im ungünstigsten Fall entwickeln können.

Abb. 5-25 zeigt das Beispiel einer routinemäßigen Niedrigwasservorhersage mit 7 Tage in die Zukunft reichender Abschätzung für den Pegel Schwaibach an der Kinzig vom November 2011. Das „No-Rain-Szenario“ ist in der Grafik nicht zu erkennen, da es exakt dieselben Ergebnisse liefert wie die Vorhersage. Aus einer solchen Niedrigwasservorhersage wird deutlich, ob (wasserrechtliche) Grenzwerte unterschritten werden, die Nutzungsbeschränkungen z. B. bei der Kühlwasserentnahme nach sich ziehen.

Zudem können Niedrigwasservorhersagen u.a. für eine bessere Planung bei der Bewässerung (Vorziehen von Beregnung vor kritische NW-Zustände), die Steuerung von Einleitern (eventuelle Zwischenspeicherung), die Regelung von Speichern (Niedrigwasser-Aufhöhung) sowie für die Optimierung des Einsatzes von Mehrzweckspeichern genutzt werden.

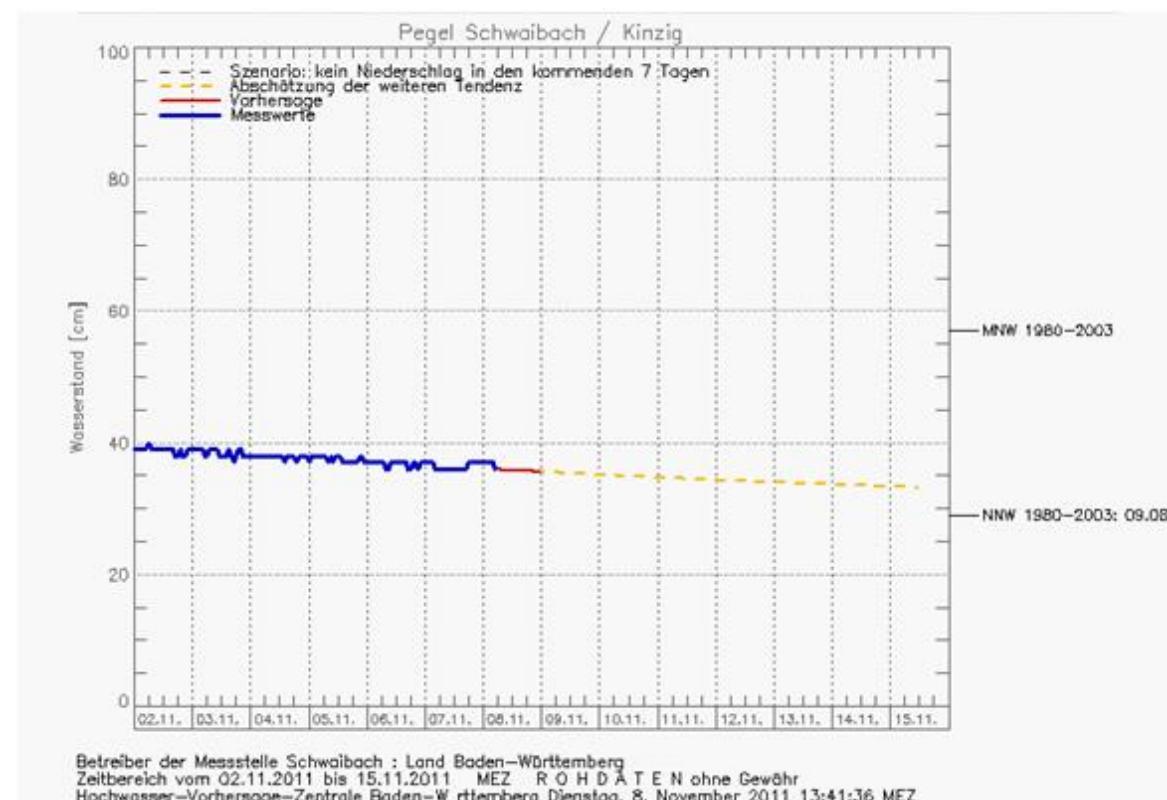


Abb. 5-25: Beispiel einer Niedrigwasservorhersage mit Abschätzung

Insbesondere in großen Gewässern können die Vorhersagen auch für die Schifffahrt und die Optimierung des Einsatzes thermischer Kraftwerke von großem Nutzen sein. Primäre Nutzer der Niedrigwasservorhersagen sind daher die mit den Wasserrechten betrauten Behörden sowie Einleiter, die Schifffahrt und die Energiewirtschaft

Neben den routinemäßigen 7-Tagesvorhersagen werden für ausgewählte Pegel zusätzlich 50-Tages-Worst-Case-Abschätzungen des Niedrigwasserabflusses berechnet. Dabei wird wie beim „No-Rain-Szenario“ angenommen, dass in den kommenden 50 Tagen kein Niederschlag fällt. Abb. 5-26 zeigt das Beispiel dieser Abschätzung für denselben Pegel und denselben Vorhersagezeitpunkt wie in Abb. 5-25. Neben der aktuellen Abschätzung werden auch die Abschätzungen der Vortage mit dargestellt, wodurch die Unsicherheit der Worst-Case-Abschätzung beurteilt werden kann.

Diese Szenarien werden zur internen Bewertung der Niedrigwassersituation genutzt. In Zusammenschau mit langfristigen Wetterprognosen ermöglichen diese Worst-Case-Szenarien eine frühzeitige Vorbereitung auf mögliche extreme Niedrigwasserereignisse. Die langfristigen Worst-Case-Abschätzungen werden jedoch nur intern genutzt, da sie mit großen Unsicherheiten behaftet sind und vorsichtig interpretiert werden sollten.

Zukünftig ist eine regionenspezifische Niedrigwasserfühwarnung geplant, die es auch für kleinere Gewässer ohne Pegel erlaubt, frühzeitig vor dem Unterschreiten kritischer Niedrigwassergrenzen zu warnen (vgl. VARGA & HAAG 2013). Zu diesem Zweck werden derzeit im Niedrigwasser relevante Punkteinleiter (insbesondere Kläranlagen) aufbereitet, und sowohl für die Überarbeitung der Niedrigwasser-Regionalisierung als auch für die Berücksichtigung in den LARSIM-Modellen vorbereitet.

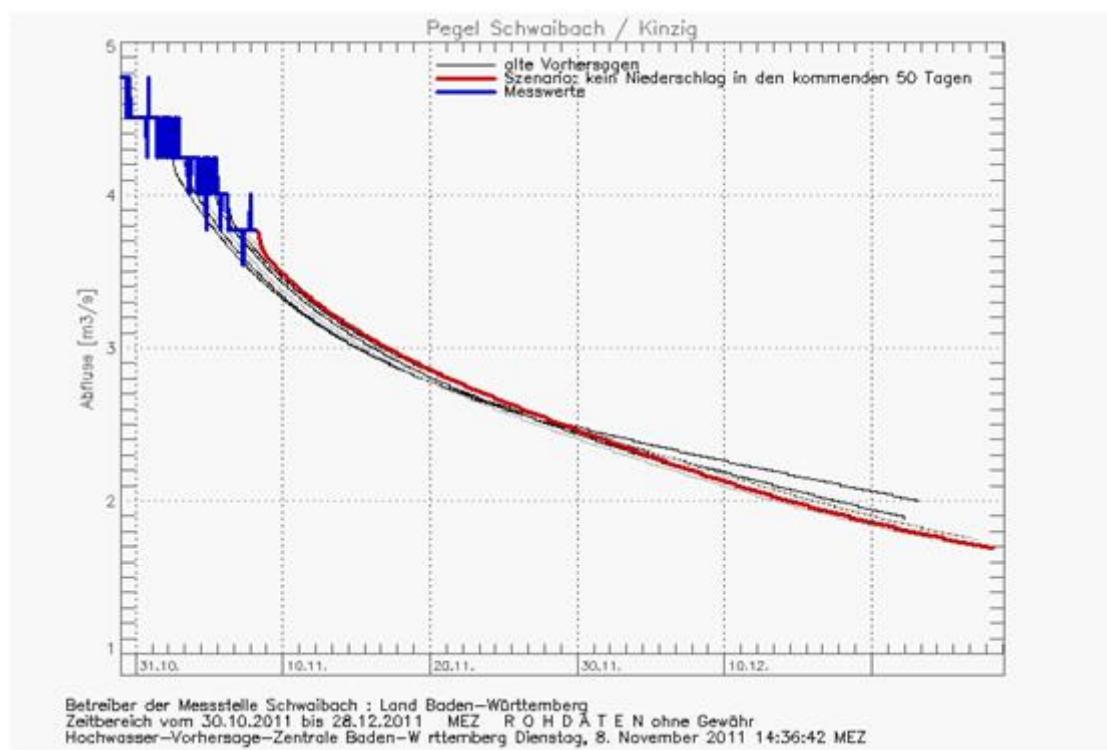


Abb. 5-26: 50-Tage-Worst-Case-Abschätzung für Niedrigwasser

Wassertemperatur

Für das Einzugsgebiet des Neckars sowie für den Oberrhein bis zur Landesgrenze werden bei der HVZ mit LARSIM neben Abflüssen und Wasserständen routinemäßig auch Vorhersagen für Wassertemperaturen erstellt und intern genutzt. In diese Vorhersagen gehen neben den hydrologischen und meteorologischen Antriebsdaten auch gemessene Wassertemperaturen sowie operationelle Informationen über Abwärmeeinleitungen und den Wasserentzug durch Kühlurmverluste ein (HAAG et al. 2005, HAAG & LUCE 2008).

Abb. 5-28 zeigt eine im Routinebetrieb erstellte Wassertemperaturvorhersage. Neben Messung, Simulation und 7 Tage in die Zukunft reichender Vorhersage sind auch Vorhersagen der Vortage sowie das „No-Rain-Szenario“ für die Wassertemperatur dargestellt. Aus dem Vergleich mit den zurückliegenden Vorhersagen lassen sich Rückschlüsse auf die Verlässlichkeit der aktuellen Vorhersage ziehen. Der Vergleich mit dem „No-Rain-Szenario“ verdeutlicht, welchen Einfluss Abflusserhöhungen infolge vorhergesagter Niederschläge auf die Wassertemperaturvorhersage haben.

Im vorliegenden Fall kann die Vorhersage bis zum dritten Vorhersagetag als zuverlässig angesehen werden, danach treten deutlichere Unterschiede zu den älteren Vorhersagen auf. Aus dem Vergleich mit dem „No-Rain-Szenario“ wird deutlich, dass diese Unsicherheiten vor allem die Folge schwankender Niederschlags- und daraus resultierender schwankender Abflussvorhersagen sind.

Da die Wassertemperatur einer der wichtigsten Gewässergüteparameter ist und maximal zulässige Wassertemperaturen z. B. in den wasserrechtlichen Bescheiden thermischer Kraftwerke und anderer Nutzer verankert sind, dienen operationelle Wassertemperaturvorhersagen als wichtige Entscheidungsgrundlage beim Niedrigwassermanagement. Durch die Vorhersagen wird rechtzeitig vor ökologisch kritischen Situationen bzw. der möglichen Verletzung wasserrechtlicher Grenzwerte gewarnt. Auf dieser Grundlage können ggf. frühzeitig Gegenmaßnahmen eingeleitet bzw. Wärmeeinleitungen optimal geplant werden (HAAG et al. 2005).

Abb. 5-27 zeigt beispielhaft die Ergebnisse der Vorhersagen für drei Messstellen am Neckar in einem Zeitraum mit hohen Ausgangstemperaturen. Im Beispiel ist trotz hoher Ausgangswerte und zunächst weiter steigenden Wassertemperaturen auf Grundlage der Vorhersagen nicht mit dem Überschreiten des Grenzwertes von 28°C zu rechnen.

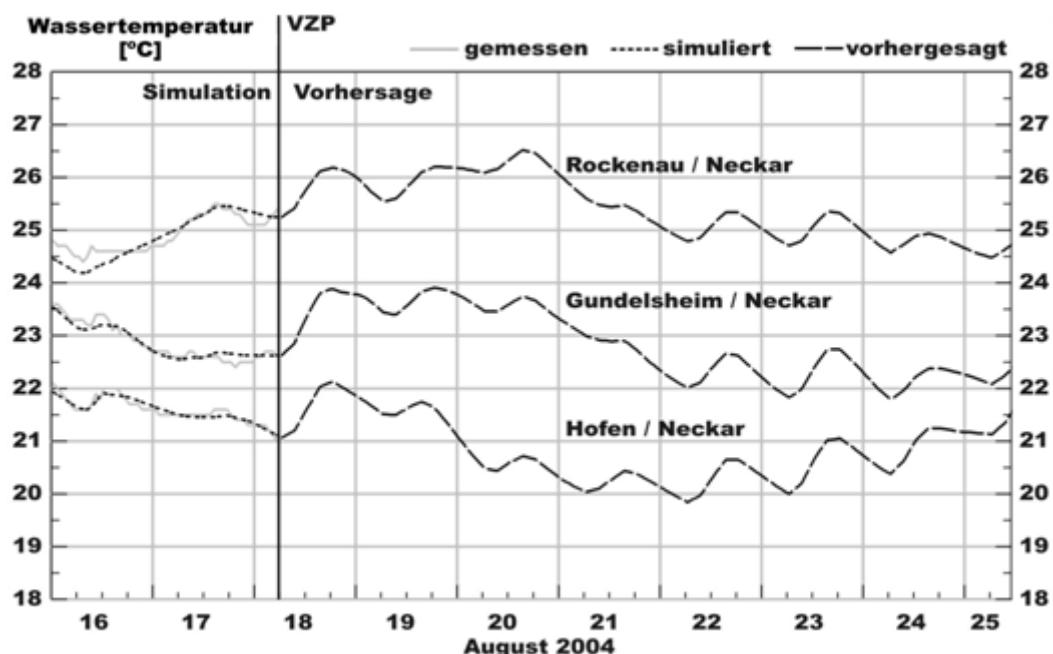


Abb. 5-27: Wassertemperaturvorhersagen für verschiedene Messstellen entlang des Neckars während eines kritischen Zeitraums

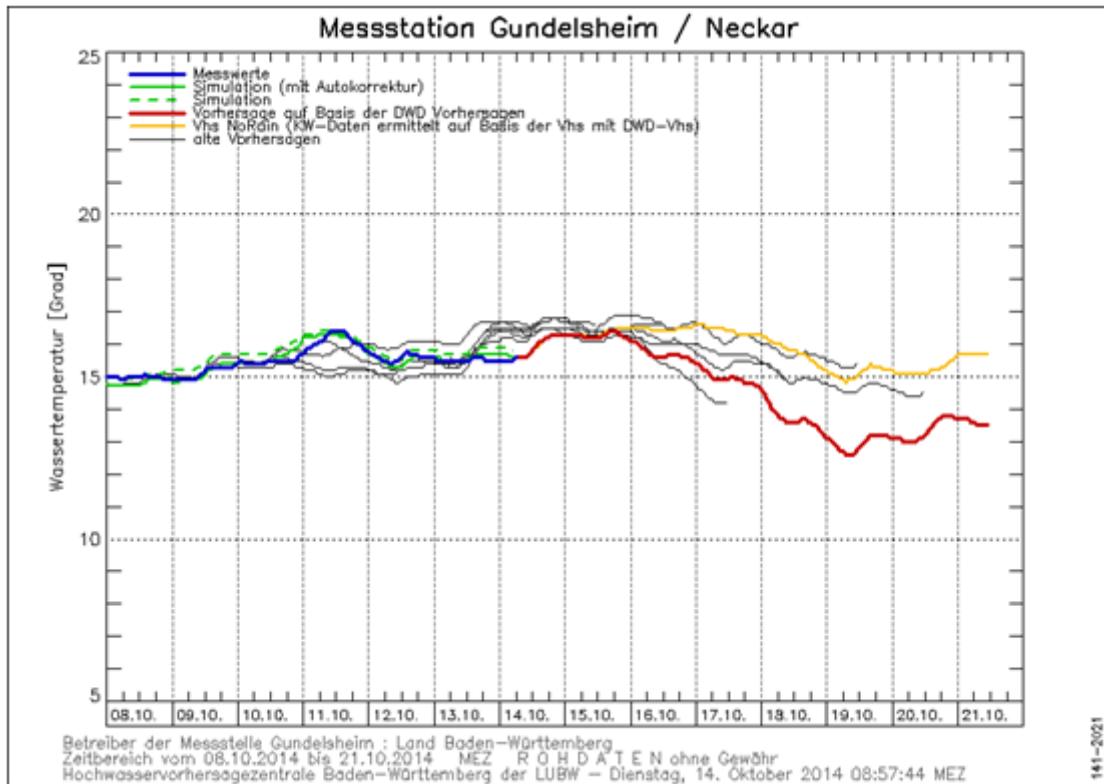


Abb. 5-28: Beispiel einer routinemäßigen Wassertemperaturvorhersage

5.5.4 FLÄCHENHAFTE AUSWERTUNGEN

Über die punktuellen Berechnungsergebnisse für Abfluss, Wasserstand und Wassertemperatur hinaus, liefern die operationellen Wasserhaushaltsmodelle auch flächendetaillierte Berechnungsergebnisse für zahlreiche andere Komponenten des terrestrischen Wasser-kreislaufs (z. B. räumliche Verteilung der Schneehöhe, des Wasseräquivalents der Schneedecke, der aktuellen Bodenwassergehalte, der Verdunstungsraten, der Tie- fenversickerungsraten, etc.).

Diese flächenhaften Wasserhaushaltsgrößen werden zum einen für die interne Plausibili-sierung und Bewertung der Modellzustände und Modellläufe verwendet. Zum anderen kön-nen sie auch als wichtige Zusatzinformation für die Land- und Forstwirtschaft genutzt wer-den oder z. B. dem Antrieb großräumiger Grundwassermodelle dienen. Die für eine brei-tere Öffentlichkeit interessanten flächenhaften Informationen werden zudem tagesaktuell im Internet veröffentlicht. Als Beispiel hierfür zeigt Abb. 5-29 eine veröffentlichte Karten-darstellung der mit den operationellen LARSIM Modellen berechneten tagesaktuellen Schneehöhen.

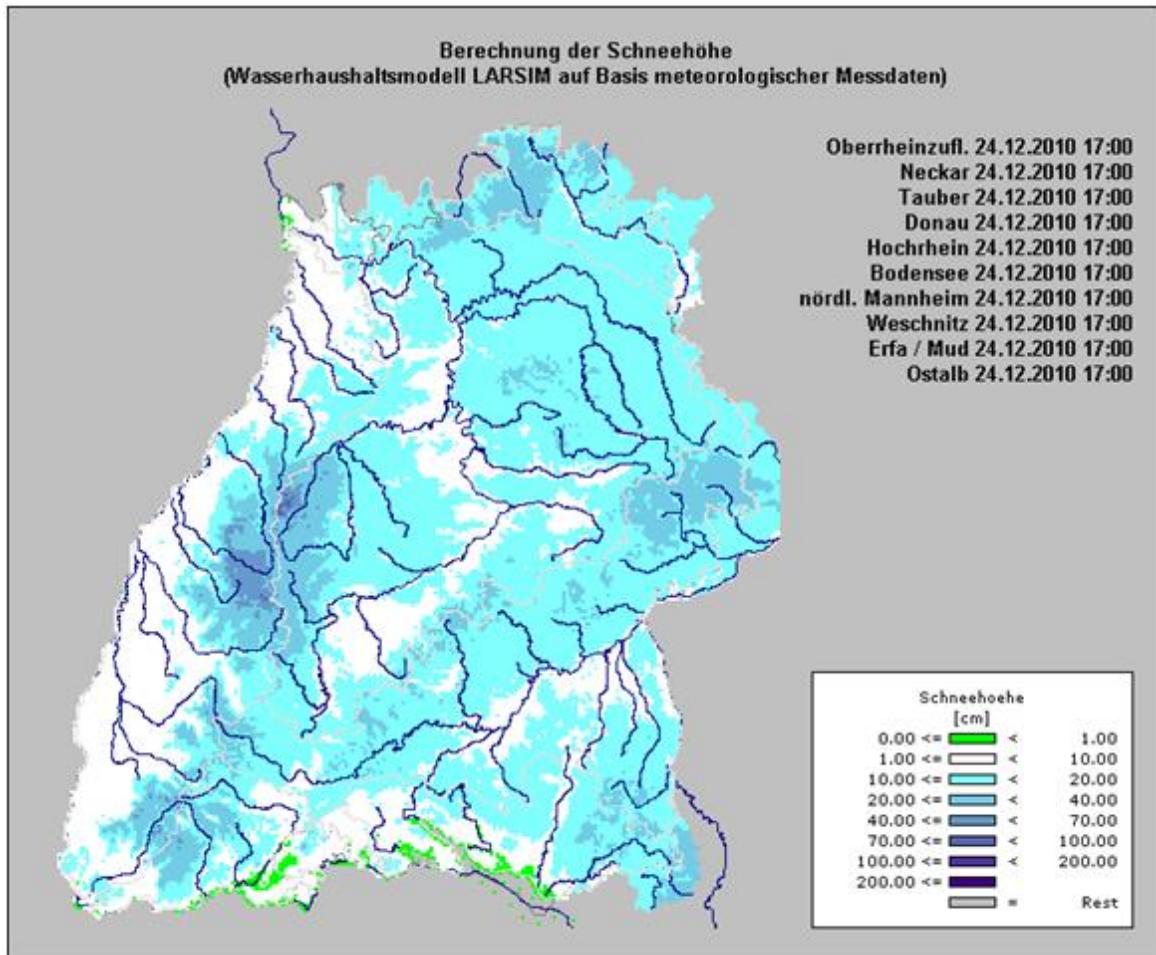


Abb. 5-29: Beispiel für eine veröffentlichte flächenhafte Ausgabe der Schneehöhe

6 WEITERE ANWENDUNGSBEREICHE VON LARSIM-WASSERHAUSHALTSMODELLEN

Kurze Beschreibung der weiteren (offline) Anwendungen von LARSIM (ca. 5 Seiten). Aufzeigen der Möglichkeiten und Verweis auf die Literatur und Berichte.

Inhalte:

- Klimafolgenuntersuchungen (auch TWAS)
- Landnutzungsänderungen
- (Hydrologische) Bemessung/Sicherheitsüberprüfung von RHB und Talsperren
- Wärmelastplanung
- Machbarkeitsstudien (z. B. Trinkwassertalsperre)
- Wirkungsanalysen (z. B. Hochwasserrückhalt Donau)
- Regionalisierung von Abflüssen / Bedeutung von Punktquellen
- Grundwasserneubildung/Bodenwasserhaushalt und Antrieb von GW-Modellen
- Hydrologischer Randantrieb für hydraulische Berechnungen (z. B. HWGK)
- Hydrologischer Randantrieb für Stoffstrommodellierung (MONERIS-BW)
- Forschung und Entwicklung

Vergleiche Tab. 5.2 in Kapitel 5.1

6.1 VERWENDUNG DES LARSIM-WHM FÜR BEMESSUNGSAUFGABEN

LARSIM bietet die Möglichkeit, Bemessungssereignisse zu simulieren, die zum Beispiel als hydrologische Grundlagen für die Planung oder Sicherheitsüberprüfung von Rückhaltebecken oder Talsperren dienen können (Bay. LfU 2014).

Im Gegensatz zu einer herkömmlichen Simulation wird bei der Berechnung von Bemessungssereignissen der Niederschlag separat vorgegeben. So können beispielsweise Bemessungsniederschläge wie KOSTRA-DWD, PEN-LAWA oder REWANUS mit definierten Niederschlagshöhen in Abhängigkeit von Niederschlagsdauer (Dauerstufe) und Jährlichkeit (Wiederkehrintervall) zur Simulation von Extremereignissen genutzt werden. LARSIM berechnet dabei in einem einzigen Simulationslauf alle vorgegebenen Dauerstufen nacheinander.

Standardmäßig wird der für eine Dauerstufe vorgegebene Bemessungsniederschlag gleichmäßig über alle Zeitschritte der Dauerstufe verteilt („Blockregen“). Alternativ dazu können über LARSIM auch anfangs-, mitten- oder endbetonte Intensitätsverteilungen des Niederschlags nach DVWK-Regel 113 (DVWK 1984) vorgegeben werden.

Für alle weiteren im WHM-Modus benötigten meteorologischen Parameter (Lufttemperatur, Globalstrahlung bzw. Sonnenscheindauer, relative Luftfeuchte bzw. Taupunkttemperatur, Windgeschwindigkeit, Luftdruck) müssen für das zu simulierende Ereignis sinnvolle Eingangsdaten vorgegeben werden.

Für die aus den Simulationen resultierenden Abflussganglinien (Bemessungsganglinien) sind neben der Höhe und zeitlichen Verteilung der Niederschläge im WHM-Modus auch die Anfangsbedingungen und hier insbesondere die Füllung des Bodenspeichers von entscheidender Bedeutung. Daher muss bei Bemessungsaufgaben auch besonderes Augenmerk auf die Definition dieser Anfangsbedingungen gelegt werden. Hier besteht die Möglichkeit, über die Anfangsbedingungen (Bodenfeuchte) den simulierten Abfluss scheitel an einem gegebenen Punkt auf einen bestimmten HQ-Wert zu skalieren.

Für die Bemessung von Rückhaltebecken und Talsperren sind insbesondere die Abflussvolumina von Bedeutung. Daher können über LARSIM zur Auswertung der Bemessungsergebnisse für ausgesuchte Punkte die berechneten Abflussvolumina oberhalb definierter Abflussschwellenwerte ausgegeben werden.

7 NIEDERSCHLAG-ABFLUSS-MODUS (LARSIM-NA)

In diesem Kapitel wird der Niederschlag-Abfluss-Modus von LARSIM (im Folgenden als LARSIM-NA bezeichnet) vorgestellt. LARSIM-NA ist die Weiterführung des ehemaligen Flussgebietsmodus (FGMOD) von LARSIM. Diese Darstellung des Niederschlag-Abfluss-Modus beruht in weiten Teilen auf der Beschreibung des FGMOD (IFW 1982).

Mit der Umstellung von LARSIM auf die Datenformate LILA ([Listenformat-LARSIM](#)) und KALA ([Kartenformat-LARSIM](#)) wurde FGMOD in LARSIM-NA überführt, welches hinsichtlich seiner Funktionalitäten weitgehend dem früheren FGMOD entspricht. Mit der Umstellung von FGMOD zu LARSIM-NA wurden der Wasserhaushaltsmodus und der Flussgebietsmodus von LARSIM insbesondere im Bereich der Datenein- und Ausgabe sowie der Programmsteuerung näher zusammengeführt.

LARSIM-NA ist für die Simulation und Vorhersage einzelner Hoch- und Niedrigwasserereignisse konzipiert (*ereignisbezogene* Simulation). Im Gegensatz zum Wasserhaushaltsmodus ist eine Durchführung *kontinuierlicher* Simulationen nicht beabsichtigt.

LARSIM-NA setzt sich im Wesentlichen aus einem Niederschlag-Abfluss- und einem Flood-Routing-Modell zusammen. Der Niederschlag-Abfluss-Prozess ist seinerseits in Teilmodelle untergliedert:

- Ermittlung des Gebietsniederschlags und Berechnung des abflusswirksamen Niederschlags (Effektivniederschlag)
- Aufteilung des Abflusses in unterschiedliche Abflusskomponenten (Abflussbildung)
- Abflusskonzentration im Teilgebiet

Sowohl für diese Teilmodelle als auch für den Wellenablauf im Gerinne (Flood-Routing) können über Programmoptionen alternative Berechnungsverfahren ausgewählt werden. Diese werden in den folgenden Kapiteln kurz erläutert.

7.1 ANTRIEBSDATEN IM NIEDERSCHLAGS-ABFLUSS-MODUS

Für die Berechnung im Niederschlag-Abfluss-Modus benötigt LARSIM Zeitreihen des Niederschlags. Sofern die Berechnung einer Vorhersage angefordert ist, werden auch Vorhersagedaten für den Niederschlag benötigt. Bei optionaler Berechnung eines Schneemodells (Kapitel 7.6.2) ist außerdem die Vorgabe von Zeitreihen für die Lufttemperatur und die Windgeschwindigkeit erforderlich (Tab. 7-1).

Tab. 7-1 Für LARSIM-NA benötigte meteorologische Zeitreihen.

Messgröße	Einheit	Dateneigenschaft	erforderlich
Niederschlag	mm	Summenwert pro Zeitschritt	immer
Lufttemperatur	°Celsius	Mittelwert pro Zeitschritt	nur bei Schneemodellierung
Windgeschwindigkeit	m/s	Mittelwert pro Zeitschritt	nur bei Schneemodellierung

Darüber hinaus können gemessene Abflussganglinien für Pegel vorgegeben werden. Diese werden optional zur Optimierung der Simulation und ggf. Vorhersage genutzt sowie wahlweise für die Berechnung des Abflusses stromabwärts weitergegeben.

7.2 BERECHNUNG DES NIEDERSCHLAGS IN TEILGEBIETEN

Die Berechnung des Niederschlags für die LARSIM-Teilgebiete erfolgt in zwei Schritten. Zunächst werden die gewöhnlich als punktuelle Messungen vorliegenden Eingangsdaten des Niederschlags (und ggf. der Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit) auf die LARSIM-Teilgebiete interpoliert. Analog zum WHM stehen dazu das modifizierte Thiessen-Verfahren und das modifizierte Rasterpunktverfahren zur Verfügung (siehe Kapitel 3.2.4). Beim Rasterpunktverfahren ist auch eine Berücksichtigung der Höhenabhängigkeit bei der räumlichen Übertragung möglich (Höhengewichtung).

Anschließend erfolgt die Berechnung des abflusswirksamen Niederschlags im Teilgebiet (Effektivniederschlag). Dazu stehen alternativ folgende Verfahren zur Verfügung:

1. Abflussbeiwert-Verfahren
2. Phi-Index-Verfahren
3. Verfahren nach Koehler (KOEHLER 1971)
4. Verfahren nach Horton (HORTON 1937)
5. SCS-Verfahren (SOIL CONSERVATION SERVICE 1986)
6. CN21-Verfahren
7. Verfahren nach Lutz (LUTZ 1984)
8. Abflussbeiwertfunktion

Im Hochwasserfall entspricht der Effektivniederschlag dem ereignisspezifisch abflusswirksamen Niederschlag. Dies ist der Gebietsniederschlag abzüglich von Verlusten (beispielsweise durch Interzeption, eine eventuell vorhandene Schneedecke oder die Füllung von Hohlräumen an der Oberfläche) und abzüglich dem Basisabfluss. In der Regel wird hier mit zeitlich konstanten Abflussbeiwerten (1.) oder zeitlich konstanten Verlustraten (2.) gerechnet. Alternativ können auch zeitlich variable Verlustraten (3. und 8.) oder zeitlich variable Abflussbeiwerte (4., 5., 6. oder 6.) berücksichtigt werden.

Im Niedrigwasserfall entspricht der Effektivniederschlag dem Gebietsniederschlag minus der Verluste. Hier werden variable Abflussbeiwerte empfohlen, die von einem Bodenfeuchteindex abhängig sind (8.) (IFW 1982). Als Bodenfeuchteindex wird dabei der Abfluss aus dem langsamen Speicher (hier: Zufluss vom Grundwasser) im Parallelspeicher-Modell für den Abfluss aus dem Teilgebiet (siehe Kapitel 7.4) verwendet.

Abflussbeiwert-Verfahren

Beim Abflussbeiwert-Verfahren wird ein konstanter relativer Anteil des Niederschlags als abflusswirksamer Effektivniederschlag veranschlagt:

$$N_{\text{eff}} = N \cdot \text{PSI} \quad (7.1)$$

mit:

N_{eff}	[mm]	abflusswirksamer Niederschlag (Effektivniederschlag)
N	[mm]	Gebietsniederschlag
PSI	[\cdot]	Abflussbeiwert

Der Abflussbeiwert sollte in der Regel zwischen 0 und 1 liegen.

Phi-Index-Verfahren

Beim Phi-Index-Verfahren tragen nur Niederschläge oberhalb eines Schwellenwerts zum Abfluss bei:

$$\begin{aligned} N_{\text{eff}} &= N - \text{PHI} & \text{wenn } N > \text{PHI} \\ N_{\text{eff}} &= 0 & \text{wenn } N \leq \text{PHI} \end{aligned} \quad (7.2)$$

mit:

PHI [mm] Konstante Verluste Phi

Der Parameter PHI kann als konstanter Wert direkt eingegeben oder über den Parameter PSI programmintern iterativ berechnet werden.

Verfahren nach Koehler

Das Verfahren nach KOEHLER (1971) ist eine Erweiterung des Abflussbeiwert-Verfahrens. Beim Koehler-Verfahren können erhöhte Anfangsverluste und eine Abhängigkeit des Abflussbeiwerts von der Niederschlagsintensität berücksichtigt werden:

$$N_{\text{eff}} = a \cdot RS \quad (7.3)$$

$$RS = N^{GN+1} \cdot \frac{t}{IGT} \quad \text{wenn } t < IGT \quad (7.4)$$

$$RS = N^{GN+1} \quad \text{wenn } t \geq IGT$$

$$a = \frac{RSU}{\sum_{t=1}^{nt} RS_t} \quad (7.5)$$

$$RSU = PSI \cdot \sum_{t=1}^{nt} N_t \quad (7.6)$$

mit:

RS	[mm]	modifizierter Niederschlag
GN	[‐]	Parameter zur Berücksichtigung der Niederschlagsintensität
IGT	[‐]	Parameter zur Berücksichtigung der Anfangsverluste
a	[‐]	Faktor zur Ermittlung des Effektivniederschlags
t	[‐]	Index für Zeitschritt der Berechnung
nt	[‐]	Anzahl der Zeitschritte der Berechnung
RSU	[mm]	Ereignisspezifische Niederschlagssumme bis zum Zeitpunkt t

Verfahren nach Horton

Das Verfahren nach HORTON (1937) ist eine Erweiterung des Phi-Index-Verfahrens. Beim Horton-Verfahren wird eine exponentielle Abnahme der Infiltrationskapazität angenommen:

$$N_{\text{eff},t} = \text{Maximum} \left\{ \begin{array}{l} N_t - HF_t \cdot ta \\ 0 \end{array} \right\} \quad (7.7)$$

$$HF_t = HFC + (HF_{t-1} - HFC) \cdot e^{-HK \cdot ta} \quad \text{wenn } N_t > (HF_{t-1} - HF_t) \cdot ta \quad (7.8)$$

$$HF_t = HF_{t-1} - \frac{N_t}{ta} \quad \text{wenn } N_t < (HF_{t-1} - HF_t) \cdot ta \quad (7.9)$$

$$HF_0 = HF_0 \quad (7.10)$$

mit:

HF	[mm/h]	Infiltrationskapazität des Horton-Verfahrens
HFC	[mm/h]	Endinfiltrationskapazität des Horton-Verfahrens
HK	[h ⁻¹]	Abnahmefaktor des Horton-Verfahrens
HF ₀	[mm/h]	Anfangswert von HF im Berechnungszeitraum
HF ₀	[mm/h]	Anfangsfiltrationskapazität des Horton-Verfahrens

Die Parameter HF₀, HK und HFC werden Pegelkontrollbereichs-spezifisch vorgegeben. HF wird immer programmintern berechnet. Wird HF₀ = 0 vorgegeben, dann gilt nicht Gleichung (7.10), sondern HF₀ wird programmintern ermittelt. Ist HF₀ > 0, dann wird nicht der für HK vorgegebene Wert übernommen, sondern HK wird stattdessen ebenfalls programmintern berechnet.

SCS-Verfahren

Das SCS-Verfahren wurde ursprünglich für die Vereinigten Staaten vom US SOIL CONSERVATION SERVICE (1986) entwickelt. In LARSIM steht sowohl eine Variante zur Berechnung eines zeitlich konstanten Abflussbeiwerts für das gesamte Ereignis als auch eine Variante mit zeitlich variierendem Abflussbeiwert zur Verfügung.

Bei Berechnung des Effektivniederschlags mit zeitlich konstantem Abflussbeiwert wird dieser als Funktion der Niederschlagssumme im Ereigniszeitraum, des gebietsspezifischen CN-Werts („Curve-Number“) und eines Anfangsverlustes bestimmt. Der CN-Wert ist dabei ein Maß für das Wasserspeichervermögen des Bodens und ergibt sich aus dem jeweiligen hydrologischen Bodentyp, der Landnutzung und des Bodenfeuchtezustands. Für den Anfangsverlust wird standardmäßig ein Wert von 0,2 (20 %) des Gebietsniederschlags angenommen. Alternativ kann der prozentuale Anfangsverlust jedoch auch gebietsspezifisch explizit vorgegeben werden.

Die Ermittlung des Effektivniederschlags nach dem SCS-Verfahren erfolgt analog zu Gleichung (7.1). Der zeitlich konstante Abflussbeiwert wird dazu nach folgender Gleichung berechnet:

$$PSI = \frac{25,4}{N_{sum}} \cdot \frac{\left(\frac{N_{sum}}{25,4} - 1000 \cdot \frac{I_a}{CN} + 10 \cdot I_a\right)^2}{\frac{N_{sum}}{25,4} + 1000 \cdot \frac{1 - I_a}{CN} - 10 \cdot (1 - I_a)} \quad (7.11)$$

mit:

N_{sum}	[mm]	Niederschlagssumme im Ereignis
I_a	[]	Anfangsverlust
CN	[]	CN-Wert

Der CN-Wert kann als gebietsspezifischer Parameter explizit vorgegeben werden. Alternativ kann er auch unter Berücksichtigung unterteilgebietsspezifischer Angaben zur Landnutzung und dem hydrologischen Bodentyp sowie des (gebietseinheitlichen) Bodenfeuchtezustands programmintern ermittelt werden.

Die Berechnung des Effektivniederschlags nach dem SCS-Verfahren mit zeitlich variablem Abflussbeiwert unterscheidet sich nur dahingehend, dass der Abflussbeiwert hier für jeden Zeitschritt als Funktion des bisherigen Niederschlagsverlaufs bestimmt wird. Der Effektivniederschlag wird dabei folgendermaßen berechnet:

$$N_{eff,sum,t} = 25,4 \cdot \frac{\left(\frac{N_{sum,t}}{25,4} - 1000 \cdot \frac{I_a}{CN} + 10 \cdot I_a\right)^2}{\frac{N_{sum,t}}{25,4} + 1000 \cdot \frac{1 - I_a}{CN} - 10 \cdot (1 - I_a)} \quad (7.12)$$

$$N_{eff,t} = N_{eff,sum,t} - N_{eff,sum,t-1} \quad (7.13)$$

mit:

$N_{eff,sum,t}$	[mm]	Effektivniederschlagssumme im Ereignis bis zum Zeitschritt t
$N_{sum,t}$	[mm]	Niederschlagssumme im Ereignis bis zum Zeitschritt t
$N_{eff,t}$	[mm]	Effektivniederschlag zum Zeitschritt t

CN21-Verfahren

Beim CN21-Verfahren handelt es sich um eine Weiterentwicklung des oben beschriebenen SCS-Verfahrens durch das bayerische Landesamt für Umwelt. Der Unterschied zum oben beschriebenen Verfahren besteht in der Ermittlung der CN-Werte. Außerdem wird standardmäßig ein Anfangsverlust von 5 % angenommen. Dieser kann ebenfalls alternativ gebietsspezifisch vorgegeben werden.

Die Ermittlung der CN-Werte erfolgt beim CN21-Verfahren in mehreren Schritten. Zuerst wird für jedes Unterteilgebiet in Abhängigkeit von der Landnutzung und dem Monat bei Simulationsbeginn ein Startwert CN_c für den hydrologischen Bodentyp C gewählt. Dieser wird anschließend gegebenenfalls für einen anderen hydrologischen Bodentyp modifiziert:

$$\begin{aligned}
 CN_A &= \text{Maximum}(2,38 \cdot CN_C - 136,6; 25) \\
 CN_B &= \text{Maximum}(1,46 \cdot CN_C - 46,4; 25) \\
 CN_D &= \text{Maximum}(0,78 \cdot CN_C + 22,5; 25)
 \end{aligned} \tag{7.14}$$

mit:

CN_A	[]	CN-Wert für hydrologischen Bodentyp A
CN_B	[]	CN-Wert für hydrologischen Bodentyp B
CN_C	[]	CN-Wert für hydrologischen Bodentyp C
CN_D	[]	CN-Wert für hydrologischen Bodentyp D

Der resultierende CN-Wert gilt für mittlere Bodenfeuchteverhältnisse. Zur Berücksichtigung jahreszeitspezifischer Unterschiede in der Bodenfeuchte erfolgt eine Anpassung des CN-Werts für die prozentuale Porenfüllung des Bodens bei Simulationsbeginn nach Elhakeem & Papanicolaou (2009):

$$CN = \frac{3,0646 \cdot e^{0,0235 \cdot M} \cdot CN_{II}}{10 + (0,030646 \cdot e^{0,0235 \cdot M} - 0,1) \cdot CN_{II}} \tag{7.15}$$

mit:

M	[%]	prozentualer Porenfüllungsgrad des Bodens zu Simulationsbeginn
CN_{II}	[]	CN-Wert für mittlere Bodenfeuchteverhältnisse

Die prozentuale Porenfüllung für mittlere Bodenfeuchteverhältnisse wird teilgebietsspezifisch vorgegeben und mit einem Faktor für den Monat bei Simulationsbeginn angepasst (Tab. 7-2). Dadurch wird eine räumliche und jahreszeitliche Variation der Bodenfeuchteverhältnisse abgebildet.

Tab. 7-2: Monatliche Faktoren zur Anpassung der mittleren Bodenfeuchteverhältnisse im CN21-Verfahren

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Faktor	1,6	1,5	1,5	1,4	1,1	1,0	0,9	1,0	1,0	1,1	1,5	1,5

Auf die oben beschriebene Weise wird für jedes Unterteilgebiet bzw. Landnutzungs-Boden-Kompartiment im Teilgebiet ein CN-Wert ermittelt. Eine Besonderheit des CN21-Verfahrens ist, dass landwirtschaftlich genutzte Flächen entsprechend einer pro Modellteilgebiet vorgegebenen Verteilung in verschiedene Kulturarten mit unterschiedlichen Ausgangswerten für CN differenziert werden. Näheres dazu findet sich in der LARSIM-Hilfe im Artikel zum CN21-Verfahren.

Für die Berechnung des Abflussbeiwerts (Gleichung (7.11)) und Effektivniederschlags (Gleichung (7.1) bzw. Gleichungen (7.12) und (7.13)) werden die für die Unterteilgebiete ermittelten CN-Werte flächengewichtet auf das jeweilige Modellteilgebiet gemittelt. Wie beim Standard SCS-Verfahren ist auch beim CN21-Verfahren sowohl eine Berechnung mit zeitlich konstantem als auch zeitlich variablem Abflussbeiwert möglich.

Verfahren nach Lutz

Das Verfahren nach LUTZ (1984) dient der Ermittlung des Abflussbeiwerts. Ebenso wie das oben beschriebene SCS-Verfahren kann auch das Lutz-Verfahren in LARSIM wahlweise mit einem im Ereignis zeitlich konstanten oder einem zeitlich variablen Abflussbeiwert berechnet werden.

Beim Lutz-Verfahren mit zeitlich konstantem Abflussbeiwert wird dieser als Funktion der Niederschlagssumme im Ereigniszeitraum sowie verschiedenen gebietsspezifischen Einflussgrößen bestimmt. Dabei wird die Abflusshöhe von versiegelten und unversiegelten Gebieten getrennt betrachtet. Die Ermittlung des Effektivniederschlags nach dem Lutz-Verfahren erfolgt analog zu Gleichung (7.1). Der Abflussbeiwert berechnet sich wie folgt:

$$\text{PSI} = \frac{(h_{A,u} + h_{A,s})}{N_{\text{sum}}} \quad (7.16)$$

$$h_{A,s} = (N_{\text{sum}} - A_{v,s}) \cdot \text{PSI}_s \cdot \frac{V_A}{100} \cdot \frac{A_b}{100} \quad (7.17)$$

$$h_{A,u} = \left((N_{\text{sum}} - A_{v,u}) \cdot c + \frac{c}{a} \cdot (e^{-a \cdot (N_{\text{sum}} - A_v)} - 1) \right) \cdot \left(1 - \frac{V_A}{100} \cdot \frac{A_b}{100} \right) \quad (7.18)$$

$$a = c1 \cdot e^{\frac{-c2}{WZ}} \cdot e^{\frac{-c3}{q_B}} \cdot e^{-c4 \cdot D} \quad (7.19)$$

mit:

$h_{A,s}$	[mm]	Abfluss von versiegelter Fläche
$h_{A,u}$	[mm]	Abfluss von unversiegelter Fläche
$A_{v,s}$	[mm]	Anfangsverlust versiegelte Fläche (konstant = 1.0)
$A_{v,u}$	[mm]	Anfangsverlust unversiegelte Fläche
V_A	[%]	Versiegelungsgrad
A_b	[%]	bebauter Flächenanteil
PSI_s	[]	Abflussbeiwert für versiegelte Flächen (konstant = 1.0)
c	[]	maximaler Endabflussbeiwert
a	[1/mm]	Proportionalitätsfaktor
$c1$	[]	gebietsspezifischer Faktor
$c2$	[]	Faktor für den Einfluss der Jahreszeit
$c3$	[]	Faktor für den Einfluss der Bodenfeuchte (konstant = 2.0)
$c4$	[]	Faktor für den Einfluss der Niederschlagsdauer (konstant = 0.0)
q_B	[l/(s/km ²)]	Basisabflussspende
D	[h]	Niederschlagsdauer (nicht relevant, da $c4 = 0.0$)
WZ	[]	Wochenzahl

Für die Vorgabe bzw. Ermittlung der verschiedenen Parameter des Lutz-Verfahrens stehen mehrere Möglichkeiten zur Verfügung (explizite Vorgabe, programminterne Ableitung, Default-Werte). Diese sind bei Bedarf der LARSIM-Hilfe zu entnehmen.

Analog zum oben beschriebenen SCS-Verfahren unterscheidet sich auch beim Lutz-Verfahren die Berechnung des Effektivniederschlags mit zeitlich variablem Abflussbeiwert von der Berechnung mit zeitlich konstantem Abflussbeiwert nur dahingehend, dass der zeitlich variable Abflussbeiwert für jeden Zeitschritt als Funktion des bisherigen Niederschlagsverlaufs bestimmt wird.

Abflussbeiwertfunktion

Die vorangegangenen Verfahren berücksichtigen keine Änderungen der Verluste in Abhängigkeit vom aktuellen hydrologischen Geschehen. In Niedrigwasserperioden oder bei länger andauernden Hochwassern sind solche Änderungen jedoch von größerer Bedeutung. Daher kann mit Hilfe der Abflussbeiwertfunktion der abflusswirksame Niederschlag in Abhängigkeit vom Abfluss aus dem langsamen Speicher im vorangegangenen Zeitschritt ermittelt werden. Dabei gilt im ersten Berechnungszeitschritt Gleichung (7.1). Ab dem zweiten Berechnungszeitschritt gilt:

$$N_{\text{eff}} = N \cdot PSII \quad (7.20)$$

$$PSII = PSIMIN + PSI \cdot BAF \cdot \left(\frac{100 \cdot Q1_{t-1}}{3.6 \cdot F_{TGB} \cdot ta} \right)^{CAF} \quad (7.21)$$

$$PSII = \text{Maximum}\{PSIMIN, \text{Minimum}\{PSIMAX, PSII\}\} \quad (7.22)$$

$$Q1_{t-1} = F_{TGB} \cdot \left(RS_{t-1} \cdot \left(1 - \frac{RK}{ta} \left(1 - e^{-\frac{ta}{RK}} \right) \right) + RS1 \left(\frac{RK}{ta} \left(1 - e^{-\frac{ta}{RK}} \right) - e^{-\frac{ta}{RK}} \right) + Q1_{t-2} \cdot t^{-\frac{ta}{RK}} \right) \quad \text{wenn } t > 2 \quad (7.23)$$

$$Q1_{t-2} = N \cdot PSI \quad \text{wenn } t = 2 \quad (7.24)$$

$$RS1 = \text{Minimum}\{RS_{t-2}, A \cdot ta\} \quad (7.25)$$

$$TC = \left(\frac{0.868 \cdot TAL^3}{HTG} \right)^{0.385} \quad (7.26)$$

$$RK = EQI \cdot TC \quad (7.27)$$

mit:

PSII [-]	Variabler Abflussbeiwert der Abflussbeiwertfunktion
PSIMIN [-]	Minimaler Abflussbeiwert der Abflussbeiwertfunktion
PSIMAX [-]	Maximaler Abflussbeiwert der Abflussbeiwertfunktion
BAF [-]	Multiplikationsfaktor für die Abflussbeiwertfunktion
CAF [-]	Exponent für die Abflussbeiwertfunktion

F_{TGB}	[km ²]	Fläche des Teilgebiets
ta	[h]	Dauer eines Berechnungszeitschritts
$Q1$	[mm]	Abfluss aus dem langsamen Speicher
RK	[h]	Rückhaltegröße für den langsamen Speicher
EQI	[\cdot]	Eichparameter für die Rückhaltegröße im Interflow-Bereich
TC	[h]	Laufzeit nach der Kirpich-Formel
TAL	[km]	Länge des Vorfluters im Teilgebiet
HTG	[m]	Höhendifferenz des Vorfluters im Teilgebiet

RK kann entweder Pegelkontrollbereichs-spezifisch vorgegeben oder nach Gleichung (7.27) programmintern berechnet werden.

Die Parameter PSIMIN, PSIMAX, BAF und CAF werden für die Berechnung der Abflussbeiwertfunktion über einen Einzelparameter vorgegeben und sind damit für das gesamte Untersuchungsgebiet einheitlich.

7.3 ABFLUSSBILDUNG

In LARSIM-NA sind bis zu fünf unterschiedliche Abflusskomponenten vorgesehen:

- Basisabfluss
- Langsamer Speicher
- Schneller Speicher
- Optionaler zweiter schneller Speicher
- Abfluss aus bebauten Gebieten (versiegelte Flächen)

Im Niedrigwasserfall entspricht der langsame Speicher dem Zufluss zum Gerinne aus dem Grundwasser und der schnelle Speicher bildet den Interflow ab. Im Hochwasserfall wird der Interflow durch den langsamen Speicher abgebildet und der schnelle Speicher stellt den Direktabfluss dar. Dieser kann optional weiter in einen schnellen und einen langsamen Anteil differenziert werden. Dabei ist zu beachten, dass der Interflow im NA-Modus als ereignisspezifische Komponente anzusehen ist, während er im WHM-Modus in der Regel keine ereignisspezifische, sondern eine saisonale Komponente darstellt.

Der Basisabfluss wird bei LARSIM-NA als konstant und unabhängig vom abflusswirksamen Niederschlag angenommen. In bebauten Gebieten erfolgt die Aufteilung des abflusswirksamen Niederschlags in den Abflussanteil für bebaute und unbebaute Gebiete anhand des Verhältnisses von unbebauter und versiegelter Fläche. In unbebauten Gebieten wird der Abfluss über eine Rate in einen Anteil für den langsamen und für den schnellen Speicher aufgeteilt.

Besonders für Niedrigwasseruntersuchungen können Startwerte für den Abfluss aus dem langsamen und schnellen Speicher vorgegeben werden. Bei der Simulation von Hochwasserereignissen sollte der Simulationsbeginn möglichst so gelegt werden, dass zu diesem Zeitpunkt keine nennenswerten Abflussanteile aus dem Direktabfluss- oder Interflow-Bereich stammen.

Ermittlung des Anteils für den Basisabfluss

Der konstante Basisabfluss wird aus der Basisabflussspende berechnet:

$$QB = QBSP \cdot F_{TGB} \quad (7.28)$$

mit:

QB	[m ³ /s]	Basisabfluss
QBSP	[m ³ /s*km ²]	Basisabflussspende

QBSP kann direkt Pegelkontrollbereichs-spezifisch vorgegeben oder alternativ programmintern berechnet werden. Dabei werden die kleinsten Abflüsse vor dem aktuellen Hochwasserereignis aus den gemessenen Abflüssen der Pegel ermittelt und daraus die Basisabflussspenden in den Pegelkontrollbereichen berechnet:

$$QSPB = \frac{\text{Minimum}\{Q_{mes,t,j}\} - \sum_{i=1}^z (\text{Minimum}\{Q_{mes,t,i}\})}{F_{EZG,j} - \sum_i^z F_{EZG,i}} \quad (7.29)$$

mit:

Qmes	[m ³ /s]	Gemessener Abfluss
F _{EZG}	[km ²]	Fläche des Einzugsgebiets
j	[⁻]	Index für Pegelkontrollbereiche
z	[⁻]	Anzahl der Pegelkontrollbereiche, die direkt oberhalb eines Pegelkontrollbereichs liegen

Aufteilung in Interflow und Direktabfluss (Interflow-Index-Rate)

Die Aufteilung des abflusswirksamen Effektivniederschlages in Interflow und Direktabfluss erfolgt über die Interflow-Index-Rate:

$$RSD = \text{Maximum}\{N_{eff} - A \cdot ta, 0\} \quad (7.30)$$

$$RSI = N_{eff} - RSD \quad (7.31)$$

mit:

RSD	[mm]	Direktabflussanteil am Effektivniederschlag
RSI	[mm]	Interflow-Anteil am Effektivniederschlag
A	[mm/h]	Interflow-Index-Rate

Die Interflow-Index-Rate A wird Pegelkontrollbereichs-spezifisch vorgegeben.

Berücksichtigung eines zweiten Direktabfluss-Speichers

Bei der Berechnung von Hochwasserereignissen in Zeitschritten von einer Stunde oder weniger kann eine weitere Differenzierung des Direktabflusses in schnelle und langsame Anteile zu besseren Simulationen und Vorhersagen führen (LUBW 2009).

Dies kann in LARSIM-NA durch einen zusätzlichen Speicher für schnellen Direktabfluss erfolgen. Dabei wird der Direktabfluss mit Hilfe des Schwellenwerts A2 in einen schnellen und langsamen Anteil aufgeteilt:

$$RSD2 = \text{Maximum}\{(RSD - A2 \cdot ta), 0\} \quad (7.32)$$

$$RSD = RSD - RSD2 \quad (7.33)$$

mit:

RSD2 [mm] Anteil schneller Direktabfluss am Effektivniederschlag

A2 [mm/h] Aufteilungsrate für langsamen und schnellen Direktabfluss

Die Berechnung des schnellen Direktabflusses im Teilgebiet erfolgt analog zum herkömmlichen (langsamem) Direktabfluss (siehe Gleichungen in Kapitel 7.4).

Anteil des abflusswirksamen Niederschlags in bebauten Gebieten

Sollen bebaute Gebiete berücksichtigt werden und ist für ein Teilgebiet in der Gebietsdatei eine versiegelte Fläche ausgewiesen, wird der Anteil des abflusswirksamen Niederschlags wie folgt berechnet:

$$RSB = N \cdot PSIB \cdot \frac{F_{\text{bebaut}}}{F_{\text{TGB}}} \quad (7.34)$$

mit:

RSB [mm] Anteil des abflusswirksamen Niederschlags in bebauten Gebieten

PSIB [-] Abflussbeiwert für bebaute Gebiete

F_{bebaut} [km²] Fläche des versiegelten Gebiets im Teilgebiet

PSIB wird Pegelkontrollbereichs-spezifisch vorgegeben.

Berücksichtigung von Startwerten für die Abflussberechnung

Bei der Untersuchung von Niedrigwasserperioden ist es wichtig, den hydrologischen Gebietszustand zu Beginn des Untersuchungszeitraums zu berücksichtigen. Beim Wasserhaushaltsmodus erfolgt dies über die WHM-Zustandsdatei (Kapitel 5.2.2). Im Niederschlag-Abfluss-Modus werden stattdessen für den ersten Zeitschritt des Berechnungszeitraums fiktive Startwerte für die Anteile von Direktabfluss und Interflow vorgegeben (so genannte Startniederschläge).

Sofern zu Simulationsbeginn neben Interflow auch ein nennenswerter Anteil von Direktabfluss vorliegt, können die Startniederschläge für die Abflussanteile aus dem langsamen und dem schnellen Speicher direkt vorgegeben werden:

$$RSD = STNI \quad (7.35)$$

$$RSI = STNJ \quad (7.36)$$

mit:

STNI	[mm]	Startniederschlag für den Direktabfluss-Bereich
STNJ	[mm]	Startniederschlag für den Interflow-Bereich

Falls zu Simulationsbeginn kein nennenswerter Direktabfluss vorliegt, kann der Interflow-Anteil (langsamer Speicher) alternativ auch aus den Abflüssen der Pegel ermittelt werden. Die Startabflüsse der Pegel (Q_{start}) können dazu entweder über einen Parameter vorgegeben oder aus den gemessenen Ganglinien der Pegel entnommen werden. Für die Teilgebiete des zugehörigen Pegelkontrollbereichs ergibt sich der Startniederschlag dann wie folgt:

$$STNJ = \frac{Q_{start,j} - QB_j - \sum_{i=1}^z (Q_{start,i} - QB_i)}{3.6 \cdot ta \cdot (F_{EZG,j} - \sum_{i=1}^z F_{EZG,i})} \quad (7.37)$$

mit:

Qstart	[m ³ /s]	Startabfluss für den Interflow-Bereich
--------	---------------------	--

Bebaute Gebiete werden bei der Ermittlung der Startwerte nicht berücksichtigt.

7.4 ABFLUSSKONZENTRATION IM TEILGEBIET

Der laterale Transport der Abflusskomponenten Interflow, Direktabfluss aus unbebauten und Direktabfluss aus bebauten Gebieten innerhalb eines Teilgebiets wird als Abflusskonzentration bezeichnet. Die Berechnung der Abflusskonzentration erfolgt für die unterschiedlichen Abflusskomponenten getrennt nach einem Parallelspeicher-Modell. In LAR-SIM-NA stehen folgende Verfahren zur Berechnung der Abflusskonzentration zur Verfügung:

- Einzellinearspeicher
- Modifiziertes Clark-Verfahren (CLARK 1945)
- Speicherkaskade (NASH 1959)

Der Abfluss aus dem Teilgebiet in die dem Teilgebiet zugehörige Gewässerteilstrecke entspricht der Summe der Abflüsse aus den unterschiedlichen Abflusskomponenten:

$$Q_{TGB} = QB + QI + QD + QD2 + QDB \quad (7.38)$$

mit:

Q _{TGB}	[m ³ /s]	Abfluss aus dem Teilgebiet
QI	[m ³ /s]	Interflow im Teilgebiet
QD	[m ³ /s]	Direktabfluss im Teilgebiet
QD2	[m ³ /s]	(optionaler) schneller Direktabfluss im Teilgebiet
QDB	[m ³ /s]	Abfluss aus dem bebauten Gebiet im Teilgebiet

Einzellinearspeicher

Die Berechnung des Einzellinearspeichers ist für den Direktabfluss und den Interflow gleich. Für den Direktabfluss lautet die Formel:

$$QD_t = U \cdot F_{TGB} \cdot RSD_t \cdot \left(1 - e^{-\frac{ta}{RK}} \right) + QD_{t-1} \cdot e^{-\frac{ta}{RK}} \quad (7.39)$$

mit:

U [-] Umrechnungsfaktor von 1000 m³ pro Zeitschritt in m³/s

Die Berechnung des Interflow erfolgt entsprechend der obigen Gleichung (7.39) mit QI anstelle QD und RSI anstelle RSD.

Die Rückhaltegröße RK wird über die Fließzeit TC nach Kirpich (Gleichung (7.26)) und den Eichparameter für die jeweilige Abflusskomponente ermittelt:

$$RK_I = TC \cdot EQI \quad (7.40)$$

$$RK_D = TC \cdot EQD \quad (7.41)$$

$$RK_{D2} = TC \cdot EQD2 \quad (7.42)$$

mit:

RK_I [h] Rückhaltegröße des Einzellinearspeichers für Interflow

RK_D [h] Rückhaltegröße des Einzellinearspeichers für Direktabfluss

EQD [-] Eichparameter für die Rückhaltegröße des Direktabflusses

$EQD2$ [-] (optionaler) Eichparameter für die Rückhaltegröße des schnellen Direktabflusses bei Berechnung von zwei Direktabflussspeichern

Modifiziertes Clark-Verfahren

Beim modifizierten Clark-Verfahren wird zunächst aus dem abflusswirksamen Niederschlag der jeweiligen Abflusskomponente eine Zuflussganglinie zum Einzellinearspeicher berechnet. Anschließend erfolgt die Berechnung des Abflusses der jeweiligen Abflusskomponente über einen Einzellinearspeicher.

Zuerst wird die Laufzeit über die Bestimmung von TB berechnet:

$$TB = TC \cdot \frac{ETC}{ta} \quad (7.43)$$

mit:

TB [-] Laufzeit in Zeitschritten

ETC [-] Eichparameter für die Fließzeit im Teilgebiet

Für den Direktabfluss gilt dann:

$$QD_t = RSD_{neu,t} \quad \text{für } t = 1, \dots, TB_{int} \quad (7.44)$$

$$QD_t = RSD_{neu,t} - RSD_{neu,1} \cdot D1 \quad \text{für } t = TB_{int} + 1 \quad (7.45)$$

$$QD_t = RSD_{neu,t} - RSD_{neu,t-TB_{int}-1} - RSD_{neu,t-TB_{int}} \cdot \frac{D1}{TB} \quad \text{für } t = TB_{int} + 2, \dots, nt \quad (7.46)$$

$$RSD_{neu,t} = \frac{1}{TB} \sum_{i=1}^t RSD_i \quad (7.47)$$

$$D1 = TB_{int} + 1 - TB \quad (7.48)$$

mit:

RSD_{neu} [mm] Direktabflussanteil am Effektivniederschlag für Clark-Verfahren

$D1$ [-] Hilfsgröße

TB_{int} [-] Größte ganze Zahl kleiner oder gleich TB

Die Berechnung für die Zuflussganglinie QI zum Einzellinearspeicher für Interflow erfolgt analog zum Direktabfluss mit RSI anstelle RSD bzw. QI anstelle QD .

Speicherkaskade

Der Direktabfluss kann alternativ zum Einzellinearspeicher und zum modifizierten Clark-Verfahren auch als Speicherkaskadenmodell (NASH 1959) berechnet werden:

$$QD_t = \sum_{i=1}^1 P_{t-i+1} \cdot RSD_i \quad (7.49)$$

$$P_t = \frac{F_{TGB}}{3.6 \cdot ta \cdot \sum_{i=1}^{nt} P'_i} \quad (7.50)$$

$$P'_t = \frac{1}{PK \Gamma PN} \cdot \left(\frac{t \cdot ta}{PK} \right)^{PN-1} \cdot e^{-\frac{t \cdot ta}{PK}} \quad (7.51)$$

mit:

P [-] Stützstelle der Impulsantwort des Speicherkaskadenmodells

P' [-] Hilfsvariable

PK [h] Rückhaltegröße des Speicherkaskadenmodells

PN [-] Anzahl der Speicher im Kaskadenmodell

Die Parameter PK und PN werden pegelkontrollbereichsspezifisch vorgegeben.

Abflusskonzentration in bebauten Gebieten

Die Abflusskonzentration in bebauten Gebieten wird standardmäßig mit dem modifizierten Clark-Verfahren berechnet. Allerdings werden dabei die gebietsspezifischen Größen wie folgt definiert:

$$TALB = \frac{F_{bebaut} \cdot TAL}{0.4 \cdot F_{TGB}} \quad (7.52)$$

$$TCB = TC \cdot \frac{TALB}{TAL} \quad (7.53)$$

$$RK = EQDB \cdot TCB \quad (7.54)$$

$$TBB = TCB \cdot \frac{ETCB}{TA} \quad (7.55)$$

mit:

TALB	[km]	Länge des Vorfluters im bebauten Gebiet
TCB	[h]	Laufzeit im bebauten Gebiet
EQDB	[‐]	Eichparameter für die Rückhaltegröße RK im bebauten Gebiet
TBB	[‐]	Laufzeit in Zeitschritten für bebautes Gebiet

Der Wert 0,4 in Gleichung (7.52) berücksichtigt den Bebauungsgrad. Setzt man in Gleichungen (7.44) bis (7.48) TBB anstelle TB und RSB anstelle RSD ein, so erhält man die Zuflussganglinie QDB für den Einzellinearspeicher des bebauten Gebiets. Der Abfluss aus dem Einzellinearspeicher wird dann entsprechend Gleichung (7.39) berechnet, wobei RSD durch QDB und F_{TGB} durch F_{bebaut} zu ersetzen ist.

Alternativ zum modifizierten Clark-Verfahren kann die Abflusskonzentration in bebauten Gebieten auch über einen Einzellinearspeicher entsprechend Gleichung (7.39) berechnet werden (wobei RSD durch RSB, F_{TGB} durch F_{bebaut} und QD durch QDB zu ersetzen ist).

7.5 WELLENABLAUF IM GERINNE

Die Berechnung des Wellenablaufs im Gerinne unterscheidet sich bei LARSIM-NA nicht vom WHM. Eine Beschreibung der Verfahren ist daher dem Kapitel 3.10 zu entnehmen.

Eine direkte Einbindung gemessener Profile (Kapitel 3.10.2) ist in LARSIM-NA nicht vorgesehen.

7.6 WEITERE MÖGLICHKEITEN ZUR BERECHNUNG UND STEUERUNG

7.6.1 SPEICHER, VERZWEIGUNGEN UND EINLEITER

Sowohl Speicher als auch Verzweigungen und Einleiter können in LARSIM-NA berücksichtigt werden. Die Berechnung des Abflusses aus Speichern kann entweder über vorgegebene konstante Regelabflüsse oder über eine Volumen-Abfluss-Kennlinie erfolgen. Eine Steuerung von Speichern und Poldern ist ebenfalls möglich (siehe Kapitel 3.11.5).

Die Berücksichtigung von Verzweigungen und Einleitungen erfolgt in LARSIM-NA analog zum Wasserhaushaltsmodell (siehe Kapitel 3.12). Eine Vorgabe von standardisierten Jahrestypen für Einleitungen (aus Kläranlagen) ist in LARSIM-NA nicht vorgesehen.

7.6.2 OPTIMIERUNGSVERFAHREN

LARSIM-NA bietet die Möglichkeit einer automatisierten pegelspezifischen Optimierung verschiedener Modellparameter. Dabei wertet das Programm Abweichungen zwischen gemessenen und simulierten Abflüssen an den Pegeln aus. So kann beispielsweise der Abflussbeiwert durch Optimierung des Abflussvolumens im Berechnungszeitraum ereignispezifisch optimiert werden.

Darüber hinaus kann eine automatisierte Korrektur vorhergesagter Abflüsse mit Hilfe eines ARIMA-Modells durchgeführt werden. Die ARIMA-Korrektur erfolgt durch eine Verschiebung der Vorhersage um den Differenzbetrag zwischen gemessenem und simuliertem Abfluss zum Vorhersagezeitpunkt. Dementsprechend wird eine ARIMA-Korrektur ausschließlich in Teilgebieten mit Pegeln durchgeführt. Wahlweise kann die korrigierte Vorhersage nur lokal am Pegel zur Ergebnisausgabe verwendet oder auch zur Berechnung an unterstrom gelegene Gebiete weitergegeben werden.

7.6.3 BERÜCKSICHTIGUNG EINES GRENZWERTS FÜR DIE INFILTRATION

Zur verbesserten Abbildung von Abflussereignissen bei Starkregen besteht die Möglichkeit, auf Skala von Unterteilgebieten eine maximale Infiltrationsrate (InfM) in mm/h vorzugeben. InfM wird für die Berechnung der Abflussbildung flächengewichtet auf die Teilgebiete gemittelt und ist dort den Verfahren zur Ermittlung des Effektivniederschlags (Kapitel 7.2) vorgeschaltet. Niederschlag mit einer Intensität größer InfM wird gleich dem schnellen Direktabfluss im Teilgebiet zugewiesen. Der verbleibende Anteil des Gebietsniederschlags geht wie gewöhnlich in die Berechnung des weiteren Effektivniederschlags nach der jeweils gewählten Methode ein.

7.6.4 BERECHNUNG EINES SCHNEEMODELLS

LARSIM-NA ermöglicht die Berechnung eines Schneemodells mit Akkumulation von Schnee (Kapitel 3.4.2), Berechnung der Energiebilanz der Schneedecke (Kapitel 3.4.4.1) sowie der Setzung und tatsächlichen Schmelze der Schneedecke (Kapitel 3.4.5).

Die Berechnung der Energiebilanz der Schneedecke ist bei LARSIM-NA nur nach dem vereinfachten Knauf-Verfahren (Kapitel 3.4.4.1) möglich. Dazu werden neben dem Niederschlag als weitere Eingabegrößen Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit benötigt.

Die Berechnung komplexerer Verfahren im Zusammenhang mit der Schneemodellierung (bspw. erweitertes Knauf-Verfahren, die Berechnung eines Schnee-Regen-Gemischs oder Schneeeinterzeption) ist mit LARSIM-NA nicht vorgesehen.

Eine höhenzonierte Schneemodellierung innerhalb von Teilgebieten (Kapitel 3.4.8) ist mit LARSIM-NA möglich.

7.6.5 ZUSTANDSDATEI IM NIEDERSCHLAG-ABFLUSS-MODUS

LARSIM-NA bietet die Möglichkeit, die Zustandsgrößen einer ggf. berechneten Schneedecke sowie die Abflussverhältnisse aller Teilgebiete für einen bestimmten Zeitpunkt in eine spezielle Zustandsdatei auszugeben. Die Angaben dieser Zustandsdatei können in einem darauffolgenden Simulationslauf als Startniederschläge und ggf. als Anfangswerte zur Berechnung einer Schneedecke dienen.

Während die Schneegrößen in der Zustandsdatei exakt die Verhältnisse der Schneedecke einer vorangegangenen Simulation wiederspiegeln, ermöglicht die Aus- und Eingabe der Startniederschläge über die Zustandsdatei nur eine grobe Abschätzung der Abflussverhältnisse der vorangegangenen Simulation.

7.7 ANWENDUNG VON LARSIM-NA FÜR BEMESSUNGSAUFGABEN

LARSIM-NA bietet analog zum WHM die Möglichkeit zur Simulation von Bemessungsergebnissen (siehe Kapitel 6.1). Im Gegensatz zum WHM sind bei LARSIM-NA die Anfangsbedingungen von geringerer Bedeutung, was die Anwendung von LARSIM-NA zur Ermittlung von Bemessungsganglinien etwas erleichtert. Weiter werden keine zusätzlichen Klimaparameter neben dem Bemessungsniederschlag als Eingangsgrößen für die Simulation benötigt.

8 SCHLUSSFOLGERUNGEN UND AUSBLICK

Kurze Bewertung zum Stand des Modells und seiner Anwendung. Hochwasservorhersagemodell, das auch andere Anwendungen ermöglicht.

Ausblick: Koordinierte Weiterentwicklung durch LEG, gewährleistet Stand der Technik und Entwicklung gemäß der realen Bedürfnisse der Vorhersagezentralen.

9 LITERATUR

- Abdulla, F. A. (1995): Regionalization of a macroscale hydrological model. Thesis, Department of Civil Engineering, University of Washington, USA. 191 p.
- Abu-Hamdeh, N. H., Reeder, R. C. (2000): Soil Thermal Conductivity – Effects of Density, Moisture, Salt Concentration and Organic Matter. Soil Science Society of America Journal, 64, 1285-1290.
- Aitken, A. P. (1973): Assessing systematic errors in rainfall-runoff models. J. Hydrology (20): 121-136.
- Allen, P. M., Arnold, J. G. und Byars, B. W. (1994): Downstream channel geometry for use in planning level models. Water Resources Bulletin, Vol. 30, No. 4, 663-671.
- Ångström, A. (1924): Solar and terrestrial radiation. Quart. J. Royal Meteorological Society, 50.
- Andreadis, K. M., Storck P., Lettenmeier, D. P. (2009): Modeling Snow accumulation and ablation processes in forested environments. Water Resour. Res., 45, W05429, doi: 10.1029/2008WR007042.
- Arya, S.P. (1988): Introduction to Micrometeorology. International Geophysics Series, 42. Academic Press, San Diego.
- ATV (1998): Handbuch des ATV-Gewässergütemodell. Abwassertechnische Vereinigung, Bad Hennef.
- ATV-DVWK (1999): Hydraulische Bemessung und Nachweis von Entwässerungssystemen, Arbeitsblatt A 118.
- AVLR, LUBW & LUWG (2015): Konzeption und Umsetzung der Schneeinterzeption von Wäldern in LARSIM. HYDRON GmbH im Auftrag des AVLR, der LUBW und des LUWG (unveröffentlicht).
- Badde, U., Bergfeld, T., Boderie, P., Brahmer, G., Demuth, N., Haag, I., Krahe, P. (2014): Estimation of the effects of climate change scenarios on future Rhine water temperature development. IKS Report No. 214en.
- BALTEX (1994): Scientific plan for the Baltic Sea Experiment. Second Edition. GKSS Research Center, Geesthacht.
- BALTEX (1995): Baltic Sea Experiment BALTEX. Initial Implementation Plan. International BALTEX Secretariat at the GKSS Research Center, Publication No. 2, Geesthacht.
- Baumgartner, A. (1990): Wasser als Stoff. In: Baumgartner & Liebscher (Hrsg.) 1990: Lehrbuch der Hydrologie, Band 1: Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin - Stuttgart.
- Baumgartner, A. & Liebscher, H.-J. (1996): Lehrbuch der Hydrologie. Band 1. Allgemeine Hydrologie, Quantitative Hydrologie. Gebrüder Borntraeger. Berlin.
- Bauer, Ch. (1999): Bewertung von Maßnahmen der Landnutzungsänderung und Renaturierung am Beispiel eines Mittelgebirgsgewässers mit einem Wasserhaushaltmodell. Diplomarbeit an der Universität Kaiserslautern, Fachgebiet Wasserbau und Wasserwirtschaft (unveröffentlicht).
- Bayard, D., Stähli, M., Parriaux, A., Flühler, H. (2005): The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland. Journal of Hydrology, 309(1-4), 66-84.

- Bay. LfU (2011): Erweiterung des Grundwasserspeichers und Implementierung eines Grundwasserbegleitstroms im Wasserhaushaltsmodell LARSIM. HYDRON Ingenieurgesellschaft, im Auftrag des Bayerischen Landesamts für Umwelt (unveröffentlicht).
- Bay. LfU (2018): Hydrologische Planungsgrundlagen. Loseblattsammlung. Version 4.0 (10/2018). Bayerisches Landesamt für Umwelt.
- Beaty, C. B. (1975): Sublimation or melting: observations from the white mountains, California and Nevada, USA. *J. of Glac.*, 14 (71), 275-286.
- Becker, A. (1986): Neue Anforderungen und Lösungen bei der großflächigen hydrologischen Modellierung. *Wasserwirtschaft - Wassertechnik*, H. 7, 150-152.
- Becker, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. XI der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft, S. 16 - 32.
- Becker, A. (1995): Problems and progress in macroscale hydrological modelling. In: Feddes, R. A. (ed.): *Space and time scale variability and interdependencies in hydrological processes*. Intern. Hydr. Series, Cambridge Univers. Press, 135-144.
- Benecke, P. (1996): Versickerung und Bodenfeuchte. Kapitel 12, S. 380-415, in: Baumgartner & Liebscher (Hrsg.) 1996: *Lehrbuch der Hydrologie, Band 1: Allgemeine Hydrologie - Quantitative Hydrologie*. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin - Stuttgart, 2. Auflage.
- Bennett, N. D. (2012): Characterising performance of environmental models. *Environmental Modelling & Software*, 40 (2013), S. 1-20.
- Bergström, S., Carlsson, B. (1993): Hydrology of the Baltic Basin. Inflow of fresh water from rivers and land for the period 1950 - 1990. SMHI Technical Report 4, Norrköping, Sveden.
- Beven, J. (2012): *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*. John Wiley & Sons, New York; 2. Auflage.
- Beven, K. J., Clarke, R. T. (1986): On the variation of infiltration into a homogeneous soil matrix containing a population of macropores. *Water Resources Research*, 22 (3), 383-388.
- BGIS (1994): The basic geographic information of the Baltic Drainage Basin - The feasibility study report. National Board of Waters and the Environment, Environment Data Centre, Helsinki, Finland.
- BGR (1985): Explanatory notes for the International Hydrogeological Map of Europe. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, und UNESCO, Paris.
- Bertle F. A. (1966): Effect of Snow Compaction on Runoff from Rain on Snow. EM-35, Department of Interior, Bureau of Reclamation, Washington DC.
- Bicknell, B.R., Imhoff, J.C., Kittle, J.L., Donigian, A.S., Johanson, R.C., Barnwell, T.O. (1996): *Hydrological Simulation Program - Fortran. User's Manual for Release 11*. U.S. EPA, Athens.
- Bork, H.-R. (1992): Regionalisierung bodenhydrologischer Parameter und Zustandsvariablen. In: DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. XI der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft, S. 201 - 220.
- Borselli, L., Torri, D. (2010): Soil roughness, slope and surface storage relationship for impervious areas. *Journal of hydrology*, 393(3-4), 389-400.

- Bouten, W. (1995): Plant control on Evapotranspiration: Models and measurement. In: The role of water and the hydrological cycle in global change, NATO ASI Series I, Global Environmental Change, Vol. 31, 105-133.
- Brahmer, G. (2009): Operationelle Wasserhaushaltsmodellierung zur Hochwasservorhersage in Hessen. Jahresbericht 2009 des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, Wiesbaden, 2009, S. 55 - 61.
- Braun, L. N. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. Zürcher Geographische Schriften, Heft 21, Geographisches Institut der ETH Zürich.
- Braun, L., Weber, M. (2002): Droht im nächsten Sommer Hochwasser vom Gletscher? Beitrag in den Rundgesprächen der Komm. f. Ökologie der BAdW München, Vortrag vom 22.10.2001, 22 S.
- Bremicker, M. (2000): Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM - Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 11. Institut für Hydrologie der Universität Freiburg.
- Bremicker, M. (1998): Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser- und das Ostsee-Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells. Dissertation am Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- Bremicker, M. (1997): Hochwasservorhersagemodell für das Mosel-Einzugsgebiet. Erläuterungsbericht. Ingenieurbüro Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag des Landesamtes für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, Mainz (unveröffentlicht).
- Bremicker, M. (1990): Einbezug des Schneeschmelzprozesses in das Programmsystem FGMOD. Im Auftrag vom bayerischen Landesamt für Wasserwirtschaft (unveröffentlicht).
- Bremicker, M., Brahmer, G., Demuth, N., Holle, F.-K., Haag, I. (2013): Räumlich hoch aufgelöste LARSIM Wasserhaushaltsmodelle und deren Anwendung. KW Korrespondenz Wasserwirtschaft, 6 (9), S. 509 - 519.
- Bremicker, M., Casper, M.C., Haag, I. (2011): Extrapolationsfähigkeit des Wasserhaushaltsmodells LARSIM auf extreme Abflüsse am Beispiel der Schwarzen Pockau. KW Korrespondenz Wasserwirtschaft, 2011/4 (8), S. 445 – 451.
- Bremicker M., Homagk P., Ludwig K. (2004): Operationelle Niedrigwasservorhersage für das Neckareinzugsgebiet. In: Wasserwirtschaft 7/8, 2004, S.40-46.
- Bremicker M., Homagk P., Ludwig K. (2006): Hochwasserfrühwarnung und Hochwasservorhersage in Baden-Württemberg. Wasserwirtschaft, 2006 (7-8), S. 46-50.
- Bremicker, M., Ludwig, K., Richter, K.-G. (1997): Effiziente Erstellung mesoskaliger Wasserhaushaltsmodelle. In: PIK Report Nr. 43: Modellierung des Wasser- und Stofftransports in großen Einzugsgebieten. Zusammenstellung der Beiträge des Workshop am 15.12.1997 in Potsdam. Potsdam Institut für Klimafolgenforschung. S. 23-32.
- Bremicker, M., Ludwig, K. (1990): Einbeziehung des Schneeschmelzprozesses in das Programmsystem FGMOD. Dokumentation. Ingenieurbüro Dr. K. Ludwig, Karlsruhe im Auftrag des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft (unveröffentlicht).
- Bremicker, M., Varga, D. (2014): Kommunikation der Verlässlichkeit von Hochwasserfrühwarnung und Hochwasservorhersage in Baden-Württemberg. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 58 (2), S. 76 - 83.

- Bronstert A., Fritsch U., Katzenmaier D. (2001): Quantifizierung des Einflusses der Landnutzung und -bedeckung auf den Hochwasserabfluss in Flussgebieten unter Berücksichtigung der aktuellen Bodenbearbeitung, des Zustandes der Vegetationsdecke und möglicher Klimaänderungen (Abschlussbericht eines Projektes im Auftrag des Umweltbundesamt, Förderkennzeichen 297 24 508), Potsdam.
- Brutsaert, W. (1975): On a derivable formula for long wave radiation from clear skies. In: Water Resources Research 11, S. 742-744.
- BWK (1998): Wasserbilanzmodelle in der Wasserwirtschaft. Entwurf für das Merkblatt 2/ BWK. Bund der Ingenieure für Wasserwirtschaft, Abfallwirtschaft und Kulturbau e.V., Düsseldorf (unveröffentlicht).
- Cherkauer, K. A. (2001): Understanding the Hydrologic Effects of Frozen Soil. PhD-Thesis, Department of Civil and Environmental Engineering, University of Washington.
- Cherkauer, K. A., Bowling, L. C., Lettenmaier, D.P. (2003): Variable infiltration capacity cold land processes and model updates. Global and Planetary Change, 38, 151-159.
- Clark, C. O. (1945): Storage and the Unit Hydrograph. Transactions of the ASCE, Vol. 110, 1419-1446.
- Cowley, J. P. (1978): The distribution over Great Britain of global irradiation on horizontal surface. Meteorological Magazine 107, S. 357-373.
- Crawford, N. H., Linsley, R. S. (1966): Digital simulation in hydrology: The Stanford Watershed Model IV. Technical report No. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, Palo Alto, California, USA.
- Criss, R. E., Winston, W. E. (2008): Do Nash values have value? Discussion and alternate proposals. Hydrological Processes. 22, S. 2723-2725.
- Darboux, F., Davy, P., & Gascuel-Odoux, C. (2002): Effect of depression storage capacity on overland-flow generation for rough horizontal surfaces: water transfer distance and scaling. Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British GeomorphologicaResearch Group, 27(2), 177-191.
- DCW (1992): Digital Chart of the World, Edition 1. Defense Mapping Agency, Fairfax, USA.
- Demuth, S. (1993): Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 1. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- Demuth, N., Haag, I., Luce, A. (2010): Integrating spatially distributed information on dominant runoff processes into the hydrological model LARSIM. In: Pfister, L. et al. (Eds.): Looking at catchments in colors – Debating new ways of generating and filtering information in hydrology, EGU Leornado Topical Conference, S. 94.
- Deutsch, C. V., Journel A.G. (1998): GSLIB - Geostatistical Software Library and User's Guide. 2nd Edition, New York, Oxford University Press.
- DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. XI der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft.
- Dickison, R. E. (1984): Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. In: J.E. Hansen, T. Takahashi (ed.): Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophys. Monogr. Ser. 29. AGU, Washington.
- Diekkrüger, B., Richter, O. (Eds.) (1997): Extended Abstracts of the International Conference on Regionalisation in Hydrology, 10. -14.3.1997, Braunschweig. Heft 25 der Schriftenreihe Landschaftökologie und Umweltforschung, Institut für Geographie und Geoökologie, Universität Braunschweig.

- Disse, M. (1995): Modellierung der Verdunstung und Grundwasserneubildung in ebenen Einzugsgebieten. Mitteilungen des Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe, Heft 53.
- DiToro, M. (2001): Sediment flux modeling. John Wiley, New York.
- DKRZ (1994): The ECHAM 3 Atmospheric General Circulation Model. Deutsches Klimarechenzentrum, Technical Report No. 6, Revision 3, July 1994, Hamburg.
- DLR (2014): Corine Landcover - Bodenbedeckungsdaten für Deutschland. http://www.corine.dfd.dlr.de/intro_de.html
- Dümenil, L., Todini, E. (1992): A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In: Advances In Theoretical Hydrology, A tribute to James Dooge. European Geophysical Society Series on Hydrological Sciences, 1, Elsevier, pp 129 - 157.
- DVWK (1984): Arbeitsanleitung zur Anwendung von Niederschlag-Abfluss-Modellen in kleinen Einzugsgebieten, Teil II: Synthese. Regeln zur Wasserwirtschaft, Heft 113. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Bonn.
- DVWK (1996): Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft, Heft 238. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Bonn.
- DWD (1987): Allgemeine Meteorologie. Leitfaden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr. 1. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach a. M., 3. Auflage.
- DWD (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, Nr. 194.
- Dyck, S. (1980): Angewandte Hydrologie, Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flussgebiete. VEB Verlag für Bauwesen, Berlin, 2. Auflage.
- Edelmann, W., Majewski, D. (1993): Die Datenbanken des Deutschland-Modells auf der Cray YMP und der MFB (MFA) des DWD. Forschungsabteilung des DWD, Offenbach a. M. (unveröffentlicht).
- Ehret, U., Zehe, E. (2011): Series distance – an intuitive metric to quantify hydrograph similarity in terms of occurrence, amplitude and timing of hydrological events. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, S. 877-896.
- Elhakeem, M., Papanicolaou, AN. (2009): Estimation of the runoff curve number via direct rainfall simulator measurements in the state of Iowa, USA. *Water Resources Management* 23, S. 2455–2473.
- Erbs, D.G., Klein, S.A., Duffle, J.A. (1982): Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Sol. Energy* 28: 293–302.
- Fackel, P. (1997): Regionalisierung von Parametern des Wasserhaushaltsmodells LAR-SIM. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg (unveröffentlicht).
- Falkemark, M., Chapman, T. (1989): Comparative Hydrology. UNESCO-Press, Paris.
- Fischer, H.B. et al. (1979): Mixing in Inland and Coastal Waters. Academic Press, New-York.
- Gathenya, J. M. (1999): Einsatz von Wasserhaushaltsmodellen zur Wasserbewirtschaftung am Beispiel des Thika-Chania Gebietes in Kenya. Dissertation, Universität Kaiserslautern.

- Gerlinger K. (1997): Erosionsprozesse auf Lößböden: Experimente und Modellierung, Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe, Heft 194, Eigenverlag, Karlsruhe.
- Gerlinger, K, Tucci, C. (1999): Adaption of the Large Area Runoff Simulation Model LARSIM to the Pantanal region. Abstract in: Workshop on sustainable management of water resources in Brasil, Hannover, 28. - 29.9.1999 (unveröffentlicht).
- Gerlinger, K., Demuth, N. (2001): The LARSIM model of the Moselle river basin as an example of flood forecasting in a transboundary water system. IHP/OHP-Berichte Sonderheft 12 "Hydrological Challenges in Transboundary Water Resources Management", Koblenz, S. 219 -222.
- Gerlinger, K. (2004): Simulation des Wasserhaushalts im Neckareinzugsgebiet unter Verwendung regionaler Klimaszenarien. In: AK KLIWA (Hrsg.): 2. KLIWA-Symposium 03.-04.05.2004 in Würzburg, Fachvorträge. KLIWA-Berichte, Heft 4, S. 87 - 102.
- Gerlinger, K. (2008): Bereitstellung von Bemessungskennwerte unter Berücksichtigung von Hochwasserrückhaltebecken als Grundlage für Hochwassergefahrenkarten. Wasserwirtschaft, 4, 2008, S. 22-25.
- Gerlinger, K., Meuser, A. (2013): Modellierung des Wasserhaushalts unter Verwendung eines Klimaprojektions-Ensembles – methodisches Vorgehen und Ergebnisse. – In: AK KLIWA (Hrsg.): 5. KLIWA-Symposium 06.-07.12.2012 in Würzburg, Fachvorträge. KLIWA-Berichte, S. 154-167
- Grant, D. (1975): Comparison of evaporation from barley with Penman estimates. Agricultural Meteorology, 15, 931-940.
- Green, W. H., Ampt, G. A. (1911): Studies in soil physics. 1 The flow of air and water through soils. Journal of Agriculture Science, 4, 1-24.
- GRDC (1993): Dokumentation bestehender Algorithmen zur Übertragung von Abflusswerten auf Gitternetze. Report No. 2 des Global Runoff Data Centre, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz.
- Haag, I. (2012): Grundlegende Entwicklungen zur Schneenachführung von LARSIM-Modellen mit Satellitendaten. HYDRON Ingenieurgesellschaft im Auftrag des Bayerischen Landesamts für Umwelt, Augsburg (unveröffentlicht).
- Haag, I., Bremicker M. (2010): Wasserhaushaltsmodelle bei der LUBW: Ein Beispiel für den Nutzen von Geoinformationen und Umweltmessnetzen. Karlsruher Geowissenschaftliche Schriften, Reihe B, Band 5, Hochschule Karlsruhe, S. 31- 37.
- Haag, I., Bremicker M. (2011): LARSIM-Berechnungen für die Tiefenversickerung der Lyssimeter Lahr und Kappel. Internes Arbeitspapier der LUBW (unveröffentlicht).
- Haag, I., Bremicker, M. (2013): Möglichkeiten und Grenzen der Schneesimulation mit dem Hochwasservorhersagemodell LARSIM. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 33.13, S. 47-58.
- Haag, I., Demuth, N. (2014): Alternative statistische Maßzahlen zur Modellbewertung – Definition und erste Ergebnisse. LARSIM-Workshop 2014, KIT Karlsruhe.
- Haag, I., Ehret, U., Demuth, N., Moritz, K. (2013): ProFoUnD: Ein Werkzeug zur statistischen Analyse von Abfluss- und Wasserstandsvorhersagen und zur Ermittlung von Vorhersageunsicherheiten. Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 33.13, S. 93-103.

- Haag, I., Gerlinger, K., Kolokotronis, V. (2005a): Auswirkungen von Windwurfschäden auf Hochwasserabflüsse am Beispiel des Enz-Nagold-Gebiets. *Wasserwirtschaft* 10, 2005, S. 8-14.
- Haag, I., Henn, N., Sieber, A., Bremicker, M. (2012): Besondere Maßnahmen zur Berücksichtigung des Schneeeinflusses bei der Hochwasservorhersage in Baden-Württemberg. In: Weiler, M. (Hrsg.): *Wasser ohne Grenzen, Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 31.12, S. 147-152.
- Haag, I., Johst, M., Sieber, A., Bremicker, M. (2016): Leitfaden zur Kalibrierung von LARSIM-Wasserhaushaltsmodellen für den operationellen Einsatz in der Hochwasservorhersage – Kalibrieranleitung. Herausgegeben von der LARSIM-Entwicklergemeinschaft, Stand 03.03.2016. <http://hmdblog.rlp.de/luwg/larsim/>.
- Haag, I., Luce, A., Ludwig, K., (2006a): Operationelles Wärmemodell für den Neckar zwischen Plochingen und Mannheim. Dr.-Ing. Karl Ludwig, Beratender Ingenieur, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- Haag, I., Luce, A., Gerlinger, K. (2006b): Effects of conservation tillage on storm flow: a model-based assessment for a mesoscale watershed in Germany. In: Sivaplan M. et al.(Ed.) *Predictions in Ungaged Basins: Promises and Progress*. IAHS-Publ. 303, 342 - 350.
- Haag, I., Luce, A. (2008): LARSIM-WT: an integrated water-balance and heat-balance model to simulate and predict stream water temperatures. *Hydrological Processes* 22, 1046-1056.
- Haag, I., Luce, A., Badde, U. (2005b): Ein operationelles Vorhersagemodell für die Wassertemperatur im Neckar. In: *Wasserwirtschaft*, 7/8, 2005, S. 45-51.
- Haag, I., Luce, A., Henn, N., Demuth, N. (2016): Berücksichtigung räumlich differenzierter Abflussprozesskarten im Wasserhaushaltsmodell LARSIM. In: Casper, M., Gronz, O. (Hrsg.): *Räumliche Heterogenität – Erkennen, Abbilden, Validieren oder Ignorieren? Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 36.16, S. 51-62.
- Haag, I., Wagner, A. (2012): Programmbeschreibungen: HVZ_SnowRegio – Version 5 und HVZ_SnowUpdate – Version 4. HYDRON Ingenieurgesellschaft im Auftrag der LUBW, Karlsruhe (unveröffentlicht).
- Haag, I., Westrich, B. (2002): Modellgestützte Optimierung des Einsatzes finanzieller Mittel zur Verbesserung des Sauerstoffhaushalts im Neckar. *Wissenschaftlicher Bericht 13/2002 (VA41)*, Institut für Wasserbau, Universität Stuttgart, Stuttgart.
- Haiden T. & Pistotnik G. (2009): Intensity-dependent parameterization of elevation effects in precipitation analysis. *Adv. Geosci.* 20: 33-38.
- Hardy, J. P., Melloh, R., Koenig, G., Marks, D., Winstral, A., Pomeroy, J.W., Link, D. (2004): Solar radiation transmission through conifer canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 126, 257-270.
- Hennegriff, W., Kolokotronis, V., Ihringer, J. (2008): Prognose von Auswirkungen des Klimawandels auf die Niedrigwasserverhältnisse in Baden-Württemberg. *Korrespondenz Wasserwirtschaft*, 2008(6), S. 309 - 314.
- HMO (2005): Hochwassermeldeordnung des Landes Baden-Württemberg vom 8.12.2004, GABI. 2005 S. 406 ff. www.hvzs.baden-wuerttemberg.de/pdf/HMO-BW.pdf
- Hohmann, C. (2013): Validierung der Schneedeckenmodellierung eines großskaligen hydrologischen Modells für alpine Einzugsgebiete. Master Arbeit, Professur für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg.

- Holle, F.-K., Ludwig, K. (1985): Direct runoff retention in catchments. In: Beiträge zur Hydrologie, Sonderheft 5.1, S. 67 - 78.
- Holle, F.-K. (2009): Hochwasservorhersage in Bayern, Modellumgebung und DV-Vernetzung. Wiener Mitteilungen, Wasser - Abwasser - Gewässer, Band 216.
- Horton, R. E. (1937): Determination of Infiltration Capacity for Large Drainage Basins. Transactions of the American Geophysical Union, Vol. 8, 371.
- Hoyningen-Huene, J. von (1983): Die Interzeption des Niederschlages in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. In: DVWK Schriften, Heft 57: Einfluß der Landnutzung auf den Gebietswasserhaushalt, S. 1-53.
- HR Wallingford (1983): Wallingford Procedure for Design and Analysis of Urban Storm Drainage; HR Wallingford: Wallingford, UK.
- IFW (1982): Dokumentation des Programmes FGMOD (Flussgebietsmodell). Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover (unveröffentlicht).
- IHW (2000): Die Beurteilung von Einzugsgebieten und ihren Teilflächen nach der Abflussbereitschaft unter Berücksichtigung der landwirtschaftlichen Nutzung - aufgezeigt an drei Einzugsgebieten in Rheinland-Pfalz. Bericht.-Nr. B003, IHW, ETH Zürich, Zürich.
- Jacob, D. (1995): REMO - a model for climate research and weather forecast. In: Conference proceedings of the first study conference on BALTEX, Visby, Sweden. International BALTEX Secretariat, Publication No. 3, p. 99.
- Jury W. A., Gardner W.R., Gardner W. H. (1991): Soil physics, 5th Edition, John Wiley, New York.
- Kidd, C.H.R. (1978): Rainfall-runoff processes over urban surfaces. In Proceedings of the International Urban Hydrology Workshop, Institute of Hydrology, Wallingford, UK, April 1978.
- Kirpich, Z. P. (1940): Time of concentration of small agricultural watersheds. Civil Eng. 10, Nr. 6. Dyck Teil 2, Seite 347
- Knauf, D. (1980): Die Berechnung des Abflusses aus einer Schneedecke. In: DVWK (Hrsg.) (1980): Analyse und Berechnung oberirdischer Abflüsse. DVWK-Schriften, Heft 46, 95-135. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Bonn.
- Koch, M. (2003): Skript zur Vorlesung Ingenieurhydrologie 1, Kap. 5: Verdunstung. www.uni-kassel.de/fb14/geohydraulik/Lehre/Hydrologie_I/skript/Skript_Hydro_I.html
- Koehler, G. (1971): Ermittlung maßgebender Abflussdaten für kleinere Vorfluter mit Hilfe kurzzeitiger Naturmessungen. Mitteilungen des Institutes für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau. Technische Universität Hannover, Heft 23.
- Koivusalo, H., Kokkonen, T. (2002): Snow processes in a deciduous forest and in a coniferous forest. Journal of Hydrology, 262, 145-164.
- Konz, M., Seibert, J. (2010): On the value of glacier mass balances for hydrological model calibration. Journal of Hydrology, 385: 238-246.
- Krauter, G. (2005): Entwicklung eines Ansatzes zur Abschätzung der Geometrie von Fließgewässern. Ingenieurbüro Dr. K. Ludwig, Karlsruhe im Auftrag von LUBW und LUWG (unveröffentlicht).
- Kremer, M., Brahmer, G. (2013): Simulation und Vorhersage von Wassertemperaturen an hessischen Fließgewässern. Jahresbericht 2012 des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, Wiesbaden, S. 31 - 38.

- Krumm, J. (2011): Model-based Analysis and Prediction of Groundwater Recharge Using LARSIM and HYDRUS-1D. Master Thesis, Institute of Groundwater Management, TU Dresden.
- Krumm, J., Haag, I., Moretti, G., Henning, K. (2014): Simulation und Regionalisierung von Niedrigwasserabflüssen unter Berücksichtigung von Kläranlagen. LARSIM-Workshop 2014, KIT Karlsruhe.
- Langaas, S. (Ed.) (1992): Global Recource Information Database - GRID - Arendal Report Series No. 1: Regional enviromental GIS-data sets of the nordic countries and the Baltic Sea drainage basin: A documentation. GRID, Arendal, Norway.
- Laurent, S., Hangen-Brodersen, Ch., Ehret, U., Meyer, I., Moritz, K., Vogelbacher, A., Holle, F.-K. (2010): Forecast Uncertainties in the Operational Flood Forecasting of the Bavarian Danube Catchment. In: M. Brilly, (Ed.), Hydrological Processes of the Danube River Basin. Springer Dordrecht Heidelberg London New York.
- Lauscher, F. (1934): Beziehungen zwischen der Sonnenscheindauer und Strahlungssummen für alle Zonen der Erde. Meteorol. Z. 51, 437.
- LAWA (1991): Grundlagen für die Beurteilung der Wärmebelastung von Gewässern. Teil 1: Binnengewässer. Länderarbeitsgemeinschaft Wasser.
- Leibundgut, Ch., Uhlenbrook, S. (1997): Abflussbildung bei Hochwasser. Bd. 5 der Materialien zum Hochwasserschutz am Rhein, herausgegeben vom Ministerium für Umwelt und Forsten, Rheinland-Pfalz.
- Lehning, M., Völksch, I., Gustafsson, D., Nguyen, T. A., Stähli, M., Zappa, M. (2006): AL-PINE3D: a detailed model of mountain surface processes and its application to snow hydrology. Hydrol. Process., 20: 2111–2128. doi:10.1002/hyp.6204
- Lemmlä, R., Kuusito, E. (1974): Evaporation from snow-cover. Hydrol. Sc. Bull. 19 (4), pp. 543-548.
- Leopold, L. B., Maddock, T. jr. (1953): The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. Geological Survey Professional Paper 252, United States Goverment Printing Office, Washington.
- LfU (1999a): Hochwasserabfluss-Wahrscheinlichkeiten in Baden-Württemberg. Schriftenreihe Oberirdische Gewässer, Gewässerökologie, Band 54. Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe.
- LfU (1999b): Das Wasserhaushaltmodell Neckar. Untersuchung des Ingenieurbüros Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- LfU (1999c): Wasserhaushaltmodell für das Einzugsgebiet der Donau bis zur Illermündung. Untersuchung des Ingenieurbüros Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- LfU (1999d): Weiterentwicklung des Wasserhaushaltmodells für den Neckar. Untersuchung des Ingenieurbüros Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- LfU (2004): Analyse der Auswirkungen dezentraler Hochwasserschutzmaßnahmen mit hochauflösenden Wasserhaushaltmodellen. Untersuchung des Ingenieurbüros Dr. K. Ludwig, Karlsruhe, im Auftrag der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).

- Liebert, J., Ihringer, J., Preuß, P., Haag, I. (2016): Berücksichtigung von Kläranlageneinflüssen bei der Regionalisierung von Mittel- und Niedrigwasser-Kennwerten für Baden-Württemberg. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 37.16, S. 143-153.
- Liebscher, H.-J. (1992): Internationale Aktivitäten auf dem Gebiet der Regionalisierung. In: DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. XI der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft, S. 63 - 75.
- Lohmann, D., Raschke, E., Nijssen, B., Lettenmaier, D. P. (1998): Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model. *Journal of Hydrology*, 43, 131 – 141.
- LUBW (2006a): Weiterentwicklung des Schneemodells und Vereinheitlichung der Energiebilanzansätze in LARSIM. Ing.-Büro Dr.-Ing. Karl Ludwig im Auftrag der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- LUBW (2006b): Zusätzliche LARSIM-Routinen zur Simulation der Schneedynamik, des Bodenwärmestroms und der Frostversiegelung. Ing.-Büro Dr.-Ing. Karl Ludwig im Auftrag der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- LUBW (2009): Verbesserung der Hochwasser-Vorhersage-Qualität an Pegeln des operationellen WHM für den Neckar mit 4 Abflusskomponenten. HYDRON Ingenieurgesellschaft im Auftrag der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- LUBW (2010): Verbesserte Extrapolation von dV/dQ -Beziehungen für Kocher und Jagst. HYDRON Ingenieurgesellschaft, im Auftrag der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- LUBW (2011a): Einfaches LARSIM-Modul zum Massentransport von Schnee und Eis in alpinen Einzugsgebieten. HYDRON Ingenieurgesellschaft, im Auftrag der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- LUBW (2011b): Analyse der mit den operationellen LARSIM-WHM für Baden-Württemberg berechneten Schnee- und Abflussdynamik im Winter 2010/2011. HYDRON Ingenieurgesellschaft, im Auftrag der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- LUBW (2013): Abfluss-Kennwerte in Baden-Württemberg – Hochwasserkennwerte. Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe; www.bw-abfluss.de
- LUBW (2018): LARSIM-Weiterentwicklungen für Starkregenereignisse. HYDRON Ingenieurgesellschaft, im Auftrag der Landesanstalt für Umwelt Baden-Württemberg (unveröffentlicht).
- LUBW & LUWG (2015): Auswertung von Messungen aus dem Rain-on-Snow-Projekt der Universität Freiburg zur Verbesserung der Schneesimulation in LARSIM. HYDRON GmbH im Auftrag der LUBW und des LUWG (unveröffentlicht).
- Luce, A. (2012): Untersuchung über die Nachführung der Grenztemperatur Schnee im Rahmen der operationellen Abflussvorhersage mit LARSIM. HYDRON Ingenieurgesellschaft im Auftrag des Bayerischen Landesamts für Umwelt, Augsburg (unveröffentlicht).

- Luce, A., Haag, I., Bremicker, M. (2006): Einsatz von Wasserhaushaltsmodellen zur kontinuierlichen Abflussvorhersage in Baden-Württemberg. *Hydrologie und Wasserbe- wirtschaftung*, 50(2), 58 – 66
- Ludwig, K. (1978): Systematische Berechnung von Hochwasser-Abflussvorgängen mit Flussgebietsmodellen. In: *Mitteilungen des Institutes für Hydrologie, Wasserwirtschaft und landwirtschaftlichen Wasserbau der Technischen Universität Hannover*, Nr. 44, S. 263 - 462.
- Ludwig, K. (1982): The Program System FGMOD for Calculation of Runoff Processes in River Basins. *Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung* 23, S. 25-37.
- Ludwig, K. (1989): Hochwasservorhersage für große, semiaride Einzugsgebiete am Beispiel des Gelben Flusses. *Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover*, Heft 70.
- Luo, L. F. et al. (2003): Effects of frozen soil on soil temperature, spring infiltration, and runoff: Results from the PILPS 2(d) experiment at Valdai, Russia. *Journal of Hydrometeorology*, 4(2), 334-351.
- Lutz, L. (1984): Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebiets- kenngrößen. Dissertation, Universität Karlsruhe.
- LUWG (2010): Integration des Abflusspotenzials in das LARSIM-Bodenmodul mit erweiterten Parametern. HYDRON Ingenieurgesellschaft, im Auftrag des Landesamts für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz (unveröffentlicht).
- Maniak, U. (2005): *Hydrologie und Wasserwirtschaft: Eine Einführung für Ingenieure*. Springer-Verlag.
- Maurer, T. (1997): Physikalisch begründete zeitkontinuierliche Modellierung des Wasser- transports in kleinen ländlichen Einzugsgebieten. *Mitteilungen des Institutes für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe*, Heft 61.
- Mehlhorn, J., Lindenlaub, M., Leibundgut, Ch. (1997): Improving hydrological process modelling by coupling a rainfall-runoff model with tracer techniques. In: *Extended Abstracts of the International Conference on Regionalisation in Hydrology*, 10.-14.3.1997, Braunschweig. Heft 25 der Schriftenreihe Landschaftsökologie und Umweltforschung, Institut für Geographie und Geoökologie, Universität Braunschweig.
- Meier, W.K., 2002: Modellierung der Auswirkungen von Wasserkraftanlagen auf physikalische und chemische Eigenschaften von Bergbächen. Dissertation ETH Zürich, Diss. ETH Nr. 14526, Zürich.
- Mohseni, O., Stefan, H.G., 1999: Stream temperature/air temperature relationship: a physical interpretation. In: *Journal of Hydrology* 218, S. 128-141.
- Mollemann, R. E., Boden, T. A. (1985): Major world ecosystem complexes rankend by carbon in live vegetation: A database. Documentation report published by the Carbon Dioxide Information Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.
- Monteith, J. L. (Ed.) (1979): *Vegetation and the atmosphere*. Academic Press, London.
- Mousavi Maleki, S.A., Hizam, H., Gomes, C. (2017): Estimation of Hourly, Daily and Monthly Global Solar Radiation on Inclined Surfaces: Models Re-Visited. *Energies* 10, 134.
- Nash, J. E. (1959): Systematic Determination of Unit Hydrograph Parameters. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 64, 118.
- Nash, J. E., Sutcliffe, J. V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. 1. A discussion of principles. *J. Hydrology*, 10, pp. 282-290.

- Naef, F., Margreth, M., Schmocker-Fackel, P., Scherrer, S. (2007): Entwicklung und Anwendung eines Regelwerkes zur automatischen Erstellung von Abflussprozesskarten in einem GIS. Mitteilungen FAWV, Nr. 64/07, 183-191.
- NLW (1984): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Weser- und Emsgebiet, Abflussjahr 1983. Herausgeber: Niedersächsisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Hildesheim.
- Orgill, J.F., Hollands, K.G.T. (1977): Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface. *Sol. Energy* 19: 357–359.
- Penman, H. L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Meteorol. Soc. A*, 193, pp. 120-145.
- Peschke, G. (1985): Zur Bildung und Berechnung von Regenabfluss. *Wissenschaft. Zeitschrift der TU Dresden*, Nr. 34(4), 195-200.
- Plate, E. J. (1992): Skalen in der Hydrologie: Zur Definition von Begriffen. In: DFG (1992): Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung Nr. X1 der Senatskommission für Wasserforschung, Deutsche Forschungsgemeinschaft, S. 33-44.
- Pratt, C.J.; Harrison, J.J. (1986): Development and assessment of a runoff simulation model for Clifton Grove catchment. In *Proceedings of the Urban Drainage Modelling*, Dubrovnik, Croatia, 8–11 April 1986; Pergamon Press: London, UK, 1986; pp. 293–303.
- Press, W. H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W. T., Flannery, B. P. (1996): *Numerical Recipes in FORTRAN 90: The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Rachner, M. (1987): Verdunstung von der Oberfläche der Schneedecke. Ergebnisse der an der Forschungsstation Harzgerode durchgeführten Messungen. *Z. Meteorol.* 37, S. 285-290.
- Rammal, M., & Berthier, E. (2020): Runoff losses on urban surfaces during frequent rainfall events: a review of observations and modeling attempts. *Water*, 12(10), 2777.
- Rankinen, K., Karvonen, T., Butterfield, D. (2004): A simple model for predicting soil temperature in snow-covered and seasonally frozen soil: model description and testing. *Hydrology & Earth System Sciences*, 8(4), 706-716.
- Richter, D. (1988): Methodische Grundlagen zur Bestimmung der Albedo und der langwellige Gegenstrahlung von der freien Wasseroberfläche sowie der langwelligen Gegenstrahlung der Atmosphäre. *Z. Meteorol.* 38 (1988), Heft 4
- Ries, F., Kirn, L., Weiler, M. (2018): Validierung von Oberflächenabflüssen nach Starkregen an Hängen in Baden-Württemberg. Projektbericht der Universität Freiburg im Auftrag der LUBW.
- Roald, L., Nordseth, K., Hassel, K. A. (Eds.) (1989): FRIENDS in hydrology. IAHS Publ. No. 187. IAHS-Press, Wallingford/UK.
- Rössert, R. (1988): *Hydraulik im Wasserbau*, 7. Auflage. R. Oldenbourg Verlag, München und Wien.
- Scheffer, F., Schachtschabel, P. (1984): *Lehrbuch der Bodenkunde*, 11. Auflage. Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- Scheuer, S. (1999): LARSIM-Modell - Ein Instrument der Flussgebietsplanung eingesetzt am Beispiel der Seefelder Aach. Diplomarbeit am Institut für Hydrologie, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg (unveröffentlicht).

- Scherrer, S. (1997): Abflussbildung bei Starkniederschlägen – Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Heft 147, ETH Zürich.
- Scherrer, S., Naef, F. (2003): A decision scheme to indicate dominant hydrological flow processes on temperate grassland. *Hydrological Processes*, 17, 391-401.
- Schulla, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Zürcher Geographische Schriften, Heft 69, Geographisches Institut, ETH Zürich.
- Schulla, J., Jasper, K. (2007): Model Description WaSiM-ETH. Technical report, pp. 181. Chapter 9.1: Glacier model (S. 157 - 159)
- Schwarze, R., Dröge, W., Opherden, K. (1997): Regional analysis and modelling of ground-water runoff components from small catchments in solid rock areas. In: Extended Abstracts of the International Conference on Regionalisation in Hydrology, 10. - 14.3.1997, Braunschweig. Heft 25 der Schriftenreihe Landschaftökologie und Umweltforschung, Institut für Geographie und Geoökologie, Universität Braunschweig.
- Seibert, J. (2005): HBV light – Version 2. Stockholm University, Department of Physical Geography and Quaternary Geology-
- Sevruk, B. (1989): Reliability of precipitation measurement. In: Workshop of precipitation measurement, St. Moritz, Dezember 1989.
- SFB81 (1980): Quantitative Abflussmodelle in einem voralpinen Flussystem. Schlussbericht für das Teilprojekt B2 im Sonderforschungsbereich 81 der Technischen Universität München.
- Shanley, J. B., Chalmers, A (1999): The effect of frozen soil on snowmelt runoff at Sleepers River, Vermont. *Hydrological Processes*, 13(12-13), 1843-1857.
- Singh, V. P. (ed.) (1995): Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA.
- Singh, V. P. (ed.) (2002a): Mathematical models of large watershed hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA.
- Singh, V. P. (ed.) (2002b): Mathematical models of small watershed hydrology and applications. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, USA.
- Sinokrot, B.A., Stefan H.G. (1993): Stream Temperature Dynamics: Measurements and Modeling. *Water Resources Research*, 29(7), 2299-2312.
- Spittelhouse, D. L., Winkler R. D. (2004): Snowmelt in a forest and a clearcut. 72nd Western Snow Conference, 2004.
- Stahl, N., Haag, I., Luce, A. (2012): Erweiterung eines Abflussvorhersagemodells um Interaktionen zwischen Grund- und Oberflächenwasser in alpinen und voralpinen Schotterkörpern. In: Weiler, M. (Hrsg.): Wasser ohne Grenzen, Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 31.12, S. 336-337
- Stahl, K., Weiler, M., Freudiger, D., Kohn, I., Seibert, J., Vis, M., Gerlinger, K., Böhm, M. (2016): Abflussanteile aus Schnee- und Gletscherschmelze im Rhein und seinen Zuflüssen vor dem Hintergrund des Klimawandels. Endbericht an die Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR)
- Steinbrich, A., Leistert, H., Weiler, M. (2016): Model-based quantification of runoff generation processes at high spatial and temporal resolution. *Environ Earth Sci* (2016)75:1423

- Tamai, K., Abe, T., Araki, M., Ito, H. (1999): Radiation budget, soil heat flux and latent heat flux at the forest floor in warm, temperate mixed forest. *Hydrological Processes*, 12 (13-14), 2105-2114.
- Tarboton, D. G., Luce, C. H. (1996): Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB). Utah Water Research Laboratory und USDA Forest Service.
- Thompson, N., Barrie, I. A. and Ayles, M. (1981): The Meteorological Office rainfall and evaporation calculation system: MORECS (July 1981). *Hydrological Memorandum No. 45*.
- Todini, E. (1996): The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 175, 339 – 382.
- UBA (Hrsg.) (1995): Entwicklung eines mathematischen Modells zur Untersuchung des Einflusses von Klima- und Landnutzungsänderungen auf den Hoch- und Niedrigwasserabfluss im Einzugsgebiet der Mosel sowie zur Echtzeitvorhersage unter Verwendung von Fernerkundungstechniken. *Forschungsbericht UBA-FB Wasser 102 01 304, Umweltforschungsplan des Bundesministers für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit*.
- UMBW (2003): Hochwassergefahr und Strategien zur Schadensminderung in Baden-Württemberg. – Eine Leitlinie des Ministeriums für Umwelt und Verkehr, des Innenministeriums und des Wirtschaftsministeriums Baden-Württemberg. www.hochwasser.baden-wuerttemberg.de
- U.S. Soil Conservation Service (SCS) (1986). *Urban Hydrology for Small Watersheds*. (Technical Release 55), U.S. Department of Agriculture.
- Van Genuchten, M. T. (1980): A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892 - 898.
- Varga, D, Haag, I. (2013): Operationelle Niedrigwasserklassifizierung -Entscheidungsgrundlage zur Anpassung des Niedrigwassermanagements an Klimawandel und Landnutzungsänderungen (NieKlass BW). *Forschungsbericht KLIMOPASS*, Herausgegeben durch die LUBW.
- Vose, J. M., Swank, W. T. (1991): A Soil Temperature Model for Closed Canopied Forest Stands. *USDA Forest Service, Southeastern Forest Research Station. Research Paper SE-281*.
- Wasserwirtschaftsamt Weilheim (2011): Verbesserung der Schneesimulation im WHM Sylvensteinspeicher durch eine differenzierte Abbildung der Höhenzonierung in LARSIM. HYDRON Ingenieurgesellschaft, im Auftrag des Wasserwirtschaftsamts Weilheim (unveröffentlicht).
- Weiler M. H. (2001): Mechanisms controlling macropore flow during infiltration. Dye tracer experiments and simulations. *Dissertation ETH Zürich, Diss. ETHZ Nr. 14237*.
- Weischet, W. (1983): Einführung in die allgemeine Klimatologie. Physikalische und meteorologische Grundlagen. Verlag Teubner, Stuttgart.
- Wendel, S., Neumann, J., Gerlinger, K. (2013): Fallstudie Allgäu – Auswirkungen des Klimawandels auf den Grundwasserhaushalt und die Wasserversorgung. Posterbeitrag zum Tag der Hydrologie 2013, Bern.
- Wigmosta, M. S., Lance, L. W., Lettenmaier, D. P. (1994): A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. In: *Water Resources Research*, Vol. 30, No. 6, pp. 1665 - 1679.
- Williams, J. R. (1969): Flood routing with variable travel time or variable storage coefficients. *Transactions of the ASAE*, p. 100.

- WMO (World Meteorological Organization) (1988a): Concept of the Global Energy and Water Cycle Experiment. Technical report, WCRP-5, WMO/TD No. 215, Geneva, Switzerland.
- WMO (World Meteorological Organization) (1988b): Analyzing long time series of hydrological data with respect to climate variability. WCAP-3, WMO/TD-No. 224, Geneva, Switzerland.
- Wohlrab, B., Ernstberger, H., Meuser, A., Sokollek, V. (1992): Landschaftswasserhaushalt. Wasserkreislauf und Gewässer im ländlichen Raum. Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.
- Zeller, J. (1965): Die "Regime-Theorie", eine Methode zur Bemessung stabiler Flussgerinne. In: Schweizerische Bauzeitung, 83. Jahrgang, Teil 1: S. 67-72 in Heft 5 und Teil 2: S. 87-93 in Heft 6.
- Zhao, R. J. (1977): Flood forecasting method for humid regions of China. East China Institute of Hydraulic Engineering, Nanjing, China.
- Zimmerling B., Schmidt W. A., (2002): Vorbeugender Hochwasserschutz in landwirtschaftlich genutzten Gebieten. In: Sieker F. Endbericht, DBU Projekt AZ 15877, Osnabrück., 43-70.
- Zingg, Th. (1951): Beziehungen zwischen Temperatur und Schmelzwasser und ihre Bedeutung für Niederschlags- und Abflussfragen. IAHS Publ. No. 32, 266-269.

BESCHREIBUNG NICHT ABWÄRTSKOMPATIBLER KORREKTUREN

BODENWÄRMESTROM

Bis zur LARSIM-Revision 826 wurde der Bodenwärmestrom mit einer aus dem MORECS-Schema übernommenen Parametrisierung berechnet, bei der die Anzahl der Tag- und Nachtstunden jedoch nicht korrekt bestimmt wurde.

Für den Bodenwärmestrom am Tag galt demnach:

$$G_d = C_r \left(R_{NL} + \frac{(1 - \alpha) R_C}{t_2 - t_1} \right)$$

mit:

G_d	[W/m ²]	Bodenwärmestrom am Tag
C_r	[\cdot]	Koeffizient (0,3 für unbewachsenen Boden, = 0,2 für grasbedeckte Oberfläche und 0,3 - 0,03 LAI für vegetationsbedeckte Oberfläche)

Für den Bodenwärmestrom in der Nacht galt:

$$G_n = \frac{P - (t_2 - t_1) G_d}{2 t_1}$$

mit:

G_n	[W/m ²]	Bodenwärmestrom in der Nacht
P	[Wh/m ²]	Mittlere tägl. Wärmespeicherung im Boden (tabellierte Werte in MORECS: Jan. bis Dez.: -137, -75, 30, 167, 236, 252, 213, 69, -85, -206, -256, -206)

Mit LARSIM-Revision 827 wurde die Berechnung zur Anzahl der Tages- und Nachtstunden korrigiert.

HÖHENKORREKTUR DES LUFTDRUCKS

Bis zur LARSIM-Revision 826 wurde eine einfache Annäherung der Barometrischen Höhenformel verwendet, aus der sich eine Abnahme des Luftdrucks um 12,5 hPa pro 100 Höhenmeter ergibt. Dies kann als gute Näherung für bodennahe Luftsichten angesehen werden. Bei größeren Höhen können jedoch deutliche Abweichungen im Vergleich zur Anwendung der barometrischen Höhenformel auftreten. Daher wurde mit Revision 827 eine verbesserte Abschätzung der höhenabhängigen Luftdruckkorrektur eingeführt.