

**Erfassung und Modellierung der Schneeschmelzerosion  
am Beispiel der Kleineinzugsgebiete  
Schäfertal (Deutschland) und Lubazhinka (Russland)**

Habilitationsschrift

zur Erlangung des akademischen Grades

Doctor rerum naturalium habitatus  
Dr. rer. nat. habil.

vorgelegt

der Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau  
der TU Bergakademie Freiberg

von Dr. rer. nat. Gregor Ollesch

geboren am 7. Januar 1966 in Gelsenkirchen

Freiberg, 22. Juli 2008



## **Danksagung**

Eine Habilitation ist ohne die Mitwirkung von zahlreichen Kollegen nicht erreichbar. Diese Mitwirkung bezieht sich natürlich auf den Dialog und kritische Kommentierung der wissenschaftlichen Ansätze und Lösungswege; hier bin ich Prof. Ralph Meissner, Falkenberg/Halle, und Prof. Jürgen Schmidt, Freiberg, zu großem Dank verpflichtet. Die Gespräche waren für mich eine große Motivation. Bei Prof. Nicola Fohrer, Kiel und Prof. Gerhard Gerold, Göttingen bedanke ich mich für die Mühe, die mit der Begutachtung einer solchen Arbeit verbunden sind, und die sie auf sich genommen haben.

Die Geländearbeiten in Deutschland sind zum Teil unter widrigen winterlichen Bedingungen durchgeführt worden. Durch die Begeisterung, die sich bei I. Kistner, A. Wagner, H. Fritz und S. Tesch trotzdem aufbauen konnte, gelang es, für das Schäfertal einen ausgezeichneten Datensatz zu erstellen. Ohne die Unterstützung vor Ort durch G. Wenk und insbesondere H. John von der Hochschule Magdeburg-Stendal (FH) wären die Untersuchungen nicht durchführbar gewesen. Die Grundlage für Probenahmen während des russischen Winters und der Schneeschmelzen waren jedoch ungleich härter. Ohne die Kollegen in Pushchino wäre die Arbeit nicht erfolgreich gewesen; meinen Dank daher an Prof. Kerzhentsev, V. Demidov, J. Sukhanovsky, M. Volokitin, B. Son und V. Oustrumov für die Zusammenarbeit und die vielen angenehmen Stunden. Meinem ehemaligen Kollegen Karl-Erich Lindenschmidt (Winnipeg) danke ich für die Möglichkeit, mit ihm viele Fragen zu erörtern und für die Korrektur der englischsprachigen Zusammenfassung.

Meine Frau und meine beiden Töchtern haben diese Arbeit begleitet und auch längere Abwesenheiten klaglos hingenommen. Ohne diesen starken Rückhalt wäre die Arbeit nicht beendet worden.

Die Arbeit wurde durch Finanzmittel aus den BMBF Forschungsvorhaben mit den FKZ 02WT0099, 02WT0480 und 02WT0913 ermöglicht.



# Gliederung

Gliederung	V
Liste der Abbildungen	VII
Liste der Tabellen	XII
<b>1 Einleitung und Fragestellung</b>	<b>3</b>
1.1 Bodenerosion und Sedimentfracht in Einzugsgebieten	3
1.1.1 <i>Abflussbildung, Bodenerosion und Sedimentaustrag</i>	3
1.1.2 <i>Winterliche Situationen</i>	5
1.2 Modellierungsansätze	13
1.2.1 <i>Modelle und Modellkopplungen</i>	13
1.2.2 <i>Probleme der Modellanwendung</i>	17
1.3 Wissensdefizite und Zielstellung	23
<b>2 Untersuchungsgebiete und Methoden</b>	<b>25</b>
2.1 Schäfertal	25
2.1.1 <i>Naturraum</i>	25
2.1.2 <i>Methoden</i>	28
2.2 Lubazhinkha	31
2.2.1 <i>Naturraum</i>	31
2.2.2 <i>Methoden</i>	36
2.3 Datenverarbeitung	38
<b>3 Ergebnisse und Diskussion des Monitorings in den Einzugsgebieten</b>	<b>41</b>
3.1 Schäfertal	41
3.1.1 <i>Abflussbildung</i>	41
3.1.2 <i>Stoffausträge bei Hochwasserereignissen</i>	45
3.2 Lubazhinkha	54
3.2.1 <i>Bedeutung der Schneeschmelze für den Stoffaustrag</i>	54
3.2.2 <i>Stoffdynamik während der Schneeschmelze</i>	57
<b>4 Modellentwicklung</b>	<b>69</b>
4.1 Zielstellungen der Modellmodifikation und -entwicklung	69
4.2 WASIM-AGNPS	70
4.2.1 <i>Wasserhaushaltsmodell WASIM</i>	70
4.2.2 <i>Stofftransportmodell AGNPS</i>	72
4.2.3 <i>Schnittstelle WASIM-AGNPS</i>	74
4.3 Modifikation von WASIM für winterliche Abflussbildung	76
4.3.1 <i>Grundlagen</i>	76
4.3.2 <i>Datenerhebung</i>	77
4.3.3 <i>Sensorauswahl</i>	77
4.3.4 <i>Ergebnisse</i>	79
4.3.5 <i>Empirisches Modell</i>	82
4.3.6 <i>Bodentemperaturteilmodul</i>	83

4.3.7 <i>Anpassung mit Daten aus dem Einzugsgebiet Lubazhinka</i>	85
4.4 Schneeschmelzerosionsmodell (SMEM)	87
4.4.1 <i>Rillenprofil</i>	87
4.4.2 <i>Bodenerosion</i>	90
4.4.3 <i>Technische Umsetzung</i>	96
4.5 Modellsystem IWAN	97
4.5.1 <i>Schnittstelle SMEM-AGNPS</i>	97
4.5.2 <i>Graphische Benutzeroberfläche</i>	99
<b>5 Modellergebnisse und Diskussion</b>	<b>105</b>
5.1 Schäfertal	105
5.1.1 <i>Bodentemperatur</i>	105
5.1.2 <i>Hydrologie</i>	108
5.1.3 <i>Schneeschmelzerosion</i>	113
5.1.4 <i>Sedimentfracht</i>	120
5.2 Lubazhinka	126
5.2.1 <i>Hydrologie</i>	126
5.2.2 <i>Schneeschmelzerosion</i>	133
5.2.3 <i>Sedimentfracht</i>	137
<b>6 Szenariorechnungen</b>	<b>143</b>
6.1 Klimaszenarien Schäfertal	143
6.1.1 <i>Szenarienauswahl</i>	143
6.1.2 <i>Modellergebnisse und Diskussion</i>	148
6.2 Landnutzungsszenarien Lubazhinka	158
6.2.1 <i>Szenarienauswahl</i>	158
6.2.2 <i>Modellergebnisse und Diskussion</i>	163
<b>7 Schlussfolgerungen</b>	<b>169</b>
7.1 Einzugsgebiete	169
7.2 Modellsystem IWAN	172
7.3 Szenarien	176
7.4 Forschungsbedarf	178
<b>8 Zusammenfassung</b>	<b>179</b>
<b>9 Summary</b>	<b>189</b>
<b>10 Literatur</b>	<b>199</b>
<b>Appendix</b>	<b>207</b>
Abkürzungen	
Modellübersicht	
Quellcode (VBA)	

## Liste der Abbildungen

- Abb. 1.1: *Baihe Fluss im Juli 2006; Beispiel für einen Fluss mit hoher Belastung an Sediment, die die Wasserqualität im Miyun-Trinkwasserreservoir nördlich von Peking, China, beeinträchtigt*
- Abb. 1.2: *Vergleich der Bodenfeuchte und Infiltrationsrate für unterschiedliche Bodenarten in gefrorenem und ungefrorenem Zustand (McCauley et al. 2002)*
- Abb. 1.3: *Konzentrierter Abfluss mit sichtbarer Trübung als Hinweis auf Sedimenttransport während einer Schneeschmelze bei Hartha b. Döbeln (A) und ein Beispiel für die damit verbundenen Erosionschäden (B) (Fotos 12.04.04, H. Fritz 2004)*
- Abb. 1.4: *Abfluss-Erosionsbeziehung bei zwei unterschiedlichen Bearbeitungsmethoden; langjährige Durchschnittswerte von Daten von Messparzellen (Daten in Lundekvam 2007)*
- Abb. 2.1: *Das Untersuchungsgebiet Schäfertal mit Landnutzung; die eingesetzte Karte zeigt die Lage innerhalb Deutschlands*
- Abb. 2.2: *Klimadiagramm für den östlichen Unterharz, meteorologische Station Harzgerode (Daten aus Wenk et al. 1998)*
- Abb. 2.3: *Bodentypengesellschaften im Untersuchungsgebiet Schäfertal*
- Abb. 2.4: *Profil einer typischen Braunerde auf dem südexponierten Hang des Schäfertals*
- Abb. 2.5: *Prozentuale Landnutzungsverteilung im Schäfertal*
- Abb. 2.6: *Blick in das Untersuchungsgebiet Schäfertal in Richtung Nordosten*
- Abb. 2.7: *Probenahmestelle und technische Ausrüstung am Gebietsauslass des Schäfertals*
- Abb. 2.8: *Das Untersuchungsgebiet Lubazhinka mit Landnutzung; die eingesetzte Karte zeigt die Lage innerhalb Russlands*
- Abb. 2.9: *Klimadiagramm für die Lubazhinkharegion, meteorologische Station Serpukhov (Daten „Priogko Terrasnij Zapovednik“ Biosphärenreservat)*
- Abb. 2.10: *Übersicht über die Bodenvergesellschaftung im Lubazhinkhaeinzugsgebiet und erosive Kappung (a und b markieren die Lage der Bodenprofile aus Abb. 2.11)*
- Abb. 2.11: *Profilbeispiele für Graue Waldböden im Untersuchungsgebiet; a) Ah Horizont mit typischer Mächtigkeit und leichter Podsolierung im unteren Ah Bereich, b) erosiv gekappter Oberboden auf einem Ackerstandort, der seit sieben Jahren als Grünland genutzt wird (zur Lage der Profile siehe Abb. 2.10)*
- Abb. 2.12: *Prozentuale Landnutzungsverteilung und Flächenangaben in km<sup>2</sup> im „Lubazhinkha-einzugsgebiet“*
- Abb. 2.13: *Box-Plots zur Verteilung der Hangneigung in Bezug auf die vier häufigsten Landnutzungstypen im Lubazhinkhaeinzugsgebiet*
- Abb. 2.14: *Probenahmestelle am Gebietsauslass „Damm“ des russischen Untersuchungsgebietes*
- Abb. 2.15: *Bild der meteorologischen Station, die während der Untersuchungsperiode aufgebaut wurde*
- Abb. 2.16: *Startoberfläche des Zeitreiheninformationssystems ZIS-GeloG*
- Abb. 3.1: *Abflussganglinie des Baches im Schäfertal von 1992 bis 2002*
- Abb. 3.2: *Abflussentwicklung während des Hochwasserereignisses im Februar 2001*
- Abb. 3.3: *Abflussentwicklung während des Hochwasserereignisses im Januar 2002*
- Abb. 3.4: *Hysteresekurven der Grundwasserstände an einem Beobachtungsrohr für die beiden ausgewählten Ereignisse*
- Abb. 3.5: *Beispiel für die Trübung des Abflusses am Gebietsauslass des Schäfertals während eines Schneeschmelzereignisses*
- Abb. 3.6: *Verhältnis Abfluss zu Schwebstoffkonzentration (SSC) auf der Basis einzelner Ereignisse*
- Abb. 3.7: *Abfluss – Sedimentkonzentrationsbeziehung als Hysteresekurven*
- Abb. 3.8: *Verhältnis der Schwebstoffkonzentration (SSC) zu Gesamtposphor bei den zwei diskutierten Ereignissen und der Grundbeprobung*
- Abb. 3.9: *Netto-Erosion und Netto-Phosphoraustrag für acht Einzelereignisse; eingesetzte Karten zeigen den im Zeitraum gedüngten Schlag an*
- Abb. 3.10: *Jahresverteilung des Niederschlags, des Abflusses und der Sedimentfracht im Lubazhinkha-einzugsgebiet für 1981*

- Abb. 3.11: Box-Plot-Darstellung der monatlichen Sedimentaustragsmenge aus dem Lubazhinkha-einzugsgebiet auf der Basis von acht Messjahren
- Abb. 3.12: Darstellung der Beeinflussung der Erosionsintensität durch die Schneeschmelzdynamik
- Abb. 3.13: Zeitliche Dynamik des Abflusses, der Sediment-, DOC- und Phosphorkonzentration während der Schneeschmelze 2003 im Lubazhinkhaeinzugsgebiet
- Abb. 3.14: Scatterplotdarstellung der Abhängigkeiten von Stoffkonzentrationen während der Schneeschmelze 2003 im Lubazhinkhaeinzugsgebiet
- Abb. 3.15: Abfluss-Kalziumkonzentrationsverhältnis für die drei Messpunkte im Lubazhinkhaeinzugsgebiet (Ca1 Lubazhinkha, Ca2 linker Zustrom, Ca3 Auslass)
- Abb. 3.16: DOC-Kaliumkonzentrationsverhältnis bei unterschiedlichen Abflusssituationen (HQ entspricht  $>2,5 \text{ mm d}^{-1}$  Tagesabfluss)
- Abb. 3.17: DOC-Phosphorkonzentrationsverhältnis bei unterschiedlichen Abflusssituationen (HQ entspricht  $>2,5 \text{ mm d}^{-1}$  Tagesabfluss)
- Abb. 3.18: Box-Plot Darstellungen der Konzentrationsverteilungen bei HQ  $>2,5 \text{ mm d}^{-1}$  Tagesabfluss von DOC, K und Phosphor für die drei Probenahmestellen im Lubazhinkhaeinzugsgebiet (Dam ist Damm, Luba ist Lubazhinkha, Links ist linker Zustrom)
- Abb. 3.19: Hysteresekurven der Abfluss-Sedimentkonzentration für die drei Schneeschmelzen (SSC2003 entspricht dem Jahr 2003)
- Abb. 3.20: Hysteresekurven der Abfluss-Phosphorkonzentration für die drei Schneeschmelzen (P2003 entspricht dem Jahr 2003)
- 
- Abb. 4.1: Datenfluss im Wasserhaushaltsmodell WASIM bei Richards Ansatz. Aus: Schulla 1998 SCHULLA, J., JASPER, K. (1998): Modellbeschreibung WaSiM-ETH. ETH Zürich (<http://homepage.hispeed.ch/wasim/index.html>)
- Abb. 4.2: Gegenüberstellung der Sensitivität ausgewählter Parameter für den Abfluss (CN - AGNPS;  $c_k$ ,  $k_{rec}$  und  $d_r$  - WASIM) ( $c_k$  Begrenzungsfaktor für den Wasserfluss zwischen zwei Schichten,  $k_{rec}$  Rezessionskoeffizient für die Abnahmen der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens mit der Tiefe,  $d_r$  als Drainagedichte zur Ausbildung von lateralen Wasserflüssen)
- Abb. 4.3: Räumliche Differenzierung der Abflussbildung: a) SCS-CN aus AGNPS und b) Richardsansatz aus WASIM (unkalibriert)
- Abb. 4.4: Auszug aus der Steuerdatei
- Abb. 4.5: Zeitliche Dynamik der Luft-, Bodenoberflächen- und Bodentemperatur in 10 cm Tiefe, gemessen im Messgarten Schäfertal
- Abb. 4.6: Räumliche Lage der Bodentemperatursensoren im Schäfertal
- Abb. 4.7: Bodentemperaturverlauf am Sensor 2/5, zweistündige Werte
- Abb. 4.8: Bodentemperaturverlauf am Sensor 2/5, Tagesmittelwerte aus zweistündigen Werten aggregiert
- Abb. 4.9: Häufigkeitsverteilungen der zweistündigen und aggregierten Bodentemperaturwerte (AIR2H ist Lufttemperatur in zweistündigen Intervallen gemessen, AIR24H Lufttemperatur auf Tageswerte aggregiert, DATA die jeweiligen Bodentemperaturwerte)
- Abb. 4.10: Clusterbaum der Bodentemperaturwerte und deren Gruppierung nach Landnutzung
- Abb. 4.11: Darstellung der unterschiedlichen Polynomanpassungen an den von Schneetagen bereinigten Datensatz
- Abb. 4.12: Erweiterung der WASIM Steuerdatei für das Bodenfrostmodul (fett markiert)
- Abb. 4.13: Messwerte von Querprofilen ausgewählter typischer Rillen im Lubazhinkhaeinzugsgebiet (Q ist Abfluss)
- Abb. 4.14: Beispiel für eine Erosionsrinne auf Brache im Lubazhinkhaeinzugsgebiet nach einer Schneeschmelze
- Abb. 4.15: Entwicklung des Böschungswinkels bei unterschiedlichen Abflüssen für Brache und Wintergetreide
- Abb. 4.16: Beispiel für eine Erosionsrinne auf Brache in einer dem Schäfertal benachbarten Mulde nach einer Schneeschmelze
- Abb. 4.17: Darstellung eines idealisierten Rillenprofils und Benennung wichtiger Kenngrößen
- Abb. 4.18: Berechnete Sohlgeschwindigkeit  $V_{\Delta}$  und kritische Sohlgeschwindigkeit  $V_{\Delta,cr1}$  in Abhängigkeit von der Aggregatgröße



- Abb. 4.19: Darstellung der Abhängigkeit der simulierten zellbezogenen Erosion von der Hangneigung im Modell AGNPS
- Abb. 4.20: Darstellung der simulierten zellbezogenen Erosion als Funktion von Hangneigung und Abflussakkumulation im Modell SMEM
- Abb. 4.21: Schema der Einzelmodelle und Verknüpfungen des Modellsystems IWAN
- Abb. 4.22: Screen shot der Startoberfläche von IWAN
- Abb. 4.23: Screen shot der Eingabemaske zur Definition der Dateipfade und Zugriffe
- Abb. 4.24: Screen shot der Oberfläche zur Parameterdefinition, hier die Festlegung der zeitlichen „Breakpoints“ für Landnutzungsvariablen
- Abb. 4.25: Screen shot der Oberfläche zur Parameterdefinition, hier die Festlegung der zeitlichen „Breakpoints“ für Bodenvariablen
- Abb. 4.26: Oberfläche zur Festlegung der Ausgaben, deren Namen und Pfadangabe
- 
- Abb. 5.1: Durchschnittliche Bodenoberflächentemperatur für das Jahr 1994/95, die mit dem Bodentemperaturteilm modul berechnet wurde
- Abb. 5.2: Räumliche Differenzierung der simulierten Bodenoberflächentemperatur für den 22.01.1995
- Abb. 5.3: Räumliche Differenzierung der simulierten Oberflächenabflussbildung für den 22.01.1995
- Abb. 5.4: Vergleich des Gesamtabflusses und der Oberflächenabflussentwicklung im Winter 1994/95 zwischen der WASIM-Originalversion und der mit dem Bodentemperaturteilm modul modifizierten Version
- Abb. 5.5: Vergleich des gemessenen und mit WASIM berechneten Tagesabflusses für den Zeitraum 1993 bis 2002
- Abb. 5.6: Box-Plot-Darstellung der Güte der hydrologischen Simulation mit WASIM als absoluten Fehler
- Abb. 5.7: Beobachteter Gesamtabfluss im Schäfertal und die simulierten Abflüsse mit WASIM
- Abb. 5.8: Räumliche Differenzierung des simulierten Oberflächenabflusses für das Ereignis vom a) 20.01.2002 und b) 26.02.2002
- Abb. 5.9: Durchschnittliche Sensitivität gegenüber der Erosion für ausgewählter Parameter in SMEM
- Abb. 5.10: Charakterisierung der nicht-linearen Sensitivität des Parameters  $D_{wsp}$  (Durchmesser wasserstabiler Aggregate) bei unterschiedlichen Manning Koeffizienten
- Abb. 5.11: Gegenüberstellung der gemessenen und mit SMEM simulierten Erosion für die Versuchspartzellen
- Fig. 5.12: Räumliche Differenzierung der simulierten Bodenerosion für das Ereignis vom a) 20.01.2002 und vom b) 26.02.2002
- Abb. 5.13: Oberflächenabflussbildung während einer Schneeschmelze auf einem Wintergetreideschlag im Schäfertal (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)
- Abb. 5.14: Oberflächenabflussbildung während einer Schneeschmelze auf einem Winterrapsfeld im Schäfertal (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)
- Abb. 5.15: Anzeichen von Oberflächenabflussbildung und Abflusskonzentration in einer Fahrspur nach einer Schneeschmelze auf einem Wintergetreideschlag im Schäfertal (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)
- Abb. 5.16: Räumliche Differenzierung der simulierten Sedimentfracht für das Ereignis vom a) 20.01.2002 und b) 26.02.2002
- Abb. 5.17: Darstellung der Unterschiede in der simulierten Sedimentfracht zwischen dem 20.01.2002 und dem 26.02.2002 als mathematische Differenz (26.02.2002 – 20.01.2001)
- Abb. 5.18: ANOVA Darstellung der Sedimentfracht auf dem südlichen bzw. nördlichen Hang im Schäfertal für die Ereignisse vom 20.01.2001 und 26.02.2002
- Abb. 5.19: Anzeichen von Sedimenttransport und Akkumulation auf einem Wintergetreideschlag im Schäfertal nach einer Schneeschmelze (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)
- Abb. 5.20: Übertrittsstelle von Oberflächenabfluss und Sediment vom Hang in das Gerinne während einer Schneeschmelze (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)
- Abb. 5.21: Darstellung der beobachteten und simulierten Abflüsse im Lubazhinkhaeinzugsgebiet für den Kalibrierungs- und Validierungszeitraum zum Vergleich der beiden Parametersätze

- Abb. 5.22: Vergleich der simulierten durchschnittlichen Einzugsgebietsbodenfeuchte im Wurzelraum sowie in der Bodensäule bis zum simulierten Grundwasserstand über den gesamten Modellierungszeitraum für die beiden Parametersätze (P1 ist Parametersatz 1; P2 Parametersatz 2)
- Abb. 5.23: Räumliche Differenzierung der Zellen mit Oberflächenabflussausbildung für zwei aufeinanderfolgende Tage mit Parametersatz 2 simuliert
- Abb. 5.24: Abflussentwicklung unter Wald während einer Schneeschmelze (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)
- Abb. 5.25: Beginnender Abfluss in einem Balka-ähnlichen Tälchen zu Beginn einer Schneeschmelze (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)
- Abb. 5.26: Oberflächenabflussentwicklung und Abflusskonzentration auf einer landwirtschaftlichen Nutzfläche (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)
- Abb. 5.27: Oberflächenabfluss im flachen Kuppenbereich einer Schwarzbrache (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)
- Abb. 5.28: Darstellung der Simulationsergebnisse der räumlich differenzierten Oberflächenabflussentwicklung für die drei Schneeschmelzen
- Abb. 5.29: Darstellung der Simulationsergebnisse der räumlich differenzierten zellbasierten Erosion für die drei Schneeschmelzen
- Abb. 5.30: Darstellung der relativen Häufigkeit der Erosionsklasse für den Schneeschmelztag 24.03.2004 mit geringem Waldflächenanteil
- Abb. 5.31: Darstellung der relativen Häufigkeit der Erosionsklasse für den Schneeschmelztag 09.04.2005 mit hohem Waldflächenanteil
- Abb. 5.32: Darstellung der Simulationsergebnisse der räumlich differenzierten Sedimentdeposition für die drei Schneeschmelze
- Abb. 5.33: Darstellung der Simulationsergebnisse der räumlich differenzierten Sedimentfracht für die drei Schneeschmelzen
- Abb. 5.34: Vergleich der Sedimentfrachten der beiden Hauptgerinne im Lubazhinkhaeeinzugsgebiet als relativer Wert (vgl. Abb. 2.8)
- 
- Abb. 6.1: Relative Abweichung der Winterniederschlagssumme (Jd 330-90) von der Jahresniederschlagssumme im Schäfertal für die Periode 1969-2004
- Abb. 6.2: Prozentuale Abweichung der täglichen Niederschlagssumme gemessen in 1.0 m Höhe und auf der Geländeoberfläche
- Abb. 6.3: Relative Abweichung der Winterdurchschnittstemperatur (Jd 330-90) von der Jahresdurchschnittstemperatur im Schäfertal für die Periode 1969-2004
- Abb. 6.4: Durchschnittliche Anzahl der Schneetage pro Schneeperiode (oben) und Summe der Schneetage (unten) für die ausgewählten Szenarien
- Abb. 6.5: Box-Plot Grafik der simulierten Schneewasseräquivalente für die ausgewählten Szenarien; die Szenarien mit Oberflächenabflussentwicklung sind rot hervorgehoben
- Abb. 6.6: Maximales Schneewasseräquivalent und Abflusscharakterisierung für alle Schneeperioden länger als zwei Tage in allen Szenarien
- Abb. 6.7: Verhältnis von Abflusshöhe und Erosionssumme für die Szenarientage mit Oberflächenabfluss; Referenzereignisse sind die simulierten Ereignisse der Messperiode (vgl. Kap. 5.1)
- Abb. 6.8: Verhältnis von Abflusshöhe und Sedimentfracht für die Szenarientage mit Oberflächenabfluss; Referenzereignisse sind die simulierten Ereignisse der Messperiode (vgl. Kap. 5.1)
- Abb. 6.9: Darstellung der Summe der Gesamterosion für die vier Szenarien und des Durchschnittswerts der Referenzjahre
- Abb. 6.10: Darstellung der Summe der Sedimentfracht für die vier Szenarien und des Durchschnittswerts der Referenzjahre
- Abb. 6.11: Blick aus dem Lubazhinkhaeeinzugsgebiet über die Oka auf das Biosphärenreservat „Priozhsko Terrasnij Zapovednik“ einem „Stepp-stone“ im Programm „Russischer Wald“
- Abb. 6.12: Saniertes Wohnhaus eines Kleinbauern in Keptevo im Lubazhinkhaeeinzugsgebiet
- Abb. 6.13: Darstellung der veränderten Flächengrößen für die Ausgangssituation (TOPO) und die Szenarien
- Abb. 6.14: Überreste eines fehlgeschlagenen staatlichen Programms zu Ansiedlung von Kleinbauern aus Zentralasien im Lubazhinkhaeeinzugsgebiet

*Abb. 6.15: Darstellung der relativen Änderungen von Erosion, Sedimentfracht und Austragsrate (Del. Ratio) gegenüber TOPO*

*Abb. 6.16: Vergleich der räumlichen Simulationsergebnisse für die Szenarien AI und TEA*

*Abb. 6.17: Gemessene und simulierte Sedimentkonzentrationen im Lubazhinkhaeinzugsgebiet für die Szenarien an den Tagen mit Schneeschmelzoberflächenabfluss*

## Liste der Tabellen

- Tab. 1.1: *Abfluss und Bodenerosionskennwerte von Erosionsmessparzellenversuchen mit konventioneller Fruchtfolge und bodenschonender Bearbeitung (kursiv)(Demidov 2000)*
- Tab. 1.2: *Vergleich verschiedener Möglichkeiten der Modellverknüpfungen (Hesser et al. 2004)*
- Tab. 1.3: *Übersicht über verschiedene Erosionsmodelle (Namenserläuterungen und Literatur im Appendix) (verändert nach Bathurst 2002)*
- Tab. 3.1: *Übersicht über jährliche Niederschlags- und Abflussmengen*
- Tab. 3.2: *Ausgewählte Charakteristika der Hochwasserereignisse*
- Tab. 3.3: *Korrelationskoeffizienten nach Spearman für ausgewählte Parameter des ansteigenden Bereichs (RL) und abfallenden Teil (FL) des Hydrographen für das Ereignis am 0.01.2002*
- Tab. 3.4: *Übersicht über die Retentionsfunktion des Reservoirs während der Schneeschmelze 2003*
- Tab. 3.5: *Statistische Übersicht über Sediment-, Phosphor- und DOC-Konzentrationen während der drei berücksichtigten Schneeschmelzen im Lubazhinkhaeinzugsgebiet; alle Angaben in [mg l<sup>-1</sup>]*
- Tab. 3.6: *“Component Loading” der Faktorenanalyse der Werte der Schneeschmelze 2003*
- Tab. 3.7: *Vergleich hydrologischer Kenngrößen zwischen den Jahren*
- Tab. 4.1: *Statistische Kennzahlen der Bodentemperaturwerte und Aggregierungen*
- Tab. 4.2: *Polynomanpassung und Anpassungsgüte für alle Sensoren*
- Tab. 4.3: *Übersicht über die verallgemeinerten Konstanten der Polynomanpassung für das Schäfertal*
- Tab. 4.4: *Übersicht über die verallgemeinerten Konstanten der Polynomanpassung für das Lubazhinkhaeinzugsgebiet*
- Tab. 4.5: *Parameter, die in Gleichung (4.5) benutzt werden*
- Tab. 5.1 : *Übersicht über die Landnutzung auf den Versuchspartellen Plot 9 und 10*
- Tab. 5.2: *Statistische Kennwerte der simulierten Erosion für die sechs Ereignisse im Schäfertal*
- Tab. 5.3: *Statistische Kennwerte der simulierten Sedimentfracht für sechs Ereignisse im Schäfertal*
- Tab. 5.4: *Übersicht über die Ergebnisse der Erosionsberechnung für die Tage mit simuliertem Schneeschmelzoberflächenabfluss*
- Tab. 5.5: *Vergleich der gemessenen und simulierten Sedimentfrachten für die Tage mit Schneeschmelzoberflächenabfluss im Lubazhinkhaeinzugsgebiet*
- Tab. 6.1: *Vergleichende Übersicht ausgewählter Niederschlags- und Temperaturwerte des Schäfertals für die Perioden 1969-2004 und 2000-2004*
- Tab. 6.2: *Meteorologische Kennwerte der ausgewählten Jahre für die Szenariorechnung*
- Tab. 6.3: *WASIM Ergebnisse zu Abfluss und Schneedecke für die Szenarienjahre*
- Tab. 6.4: *Kenndaten der hydrologischen Simulation für die Szenarien in den Jahren 2003 bis 2005*

# 1 Einleitung und Fragestellung

## 1.1 Bodenerosion und Sedimentfracht in Einzugsgebieten

### *1.1.1 Abflussbildung, Bodenerosion und Sedimentaustrag*

Bodenerosion durch Wasser und Wind hat über historische Zeiträume zu einer Verminderung der Bodenqualität und der Produktivität geführt, die durch die zunehmende Nutzung von Agrochemikalien und Düngern ausgeglichen wird und zu einem steigenden Energieverbrauch bei der landwirtschaftlichen Produktion geführt hat. Vor allem die Erosion durch Wasser ist auch Ursache für weitere ökologische und ökonomische Schäden. Die durch diese Form der Bodenerosion bestimmte Sedimentfracht in Wasserkörpern selbst hat einen großen Einfluss auf die Wasserqualität und Wasserverfügbarkeit (Abb. 1.1). Sedimentpartikel können als Träger von Nährstoffen, Agrochemikalien und toxischen oder radioaktiven Substanzen dienen. Häufig sind Sedimente in Oberflächengewässern mit Schadstoffen angereichert, die unter bestimmten Umständen freigesetzt werden können. Abschätzungen der Sedimentfracht werden daher bei vielfältigen Fragestellungen durchgeführt, die von Kosten/Nutzen Abschätzungen für Wasserspeicher und Dämme, Schadstoffverhalten in Oberflächengewässern, Naturschutz und Risikoanalysen bis hin zu Einzugsgebietsmanagement im Sinne der EU-Wasserrahmenrichtlinie reichen können. Änderungen der Sedimentfrachtdynamik können weitreichende Folgen für das betroffene aquatische Ökosystem haben. Die verstärkte Wahrnehmung der ökosystemaren Bedeutung von Sediment führt zu einem Bedarf an Wissen über Sedimentfrachten und -konzentrationen ebenso wie über deren räumlich-zeitliche Dynamik.

Hohe natürliche Denudationsraten und flächenspezifische Sedimentfrachten treten in geomorphologisch instabilen, sich verjüngenden Landschaften auf. Darüber hinaus können die langfristigen Denudationsraten durch kurzfristige Ereignisse und anthropogene Einflüsse modifiziert und übertroffen werden. Obwohl mit den konzeptionellen Überlegungen von Schumm (1977), der von jeweils einer Zone der Sedimentherkunft, des Transports und der Akkumulation ausgeht, von einer Verringerung der flächenspezifischen Sedimentfracht mit der Größe des Einzugsgebietes auszugehen ist, können viele Autoren diese Annahme nicht bestätigen (Lane et al. 1997). Eine Überprüfung des „Source-Transport-Sink“ Konzeptes von Schumm mit Daten der Walnut Gulch Experimentierstation (Arizona, USA) verdeutlicht die zunehmende Rolle der Abflusskonzentration und der Gerinne bei größeren Skalen (Lane et al.



*Abb. 1.1: Baihe Fluss im Juli 2006; Beispiel für einen Fluss mit hoher Belastung an Sediment, die die Wasserqualität im Miyun-Trinkwasserreservoir nördlich von Peking, China, beeinträchtigt*

1997). Die Autoren gehen von einer Abhängigkeit des hydraulisch wichtigen Spitzenabflusses von der Einzugsgebietsgröße aus und damit von einem Trend von Erosion bei kleinen Skalenelementen über Transport bis hin zu Akkumulationsprozessen im Einzugsgebiet. Darüber hinaus führen sie aber auch weitere Faktoren wie zum Beispiel Vegetation, Geologie, Böden, Gullies etc. an, die eine Rolle spielen. Trotz dieser Modifikation der Prozesse ist zumindest für die in einem semiariden Klima gelegene Experimentierstation Walnut Gulch von einer einheitlichen Abflussbildung in Form von Horton-Abfluss auszugehen, die sich durch temporäres Überschreiten der Infiltrationsrate des Bodens bei hohen Niederschlagsintensitäten auszeichnet. Einzugsgebiete, die durch laterale reliefbezogene Umverteilungen des Bodenwassers oder Sättigungsflächen eine hohe zeitliche Variabilität in der Ausprägung der Areale des „Source-Transport-Sink“ Konzeptes aufweisen, folgen diesem Erklärungsansatz sicherlich nicht. Darüber hinaus geht dieser Ansatz weder auf unterschiedliche Sedimentherkunftsquellen noch auf die immanente räumliche Heterogenität und zeitliche Variabilität in Prozessen der Erosion ein. Boix-Fayos et al. (2006) fassen diesen Aspekt auf der Skala von Erosionsmessparzellen aktuell zusammen. Auf der Grundlage von Tracerexperimenten beschreibt Walling (2005) an einigen Beispielen die zeitliche Dynamik von Sedimentquellen sowie unterschiedliche Eintragspfade für Zielgebiete in Großbritannien mit Abweichungen in der Abflusentstehung. Im Unterschied zu Lane et al. (1997) geht zum

Beispiel Cammeraat (2004) nicht von einem Raum- und Prozesskontinuum aus, sondern betont Schwellenwerte, die Skalen und Prozessdomänen abgrenzen. So kann es auf kleinen Skalen, wie einer Parzelle oder einem Hang, schon bei geringen Regenmengen zu Abflussbildung kommen, die von Bodenfeuchtebedingungen und räumlichen Heterogenitäten, zum Beispiel Vegetationsmustern, gesteuert wird. Höhere Regenmengen sind dagegen notwendig, um eine abflussbildende Reaktion eines gesamten Einzugsgebietes hervorzurufen. Die Konnektivität der Abfluss generierenden Landschaftselemente und die Konnektivität des Gerinnenetzes selbst, steuert demnach die Systemreaktion auf höheren Skalen - zumindest im von Cammeraat vorgestellten semiariden Untersuchungsraum.

In Regionen mit mehr als nur dem Horton-Abfluss als dominanter Abflusskomponente treten weitere Steuergrößen in den Vordergrund, die den Sedimentaustrag aus einem Einzugsgebiet bestimmen. Die Bodenfeuchtedifferenzierung auf einem Hang oder in einem Einzugsgebiet hat nicht nur Konsequenzen für die Abflussbildung und die Erosivität sowie die Transportkapazität von Oberflächenabfluss, sondern ist auch ein wichtiges Steuerelement der Bodenerodibilität, welches zum Beispiel kleinräumig Aggregatstabilität oder Krustenbildung beeinflusst. Darüber hinaus wird die Vegetationsverteilung mit den weitergehenden Folgen für Erosion und Transport von Sediment bestimmt (vgl. dazu Imeson et al. 1993). Die Landschaftsstrukturen Relief und Boden kontrollieren somit nicht nur die räumliche Dimension der Abflusentstehung, sondern auch über die Abflussmenge (bei konstanten Randbedingungen) in entscheidendem Maße die Sedimentproduktion. Kenntnisse über die Entwicklung der räumlichen und zeitlichen Differenzierung der Abflussbildung stellen somit eine der wichtigen Grundvoraussetzungen dar, um die Sedimentdynamik in einem Einzugsgebiet zu verstehen und den Sedimentaustrag bewerten zu können. Die Dynamik der Sedimentkonzentrations-Abflussbeziehung erlaubt auch Rückschlüsse auf die Abflussbildungsprozesse und das Sedimentherkunftsareal (z.B. Klein 1984). Seeger et al. (2004) interpretieren Unterschiede in solchen Hysteresekurven in Hinblick auf saisonale vorbodenfeuchtebestimmte Unterschiede und erkennen darüber hinaus auch eine ereignisinterne Änderung der Prozessdominanz bei komplexen Kurvenverläufen. Ergebnisse weiterer Studien werden im Kapitel 3 vorgestellt und diskutiert.

### *1.1.2 Winterliche Situationen*

Die Sedimentfracht deutscher Flüsse wird in einem Übersichtsartikel von Deumlich et al. (2006) mit 1.2 bis 29 t km<sup>-2</sup> angegeben. Es muss jedoch festgehalten werden, dass eine hohe zeitliche Variabilität der Stoffaustragsereignisse vorliegt, ohne dass die winterlichen

Situationen bislang zufrieden stellend erfasst wurden. So stellt Rode (1995) fest, dass bis zu 80% des hochwasserbürtigen Direktabflusses im Winterhalbjahr stattfindet, ohne zu einer Quantifizierung des Stoffaustrages zu kommen. Göttlicher-Göbel (1987) kommt nach der Analyse von 26 Hochwasserereignissen, davon zehn Schneeschmelzen, zu dem Schluss, dass bei einigen der gemessenen Schneeschmelzabflüssen für den Schwebstoff Konzentrationen erreicht werden, die denen der sommerlichen Stoffaustragsituationen vergleichbar sind. Aufgrund der variablen Randbedingungen ergibt sich aber keine Möglichkeit der Quantifizierung.

Die temporäre Speicherung von Niederschlagswasser in Form von Schnee und die relativ kurze Schneeschmelze führen zu einer Dynamik im hydrologischen Geschehen, das von Auffüllung des Bodenwasserspeichers über Abflussbildung durch unterschiedliche Prozesse bis hin zu Grundwasserneubildung reichen kann (Buttle und Sami 1990). Die Aufteilung der Schneeschmelze in Abfluss und Infiltration variiert mit den jährlichen meteorologischen Bedingungen, der Landnutzung, den Bodenbearbeitungstechniken und der Bodencharakteristika. Gleichzeitig kann der Bodenwasserhaushalt unter winterlichen Rahmenbedingungen, wie z.B. Bodenfrost stark beeinflusst sein. Für Permafrostregionen und im regionalen Maßstab wurde der Einfluss von Bodenfrost auf die Hydrologie vielfach nachgewiesen (vgl. z.B. Cherkauer und Lettenmaier 1999). Prozessstudien belegen darüber hinaus, dass Poreneis im Boden die Infiltrationsrate vermindern kann, große nicht gefrorene Poren jedoch eine Perkolation des Schneeschmelzwassers ermöglichen können. Porengrößenverteilung, Ausgangsbodenfeuchte und Dynamik des Frier- und Auftauprozesses bestimmen demnach die variablen Infiltrationseigenschaften eines Bodens unter Frosteinwirkung (vgl. Hayashi et al. 2003, Weigert und Schmidt 2005).

McCauley et al. (2002) belegen die Verminderung der Infiltrationsrate für drei Bodenarten bei gefrorenen Böden (Abb. 1.2). In Abhängigkeit von der Bodenfeuchte kommt es bei diesen Laborversuchen zu einer Reduktion der Infiltrationsrate von  $10^{-2}$  zu bis zu  $10^{-8}$   $\text{cm s}^{-1}$ , die vom Autor aus technischer Sicht als undurchlässig eingestuft wird. Demgegenüber können die Infiltrationseigenschaften sich jedoch auch nur geringfügig ändern, wie Fritz et al. (2007) durch Doppelringinfiltrationsversuche feststellten. Unterschiede in der Aufsättigungsphase der ermittelten Infiltrationskurven weisen für gefrorene Böden auf eine strukturelle Veränderung des Porenvolumens im Ap-Horizont und die Bedeutung der durch Bearbeitung oder möglicherweise auch durch Frosteinwirkung entstandenen Makroporen hin.



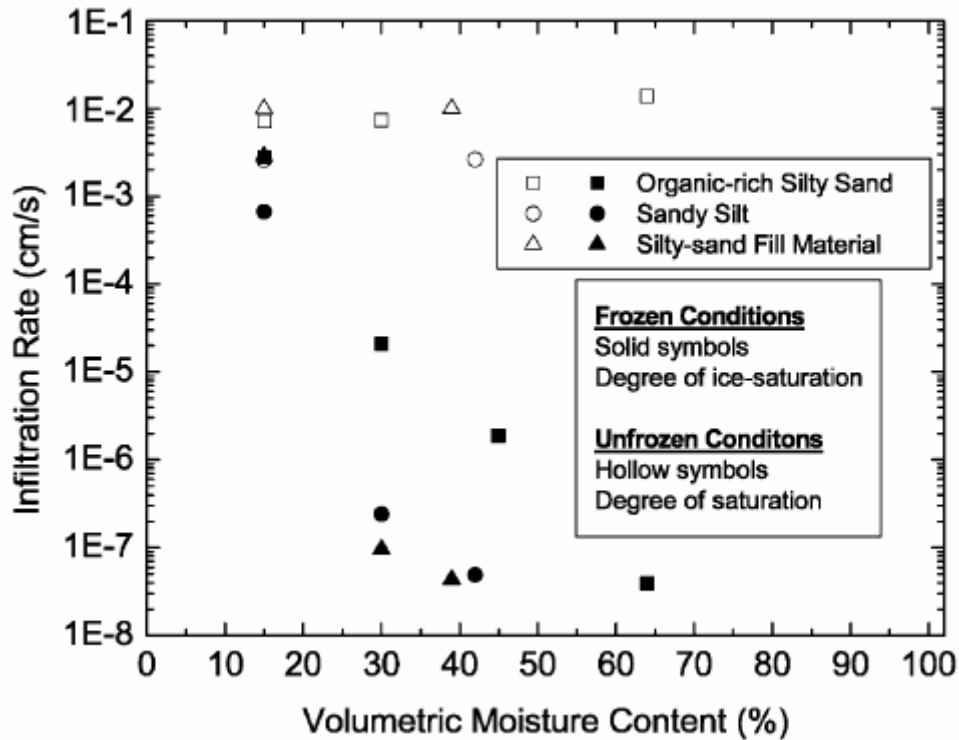


Abb. 1.2: Vergleich der Bodenfeuchte und Infiltrationsrate für unterschiedliche Bodenarten in gefrorenem und ungefrorenem Zustand (McCauley et al. 2002)

Konzeptionell kann daher generell von einem infiltrationsaktiven und einem passiven, eisgefüllten Bereich des Porenraums ausgegangen werden (Seyfried und Murdock 1997, Stähli et al. 1999). Der variable Anteil der eisgefüllten Poren wird von der Temperatur, dem Porendurchmesser und der Bodenfeuchte bzw. durch die Potentialdifferenz bedingten Wasserbewegungen aus der flüssigen Phase zur Frostfront hin, bestimmt. Durch agrartechnische Maßnahmen ist es möglich, einen Sekundärporenraum zu schaffen, um die Infiltrationsrate zu erhöhen und Oberflächenabflussbildung zu vermeiden (Haraldsen et al. 2001, Sharratt 2001, Williams et al. 2005). Auf Einzugsgebietsebene bestätigen Bayard et al. (2005) die Bedeutung der Eisfüllung in Poren und stellen eine zeitliche Differenzierung der Abflusskomponenten dadurch fest. Laterale Abflusskomponenten werden in dieser Studie weniger durch die Schneeschmelzdynamik als durch die Eisverteilung im Bodenraum bestimmt.

Die Freisetzung von Schneeschmelzwasser und auch der Bodenfrost bzw. dessen Auftauen haben neben den Auswirkungen auf den Bodenwasserhaushalt, die Abflussbildung und die hydrologische Reaktion eines Einzugsgebietes auch Einfluss auf erosionsbestimmende Bodeneigenschaften. Im Vordergrund steht die Beeinflussung der Bodenstruktur durch die

Ausbildung eines plattigen Gefüges in schluffigen und tonigen Böden sowie die Verminderung der Aggregatstabilität bzw. der Größe der wasserstabilen Aggregate (Lehrsch et al. 1998, Lehrsch 2001, Oztas und Fayetorbay 2003, Sveistup et al. 2004). Ein unkonsolidierter aufgetauter Boden mit zerstörten Aggregaten ist daher besonders anfällig gegenüber Erosion durch abfließendes Schneeschmelzwasser. Van Klaveren und McCool (1998) bestätigen dies durch Experimente, die die verminderte Scherwiderstandskraft von aufgetauten Böden belegen. Im Unterschied zu Niederschlagserosion fehlt jedoch beim Schneeschmelzwasser der Energiebeitrag der Regentropfen, so dass häufig erst eine mikroreliefbedingte Abflusskonzentration eine erosive Scherkraft und Rillenerosion ermöglicht (Abb. 1.3). Dieser Abfluss in Rillen zeichnet sich gegenüber flächenhaftem Abfluss durch höhere Abflussgeschwindigkeiten und Turbulenzen aus, die erosiv oder transportierend wirken können (Bryan 1987, Govers 1987).

Ergebnisse von Erosionsstudien in Nord-, Zentral- und Osteuropa sowie Nordamerika geben Hinweise darauf, dass die Erosionsrate solcher Rillenerosion bei Schneeschmelzen die gleiche Dimension wie die Niederschlagserosion oder sogar darüber hinaus erreichen kann. Edwards et al. (1998) stellen für landwirtschaftliche Nutzflächen mit einer Getreide-Kartoffel Rotation in Nordostkanada einen durchschnittlichen Bodenverlust von 10 bis 15 t ha<sup>-1</sup> für die Wintersaison fest. Zwischenfruchtanbau und Management der Getreideernterückstände auf den Nutzflächen reduziert die Erosionsrate deutlich auf 0.1 bis 1.6 t ha<sup>-1</sup>. Demgegenüber erfasst Demidov (2000) wesentlich geringere Bodenverlustmengen durch Parzellenversuche in der Nähe von Moskau, Russland. Die in einem zwölfjährigen Untersuchungszeitraum gemessenen durchschnittlichen Werte für die Schneeschmelzperioden liegen bei 0.65 bis 0.7 t ha<sup>-1</sup> bei gepflügter Oberfläche. Dieser Wert verringert sich auf 0.35 bis 0.4 t ha<sup>-1</sup> bei Wintergetreide und geht auf 0 t ha<sup>-1</sup> bei permanenter Grasbedeckung zurück. Tabelle 1.1 verdeutlicht aber auch für einige Jahre die hohe Variabilität, die mit den Randbedingungen Fruchtfolge, Schneewasseräquivalent, Frosttiefe und Dauer bzw. Dynamik der Schneeschmelze verbunden sind. Die bodenschonende Bearbeitung und Grasbedeckung während des Winters bei Sommergetreide in der Fruchtfolge führt in diesem Versuchsaufbau mit 100 m langen Parzellen jedoch nicht zu der zu erwartenden Erosionsminderung.



*Abb. 1.3: Konzentrierter Abfluss mit sichtbarer Trübung als Hinweis auf Sedimenttransport während einer Schneeschmelze bei Hartha b. Döbeln (A) und ein Beispiel für die damit verbundenen Erosionschäden (B) (Fotos 12.04.04, H. Fritz 2004)*

Tab. 1.1: Abfluss und Bodenerosionskennwerte von Erosionsmessparzellenversuchen mit konventioneller Fruchtfolge und bodenschonender Bearbeitung (kursiv)(aus Demidov 2000)

Jahr	Wasser-		
	äquivalent des Schnees [mm]	Abfluss [mm]	Bodenerosion [t ha <sup>-1</sup> ]
1986	80.6	34.2	0.32
	85.3	36.3	0.34
1987	44.6	14.8	1.12
	50.0	15.3	1.31
1988	74.1	26.8	1.21
	79.2	37.5	1.32
1989	64.6	0	0
	63.6	0	0
1990	35.0	0	0
	35.5	0	0
1991	42.5	0	0
	43.8	0	0
1992	58.5	23.1	0.51
	67.2	27.3	0.52
1993	30.1	16.8	2.00
	32.6	19.6	2.20

Die durch diese Maßnahmen erzielte Oberflächenrauigkeit bedingt ein deutlich höheres Schneewasseräquivalent und mit dem Mehr an Oberflächenabfluss auch eine gestiegene Erosions- und Transportleistung. Das Ergebnis, dass traditionell als erosionsmindernd eingestufte Maßnahmen mehr Erosion bei Schneeschmelzen hervorrufen können, wird auch von Hansen et al. (2000) bestätigt, die von ähnlich geringen Sedimentausträgen wie Demidov (2000) aus Messparzellen während der Schneeschmelzen berichten. Die eingesetzten Bearbeitungstechniken verursachen dabei einen ebenso signifikanten Unterschied wie die zeitliche Variabilität zwischen den Jahren. Eine solche Differenzierung wird auch von Lundekvam (2007) auf der Basis von Mittelwerten mehrjähriger Parzellenversuche an fünf Standorten für ein Fruchtfolgesystem mit Umbruch im Herbst im Vergleich zu keiner herbstlichen Bodenbearbeitung hervorgehoben (Abb. 1.4). Die Werte liegen sowohl für die ermittelten Abflussmengen als auch für damit verbundenen Erosionsmengen für das System mit Umbruch deutlich über dem Vergleichssystem. Der Autor führt diesen Unterschied auf die Verringerung der Bodenerodibilität bei gleichzeitigem Verbleib von Pflanzenrückständen auf der Oberfläche bei Ausbleiben der herbstlichen Bearbeitung zurück.

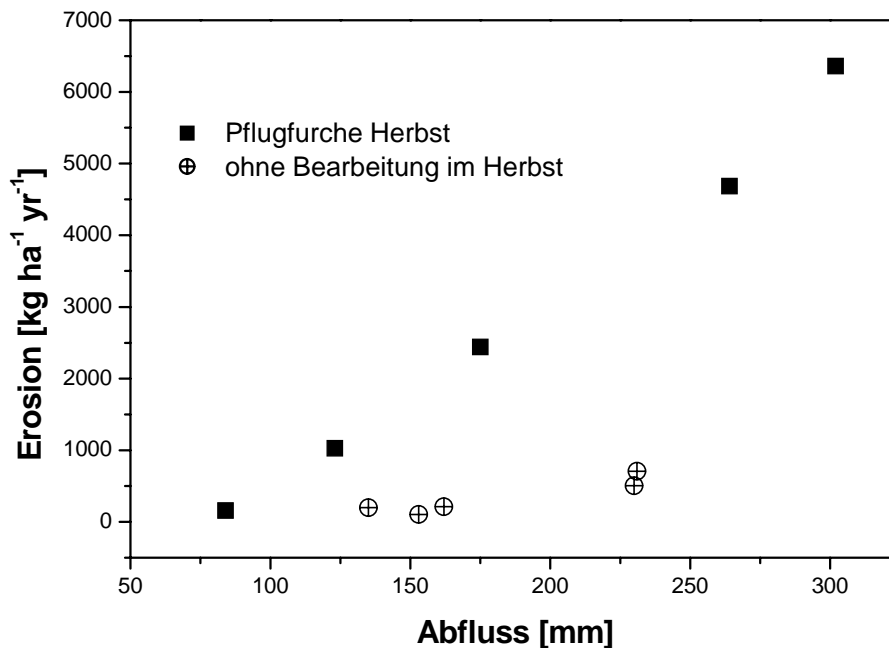


Abb. 1.4: Abfluss-Erosionsbeziehung bei zwei unterschiedlichen Bearbeitungsmethoden; langjährige Durchschnittswerte von Daten von Messparzellen (Daten in Lundekvam 2007)

Bei Extremereignissen kann es bei Gullybildung im Winter gegenüber den Ergebnissen der Parzellenuntersuchungen zu wesentlich höheren Austrägen von über  $400 \text{ t ha}^{-1}$  kommen, wie Øygarden (2003) ermitteln. Diese Studie charakterisiert die Bearbeitungsrichtung, die zur Abflusskonzentration führt, sowie Stoppelmanagement als wichtige Einflussfaktoren, welche die Erosion bei winterlichen Randbedingungen verstärken oder vermindern können. Generell liegen die Sedimentfrachten für das beobachtete Extremereignis bei Wintergetreidefeldern bei bis zu  $26.24 \text{ t ha}^{-1}$  und damit unter denen der nur gepflügten Ackerschläge. Bei Wintergetreide kann zusätzlicher Oberflächenabfluss aus einem benachbarten Feld jedoch zu einer kritischen Abflusskonzentration und wesentlich höheren Frachten von bis zu  $132.17 \text{ t ha}^{-1}$  beitragen. Auch Bulygin et al. (2006) ermitteln für Kleinstinzugsgebiete im Donbass, Ukraine mit einer Größe von ca. 4 bis 23 ha höhere Austragsraten als die in den oben angeführten Parzellenversuche genannten. Die Werte der diskutierten Ergebnisse liegen bei 12 bis  $65 \text{ t ha}^{-1}$  für einzelne Schneeschmelzen und weisen keine eindeutige Abfluss-Erosionsbeziehung auf, wie sie von Lundekvam (vgl oben) charakterisiert wurde. Diese Werte belegen das hohe Schadpotential, das mit Schneeschmelzen in Verbindung gebracht werden kann. Gleichzeitig verdeutlicht aber auch die Differenz zwischen den norwegischen und ukrainischen Untersuchungen und den Ergebnissen langjähriger Parzellenuntersuchungen, dass Erosionsereignisse bei winterlichen Randbedingungen erst

durch die relieftypische Konzentration des Oberflächenabflusses bedeutsam werden und im Vergleich zu sommerlichen Starkregenereignissen weniger spektakulär und daher häufig unbemerkt „incidental“ ablaufen.

## 1.2 Modellierungsansätze

### *1.2.1 Modelle und Modellkopplungen*

Eine große Anzahl räumlich differenzierter Modelle für Einzugsgebiete wurde bereits entwickelt. In der Regel werden Modellbeschreibungen ebenso wie Anwendungsbeispiele und Bewertungen der Modellergebnisse veröffentlicht. Die Entscheidung des Modellentwicklers für einen Ansatz oder die Auswahl einer Modellkomponente ist jedoch häufig nicht transparent. Bei der Entwicklung oder Auswahl eines Modells als ersten Schritt der Modellanwendung stehen Datenbedarf bzw. Datenverfügbarkeit und Modellierungsaufgabe häufig im Widerspruch zueinander. Obwohl Komplexität und Datenbedarf aufgrund der gestiegenen Computerkapazitäten nur noch eine untergeordnete Rolle spielen, sind diese Aspekte jedoch in Hinblick auf Datenaufbereitung und -bereitstellung sowie Kalibrierung von Bedeutung. In den letzten Jahrzehnten sind verschiedene Modelle entwickelt worden, um

- Erosions- und hydrologische Prozesse zusammenzufassen, eine Erweiterung des Prozessverständnisses zu ermöglichen und Prozesse zu quantifizieren
- wissenschaftliche Hilfestellung für Forschungsvorhaben zu liefern
- Datenreihen zu extrapolieren oder Datenlücken zu interpolieren und
- Hilfestellung bei der Entwicklung von Schutzkonzepten zu geben, „Managementmodelle“ (Vorhersage von Erosionsraten ist kostengünstiger als diese zu messen).

Modelle in der Umweltforschung unterscheiden sich in ihren konzeptionellen Ansätzen, Komplexität, Datenbedarf, räumlichen und zeitlichen Diskretisierungen sowie dem dahinter stehenden Anwendungszweck. Neben physikalischen Modellen, zu denen auch Labor- oder Freilandexperimente zählen, lassen sich konzeptionelle und mathematische Modelle unterscheiden. Die Gruppe der mathematischen Modelle ist sicherlich die am weitesten verbreitete. Zu ihr gehören stochastische Modelle, die besonders geeignet sind, bei zufälligen „Ereignissen“ eingesetzt zu werden. Solche zufälligen Fluktuationen können durch wirkliche zufällige Prozesse ausgelöst sein. Weit häufiger ist jedoch ein ungenügendes Prozesswissen die Ursache dafür, dass diese als zufällig erscheinen. Auch nicht-systematische Fehler in Daten können zu Zufallsverteilungen führen und die Anwendung eines stochastischen Modells sinnvoll machen. Sidorchuk (2005) erläutert die Bedeutung und Möglichkeiten eines stochastischen Ansatzes für Erosion und Deposition kohesiver Böden. Grundlage hierbei ist die Kenntnis über die statistische Häufigkeit des Überschreitens von Schwellenwerten.

Empirische Modelle beruhen auf gemessenen Werten, die in statistischen Ansätzen ausgewertet werden. Die so entwickelten Regressionsmodelle oder Polynomannpassungen zeichnen sich insbesondere durch die auf der limitierten Datenbasis beruhende geringe Übertragbarkeit aus. Prominenteste Beispiele dafür sind die „Universal Soil Loss Equation“ (USLE) (Wischmeier und Smith 1962) und die „Revised Universal Soil Loss Equation“ (RUSLE) (Renard et al. 1997), die weit verbreitet sind, jedoch nur für langjährige Kalkulationen der „Rill- und Interrill“-Erosion, also ausschließlich auf landwirtschaftlichen Nutzflächen, Ergebnisse liefern. Die vielfältigen Modifikationen und regionalen Anpassungen, auch einzelner Faktoren in diesem Ansatz belegen die Notwendigkeit einer erweiterten Datenbasis. Diese ist nur durch die Datenerhebung mit Erosionsmessparzellen oder Berechnungsversuchen möglich, die jedoch auch bei idealem experimentellen Aufbau und Ergebnissen vor allem in Hinblick auf die räumliche Übertragung Einschränkungen aufweist. Dies betrifft weniger die räumliche Repräsentanz, die, wie Resultate von Parallelpzellen belegen, durchaus eingeschränkt ist (Wendt et al. 1986, Nearing et al. 1999). Vielmehr erlaubt die Versuchsanordnung einer geschlossenen Parzelle grundsätzlich keine Übertragung auf eine höhere räumliche Skalenebene, wie dem Einzugsgebiet (Boix-Fayos et al. 2006). Dieses Problem wird häufig durch eine, in der Regel ebenso wie die Erosionsabschätzung, empirisch ermittelte Sedimentaustragsrate gelöst, die den zum Einzugsgebietsauslass oder Messpunkt transportierten Anteil der Gesamterosionsmenge bestimmt (Kinnell 2007). Parsons et al. (2004) stellen eine Wahrscheinlichkeitsbeziehung von Sedimenttransport und Transportdistanz im Sinne von Kirkby (1991) vor, um das mit der Berechnung der Einzugsgebietssedimentfracht auf der Grundlage von Parzellendaten verbundene Skalenproblem zu lösen.

Bei deterministischen Modellen bestimmt die Parameterfestsetzung direkt die Ergebnisse der Modellberechnung. Die Modellalgorithmen sind physikalisch basiert und versuchen, bekannte Einzelprozesse zu beschreiben oder sind auf der Grundlage von Kenntnissen des Verhältnisses zwischen zwei Variablen entwickelt worden. Häufig finden sich jedoch nicht ausschließlich physikalisch ableitbare Parameter in den Berechnungen. Die Kombination verschiedener Prozessbeschreibungen macht diese Modelle komplexer als die empirischen Modellansätze. Obwohl die deterministischen Modelle Allgemeingültigkeit haben, ist die Übertragbarkeit durch Parameterraumunsicherheiten oder eine hohe Anzahl an Parametern eingeschränkt. Eine Grundlage bei der Anwendung solcher prozessbeschreibender Modelle ist

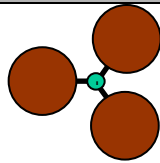
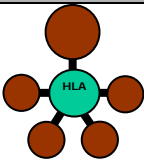
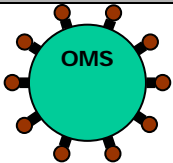




die Übereinstimmung der dominanten Prozesse im Modellierungsgegenstand und im Modell. Damit ist nicht nur Modellkenntnis, sondern auch Prozesswissen über den Modellierungsgegenstand eine wichtige Grundvoraussetzung für eine sinnvolle und erfolgreiche Modellanwendung. Beispielhaft für eine deterministische Berechnung ist der in einer Reihe von Modellen umgesetzte Ansatz, in dem einer bodenpartikellösenden Scherkraft ein Scherwiderstand des Bodens gegenübergestellt wird. Die Scherkraft als Kombination aus Niederschlags- und Abflusseinfluss kann in diesen Ansätzen mathematisch als Turbulenz, Oszillation oder Impuls dargestellt werden. Aggregatgrößen, Wurzeldichte, Kohesionskräfte und weitere Strukturmerkmale werden zu einer physikalisch basierten Beschreibung der Bodenerodibilität herangezogen.

Mit der Zunahme des Prozesswissens, der technischen Möglichkeiten und veränderter Fragestellungen sind die Modelle nicht nur komplexer geworden, sondern beinhalten einen immer größeren Teil an physikalisch basierten Komponenten, sowohl für die Beschreibung der Abflussentwicklung als auch der Erosions- und Transportprozesse auf Einzugsgebietsebene. Während die empirischen Ansätze der USLE oder RUSLE auch die räumliche Dimension zunächst als homogenen, stetigen Hang erfassten, ermöglicht eine Prozessbeschreibung die Auflösung eines Einzugsgebietes in ein System von Hang- („interrill“) und Gerinnesegmenten. Ebenso wurde die rein niederschlagsbasierte Erosionsvorhersage durch empirische Abflussabschätzungen, z.B. die Soil Conservation Service Curve-Number (SCS-CN), erweitert, die in vielen Modellen nun durch einen darüber hinaus gehenden physikalisch basierten Wasserbilanzansatz ersetzt wird (Jetten et al. 2003). Insbesondere die Entwicklung von Modellen für immer komplexere Einzugsgebiete, die Abfluss und Erosion zusammen beschreiben, ermöglicht die Identifikation von Quellen und Senken für Wasser, Sediment und daran gebundene Stoffe. Dadurch können Bodenschutzmaßnahmen entwickelt und bewertet werden, die einzugsgebietsweit Oberflächenabflussentwicklung und Sedimentproduktion minimieren. In den letzten Jahren ist die Modellentwicklung durch die Bemühungen zur Umsetzung der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie weiter vorangetrieben worden. Die vielschichtigen Zielanforderungen führten zur Etablierung von Modellsystemen, die im Gegensatz zu bisherigen auch eine ökonomische Komponente enthalten. Die Verknüpfung der einzelnen Komponenten kann dabei je nach Ansatz unterschiedlich eng sein (Tab. 1.2) (Hesser et al. 2004). Input-Output Koppelungen sind eine verbreitete Modelllösung, wenn unterschiedliche Umweltkompartimente, wie z.B. atmosphärische Wasserbilanz und Grundwasser oder

Wasser- und Stoffströme über Kompartimentgrenzen hinaus dargestellt werden sollen. Ein typisches Beispiel für diese Art Modellteile zu verknüpfen ist das Soil and Water Assessment Tool (SWAT), das trotz Limitationen in vielen auch regional unterschiedlichen Studien eingesetzt wird (z.B. Lenhart et al. 2003). Während eine Kopplung von Einzelmodellen durch Daten- oder Ergebnistransfer linear ist und der Grad der Interaktion beschränkt, ermöglicht eine High Level Architecture (HLA), die sich durch Verknüpfungen auf Submodellebenen auszeichnet, durch eine zentrale Zeitablaufsteuerung eine wesentlich höhere Komplexität und Rückkopplungssituationen (Schulz et al. 1999). Die Trennung der Dienste, die die Interoperabilität gewährleisten, von der Simulationsfunktionalität ist das prägende Merkmal der HLA Struktur. HLA wurde ursprünglich als Teil einer Logistiksoftware von der „Defense Modeling and Simulation Office“ für das US-Verteidigungsministerium entwickelt.

Tab. 1.2: Vergleich verschiedener Möglichkeiten der Modellverknüpfungen (Quelle: Hesser et al. 2004)

	<b>Input-Output Verknüpfung</b>	<b>High Level Architecture</b>	<b>Object modelling system</b>
Verknüpfungsschema			
 Kopplung  Modellelemente			
Ebene	Modell	Submodell	Komponenten
Austausch	gering	moderat	hoch
Problemkomplexität	gering	mittel	hoch
Nutzer	Forschung Berater	Forschung Berater Industrie	Forschung Berater öffentl. Einrichtungen

Obwohl HLA in vielen Bereichen der Ablaufsteuerung eingesetzt wird, sind Beispiele aus der Umweltforschung insbesondere auf Einzugsgebietsebene selten. Lindenschmidt et al. (2005) erläutern an einem Beispiel die Einsatzmöglichkeiten für die Modellierung der Wasserqualität. Im Unterschied zu HLA ist das Object Modelling System (OMS) auch für die Umweltforschung entwickelt worden. Durch den hohen Grad der Kopplung von Modellkomponenten entsteht Flexibilität, die genutzt werden kann, um unterschiedlichsten Fragestellungen, Datenbedarf und Modellergebnisgenauigkeit gerecht zu werden. Die technischen Anforderungen an OMS führen jedoch zu einer Einschränkung des Nutzerkreises, der bislang weitestgehend auf öffentliche Einrichtungen, vor allem in Nordamerika

beschränkt ist ([https://colab.sc.egov.usda.gov/cb/sharedProjectInfo.do?proj\\_id=78](https://colab.sc.egov.usda.gov/cb/sharedProjectInfo.do?proj_id=78)). Obwohl durch die unterschiedlichen Möglichkeiten der Modellkopplung die Anforderungen vor allem an Managementmodelle erfüllt werden können, ist deren erfolgreiche Anwendung bislang im Wesentlichen nur in wissenschaftlich begleiteten Fallstudien erfolgt.

### *1.2.2 Probleme der Modellanwendung*

Es existiert eine Vielzahl von hydrologischen und Erosions- bzw. Sedimentfrachtmodellen auf der Ebene der Einzugsgebietsskala, die in diversen Studien vorgestellt und verglichen wurden (USGS-SMIC database, <http://smic.usgs.gov/smic>, [www.soilerosion.net/](http://www.soilerosion.net/), Register of Ecological Models meta-database, <http://eco.wiz.uni-kassel.de/ecobas.html>). Tab. 1.3 gibt beispielhaft eine Übersicht über einige Modelle, die zur Beantwortung wissenschaftlicher Fragen der Erosions- und Sedimentfrachtabschätzung eingesetzt werden und im Einzugsgebietsmanagement verbreitet sind (Modellnamen, Autorenschaft, Quellenangaben im Anhang). Typischerweise beruhen die Modelle auf einer unterschiedlich stark ausgeprägten Kombination aus physikalisch basierten Ableitungen und empirischen Ansätzen. Aufgrund der historischen Entwicklung der Erosionsforschung ist die Mehrzahl der Modelle dazu ausgelegt, Einzelereignisse der Niederschlagserosion zu simulieren. Daher beschränkt sich die Beschreibung der Abflussbildung auf den Horton-Abfluss, bei dem es zu einem Überschreiten der Infiltrationsleistung des Bodens durch die Niederschlagsintensität kommt. Oberflächenabflussbildung durch Sättigungsabfluss wird in den Modellen SHETRAN und LISEM berücksichtigt, die einen umfangreichen Wasserbilanzansatz aufweisen. Damit ist eine zufriedenstellende Möglichkeit der Abbildung unterschiedlicher Oberflächenabflussbildungsarten auch in humiden Klimazonen gewährleistet. Darüber hinaus können so die laterale Umverteilung des Bodenwassers und die daraus resultierende reliefabhängige Dynamik der Bodenfeuchte auf einer Einzugsgebietsskala dargestellt werden. Die besondere Sensitivität der Vorereignisbodenfeuchte bei Einzelereignismodellen mit SCS-CN – oder „Green-Ampt“ Ansätzen kann damit umgangen werden (Jetten et al. 2003). Obwohl WEPP als kontinuierliches Modell ausgelegt ist, wurde auf diese Möglichkeit verzichtet, so dass ein konzeptioneller Widerspruch vorhanden ist, der die Übertragbarkeit und erfolgreiche Simulation in anderen als semiaride Klimazonen mit deren Dominanz von Horton-Abfluss einschränkt.

Die räumliche Auflösung eines Einzugsgebietes ist zunächst eine technisch operationelle Frage, bei der Raster den Vorteil hoher Konvertierbarkeit der Formate aufweisen. EUROSEM

ist ein Beispiel für eine Gruppe von Modellen, die das Zielgebiet in Hangsegmente unterteilen. Auf flächenhaften und großen Hängen ist jedoch eine Prozesshomogenität oder gar eine Prozesskontinuität nicht gegeben. Bei langen Hangsegmenten kann es zu Konflikten der Zeitstruktur kommen, wie zum Beispiel zwischen der berechneten Fließzeit von der Kuppe zum Hangfuß und dem Rechenzeitschritt, der größer als die berechnete Fließzeit sein sollte. Im Unterschied dazu ermöglicht eine Rasterauflösung, wie z.B. bei SHETRAN oder LISEM nicht nur ein einfaches „Routing“ der Wasser- und Stoffströme, sondern darauf aufbauend auch eine präzise räumliche Zuordnung der Ergebnisse zur jeweiligen Rasterzelle. In Hinblick auf eine Charakterisierung von Stoffherkunftsräumen und die Überprüfung von Modellergebnissen ist dies eine notwendige Voraussetzung. Dementsprechend ist bei EUROSEM keine Ergebnisausgabe in Form einer Karte vorgesehen.

Die abgebildeten Erosionsprozesse zeigen deutlich die ursprünglichen Entwicklungsziele auf, auch wenn diese vielfach mittlerweile durch Modellweiterentwicklungen in den Hintergrund getreten sind. Alle Modelle bilden die Niederschlagserosion ab, die auch schon in der USLE als Erosionsform Berücksichtigung findet. WEPP und EROSION3D sind in ihren ersten Versionen als Hangmodelle konzipiert, so dass die physikalische Beschreibung der Erosion ohne Gerinne- oder Gullyerosion auskommen kann. Demgegenüber wird die Krustenbildung als kleinräumig erosionsprägendes Element in Modellen wie EUROSEM dargestellt, die in ihrer Entwicklung von einer genauen Prozessbeschreibung am Punkt ausgegangen sind, ohne die Schwierigkeiten einer Parameterfindung oder Kalibrierung solcher Prozesse zu berücksichtigen. Erfahrungen bei der Anwendung von LISEM für ein Einzugsgebiet in China zeigen jedoch, dass es gelingen kann, durch Anpassung von Parametern, in diesem Fall der Oberflächenrauigkeit, nicht explizit beschriebene Prozesse der Gullyerosion zu quantifizieren (Hessel et al. 2003b). Modellsysteme ermöglichen es jedoch auch, weitere für ein Einzugsgebiet relevante Prozesse modular einzufügen, so dass SHETRAN eine Komponente zur Charakterisierung von Hangrutschungen beinhaltet, die erfolgreich überprüft wurde (Bathurst et al. 2006). Aus Sicht der Modellkonzeption erscheint es wichtig, das modellierte Raum-Zeit-Kontinuum über die typischen Einzugsgebietselemente, wie zum Beispiel Hang und Gerinne, hinweg zu berücksichtigen, auch wenn dies Grenzen für die beschriebenen Prozesse sind. Eine Analyse der relevanten Prozesse auf Einzugsgebietsebene sollte daher einer Modellanwendung vorausgehen und die Modellauswahl mit bestimmen.

Tab. 1. 3: Übersicht über verschiedene Erosionsmodelle (Namenserläuterungen und Literatur im Appendix)(verändert nach Bathurst 2002)

Modellkriterium	SHETRAN	ANSWERS	WEPP	EUROSEM	LISEM	AGNPS	EROSION3D
Simulationstyp							
kontinuierlich	JA	NEIN	JA	NEIN	NEIN	NEIN	NEIN
Einzelereignis	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA
Einzugsgebietsgröße	< 2000 km <sup>2</sup>	< 50 km <sup>2</sup>	< 2.6 km <sup>2</sup>	EZG	EZG	> 1000 km <sup>2</sup>	< 10 km <sup>2</sup>
räumliche Auflösung	GRID	GRID oder GIS Raster	GRID	Hangsegment	GIS Raster	GIS Raster	GRID
Oberflächenabflussbildung							
Horton-Abfluss	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA
Sättigungsabfluss	JA	NEIN	NEIN	NEIN	JA	NEIN	NEIN
Erosionsprozesse							
Niederschlagserosion	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA
Rillenbildung	NEIN	NEIN	JA	JA	JA	NEIN	JA
Krustenbildung	NEIN	JA	NEIN	JA	JA	NEIN	NEIN
Gerinneerosion	JA	NEIN	NEIN	JA	NEIN	JA	NEIN
Gullying	JA	NEIN	NEIN	NEIN	NEIN	NEIN	NEIN
Landsliding	JA	NEIN	NEIN	NEIN	NEIN	NEIN	NEIN
Output							
zeitvariabler Sedigraph	JA	JA	NEIN	JA	JA	NEIN	NEIN
zeitintegrierte Sedimentfracht	JA	JA	JA	JA	JA	JA	JA
Erosionskarte	JA	JA	JA	NEIN	JA	JA	JA
Landnutzung	fast alle Vegetationstypen	überwiegend Landwirtschaft	fast alle Vegetationstypen	überwiegend Landwirtschaft	überwiegend Landwirtschaft	überwiegend Landwirtschaft	überwiegend Landwirtschaft

In einer Reihe von Studien wurden qualitative oder quantitative Vergleiche unterschiedlicher Modelle durchgeführt. Sie können so eine erste Hilfestellung bei der Modellauswahl geben. Die umfangreichste Vergleichsstudie hydrologischer Modelle ist das „Distributed Model Intercomparison Project“, in der 12 Modelle mit demselben Datensatz getestet wurden (Reed et al. 2004). Erosionsmodelle auf der Feldskala und für Einzugsgebiete wurden im Rahmen des „Soil Erosion Network“ im IGBP-GCTE verglichen und bewertet (Jetten et al. 1999). Die Autoren betonen in ihrer Auswertung die Bedeutung von zusätzlichen Informationen über das Zielgebiet, wie zum Beispiel landwirtschaftliche Techniken und Mechanismen der Oberflächenabflusskonzentration. Darüber hinaus werden langfristige Durchschnittswerte besser abgebildet als Einzelereignisse, deren Auftreten auch in kontinuierlichen Modellen nicht ausreichend erfasst wird. Obwohl die Autoren davon ausgehen, dass in der Praxis Erosionsmodelle auch aufgrund fehlender Daten kaum kalibriert werden können, empfehlen sie eine Kalibrierung besonders für kleine und mittelgroße Einzugsgebiete bis 1000 ha, da bis zu dieser Größe räumliche Heterogenitäten stark beeinflussend sind. Kalibrierung verbessert nicht nur die Modellresultate. Unakzeptabel hohe Fehler im Kalibrierungsergebnis deuten darüber hinaus auch auf eine fehlerhafte Modellanwendung oder eine geringe Entsprechung des Systems mit den Modellannahmen hin. Im Unterschied zu dieser Empfehlung bewertet Hebel (2003) eine Auswahl von Hang- und Einzugsgebietsmodellen nach Anwendung ohne Kalibrierung in Hinblick auf Aussagen zur einer Richtwertkontrolle des Schweizer Bodenschutzgesetzes eindeutig. Die benutzten empirischen Modelle werden generell schlechter beurteilt als physikalisch basierte Modelle. Quinton (1997) belegt jedoch die hohe Unsicherheit von Modellergebnissen, bei denen die Modellabschätzungen immer im Bereich der Daten von Messparzellen lagen, wenn die Modelleingangsparameter innerhalb eines vordefinierten Wertebereichs lagen. Langfristige Simulationen und Modellvergleich mit Durchschnittswerten könnend daher irreführend sein. Während die erzielte Modellierungsgüte für Datensätze, die am Gebietsauslass erhoben wurden, für viele Modelle noch als zufriedenstellend beurteilt werden kann, kommen Jetten et al. (2003) bei Betrachtung der räumlichen Repräsentativität von Modellresultaten für Einzugsgebiete zu einem überwiegend negativen Schluss. Die Einbindung von Beobachtungen zum Erosions- und Depositionsmuster in die Modellierung erhöht die räumliche Präzision. Solch eine a priori Vorgabe ist jedoch nicht nur aufwendig, sondern verhindert auch einen Abgleich der Modellergebnisse mit Beobachtungen. Für diese notwendige Beurteilung räumlicher Modellaussagen liegen bislang noch keine allgemeingültigen Kriterien vor, so dass in der Regel eine Plausibilitätsüberprüfung durchgeführt wird.

Im Unterschied zu der auf kurzen Prozessen beruhenden Niederschlagserosion, bei Regentropfeneinfluss sogar im Sekundenbereich oder darunter, ist die Abflussbildung aus einer Schneedecke und von dieser ausgelösten Wassererosion konstanter und zeitlich weniger dynamisch. Die modellhafte Abbildung der winterlichen Erosionsprozesse in empirischen Modellen scheidet bislang an der Verfügbarkeit von Daten. Dieser Mangel, vor allem an langjährigen Daten, wird häufig durch reines Abschätzen des Stoffaustrages für das Winterhalbjahr auf der Basis von Erfahrung kompensiert (mündl. Mitteilung D. Deumlich, 2003). Renard et al. (1997) erläutern die grundsätzlichen Schwächen der RUSLE bei der Anwendung dieses Ansatzes für Wintersituationen aufgrund der problematischen Abschätzung der Schneeschmelzwassererosivität und der von Frost-Tau Zyklen beeinflussten Bodenerodibilität. Trotz intensiver Bemühungen ist es noch nicht gelungen, eine Erweiterung für winterliche Rahmenbedingungen zu erzielen (McCool 2001, mündl. Mitteilung S. Dabney, 2006, Dabney et al. 2006). Für lokale Bedingungen in Norwegen wurde eine Anpassung der Koeffizienten durchgeführt (Lundkvam 2001). Eine Übertragung der „Universal Soil Loss Equation for Norway“ (USLENOR) Ergebnisse erscheint jedoch wie bei allen datenbasierten Ansätzen problematisch, obwohl eine Erweiterung durch eine Verbindung zu einem Bodenwasserhaushaltsmodell vorhanden ist. Einige physikalisch basierte Erosionsmodelle beinhalten Winterhydrologieroutinen, die auf einen Wasserbilanzansatzes, teilweise auch unter Berücksichtigung von Bodenfrost, zurückgreifen (Grønsten und Lundkvam 2005). Die Erosionsermittlung des Schneeschmelzwassers erfolgt über die bestehenden Module zur Rillenerosionsberechnung in der Regel jedoch ohne auf die Veränderungen durch Bodenfrost oder Bodenauftauprozesse einzugehen. Anwendungen dieser Modelle sowohl auf der Feldskala als auch in kleinen Einzugsgebieten schlagen daher fehl (McCool 2001, Grønsten und Lundkvam 2005). Rekolainen und Posch (1993) modifizierten das Feldskalenmodell CREAMS für finnische Verhältnisse (ICECREAM) durch eine einfache Erweiterung unter Berücksichtigung von Bodenfrost. Die Erosionsabschätzung wurde jedoch nicht den speziellen Rahmenbedingungen einer Schneeschmelze angepasst. Dennoch wird dieser Ansatz auch zur Berechnung von Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasser- und Stoffhaushalt benutzt (Bärlund et al. 2007). Für Deutschland stellten Weigert et al. (2001) eine erweiterte Version von EROSION3D vor, in der eine einfache Möglichkeit der Oberflächenabflussbildung bei Bodenfrost implementiert wurde. Das Modell konnte in dieser Version auch auf andere Einzugsgebiete übertragen werden. Als Einzelereignisversion bestehen aber Defizite hinsichtlich der Vorereignisbedingungen und deren räumlicher Differenzierung. Für

EROSION3D ist daher nun eine erweiterte kontinuierliche Version entwickelt worden, die sowohl einen umfassenden mehrschichtigen Bodenwasserhaushalt berücksichtigt als auch Schnee und das Auftreten von Bodenfrost (mündl. Mitteilung J. Schmidt 2007).



### **1.3 Wissensdefizite und Zielstellung**

In Hinblick auf die räumlichen Muster der Abflussbildung und der beobachteten räumlichen Heterogenität heben Grayson et al. (2002) weiteren Forschungsbedarf hervor. Die Defizite bestehen insbesondere bei Fragestellungen, die sich vom Hang bzw. der Messparzelle als Hangausschnitt oder idealisierten Hang lösen und Einzugsgebiete betrachten. Die räumliche und zeitliche Differenzierung der Einzugsgebietshydrologie führt zu komplexen Sedimentaustragssituationen auf dieser Skala, die vor allem bei Schneeschmelzen und winterlichen Randbedingungen bislang nicht geklärt sind. Dies gilt in hohem Maße für Fragen der

- räumlichen Differenzierung der Abflussbildung bei Schneeschmelzen und Bodenfrost,
- Quantifizierung und Prozesse der Erosion unter winterlichen Randbedingungen und
- einzugsgebietsbezogenen Aussagen über Sedimentherkunft und Transportmechanismen bei Schneeschmelzen.

Für die Einzugsgebietsskala können hydrologische und Erosions- bzw. Sedimentfrachtmodelle angewandt werden, die sich in ihren konzeptionellen Ansätzen und ihrer Komplexität unterscheiden. Die kontinuierliche Weiterentwicklung der Modelle und Modellverknüpfungen sowie der technischen Grundlagen hat zu einer ubiquitären Anwendung in der Wissenschaft und in der Umweltplanung geführt. Sie leisten damit einen wichtigen Beitrag bei der Lösung von lokalen ökologischen Problemen sowie der gegenwärtig stattfindenden Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie. Ein Defizit besteht weiterhin in der modellhaften Abbildung der Sedimentaustragsprozesse bei winterlichen Randbedingungen. Dies trifft besonders auf die Modellierung der

- räumlichen Differenzierung des Auftretens von Bodenfrost und dessen Auswirkungen auf die Abflussbildung auf Einzugsgebietsebene,
- Prozesse der Rillenerosion unter winterlichen Randbedingungen,
- räumlichen Differenzierung der Erosion-Transport-Akkumulation und deren Überprüfung auf Einzugsgebietsebene sowie
- integrativen Abbildung der einzugsgebietscharakterisierenden Verbindung von Hang und Gerinne zu.

Die Zielstellung der vorliegenden Arbeit greift diese aufgeführten Punkte auf und versucht am Beispiel zweier Untersuchungseinzugsgebiete Lösungswege aufzuzeigen. Für jeweils ein

Einzugsgebiet in Deutschland und in Russland wird durch ein Monitoringprogramm zunächst die Abflussbildung und Sedimentausträge quantifiziert und in einem weiteren Schritt die räumliche und zeitliche Differenzierung der Sedimentherkunft und Eintragspfade analysiert. Dabei kommt der Erfassung der Abflussbildungsprozesse und deren Beeinflussung durch Bodenfrostd eine besondere Bedeutung zu. Es wird überprüft, inwieweit eine Charakterisierung der einzugsgebietsinternen räumlichen Differenzierung anhand von Daten am Gebietsauslass möglich ist. Auf dieser Basis wird eine Umsetzung der gewonnenen Erkenntnisse in ein Modellsystem vorgenommen, das zum einen hinreichend physikalisch basiert sein soll, aber zum anderen auch bei nicht optimaler Datengrundlage, z.B. in Russland anwendbar sein soll. Die Funktionalität des Modells wird mit vergleichenden Daten aus den Untersuchungsgebieten überprüft, indem nicht nur auf die Darstellung der Sedimentausträge am Gebietsauslass Wert gelegt wird. Augenmerk liegt auch auf der Frage, ob sich die in den Monitoringdaten erkennbare räumliche und zeitliche Prozessdifferenzierung wieder findet. Durch Szenariorechnungen wird ein weiterer Aspekt der Anwendbarkeit des entwickelten Modellsystems dargestellt.

## 2 UNTERSUCHUNGSGEBIETE UND METHODEN

### 2.1 Schäfertal

#### 2.1.1 Naturraum

Das Untersuchungsgebiet Schäfertal liegt im östlichen Unterharz nördlich der Ortschaft Siptenfelde ca. 10 km von Harzgerode entfernt (Abb. 2.1). Bis zum Messpegel am Gebietsauslass in 396 m ü.N.N. umfasst das Schäfertal ungefähr 1.44 km<sup>2</sup>.

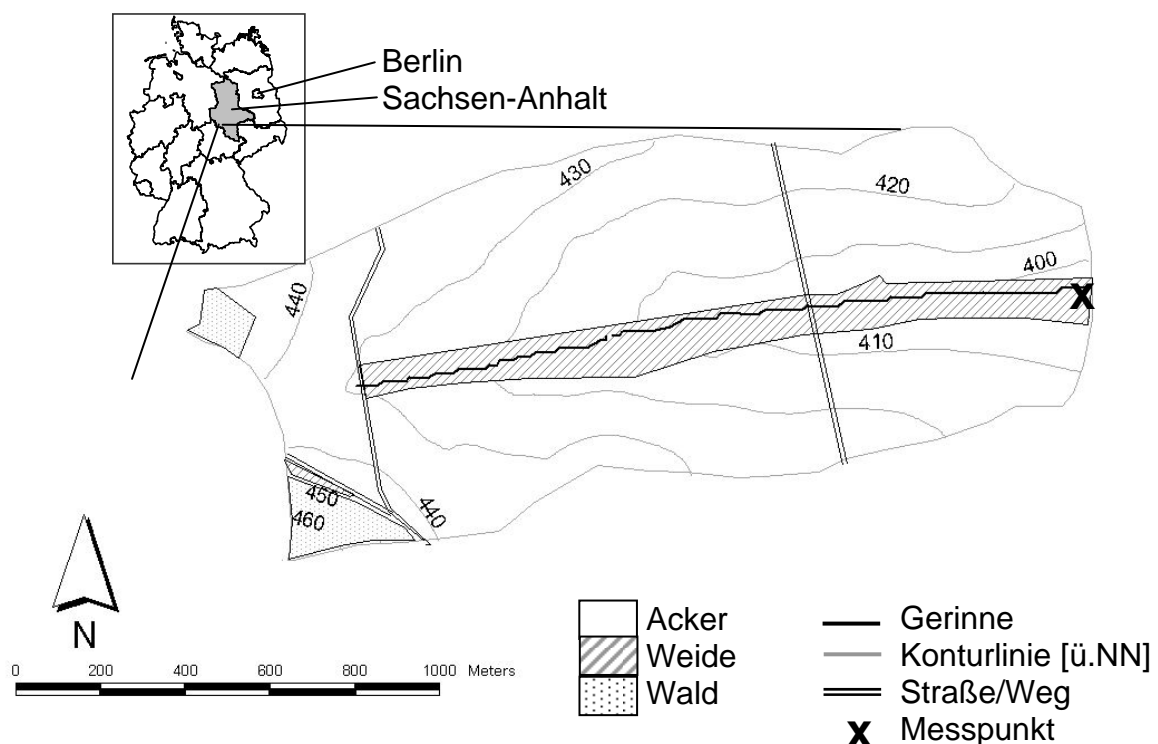


Abb. 2.1: Das Untersuchungsgebiet Schäfertal mit Landnutzung; die eingesetzte Karte zeigt die Lage innerhalb Deutschlands

Die durchschnittliche Jahresniederschlagsmenge beträgt 680 mm; die durchschnittliche Jahrestemperatur ist 6.8°C. Der leicht kontinental geprägte Klimagang zeigt sich nicht nur in den geringen Lufttemperaturen im Winter (Minimum im Winter 2002 betrug -20°C, in 2003 sogar -24 °C), sondern auch in Nachtfrösten, die im frühen Herbst und späten Frühjahr auftreten können (Abb. 2.2). Das aktuelle Abflussgeschehen wird durch die Gebietsevapotranspiration und die Schneeschmelze gesteuert, so dass in der Regel im Zeitraum von Oktober bis Juni Abfluss auftritt. Hinzu kommen einzelne Abflussereignisse in Folge von sommerlichen Starkregenereignissen. Aufgrund großräumiger bergbaulicher

Eingriffe in den Wasserhaushalt seit 1975 dominieren hypoderische Abflusskomponenten, der Basisabfluss tritt demgegenüber in den Hintergrund. Weitergehende Informationen dazu sind bei Wenk et al. (1998) zu finden. Seit 1997 findet eine Regulierung der Wasserstände im ehemaligen Grubengebäude im Rahmen einer von der BST Mansfeld durchgeführten Bergverwahrung statt. Die Grundwasserflurabstände haben sich in der Untersuchungsregion wieder den natürlichen Situationen vor den bergbaulichen Eingriffen angenähert (mündl. Mitt. R. König, BST Mansfeld).

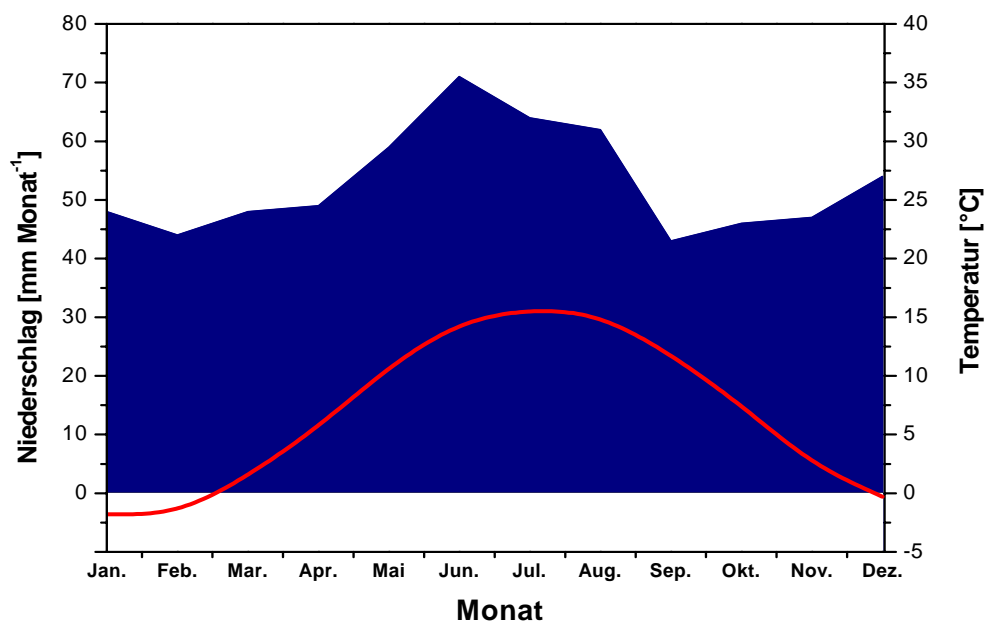


Abb. 2.2: Klimadiagramm für den östlichen Unterharz, meteorologische Station Harzgerode (Daten aus Wenk et al. 1998)

Die charakteristischen Grauwacken und Tonschiefer werden von einem periglazialen Decklagenkomplex überdeckt, aus dem sich aus lösshaltigem Ausgangssubstrat Braunerden und Parabraunerden, zum Teil mit deutlicher autochthoner Pseudovergleyung, entwickelt haben. In der Tiefenlinie, die weidewirtschaftlich genutzt wird, herrschen Gleye und kolluvial überdeckte Pseudogleye vor (Abb. 2.3). Mit 53% dominieren im Einzugsgebiet die Braunerde/Parabraunerde Vergesellschaftungen, die auf dem nördlichen Hang vorherrschen und als schluffiger Lehm mit einem Maximum im Bereich des Grobschluffs angesprochen werden können. Abb. 2.4 stellt diese Bodengesellschaft in Form eines Braunerdeprofils dar. Deutlichstes strukturelles Merkmal ist der keilförmige Lagenwechsel von der schluffdominierten Hauptlage (Ap und I Bv) zur skletthaltigen Basislage (II Bv). Die gesättigten hydraulischen Leitfähigkeiten sind dadurch sowohl in der Tiefe als auch zeitlich

großen Schwankungen unterworfen, die vor allem durch die Bodenbearbeitung hervorgerufen wird und können teilweise als „kf6“ (äußerst hoch) eingestuft werden (Fritz 2004).

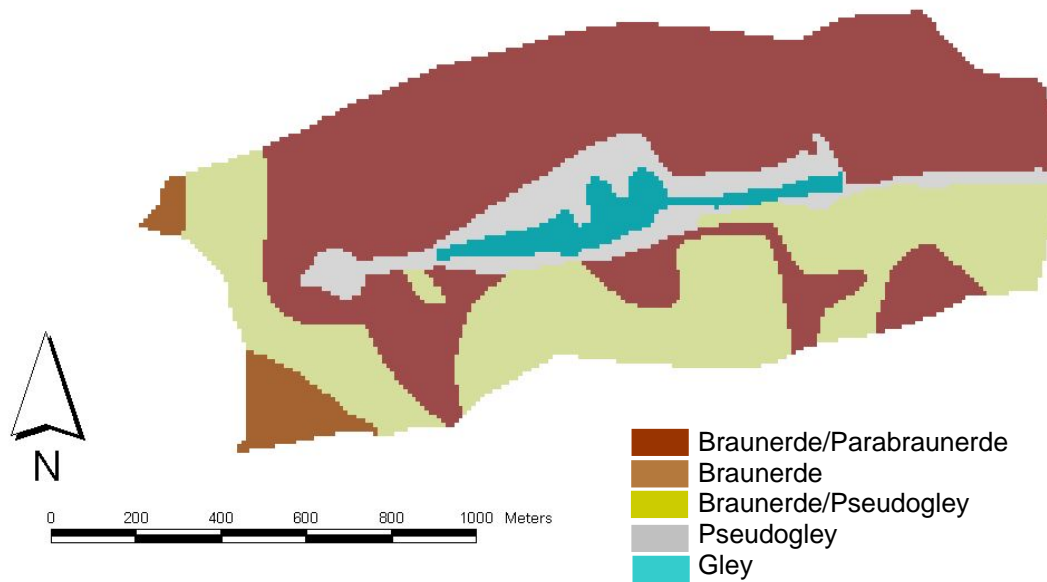


Abb. 2.3: Bodentypengesellschaften im Untersuchungsgebiet Schäfertal

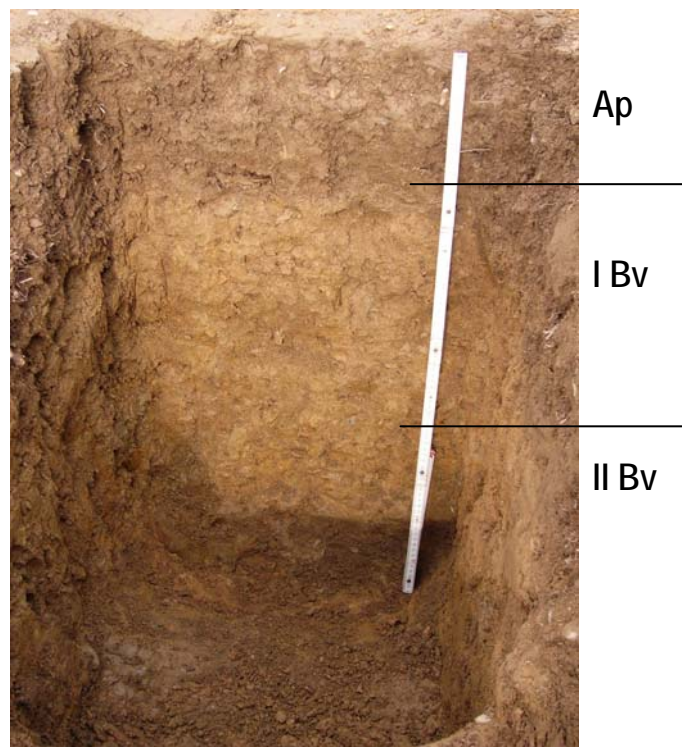


Abb. 2.4: Profil einer typischen Braunerde auf dem südexponierten Hang des Schäfertals

Mit einem Anteil von über 80% dominieren die Ackerflächen die Landnutzung in einem Maße, das für Mittelgebirge außergewöhnlich ist (Abb. 2.5). Die lang gestreckten, im Durchschnitt 6% geneigten Hänge werden mit einer Fruchtfolge von Wintergetreide, Sommergetreide und Raps bestellt. Bei Wintergetreide liegt aufgrund von wirtschaftlichen Gesichtspunkten der Schwerpunkt auf dem Anbau von Braugerste. In den letzten Jahren sind verstärkt *Triticale* und Futtererbsen hinzugekommen. Die ca. 120 ha Ackerfläche sind in fünf Schläge mit Größen von 28 bis 65 ha verteilt, die jedoch die Einzugsgebietsgrenzen überschreiten (Abb. 2.6). In der Regel werden die Schläge im Spätsommer bis Frühherbst gepflügt. Das Grünland wird durch Fersen beweidet und einmal im Jahr gemäht.

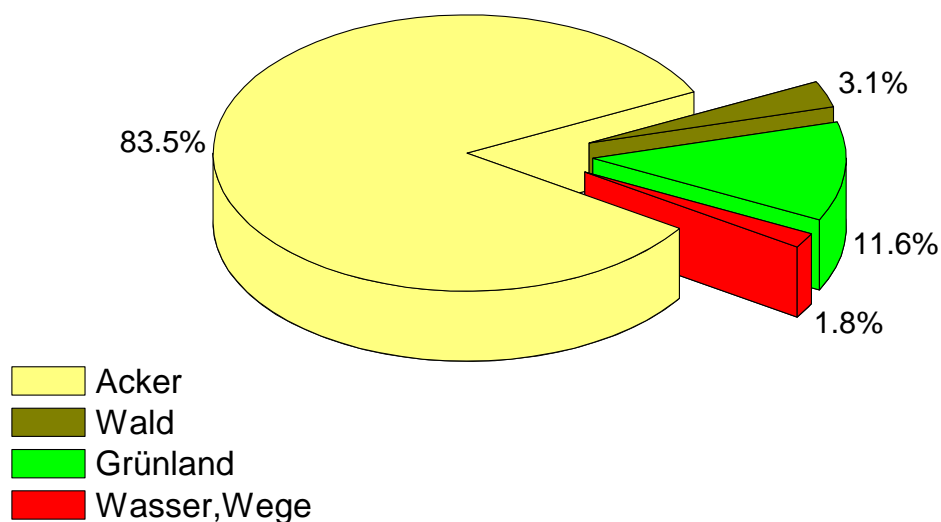


Abb. 2.5: Prozentuale Landnutzungsverteilung im Schäfertal

### 2.1.2 Methoden

Die hydrologischen Messungen und Aufzeichnungen für das Untersuchungsgebiet Schäfertal reichen bis zum Beginn der 60er Jahre zurück und wurden seit 1996 kontinuierlich erweitert. Die Untersuchungen zum Stoffhaushalt begannen im Herbst 1998 und sind seit Januar 2001 besonders auf winterliche Stoffaustragsereignisse konzentriert (Abb. 2.7).



*Abb. 2.6: Blick in das Untersuchungsgebiet Schäfertal in Richtung Nordosten*

Neben Niederschlagsaufzeichnungen an acht Positionen im Einzugsgebiet (OTT Pluvio Standard 250) finden Schneehöhen- und Schneedichtemessungen an insgesamt 36 Punkten in drei Querprofilen statt. Neben der manuellen täglichen bzw. wöchentlichen oder automatischen kontinuierlichen Registrierung von Grundwasserständen an 12 von insgesamt 42 Beobachtungsrohren (Floater SEBA, Orphimedes OTT, Beaver AQUITRONIK), findet eine Abflussbestimmung am Gebietsauslass durch eine mehrstufige Messwehranlage mit einem scharfkantigen Messwehr (Thomson-Blende;  $\alpha = 60^\circ$ ) statt (Abb. 2.7). Die Überfallhöhe wird durch unabhängige mehrfach redundante Systeme (Drucksensor STIP ISCO; Schwimmerpegel UNIDATA und kapazitiver Sensor ELOBAU) sowie durch manuelle Kontrollmessungen erfasst. Darüber hinaus finden Messungen zu meteorologischen Parametern sowie zu Bodenfeuchte und Bodentemperatur statt. Die Daten werden im Hydrologischen Informationssystem ZIS (GeloG, Magdeburg) vorgehalten. Das Einzugsgebiet dient der Hochschule Magdeburg-Standal (FH) als Ausbildungsgebiet für Studiengänge im Fachbereich Wasser- und Kreislaufwirtschaft.



*Abb. 2.7: Probenahmestelle und technische Ausrüstung am Gebietsauslass des Schäfertals*

Die Stoffhaushaltsuntersuchungen umfassen ein zweiwöchiges Grundprogramm sowie eine automatische Probenahme bei Hochwasserereignissen (ISCO Sampler 6700) am Gebietsauslass und an zwei von 21 Drainagen, auf deren Ergebnisse im Rahmen dieser Arbeit nicht eingegangen wird (Ollesch u. Wenk 2001, Ollesch et al. 2005). Unter anderem werden die Konzentrationen von Schwebstoff (SSC), Gesamtphosphor ( $P_{\text{tot}}$ ) und gelöstem organischen Kohlenstoff (DOC) bestimmt. Untersuchungen zur räumlichen Heterogenität und zeitlichen Variabilität der Phosphorverbindungen im Oberboden ergänzen die Untersuchungen (Heilmann et al. 2003). Die Probenaufbereitung und Analytik erfolgt dabei nach internationalen Standards oder Normen, z.B durch Stabilisierung mit Schwefelsäure oder Filtration durch einen  $0.2\mu\text{m}$  Zelluloseacetatfilter (Broberg und Persson 1988).



## 2.2 Lubazhinka

### 2.2.1 Naturraum

Das Untersuchungsgebiet Lubazhinka liegt ungefähr 100 km südlich von Moskau im südlichen Bereich der Struktur der Moskauer Synklinale (Abb. 2.8). Das 18.8 km<sup>2</sup> große Einzugsgebiet wird durch eine Messstation an einer Straßenbrücke abgegrenzt. Am Gebietsauslass vor dem Messwehr befindet sich ein Speichersee, aus dem im Sommer geringe Mengen Wasser zur Bewässerung der nahen „Datscha“-gärten entnommen werden (vgl. Abb. 2.14). Nach weiteren 1800 m Fließstrecke mündet der kleine Fluss in die Oka.

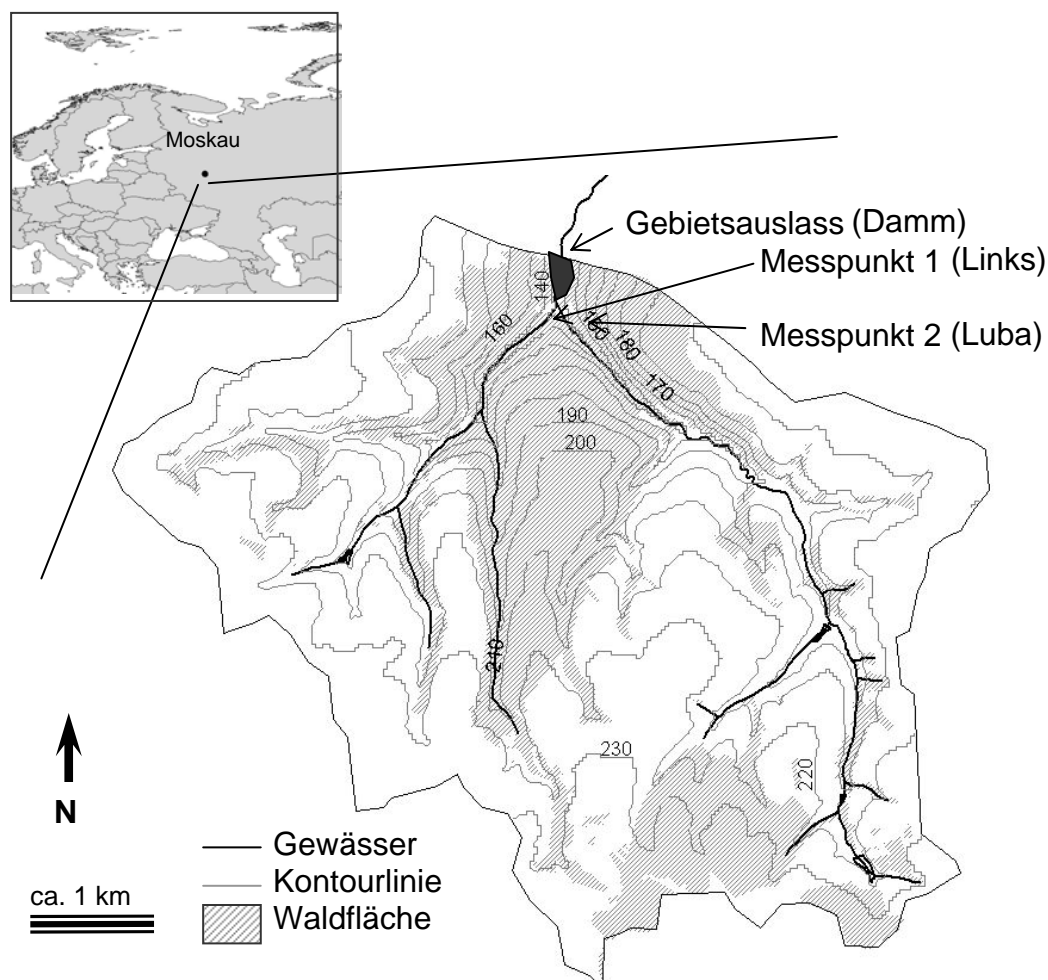


Abb. 2.8: Das Untersuchungsgebiet Lubazhinka mit Landnutzung; die eingesetzte Karte zeigt die Lage innerhalb Russlands

Die Region stellt mit ihrem gemäßigten kontinentalen Klima den Übergang zwischen südlicher Taiga und Waldsteppe dar. Die langjährige (1924-1970) Jahresmitteltemperatur gemessen an der Station Serpukhov in ungefähr 20 km Entfernung beträgt 4.4°C; von den durchschnittlichen ca. 560 mm Jahresniederschlägen an dieser Station fallen ca. 1/3 in der Zeit von November bis Anfang April als Schnee (Abb. 2.9).

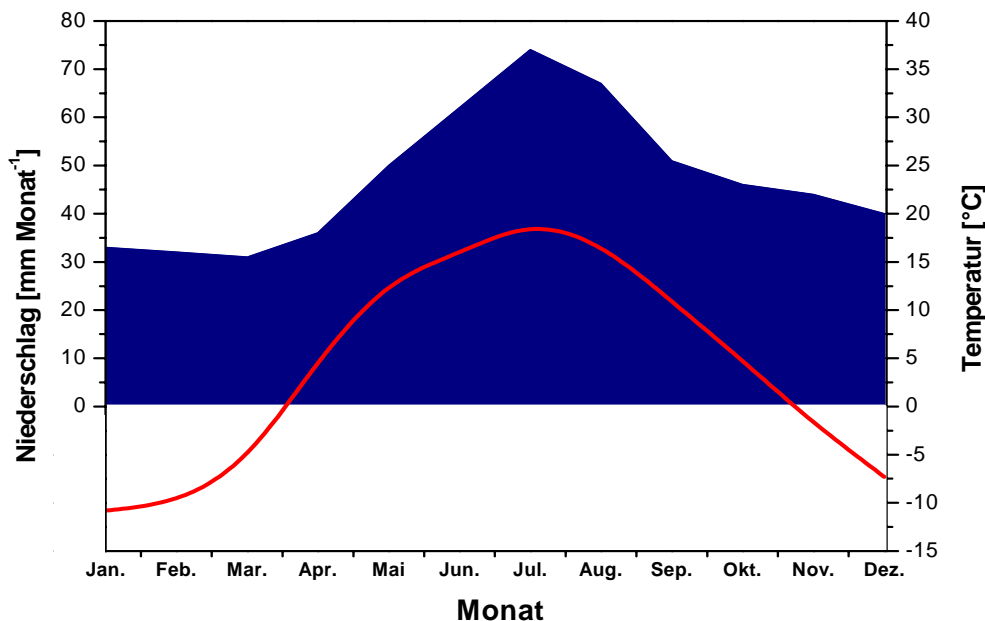


Abb.2.9: Klimadiagramm für die Lubazhinkharegion, meteorologische Station Serpukhov (Daten „Priogko Terrasnij Zapovednik“ Biosphärenreservat)

Neben oberkarbonischen Serien stehen im Einzugsgebiet lokal tonige, jurassische und kretassische Sedimente an, die im Bereich der Okaterrassen als oolithische Karbonkalke ausstreichen. Das Relief zeichnet sich durch stark eingetieft Täler mit steilen Flanken und nur gering modulierten plateauförmigen Zwischentalbereichen aus. In diesen Bereichen hat sich ein durch paleokryogene Prozesse gebildetes polygonales Mikrorelief ausgebildet. Aus den valday- und dneprzeitlichen Grundmoränen, die mit spätglazialen Löss überdeckt sind, haben sich graue Waldböden entwickelt. Die Textur dieser Böden zeichnet sich durch ein Maximum von 50-60% im Mittelschluffbereich aus, bei einem Gesamtschluffgehalt von über 80%. Miedema et al. (1999) beschreiben eine polygenetische Entwicklung des humusreichen „mollic“ und tonigen „argic“ Horizontes seit dem Spätglazial auf der Grundlage von Untersuchungen an Bodenprofilen in der Nähe des Einzugsgebietes. Demzufolge wurde im Atlantikum zunächst ein Tschernosem mit humosem Oberboden ausgebildet. Während nachfolgender kälterer Klimaphasen begann die Texturdifferenzierung durch Lessivierung.

Die grauen Waldböden sind in steileren Reliefpositionen in unterschiedlichem Ausmaß erosiv gekappt (Abb. 2.10, 2.11) (Demidov 2000). In den Tiefenlinien herrschen kolluviale Bodenbildungen und Auenböden aus den angeschnittenen karbonischen und jurassischen Sedimenten vor. Die Schneeschmelze bestimmt neben seltenen, durch Starkregen ausgelösten Hochwassersituationen im Sommer, die Abflussbildung. Die Faktoren Relief und Klima bestimmen in ganz entscheidendem Maße die Landnutzung im Einzugsgebiet. Die landwirtschaftlichen Nutzflächen dominieren mit über 50 % die Nutzung des Gebiets, der Wald nimmt nahezu 1/3 der Fläche ein. Die in Abb. 2.12 ausgewiesenen 4.99 % Wasserfläche ist überschätzt und entsteht durch die Ableitung der Flächenanteile aus einem Grid, das auch zur Modellierung verwendet wurde. Zur Abflusssimulation im Gerinne mussten Gridzellen mit 25 m Kantenlänge als Wasser- bzw. Flusszellen definiert werden, die reale Breite der Gerinne im Einzugsgebiet beträgt jedoch nicht mehr als 2-3 m.

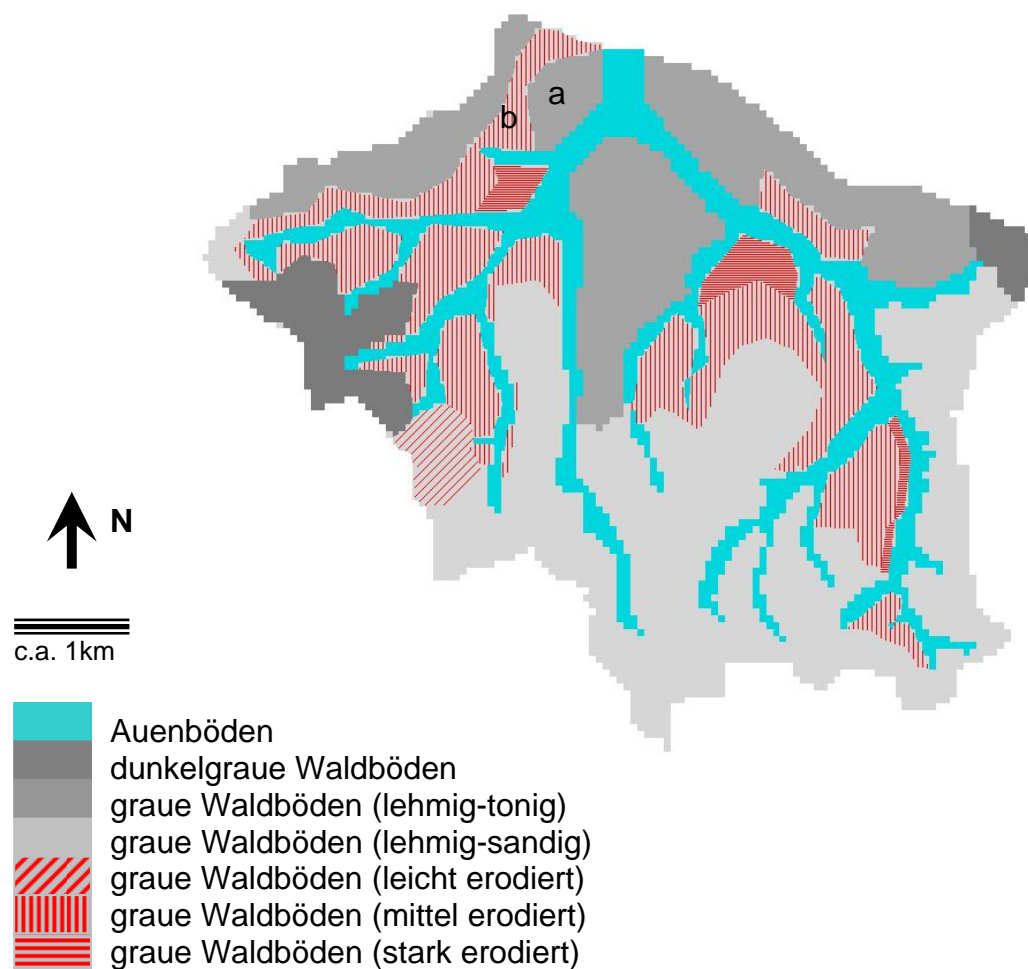


Abb. 2.10: Übersicht über die Bodenvergesellschaftung im Lubazhinka-Einzugsgebiet und erosive Kappung (a und b markieren die Lage der Bodenprofile aus Abb. 2.11)



Abb. 2.11: Profilbeispiele für Graue Waldböden im Untersuchungsgebiet; a) Ah Horizont mit typischer Mächtigkeit und leichter Podsolierung im unteren Ah Bereich, b) erosiv gekappter Oberboden auf einem Ackerstandort, der seit sieben Jahren als Grünland genutzt wird (zur Lage der Profile siehe Abb. 2.10)

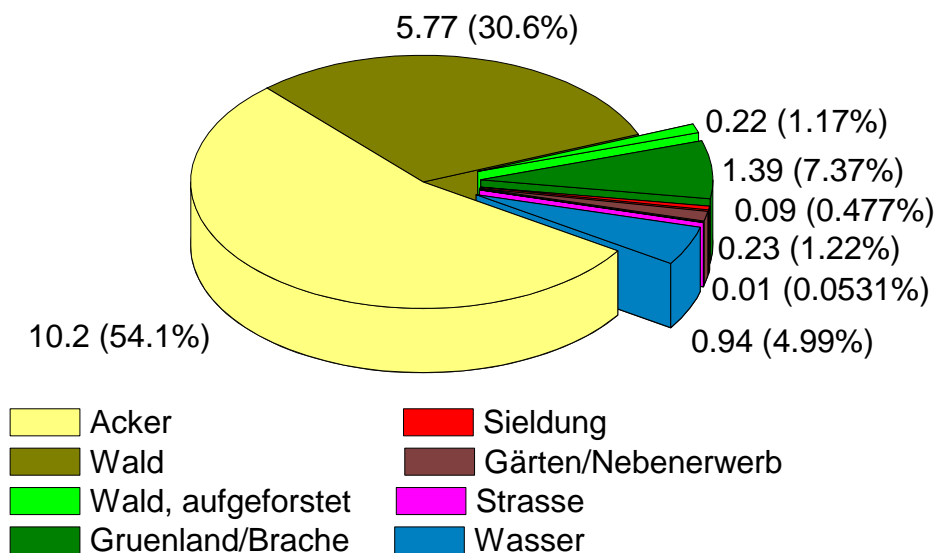


Abb. 2.12: Prozentuale Landnutzungsverteilung und Flächenangaben in km<sup>2</sup> im Lubazhinka-einzugsgebiet

Die ackerbaulich nutzbaren Flächen werden durch eine Rotation aus Wintergetreide, Brache sowie temporärer Weide genutzt und die steilen Talflanken sind durch permanente Weiden und Mähwiesen unterschiedlicher Qualität gekennzeichnet. Die Täler selbst und die Region am Gebietsauslass sind mit z.T. naturnahem Sekundärwald bestockt. Dadurch sind die Ackerflächen im Unterschied zu den Grünland- und Waldflächen durch deutlich geringere Hangneigung gekennzeichnet. Auf der Grundlage der Einzelzellen des oben erwähnten Landnutzungsgrids stellt Abb. 2.13 diese typische Verteilung der Landnutzung für die vier dominanten Nutzungen im Einzugsgebiet dar. Obwohl die durchschnittliche Neigung der Ackerflächen bei 2° liegt, verdeutlicht die große Streuung der Hangneigungswerte bis zu 11°, dass zum Teil auch die Talflanken beackert werden. Aufgrund der Nähe zu den Siedlungen in den Tallagen und an Brücken haben auch die intensiv genutzten Gärten bzw. Nebenerwerbsflächen relativ hohe Hangneigungen.

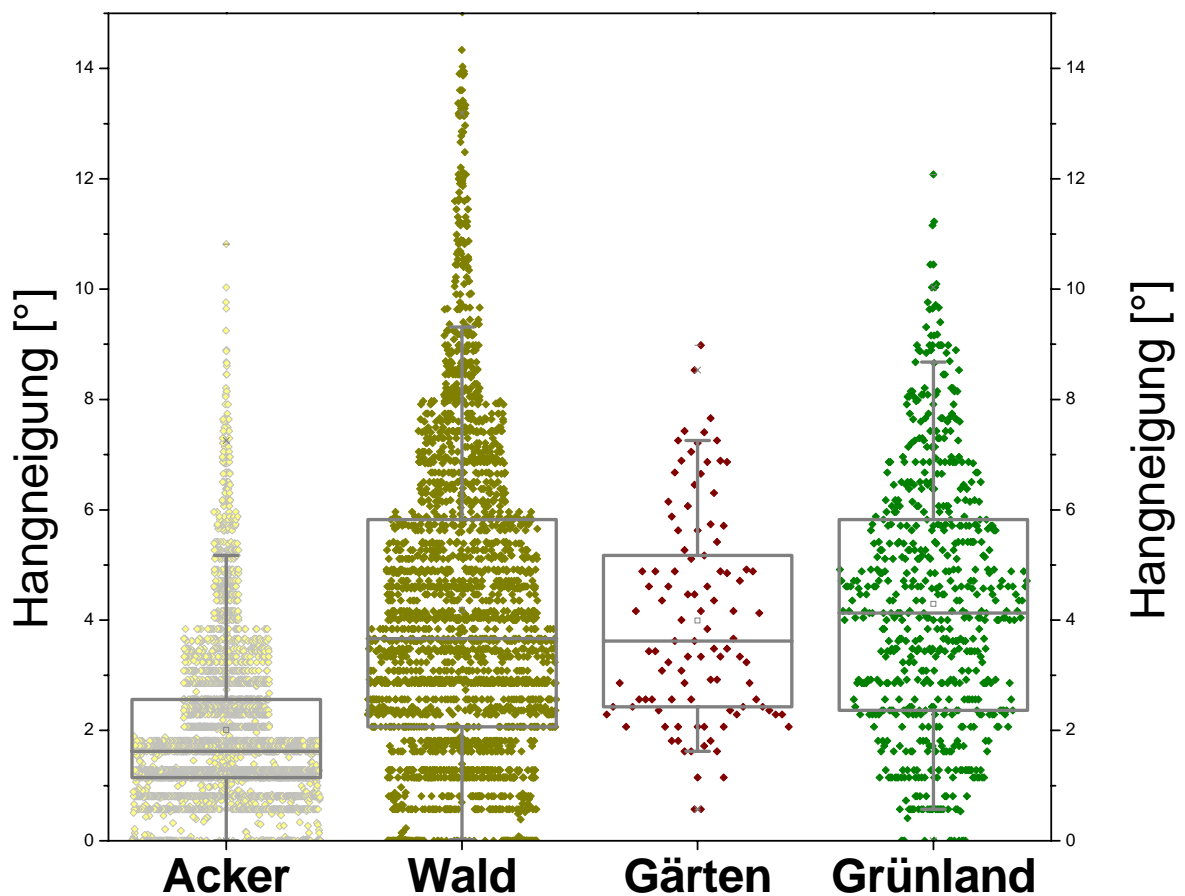


Abb. 2.13: Box-Plots zur Verteilung der Hangneigung in Bezug auf die vier häufigsten Landnutzungstypen im Lubazhinkhaeeinzugsgebiet

### 2.2.2 Methoden

Für die Untersuchungen im Lubazhinka-Einzugsgebiet kann auf Daten von vorhergehenden Projekten und aktuelle, während eines vom BMBF geförderten Forschungsvorhabens, erhobene Werte zurückgegriffen werden. Während die Altdaten überwiegend aggregiert und interpretiert vorliegen (z.B. auf Monatsbasis), konzentrierten sich die neueren Geländearbeiten auf die kontinuierliche Erfassung des Abflusses und der wichtigsten Stoffhaushaltsparameter. Am Gebietsauslass (Damm) wird die Abflussdynamik an einem Trapezwehr mit einem mechanischen Schreiberpegel erfasst (Abb. 2.14). Seit Juni 2004 wird das System durch eine automatische Aufzeichnung mit einem Einperlensensor und temperaturgeregelter Abschaltung (Stip ISCO) ergänzt. Ebenfalls im Juni 2004 erfolgte die Umstellung der manuellen Probenahme auf eine ereignisbezogene Hochwasserbeprobung (ISCO Sampler 6700). Darüber hinaus findet eine regelmäßige Grundbeprobung am Gebietsauslass und den zwei Hauptgerinnen des Einzugsgebiet vor dem Zufluss in den Speichersee statt (Messpunkte Luba und Links). Durch diese Auswahl der Probenahmepunkte kann die Funktion des Wasserspeichers als Stoffsenke am Gebietsauslass hinreichend erfasst werden. Neben der Schwebstoffkonzentration und den Stickstoffverbindungen, Phosphorspezies sowie gelöstem organischen Kohlenstoff werden die Konzentrationen einiger Alkali- und Erdalkalielemente bestimmt. Es kommen russische bzw. internationale Standardmethoden zum Einsatz. Die Methoden der Nährstoffanalytik sind mit denen vergleichbar, die im deutschen Vergleichsgebiet angewandt werden. Dies betrifft insbesondere die Probenfiltration und Analytik der Phosphorspezies. Unterschiede bestehen bei der DOC-Analytik. Diese erfolgt kolorimetrisch nach einem Permanganataufschluss, so dass dieser Wert eher einem CSB-Wert vergleichbar ist. Der CSB liegt jedoch in der Regel unter dem DOC-Wert. Die hohen Konzentrationen, die für DOC ermittelt wurden, wurden durch Vergleichsuntersuchungen am Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung-UFZ, Standort Magdeburg und am Engler-Bunte-Institut für Wasserchemie der Technischen Universität Karlsruhe bestätigt. Die Aufzeichnung der meteorologischen Parameter erfolgt durch eine meteorologische Station im Wasserscheidenbereich im Nordosten des Einzugsgebietes (Abb. 2.15). Die erhobenen Daten werden durch Werte zum Schneewasseräquivalent einer Klimastation ergänzt, die in einem Naturschutzgebiet in ca. 10 km Entfernung auf der gegenüberliegenden Okaseite erhoben wurden. Die langjährigen meteorologischen Aufzeichnungen stammen ebenfalls von dieser Station.



*Abb. 2.14: Probenahmestelle am Gebietsauslass „Damm“ des russischen Untersuchungsgebietes*



*Abb. 2.15: Bild der meteorologischen Station, die während der Untersuchungsperiode aufgebaut wurde*

## 2.3 Datenverarbeitung

Die angefallenen Daten wurden nicht nur mit der gängigen Standardsoftware (MS Word, MS Excel) aufgearbeitet, sondern auch mit einer Reihe von weiteren Programmen, die teilweise entsprechend der Anforderungen modifiziert wurden. Die Auswertung in Form von Karten und Graphiken erfolgte mit ARC View 3.2 und Origin 6.1. Durch die ARC View Erweiterung „Spatial Analyst“ konnten nicht nur Flächenanalysen durchgeführt werden, sondern auch das umfangreiche Präprozessing für die räumlichen Modelleingaben, insbesondere der Szenarienrechnungen, gewährleistet werden. Die statistische Auswertung der Daten erfolgte mit dem Programm Systat 8.0.

Für ausgewählte Parameter der Modelle wurde eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Sie ist eine Abschätzung der relativen Änderung der Modellergebnisse als eine Funktion der relativen Änderung der Modelleingabeparameter (Nearing et al. 1990). Die Sensitivität  $S$  eines Parameters wird nach McCuen (1973) als

$$S = \frac{\left[ \frac{(O_2 - O_1) / O_{1,2}}{(I_2 - I_1) / I_{1,2}} \right]}{\quad} \quad (2.1)$$

bestimmt, mit  $I_1$  und  $I_2$  als geringster und größter Eingabewert,  $I_{1,2}$  als Durchschnitt von  $I_1$  und  $I_2$ ,  $O_1$  und  $O_2$  sind die dazugehörigen Ausgabewerte und  $O_{1,2}$  der Durchschnitt der zwei Ausgabewerte. Die Verdoppelung eines Parameterwertes, die eine Verdoppelung des Zielausgabewertes zur Folge hat, erlangt eine Sensitivität von 1.

Zur Datenhaltung und Datensicherung wurden zwei Datenbanksysteme benutzt, die unterschiedlichen Anforderungen genügen. Zum einen diente die Labordatenbank UFZ-Gefo des Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung - UFZ in Magdeburg der Speicherung von chemischen Analysedaten und dazugehörigen Metadaten zu Probenahmepunkt, Analysemethoden, Analysegrenzen etc. (Büttner et al. 2002). Zum anderen wurde auf das Zeitreihenanalyzesystem ZIS-GeLoG mbH zurückgegriffen (<http://www.gelogmbh.de>). Dieses System ermöglicht eine datenbankähnliche strukturierte Ablage von Datenzeitreihen und den Import unterschiedlicher, frei definierbarer, zum Teil auch binärer Datenformate. Neben einem Graphikmodul weist das ZIS-GeLog eine Schnittstelle zu einem geographischen Informationssystem und weitere Analysewerkzeuge auf. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit



wurde auf die Fähigkeit der Zeitreihenaggregation, der Berechnung unterschiedlicher Kriterien zur Modellierungsgüte und der Polynomannäherung zurückgegriffen. Einige Module wurden mit den Entwicklern gemeinsam für die bestehenden Aufgabenstellungen angepasst. Die erste Version des Schneeschmelzerosionsmodells wurde als VB Anwendung unter MS Excel Umgebung programmiert. Die Änderungen im AGNPS und WASIM Quellcode und die Programmierung der Verknüpfungen in IWAN (vgl. Kap. 4) sowie die Modelloberfläche wurden mit C/C++ und Java Compilern von Microsoft bzw. Borland durchgeführt.

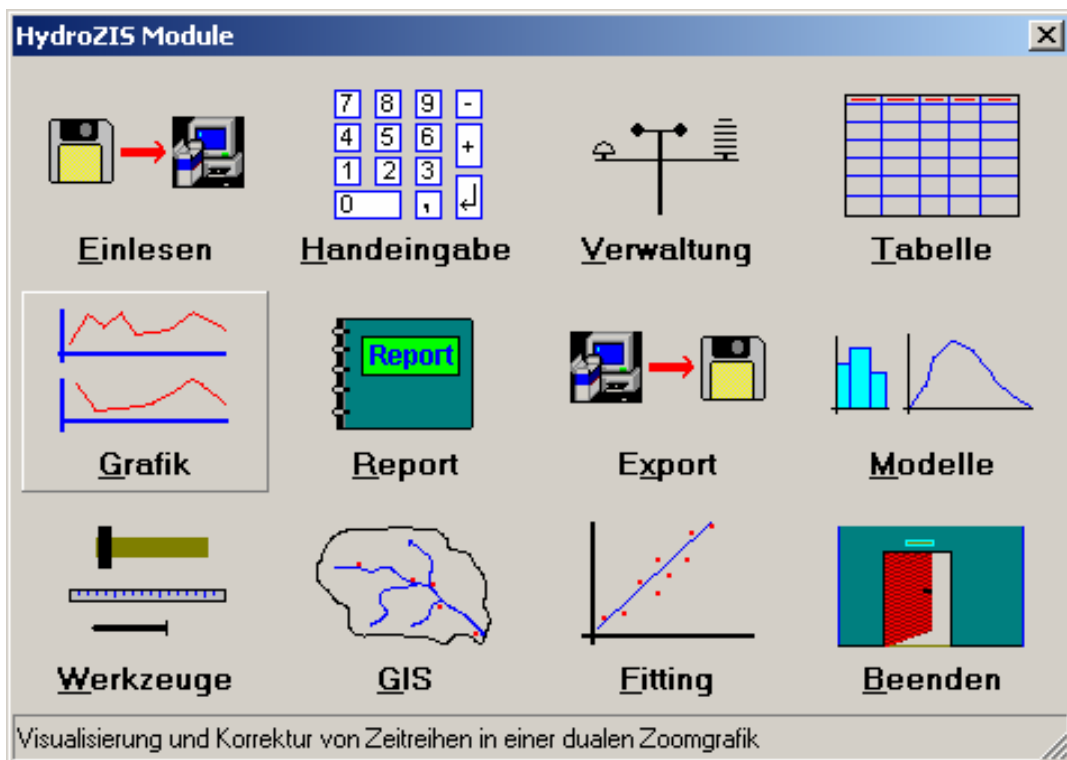


Abb. 2.16: Startoberfläche des Zeitreiheninformationssystems ZIS-GeloG



### 3 ERGEBNISSE UND DISKUSSION DES MONITORINGS IN DEN EINZUGSGEBIETEN

#### 3.1 Schäfertal

##### *3.1.1 Abflussbildung*

Im Zeitraum der hydrologischen Jahre 1993 bis 2003 fiel im Durchschnitt eine Jahresniederschlagsmenge von 715 mm. Davon kamen ungefähr 25% (190 mm) zum Abfluss. Die Niederschlagsmenge schwankt dabei ebenso stark wie die Abflusssumme, die mit 61 mm im hydrologischen Jahr 1993 den niedrigsten Wert und mit 470 mm im Jahr 1994 das Maximum in der Zeit seit Beginn der Bergverwahrung aufweist (Tab. 1). Mit Ausnahme der Jahre 1994 und 1999 liegt der maximale monatliche Abfluss in den Monaten Januar bis März. Im April des Jahres 1994 kam es nach Schneeschmelzereignissen und einem Niederschlag von mehr als 100 mm in zwei aufeinander folgenden Tagen zu einer außergewöhnlichen Hochwasserentwicklung im Schäfertal sowie regional im gesamten Selkeinzugsgebiet.

*Tab. 3.1: Übersicht über jährliche Niederschlags- und Abflussmengen*

<b>Hydrol. Jahr</b>	<b>Niederschlag [mm a<sup>-1</sup>]</b>	<b>Abfluss [mm a<sup>-1</sup>]</b>	<b>Monat des max. Abflussvolumens</b>
1993	727	61	Januar
1994	1036	470	April
1995	763	210	Februar
1996	562	87	März
1997	593	72	Februar
1998	856	194	Januar
1999	622	237	November
2000	696	209	März
2001	691	116	März
2002	798	232	Februar
2003	527	248	Januar
<b>1993-2003</b>	<b>Ø 715</b>	<b>Ø 190</b>	

Abbildung 3 verdeutlicht nicht nur die Dominanz des Winterhalbjahres für die Abflussspende im Schäfertal, sondern auch die Variabilität der Abflüsse innerhalb eines Winters. Von besonderer Bedeutung für diese Differenzierung sind der Vorfeuchtezustand des Gebietes sowie das Auftreten von Bodenfrost und von Niederschlägen, die auf eine schmelzende

Schneedecke fallen (Sui u. Koehler 2001). Bodenfrostsituationen modifizieren zum einen das Abflussvolumen, wie es im Jahr 1996 deutlich wird. Durch einen bis zu 1.5 m tief gefrorenen Boden entsteht am 23.3.1996 ein Tagesabfluss von nahezu 15 mm; ein Wert der der ermittelten Wasserabgabe aus der Schneedecke für diesen Tag entspricht (Stutzer 1998). Zum anderen zeigt der folgende Vergleich zweier Abflusssituationen aus den Jahren 2001 bzw. 2002 auch die Auswirkungen von Bodenfrost auf die Dynamik der unterschiedlichen Abflusskomponenten und der damit verbundenen räumlichen Heterogenität des Abflusses.

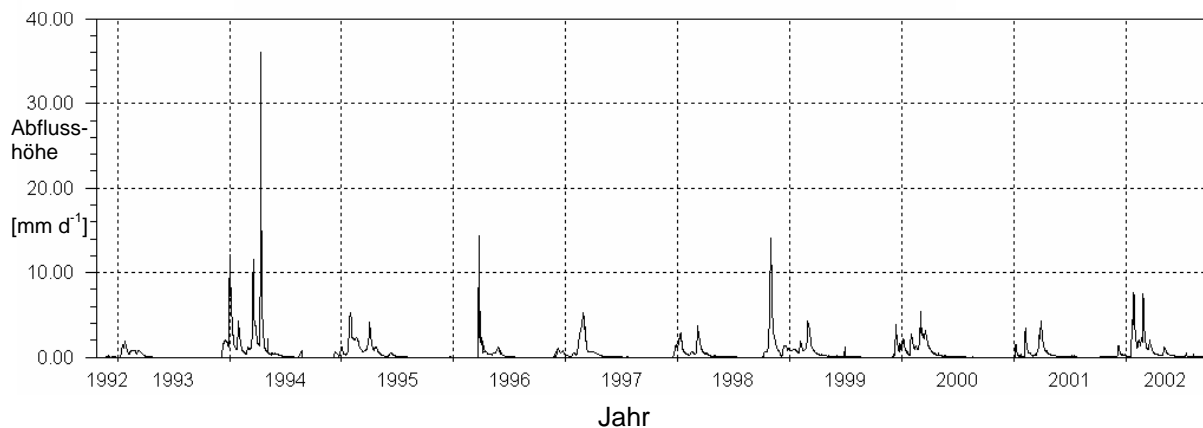


Abb. 3.1: Abflussganglinie des Baches im Schäfertal von 1992 bis 2002

Das Schneeschmelzeereignis vom 5.02.2001 bis zum 13.02.2001 charakterisiert die Abflussbildung bei trockenem Gebietszustand und einem Abfluss von nur ca.  $10 \text{ l s}^{-1}$  zu Beginn bei ungefrorenem Boden (Abb. 3.2). Der Hydrograph zeigt einen für kleine Mittelgebirgseinzugsgebiete mit periglazialer Überprägung typischen Verlauf mit einer ersten kleinen Abflussspitze zu Beginn des Ereignisses und einen langgezogenen zweiten Teil mit dem Abflussscheitel von nahezu  $60 \text{ l s}^{-1}$  am 8.02.2001 (Feger et al. 2003). Wenk et al. (1998) gliedern für das Schäfertal schnelle und langsame Zwischenabflüsse aus, die bei diesem Ereignis den größten Teil des Abflussvolumens ausmachen.

Im Unterschied zum oben charakterisierten Abflussverlauf bei ungefrorenem Boden zeigt der Hydrograph der Schneeschmelze vom 21.01.2002 einen ungewöhnlichen Verlauf, der auf das Vorkommen von zumindest teilweise gefrorenem Boden bis zum 27.01.2002 und einen Niederschlag am 27./28.01.2002 zurückzuführen ist (Abb. 3.3). Nach schnellem Anstieg von unter  $5 \text{ l s}^{-1}$  auf über  $80 \text{ l s}^{-1}$  am 21.01.2002 bleibt der Abfluss zunächst mit geringen Schwankungen zwischen  $60 \text{ l s}^{-1}$  und  $80 \text{ l s}^{-1}$  nahezu konstant. Erst nachdem der Boden getaut ist und der Abfluss durch eine Niederschlagsmenge von ca. 34 mm auf über  $170 \text{ l s}^{-1}$

angestiegen ist, kommt es zur Ausbildung einer „Trockenwetterfalllinie“. Geländebeobachtungen belegen das Auftreten von Oberflächenabfluss und von Sickerwasseraustritt in Hangbereichen, vor allem in der ersten Phase der Schneeschmelze.

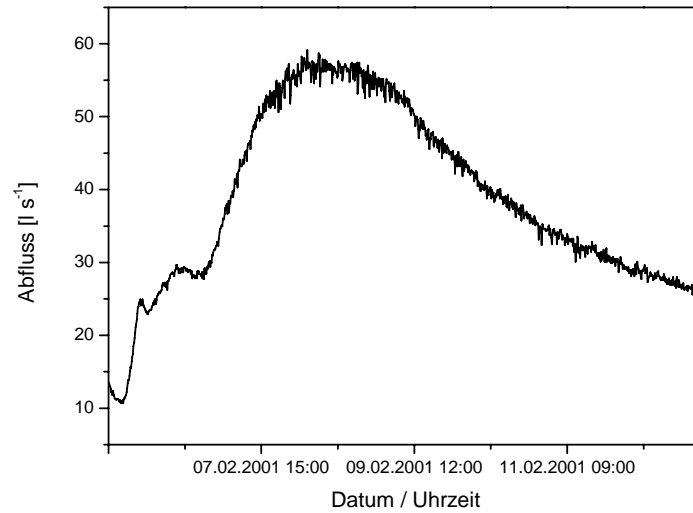


Abb. 3.2: Abflussentwicklung während des Hochwasserereignisses im Februar 2001

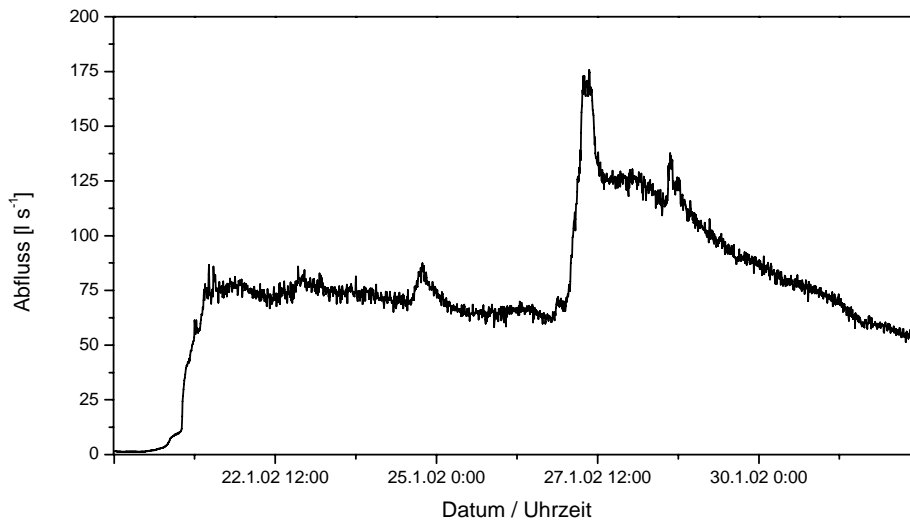


Abb. 3.3: Abflussentwicklung während des Hochwasserereignisses im Januar 2002

Die Bedeutung der Schneeschmelze für die Abflussbildung ist auch für andere Regionen nachgewiesen worden. So verweisen Helliwell et al. (1998) auf die hohe intra- und interannuelle Variabilität der Abflussdynamik in einem schottischen Einzugsgebiet, wie sie auch für das Schäfertal charakteristisch ist. Im Unterschied zum Untersuchungsgebiet im Unterharz wird dort diese Variabilität durch die räumliche Heterogenität und zeitliche Dynamik der Schneedecke von bis zu 180 mm Wasseräquivalent hervorgerufen und nicht durch Bodenfrostsituationen bestimmt. Für ein Einzugsgebiet in Nordschweden mit hohen Schmelzraten erläutert Bengtsson (1985) die Abflussentwicklung aus der Schneedecke in Verbindung mit unterschiedlichen Vegetationsbedeckungen (Wald und Grasland), ohne auf Bodenfrost einzugehen. Demgegenüber stehen Ergebnisse für Regionen mit geringerer Schneebedeckung, in denen der Bodenfrost entscheidenden Einfluss auf die Infiltrationscharakteristik des Bodens hat und so zum mit entscheidenden Faktor der Abflussentwicklung wird (Hayashi et al. 2003). Die hohe Variabilität der Abflussereignisse im Schäfertal weist darauf hin, dass sich in Abhängigkeit von Schneevolumen bzw. Schmelzdynamik sowie Bodenfrost die Prozessdominanz in Richtung schnellerer Abflussbildung verschiebt. Für ein alpines Einzugsgebiet analysieren Singh et al. (2000) die Rezession des Hydrographen und leiten daraus die Schneewassermenge ab. Die Tatsache, dass die Ableitung des Schneespeichers aus der Rezessionskonstante zufriedenstellend gelingt, ist auf Prozessuniformität zurückzuführen. Im Schäfertal führt Bodenfrost jedoch zu völlig veränderten Rahmenbedingungen, so dass die Rezession im Februar 2001 sich grundlegend von der im Januar 2002 unterscheidet (vgl. Abb. 3.2 und 3.3). Dies belegt auch die Hysteresekurve eines ausgewählten Grundwasserbeobachtungsrohres (GW 76) in Abb. 3.4. Während für das Ereignis im Februar 2001 eine deutliche im Uhrzeigersinn gerichtete Kurve auftritt und damit die Bedeutung der entsprechenden Abflusskomponenten charakterisiert wird, tritt beim Abflussereignis im Januar 2002 keine erkennbare Systematik auf. Die periglaziale Überprägung der Struktur des oberflächennahen Untergrundes im Schäfertal erscheint hier von großer Bedeutung, so dass beim Beobachtungspunkt von gesättigtem Interflow im Sinne von „saturated wedge interflow“ (Weyman 1973 nach Kendall et al. 1999) und nicht von einem echten Grundwasserfluss auszugehen ist.

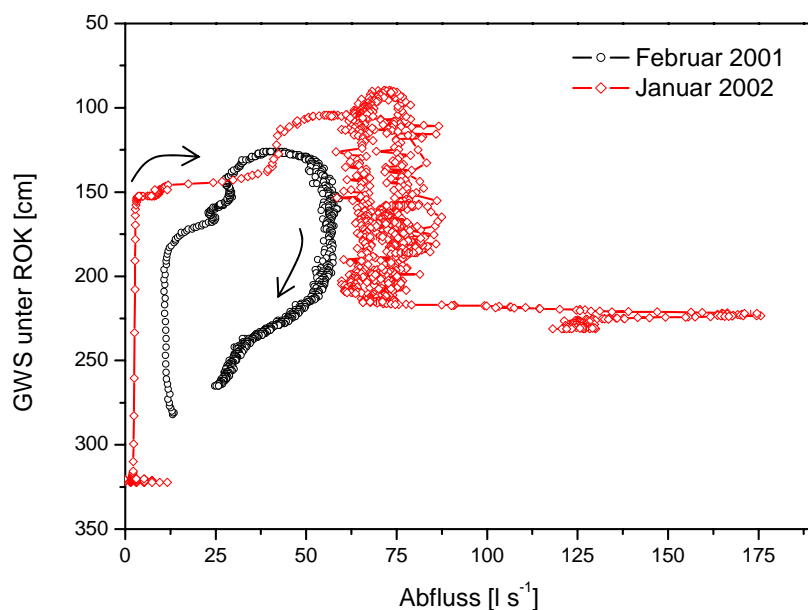


Abb. 3.4: Hysteresekurven der Grundwasserstände an einem Beobachtungsrohr für die beiden ausgewählten Ereignisse

### 3.1.2 Stoffausträge bei Hochwasserereignissen

Während der hydrologischen Jahre 2001 bis 2003 wurden insgesamt zehn Hochwasserereignisse automatisch beprobt. Da zwei dieser Ereignisse zeitlich mit einer Gerinnepflegemaßnahme (u.a. Mahd der Gerinneböschung) der zuständigen Behörde einhergingen, werden diese von der weiteren Betrachtung ausgeschlossen. Von den acht unbeeinflussten Hochwasserabflüssen sind lediglich das Ereignis im Mai 2002 und das im November 2002 ohne Schnee oder gefrorenen Boden entstanden (Tab. 3). Der Netto-Erosion von 10.46 t für diese beiden Ereignisse stehen 33.52 t an Sedimentfracht für die Ereignisse gegenüber, die durch winterliche Randbedingungen gekennzeichnet sind.

In Abhängigkeit von den Boden- und Witterungsbedingungen unterscheiden sich die Abflussmengen, die bei den Winterereignissen zwischen 2.2 mm und 20 mm schwanken und so zu Abflusskoeffizienten zwischen 0.5 und 0.6 führen. Eine Ausnahme bildet das Ereignis vom 30. März 2001, das mit einem Koeffizienten von lediglich 0.04 im Bereich der beiden oben erwähnten Abflüsse ohne winterliche Randbedingungen liegt. Die maximalen Sedimentkonzentrationen schwanken zwischen 35,1 mg l<sup>-1</sup> und 6065 mg l<sup>-1</sup> (Abb. 3.5). Generell liegen die maximalen und auch die mittleren Sedimentkonzentrationen der

Ereignisse bei gefrorenen Böden über denen bei ungefrorenen Bedingungen. Eine Ausnahme bildet das Ereignis vom November 2002, bei dem keine Vegetationsbedeckung auf den Äckern vorlag und somit relativ hohe Erosionsraten und Sedimentausträge verursacht wurden.



*Abb. 3.5: Beispiel für die Trübung des Abflusses am Gebietsauslass des Schäfertals während eines Schneeschmelzereignisses*

Im Vergleich zu einem außergewöhnlichen Sommerereignis 1999 vor dem Untersuchungszeitraum (Bharati 2004) und vorhandenen Literaturwerten (Steegen et al. 2000) sind die im Schäfertal gemessenen Sedimentkonzentrationen gering. Sie sind auch geringer als die in einem 62 ha großen Einzugsgebiet im Kraichgau (SW Deutschland) während des Winters gemessenen Ereignisse; jedoch liegen sie im Bereich der Konzentrationen, die für ein 702 ha großes Gebiet ermittelt wurden (Baade 1996). Probleme der Vergleichbarkeit treten hier jedoch durch Unterschiede in der Hangneigung und des Anteils an Ackerland auf. Die im Untersuchungsgebiet im Harz gewonnenen Ergebnisse decken sich mit denen entsprechender Einzugsgebiete mit Lössbedeckung (z.B. van Dijk und Kwaad 1996) oder solchen mit Uferrandstreifen (z.B. McKergow et al. 2003). Die Erosionsrate für einzelne Winterereignisse, die auf der Basis der Ereignisfrachten berechnet wurde, variiert zwischen  $0.0025 \text{ t ha}^{-1}$  und  $0.12 \text{ t ha}^{-1}$ . Die Weidefläche im zentralen Bereich des Schäfertals in Gerinnenähe funktioniert als Pufferstreifen für Oberflächenabfluss und Sedimenteintrag. Die



Abflussereignisse, die in Verbindung mit Bodenfrosts auftraten, zeichnen sich in drei von vier Fällen durch überdurchschnittlich hohe Abflussmengen oder Gesamtausträge aus.

Tab.3.2: Ausgewählte Charakteristika der Hochwasserereignisse

	Situation	Regen/ Schnee Was. equi- valent [mm]	Durch- fluss max. [l s <sup>-1</sup> ]	Abfluss [mm]	Netto Erosion [t]	SSC max. [mg l <sup>-1</sup> ]	Gesamt- phosphor- austrag [kg]
06.Feb. 2001	ungefrorener Boden	20 Schnee	59	10.2	0.36	35.1	3.1
30.Mar. 2001	ungefrorener Boden	26 Schnee + 29 Regen	97	2.2	0.73	40.6	2.3
20.Jan. 2002	gefrorener Boden	50 Schnee + 34 Regen	175 (85 Schmelze)	50 (25 Schmelze)	4.9	1390	8.1
26.Feb. .2002	teilw. gefrorener Boden	6 Schnee + 32 Regen	146	19.3	1.81	171	3.3
04.Mai 2002	ungefrorener Boden	25 Regen	27	1	0.26	682.8	0.28
30.Nov. 2002	ungefrorener Boden	33 Regen	63	4.3	10.2	5200	3.5
26.Dez. 2002	gefrorener Boden	5 Schnee + 27 Regen	91	5.5	8.5	6065	2.65
02.Jan. 2003	gefrorener Oberboden	17 Schnee + 20 Regen	268	20.0	17.22	2020	2.2

Abbildung 3.6 verdeutlicht die hohe Variabilität sowohl der Abflussmengen als auch der Sedimentkonzentrationen, die während der Hochwasserereignisse gemessen wurden. Während in der Literatur eine Abhängigkeit der Sedimentkonzentration vom Abfluss beschrieben wird (Luk et al. 1997; Alexandrov et al. 2003), ist dies für das Schäfertal weder für die Gesamtdatenmenge noch für Einzelereignisse feststellbar. Darüber hinaus ist zwar für einzelne Ereignisse während des Untersuchungszeitraums eine Hysterese in der Abfluss-Sedimentbeziehung erkennbar; die Betrachtung aller Ereignisse ergibt jedoch kein geschlossenes Bild sondern belegt deren Individualität (Ollesch et al. 2005). Das Fehlen einer klaren Hysterese für ein Einzugsgebiet kann auch mit einem komplexen Zusammenwirken von räumlich-zeitlich variablen Sedimenteinträgen und dem Muster der

Abflussbildungsprozesse erklärt werden. Die Extrapolation der Sedimentkonzentrationen der zweiwöchigen Grundbeprobung, bei der ausschließlich das Gerinne als Sedimentherkunft vorhanden ist, zeigt eine deutliche Einteilung der Einzelereignisse in solche mit vergleichbar geringer und solche mit zumindest in Teilen höherer Konzentration. In Verbindung mit der Abflussentwicklung ist eine über die Grundbeprobung erhöhte Sedimentkonzentration ein Hinweis auf eine Sedimentquelle außerhalb des Gerinnes.

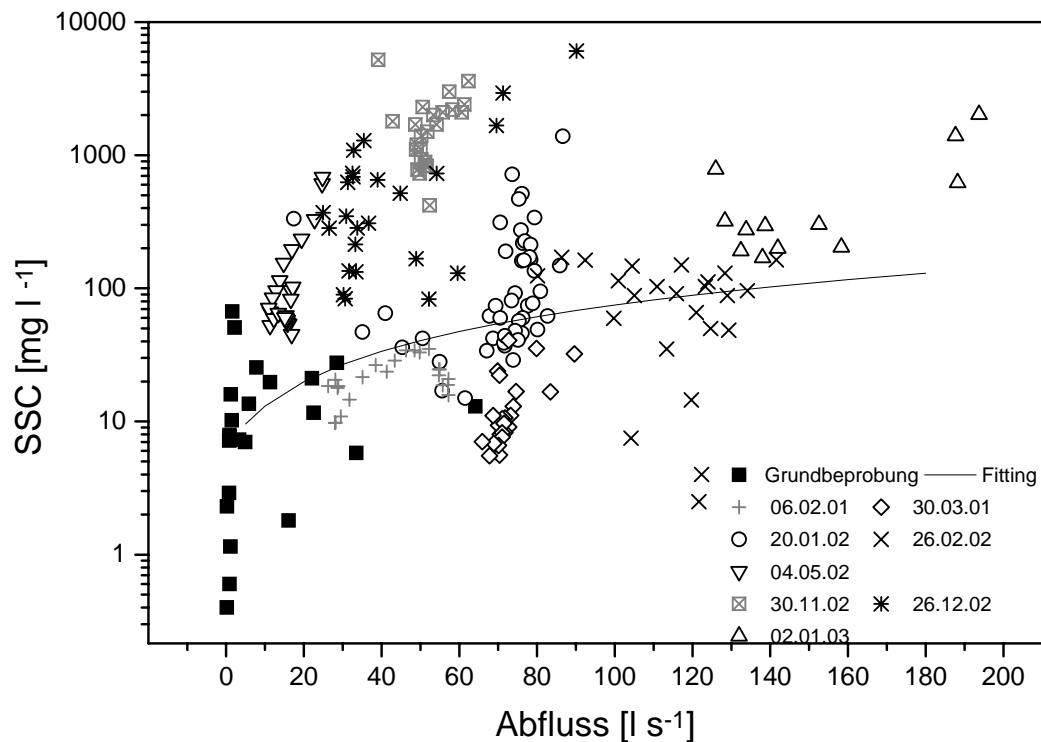


Abb. 3.6: Verhältnis Abfluss zu Schwebstoffkonzentration (SSC) auf der Basis einzelner Ereignisse

Die Hysteresekurven der Abfluss-Sedimentkonzentrationsbeziehung der sechs Schneeschmelzereignisse verdeutlichen ebenso die komplexe Abflussentwicklung und die Heterogenität der Sedimentherkunftsflächen (Abb. 3.7). Die Hysteresen der Ereignisse vom 20.01.2002, 26.12.2002 und 02.01.2003, die durch gefrorene Böden charakterisiert sind, zeichnen sich zu Beginn durch eine Orientierung gegen den Uhrzeigersinn aus. Dieses Verhalten ist auf, im Vergleich zu den Abflusszeiten, höhere Transportzeiten oder längere Transportwege des Sedimentes zu erklären, so dass als Sedimentherkunft die Hänge im Einzugsgebiet angenommen werden können (vgl. Klein 1984). Im weiteren Verlauf der Hysterese nimmt die Sedimentkonzentration bei weiterhin hohen Abflüssen schnell ab. Dieser

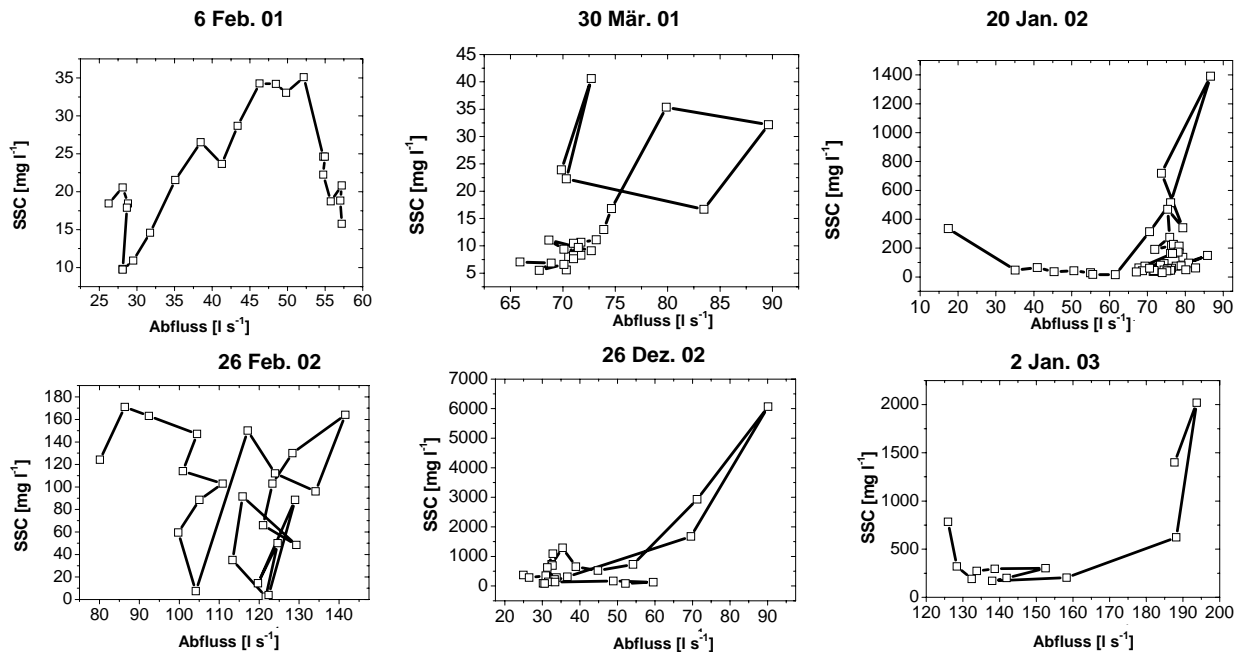


Abb. 3.7: Abfluss – Sedimentkonzentrationsbeziehung als Hysteresekurven

„Einbruch“ des Kurvenverlaufs deutet eine Verminderung der Sedimentverfügbarkeit oder reduzierte Transportkapazität für Sediment auf den Hängen zum Ende des Ereignisses an. Geländebeobachtungen und Hydrographenanalysen belegen, dass der notwendige Oberflächenabfluss zu Beginn des Ereignisses gebildet wird, und so die Reduzierung der Sedimentkonzentration durch verminderte Erosion und Transportkapazität erklärbar ist. Im Unterschied dazu weisen die Ereignisse vom 06.02.2001, 30.03.2001 und 26.02.2002 zumindest in Teilen eine Hysterese im Uhrzeigersinn auf; eine Situation die auftritt, wenn Abflussbildungsflächen und Sedimentherkunftsräume zusammenfallen. Der hohe Interflowanteil bei diesen Ereignissen bei ungefrorenem Boden lässt daher den Schluss zu, dass das ausgetragene Sediment aus gerinnenahen Flächen oder dem Gerinne selbst stammt. Die Interpretation der Hysteresekurven bestätigt daher grundsätzlich die oben (vgl. Abb. 3.6) durchgeführte Differenzierung der Abflussereignisse und Sedimentherkunftsflächen.

Während über 90% der Sedimentfracht durch Einzelereignisse (44 t zu 2.4 t) ausgetragen werden, gilt diese Dominanz für den Phosphoraustrag nicht. Vom Gesamtaustrag von 38.5 kg P werden nur 2/3 bei Hochwasserereignissen ausgetragen. Es ist bekannt, dass zwischen der Sedimentcharakteristik und den Nährstoffkonzentrationen direkte Zusammenhänge bestehen. Dennoch ist die Art dieser Zusammenhänge für Phosphor nicht eindeutig. So stellten Steegen et al. (2001) beim Vergleich in einer Literaturübersicht eine Abnahme der

Phosphorkonzentration bei steigenden Sedimentkonzentrationen fest, die zwischen Einzugsgebieten stark variieren kann. Als Ursache für dieses Verhalten werden die Anreicherung von Phosphor in kleinen Bodenaggregaten oder Tonpartikeln und deren selektiver Transport bei Erosionsereignissen geringer Amplitude angeführt (Quinton et al. 2001). Demgegenüber berichten z.B. Laubel et al. (1996), Grant (1996) oder Kronvang (1996) von einer hohen positiven Korrelation der Phosphorkonzentration zur Sedimentkonzentration und führen dies auf den Transport von Feinmaterial über die Makroporen oder Drainagen in das Gerinne zurück. Auch für das Untersuchungsgebiet Schäfertal kann ein Anstieg der Phosphorkonzentration bei steigenden Sedimentkonzentrationen beobachtet werden. Im Unterschied zu den oben erwähnten Ergebnissen ist jedoch eine hohe Korrelation nur auf der Basis einzelner Ereignisse mit individueller Anreicherung zu erkennen. Abbildung 3.8 verdeutlicht dies am Beispiel des Ereignisses vom 06.02.2001, bei dem das Gerinne die Sedimentquelle stellt (vgl. oben). Generell entspricht diese Phosphoranreicherung der vierzehntägigen Grundbeprobung. Demgegenüber weist das Ereignis vom 20.01.2002, das durch Hangprozesse gekennzeichnet ist, eine geringere Anreicherungsrate für Phosphor auf. Ähnlich geringe Anreicherungsraten weisen die übrigen Ereignisse bei gefrorenen Böden auf.

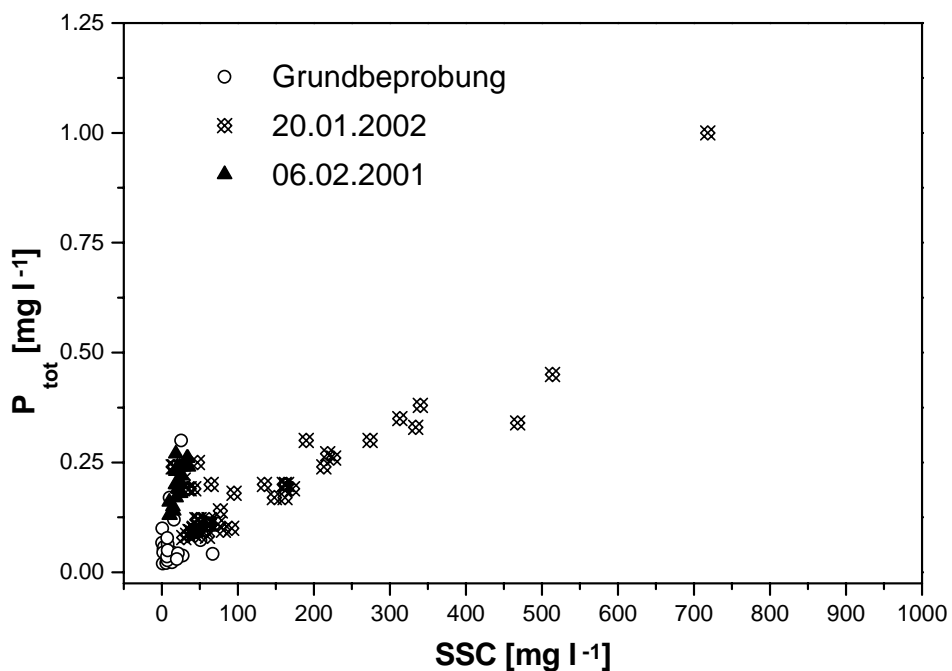


Abb. 3.8: Verhältnis der Schwebstoffkonzentration (SSC) zu Gesamtphosphor bei den zwei diskutierten Ereignissen und der Grundbeprobung

Eine genaue Betrachtung des Ereignisses vom 20.01.2002 verdeutlicht jedoch, das es neben den Unterschieden zwischen Einzelereignissen auch eine Dynamik innerhalb einer Hochwassersituation geben kann. Sowohl der „Einbruch“ der Hysteresekurve als auch das Abfluss – Schwebstoffkonzentration (SSC) Verhältnis, das zumindest bei einigen Messungen im Bereich der Grundbeprobung liegt (vgl. Abb. 3.6 und Abb. 3.7) geben einen Hinweis auf eine interne Differenzierung. Tabelle 3.3 stellt Spearmankorrelationskoeffizienten des gelösten organischen Kohlenstoffs, der Schwebstoffkonzentration und der Gesamtposphorkonzentration ( $P_{tot}$ ), jeweils für den ansteigenden und den abfallenden Teil des Hochwassers dar. Die Werte schwanken zwischen schwachen negativen Korrelationen für DOC zu SSC bzw.  $P_{tot}$  im Anstieg des Hydrographen und sehr hohen Koeffizienten für diese Kombinationen im Abfall des Hydrographen sowie hohen bis sehr hohen Korrelationen zwischen SSC und  $P_{tot}$  und geben damit einen deutlichen Hinweis auf eine Änderung der Sedimentzusammensetzung während des Ereignisses. Ergebnisse des nicht-parametrischen Mann-Whitney Test zum Vergleich zweier Gruppen zeigen darüber hinaus signifikante Unterschiede zwischen  $P_{tot}$  und DOC des ansteigenden und des abfallenden Teils des Hydrographen ( $p < 0.001$ ).

Tab. 3.3: Korrelationskoeffizienten nach Spearman für ausgewählte Parameter des ansteigenden Bereichs (RL) und abfallenden Teil (FL) des Hydrographen für das Ereignis am 20.01.2002

	DOC		SSC		$P_{tot}$	
	RL	FL	RL	FL	RL	FL
DOC	1.000	1.000				
SSC	- 0.014	0.853	1.000	1.000		
$P_{tot}$	- 0.199	0.841	0.744	0.918	1.000	1.000

Eine mögliche Quelle für das Sediment, das während des abfallenden Teils des Hydrographen zum Gebietsauslass transportiert wird, kann die Wiese bzw. Weidefläche im zentralen Teil des Einzugsgebiets sein, auf der Exfiltration von Bodenwasser beobachtet wurde und die sich durch reduzierten lateralen Fluss im Auftaubereich des Oberbodens auszeichnet. Die Weidefläche ist auch durch, im Vergleich zu den Ackerflächen, höhere Gehalte an organischer Substanz und Phosphor gekennzeichnet.

Obwohl sich die Phosphoranreicherung bei den Ereignissen im hydrologischen Jahr 2003 nur gering von den vergleichbaren im Vorzeitraum erfassten unterscheidet, ist die ermittelte Phosphorausstragsmenge sehr gering (Abb. 3.9). Während das Verhältnis Netto Erosion zu Netto P-Austrag in den ersten beiden Untersuchungsjahren zwischen 1:100 bis 1:900 liegt, bewegt es sich im Jahr 2003 zwischen 1:3000 bis 1:7500. Pionke et al. (1997) diskutieren die

Bedeutung der räumlich differenzierten Abflussbildung für den Stoffaustrag. Weld et al. (2001) erweitern den ursprünglichen P-Index (Leymunyon u. Gilbert 1993) um eine hydrologische, räumlich differenzierte Komponente. Darüber hinaus entwickeln Heathwaite et al. (2003) ein „Phosphor Indicators Tool“, in dem neben der Charakterisierung der Quelleigenschaften auch Transportkomponenten eine starke Berücksichtigung finden. Die potentiellen Risikoflächen werden maßgeblich durch die Ausbringung von

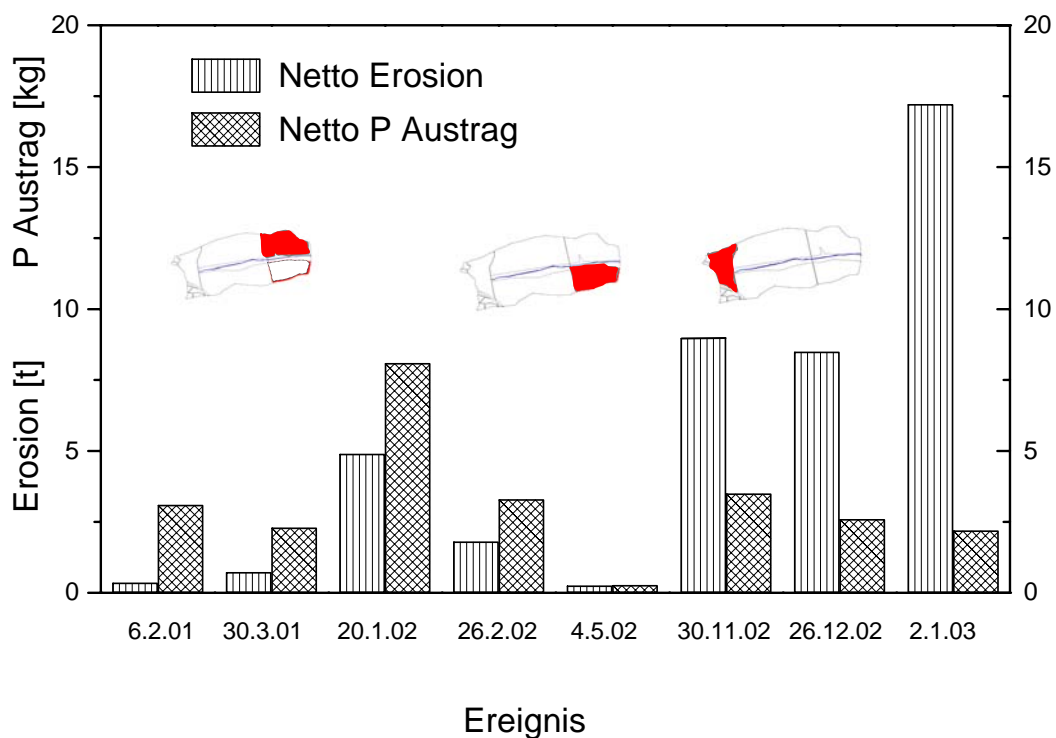


Abb. 3.9: Netto-Erosion und Netto-Phosphorausstrag für acht Einzelereignisse; eingesetzte Karten zeigen den im Zeitraum gedüngten Schlag an

Dünger beeinflusst. Im Schäferfetal erfolgt eine Düngung mit P-Mineraldünger als Grunddüngung vor dem Anbau von Winterraps, so dass für diese Ackerschläge eine signifikant höhere Phosphorverfügbarkeit vorliegt (Fischer 2004). In den hydrologischen Jahren 2001 und 2002 wurden die beiden Ackerschläge am Gebietsauslass gedüngt, im Jahr 2003, das sich durch sehr geringe P-Austräge bei hohen Sedimentfrachten auszeichnet, jedoch die Fläche, die am Entferntesten zum Gebietsauslass liegt. Aufgrund der geringen Hangneigung ist die potentielle Erosionsanfälligkeit in diesem Teil des Einzugsgebietes gering. Darüber hinaus erschwert ein quer verlaufender Bewirtschaftungsweg an der Schlaggrenze den direkten Eintrag von erodiertem Material in das Gerinne. Im Verlauf der

Gerinnestrecke bestehen vielfältige Möglichkeiten der Phosphorretention und Sedimentakkumulation. Trotzdem besteht durch die Interpretation des Verhaltens von überwiegend sedimentgebundenem Phosphor als „Tracer“ eine weitere Möglichkeit, die Herkunft und die dominanten Prozesse der winterlichen Bodenerosion auf Einzugsgebietsebene zu beleuchten.

## 3.2 Lubazhinka

### 3.2.1 Bedeutung der Schneeschmelze für den Stoffaustrag

Die Mittelwerte der vorliegenden Datenreihe aus dem Untersuchungsgebiet unterscheiden sich in Bezug auf die Jahresdurchschnittstemperatur und insbesondere der Jahresniederschlagssummen von den langjährigen Werten der meteorologischen Station Serpukhov, die ca. 20 km entfernt ist. Während die Jahresdurchschnittstemperatur um 0,8 °C höher liegt, ist im Zeitraum 1991 bis 2003 mit 640 mm deutlich mehr Niederschlag gefallen. Abbildung 3.10 verdeutlicht am Beispiel des Jahres 1981 die Niederschlagsverteilung, Abflussentwicklung und damit verknüpfte Sedimentfracht im Einzugsgebiet Lubazhinka (unveröff. Altdaten der Russischen Akademie der Wissenschaft). Während die Niederschlagsverteilung ihr Maximum in den Sommermonaten erreicht, wird der Abfluss überwiegend während der Schneeschmelze im März und April gebildet. In dieser Situation wird die höchste Sedimentmenge ausgetragen. Eine weitergehende Auswertung der langjährig erfassten Sedimentausträge aus dem Untersuchungsgebiet belegt, dass die für 1981 dargestellte Situation beispielhaft ist und die erhöhten Sedimentausträge während

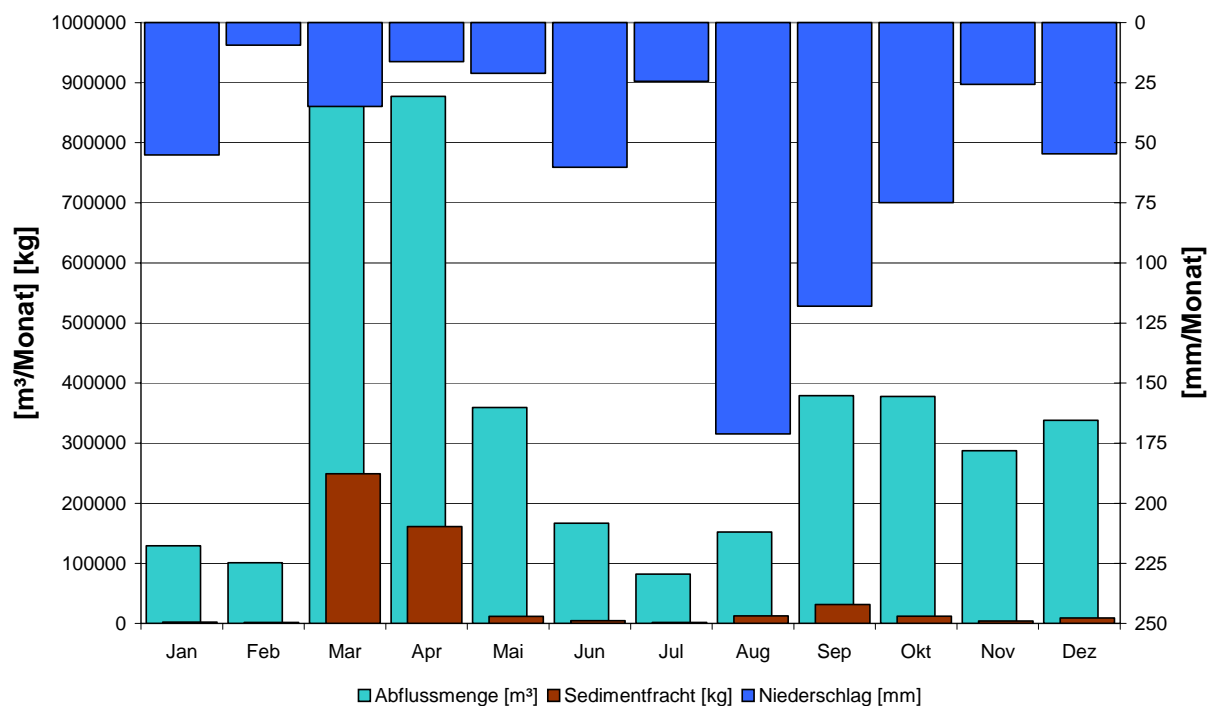


Abb. 3.10: Jahresverteilung des Niederschlags, des Abflusses und der Sedimentfracht im Lubazhinkha-einzugsgebiet für 1981



der Schneeschmelze die Regel sind (Abb. 3.11). Lediglich in einem Jahr des insgesamt siebenjährigen Untersuchungszeitraums erreichte die Sedimentaustragsmenge aufgrund eines Starkregens im August nach der Ernte einen Wert, der über denen der Schneeschmelzmonate März und April liegt. Neben den periodisch wiederkehrenden Austrägen durch Schneeschmelze, tritt demnach eine episodische Situation auf, die sich durch vollkommen andere Abflussbildung und Erosions- bzw. Transportprozesse auszeichnet.

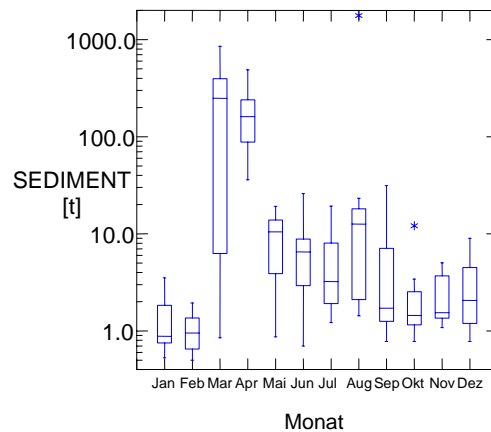


Abb. 3.11: Box-Plot-Darstellung der monatlichen Sedimentaustragsmenge aus dem Lubazhinka-einzugsgebiet auf der Basis von acht Messjahren

Ausreichend dichte Daten zur Betrachtung der Stoffdynamik während der Schneeschmelze liegen bislang für das Jahr 1981 aus dem Altdatenbestand sowie für die Schneeschmelzen in den Jahren 2003, 2004 und 2005 vor. Im Jahr 1981 lag der Schwerpunkt der Analysen nicht auf den Nährstoffen sondern auf hydro-geochemischen Parametern. Den 410 t Sedimentfracht im März und April 1981 stehen 188 t 2003, 50 t 2004 und 629 t im Jahr 2005 gegenüber. Mit mindestens  $0.3 \text{ t ha}^{-1}$  für die Schneeschmelzereignisse liegen die Netto-Stoffausträge damit oberhalb der für das Schäfertal ermittelten Werte. Für ein vergleichbares Einzugsgebiet wurden jedoch wesentlich höhere Sedimentausträge erfasst (Braude 1976 in Golosov 2003). Demgegenüber liegen ähnlich hohe Werte, wie sie aus den Daten für das Lubazhinka Einzugsgebiet hervorgehen, auch für Erosionsmessparzellen auf grauen Waldböden vor (Golosov 2003). Der Autor führt vor allem die unterschiedlichen Möglichkeiten der expositionsabhängigen Schneeschmelze und die Hanggeometrie als Grund für die unterschiedlichen Erosionsraten an. Darüber hinaus ergibt sich eine weitere Variabilität durch die jeweiligen ereignischarakteristischen Gebietsbedingungen wie z.B. gefrorener Boden, Dauer oder meteorologische Art (advektiv/strahlungsabhängig) der Schneeschmelze. Abbildung 3.12 verdeutlicht den Einfluss der Randparameter Bodenbedingungen, Dauer und

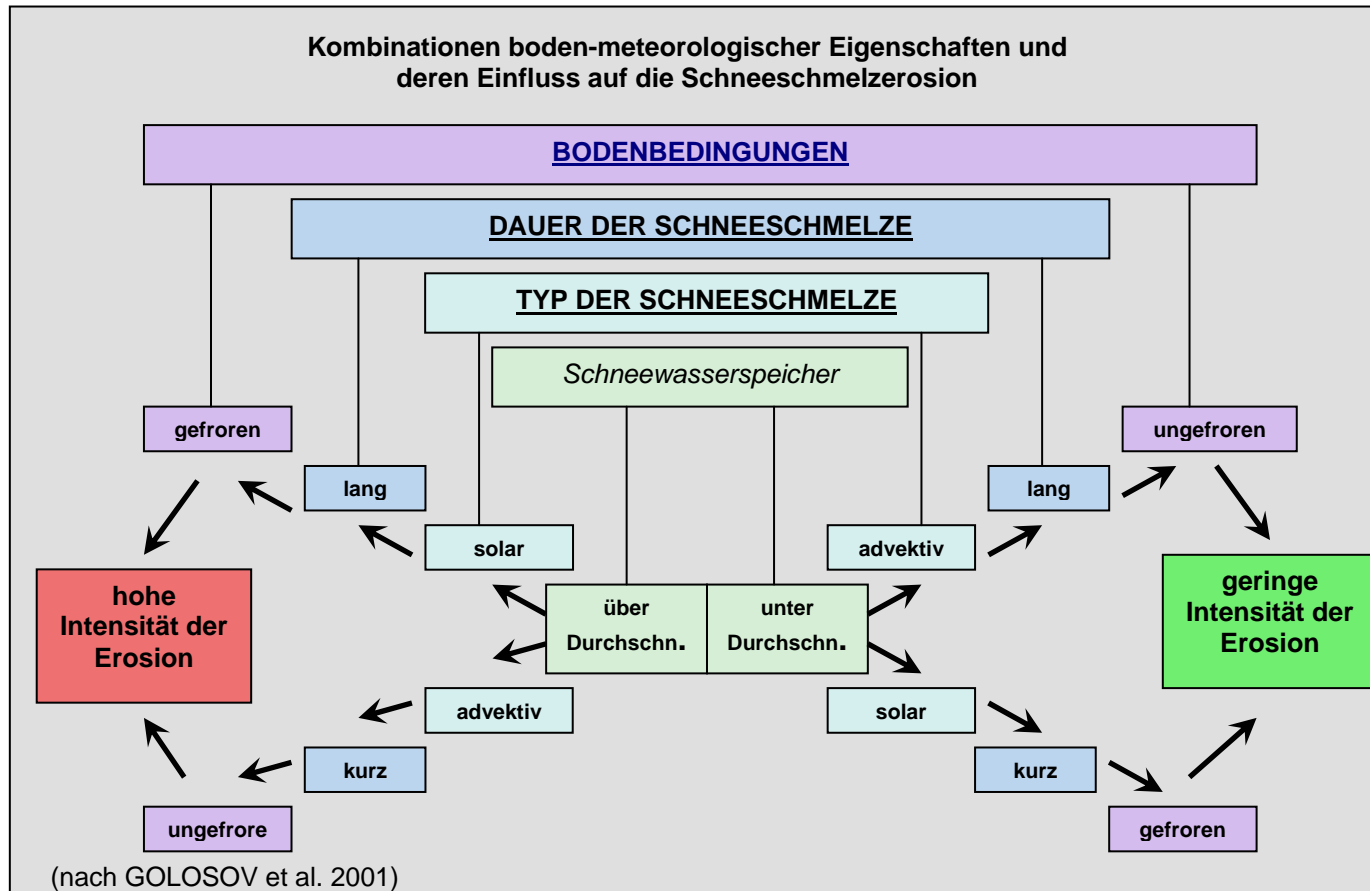


Abb. 3.12: Darstellung der Beeinflussung der Erosionsintensität durch die Schneeschmelzdynamik

Art der Schneeschmelze sowie Wasserspeicher im Schnee auf die Intensität der Bodenerosion.

### *3.2.2 Stoffdynamik während der Schneeschmelze*

Die Stoffkonzentrationen beim Schneeschmelzeereignis im Jahr 2003 zeigt eine von möglichen Quellen und Eintragspfaden abhängige Dynamik. Die hier betrachteten Sediment-, DOC- und Phosphorkonzentrationen erhöhen sich im Zuge der Abflussbildung aus der Schneedecke um einen Faktor fünf bis 100 (Abb. 3.13). Während die Sedimentkonzentration und der überwiegend partikelgebundene Phosphorausstrag zeitgleich mit dem Abflussmaximum am 10. April die höchsten Werte erreichen, trifft das für den gelösten organischen Kohlenstoff nicht zu. Die aufgetretene Verzögerung ist ein deutlicher Hinweis für eine Differenzierung der Herkunftsquellen von Phosphor aus landwirtschaftlichen Nutzflächen und DOC aus Waldflächen. Geländebeobachtungen während der Schneeschmelze betätigen dies. Zum einen findet die Schneeschmelze und Abflussbildung ebenso wie das Auftauen des Bodens unter Wald zeitlich verzögert statt, zum anderen kommt es zur Ausbildung von breiten Spülrillen, die in den organischen Auflagehorizont der Waldböden eingetieft sind. Für die Schneeschmelze 2003 liegen die Gesamtaustragsmengen bei 0.58 t P und 9.76 t DOC. Während die Phosphorausstragswerte nur leicht über den vergleichbaren Literaturwerten liegen (Kronvang et al. 2002), belegt der Austrag von 5.2 kg ha<sup>-1</sup> DOC in Verbindung mit den zeitweise hohen Konzentrationen ein ökologisches Problem. Die DOC-Verbindungen können Grundlage für eine starke Vermehrung heterotropher Mikroorganismen sein und so das Gleichgewicht des aquatischen Ökosystems negativ beeinflussen. Dies ist von besonderer Bedeutung, da für das Einzugsgebiet keine Direkteinleitung bekannt ist.

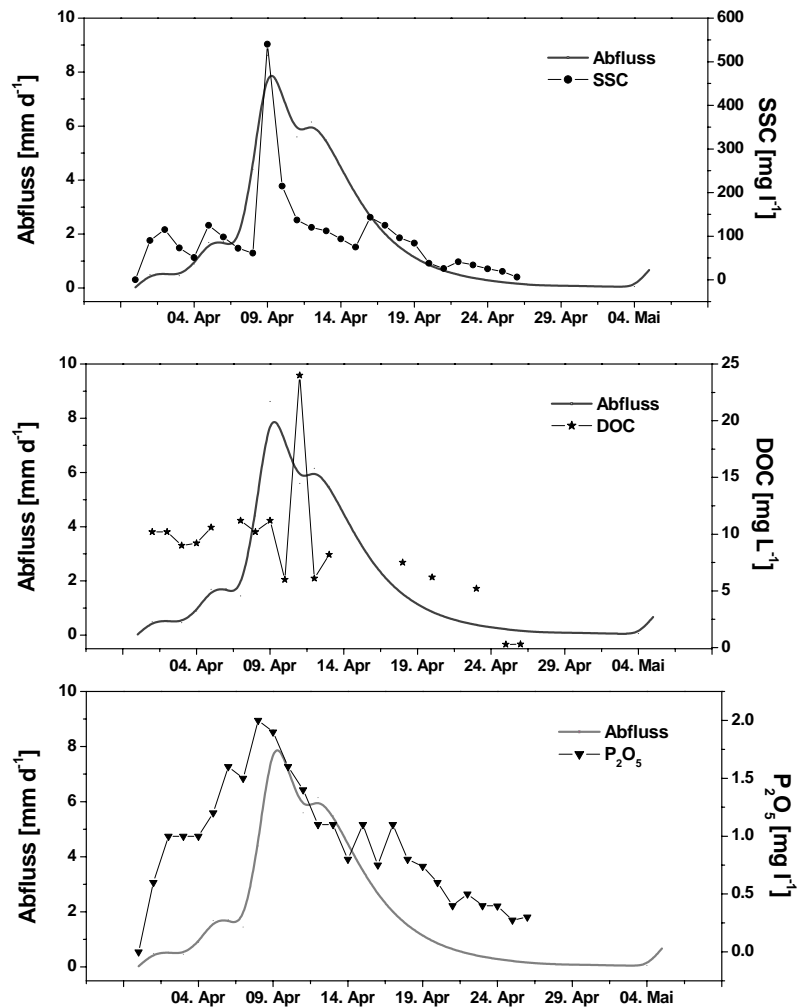


Abb. 3.13: Zeitliche Dynamik des Abflusses, der Sediment-, DOC- und Phosphorkonzentration während der Schneeschmelze 2003 im Lubazhinkhaeinzugsgebiet

Der Vergleich von Messwerten und Stofffrachten der beiden Hauptzuflüsse in das Reservoir vor dem Gebietsauslass zeigt die wichtige Funktion als Feststoffsенке (Tab 3.4). Mit zurückgehaltenen 79.3 t Sediment wurden 29.6 % der Gesamtfracht aus dem Einzugsgebiet hier sedimentiert. Demgegenüber vermindern sich die Frachten der gelösten oder teilweise gelösten Stoffe proportional weniger. Die Retention für den auch partikulär gebundenen Phosphor liegt bei ca. 10 %, für das ausschließlich gelöste DOC bei nur 0.7 %.

Tab. 3.4: Übersicht über die Retentionsfunktion des Reservoirs während der Schneeschmelze 2003

	Sediment [t]	P <sub>tot</sub> [kg]	DOC [t]
Summe Zuflüsse	267.8	648.6	9.83
Austrag Damm	188.5	583.3	9.76
Differenz	79.3	65.3	0.07
Retention %	29.6	10.1	0.7

Tab. 3.5: Statistische Übersicht über Sediment-, Phosphor- und DOC-Konzentrationen während der drei berücksichtigten Schneeschmelzen im Lubazhinkhaeinzugsgebiet; alle Konzentrationsangaben in  $[mg\ l^{-1}]$

<b>Damm</b>									
	<b>2003</b>			<b>2004</b>			<b>2005</b>		
	SSC	P <sub>tot</sub>	DOC	SSC	P <sub>tot</sub>	DOC	SSC	P <sub>tot</sub>	DOC
Anzahl	26	26	15	7	7	6	17	6	7
Minimum	6.00	0.12	5.20	12.00	0.11	8.00	38.00	0.05	6.05
Maximum	540.00	0.88	24.00	154.00	0.1496	20.00	1866.00	0.14	9.35
Median	87.00	0.44	9.20	78.00	0.1408	13.40	270.00	0.09	7.70
Mittelwert	100.58	0.43	9.67	86.86	0.1364	14.13	422.77	0.09	7.54
Standard-abw.	101.33	0.22	4.45	48.30	0.0132	5.44	454.64	0.03	1.09

<b>Luba</b>									
	<b>2003</b>			<b>2004</b>			<b>2005</b>		
	SSC	P <sub>tot</sub>	DOC	SSC	P <sub>tot</sub>	DOC	SSC	P <sub>tot</sub>	DOC
Anzahl	26	26	15	7	7	6	14	0	0
Minimum	4.00	0.09	5.20	10.00	0.11	10.00	92.00		
Maximum	826.00	0.92	22.00	233.00	0.15	22.60	2355.00		
Median	118.00	0.37	10.20	51.00	0.14	17.06	257.00		
Mittelwert	144.50	0.44	10.37	90.00	0.13	16.53	575.00		
Standard-abw.	156.29	0.23	3.83	78.63	0.02	5.02	688.22		

<b>Links</b>									
	<b>2003</b>			<b>2004</b>			<b>2005</b>		
	SSC	P <sub>tot</sub>	DOC	SSC	P <sub>tot</sub>	DOC	SSC	P <sub>tot</sub>	DOC
Anzahl	26	26	15	7	7	6	17	0	0
Minimum	8.00	0.13	5.20	20.00	0.11	10.00	27.00		
Maximum	719.00	0.84	11.20	484.00	0.15	25.00	914.00		
Median	89.50	0.37	8.20	90.00	0.15	15.00	126.00		
Mittelwert	128.08	0.43	8.57	187.86	0.14	15.83	216.35		
Standard-abw.	138.72	0.22	2.22	179.67	0.02	6.65	257.01		

Die ermittelten maximalen Sedimentkonzentrationen liegen am Gebietsauslass zwischen 154  $mg\ l^{-1}$  in 2004 und 1866  $mg\ l^{-1}$  im Jahr 2005. Demgegenüber stehen höhere Werte für die beiden Zuflüsse, jedoch sind die Werte für 2004 wesentlich niedriger als in den Jahren 2003 und 2005 (Tabelle 3.5). Die Abweichungen zwischen den Jahren und den Probenahmepunkten sind für die Phosphorkonzentration und die DOC-Konzentration nicht so ausgeprägt. Dennoch sind die Phosphorkonzentrationen 2003 mit Mittelwerten von 0.97 bzw. 0.99 und Standardabweichungen zwischen 0.49 und 0.52 höher als in den Jahren 2004 und 2005. Ob dies ein singuläres Bild ist oder eine besonders phosphorreiche Quelle mobilisiert wurde, kann mit den vorliegenden Daten nicht beantwortet werden. Die Retentionsfunktion des Speicherbeckens wird auch in den statistischen Kennwerten für das Jahr 2003 und den beiden weiteren Jahren deutlich. Während die Mittelwerte bzw. Medianwerte der

Sedimentkonzentration am Gebietsauslass unter denjenigen der beiden Hauptzuflüsse liegen, sind die Unterschiede für Phosphorkonzentration und DOC nicht eindeutig und belegen somit die geringe Retentionswirkung für diese Stoffgruppen.

Abbildung (3.14) spiegelt die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Stoffgruppen für den Probenahmepunkt am Gebietsauslass für die Schneeschmelze in Form von Punktwolken wider, die sowohl positiven als auch negativen Korrelationen entsprechen.  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{HCO}_3^-$  zeichnen sich nicht nur durch hohe positive Korrelationen untereinander aus (Spearman Koeff. von 0.62 bis 0.96) sondern auch durch negative Korrelationen zur Abflussmenge. Demgegenüber weisen die Sediment- und Gesamtposphorkonzentration einen positiven Zusammenhang zur Abflussmenge auf, ebenso Gesamtphosphor, DOC und K zur Sedimentkonzentration. Die Verminderung des pH-Wertes bei steigendem Abfluss und gleichzeitigen positiven Korrelationen zu  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{HCO}_3^-$  sind typische Indizien für eine relative Verminderung des Anteils langsamer Abflusskomponenten während des Schneeschmelzereignisses in einem geologisch durch Kalkstein geprägten Einzugsgebiet. Eine Faktorenanalyse verdeutlicht die generelle Struktur der Zusammenhänge durch zwei signifikant voneinander unterschiedliche Faktoren, durch die ungefähr 75% der Varianz erklärt werden können (Tab. 3.6). Im ersten Faktor mit hohen bis sehr hohen positiven „component loadings“ für  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{HCO}_3^-$  sowie hohen bis sehr hohen negativen Attributen für Abfluss, Sediment und Gesamtposphorkonzentrationen werden die kennzeichnenden Stoffe für die langsamen und sehr schnellen, evtl. Oberflächenabfluss, hydrologischen Komponenten zusammengefasst. Im zweiten Faktor weisen DOC und  $\text{K}^+$  hohe „component loadings“ auf. Offensichtlich sind diese beiden Parameter den Abflusskomponenten des ersten Faktors nicht eindeutig zuzuordnen oder charakterisieren eine weitere eigenständige Abflusskomponente, in diesem Fall den Zwischenabfluss.  $\text{K}^+$ , das Bestandteil der Mineral- und Wirtschaftsdünger ist, könnte somit ein Indikator für einen weiteren Eintragspfad des DOC bei geringen Abflusshöhen sein.

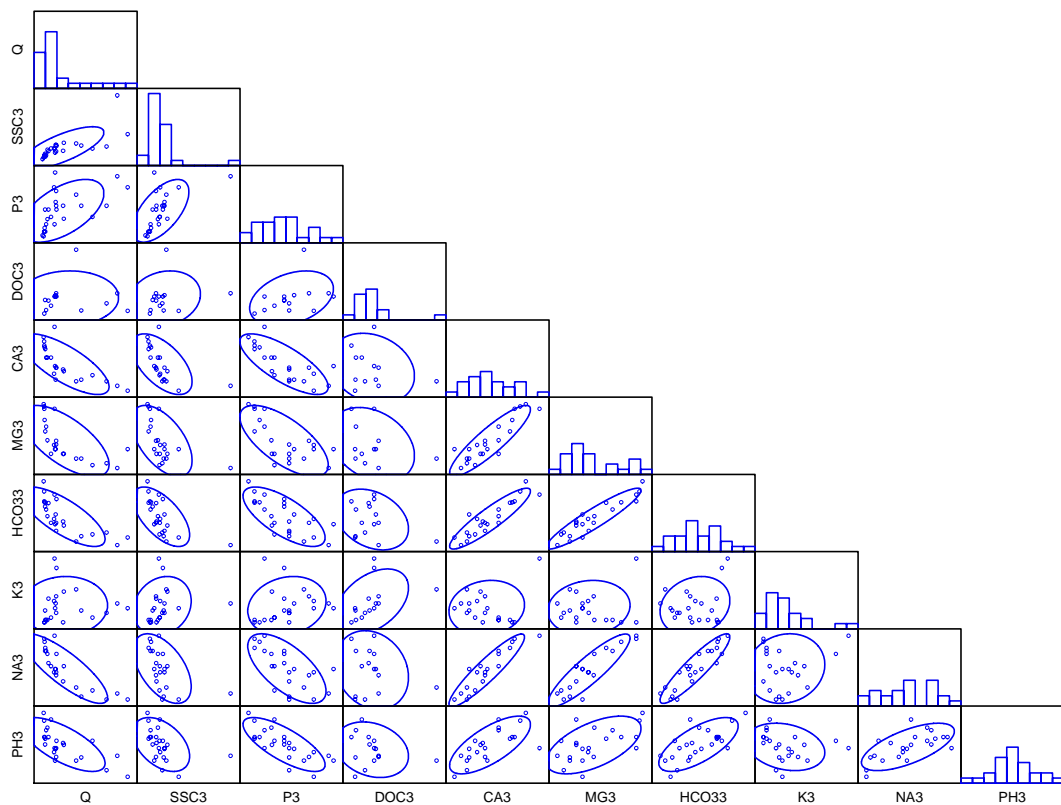


Abb. 3.14: Scatterplotdarstellung der Abhängigkeiten von Stoffkonzentrationen während der Schneeschmelze 2003 im Lubazhinkhaeinzugsgebiet (Q3 Abfluss, SSC3 Sedimentkonzentration, P3 Phosphor, DOC3 DOC, CA3 Kalzium, MG3 Magnesium, HCO33 Hydrogencarbonat, K3 Kalium, NA3 Natrium, PH3 pH-Wert, jeweils am Gebietsauslass)

Tab. 3.6: "Component Loading" der Faktorenanalyse der Werte der Schneeschmelze 2003

	1	2
Abfluss	-0.847	-0.043
Sedimentkonzentration	-0.669	0.088
P <sub>tot</sub>	-0.805	0.209
DOC	-0.305	0.735
Ca <sup>2+</sup>	0.925	0.214
Mg <sup>2+</sup>	0.891	0.144
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.956	0.074
K <sup>+</sup>	0.110	0.931
pH	0.716	-0.301
Na <sup>2+</sup>	0.956	0.137
% erklärte Varianz		
	59.084	16.415

Wie Abbildung 3.15 beispielhaft für Ca als Kennzeichen der Basiszustromkomponente darstellt, ist die Beziehung zum Abfluss nicht linear, sondern weist für alle drei Probenahmepunkte zunächst eine Abnahme der  $\text{Ca}^{2+}$ -Konzentration auf, die bis zu einer Abflusshöhe von ca. 2.5 mm pro Tag von 45 auf 20  $\text{mg l}^{-1}$  sinkt. Eine weitere Erhöhung des Abflusses während der Schneeschmelze 2003 auf 8.6  $\text{mm d}^{-1}$  führt jedoch nicht zu einer weiteren Reduktion der  $\text{Ca}^{2+}$ -Konzentration.  $\text{Na}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{HCO}_3^-$  zeigen ein ähnliches Verhalten bei ebensolcher Abflusshöhe. Dementsprechend kann davon ausgegangen werden, dass bei Abflusshöhen über 2.5  $\text{mm d}^{-1}$  die schnellen Zwischenabflusskomponenten und Oberflächenabflusskomponenten während des Ereignisses dominieren und sich dieser Wert als Grenzwert für weitergehende Interpretationen der Stoffdynamik eignet.

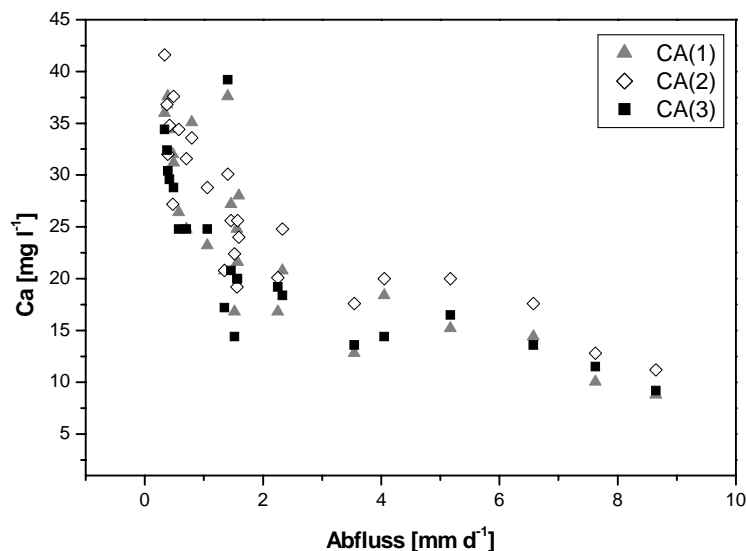


Abb. 3.15: Abfluss-Kalziumkonzentrationsverhältnis für die drei Messpunkte im Lubazhinkaeinzugsgebiet (Ca1 Lubazhinka, Ca2 linker Zustrom, Ca3 Auslass)

Während die geringen Korrelationskoeffizienten und die Diffusität der Punktwolke keine Schlüsse über DOC und  $\text{K}^+$  zu lassen, ermöglicht die Zuhilfenahme der 2.5  $\text{mm d}^{-1}$  Grenze eine weitergehende Interpretation (Abb. 3.16). Für die Situation mit geringem Anteil an schnellen Abflusskomponenten ergibt sich eine direkte lineare Beziehung, die wahrscheinlich auf einheitliche Herkunft, den Ackerflächen, zumindest aber auf einen identischen Eintragspfade, den Zwischenabfluss, zurückzuführen ist. Demgegenüber werden bei hohen Gebietsabflüssen zusätzliche und für beide Parameter unterschiedliche Stoffquellen mobilisiert, die durch Oberflächenabfluss in den Vorfluter gelangen, so dass zunächst keine Beziehung deutlich wird. Ebenso verändert sich die Korrelation zwischen DOC und der Gesamtphosphorkonzentration bei Betrachtung der unterschiedlichen Abflusssituationen. Bei



geringen Abflusshöhen und Basiszustrom bzw. Zwischenabfluss wird sowohl DOC als auch Phosphor in gelöster Form eingetragen. Dies ändert sich bei Abflüssen, die höher als 2.5 mm d<sup>-1</sup> sind und vermehrt partikulär gebundener Phosphor aus unterschiedlichen Quellen das Oberflächengewässer erreicht. Die Linearität der DOC- P<sub>tot</sub> Beziehung bei geringen Abflüssen wird jedoch durch zwei Probenahmeterminale vermindert. Diese Werte haben eine schnelle Mobilisierung von Phosphor während des Beginns des Schneeschmelzeereignisses im Jahr 2003 als Ursache (Abb. 3.17). Dennoch belegt diese Differenzierung des Ereignisses in unterschiedliche Abflusssituationen eine interne Dynamik der Mobilisierung von Stoffquellen und vor allem von unterschiedlichen Eintragspfaden.

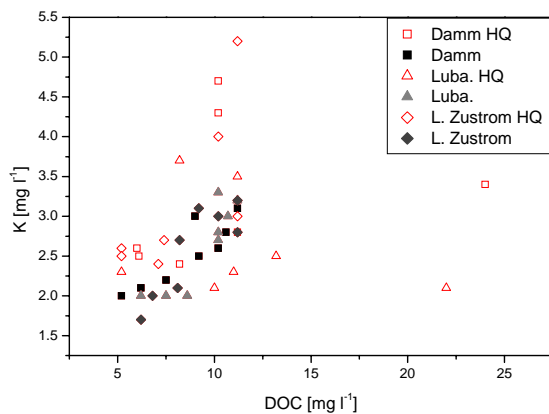


Abb. 3.16: DOC-Kaliumkonzentrationsverhältnis bei unterschiedlichen Abflusssituationen (HQ entspricht >2,5 mm d<sup>-1</sup> Tagesabfluss)

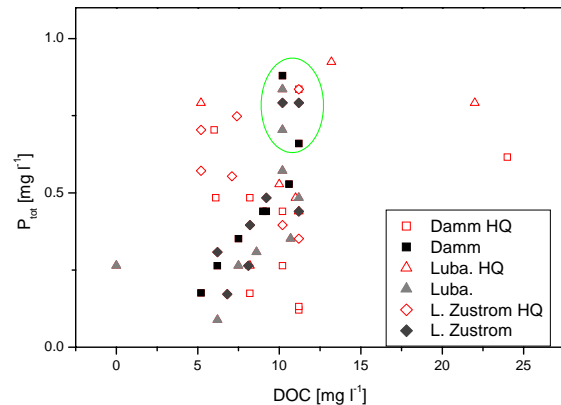
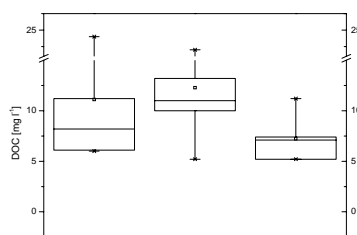
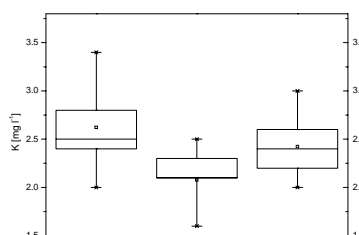


Abb.3.17: DOC-Phosphorkonzentrationsverhältnis bei unterschiedlichen Abflusssituationen (HQ entspricht >2,5 mm d<sup>-1</sup> Tagesabfluss)



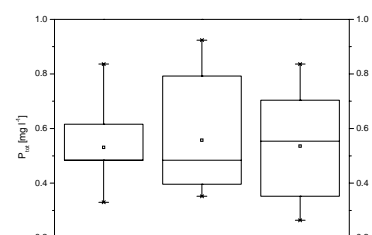
Dam Luba Links

**DOC**



Dam Luba Links

**K**



Dam Luba Links

**P**

Abb. 3.18: Box-Plot Darstellungen der Konzentrationsverteilungen bei HQ >2,5 mm d<sup>-1</sup> Tagesabfluss von DOC, K und Phosphor für die drei Probenahmestellen im Lubazhinkhaeinzugsgebiet (Dam ist Damm, Luba ist Lubazhinka, Links ist linker Zustrom)

Neben der ereignisinternen zeitlichen Dynamik tritt eine räumliche Heterogenität auf, die durch den möglichen Vergleich der Stoffkonzentrationen der beiden Hauptzuflüsse in das Speicherbecken deutlich wird (Abb. 3.18). Während die Konzentrationen bei Hochwasser ( $> 2.5 \text{ mm d}^{-1}$ ) für DOC im Lubazhinkhaeinzugsgebiet sowohl im Mittel- als auch Medianwert deutlich höher sind als die des linken Zustroms, sind die  $\text{K}^+$ -Konzentrationen im Lubazhinkhagebiet geringer als im linken Zustrom. Als Ursache für diesen Unterschied kann wiederum die Abflussbildung unter Wald angesehen werden, der im Lubazhinkhateileinzugsgebiet einen höheren Anteil einnimmt (vgl. oben). Die verminderten  $\text{K}^+$ -Konzentrationen sind somit auf einen Verdünnungseffekt zurückzuführen, die hohen DOC Werte auf die vermehrte Entstehung von Oberflächenabfluss unter Wald in nur einem Teileinzugsgebiet. Demgegenüber treten die Unterschiede zwischen den Probenahmepunkten für Phosphor in den Hintergrund. Zum einen ist durch die große Spannweite der ermittelten Konzentrationen keine differenzierende Aussage möglich. Zum anderen sind jedoch offensichtlich für sedimentgebundenes Phosphor auch die Ackerflächen als Herkunft und der Oberflächeneintragsweg während der Situationen mit hohem Abfluss nicht ausreichend differenziert.

Ein Vergleich der ereignisinternen Dynamik, die für die Abflussentwicklung während der Schneeschmelze 2003 aufgezeigt wurde, mit den Messwerten der beiden anderen Jahre beleuchtet jedoch die Vielfältigkeit der Einzugsgebietsreaktionen (Tab. 3.7). So variieren die Schneewassermengen ebenso wie die Gesamtabflussmengen; im Jahr 2004 sind der Spitzentagesabfluss sowie der Abflusskoeffizient deutlich geringer. Als Ursache für diese geringere Abflussdynamik kann das teilweise Fehlen bzw. die geringe Eindringtiefe des Bodenfrostes angenommen werden, was durch eine um  $2.3 \text{ }^\circ\text{C}$  relativ höhere durchschnittliche Lufttemperatur über dem langjährigen Mittel ausgelöst wurde.

Tab. 3.7: Vergleich hydrologischer Kenngrößen zwischen den Jahren

Jahr	Schneewas- seräquivalent inkl. Nieder- schlag [mm]	Gesamt- abflusshöhe [mm]	Spitzenabfluss- höhe [mm d <sup>-1</sup> ]	Abfluss- koef.	Durchschn. Winter- lufttemp. [°C]
2003	125	57	8.6	0.46	-7.7
2004	108	32	2.8	0.30	-4.0
2005	190	80	7.6	0.42	-6.2

Während für 2003 und 2005 die gemessenen Sedimentkonzentrationen bei ähnlichen Tagesabflusshöhen am Gebietsauslass Werte von über 500 bzw. über 1800 mg l<sup>-1</sup> erreichen, liegen diese im Jahr 2004 bei nur 150 mg l<sup>-1</sup>. Dementsprechend unterscheiden sich die resultierenden Hysteresekurven, die 2003 und 2005 einen Verlauf im Uhrzeigersinn aufweisen, 2004 jedoch entgegen diesem ausgerichtet sind (Abb. 3.19).

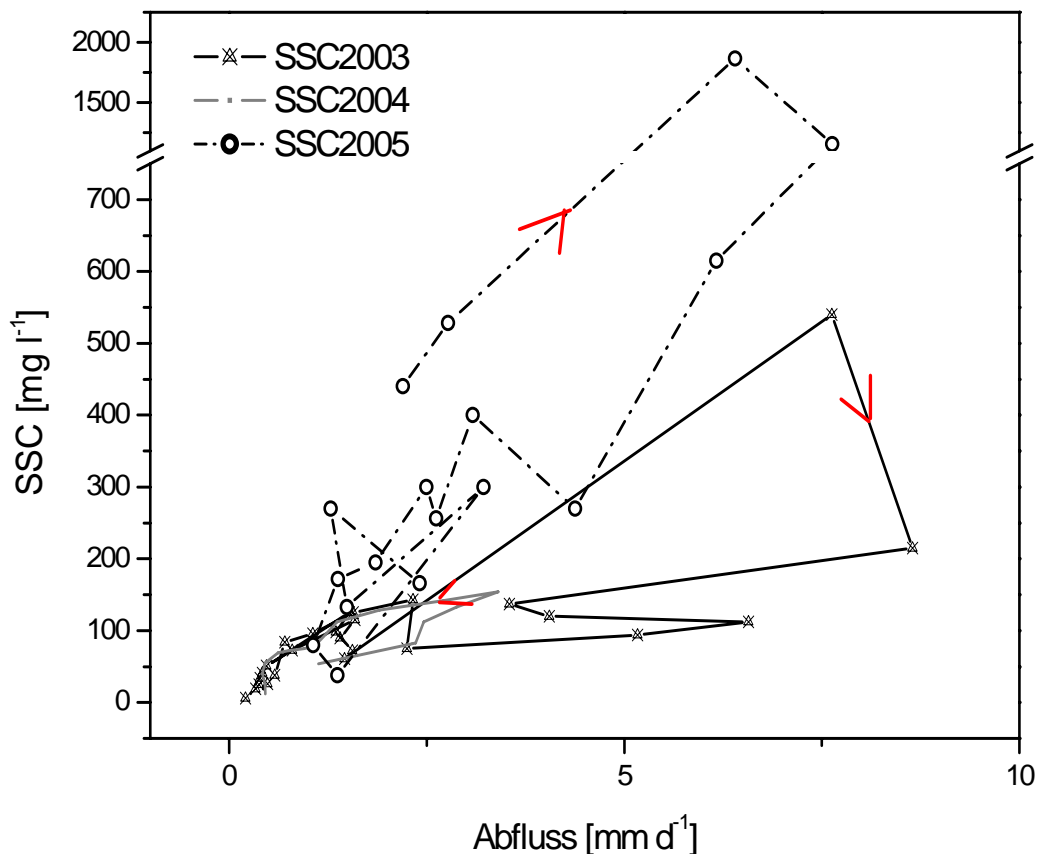


Abb. 3.19: Hysteresekurven der Abfluss-Sedimentkonzentration für die drei Schneeschmelzen (SSC2003 entspricht dem Jahr 2003)

Für 2003 und 2005 kann daher von einer Sedimentquelle in der Nähe des Gerinnes oder von einer Herkunft mit hoher hydrologischer Konnektivität zum Gerinne ausgegangen werden. Als mögliche Flächen im Einzugsgebiet kommen die steilen Hänge sowie die Ackerflächen in deren Nähe in Betracht. Darüber hinaus kann eine Remobilisierung von „altem“ Sediment aus dem Gerinne in der ersten Phase der Schneeschmelze nicht ausgeschlossen werden (mündl. Mitt. Volokitin und Demidov Nov. 2005). Im Jahr 2004 hingegen wird nicht nur eine geringere Gesamtmenge Abfluss ausgebildet, sondern die Menge an erosionsfähigem Oberflächenabfluss ist aufgrund des verminderten Bodenfrosteinflusses auch geringer. Die

Orientierung der Hysteresekurve deutet jedoch nicht auf Sedimentherkunft in den gerinnenahen Sättigungsflächen hin, sondern eher auf Sättigungsabflussbildung in den flachen Wasserscheidebereichen des Einzugsgebietes, die einen geringen hydrologischen Anschluss an die zentralen Gerinne haben. Somit ist eine Sedimentation des erodierten Materials während der Hangpassage vor Erreichen des Gerinnes wahrscheinlich. Im Unterschied zu den Hysteresekurven der Sedimentkonzentration entsteht sowohl für Phosphor als auch DOC ein wesentlich differenzierteres Bild im interannuellen Vergleich (Abb. 3.20). Insbesondere das Verhalten des Phosphors unterscheidet sich in der Hinsicht, dass nur das Jahr 2003 hohe Werte und einen Kurvenverlauf im Uhrzeigersinn aufweist. Für das Jahr 2005 wäre das bei einer überwiegend sedimentgebundenen Phosphorfraktion ebenfalls zu erwarten. Die flache Kurve mit insgesamt niedrigen Konzentrationswerten deutet aber eine vom Sediment getrennte Phosphorquelle oder einen abweichenden Eintragspfad für dieses Jahr an. Die insgesamt deutliche Ausprägung der Hysteresekurve des Phosphors für 2003 wird vor allem durch die hohen Werte in der ersten Phase bei noch geringen Abflusshöhen verursacht (vgl. Abb. 3.17).

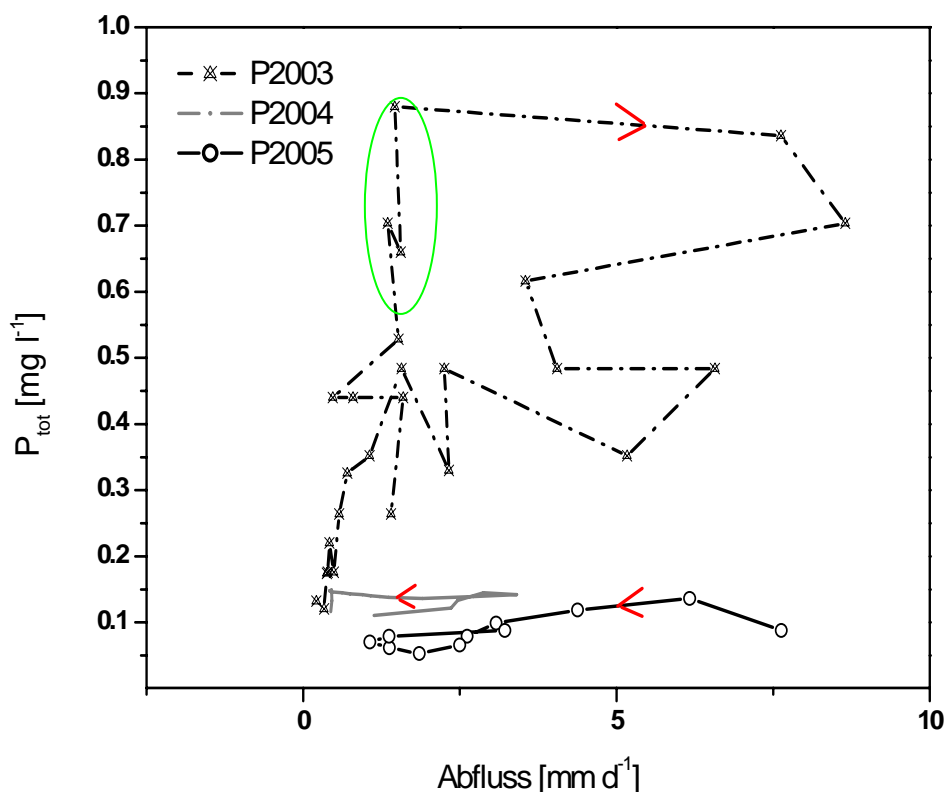


Abb. 3.20: Hysteresekurven der Abfluss-Phosphorkonzentration für die drei Schneeschmelzen (P2003 entspricht dem Jahr 2003)

Obwohl die Auswertung der Daten für das Schneeschmelzereignis 2003 eine hohe Dynamik der Abflussbildung und Stoffeinträge beleuchtet, wird das Einzugsgebietesverhalten mehrjährig von übergeordneten Einflussfaktoren bestimmt. Dazu zählen vor allem die Beeinflussung der Abflussbildung durch Bodenfrostausprägung sowie die Dynamik der Schneeschmelze.



## **4 MODELLENTWICKLUNG**

### **4.1 Zielstellungen der Modellmodifikation und –entwicklung**

Die Ergebnisse der Felduntersuchungen belegen die große Bedeutung der winterlichen Abflussbildung und der damit verbundenen Stoffausträge. Ein Modellsystem, das in vergleichbaren Naturräumen eingesetzt werden kann, muss daher eine Reihe von Anforderungen erfüllen, zu denen vor allem zählen:

- prozessorientierte Darstellung der Abflussbildung während der Schneeschmelze auch bei gefrorenen Böden
- Abschätzung der Bodenerosion während der Schneeschmelze unter Bedingungen von Bodenfrost
- Repräsentation der räumlichen Differenzierung und zeitlichen Variabilität der dominanten Prozesse

Es wurde daher ein System gekoppelter Modelle IWAN (**I**ntegrated **W**inter **E**rosion **A**nd **N**utrient **L**oad **M**odel) entwickelt, das aus drei unabhängigen Modellen und einer Nutzeroberfläche zur Datenaufbereitung, Parametereingabe und Ergebnisdarstellung besteht. Das Kernstück des Modellsystems wird durch das hydrologische Modell WaSim - ETH (in der Folge WASIM) dargestellt (Schulla 1997), das um ein Modul zur Berechnung der Bodentemperatur und damit verbundener Infiltrationsänderungen bei Bodenfrost erweitert wurde. Die bestehende Koppelung von WASIM zu AGNPS (Lindenschmidt u. Rode 2001) wurde mit einem neu entwickelten Schneeschmelzerosionsmodell erweitert, das auf der Abschätzung des Oberflächenabflusses von WASIM aufbaut. AGNPS 5.0 selbst ist ein distributives, rastergebundenes Ereignismodell zur Berechnung von Erosion, Sedimentfracht und Nährstofftransport in Einzugsgebieten (Young et al. 1994). Die Berechnung der Bodenerosion wurde durch ein neu entwickeltes Modell verbessert. Das Schneeschmelzerosionsmodell (SMEM) beruht auf gängigen Grundannahmen und bestimmten Algorithmen der Rillenerosion.

## 4.2 WASIM-AGNPS

### 4.2.1 Wasserhaushaltsmodell WASIM

WASIM (Wasserhaushalts-Simulations-Modell) ist ein rasterorientiertes flächendifferenziertes hydrologisches Einzugsgebietsmodell. Obwohl es ursprünglich für die Meso- bzw. Makroskala entwickelt wurde, ist das Modell durch die frei wählbare räumliche Auflösung und zeitliche Diskretisierung vor allem in der in dieser Arbeit angewandten physikalisch basierten Version mit der Berechnung des Bodenwasserhaushalts nach Richards auch in hoher räumlich/zeitlicher Auflösung anwendbar. Der modulare Aufbau ermöglicht eine Anpassung an Einzugsgebietscharakteristika und Datenverfügbarkeit. Abbildung 4.1 verdeutlicht den Datenfluss und die einzelnen Schritte des simulierten Wasserhaushalts, der mit der Korrektur und Interpolation der Eingabedatensätze beginnt. Unter Berücksichtigung

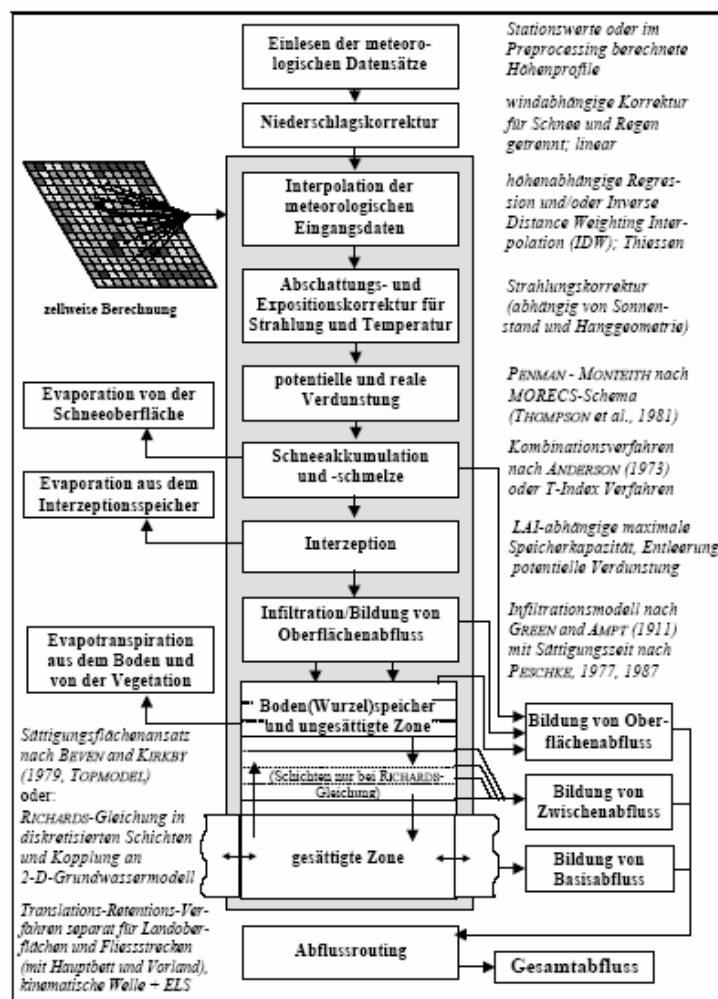


Abb. 4.1: Datenfluss im Wasserhaushaltsmodell WASIM bei Richards Ansatz. Aus: Schulla 1998  
 SCHULLA, J., JASPER, K. (1998): Modellbeschreibung WaSiM-ETH. ETH Zürich  
 (<http://homepage.hispeed.ch/wasim/index.html>)



der Datenverfügbarkeit wurde für beide Zielgebiete auf die Möglichkeit der Berechnung der Evapotranspiration nach Hamon zurückgegriffen. Eine regionale Anpassung der potentiellen Evapotranspiration ist durch Modifikation der monatlichen Korrekturfaktoren möglich. Nach der Kalkulation der Schneedynamik, Interzeption und der Infiltration mit der Entstehung von Oberflächenabfluss wird der Bodenwasserhaushalt simuliert. Auf eine mögliche Kopplung an ein Grundwassermodell wurde verzichtet. Im Richardsansatz sind neben den notwendigen bodenphysikalischen Parametern weitere empirische Parameter notwendig, die die lateralen Wasserflüsse ( $d_r$ ) und die vertikale Differenzierung des Bodenprofils ( $k_{rec}$  und  $c_k$ ) bestimmen. Über den Parameter  $d_r$ , als Entwässerungsdichte in Form von Drainagen pro Zelle, wird im Modell die laterale Zwischenabflusskomponente ( $q_{ifl}$ ) bestimmt (Gl. 4.1).

$$q_{ifl} = k_s (\Theta_m) \cdot \Delta z \cdot d_r \cdot \tan \beta \quad (4.1)$$

mit  $k_s$  gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [m/s]

$\Theta_m$  Wassergehalt in der betrachteten Schicht m [-]

$d_r$  Skalierungsparameter zur Berücksichtigung der Entwässerungsdichte

$\Delta z$  vertikale Anisotropie von  $k_s$ , horizontal gegenüber  $k_s$  [-]

$\beta$  lokales Gefälle [-]

Dieser Parameter ist damit in wesentlichem Maße von der Zellgröße abhängig und nimmt bei kleinen Zellgrößen dementsprechend niedrige Werte an. Aufgrund der linearen Wirkung von  $d_r$  auf den Zwischabfluss wird jedoch auch der Unterscheid zwischen vertikaler und lateraler hydraulischer Leitfähigkeit berücksichtigt.  $d_r$  wird für eventuell definierte Teileinzugsgebiete festgelegt. Im Unterschied dazu werden die Parameter  $k_{rec}$  und  $c_k$  räumlich ausgegrenzten Bodenformen zugewiesen.  $k_{rec}$  beschreibt die Abnahme der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit bis zu einer Tiefe von 2 m als

$$k_{s,z} = k_s \cdot k_{rec}^z \quad (4.2)$$

mit  $k_{s,z}$  gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in der Tiefe z [m/s]

$k_s$  gesättigte hydraulische Leitfähigkeit an der Bodenoberfläche [m/s]

$k_{rec}$  Rezessionskonstante [-]

z Tiefe [m]

Bei einer Saugspannung  $\Psi_m < 3,45$  m in der entsprechenden Bodenschicht wird entsprechend Gleichung 4.2 der Zwischenabfluss berechnet. Alternativ können in WASIM die tiefenbezogenen Bodenkennwerte, wenn diese bekannte sind oder gemessen wurden, über

eine „Look-up“ Tabelle eingegeben werden. Optional können Bewässerung, Drainagenabfluss, Stauhohizonte und Überstau simuliert werden. Die Menge an Basisabfluss wird für jede Rasterzelle in einem konzeptionellen Speicheransatz über eine kalibrierbare Auslaufkonstante berechnet.

Die Pfaddefinition und Parameterisierung für die benutzte WASIM-Version erfolgt über eine Kontrolldatei, in der auch die vielfältigen Ausgabeoptionen, wie z.B. Zeitreihen, ASCII-Datengrids oder Stapelspeicherformate („stacks“) für den Bodenwasserfluss festgelegt werden.

#### 4.2.2 Stofftransportmodell AGNPS

AGNPS 5.0 (Agricultural Non-Point Source Pollution Model) ist ein rasterbasiertes Modell, das zur Ermittlung der diffusen Nährstoffausträge aus landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten auf Einzelereignisbasis entwickelt wurde. Auf der Basis von 22 zellbezogenen Parametern wird Abfluss, Bodenerosion, Nährstoffkonzentrationen und Transport simuliert. Die Oberflächenabflussentwicklung beruht auf dem Ansatz der „Soil Conservation Service Curve Number“ (SCS-CN), der ursprünglich für bemessungslose semiaride Kleineinzugsgebiete entwickelt wurde. Die Auswahl der SCS-CN beruht auf Boden- und Landnutzungsinformationen sowie der Vorereignisbodenfeuchte. Bei der Berechnung der Bodenerosion wird auf die „Revised Universal Soil Loss Equation“ (RUSLE) zurückgegriffen und über einen modifizierten Niederschlagsenergieindex für Einzelereignisse angepasst. Weitere Simulationsalgorithmen, z.B. für die Nährstoffkonzentrationsberechnung sind dem Modell CREAMS (Knisel 1980) entnommen. Die Berechnung der Sedimenttransportkapazität erfolgt mit einem angepassten Bagnold-Ansatz für Fließgewässer, der von einem Geschiebetransport und einem Suspensionstransport ausgeht. Die Gesamttransportrate  $i$  (Bagnold 1966) wird dementsprechend als

$$i = \left[ \frac{\varepsilon_b}{\tan \phi - \tan \beta} + \frac{\varepsilon_s(1 - \varepsilon_b)}{(w/u_b) - \tan \beta} \right] \omega \quad (4.3)$$

berechnet, mit  $\omega$  als Strömungsenergie,  $w$  als Partikelsinkgeschwindigkeit,  $\varepsilon_b$  und  $\varepsilon_s$  als Geschiebe- bzw. Suspensionsfrachteffizienz,  $\beta$  als Neigung und  $\phi$  ist der Reibungswinkel der Partikel. Dieser Ansatz betrachtet den Sedimenttransport jedoch nur in eine Richtung und ist für die Anwendung außerhalb von Fließgewässern auf Hängen nur eingeschränkt nutzbar.

AGNPS 5.0 bietet die Möglichkeit durch Definition von Gerinnezellen und dazugehörigen Gerinneeigenschaften, die Transportberechnung auf Landoberflächen und im Gerinne getrennt und unterschiedlich durchzuführen.

Die Parametersetzung findet über eine Kontrolldatei statt, die eine Blockstruktur für jede Rasterzelle aufweist. Bei einer begrenzten Anzahl an Rasterzellen, kann diese Struktur über ein Abfragemenü aufgebaut werden, bei Überschreitung der limitierenden Anzahl ist dies jedoch nur durch zusätzliche Hilfsprogramme möglich. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde ein in Java entwickeltes Programm „convert“ benutzt, um ASCII-Raster in die geforderte Tabellenstruktur umzuwandeln.

#### 4.2.3 Schnittstelle WASIM-AGNPS

Das hydrologische Modell WASIM in der Version des Richards-Ansatz wird eingesetzt, um die Entwicklung des Oberflächenabflusses in seiner räumlichen Differenzierung darzustellen und diese Information an das Stoffhaushalts- und Erosionsmodell AGNPS weiterzugeben. In AGNPS wird dabei eine Routine aufgerufen, die eine Ergebnisdatei in einem definierten Format sucht und mit deren Inhalt die Abschätzung des Oberflächenabflusses durch den SCS-CN Ansatz ersetzt. Die ursprüngliche Berechnung des SCS-CN Ansatzes erfolgt dabei nicht mehr. Durch diese Modifikation wird der Parameter SCS-CN-Wert, der sich durch besonders hohe Sensitivität auszeichnet, ersetzt. Die bestimmenden Parameter für die Abflussbildung in WASIM haben eine deutlich geringere Sensitivität (Abb. 4.2). Insgesamt ist damit eine verringerte Parameterunsicherheit der Modellergebnisse verbunden.

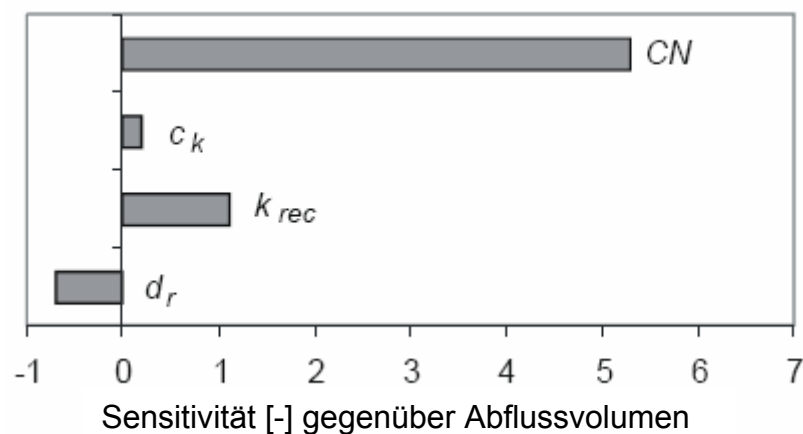


Abb. 4.2: Gegenüberstellung der Sensitivität ausgewählter Parameter für den Abfluss (CN - AGNPS;  $c_k$ ,  $k_{rec}$  und  $d_r$  - WASIM) ( $c_k$  Begrenzungsfaktor für den Wasserfluss zwischen zwei Schichten,  $k_{rec}$  Rezessionskoeffizient für die Abnahmen der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens mit der Tiefe,  $d_r$  als Drainagedichte zur Ausbildung von lateralen Wasserflüssen)

Der Oberflächenabfluss für sommerliche Ereignisse ist als Ergebnis von WASIM in seiner räumlichen Verteilung auf zwei Bereiche im Untersuchungsgebiet Schäfertal, das als Beispiel genutzt wird, konzentriert. Zum einen werden die typischen Sättigungsflächen im Bereich des Gewässers deutlich erfasst, zum anderen bildet sich auf den Kuppen der Einzugsgebietsgrenzen Abfluss aus (Abb. 4.3). Hier wird die Abflussentstehung durch die Infiltrationseigenschaften der Böden in Verbindung mit den durch die geringe Hangneigung verminderten lateralen Fließmöglichkeiten gesteuert. Im Vergleich zu der AGNPS-internen Abflussberechnung durch den SCS-CN Ansatz wird eine deutliche Verbesserung der Modellierung der hydrologischen Komponenten des Stoffhaushaltsmodells erzielt.

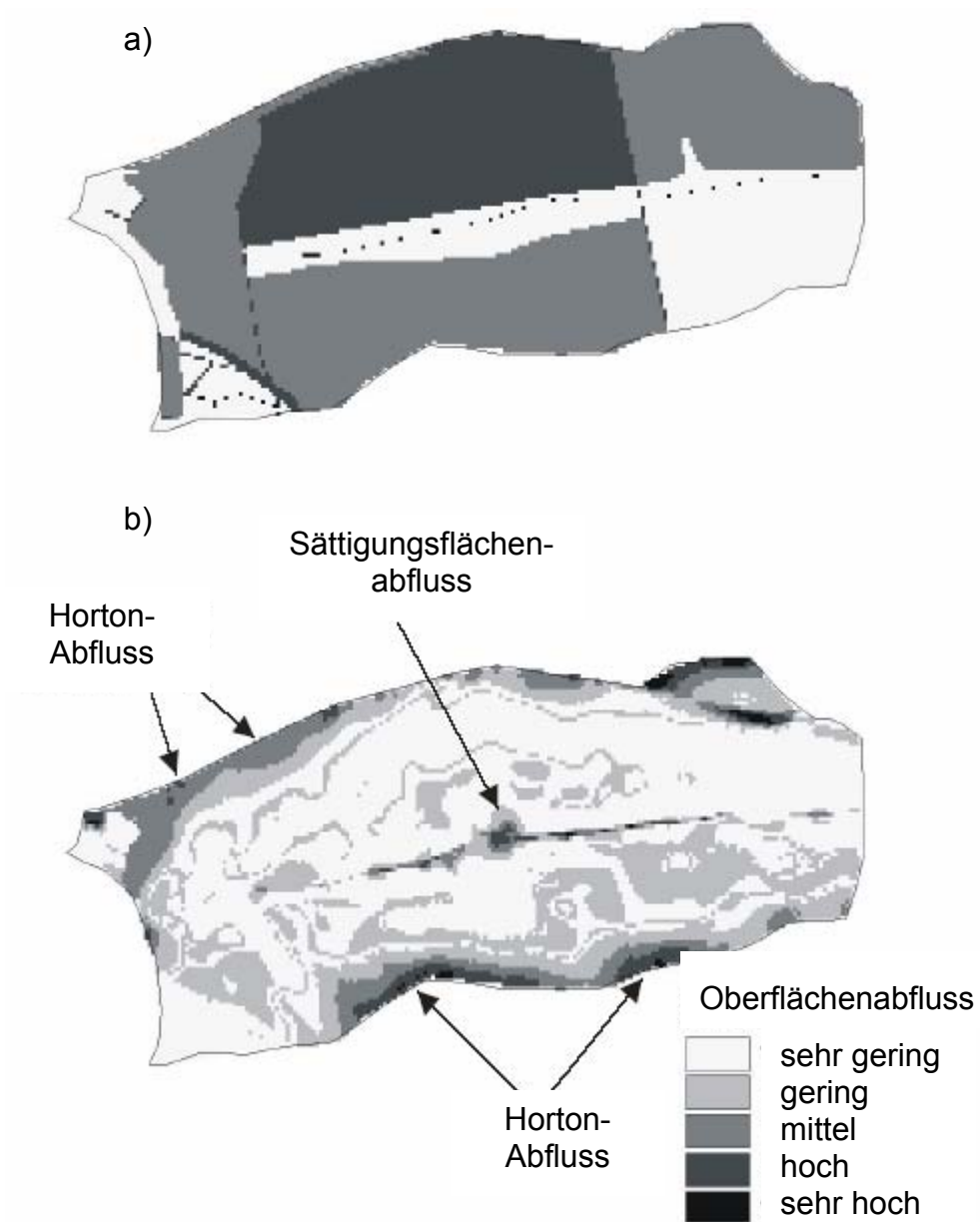


Abb. 4.3: Räumliche Differenzierung der Abflussbildung: a) SCS-CN aus AGNPS und b) Richardsansatz aus WASIM (unkalibriert)

### 4.3 Modifikation von WASIM für winterliche Abflussbildung

#### 4.3.1 Grundlagen

Im Gegensatz zu den „normalen“ Abflussbildungsprozessen wird die Abflussbildung im Winter vor allem bei Schneeschmelzereignissen durch WASIM nicht in der wünschenswerten räumlichen Differenzierung dargestellt. Der vorhandene Ansatz schätzt den Aufbau und die Schmelze der Schneedecke befriedigend ab, eine räumliche Differenzierung kann hier aber nur in mesoskaligen und größeren Einzugsgebieten mit klimatischer Differenzierung und/oder Höhenunterschieden abgebildet werden. Ein über die Steuerdatei festgesetzter Anteil des Schneeschmelzwassers wird als Oberflächenabfluss betrachtet, der übrige Anteil wird den Bodenwasserhaushaltsberechnungen zugeführt (Abb. 4.4). Die Struktur der Steuerdatei erlaubt eine Anpassung des Direktabflussanteils für einzelne Teilgebiete. Für kleine Einzugsgebiete wie das Untersuchungsgebiet Schäfertal bedeutet dies eine flächenhaft undifferenzierte Abflussbildung bei Schneeschmelzereignissen.

1	2	3	4	5	6	7	# range for subbasin codes
3	3	3	3	3	3	3	# kelsqd - storage coef. for subsurface flow
75	25	20	15	8	8	10	# kelsqi - storage coef. for interflow
19	0	0	20	18	30	20	# drainage density
0.43	0.43	0.43	0.43	0.43	0.43	0.43	# k in $q_b = Q_0 * \exp(-k/z)$ with z = depth to groundwater
0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	# Q0 in the above formula
<b>0.1</b>	<b>0.2</b>	<b>0.2</b>	<b>0.2</b>	<b>0.3</b>	<b>0.35</b>	<b>0.35</b>	<b># fraction of surface runoff on snow melt</b>

Abb. 4.4: Auszug aus der Steuerdatei

Ziel der durchgeführten Modellmodifizierung ist eine Verbesserung der räumlichen Differenzierung der Abflussbildung bei winterlichen Rahmenbedingungen und Schneeschmelzereignissen.

### 4.3.2 Datenerhebung

Daten, die in einer Kooperation mit der Hochschule Magdeburg-Stendal (FH) aufgenommen wurden, wurden in einem ersten Schritt ausgewertet, um auf dieser Grundlage die Intensivmessungen im Winter 2001/2002 durchzuführen. Die Luft- und Bodentemperaturwerte, die dazu ausgewählt wurden, sind nach Vorschrift des DWD erhoben worden. Dies bedeutet für die Bodentemperatur, dass die Messungen ohne Schneeeinfluss unter einer grasbewachsenen Fläche stattfinden. Die Analyse der Zeitreihen von Lufttemperatur (2 m Höhe), Oberflächentemperatur und Bodentemperatur (0.1 m Tiefe), die in der Abbildung 4.5 dargestellt sind, verdeutlicht die geringe Wärmeleitung des anstehenden Bodens, so dass im ausgewählten Zeitraum vom 17.02.2000 – 8.03.2000 schon ab einer Bodentiefe von 0.1 m kein Frost mehr auftritt und die Amplitude der Temperaturschwankung unter 5 K liegt. Im Gegensatz dazu erreicht die Lufttemperatur Werte von unter  $-10^{\circ}\text{C}$  bis zu über  $10^{\circ}\text{C}$ , die Erdoberflächentemperatur unterscheidet sich lediglich hinsichtlich der Minima - Maxima. Eine zeitliche Verzögerung, wie sie bei den Werten des Sensors bei -0.1 m erkennbar ist, tritt nicht auf. Dementsprechend liegen die größte Dynamik der Bodentemperatur und die höchste Bodenfrosthäufigkeit in der Bodenschicht von 0 - 0.1 m unter der Oberfläche. Die Messungen der Intensivkampagne wurden daher in einer Bodentiefe von -0.05 m durchgeführt.

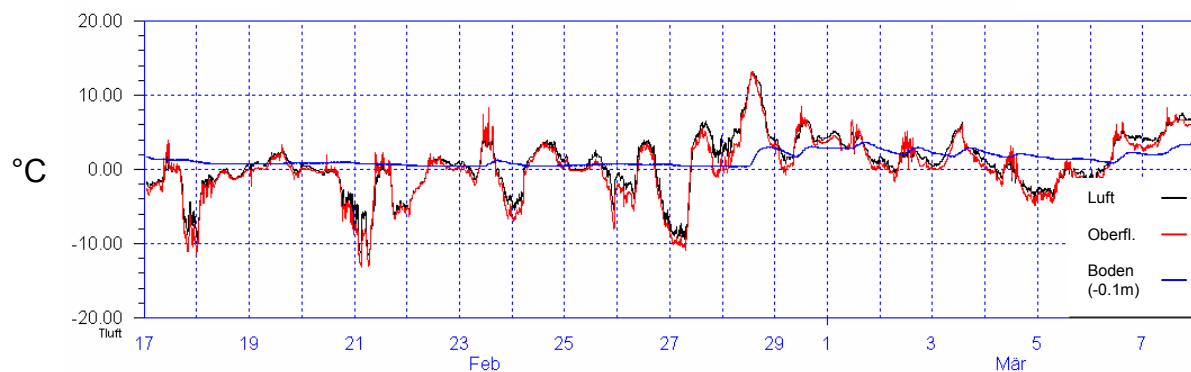


Abb. 4.5: Zeitliche Dynamik der Luft-, Bodenoberflächen- und Bodentemperatur in 10 cm Tiefe, gemessen im Messgarten Schäfertal

### 4.3.3 Sensorauswahl

Zur Erfassung der Bodentemperatur sollten kleine unabhängig voneinander arbeitende Geräte zum Einsatz kommen. Nach Recherche und Diskussionen mit norwegischen Kollegen (mündl. Mitteil. Deelstra) fiel die Wahl auf die Temperatursensoren TinyTalk des Herstellers Gemini Data Loggers, die die Anforderungen in Bezug auf Anschaffungspreis,

Zuverlässigkeit, technische Daten und Bedienerfreundlichkeit erfüllten. Die Speicherkapazität des Temperatur - Datenloggers reicht für 1800 Datenpunkte, die in einem Messraster von einer Sekunde bis zu 4.5 Stunden abgelegt werden können. Bei einer Genauigkeit von  $\pm 0.2$  °C erfasst der integrierte Thermistor einen Wertebereich von  $-40^{\circ}\text{C}$  bis  $+85^{\circ}\text{C}$ . Der Logger inklusive Sensor ist in eine PVC-Box von der Größe einer handelsüblichen Filmrolle eingebaut.

Die 20 Sensoren wurden vor ihrem Einsatz im Gelände auf zwei Arten getestet. Zum einen wurden drei zufällig ausgewählte Logger für einen Zeitraum von jeweils zwei Wochen in einer meteorologischen Messhütte auf eine Höhe von 2 m neben herkömmlichen Thermometern und neben automatischen Geräten exponiert. Die Auswertung ergab für alle drei Logger zufrieden stellende Ergebnisse im Bereich der Messgenauigkeit. Zum anderen erfolgte eine Überprüfung der Genauigkeit aller Sensoren über einen Zeitraum von wenigen Tagen durch Wechsel von Raumtemperatur und Kühlschrankschranktemperatur. Sowohl die Temperaturmessungen als auch die zeitliche Parallelität und Sensorträgheit erschien dabei mehr als zufrieden stellend.

Die Temperatur-Datenlogger wurden in fünf Zentimetern Bodentiefe im Untersuchungsgebiet Schäfertal ausgebracht. Dabei wurde ein Querprofil ausgewählt, das die beiden dominanten Expositionsrichtungen und die Hauptnutzungstypen abdeckt (Sensor 2/2-2/12) (Abb. 4.6). Darüber hinaus wurden drei weitere Messpunkte ausgewählt, an denen im Verlauf der Untersuchungsperiode Bodenproben zur Analyse des Phosphorumsatzes (PWP1 bis PWP3) stattfanden sowie eine Stelle im Messgarten und im oberen Bereich des Einzugsgebietes (2/1 und 4/1). Sensor 4/1 wurde nicht wiedergefunden. Die Standorte 2/2 bis 2/12 wurden im Untersuchungszeitraum auch im Hinblick auf die Bodenfeuchte (TDR) und Schneecharakteristik untersucht.



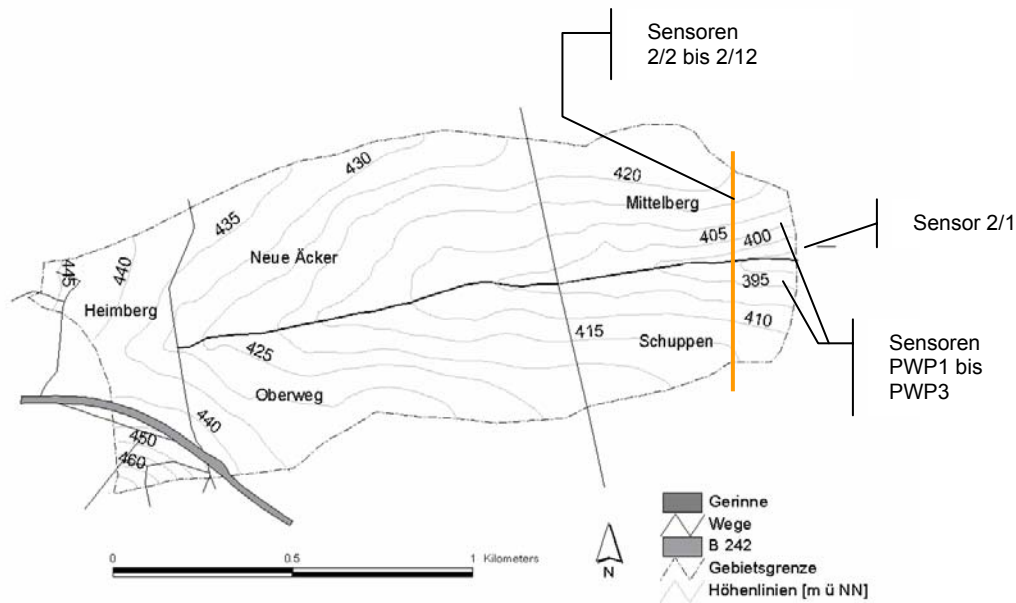


Abb. 4.6: Räumliche Lage der Bodentempersensoren im Schäferfirtal

#### 4.3.4 Ergebnisse

Im Zeitraum vom 23.11.2001 bis zum 17.04.2002 wurden im 2h Takt Werte aufgezeichnet. Dabei ist es zu keinen Auffälligkeiten oder unplausiblen Werten gekommen. Der Sensor an Messpunkt 2/8 ist durch Bioturbation teilweise beeinflusst und daher nicht in die weiteren Analysen aufgenommen worden. Die Zeitreihen zeigen die unterschiedlichen Witterungssituationen und die Temperaturreaktion des Bodenkörpers (Abb. 4.7). So zeichnet sich z.B. die erste Phase der Messperiode durch Niederschläge und Bewölkung aus, so dass die Temperaturschwankungen gering sind und über mehrere Tage andauern. Strahlungsreiche Witterungsperioden wie zum Ende des Messzeitraums werden dagegen durch eine deutliche Differenzierung der Temperatur in Tag und Nacht charakterisiert. Besonders auffällig ist die Phase mit nahezu konstanter Temperatur, die bei  $-0.6^{\circ}\text{C}$  liegt. Hier kommt es durch den Aufbau einer Schneedecke zu einer Verminderung des Energieaustausches zwischen Atmosphäre und Boden. Im Zuge der Alterung des Schnees durch Verdichtung und Erhöhung des Wasseräquivalents nimmt dessen thermische Leitfähigkeit wieder zu, und die geringen Lufttemperaturen in der ersten Hälfte des Januars 2002 spiegeln sich in den Messungen der Bodentemperatur wider. Der „isolierende“ Effekt von Schnee prägt auch die weiteren Schneeperioden im Winter.

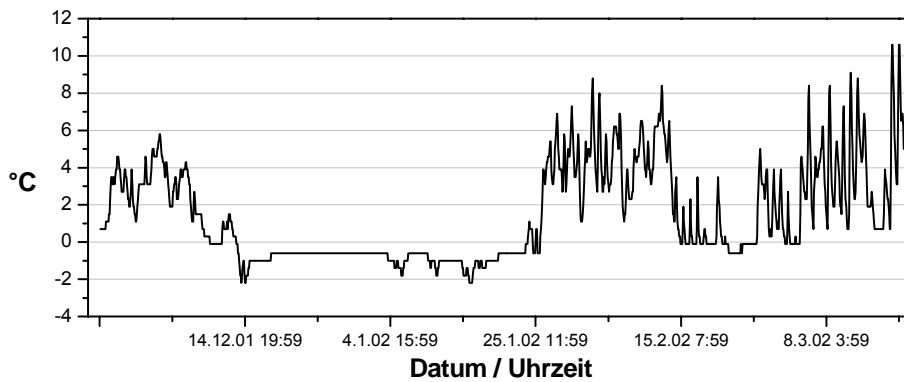


Abb. 4.7: Bodentemperaturverlauf am Sensor 2/5, zweistündige Werte

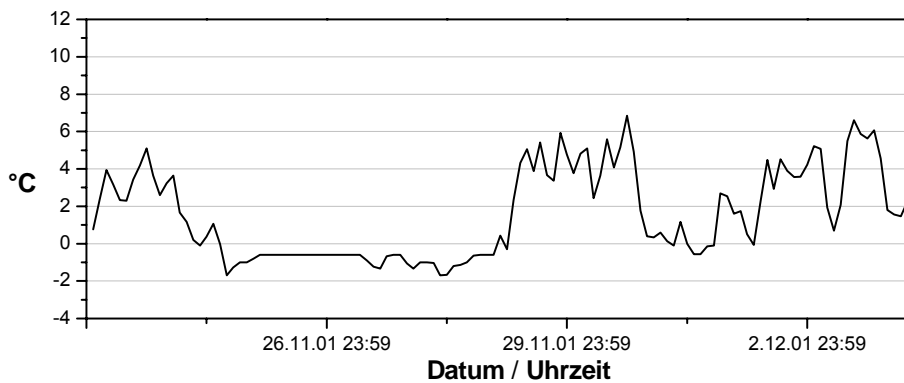


Abb. 4.8: Bodentemperaturverlauf am Sensor 2/5, Tagesmittelwerte aus zweistündigen Werten aggregiert

Wie zu erwarten, werden die kurzfristigen Schwankungen, die durch den Strahlungshaushalt verursacht werden bei einer Datenaggregation zu Tagesmittelwerten, der Zeitschritt mit dem auch das Wasserhaushaltsmodell betrieben wird, aufgelöst (Abb. 4.8). Die Schneebedeckungsperiode bleibt jedoch weiterhin deutlich erkennbar.

Die Datenaggregation bedeutet gleichzeitig eine Verringerung der Datenspannweite sowohl für die Lufttemperatur als auch die Bodentemperatur (Tab. 4.1). Auch wenn die Mittelwerte relativ nahe beieinander liegen, weist die Bodentemperatur gegenüber der Lufttemperatur eine deutlich geringere Varianz auf.

Tab. 4.1: Statistische Kennzahlen der Bodentemperaturwerte[°C] und Aggregationen

	Luft 2 h	Luft 24 h Aggr	Bodentemp. 2 h	Bodentemp 24 h Aggr.
N	1662	138	1492	124
Minimum	-19.6	-14.6	-2.2	-1.7
Maximum	16.0	9.9	10.6	6.8
Spannweite	35.6	24.6	12.8	8.5
Arith. Mittel	1.1	1.1	1.6	1.6
Stand. Abwei.	5.47	4.73	2.57	2.38
Varianz	29.9	22.3	6.6	5.6

Im Vergleich zur gemessenen Lufttemperatur werden die Bodentemperaturwerte vor allem durch die Perioden mit Schneebedeckung geprägt. Die Häufigkeitsverteilungen weisen daher ein Maximum in den Temperaturbereichen von wenig unter 0°C auf. Für die weiteren Untersuchungen und das empirische Modell wird daher auf diese Perioden nicht mehr zurückgegriffen (Abb. 4.9).

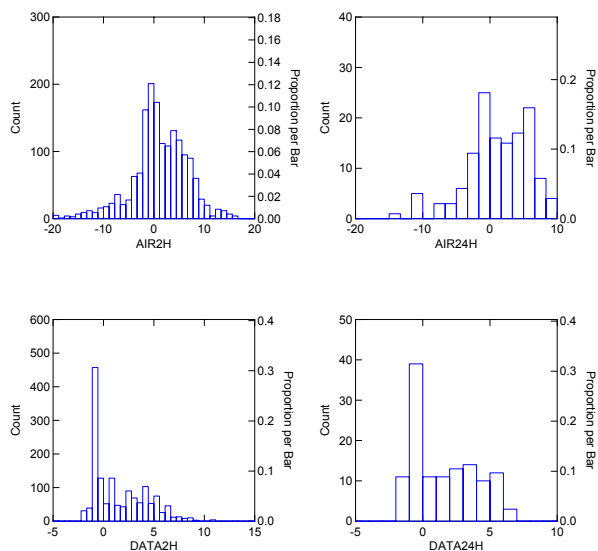


Abb. 4.9: Häufigkeitsverteilungen der zweistündigen und aggregierten Bodentemperaturwerte (AIR2H ist Lufttemperatur in zweistündigen Intervallen gemessen, AIR24H Lufttemperatur auf Tageswerte aggregiert, DATA die jeweiligen Bodentemperaturwerte)

#### 4.3.5 Empirisches Modell

Die Ableitung der Bodentemperatur in der obersten Schicht sollte auf den Basis der in WASIM benutzen Daten erfolgen, die vor allem in Hinblick auf die Modellanwendung in Russland auf ein Minimum beschränkt sind. Dennoch sollte eine räumliche Differenzierung möglich sein, die in den Eingangsdaten der Bodentemperaturmessungen vorliegt. Eine Clusteranalyse verdeutlicht die Bedeutung der Hangexposition und der Landnutzung für diese Heterogenität (Abb. 4.10). Signifikante Unterschiede treten bei der Nutzung Wintergetreide für die beiden Hauptexpositionsrichtungen Nord und Süd im Einzugsgebiet Schäfertal auf. Als ein weiteres Cluster gliedert die Analyse Messwerte der Grünlandnutzung aus.

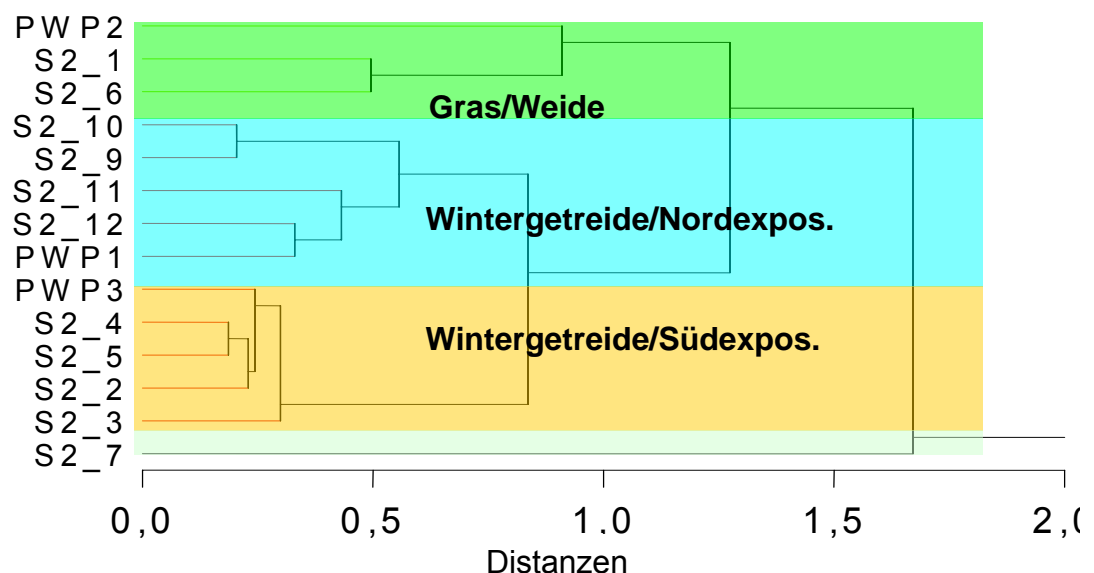


Abb. 4.10: Clusterbaum der Bodentemperaturwerte und deren Gruppierung nach Landnutzung

Auf diesen signifikanten Unterschieden aufbauend, wurde eine Kurvenanpassung für die auf Tagesschrittweite aggregierten Daten durchgeführt. Abbildung 4.11 stellt die unterschiedlichen Polynom Anpassungen der Wertepaare Lufttemperatur/Bodentemperatur beispielhaft für den Sensor 2/5 dar. Die beste Anpassung an alle Sensorwerte gelang mit Korrelationswerten von 0.62 bis 0.81 durch ein Polynom zweiter Ordnung in der Form (Tab. 4.2)

$$T_{\text{Boden}} = K_1 + K_2 \cdot T_{\text{Luft}} + K_3 \cdot (T_{\text{Luft}})^2 \quad (4.4)$$

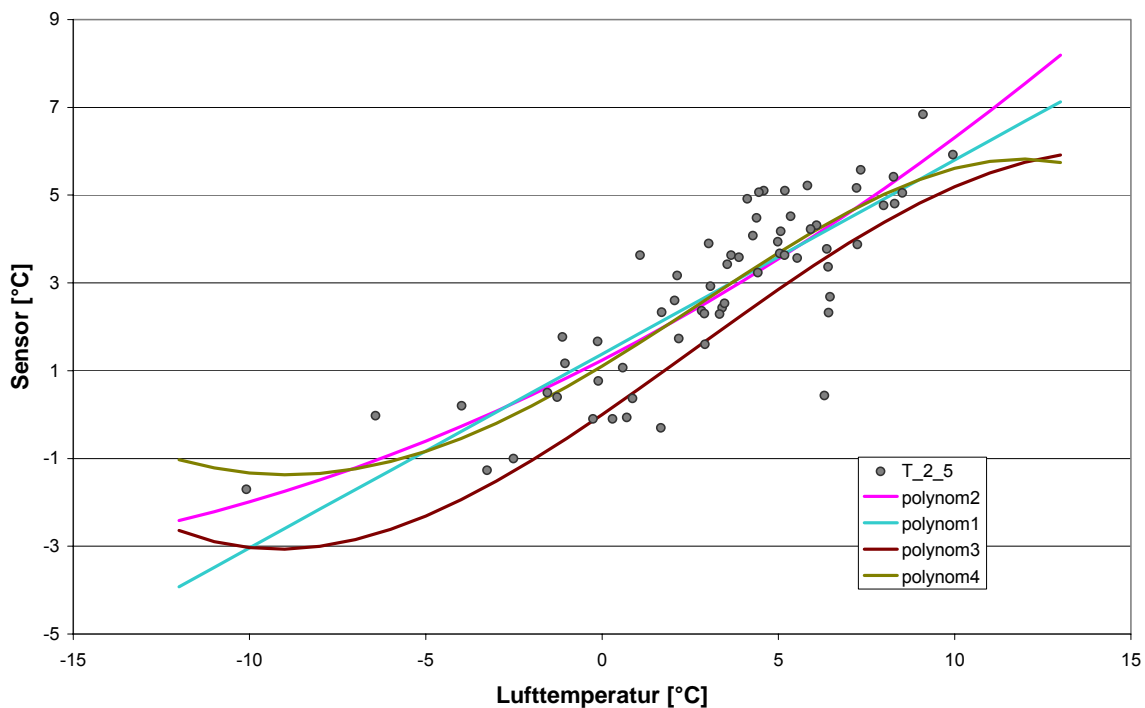


Abb. 4.11: Darstellung der unterschiedlichen Polynomanpassungen an dem von Schneetagen bereinigten Datensatz

In Abhängigkeit von der Landnutzung und der Exposition tritt eine Differenzierung der ersten und zweiten Polynomkonstante auf, die es ermöglicht, eine standortspezifische Gruppierung und Mittelwertbildung durchzuführen. Dabei werden die erste Konstante der Landnutzung und die zweite der Exposition zugeordnet (Tab. 4.3). Für die dritte Konstante ist keine weitergehende Charakterisierung möglich. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass eine Erweiterung des Datensatzes oder Daten aus anderen Naturräumen eine Differenzierung, z.B. in Hinblick auf Bodeneigenschaften zulässt.

#### 4.3.6 Bodentemperaturteilmodul

Der abgeleitete Algorithmus wurde als gesondertes Modul in das Modell WASIM implementiert. Neben dem Aufruf der benötigten Informationen zu Lufttemperatur, Landnutzung und Böden, die auch für andere Module in WASIM benutzt werden, erfolgt eine Nutzung der vorhandenen Information zu Exposition, um eine Klassenbildung durchzuführen. Im Anschluss wird für jedes Rasterelement die Bodentemperatur abgeschätzt und bei einer berechneten Temperatur von unter 0°C die gesättigte hydraulische

Tab 4.2: Polynomanpassung und Anpassungsgüte für alle Sensoren

Sensor	Landnutzung	Exposition	r	Polynomanpassung
2_2	Wintergetreide	S	0.81	$1.59556+0.45915x+0.00638x^2$
2_3	Wintergetreide	S	0.8	$1.65136+0.43058x+0.00705x^2$
2_4	Wintergetreide	S	0.78	$1.79153+0.43353x+0.00545x^2$
2_5	Wintergetreide	S	0.8	$1.44264+0.40832x+0.00935x^2$
PWP3	Wintergetreide	S	0.79	$1.82279+0.418234x+0.00534x^2$
2_9	Wintergetreide	N	0.7	$1.67589+0.32633x+0.00467x^2$
2_10	Wintergetreide	N	0.69	$1.83705+0.31845x+0.00443x^2$
2_11	Wintergetreide	N	0.78	$1.33826+0.37853x+0.0075x^2$
2_12	Wintergetreide	N	0.76	$1.61136+0.386021x+0.00828x^2$
PWP1	Wintergetreide	N	0.76	$1.54354+0.37186x+0.0089x^2$
2_7	Weide	N	0.79	$3.20209+0.30818x+0.00318x^2$
PWP2	Weide	N	0.62	$2.2583+0.23828x+0.00226x^2$
2_6	Weide	E	0.73	$2.0208+0.34919x+0.0029x^2$
2_1	Gras	E	0.66	$2.5491+0.30957x-0.00084x^2$

Tab. 4.3: Übersicht über die verallgemeinerten Konstanten der Polynomanpassung für das Schäfertal

	$K_{Landnutzung}$	$K_{Exposition}$	$K_{n.definiert}$
Wintergetreide	1.631		
Weide	2.508		
E		0.3293	
N		0.3325	
S		0.4299	
Alle Sensoren			0.0055

Leitfähigkeit auf Null herabgesetzt. Bei einem simulierten Schneewasseräquivalent von mehr als 5 mm wird die berechnete Temperatur des Vortages benutzt. Dadurch ist gewährleistet, dass die konstante Temperatur während der Schneeperioden abgebildet wird. Dazu wurden Veränderungen in den Modellteilen Modapuzr.cpp, Unsatzon.cpp, Modef.h und Teilmod.h durchgeführt. Die Eingabe der Polynomkonstanten zur Berechnung und die Festlegung der Ausgabeoptionen erfolgt über eine Erweiterung der Steuerdatei, die im Folgenden dargestellt ist (Abb. 4.12):

```

----
[landuse_table]
1 # number of following land use codes, per row one use
#Co, name of the albe- surface resistances rsc as monthly values julian day for LAI (eff. veget. height)
Veg.covering root depth [m] Param theta-value for beginning
#de Landuse type do 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 the param.-sets 1 2 3 4 z01 2 3 4
1 2 3 4 1 2 3 4 root dist. etp-reduction
#-----
--
01 Wintergerste? 0.25 80 80 75 65 45 50 50 50 50 65 80 80 110 150 250 280 1 5 3 1 0.05 0.5 0.2 0.05 0.3 0.8 0.7 0.3 0.4 0.4 0.4 0.4 1.0
3.45
[soil_table]
1 # number of following entries van genuchtenparameter mit RETC
01 Chernozem 60 15 0.041 350 1 0.2 0.01 0.1 2.5999994 31
0.3 90.0 0.5
[substance_transport]
0 # number of tracers to be considered (max. 9)
[irrigation]
0 # 0=ignore this module, 1 = run the module
$ZeitDiskretisierung # duration of a time step in minutes
e:\wasimexe\malutka\results\irgw_sta.bin $hour_mean # statistic of the irrigation water from groundwater
e:\wasimexe\malutka\results\irsw_sta.bin $hour_mean # statistic of the irrigation water from surface water
[soilfrost_model]
1 # 0=ignore this module, 1 = run the module
0.333 #asp for Frost for N
0.333 #asp for Frost for NE
0.329 #asp for Frost for E
0.429 #asp for Frost for SE
0.429 #asp for Frost for S
0.429 #asp for Frost for SW
0.333 #asp for Frost for W
0.333 #asp for Frost for NW
#de Landuse type LUSE for Frost
#-----
01 Wintergerste? 1.63
#Code name Soil for Frost
#-----
01 Chernozem 0.0055
e:\wasimexe\malutka\results\bodenfrost_grd.bin # (new) grid soil-temp
301

```

Abb. 4.12: Erweiterung der WASIM Steuerdatei für das Bodenfrostmodul (fett markiert)

#### 4.3.7 Anpassung mit Daten aus dem Einzugsgebiet Lubazhinka

Im russischen Untersuchungsgebiet wurden ebenfalls mit TinyTalk Sensoren Daten erhoben. Auch hier wurden unterschiedliche Landnutzungsformen und Expositionen ausgewählt. Aufgrund der höheren Anforderungen an die Robustheit der Sensortechnik, zu denen auch z.B. mechanische Belastungen durch Frostdruck gehören, kam es zu zeitweisen Ausfällen von Sensoren. Die lange Dauer der Schneeperiode, durch die wie auch im deutschen Untersuchungsgebiet eine Isolationswirkung eintritt, reduziert darüber hinaus die Gesamtdatenmenge. Dennoch ist eine Modifizierung der Konstantenwerte im Algorithmus möglich. Die Güte der erzielten Anpassung ist hoch und schwankt zwischen 0.82 und 0.91.

Die Auswertung der Daten zeigt, dass ein deutlicher Unterschied zwischen den als Grünland genutzten sowie durch Ackerbau geprägten Flächen gegenüber den Wäldern besteht. Letztere

weisen durchweg geringere Temperaturen und ein späteres Auftauen auf. Die Unterschiede im Temperaturverlauf zwischen den ausgewählten Weide- bzw. Wintergetreidestandorten ist durch die Ähnlichkeit der Vegetationsbedeckung ebenso gering wie die Differenzierungsmöglichkeiten nach Exposition. Dies ist auf die topographischen Gegebenheiten im Einzugsgebiet zurückzuführen, die sich dadurch auszeichnen, dass nur ein geringer Flächenanteil mit hohen Neigungswinkeln oder deutlicher N-S Exposition vorkommt. Aufgrund der geringen Neigung werden expositionsbedingte Unterschiede, z.B. bei der Strahlungsmenge, abgemildert. Die ermittelten Konstanten liegen in der Dimension der Werte, die für das Schäfertal ermittelt wurden (Tab. 4.4).

Tab. 4.4: Übersicht über die verallgemeinerten Konstanten der Polynomanpassung für das Lubzhinkhaeeinzugsgebiet

	$K_{Landnutzung}$	$K_{Exposition}$	$K_{n.definiert}$
Wintergetreide	0,53		
Weide	0,53		
Wald	-1,04		
N		0.83	
S		0.83	
Alle Sensoren			-0.001



## 4.4 Schneeschmelzeerosionsmodell (SMEM)

### 4.4.1 Rillenprofil

Zur Erstellung des Schneeschmelzeerosionsmodells wurden theoretische Überlegungen mit experimentellen Resultaten verbunden. Dazu wurde überwiegend auf Altdaten wie zum Beispiel der Untersuchungsstation des Instituts für Grundlagenprobleme der Biologie im Einzugsgebiet Lubazhinka zurückgegriffen. Die vorherrschenden grauen Waldböden der 100 m langen Untersuchungsmessparzellen wurden im Herbst ca. 20 cm tief gepflügt und mit Wintergetreide bestellt (Demidov 2000). Im Detail wurden folgende Parameter experimentell erfasst, um die Entwicklung und Dynamik von Erosionsrillen zu beschreiben:

- Wasserabfluss in der Rille
- Sedimentkonzentration im Abfluss
- Querprofil der Rille
- Schneecharakteristik
- Boden- und Lufttemperatur.

Die Auswertung der Ergebnisse von 75 Rillenprofilen auf gepflügten Parzellen und 23 unter Wintergetreide von denen exemplarisch drei in Abb. 4.13 dargestellt sind, ergeben, dass

- das Rillenquerprofil generell dreieckig ist
- die Neigung der Seitenwände der Rille von der Abflussmenge gesteuert wird und sich an die natürliche Neigung für nicht gefrorene Böden annähert (Abb. 4.14 und 4.16)
- der Tauprozess des Bodens schneller vonstatten geht als die Eintiefung der Rille.

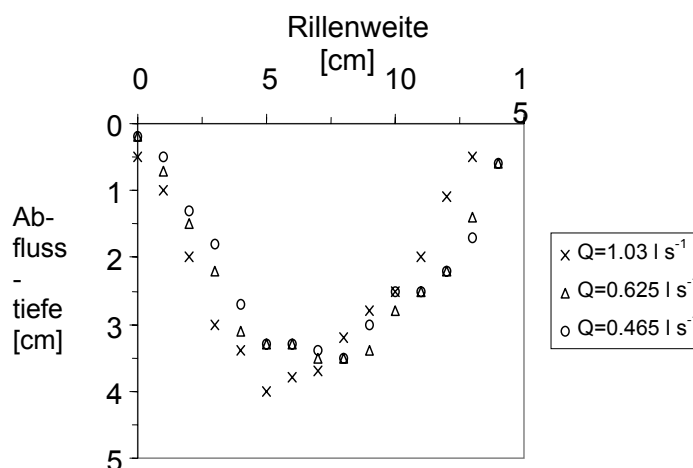


Abb. 4.13: Messwerte von Querprofilen ausgewählter typischer Rillen im Lubazhinkhaeinzugsgebiet ( $Q$  ist Abfluss)

Für die Entwicklung des Modells sind diese Ergebnisse, die auch von Gatto (2000) bestätigt werden, von besonderer Bedeutung.



*Abb. 4.14: Beispiel für eine Erosionsrinne auf Brache im Lubzhinkhaeinzugsgebiet nach einer Schneeschmelze*

Eine statistische Analyse der Messwerte zeigt, dass die Neigung der Rillenflanke  $\alpha$  durch folgende empirische Gleichung beschrieben werden kann

$$\text{Tg}(\alpha) = \text{Tg}(\alpha_{\max}) - [\text{Tg}(\alpha_{\max}) - \text{Tg}(\alpha_{\min})] \exp(-\beta Q) \quad (4.5)$$

mit  $\text{Tg}$  – Tangens;  $Q$  Abfluss ( $\text{l s}^{-1}$ );  $\beta$  – eine Konstante ( $\text{s l}^{-1}$ );  $\alpha_{\min}$  und  $\alpha_{\max}$  als die potentiellen minimalen bzw. maximalen Neigungswinkel der Rillenflanke. Mit zunehmender Abflussmenge pro Zeiteinheit erhöht sich somit der Böschungswinkel der Rillenflanke (Abb. 4.15). Die gemessenen Werte  $\text{Tg}(\alpha_{\min})$  und die durchschnittliche gewichtete Standardabweichung als Ausdruck der Genauigkeit, unterscheiden sich für Brache- und Wintergetreideflächen (Tab. 4.5). Der Winkel für die Wintergetreideflächen ist dabei höher als derjenige der Brache, was auf die höhere Stabilität infolge von Wurzeln oder insgesamt

höhere Aggregatstabilität zurückzuführen ist. Die maximalen abgeschätzten Werte für  $Tg(\alpha)$  liegen bei  $30^\circ$  und bewegen sich damit im Bereich der Neigungswerte, die für die Konstruktion unbefestigter Gerinne empfohlen werden.

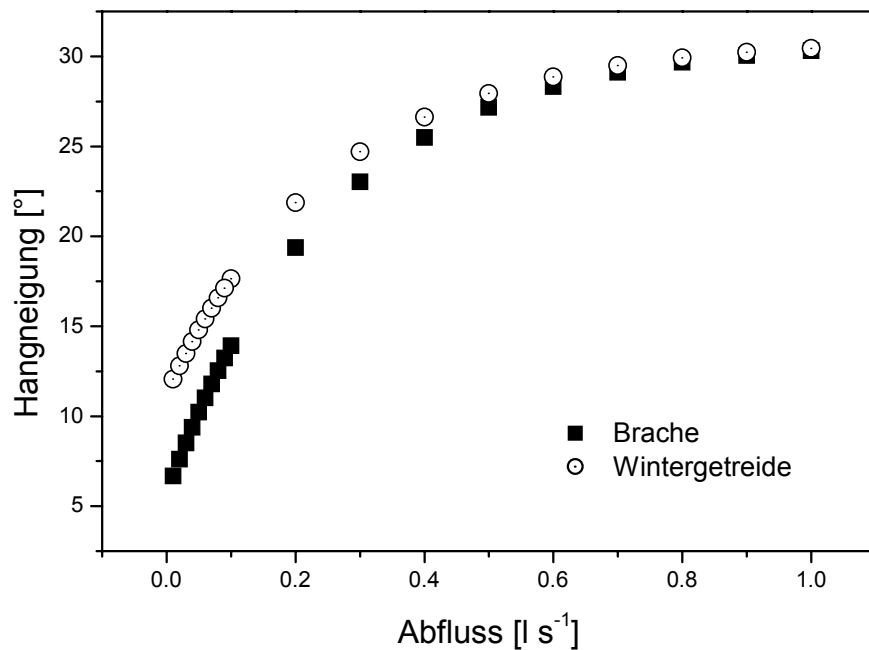


Abb. 4.15: Entwicklung des Böschungswinkels bei unterschiedlichen Abflüssen für Brache und Wintergetreide

Tab. 4.5: Parameter, die in Gleichung (4.5) benutzt werden

Parameter	Brache	Wintergetreide
$Tg(\alpha_{max})$	0.6	0.6
$Tg(\alpha_{min})$	0.1	0.2
$\beta$ ( $s\ l^{-1}$ )	3.5	3.5
$\varepsilon$ a.w. (%)	14.4	23.6



*Abb. 4.16: Beispiel für eine Erosionsrinne auf Brache in einer dem Schäfertal benachbarten Mulde nach einer Schneeschmelze*

#### *4.4.2 Bodenerosion*

Ausgehend von den Beobachtungen und Messungen auf den 100 m langen Versuchspartellen der Untersuchungsstation des Instituts für Grundlagenprobleme der Biologie wurde zunächst ein für solche Partellen gültiger Ansatz entwickelt, der danach auf einen zellenbasierten Ansatz für ein Einzugsgebiet übertragen wurde. Die folgenden Annahmen zur Berechnung der Partikelloslösung aus dem Bodenverband innerhalb einer Abflussmesspartelle mit der

Länge  $L$  und der Neigung  $i$  wurden getroffen:

- nur eine Rille bildet sich aus;
- der Abfluss am Messparzellenende ist bekannt und der Zustrom in die Rille ist über deren gesamte Länge in der Parzelle homogen;
- für kleine Zeitschritte ist der Abfluss konstant;
- der Querschnitt des Abflusses (nicht der Rille!) ist zu jedem Zeitpunkt und bei jeder Entfernung vom Parzellenanfang von der Abflussmenge abhängig;
- die Partikelloslösung findet für ungefrorene Bodenbedingungen und Wassersättigung bei einem Minimum an Scherwiderstand also für „nicht-kohesive“ Böden statt;
- das gesamte erodierte Material wird im Abfluss transportiert.

Abbildung 4.17 zeigt eine idealisiertes Rillenquerprofil zum Zeitpunkt  $t$  als durchgezogene Linie und für den Zeitpunkt  $t + dt$ , mit  $dt$  als kleinen Zeitschritt, in der gestrichelten Linie. Als Ergebnis der Erosion wird der Abfluss um den Betrag  $dH$  [m] eingetieft.

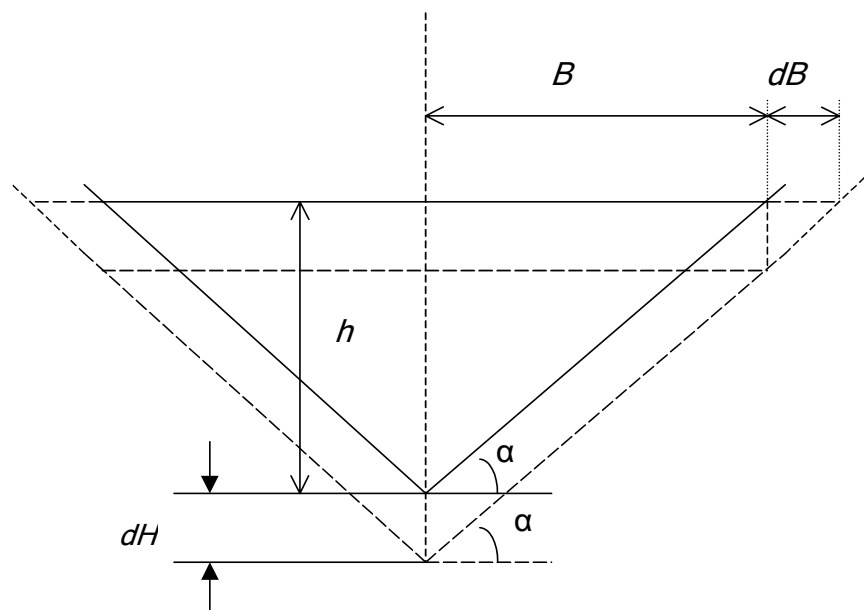


Abb. 4.17: Darstellung eines idealisierten Rillenprofils und Benennung wichtiger Kenngrößen

Die Vergrößerung der Querschnittsfläche der Rille  $S_{rill}$  um  $dH$  bei gleichem Winkel  $\alpha$  wird als

$$dS_{rill} = 2 h \operatorname{Ctg}(\alpha) dH \quad [\text{m}^2] \quad (4.6)$$

erfasst, mit  $\operatorname{Ctg}$  – Kotangens;  $h$  – Abflusstiefe [m]. Die Division beider Teile der Gleichung (4.6) mit  $dt$  zur Berechnung der Änderung für einen Zeitschritt ergibt

$$\frac{dS_{rill}}{dt} = 2hCtg(\alpha) \frac{dH}{dt} \quad [\text{m}^2 \text{ s}^{-1}] \quad (4.7)$$

Die Eintiefung der Rille pro Zeitschritt und Segmentlänge erfolgt in direkter Abhängigkeit von der erodierten Bodenmenge  $q$ , so dass diese Eintiefung  $dH$  als Folge der Bodenerosion betrachtet werden kann

$$\frac{dH}{dt} = \frac{q}{\rho_{soil}} \quad (4.8)$$

mit  $q$  als Intensität der Bodenerosion [ $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ]; und  $\rho_{soil}$  als Bodendichte [ $\text{kg m}^{-3}$ ]. Aus Gleichungen (4.8) lässt sich somit ableiten, dass die Vergrößerung des Rillenquerschnitts als Funktion des erodierten Bodenvolumens zu betrachten ist und damit zur Berechnung in Gleichung (4.7) herangezogen werden kann

$$\frac{dS_{rill}(t, x)}{dt} = 2h(t, x)Ctg[\alpha(t, x)] \frac{q(t, x)}{\rho_{soil}} \quad (4.9)$$

mit  $t$  als Zeit (s) und  $x$  als Distanz zum Anfang des Messplots [m] und damit das Rillenvolumen für ein Zeitintervall ( $T_2 - T_1$ ) anwächst, als

$$\text{Rillenvolumen} = \int_{T_1}^{T_2} dt \int_0^L \frac{dS_{rill}(t, x)}{dt} dx \quad [\text{m}^3]. \quad (4.10)$$

Für das betrachtete Zeitintervall wird demnach die Bodenerosion dem Volumen der Eintiefung gleich sein, so dass gilt

$$\text{RillErosion} = \rho_{soil} \text{Volumen der Eintiefung} \quad [\text{kg}]. \quad (4.11)$$

Die Berechnung der Rillengeometrie, insbesondere des Böschungswinkels  $\alpha$  und damit verbundenen Abflusstiefen und hydraulischen Radien, ist für die Berechnung der erosiven

Abflusseigenschaften von entscheidender Bedeutung. Dazu wird eine Reihe von einfachen Gleichungen benutzt:

- Abfluss

$$Q(t, x) = [QL(t) / L] x \quad (4.12)$$

mit  $L$  als Länge der Parzelle (m) und  $QL(t)$  der Abfluss am Parzellenende im betrachteten Zeitschritt [ $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ]

- Querschnittsfläche des Abflusses

$$S_f = h^2 / \text{Tg}(\alpha) \quad [\text{m}^2] \quad (4.13)$$

- hydraulischer Radius für das dreieckige Profil bei bekannter Abflusstiefe  $h$  und Böschungswinkel  $\alpha$

$$R = h \text{Cos}(\alpha) / 2 \quad [\text{m}] \quad (4.14)$$

- Chezy-Manning Gleichung zur Abschätzung der Abflussgeschwindigkeit

$$V = R^{2/3} i^{1/2} / n \quad (4.15)$$

bei der  $V$  die Abflussgeschwindigkeit [ $\text{m s}^{-1}$ ],  $i$  das Gerinnegefälle (ohne Dimension) und  $n$  der Manning Koeffizient ist und die Abflussmenge in der Rille als Funktion der Abflussgeschwindigkeit und des Querschnittes betrachtet werden kann  $Q(t, x) = S_f V$  [ $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ ] oder unter Berücksichtigung der oben genannten Gleichungen

$$Q(t, x) = (h^2 / \text{Tg}(\alpha)) ((h \text{Cos}(\alpha) / 2)^{2/3} i^{1/2} / n) \quad (4.16)$$

Aus der Gleichungen (4.16) kann abgeleitet werden, dass gilt

$$h(t, x) = 2^{1/4} Q(t, x)^{3/8} [n \text{Tg}(\alpha)]^{3/8} [i^{-3/16} \text{Cos}^{-1/4}(\alpha)] \quad (4.17)$$

Demzufolge kann bei bekanntem Abfluss  $QL(t)$  am Parzellenende die Gleichung (4.12) benutzt werden, um  $QL(x)$  zu berechnen und Gleichung (4.5) zur Abschätzung des Winkels  $\alpha$  bei  $(t, x)$ . Mit Hilfe der Gleichung (4.17) kann die Abflusstiefe  $h$  bei  $(t, x)$  kalkuliert werden und in (4.9) eingesetzt werden.

Zur Berechnung der Erosion  $q$  wird auf den Ansatz von Mirtskhulava (1997, 2000) für ungefrorene Böden zurückgegriffen

$$q = 1.1 \cdot 10^{-6} \omega D_{wsp} \rho_{particle} \left( \frac{V_{\Delta}^2}{V_{\Delta,cr1}^2} - 1 \right) \quad [\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}] \quad (4.18)$$

mit  $\omega = 10 \text{ s}^{-1}$  als Impulsstrom des Wasserflusses;  $D_{wsp}$  als durchschnittlicher Durchmesser wasserstabiler Aggregate (m);  $\rho_{particle}$  ist die Dichte dieser Aggregate [ $\text{kg m}^{-3}$ ];  $V_{\Delta}$  ist die Sohlgeschwindigkeit und  $V_{\Delta,cr1}$  ist die dem Scherwiderstand des Bodens entsprechende kritische Sohlgeschwindigkeit. Ist  $V_{\Delta}$  geringer als  $V_{\Delta,cr1}$  findet keine Erosion statt. Auf die Gleichung von Goncharov (1962) wird zurückgegriffen, um die Sohlgeschwindigkeit zu berechnen

$$V_{\Delta} = 1.25 V / \text{Log}_{10} (6.15 h / \Delta) \quad [\text{m s}^{-1}] \quad (4.19)$$

mit  $\text{Log}_{10}$  als dekadischer Logarithmus und  $\Delta$  als die Oberflächenrauigkeit der Rille (m), die nach Kuznetsov (1981) als Funktion der Bodenaggregate dargestellt werden kann

$$\Delta = 0.7 D_{wsp} \quad (4.20)$$

Somit kann bei einem bekannten Abfluss  $Q(t, x)$  mit den Gleichungen (4.14), (4.15), (4.17), (4.19) und (4.20) die Sohlgeschwindigkeit des Abflusses  $V_{\Delta}$  für jeden Zeitschritt und jede Distanz zum Plotanfang berechnet werden. Die zweite kritische Sohlgeschwindigkeit wird in Anlehnung an Kuznetsov et al. (1999) ohne die Einbeziehung der Kohäsion der Bodenpartikel berechnet. Bei diesem Ansatz wird der Erosionswiderstand des Bodens gegenüber Abfluss in Abhängigkeit vom Gewicht der Bodenaggregate auf die die zu überwindende Schwerkraft sowie von der Ausprägung der Wurzeln betrachtet und durch experimentelle Untersuchungen quantifiziert. Auf die stabilisierende Eigenschaft von Wurzelgeflecht gegenüber Rillenbildung



wurde auch in aktuellen Publikationen hingewiesen (Gyssels et al. 2007, Zhou und Zhangguan 2008)

$$V_{\Delta,cr2} = 1.55 \sqrt{\frac{m_1 m_2 g}{\rho_{water} n_1} (1 - P) D_{wsp} (\rho_{mineral} - \rho_{water})} \quad (4.21)$$

mit  $V_{\Delta,cr2}$  als zweite kritische Sohlgeschwindigkeit für Bracheflächen [ $m s^{-1}$ ]; Parameter für die Rillenerosion  $m_1 = 1.4$ ,  $m_2 = 1.0$  und  $n_1 = 2.3$  (Wurzelparameter);  $g = 9.81$  Gravitation;  $P$  Porosität der Bodenpartikel (dimensionslos);  $\rho_{water}$  Dichte von Wasser [ $kg m^{-3}$ ];  $\rho_{mineral}$  Mineraleichte. Mirtskuhlava (1970) bestätigt eine Abhängigkeit der berechneten Sohlgeschwindigkeiten als

$$V_{\Delta,cr2} = 1.4 V_{\Delta,cr1} \quad (4.22)$$

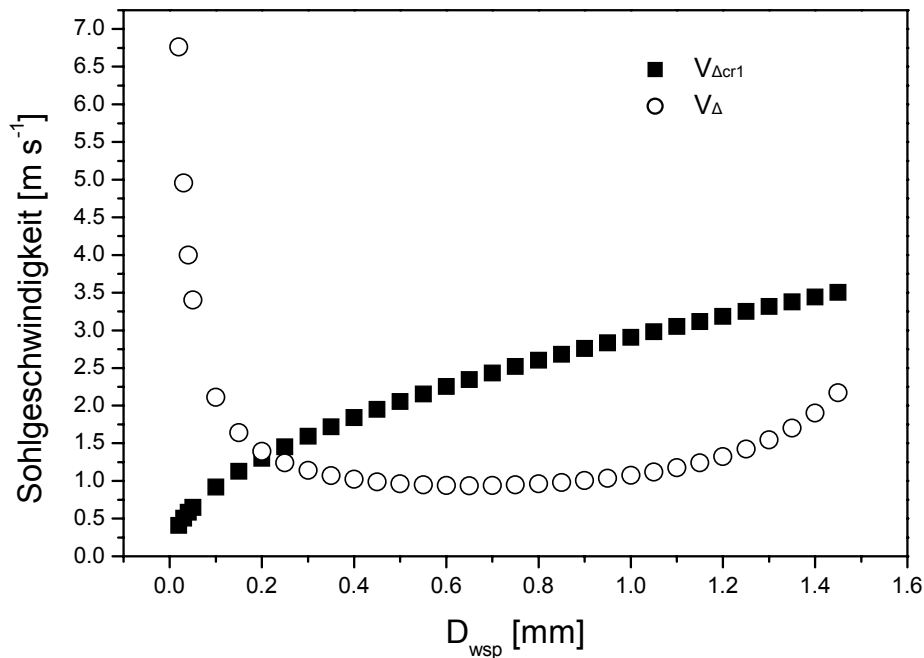


Abb. 4.18: Berechnete Sohlgeschwindigkeit  $V_{\Delta}$  und kritische Sohlgeschwindigkeit  $V_{\Delta,cr1}$  in Abhängigkeit von der Aggregatgröße

Abbildung 4.18 verdeutlicht die Abnahme der Sohlgeschwindigkeit  $V_{\Delta}$ , also der Scherkraft des Abflusses mit zunehmender von der Aggregatgröße beeinflusster Oberflächenrauigkeit und gleichzeitiger Zunahme des Erosionswiderstandes des Bodens. Bei den ausgewählten Randbedingungen für den Abfluss ist Erosion nur bis zu einer Größe der wasserstabilen Aggregate von 0.2 mm möglich.

Auf der Grundlage bodenphysikalischer Eigenschaften ist es demnach möglich, über die Gleichungen (4.21) und (4.22)  $V_{\Delta,cr1}$  zu berechnen und in Gleichung (4.18) einzusetzen. Dadurch kann die Menge an erodiertem Boden am Grund der Rille  $q(t,x)$  kalkuliert und bei bekannter Abflussmenge  $Q(t,x)$   $dS_{rill}/dt$  quantifiziert werden. Die Integration in Gleichung (4.10) ergibt das Rillenvolumen und (4.11) die Erosionsmenge.

#### 4.4.3 Technische Umsetzung

Der Ansatz zur Beschreibung der Bodenerosion während der Schneeschmelze ist in einer Arbeitsversion als Visual Basic Applikation (VBA) programmiert worden. Die dynamischen hydrologischen Daten werden in einem Tabellenblatt vorgehalten, während die konstanten Parameter der Berechnung über eine Kodierung und Zuweisungstabellen verwaltet werden. Vor dem Berechnungsstart werden Kontrollschleifen ausgelöst, um die Programmstabilität zu gewährleisten. Die VBA wird über einen Start „Button“ begonnen. Im Appendix ist der zentrale Teil des Programmcodes wiedergegeben. Nach erfolgreichen Tests wurde das Modell in Java umprogrammiert und die notwendigen Parameter in eine Steuerdatei eingebunden, die zudem auch die Modellumgebung IWAN kontrolliert (vgl. Kap 4.6).

## 4.5 Modellsystem IWAN

### 4.5.1 Schnittstelle SMEM-AGNPS

Die Abschätzung der Bodenerosion in AGNPS erfolgt über einen Ansatz, der auf der „Revised Universal Soil Loss Equation“ (RUSLE) aufbaut (Renard et al. 1997). Die empirischen Parameter leiten sich aus Erosionsparzellenversuchen her und liefern in der Regel für lange Zeiträume, die durch einige wenige intensive Erosionsereignisse geprägt werden, zufriedenstellende Werte. Innerhalb von AGNPS wird dieser Ansatz zur Berechnung von Einzelereignissen genutzt. Die Güte der Modellierung nimmt daher mit der Amplitude des Erosionsereignisses zu (Ollesch et al. 2003). Die RUSLE eignet sich jedoch nicht, um Rillenerosion oder Erosion bei Schneeschmelzen darzustellen.

Wie bei der Verknüpfung der WASIM Ergebnisse mit AGNPS ist auch hier eine Routine implementiert worden, die eine Datei mit den Berechnungen des SMEM sucht und die AGNPS-interne Abschätzung der zellbezogenen Erosion ersetzt. Eine Erosionsabschätzung durch die RUSLE erfolgt nur, wenn keine entsprechende SMEM-Datei vorliegt.

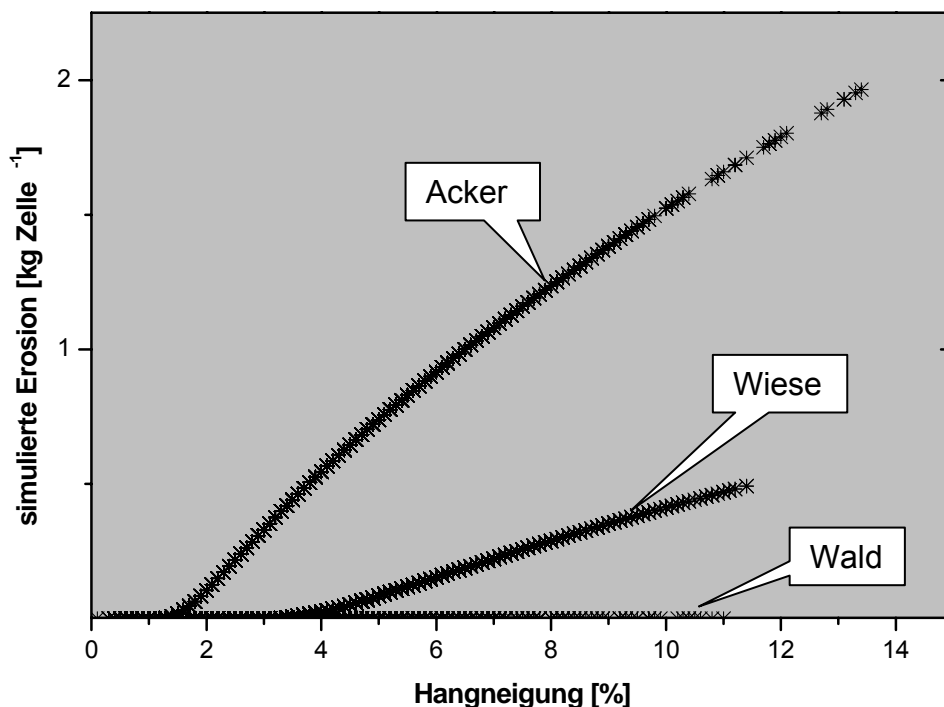


Abb. 4.19: Darstellung der Abhängigkeit der simulierten zellbezogenen Erosion von der Hangneigung im Modell AGNPS

Ein Vergleich der räumlichen Differenzierung der beiden Ansätze verdeutlicht den Einfluss der Hangneigung und der Landnutzung für die zellbezogene Erosion im ursprünglichen AGNPS Modell (Abb. 4.19). Der nahezu lineare Anstieg des Verhältnisses Hangneigung/Erosion nach Überschreiten eines Schwellenwertes belegt die Dominanz dieses Faktors. Im Gegensatz dazu kann die Loslösung von Bodenpartikeln aus dem Bodenverband in SMEM annähernd gut durch eine statistische Funktion von Hangneigung und Abflussakkumulation beschrieben werden (Abb. 4.20). Die Streuung der Einzelpunkte belegt aber, dass hier weitere Faktoren eine Rolle spielen.

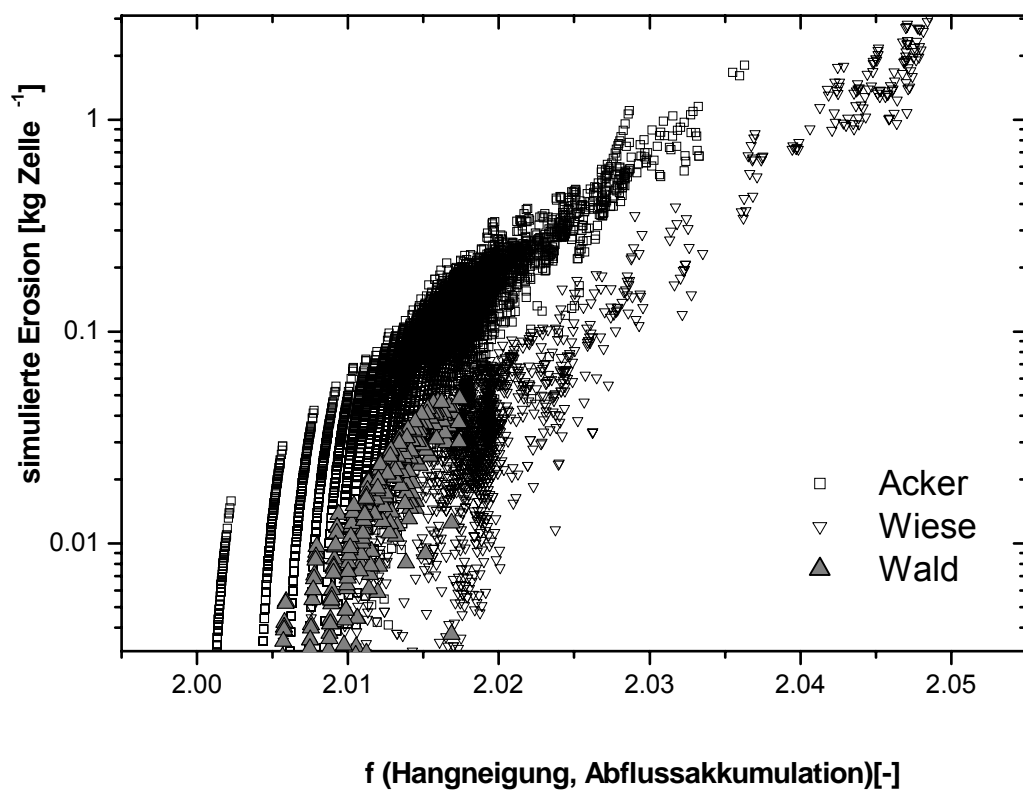


Abb. 4.20: Darstellung der simulierten zellbezogenen Erosion als Funktion von Hangneigung und Abflussakkumulation im Modell SMEM

#### 4.5.2 Graphische Benutzeroberfläche

Die javabasierte Systemumgebung IWAN (Intergrated Winter Erosion And Nutrient Load Model) dient der Steuerung der Schnittstellen, definiert die für das SMEM benötigten Parameter und ermöglicht verschiedene Ausgabeoptionen (Abb. 4.21). Durch den über eine Steuerdatei geregelten Zugriff auf die binären WASIM Modellergebnisse wird die Effizienz der Modellanwendung erhöht und Fehler, die bei der manuellen Konvertierung auftreten können, ausgeschlossen. Von großer Bedeutung sind die in der Steuerdatei vorgesehenen Auswahlmöglichkeiten z.B. unterschiedliche Datenformate zu verwenden oder die Disaggregation der hydrographischen Daten für das SMEM vorzunehmen.

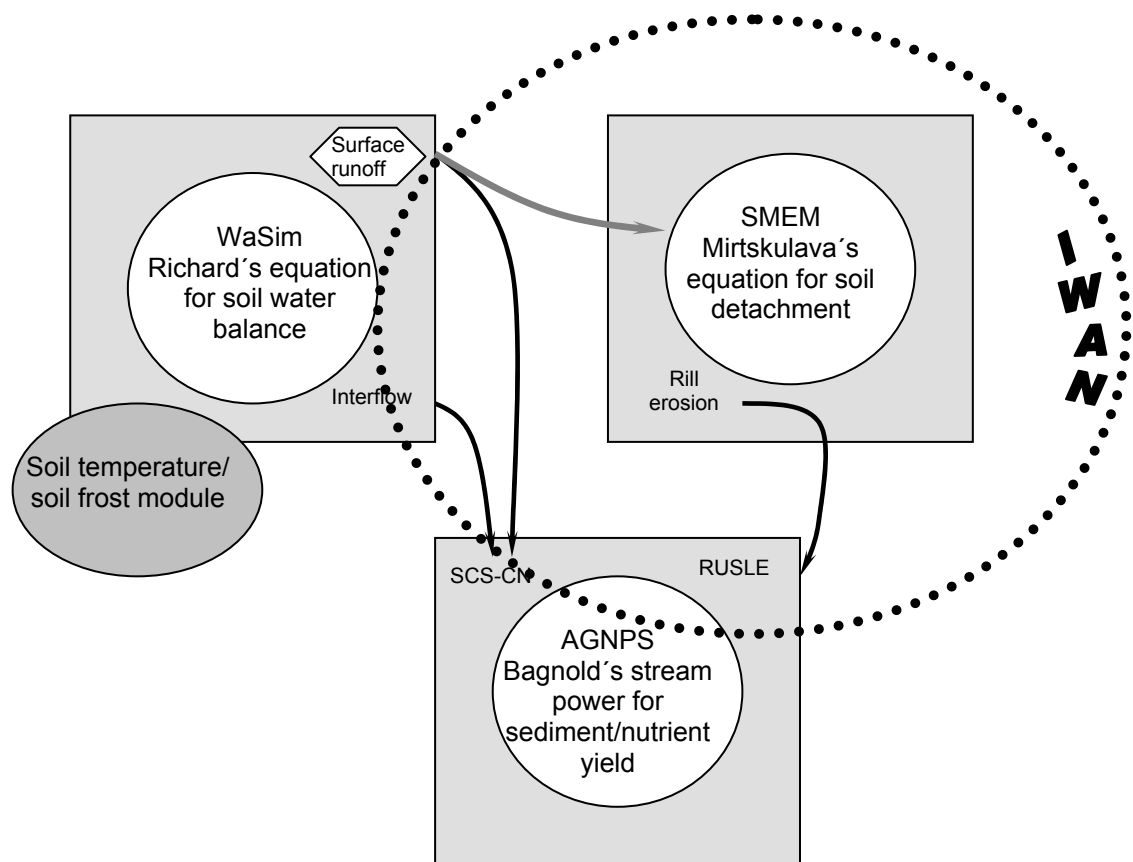


Abb. 4.21: Schema der Einzelmodelle und Verknüpfungen des Modellsystems IWAN

Das Modellsystem IWAN besteht aus einer Version, die einzelne Tage mit Schneeschmelzoberflächenabfluss simulieren kann sowie einer kontinuierlichen Variante, die automatisch auf durch das hydrologische Teilmodell WASIM generierte Ergebnisse zugreifen kann. Darüber hinaus ermöglicht eine in die Javaumgebung eingebettete Textdatei die schnelle Änderung der Sprache in den Steuerelementen. Abbildung 4.22 stellt beispielhaft die Eingangsoberfläche für die Einzelereignisversion dar. Diese Maske ermöglicht die Erstellung einer neuen Kontrolldatei oder die Bearbeitung einer bereits bestehenden. Sie leitet zu acht

Oberflächen weiter mit deren Hilfe die Datenverwaltung und Parameterdefinition durchgeführt werden.

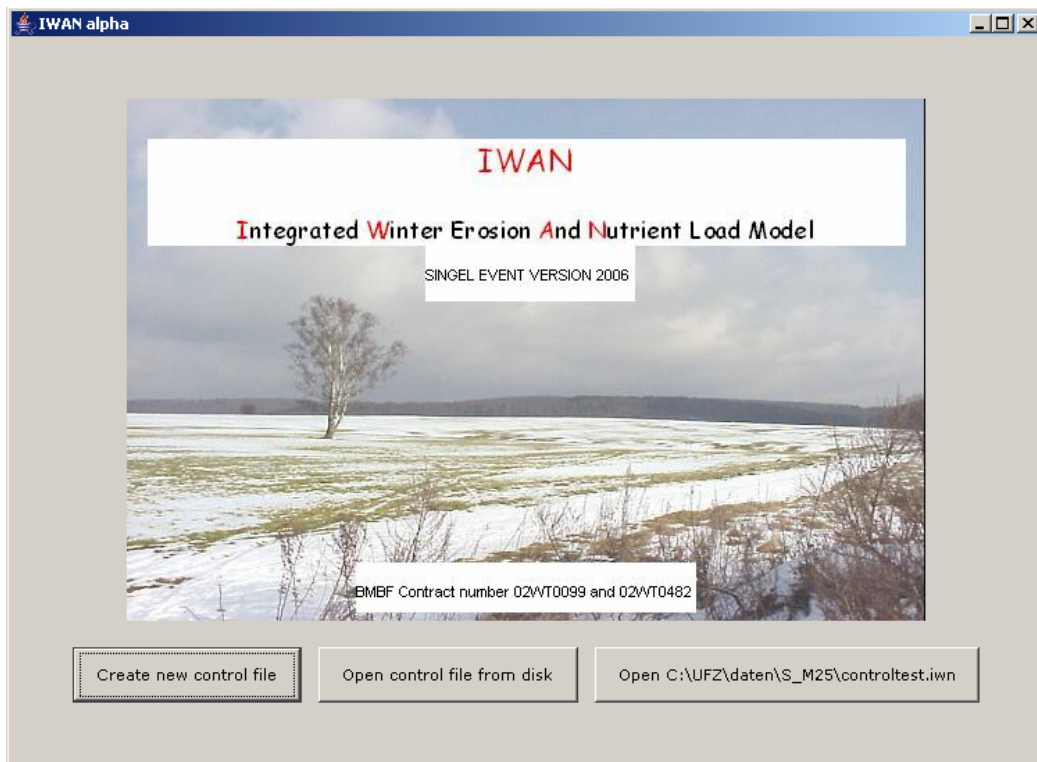


Abb. 4.22: Screen shot der Startoberfläche von IWAN

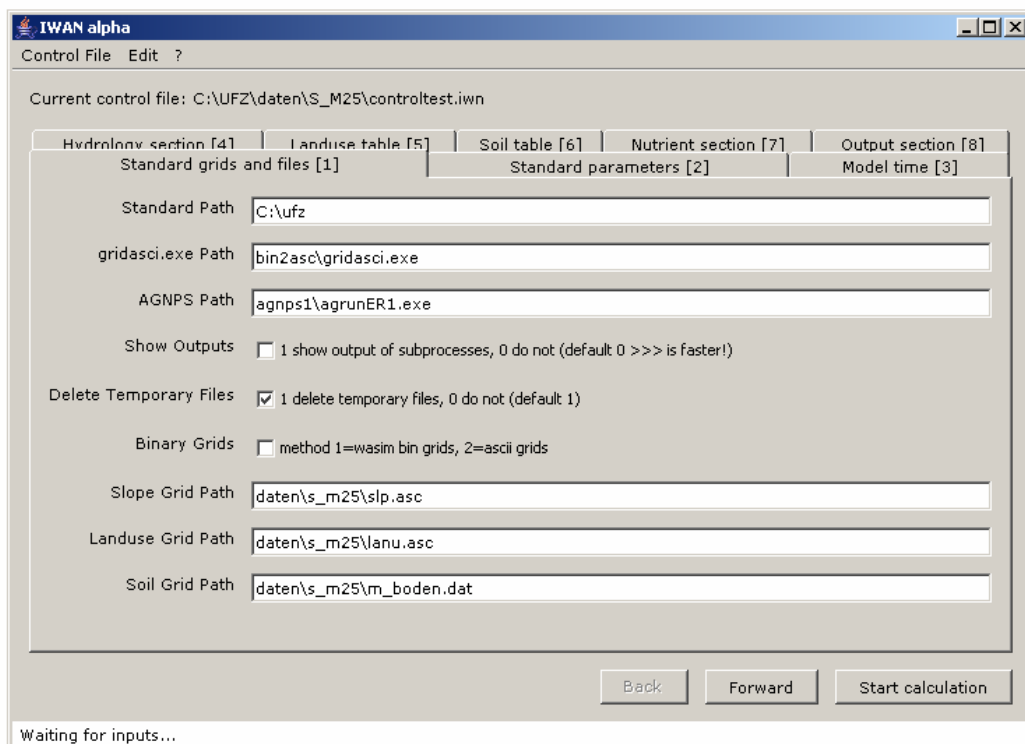


Abb. 4.23: Screen shot der Eingabemaske zur Definition der Dateipfade und Zugriffe

Ein wichtiges Element in der IWAN Modellsystemanwendung ist die Verzeichnisstruktur, die sowohl zu den Programmdateien als auch den Datendateien aufgebaut werden muss (Abb. 4.23). Im anschließenden Schritt werden die Parametertabellen, die auf die Landnutzungs- bzw. Bodeninformationen in ASCII- Grids zurückgreifen definiert (Abb. 4.24, 4.25). Die Parameterauswahl erfolgt über ein gesondertes Steuerelement auf der Oberfläche. Dadurch kann für jeden Parameter eine räumliche und durch „Breakpoints“ eine zeitliche Differenzierung geschaffen werden. Die Parameter, die keiner zeitlichen Dynamik unterliegen, werden direkt in den Beginn der Tabelle eingetragen und bleiben von weiteren Arbeitsschritten unbeeinflusst. Abbildung 4.26 verdeutlicht die Struktur der Ergebnisausgabe und die vielfältigen Möglichkeiten der Ergebnisdarstellung als Übersichtstabelle mit summierenden Informationen oder einzelnen Simulationsergebnissen als GIS-kompatible Datei, um eine kartographische Darstellung zu erleichtern und weitergehende räumliche Analysen durchzuführen. Insgesamt wird durch die Nutzeroberfläche der Aufbau einer Kontrolldatei für das Modellsystem IWAN erleichtert, eine übersichtliche Parameterdefinition ermöglicht und ein strukturiertes Daten- und Ergebnisausgabeinterface geschaffen.

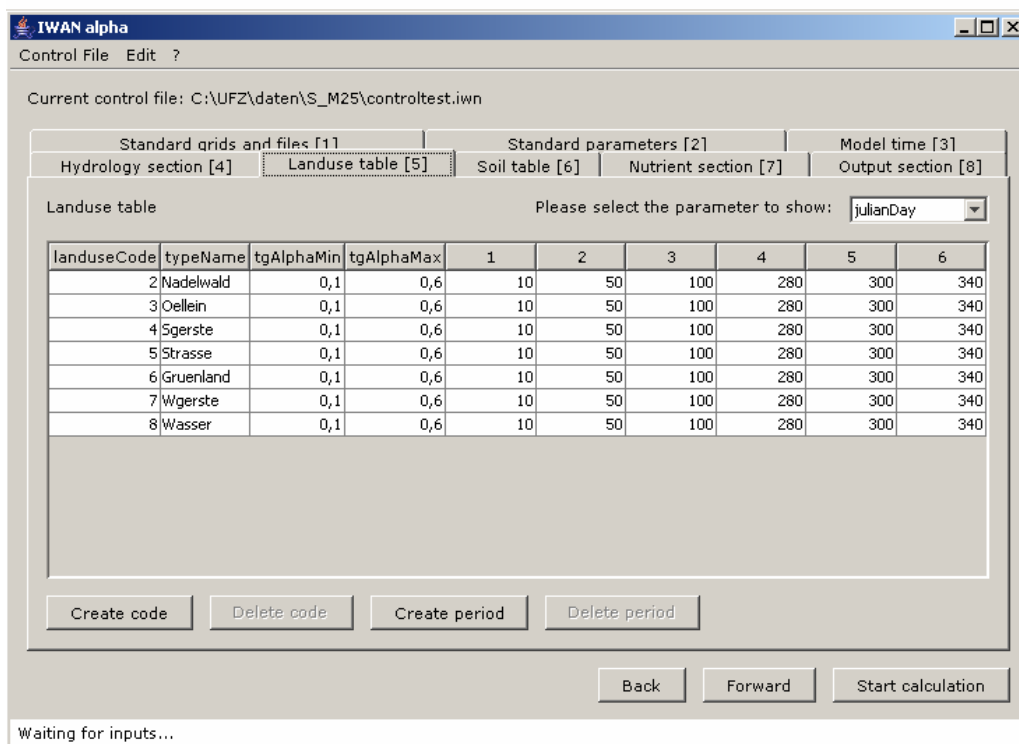


Abb. 4.24: Screen shot der Oberfläche zur Parameterdefinition, hier die Festlegung der zeitlichen „Breakpoints“ für Landnutzungsvariablen

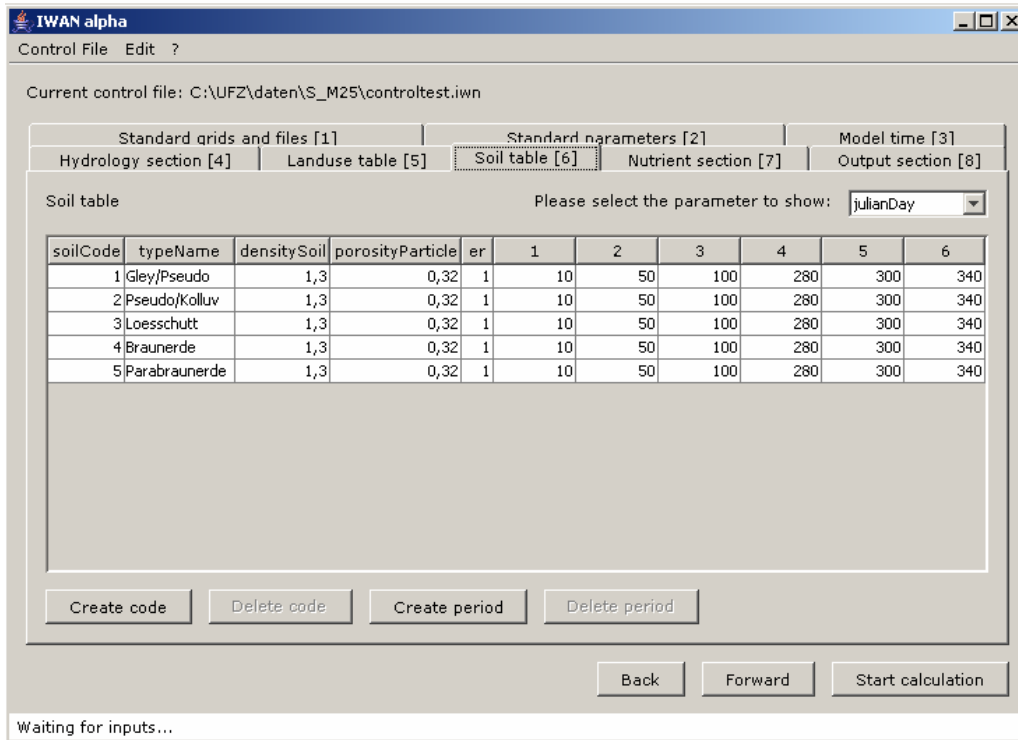


Abb. 4.25: Screen shot der Oberfläche zur Parameterdefinition, hier die Festlegung der zeitlichen „Breakpoints“ für Bodenvariablen

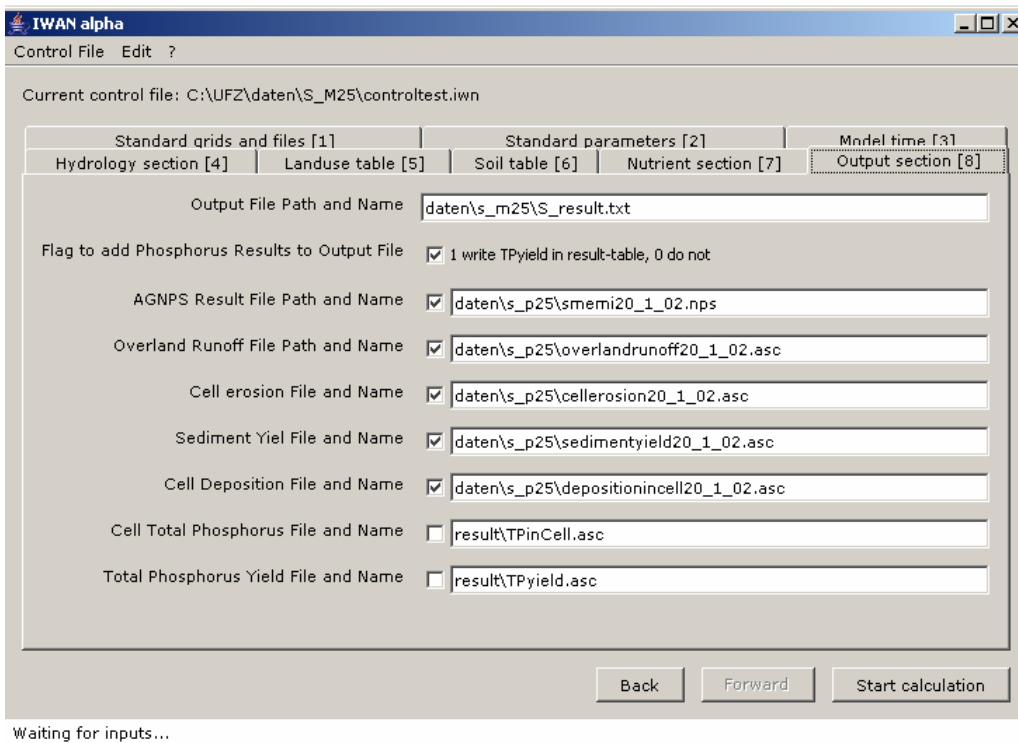


Abb. 4.26: Oberfläche zur Festlegung der Ausgaben, deren Namen und Pfadangabe



Die Darstellung der Ergebnisse wird zum einen durch eine zusammenfassende tabellarische Darstellung der wichtigen gebietsbezogenen Kenngrößen erreicht, zum anderen durch GIS kompatible ASCII Grids, so dass ausgewählte Teilergebnisse in ihrer räumlichen Ausprägung visualisiert werden können.



## 5 MODELLERGEBNISSE UND DISKUSSION

### 5.1. Schäfertal

#### 5.1.1 Bodentemperatur

Auf der Basis des Bodentemperaturmoduls wurde unter Berücksichtigung der Exposition und der Landnutzung für jeden Zeitschritt und jede Simulationszelle eine Bodentemperatur der obersten Bodenschicht berechnet. Abbildung 5.1 verdeutlicht die sich daraus ergebende räumliche Differenzierung als Durchschnittstemperatur für das hydrologische Jahr 1994/95, das sich insgesamt durch eine zufriedenstellende Abbildung des Abflussgeschehens im Schäfertal auszeichnet und auch als Verifikationsjahr für die hydrologische Modellierung diente. Die Waldflächen, Wege und vor allem der nach Norden exponierte Hang zeigen erwartungsgemäß geringere Temperaturen auf als die Wiesenflächen und der nach Süden exponierte Hang, der sich durch erhöhte Einstrahlung und damit höhere Temperaturen auszeichnet. Die abgeschätzten Durchschnittstemperaturen liegen insgesamt geringfügig unter dem langjährigen Mittelwert der Lufttemperatur, da die Koeffizientenanpassung in Hinblick auf die winterliche Situation erfolgte und somit eine größere Abweichung bei sommerlichen hohen Temperaturen möglich ist.

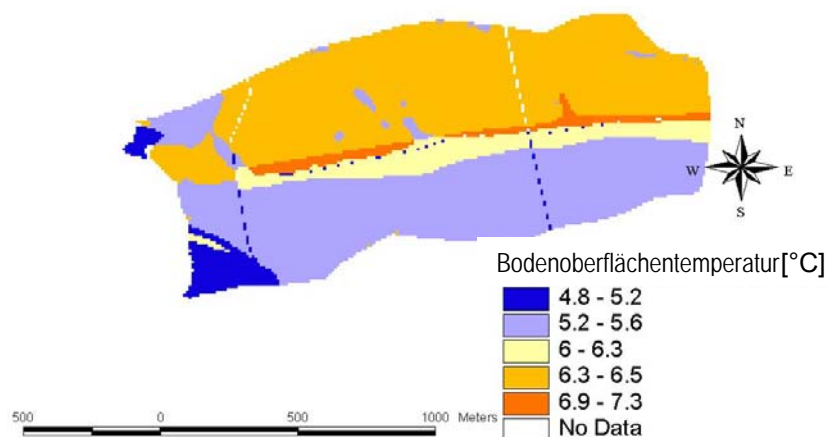


Abb. 5.1: Durchschnittliche Bodenoberflächentemperatur für das Jahr 1994/95, die mit dem Bodentemperaturteilmodul berechnet wurde

Von dieser generell plausiblen Differenzierung der Bodentemperatur kann es jedoch kurzfristig zu Abweichungen kommen, die im Modul widerspiegelt werden und die durch die Koeffizientenauswahl zunächst nicht direkt berücksichtigt werden. So wurde für den nach

Süden exponierten Hang mit höherer Einstrahlung auch eine zeitweise deutlich geringere Bodenfeuchte gemessen als auf dem nach Norden exponierten (Ollesch et al. 2005). Bei dementsprechend geringerer Wärmekapazität kann damit der nördliche, trockenere Hang eher Bodenfrost ausbilden. Das Modell kann eine solche Situation für den 22.01.1995 realistisch darstellen (Abb. 5.2). Die resultierende Verteilung der Bodentemperatur führt daher zu einer dem Mittelwert entgegengesetzten Differenzierung und während der nachfolgenden Schneeschmelze zu einer Oberflächenabflussausbildung nur auf dem nach Süden exponierten Hang (Abb. 5.3). Da im Modul nur die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens bei Bodenfrost herabgesetzt wird, wird in der Berechnung zunächst der noch freie Porenraum je nach Vorereignisbodenfeuchte bis zur Sättigung aufgefüllt und erst danach Oberflächenabfluss ausgebildet. Die so erzeugte Heterogenität der Oberflächenabflussbildung innerhalb des Gebietes und auf einem Hang geht weit über die ursprüngliche räumlich nicht differenzierte Abflussentwicklung in WASIM hinaus.

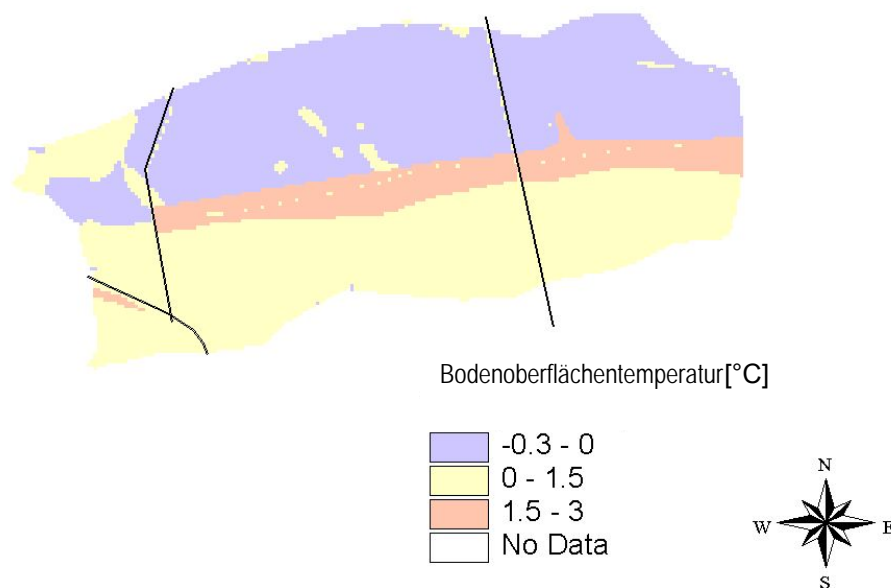


Abb. 5.2: Räumliche Differenzierung der simulierten Bodenoberflächentemperatur für den 22.01.1995

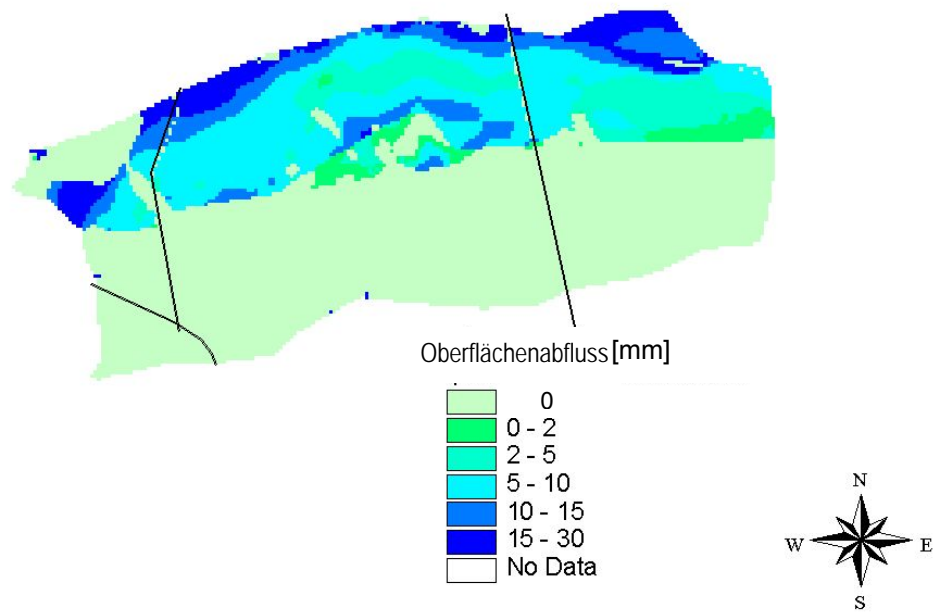


Abb. 5.3: Räumliche Differenzierung der simulierten Oberflächenabflussbildung für den 22.01.1995

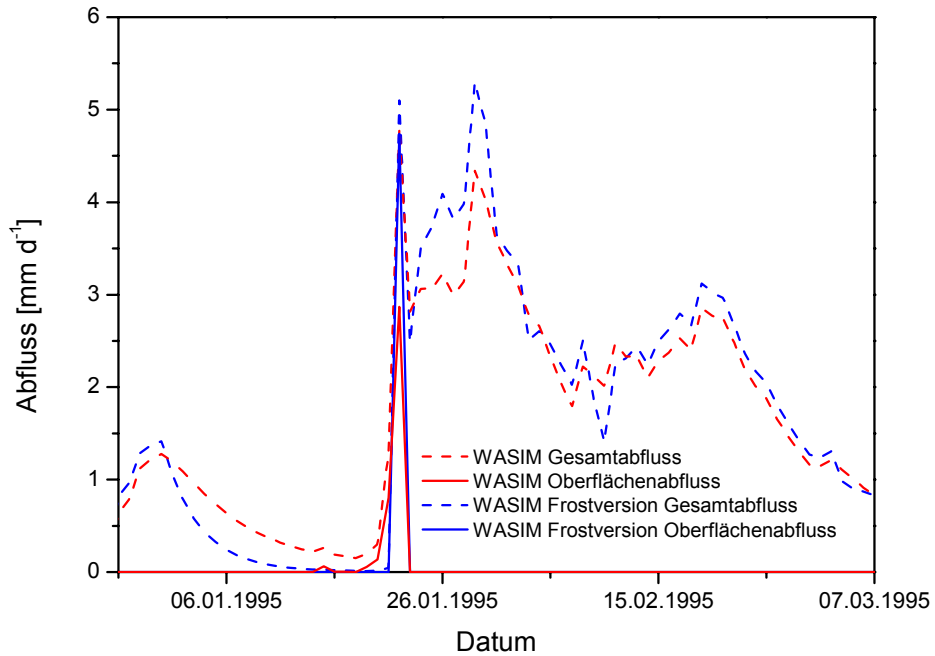


Abb. 5.4: Vergleich des Gesamtabflusses und der Oberflächenabflussentwicklung im Winter 1994/95 zwischen der WASIM-Originalversion und der mit dem Bodentemperaturteilmodul modifizierten Version (Frostversion)

Neben dem Aspekt der räumlichen Differenzierung der Abflussbildung wird durch das Bodentemperaturteilmodul auch das Verhältnis der Abflusskomponenten verändert. Abb. 5.4 vergleicht die WASIM-Ergebnisse in der Version ohne bzw. mit Bodenfrostsimulation für das oben erwähnte Schneeschmelzereignis im Januar 1995. Der Oberflächenabfluss, der nicht mehr nur anteilig aus der Wasserabgabe aus der Schneedecke sondern auch durch Bodeneigenschaften gesteuert wird, bildet sich nur noch an einem und nicht mehr an drei Tagen aus. In seiner Gesamtmenge ist er demgegenüber aber stärker ausgeprägt. Damit sind auch Veränderungen in der Bodenfeuchte verbunden, die zu einer Differenzierung der Gesamtabflussmenge in der Periode nach der Schneeschmelze führen. Nach wenigen Simulationstagen sind diese Unterschiede jedoch ausgeglichen.

### *5.1.2 Hydrologie*

Das hydrologische Modell WASIM wurde zunächst für die hydrologischen Jahre 1993/94 als Kalibrierungsperiode und 1994/95 als Validierungsperiode eingesetzt. Die Modellierungsgüte liegt bei  $R^2 = 0.943$  bzw.  $0.912$ . Die beiden Perioden zeichnen sich durch überdurchschnittliche Abflusshöhen im Frühjahr 1994 und durchschnittliche Verhältnisse im Jahr 1995 aus und wurden ausgewählt, um eine Modellanpassung an Hochwassersituationen zu gewährleisten. Auf der Grundlage des angepassten Parametersatzes wurde ein längerer Zeitraum modelliert. Die Trockenwetterfalllinien sowie das Trockenfallen des Gerinnes im Sommer und der Wiederbeginn des Abflusses im Herbst/Winter werden zufriedenstellend dargestellt (Abb. 5.5). Die Spitzenabflüsse während der Schneeschmelzen werden im Zeitpunkt ausreichend genau und in ihrer Höhe insgesamt gut dargestellt. Da diese Ergebnisse für den Modellierungszeitraum mit einem gleich bleibenden Parametersatz erzielt werden, kann auf die realistische Abbildung der dominanten Abflussbildungsmechanismen im Modell geschlossen werden. Dies trifft jedoch nicht für das Jahr 1996 zu, in dem Bodenfrost mit großer Eindringtiefe dazu führte, dass die geringe Schneedecke bei der Schmelze oberflächlich abfloss (mündl. Mitteilung G. Wenk 2002)(vgl. Kap. 3.1.1). Da das Modell nur oberflächennahe Bodengefrorenis simuliert, ist es nicht in der Lage diese Situation adäquat darzustellen.

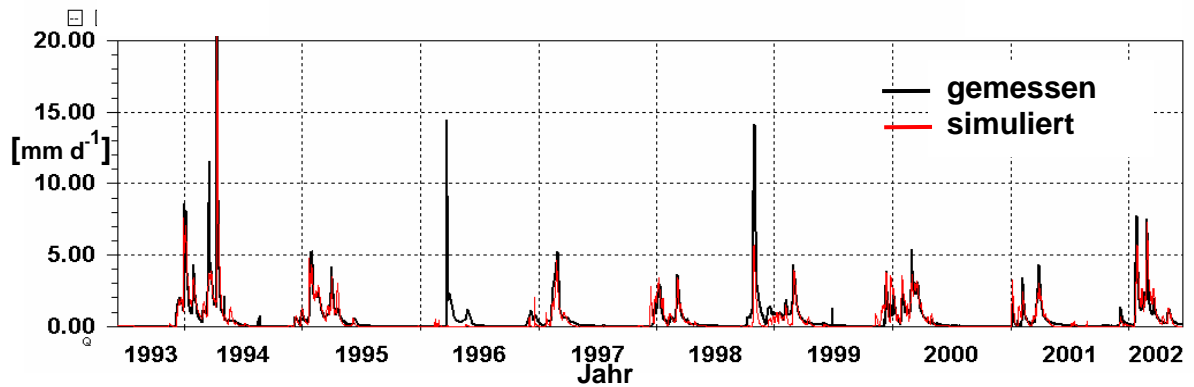


Abb. 5.5: Vergleich des gemessenen und mit WASIM berechneten Tagesabflusses für den Zeitraum 1993 bis 2002

Abbildung 5.6 vergleicht die beobachteten und simulierten Werte der Abflusshöhe für den Zeitraum der hydrologischen Jahre 1991 bis 2003 als absoluten Fehler ohne Berücksichtigung des hydrologischen Jahres 1996. Für alle Jahre liegt sowohl der Mittelwert als auch der Medianwert, der in den „Box- und Whisker“ Diagrammen angezeigt wird, nahe bei Null und deutet damit auf zuverlässige Modellresultate hin.

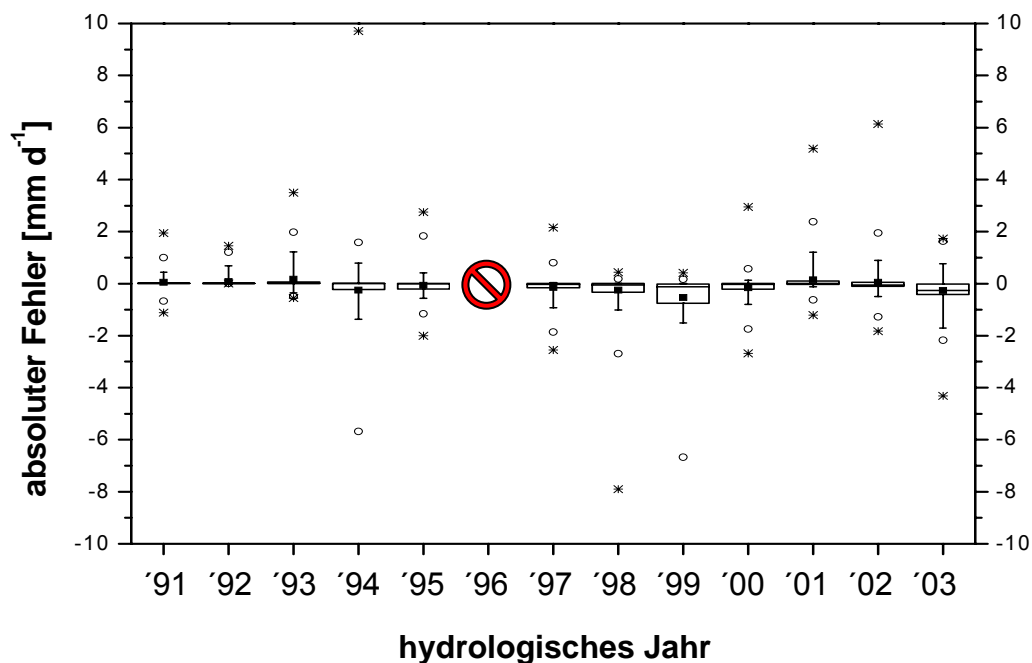


Abb. 5.6: Box-Plot-Darstellung der Güte der hydrologischen Simulation mit WASIM als absoluten Fehler

Dennoch fallen einige extreme Abweichungen mit Fehlern von bis zu 10 mm pro Tag auf, wie z.B. 1994, 1998 oder 2002. Dies wird durch die Tagesschrittweite der Simulation verursacht, die zu einer zeitlichen Verzögerung von einem Tag bei einigen Schneeschmelzsituationen führen kann. Die Extremwerte und Ausreißer widersprechen damit nicht der generell guten Performance von WASIM für längere Modellierungszeiträume. Diese Ergebnisse werden durch zufrieden stellende Resultate in der modellierten Wasserbilanz und der simulierten Bodenfeuchtedynamik unterstützt.

Das simulierte Gesamtabflussvolumen der sechs ausgewerteten Schneeschmelzereignisse, mit einer Dauer zwischen zwei und fünf Tagen während des Beobachtungszeitraumes 2000 bis 2004, liegt im Bereich der gemessenen Volumina (Abb. 5.7). Eine Über- bzw. Unterschätzung von +5 und - 5.7 mm findet bei den Ereignissen vom 30.03.2001 und 02.01.2003 statt. Die Oberflächenabflusskoeffizienten bewegen sich zwischen 0.001 und 0.72 für das Ereignis im Januar 2003. Es lässt sich jedoch keine Abhängigkeit des Oberflächenabflusses vom Gesamtabfluss feststellen. Der variable Anteil an Oberflächenabfluss ist auf die langfristige Modellierung der Bodenfeuchtedynamik und dem Auftreten von Bodenfrost zurückzuführen, der die Infiltrationseigenschaften im Modell modifiziert (vgl. Kap. 3.3). Die kontinuierliche Modellierung hat gegenüber der Einzelereignissimulation den Vorteil, dass die Vorereignisbodenfeuchte nicht abgeschätzt sondern berechnet wird (vgl. Kirkby 2002; Hessel et al. 2003a).

Darüber hinaus ermöglicht der distributive Modellansatz in WASIM eine räumliche Differenzierung der Oberflächenabflussbildung durch die Identifizierung unterschiedlicher Abflussbildungsmechanismen. Lindenschmidt et al. (2004) belegen am Beispiel eines Frühjahrsereignisses die Möglichkeit von WASIM, die räumliche Ausdehnung von „Horton“-Abfluss- und Sättigungsabflussflächen zu beschreiben. Mit Bezug auf den Einfluss des



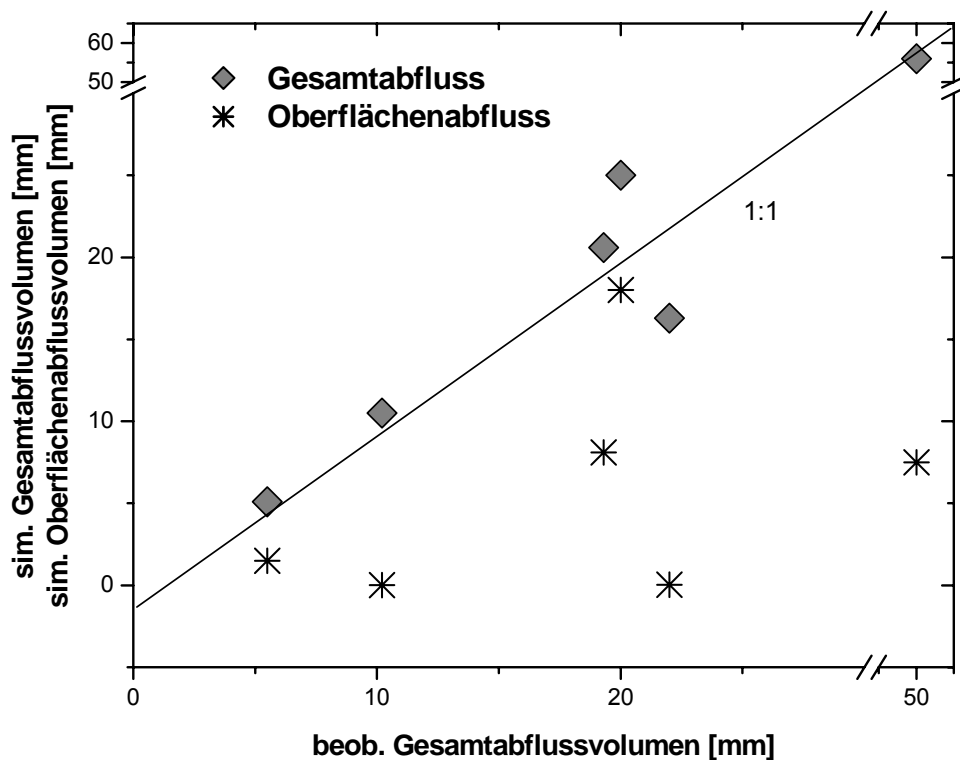


Abb. 5.7: Beobachteter Gesamtabfluss im Schäfertal und die simulierten Abflüsse mit WASIM

Bodenfrostes auf die Abflussbildung, ergibt sich für die sechs simulierten Ereignisse eine hohe Heterogenität und Variabilität auf Basis der Einzelereignisse. Abbildung 5.8 veranschaulicht diese räumliche Differenzierung für zwei Ereignisse, den 20.01.2002 mit gefrorenem Boden auf dem nach Norden exponierten Hang und den 26.02.2002 mit teilweise gefrorenen Böden auf den beiden Hängen. Obwohl die Gesamtmenge des Oberflächenabflusses mit 7.5 bzw. 8.1 mm ähnlich ist, unterscheiden sich die Flächen, die zum Oberflächenabfluss beitragen deutlich. Beim ersten Ereignis wird der überwiegende Teil des Abflussvolumens auf dem gefrorenen Hang mit nördlicher Exposition gebildet, eine typische Situation für das Einzugsgebiet. Im Unterschied dazu wird beim zweiten Ereignis der Abfluss auf den flachen Wasserscheidebereichen der Kuppen gebildet, die sich durch begrenzte Infiltrationseigenschaften auszeichnen. Die Zonen besonderer Abflussbildung auf dem südexponierten Hang konnten auch durch Geländebeobachtungen bestätigt werden und werden von den Einwohnern der benachbarten Ortschaft als „Quellen“ bezeichnet. An diesen

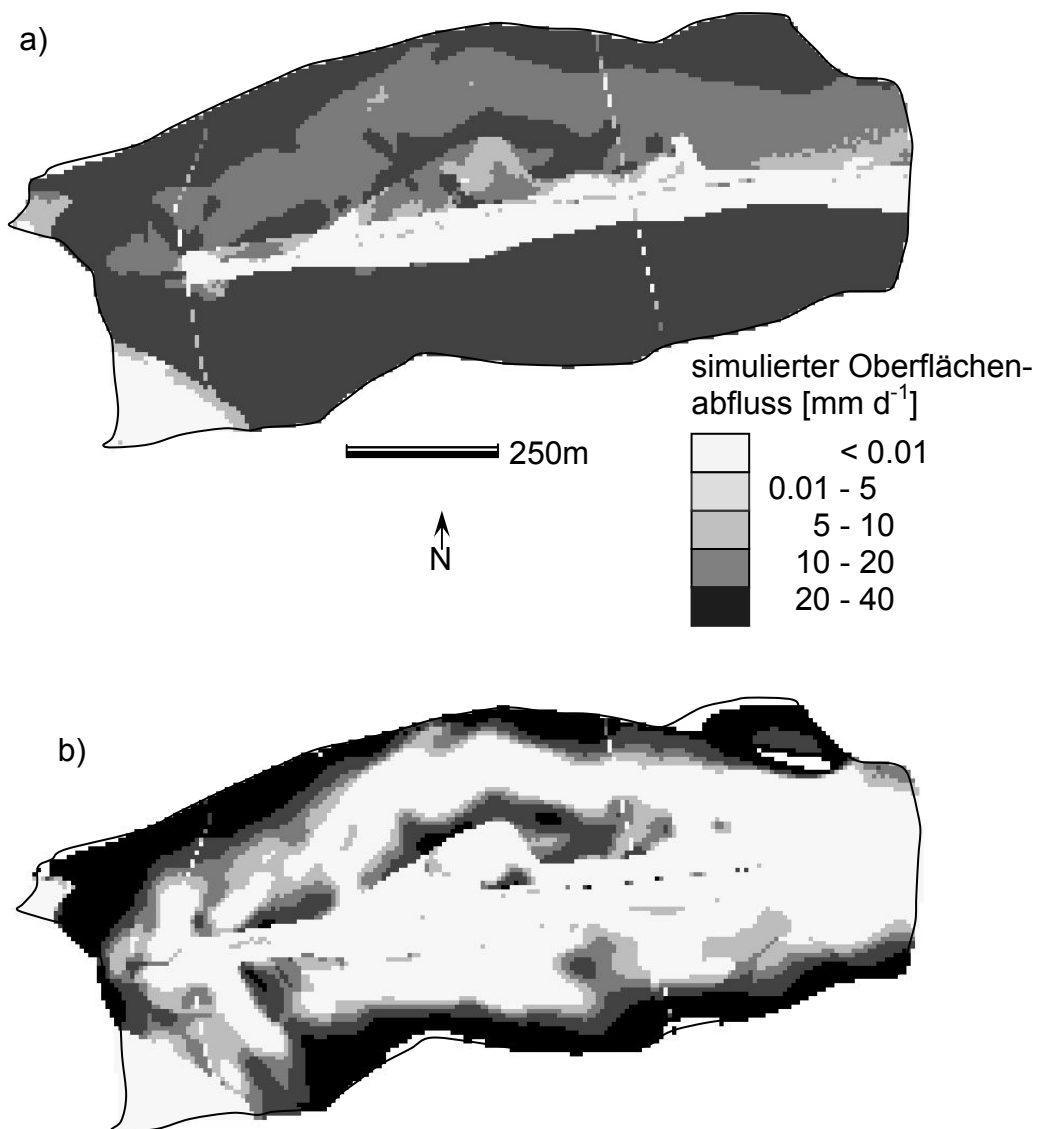


Abb. 5.8: Räumliche Differenzierung des simulierten Oberflächenabflusses für das Ereignis vom a) 20.01.2002 und b) 26.02.2002

Stellen findet bei hoher Bodenfeuchte eine Exfiltration von Zwischenabfluss aufgrund von Änderungen in der Hangneigung bzw. -form und Bodencharakteristik statt. Die besondere Rolle der Topographie und der Ereignisvorbedingungen wird auch von Western et al. (2004) hervorgehoben, die schlussfolgern, dass die kontrollierenden Prozesse der Abflussbildung innerhalb eines Einzugsgebietes veränderlich sind, wenn der Status des Einzugsgebietes sich ändert.

### 5.1.3 Schneeschmelzerosion

Das Schneeschmelzerosionsmodell (SMEM) nutzt eine Reihe von Parametern zur Beschreibung des Einflusses der Topographie und damit verbundener Abflusseigenschaften sowie Oberflächen- und Bodeneigenschaften auf den Erosionsprozess. Abbildung 5.9 verdeutlicht die durchschnittliche Sensitivität einiger ausgewählter Parameter für die Erosion (vgl. Kap. 2.3). Wie zu erwarten, haben die Parameter Abflussvolumen, Hangneigung und Länge des Abflussweges eine positive Sensitivität von ungefähr 1. Im Unterschied dazu haben die Parameter, die den Schwerwiderstand des Bodens bestimmen (Manning  $n$  für Rillen und die Wurzeldichteparameter  $n_1$ ,  $m_1$ ,  $m_2$ ), eine negative Sensitivität zwischen  $-0.5$  und  $-1.2$ . Grundsätzlich ist die Sensitivität ausgeglichen, da kein Parameter einen ausgesprochen hohen oder niedrigen Wert erlangt. Insbesondere die unauffällige Sensitivität des Abflussvolumens in Hinblick auf die Abschätzung der Erosion ist von großer Bedeutung für die Zuverlässigkeit der Ergebnisse, da Modellierungsfehler in einer Kette von verknüpften Modellen linear oder sogar exponentiell ansteigen können.

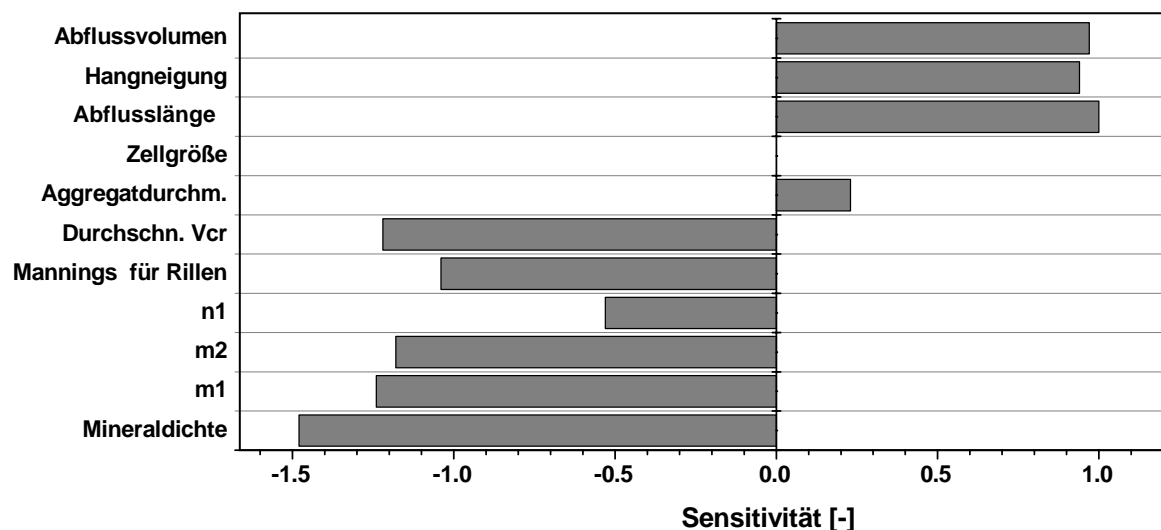


Abb. 5.9: Durchschnittliche Sensitivität gegenüber der Erosion für ausgewählter Parameter in SMEM

Dennoch kann es durch die Nicht-Linearität der Algorithmen im Modell oder durch Kombination von variablen Werten zu einer partiell höheren Sensitivität im möglichen Parameterwertebereich kommen. Obwohl die durchschnittliche Sensitivität des Parameters Durchmesser wasserstabiler Aggregate ( $D_{wsp}$ ) bei 0.23 liegt, kann diese für einen  $D_{wsp}$  Wert

von 1 mm von -1.1 bis 0.6 bei unterschiedlichen Manning Koeffizienten für die Rille schwanken (Abb. 5.10). Bei gegebenem und konstantem Oberflächenrauheitswert liegt die größte Änderung der Sensitivität bei einem Aggregatdurchmesser von Grobschluff bis Sand, also typischen Werten für  $D_{wsp}$ . Dieses Beispiel belegt, dass eine Änderung eines Parameterwertes nicht konsequenterweise zu einer in eine Richtung laufenden Modifikation der Modellergebnisse führen muss.

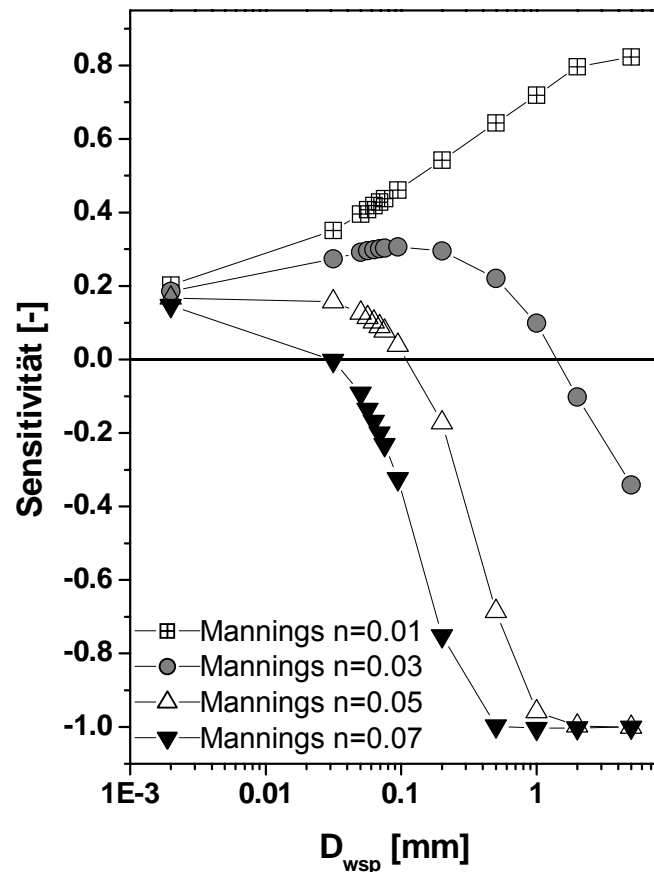


Abb. 5.10: Charakterisierung der nicht-linearen Sensitivität des Parameters  $D_{wsp}$  (Durchmesser wasserstabiler Aggregate) bei unterschiedlichen Manning Koeffizienten

Die erste Anwendung und Überprüfung des SMEM wurde mit Daten durchgeführt, die auf zwei Erosionsparzellen der hydrologischen Station Niznedevitsk (Voronezh Region, Russland) erhoben wurden (Tab. 5.1). Beide Parzellen haben identische Länge und Breite von 100 m bzw. 20 m, eine Hangneigung von 5.5% und nördliche Exposition. Der lokal anstehende Tschernosem zeichnet sich durch geringe Lagerungsdichte ( $0.91 \text{ g cm}^{-3}$ ) und einem Durchmesser der wasserstabilen Aggregate von 0.5 mm aus (vgl. Sukhanovski et al. 2004). Tabelle 5.1 stellt die Fruchtfolge der beiden Messparzellen für die ausgewählten Jahre dar. Zur Berechnung der Erosion wurden die Parzellen in Segmente von jeweils 10 m Länge

Tab. 5.1 : Übersicht über die Landnutzung auf den Versuchspartzellen Plot 9 und 10

Jahr	Plot 9	Plot 10
1962	Winterweizen	Brache
1963	Winterweizen	Brache
1964	Brache	Brache
1965	Brache	Brache
1966	Brache	keine Messungen
1968	Brache	Brache
1969	Brache	Brache

aufgeteilt und die Fließlänge für jedes dieser Teilstücke vom oberen Rand der Parzelle aus berechnet. Die abgeschätzte Rillenerosion variiert zwischen  $32.6 \text{ kg Jahr}^{-1}$  für Wintergetreide auf Plot neun und  $66.5 \text{ kg Jahr}^{-1}$  für Schwarzbrache auf Parzelle zehn. Bei einer Abweichung von 22 bis 36 % Prozent kann eine generelle Überschätzung der Modellergebnisse gegenüber den Messwerten festgestellt werden (Abb. 5.11). Die Genauigkeit der mit dem Modell abgeschätzten Rillenerosion nimmt mit längerem Modellierungszeitraum bzw. mit der Akkumulation der Ereignisse zu.

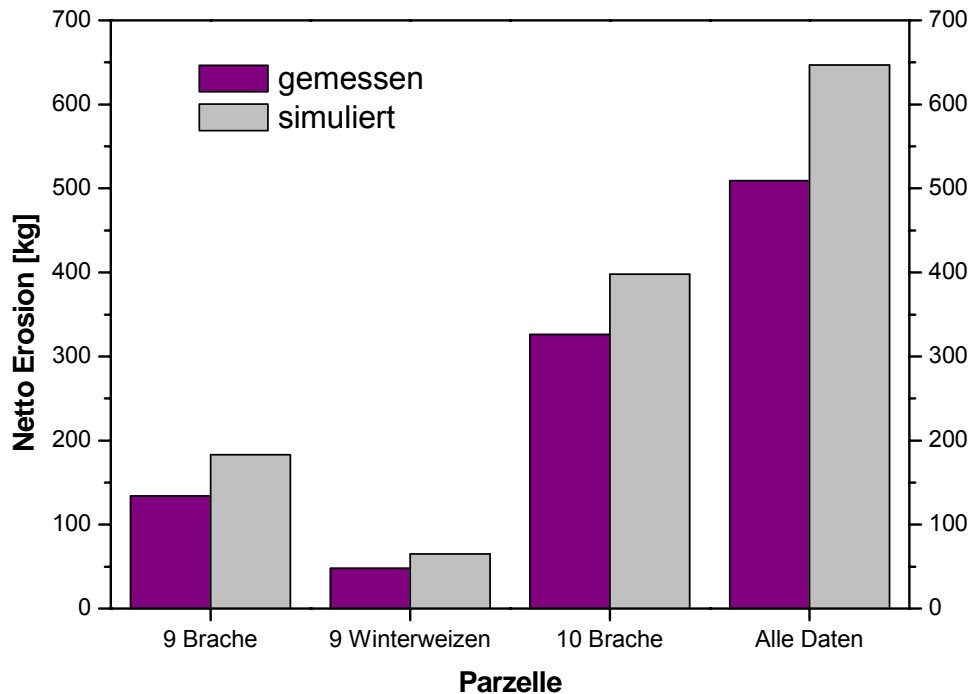


Abb. 5.11: Gegenüberstellung der gemessenen und mit SMEM simulierten Erosion für die Versuchspartzellen

Auf der Grundlage der Ergebnisse für Messparzellen wurde das SMEM mit einem einheitlichen Parametersatz für sechs Schneeschmelzereignisse im Schäfertal angewandt. Die Parameterabschätzung erfolgte dabei entweder durch Literaturwerte oder wurde durch Laborexperimente für ähnliche Böden abgeleitet (Kusnetzov et al. 1981). Die Mittelwerte der zellbasierten Erosion variieren von 0.007 kg ( $0.0007 \text{ t ha}^{-1}$ ) für das Ereignis am 6.02.2001 und 9.6 kg ( $0.96 \text{ t ha}^{-1}$ ) am 2.01.2003 (Tab. 5.2). Die maximalen Werte schwanken zwischen  $0.14 \text{ t ha}^{-1}$  und  $125.7 \text{ t ha}^{-1}$  und sind somit als generell niedrig einzustufen, aber dennoch in der Dimension, die auch in der Literatur, z.B. von Hebel (2003) für Untersuchungen in der Schweiz oder von Basic (2004) für vergleichbare Böden und Landnutzung in Kroatien für Niederschlagserosion angegeben werden. Insgesamt verdeutlichen die Medianwerte und hohen Standardabweichungen eine Dominanz von Zellen mit geringer Erosion. Die Summe der Erosion ist für die Ereignisse mit ungefrorenem Boden und geringer Oberflächenabflussmenge um einen Faktor 50 geringer als bei den Ereignissen mit gefrorenem oder teilweise gefrorenem Boden. Bezogen auf eine vereinheitlichte Oberflächenabflusshöhe von 1 mm variiert die errechnete Bodenerosion von 6.3 t bis zu  $13.6 \text{ t mm}^{-1}$ , bei einem Mittelwert von ca.  $10 \text{ t mm}^{-1}$ . Abbildung 5.12 vergleicht die räumliche Heterogenität der zellbasierten Erosion für die Ereignisse am 20.01.2002 und 26.02.2002, die zwar beide eine ähnliche Menge an Oberflächenabfluss aufweisen, jedoch mit 47.4 t bzw. 80.7 t deutliche Unterschiede in der Summe der Erosion aufweisen. Die Ursache dafür ist nicht in den durchschnittlichen Werten zu finden, sondern in den Extrema der Abflussbildung und Abflusskonzentration in den leichten Depressionen auf dem südexponierten Hang.

Tab. 5.2: Statistischen Kennwerte der simulierten Erosion für die sechs Ereignisse im Schäfertal

	Mittel [kg Zelle <sup>-1</sup> ]	Median [kg Zelle <sup>-1</sup> ]	Min. [kg Zelle <sup>-1</sup> ]	Max. [kg Zelle <sup>-1</sup> ]	Summe [t]	Stand.abw [kg Zelle <sup>-1</sup> ]
06.02.01	0.00685	0	0	1.46115	0.098	0.06291
30.03.01	0.03074	0	0	5.29131	0.442	0.19828
20.01.02	3.29414	2.40437	0	79.43437	47.399	3.98917
26.02.02	5.60659	2.15442	0	651.05222	80.673	27.40756
26.12.02	1.42095	0.55591	0	167.8422	20.445	6.93914
02.01.03	9.60736	3.7353	0	1257.7147	138.240	51.08657

Die Bedeutung der räumlichen Überprüfung von distributiven Erosionsmodellen wurde von Takken et al. (1999) durch Untersuchung des LISEM Modells hervorgehoben. Die Autoren betonen, dass eine Validierung des Modells lediglich mit Daten am Gebietsauslass unzureichend ist.

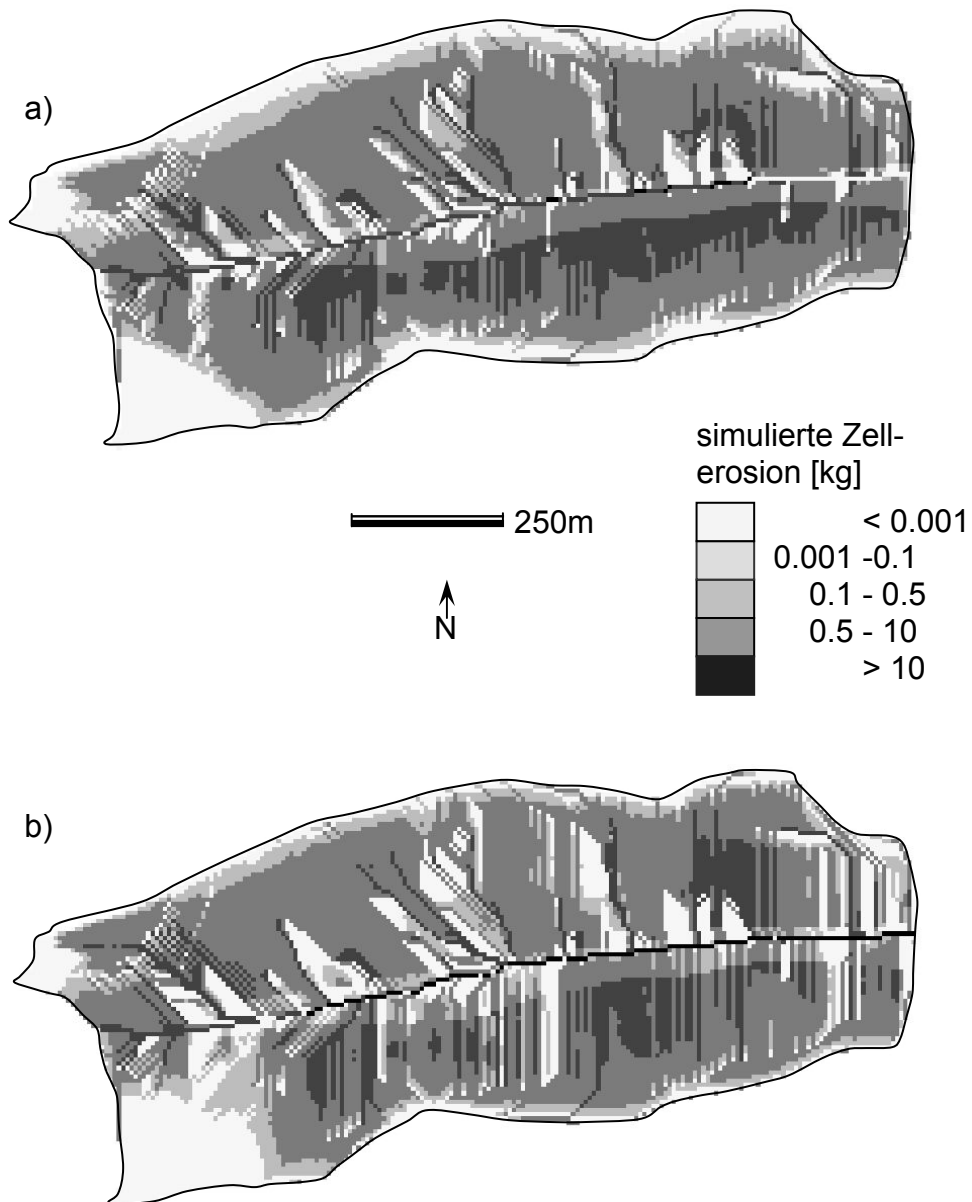


Fig. 5.12: Räumliche Differenzierung der simulierten Bodenerosion für das Ereignis vom  
a) 20.01.2002 und vom b) 26.02.2002

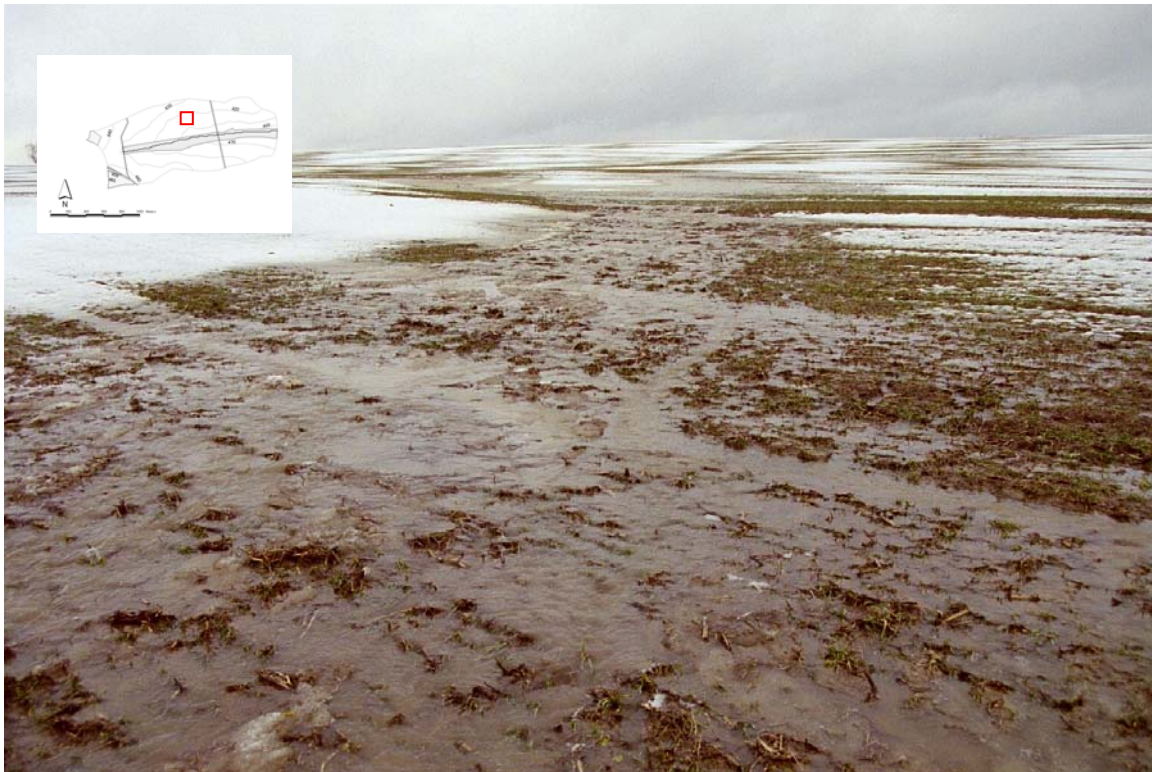
Da jedoch detaillierte räumliche Daten für Einzelereignisse auf Einzugsgebietsebene nur selten vorliegen, findet in der Regel eine qualitative Überprüfung statt (z.B. Schmidt et al. 1999; Hessel et al. 2003a). Das Auftreten von Rillen wurde im Schäferfetal in den Zonen der Abflusskonvergenz nach einer Reihe von Ereignissen beobachtet (Abb. 5.13, 5.14, 5.15). Auf den Hängen war dies nach den Schneeschmelzen aufgrund des temporären Charakters kleiner

Rillen nicht möglich, so dass hier eine Modellüberprüfung kaum möglich ist. Die bewaldeten Gebiete zeichnen sich ebenso wie die Fahrwege und die Weide im zentralen Teil des Tales durch plausible, weil geringe Werte der Erosion aus. Insgesamt kann von einer zufriedenstellenden Übereinstimmung der Geländebeobachtungen und der Modellergebnisse mit dem SMEM ausgegangen werden.



*Abb. 5.13: Oberflächenabflussbildung während einer Schneeschmelze auf einem Wintergetreideschlag im Schäfertal (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)*





*Abb.5.14: Oberflächenabflussbildung während einer Schneeschmelze auf einem Winterrapsfeld im Schäfertal (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)*



*Abb. 5.15: Anzeichen von Oberflächenabflussbildung und Abflusskonzentration in einer Fahrspur nach einer Schneeschmelze auf einem Wintergetreideschlag im Schäfertal (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)*

#### 5.1.4 Sedimentfracht

Die Berechnung des Oberflächenabflusses in WASIM und der zellbasierten Erosion mit SMEM, die die Abschätzungen mit dem Abflussbeiwertverfahren bzw. mit der allgemeinen Bodenabtragungsgleichung in AGNPS ersetzen, dienten als Grundlage für die Modellierung der Sedimentfracht mit den Routinen des „recursive routing“ und der Kalkulation der Transportkapazität mit einem modifizierten Bagnold’s Ansatz. Eine Kalibrierung wurde für das Ereignis vom 20.01.2002 durch Variation des Manning Koeffizienten durchgeführt, da dieser Parameter als besonders sensitiv bestimmt war (Ollesch et al. 2003). Die weiteren Schneeschmelzereignisse wurden mit diesem kalibrierten Parametersatz modelliert. Tabelle 5.3 verdeutlicht die hohe Variabilität zwischen den Ereignissen durch Gegenüberstellung der Mittelwerte der Sedimentfracht pro Zelle, die sich zwischen 0.0 t und 0.184 t bewegen und der Maxima, die von 0.014 t bis 28.256 t pro Zelle reichen. Offensichtlich ist die Konzentration der Sedimentfracht in wenigen Abflusslinien besonders hoch. Die simulierten

Tab. 5.3: Statistische Kennwerte der simulierten Sedimentfracht für sechs Ereignisse im Schäfertal

	Mittel [t]	Stand. Abw. [t]	Spanne [t]	sim. Gesamtfracht [t]	beob. Fracht [t]	Fehler [t]
06.02.01	0.000	0.001	0.014	0.000	0.360	-0.360
30.03.01	0.000	0.003	0.112	0.030	0.730	-0.700
20.01.02	0.200	0.976	22.956	4.260	4.900	-0.640
26.02.02	0.087	0.535	15.497	3.740	1.810	1.930
26.12.02	0.015	0.110	3.364	0.580	8.500	-7.920
02.01.03	0.184	1.170	28.256	13.840	17.220	-3.380
<i>Mittel</i>	<i>0.081</i>	<i>0.466</i>	<i>11.700</i>			
<i>Summe</i>				<i>22.450</i>	<i>33.520</i>	<i>-11.070</i>

Prozesse der Deposition im Einzugsgebiet führen zu einer modellierten Sedimentfracht am Gebietsauslass, die zwischen 0.0 und 13.84 t liegt. Mit der Ausnahme des Ereignisses vom 26.02.2002 ist die Sedimentfracht leicht unterschätzt, so dass sich für die drei Winterhalbjahre 2001 bis 2003 ein Gesamtfehler von 11 t ergibt. Dies ist vor allem durch eine stark vereinfachte Abbildung der gerinneinternen Prozesse in AGNPS verursacht, in der die abgeschätzten Parameter für die Gerinneigenschaften zu überwiegender Deposition führen, wohingegen im Gelände Transport oder sogar Gerinneerosion vorherrschen kann. Die Differenz zwischen der simulierten und beobachteten Sedimentfracht ist für den 26.12.2002 am größten, einem Ereignis, das nach Gerinnepflegemaßnahmen im November stattfand. Es

ist daher wahrscheinlich, dass während dieses Abflussereignisses „sediment flushing“ stattfand und so Material aus dem Einzugsgebiet transportiert wurde, das während der Gerinnepflegemaßnahme bereitgestellt wurde. Dies kann durch das Modellsystem nicht dargestellt werden.

Unsicherheit in den Simulationsergebnissen wird auch durch die zeitliche Variabilität des Manning Rauigkeitsbeiwertes verursacht, der schwierig zu bestimmen ist (z.B. Li und Zhang 2001; Sepaskhah und Bondar 2002). Bei den vorliegenden Simulationen wird nur für das Ereignis am 26.02.2002 eine Überschätzung von nahezu der doppelten Sedimentfracht erzielt. Eine Erhöhung des Manning Koeffizienten, der ursprünglich bei 0.03 gesetzt war (nach Young et al. (1994) ein Wert für unbewachsenen glatten Boden, z.B. nach Saatbettbereitung und für Rillen) auf 0.08 (Wert für Ernterückstände auf der Bodenoberfläche), führt zu einem Modellergebnis von 1.98 t, das deutlich näher an der beobachteten Sedimentfracht von 1.8 t liegt. Dieser zusätzlich abgeschätzte Wert für den Manning Koeffizienten bleibt weiterhin in einer realistischen Dimension. Hohe Sensitivität für den Manning Koeffizienten wurden bezüglich der Modellierung von Erosionseinzelereignissen auch von Folly et al. (1999) für das Modell EUROSEM festgestellt. Sie schlussfolgern, dass die kalibrierten Parameterwerte nicht zwingend mit den durch Beobachtungen oder Messungen bestimmten übereinstimmen müssen. Darüber hinaus beschreibt Hessel et al. (2003b) eine Abhängigkeit dieses Parameters von der Hangneigung, so dass in einem Einzugsgebiet wie dem Schäfertal mit einer konkav-konvexen Differenzierung der Hänge auch eine räumliche Heterogenität der Oberflächenrauigkeit möglich ist. Diese Oberflächenrauigkeit unterliegt zudem einer komplexen zeitlichen Variabilität, die im Schäfertal besonders durch Bodenfrost und die Aufeinanderfolge von Abflussereignissen bestimmt ist. Grundsätzlich ist daher davon auszugehen, dass diese Dynamik nur durch jeweils angepasste Parameterwerte zufriedenstellend abzubilden ist.

Abbildung 5.16 zeigt die räumliche Verteilung der modellierten Sedimentfracht für die beiden Ereignisse vom 20.01.2002 bzw. 26.02.2002. Größere Unterschiede bestehen für den südlichen Hang, der für den 20.01.2002 höhere Sedimentfracht aufweist, aber auch die zugehörige Sedimentation in der Wiesenzone in Gerinnenähe. Hohe Sedimentfracht ist auf dem nördlichen Hang in Verbindung mit der topographiebedingten Abflusskonzentration simuliert, obwohl dieser Teil des Einzugsgebietes insgesamt geringe Erosionswerte aufweist. Trotz eines ähnlichen Oberflächenabflussvolumens führt die räumliche Differenzierung zu

höherer Sedimentfracht am 26.02.2002, wohingegen die Sedimentfracht am 20.01.2002 im Gerinne selbst und im Südwesten des Einzugsgebietes höher ist (Abb. 5.17).

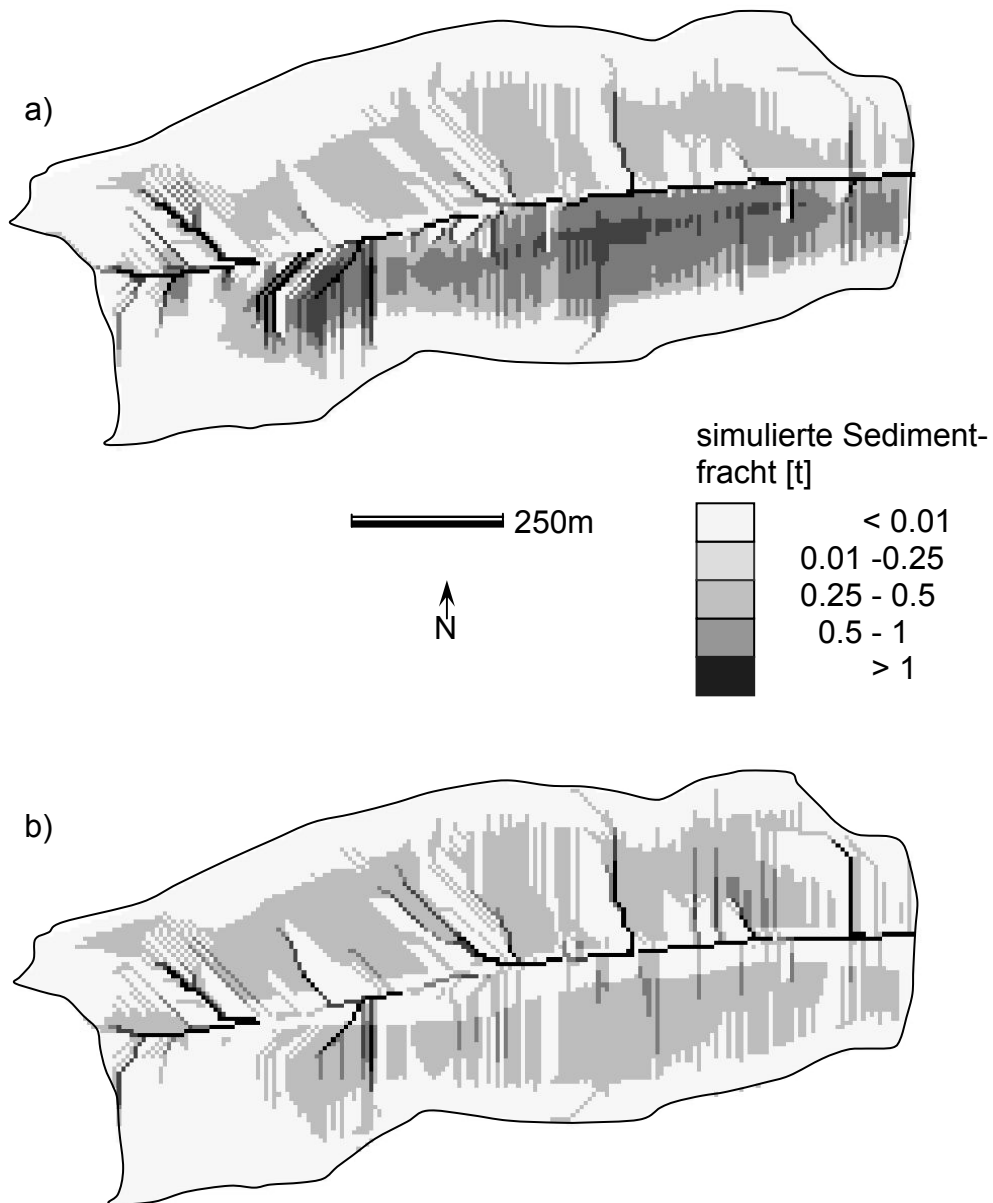


Abb. 5.16: Räumliche Differenzierung der simulierten Sedimentfracht für das Ereignis vom a) 20.01.2002 und b) 26.02.2002

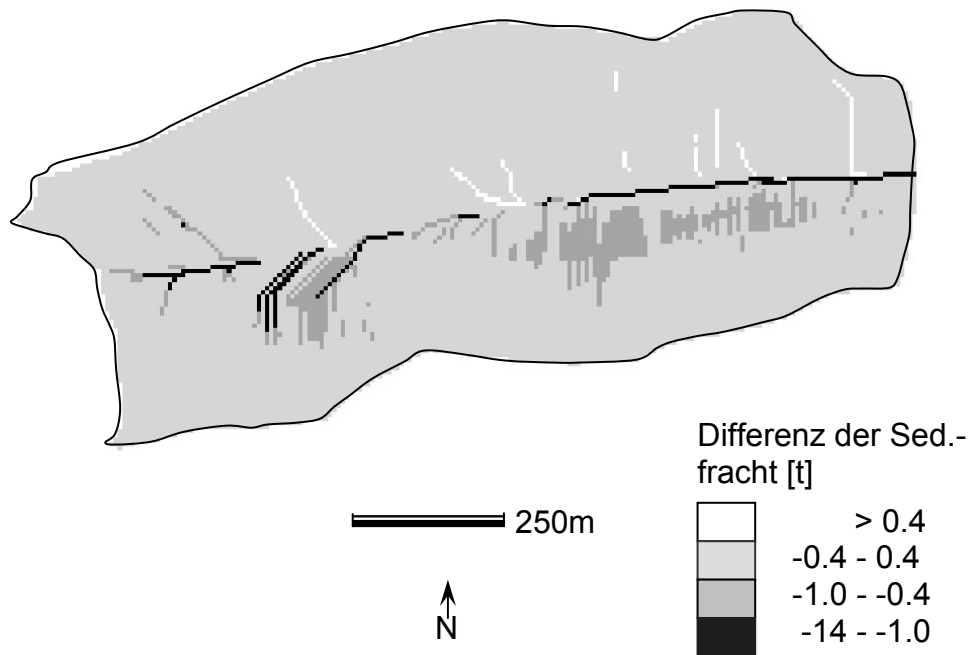


Abb. 5.17: Darstellung der Unterschiede in der simulierten Sedimentfracht zwischen dem 20.01.2002 und dem 26.02.2002 als mathematische Differenz (26.02.2002 – 20.01.2001)

Eine Varianzanalyse verdeutlicht, dass nicht nur die Sedimentfracht auf dem südlichen Hang signifikant höher ist (Abb. 5.18), sondern auch die Verbindung der Sedimentquelle im Südwesten des Einzugsgebietes zum Gerinne mit einer Fracht von bis zu 5.8 t zu einem insgesamt höheren Sedimentaustrag am 20.01.2002 führt. Die generelle Verteilung der Sedimentquellen stimmt mit Geländebeobachtungen überein (Abb. 5.19, 5.20). Ebenso belegen verringerte Mächtigkeiten der Bodenprofile und das Auftreten von Kolluvisolen vergangene und gegenwärtige Erosions- bzw. Sedimentationsprozesse, die sich in ihrer räumlichen Ausprägung mit modellierten Depositionsräumen decken. Die grundsätzliche Möglichkeit, mit dem Modell AGNPS verlässliche räumlich differenzierte Ergebnisse zu erzielen, wird auch von Walling et al. (2003) belegt. Dennoch können die räumlichen Ergebnisse des Modells für das Schäfertal quantitativ nicht auf der Ebene von Einzelereignissen überprüft werden.

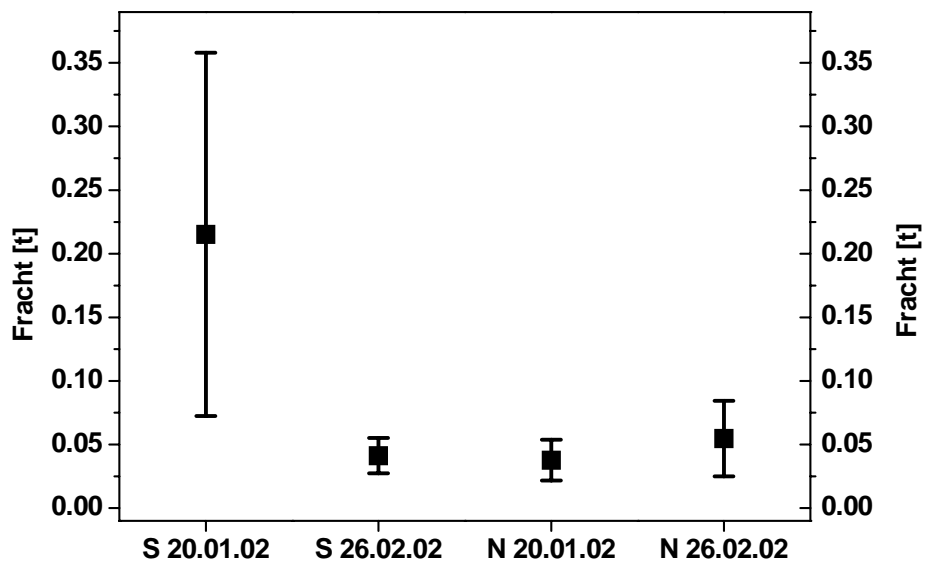


Abb. 5.18: ANOVA Darstellung der Sedimentfracht auf dem südlichen bzw. nördlichen Hang im Schäfertal für die Ereignisse vom 20.01.2001 und 26.02.2002

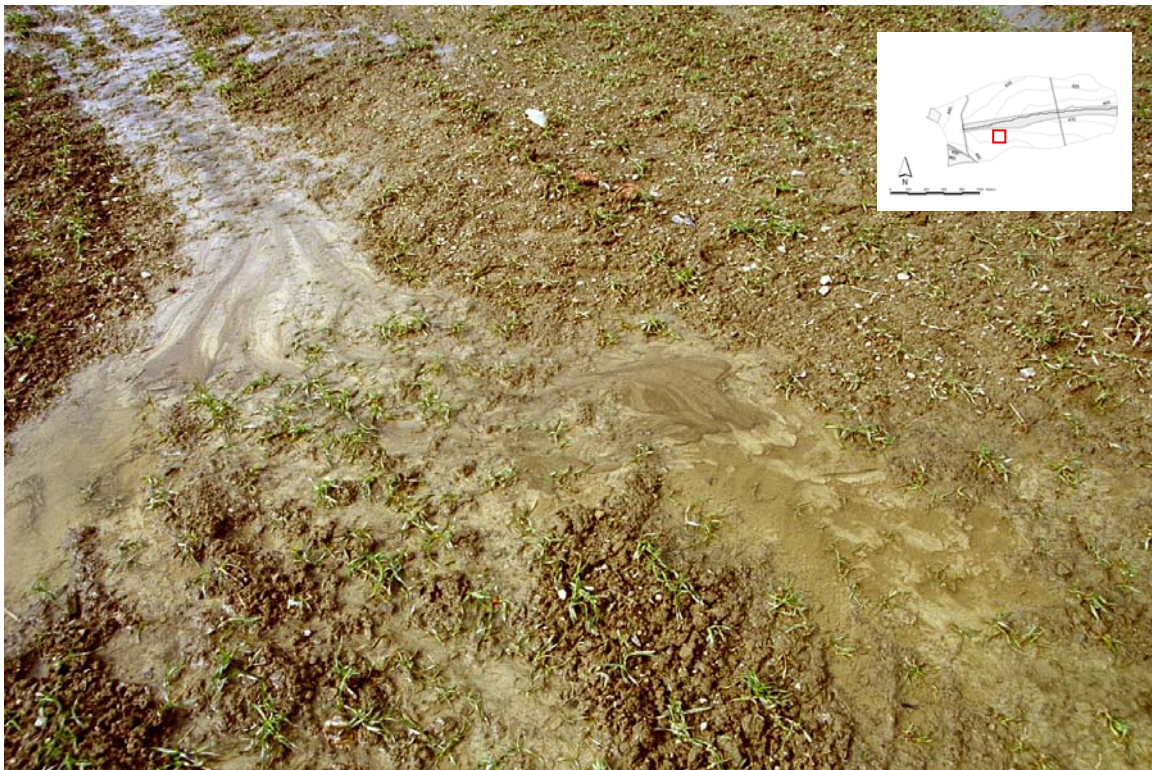


Abb. 5.19: Anzeichen von Sedimenttransport und Akkumulation auf einem Wintergetreideschlag im Schäfertal nach einer Schneeschmelze (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)



*Abb. 5.20: Übertrittsstelle von Oberflächenabfluss und Sediment vom Hang in das Gerinne während einer Schneeschmelze (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)*

## **5.2 Lubzhinka**

### *5.2.1 Hydrologie*

Im Unterschied zum Schäfertal bestand die Grundlage der Modellierung für das Lubzhinkaeinzugsgebiet nicht aus einer langjährigen Datenreihe sondern ausschließlich aus Daten, die im Zeitraum 2002 bis 2005 erhoben wurden. Darüber hinaus konnten Altdaten bzw. meteorologische Zeitreihen einer in der Nähe befindlichen meteorologischen Station in der benötigten zeitlichen Differenzierung genutzt werden, um das Schneemodul in WASIM zu kalibrieren. Da aber keine komplementären Abflussdaten zur Verfügung standen, wurde die Kalibrierung anhand der Daten des Jahres 2004 und die Überprüfung des Modells mit Daten der Jahre 2003 bzw. 2005 durchgeführt. Die Abflussentwicklung und die Abflussbildungsprozesse während der Schneeschmelze 2004, die vor Ort beobachtet wurden, entsprechen der Norm (mündl. Mitt. M. Volokitin 2004).

Für den Kalibrierungszeitraum konnten zwei Parametersätze mit zufriedenstellender Abbildung des gemessenen Abflusses angepasst werden. Die wesentlichen Unterschiede bestehen in einem anderen Wert für den Rezessionsparameter  $k_{rec}$ , der die Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens mit der Tiefe modifiziert und gemeinsam mit dem Skalierungsparameter  $d_r$  die Ausprägung der Interflowkomponente steuert sowie in einer Erhöhung der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens um  $0.00005 \text{ m s}^{-1}$ . Damit war auch eine geringfügige Anpassung der Parameter der Schneeschmelzmodellierung notwendig, um den Zeitpunkt des Spitzenabflusses der Schneeschmelze darzustellen. Insgesamt zeigt sich für beide Parametersätze, dass der Zeitpunkt und die Höhe der Schneeschmelze erfasst werden, bei beiden wird jedoch das Gesamtvolumen im Vergleich zum gemessenen Abflussvolumen geringfügig unterschätzt (Abb. 5.21). Der Trockenwetterabfluss und der Rückgang der Abflussmenge im Frühling nach der Schmelze werden gut abgebildet. Die weitere Entwicklung der Abflussdynamik im Einzugsgebiet unterscheidet sich jedoch erheblich von der modellierten. Dies ist auf Probleme der Niederschlagszeitreihe zurückzuführen, die für diesen Zeitraum durch Fremddaten einer benachbarten Station aufgefüllt wurde. So steht dem Abflussereignis am 05.07.2004 kein entsprechend hoher Niederschlag gegenüber. Unterschiede zwischen den beiden angepassten Parametersätzen sind sehr gering und bestehen hauptsächlich in der Abbildung des Spitzenabflusses während der Schneeschmelze. Bei einer beobachteten Abflusshöhe von  $3.4 \text{ mm d}^{-1}$  wird einmal eine Unterschätzung von  $0.7 \text{ mm}$  berechnet, bzw. eine Überschätzung



von 0.5 mm modelliert. Das befriedigende Ergebnis der Modellierung des Kalibrierungszeitraumes wird jedoch für die Jahre 2003 und 2005 insbesondere bei den Spitzenabflüssen nicht erreicht. So kommt es entweder zu einem zu geringen Gesamtabflussvolumen während der Schneeschmelze bei gleichzeitiger guter Abschätzung des maximalen Tagesabflusses oder zu einer deutlichen Überschätzung des Abflussmaximums. Die Abflussbildung im Januar 2005 wird durch beide Parametersätze nicht erfasst. In diesem Zeitraum ist es zu einem Abschmelzen der Schneedecke im Einzugsgebiet gekommen, die durch das ausgewählte einfache Schneeschmelzmodell in WASIM nicht abgebildet wird. Das damit unrealistisch hohe Schneewasseräquivalent von über 200 mm, im Vergleich zu ca. 100 mm in den beiden vorherigen Jahren, kann somit als eine Ursache für die zu hohe Abflussmenge während der Schneeschmelze im Parametersatz 1 angesehen werden.

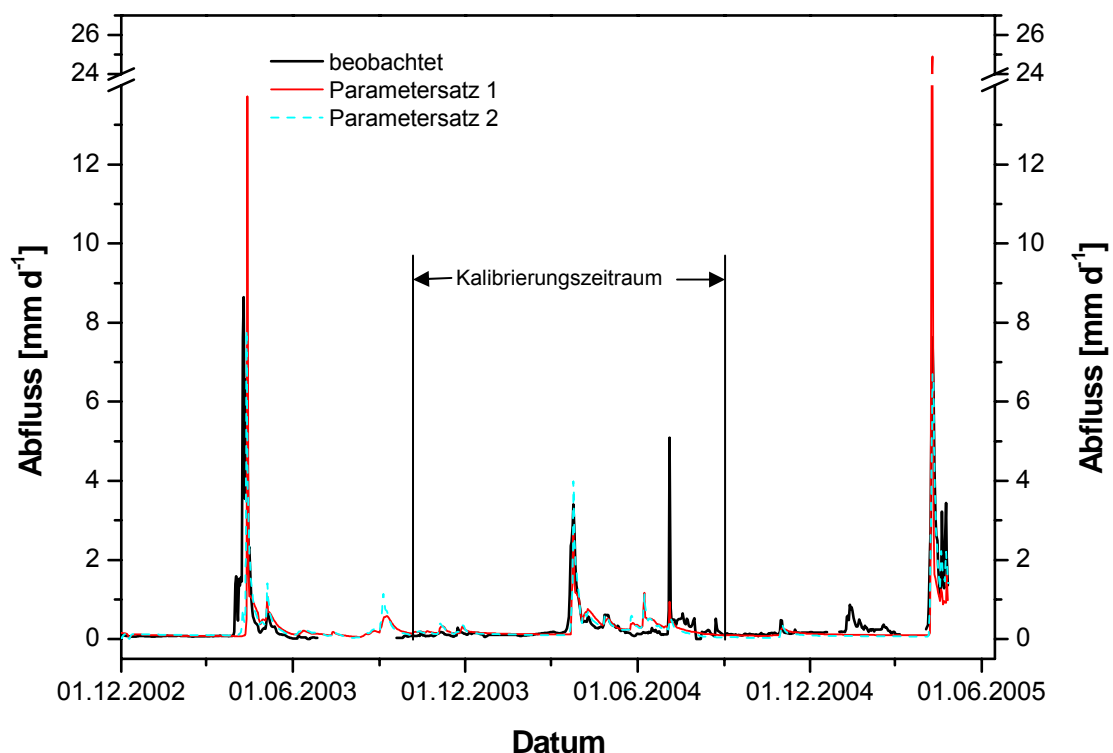


Abb.5.21: Darstellung der beobachteten und simulierten Abflüsse im Lubazhinkhaeeinzugsgebiet für den Kalibrierungs- und Validierungszeitraum zum Vergleich der beiden Parametersätze

Abbildung 5.22 vergleicht die Entwicklung der durchschnittlichen Einzugsgebietenbodenfeuchte im Wurzelraum sowie in der Bodensäule bis zum simulierten Grundwasserstand über den gesamten Modellierungszeitraum. Die Dynamik der relativen Bodenfeuchte im Wurzelraum zeigt bei beiden Parametersätzen eine saisonale Ausprägung

und schwankt zwischen 0.4 bis 0.75. Insgesamt liegt die simulierte relative Bodenfeuchte bei gleicher zeitlicher Dynamik bei Parametersatz 1 um 0.05 bis 0.15 höher als im Parametersatz 2. Die von auftretenden Bodenwasserbewegungen aus Niederschlag und Schneeschmelze ausgelösten kurzzeitigen Schwankungen sind im Parametersatz 1 stärker ausgeprägt. Darüber hinaus fallen die Perioden mit Schneebedeckung auf, die sich aufgrund der nicht vorhandenen Wasserabgabe aus der Schneedecke und der auf nahezu null reduzierten Evapotranspiration durch keine Änderung der Bodenfeuchte auszeichnen. Die relativen Bodenfeuchtwerte liegen über die gesamte Bodensäule gemittelt höher als die für den Wurzelraum. Sie weisen zwar eine ähnliche aber nicht so ausgeprägte zeitliche Variabilität auf. Insgesamt weisen die Berechnungen mit Parametersatz 1 deutlich höhere Bodenfeuchtwerte auf, so dass in der Simulation bei gefrorenen Bodenverhältnissen ein geringeres Porenvolumen aufgefüllt werden kann und vermehrt Oberflächenabfluss gebildet wird.

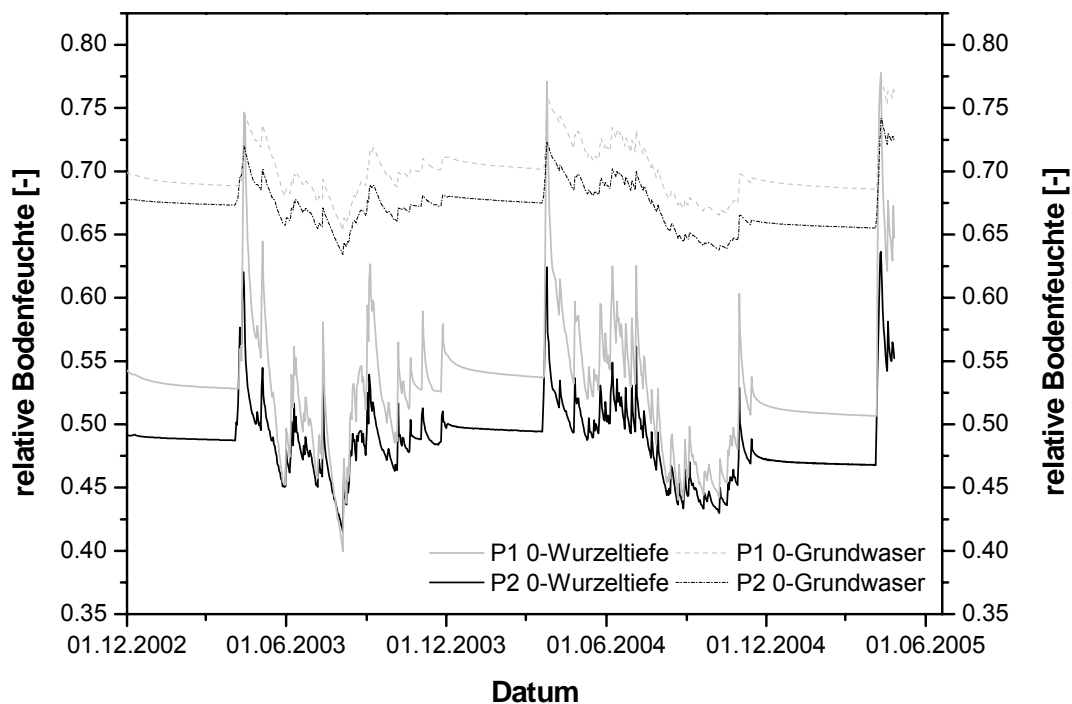


Abb.5.22: Vergleich der simulierten durchschnittlichen Einzugsgebietsbodenfeuchte im Wurzelraum sowie in der Bodensäule bis zum simulierten Grundwasserstand über den gesamten Modellierungszeitraum für die beiden Parametersätze (P1 ist Parametersatz 1; P2 Parametersatz 2)

Der Oberflächenabflussanteil wird darüber hinaus auch durch die beiden Parameter  $k_{rec}$  und  $d_r$  gesteuert, die wesentlichen Einfluss auf die Ausbildung von Zwischenabfluss haben. Durch die Parameterkombination im Parametersatz 2 mit einem geringen Wert für  $d_r$ , wird der Einfluss des Reliefs auf die Abflussbildung verringert, im Parametersatz 1 hingegen durch

einen höheren Parameterwert verstärkt. Dementsprechend erfolgt die Abflussbildung in Parametersatz 2 nicht in räumlicher Abhängigkeit, die jedoch im natürlichen System vorhanden ist. Abbildung 5.23 verdeutlicht dies durch die unsystematische Verteilung der Zellen mit Oberflächenabfluss an zwei aufeinander folgenden Tagen während der Schneeschmelze 2004. Offensichtlich gelingt es durch Parametersatz 2 zwar das Abflussvolumen und die Spitzenabflüsse im Kalibrierungszeitraum und für die beiden weiteren Jahre zufrieden stellend zu simulieren; dies geschieht jedoch auf der Grundlage einer falschen Wiedergabe der wichtigen Prozesse des Abflussbildung. Unter Berücksichtigung dieser Tatsache wurde die weitere Modellanwendung mit Parametersatz 1 durchgeführt.

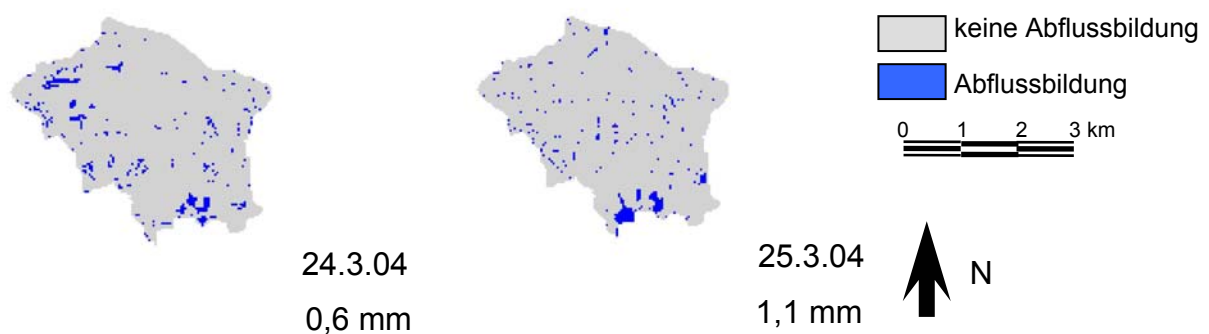


Abb. 5.23: Räumliche Differenzierung der Zellen mit Oberflächenabflussausbildung für zwei aufeinanderfolgende Tage mit Parametersatz 2 simuliert

Im Modellierungszeitraum konnten zehn Tage mit einer Oberflächenabflusssumme ( $> 0,1$  mm) von 0,3 bis 24,1 mm ausgewiesen werden. Unabhängig von der Gesamtdauer der Schneeschmelze lag die Dauer des Oberflächenabflusses bei drei bzw. vier aufeinander folgenden Tagen (Abb. 5.28). Die räumliche Verteilung der abflussbildenden Flächen konzentriert sich auf drei Zonen. Zum eine bilden die flachen Kuppen im Bereich der Wasserscheide ebenso wie die zentralen flussnahen Talbereiche Abfluss aus. Demgegenüber wird der größte Teil des Abflussvolumens bei gefrorenen Böden unter Wald gebildet. Insbesondere diese Möglichkeit der Abflussbildung wird durch die für das Bodentemperaturmodul erhobenen Daten (vgl. Kap. 4.3.7) sowie die Interpretation der Einzugsgebietsreaktion auf der Grundlage des Monitorings unterstützt (vgl. Kap. 3.2.2) (Abb. 5.24 – 5.27). Während das Schneeschmelzereignis im Kalibrierungsjahr 2004 überwiegend durch wasserscheidenahne Sättigungsflächen ausgezeichnet ist, werden die Jahre 2003 und 2005 zunächst von der Abflussbildung in den Tiefenlinien geprägt (Abb. 5.28). Im weiteren Verlauf dominiert der Beitrag von Oberflächenabfluss aus den Waldflächen, der jedoch offensichtlich überschätzt wird. Erst am Ende dieser beiden Schneeschmelzepisoden tragen die flachen Kuppen zur Oberflächenabflussbildung bei. Insgesamt zeichnen die Ergebnisse

die zeitliche Variabilität und räumliche Heterogenität innerhalb einer Schneeschmelze nach. Darüber hinaus werden unterschiedlich dominante Abflussbildungsprozesse zwischen den einzelnen Schneeschmelzen deutlich.



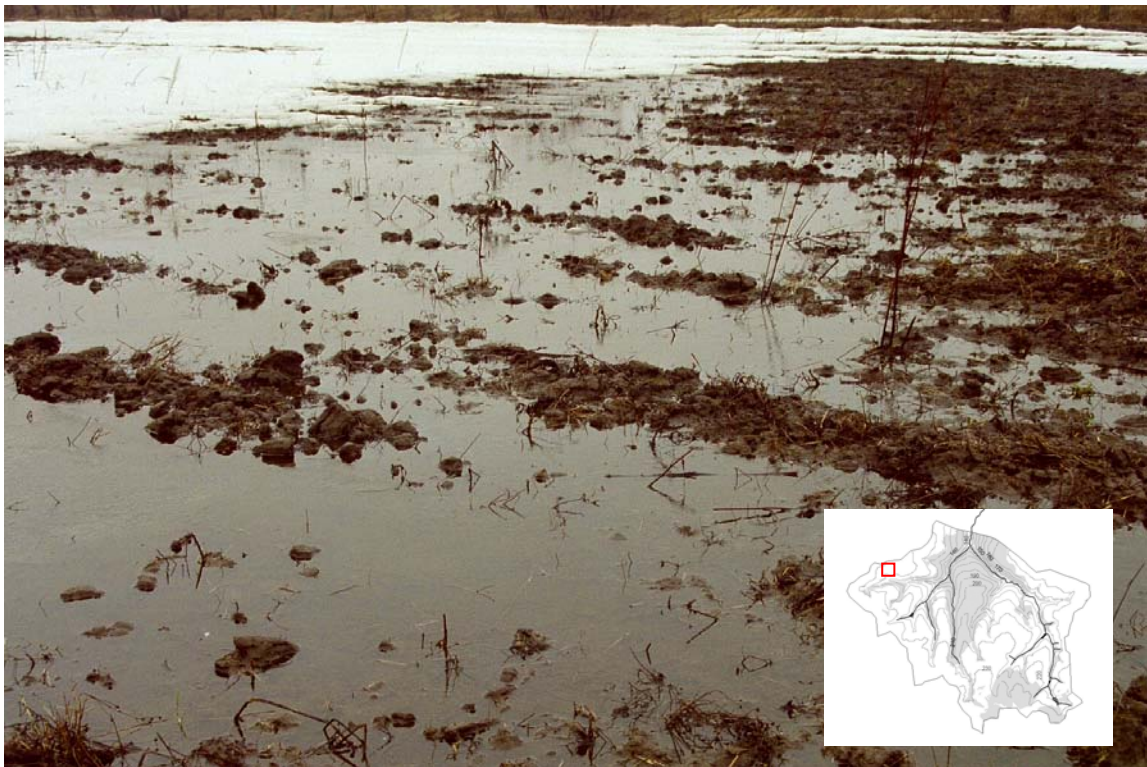
*Abb. 5.24: Abflussentwicklung unter Wald während einer Schneeschmelze (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)*



*Abb. 5.25: Beginnender Abfluss in einem Balka-ähnlichen Tälchen zu Beginn einer Schneeschmelze (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)*



*Abb. 5.26: Oberflächenabflussentwicklung und Abflusskonzentration auf einer landwirtschaftlichen Nutzfläche (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)*



*Abb. 5.27: Oberflächenabfluss im flachen Kuppenbereich einer Schwarzbrache (Lokalisation der Aufnahme in der eingebundenen Grafik)*

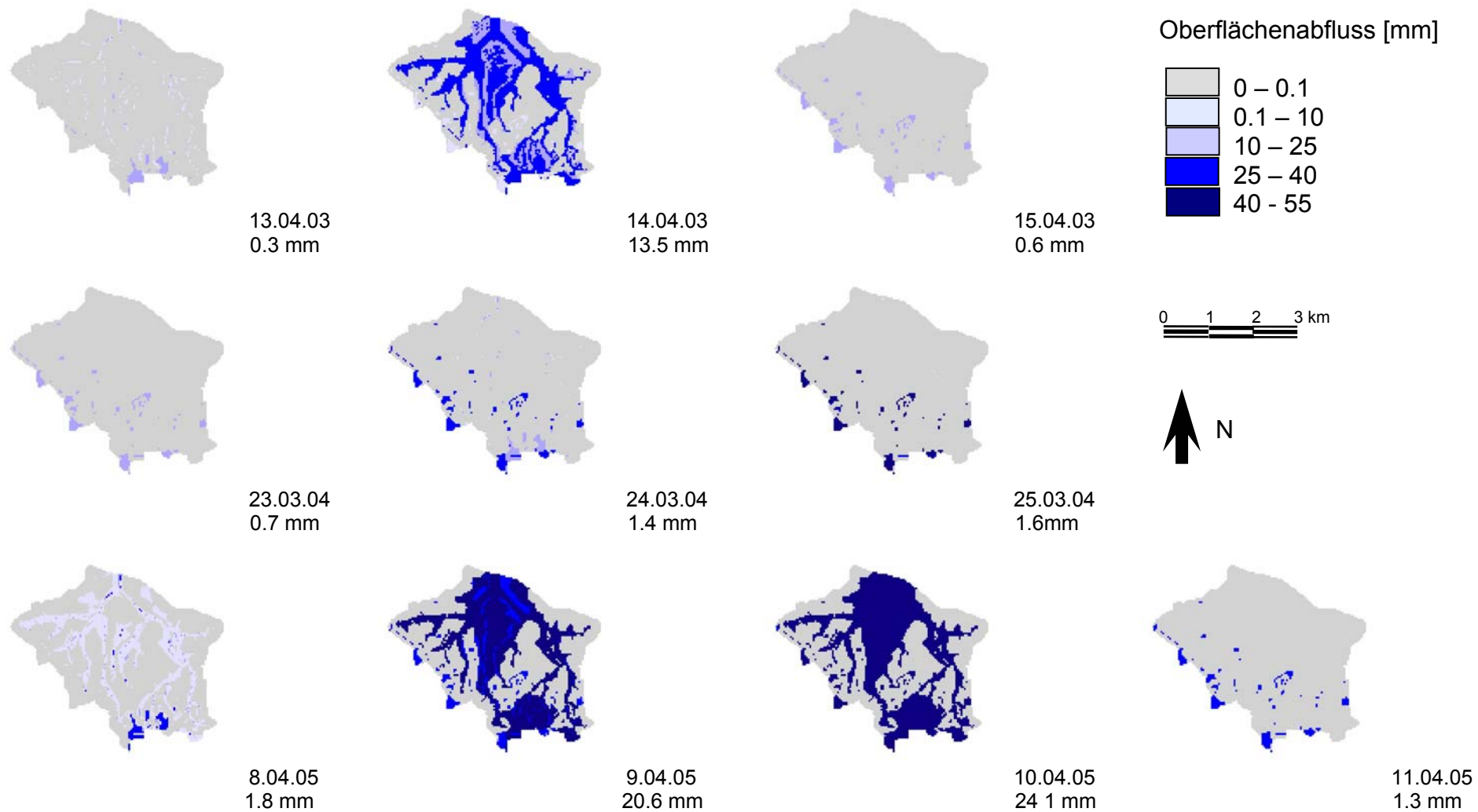


Abb. 5.28: Darstellung der Simulationsergebnisse der räumlich differenzierten Oberflächenabflussentwicklung für die drei Schneeschmelzen

### 5.2.2 Schneeschmelzerosion

Die Werte für die Summe der simulierten Bodenerosion im Lubazhinkhaeeinzugsgebiet bewegen sich zwischen 10.29 t für den 13.04.2003 und 282.12 t am 10.04.2005. Die Summen der Einzeltage summieren sich zu ungefähr 199, 146 bzw. 610 t für die drei beobachteten Schneeschmelzen auf (Tab. 5.4). Die auf die Gesamtfläche bezogenen Erosionswerte liegen mit 0.005 bis 0.150 t ha<sup>-1</sup> deutlich unter denen, die von Demidov et al. (1999) durch Erosionsmessparzellen ermittelt wurden und zwischen 0.3 und 2.2 t ha<sup>-1</sup> variieren. Im Bereich dieser Werte liegen jedoch die Simulationsergebnisse bezogen auf die effektive Einzugsgebietsfläche, die von Erosion betroffen wird. Während im Jahr 2004 aufgrund der Ähnlichkeit der Abflussbildung an allen drei Tagen 200 bzw. 225 ha der Gesamtfläche von 1885.25 ha zur Erosion beitragen, variieren die Flächengrößen in den Jahren 2003 und 2005 erheblich und können über 45% des Einzugsgebietes betreffen. Der hauptsächliche Grund für diesen Unterschied ist in der hydrologischen und damit erosiven Aktivierung der Waldflächen während der Schneeschmelzperioden 2003 und 2005 zu sehen.

Während bei den Tagen mit geringem Waldanteil an der Gesamterosionsfläche neben den Ackerflächen überwiegend die gering geneigten Waldareale im Südwesten und in den

Tab. 5.4: Übersicht über die Ergebnisse der Erosionsberechnung für die Tage mit simuliertem Schneeschmelzoberflächenabfluss

Datum	Summe Erosion [t]	Erosion [t ha <sup>-1</sup> ]	Fläche mit Erosion[ha]	Effektive Erosion [t ha <sup>-1</sup> ]	Waldfläche mit Erosion [ha]
13.04.03	10.29	0.005	104.25	0.099	58.25
14.04.03	157.89	0.084	876.5	0.180	561.25
15.04.03	31.06	0.016	191.5	0.162	62
2003	199.24	0.106		0.441	
23.03.04	33.48	0.018	200.25	0.167	67.75
24.03.04	50.52	0.027	225	0.225	82.25
25.03.04	62.16	0.033	225	0.276	82.25
2004	146.16	0.078		0.668	
08.04.05	35.99	0.019	499.5	0.072	71.5
09.04.05	239.98	0.127	875.75	0.274	561.25
10.04.05	282.12	0.150	878	0.321	561.25
11.04.05	51.28	0.027	205.25	0.250	69.5
2005	609.37	0.323		0.917	

waldbestockten Quellmulden im Nordosten des Einzugsgebietes Erosion aufweisen, ändert sich diese räumliche Verteilung am 14.04.2003, 09.04. und 10.04.2005 (Abb. 5.29). An diesen Tagen tritt in Verbindung mit auf simulierten Bodenfrost gebildeten Oberflächenabfluss Erosion auch in den zentralen und nördlichen Waldstücken auf. Sowohl der Zeitpunkt der Abflussbildung erst im Verlauf des Schneeschmelzereignisses und nicht an dessen Beginn, wird durch Geländebeobachtungen und die Interpretation der Monitoringergebnisse bestätigt. Darüber hinaus findet Erosion in Bereichen der Talanfänge und bei ausreichender Abflusskonzentration auch auf Ackerflächen statt. Die höchsten Erosionswerte treten in den überwiegend kerbtalähnlichen Talanfängen auf, deren Simulation durch die Reliefauflösung als 50 m Raster beeinflusst wird. Darüber hinaus ist die Definition einer Zelle als Gerinne und somit ohne Erosion, ein entscheidender Faktor für die Menge der Zellerosion in diesen Arealen. Die Information dazu wurde aus der topographischen Karte gewonnen und der ephemere bis episodische Charakter der Talanfänge durch Geländebeobachtungen bestätigt (mündl Mitteilung V. Demidov 2004). Dennoch sind die quantitativen Aussagen der Modellierung in dieser Hinsicht kritisch zu betrachten. Golosov und Panin (2006) stellen neben anderen Naturräumen auch für das Übergangsgebiet der Waldsteppe, in dem das Lubazhinkhaeeinzugsgebiet liegt, eine generelle Laufverkürzung der Flüsse 1.Ordnung fest. Als Grund führen die Autoren die Auffüllung dieser Talbereiche mit Bodensediment während der Periode der Landnahme im achtzehnten Jahrhundert an, die mit wesentlich höheren abgeschätzten Erosionsraten als heute einherging. Im Unterschied zu Golosov (2002), der von einem rezenten Erosions-Sedimentationsgleichgewicht ausgeht, verdeutlichen die IWAN Modellergebnisse jedoch eine Aufarbeitung dieser jungen Sedimente, die durch einen verminderten Bodenabtrag auf den Ackerflächen ausgelöst werden kann.

Die Abbildungen 5.30 und 5.31 beschreiben die relative Häufigkeit der jeweiligen Erosionsklassen beispielhaft für den Schneeschmelztag 24.03.2004 und für den 09.04.2005 mit geringem bzw. hohem Anteil an Waldflächen. Deutliche Unterschiede treten bei der Klasse 0.001 bis 0.05 kg Zelle<sup>-1</sup> und der höchsten Klasse zwischen der zellbasierten Erosion in Waldflächen und auf Ackerflächen auf. Insgesamt ist die simulierte Erosion in den Waldflächen durch die Definition der Wurzelparameter und des Durchmesser der wasserstabilen Bodenaggregate geringer. Die generelle Nähe der Waldflächen zu den Gerinnen verhindert aber auch eine Abflussakkumulation über einen längeren Fließweg, bzw. ein größeres lokales Einzugsgebiet, so dass die höchste Erosionsklasse nur selten auftritt.



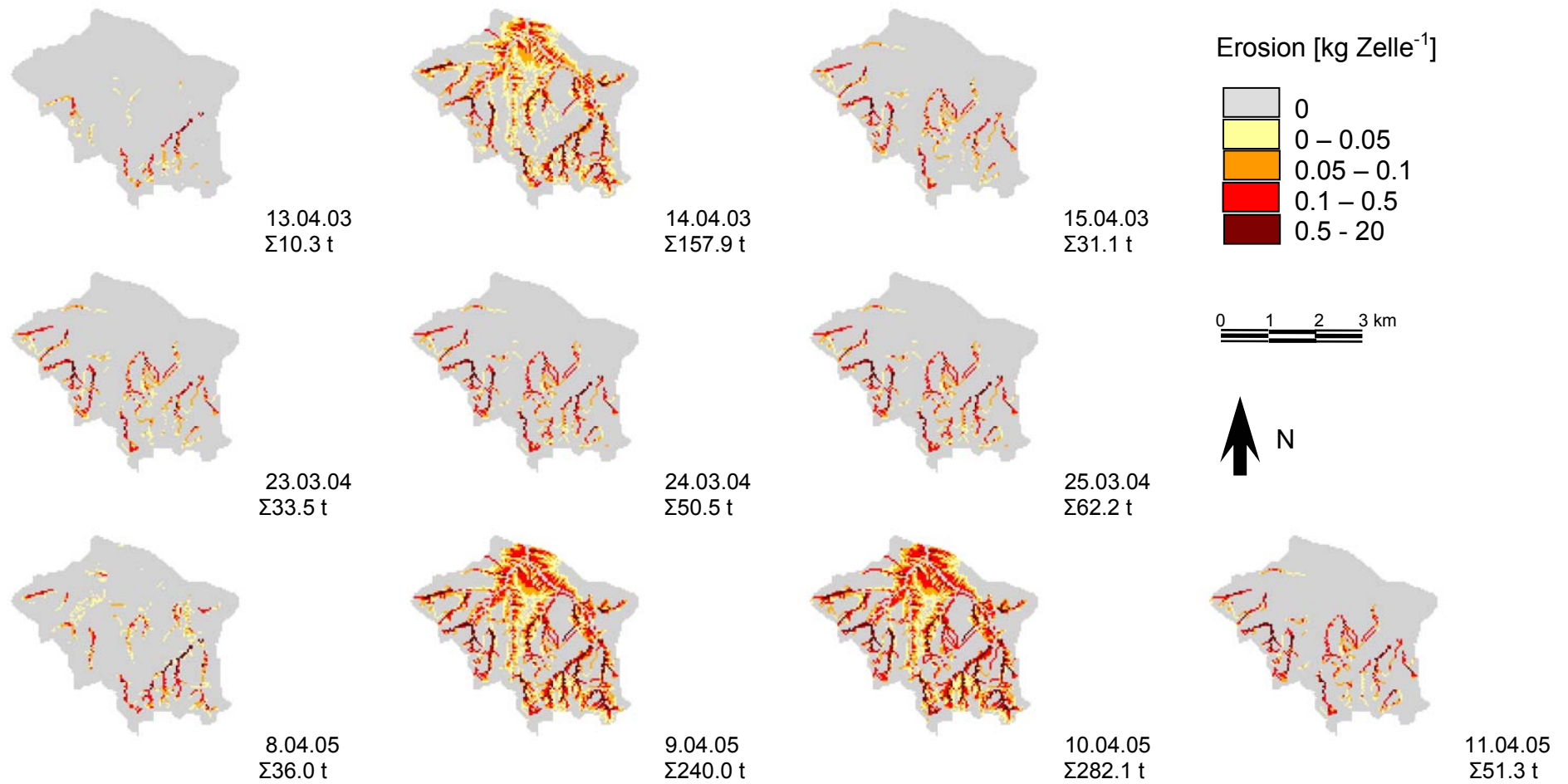


Abb. 5.29: Darstellung der Simulationsergebnisse der räumlich differenzierten zellbasierten Erosion für die drei Schneeschmelzen

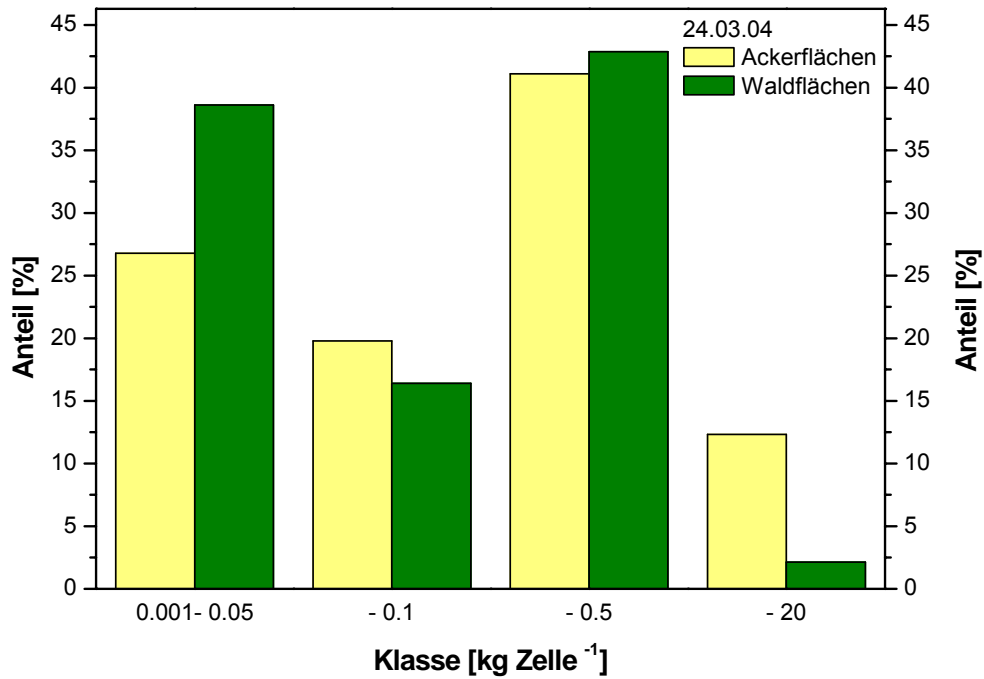


Abb. 5.30: Darstellung der relativen Häufigkeit der Erosionsklasse für den Schneeschmelztag 24.03.2004 mit geringem Waldflächenanteil

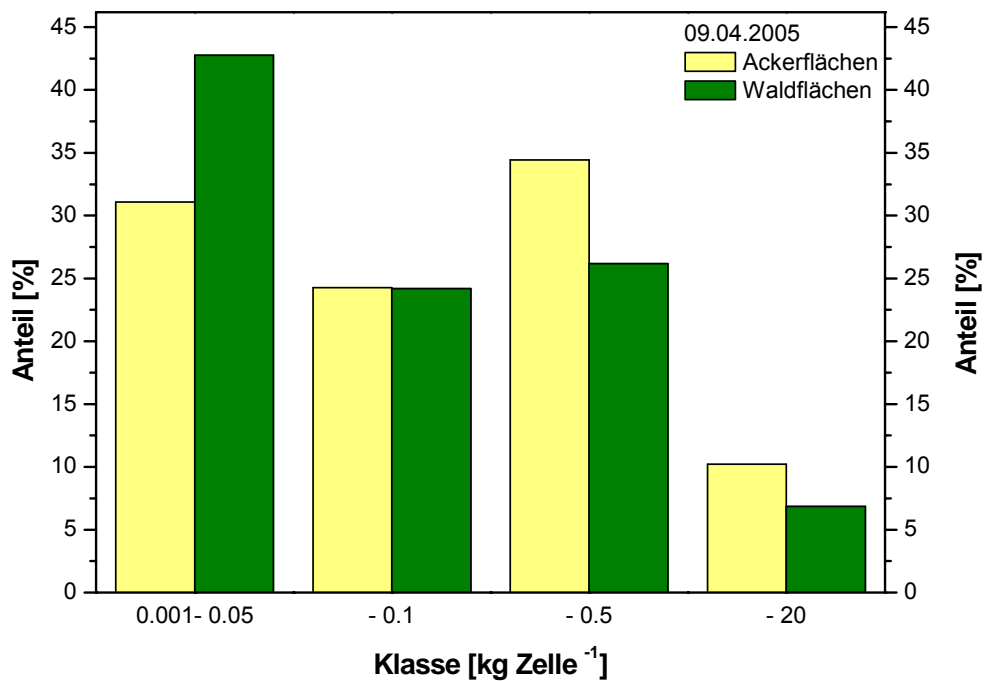


Abb. 5.31: Darstellung der relativen Häufigkeit der Erosionsklasse für den Schneeschmelztag 09.04.2005 mit hohem Waldflächenanteil

### 5.2.3 Sedimentfracht

Die am Gebietsauslass simulierte Sedimentfracht liegt zwischen 6.7 und 365.8 t pro Tag und summiert sich auf 246.2 t für die Schneeschmelze 2003. Im Jahr 2004 werden 99.9 t und im Jahr 2005 sogar 757.9 t Austrag simuliert (Tab. 5.5). Die höchsten Frachten mit über 200 bzw. 300 t werden für den 14.04.2003 und den 09./10.04.2005 berechnet. Die übrigen Tage weisen deutlich geringere modellierte Sedimentausträge auf. Im Vergleich zu den gemessenen Sedimentfrachten kommt es im Kalibrierungsjahr 2004 zu einer tolerierbaren Überschätzung von ca. 10 t oder 12 %. Derselbe angepasste Parametersatz erbrachte auch für 2003 mit einer Abweichung von -9 % ein zufriedenstellendes Ergebnis. Für das Jahr 2005 fallen die Simulationsergebnisse mit einer Überschätzung von 33 % nicht vergleichbar gut aus. Die ungewöhnliche Diskrepanz der gemessenen Werte vor und nach dem Reservoir verdeutlicht jedoch die hohe Datenunsicherheit für dieses Jahr, so dass ein Vergleich mit den berechneten Sedimentfrachten nur eingeschränkt möglich ist. Die aus der modellierten Sedimentfracht und der modellierten Gesamtabflussmenge berechneten Sedimentkonzentrationen liegen für die Einzeltage zwischen 580 und 1190 mg l<sup>-1</sup>. Insgesamt liegen diese Werte im oberen Bereich derer für den Gebietsauslass bei den Probenahmen ermittelten, die von 6 bis 1866 mg l<sup>-1</sup> schwanken.

Tab. 5.5: Vergleich der gemessenen und simulierten Sedimentfrachten für die Tage mit Schneeschmelzoberflächenabfluss im Lubazhinkhaeinzugsgebiet

Datum	Gem. Sedimentfracht [t]	Sim. Sedimentfracht [t]	Sim. Lubazhinkha [t]	Sim. linker Zustrom [t]
13.04.03		6.7	4.6	3.1
14.04.03		219.4	131.0	105.0
15.04.03		20.2	5.8	17.3
2003	270 <sup>a</sup> / 188 <sup>b</sup>	246.2	141.4	125.4
23.03.04		21.7	6.2	18.5
24.03.04		33.9	12.2	26.2
25.03.04		44.3	12.6	37.1
2004	89 <sup>a</sup> / 50 <sup>b</sup>	99.9	31.0	81.8
08.04.05		39.0	26.0	17.7
09.04.05		317.7	183.0	156.0
10.04.05		365.8	207.0	183.0
11.04.05		35.4	9.8	30.1
2005	570 <sup>a</sup> / 629 <sup>b</sup>	757.9	425.8	386.8

<sup>a</sup> berechnet vor dem Reservoir

<sup>b</sup> berechnet nach dem Reservoir

Bhuyan (2002) findet bei einem Modellvergleich von drei Erosionsmodellen ähnliche Abweichungen der Modellberechnung zu gemessenen Werten, die durch Erosionparzellenversuche gewonnen wurden. Die Abweichungen bei Einzelereignissen können dabei aber deutlich höher liegen, wie auch Jetten et al. (1999) feststellen. Neben sensitiven Ereignisvorbedingungen werden die Modellvalidierungsergebnisse unzureichend, wenn dieser Vergleichsdatensatz andere Prozessdominanzen als der Kalibrierungsdatensatz aufweist (Folly et al. 1999). Das Modellsystem IWAN erfasst demgegenüber die durch die Interpretation der Monitoringdaten charakterisierten Unterschiede zwischen den Jahren zufriedenstellend.

Die Abbildungen 5.32 und 5.33 zeigen die simulierten räumlichen Unterschiede zwischen den Einzeltagen und den Jahren. Auch für die Deposition und die Sedimentfracht treten die Unterschiede zwischen den Tagen mit Oberflächenabflussbildung in den Waldflächen oder ohne diesen Abflussbildungsprozess auf. Im Jahr 2004 sind die Prozesse während der drei Tage einheitlich und größere Flächen mit Deposition treten im Wasserscheidebereich auf. Die Sedimentfracht erhöht sich zu den Gerinnen hin, in denen es zu einer zusätzlichen Mobilisierung von Sediment kommt, da die Transportkapazität des Abflusses durch die Dominanz der Sedimentationsprozesse auf den Hängen nicht ausgeschöpft ist. Nennenswerter Sedimenteintrag von Ackerflächen in das Gerinne hinein findet lediglich im zentralen Einzugsgebietsbereich statt. Die Modellaussagen stimmen demnach mit der Interpretation der Geländebefunde und -daten überein und sind für die Tage mit geringer Sedimentfracht in den Jahren 2003 (13./15.04) und 2005 (11.04.) ähnlich. Im Unterschied dazu sind bei der zweiten Gruppe von Ereignistagen (14.04.2003 und 8./9./10.04.2005) wesentlich größere Flächen in die Prozesse eingebunden. Zu den Wasserscheidebereichen treten nun die hydrologisch aktivierten Areale unter Wald und Weideflächen als überwiegende Depositionsbereiche auf. Trotz der Ausweitung der Depositionsflächen treten bei den Simulationsergebnissen für diese Tage erhöhte Sedimentfrachten auf den Hängen im Süden bzw. Südosten und Westen des Einzugsgebietes auf. Darüber hinaus kommt es in waldbedeckten ephemeren Abflussbahnen der steilen Talflanken in der Nähe des Gebietsauslasses zu hohen Sedimentfrachten. Aufgrund der hohen Sedimentanlieferung aus den landwirtschaftlich genutzten Hängen und den Waldflächen findet in den zentralen Gerinnen keine weitere Aufnahme von Sediment statt, sondern es kommt zumindest zur teilweisen Ablagerung des an anderer Stelle erodierten Materials. Diese Differenzierung des Gerinneverhaltens zwischen den beiden systematischen Einzugsgebietsreaktionen verdeutlicht die hohe Repräsentanz der Modellergebnisse in

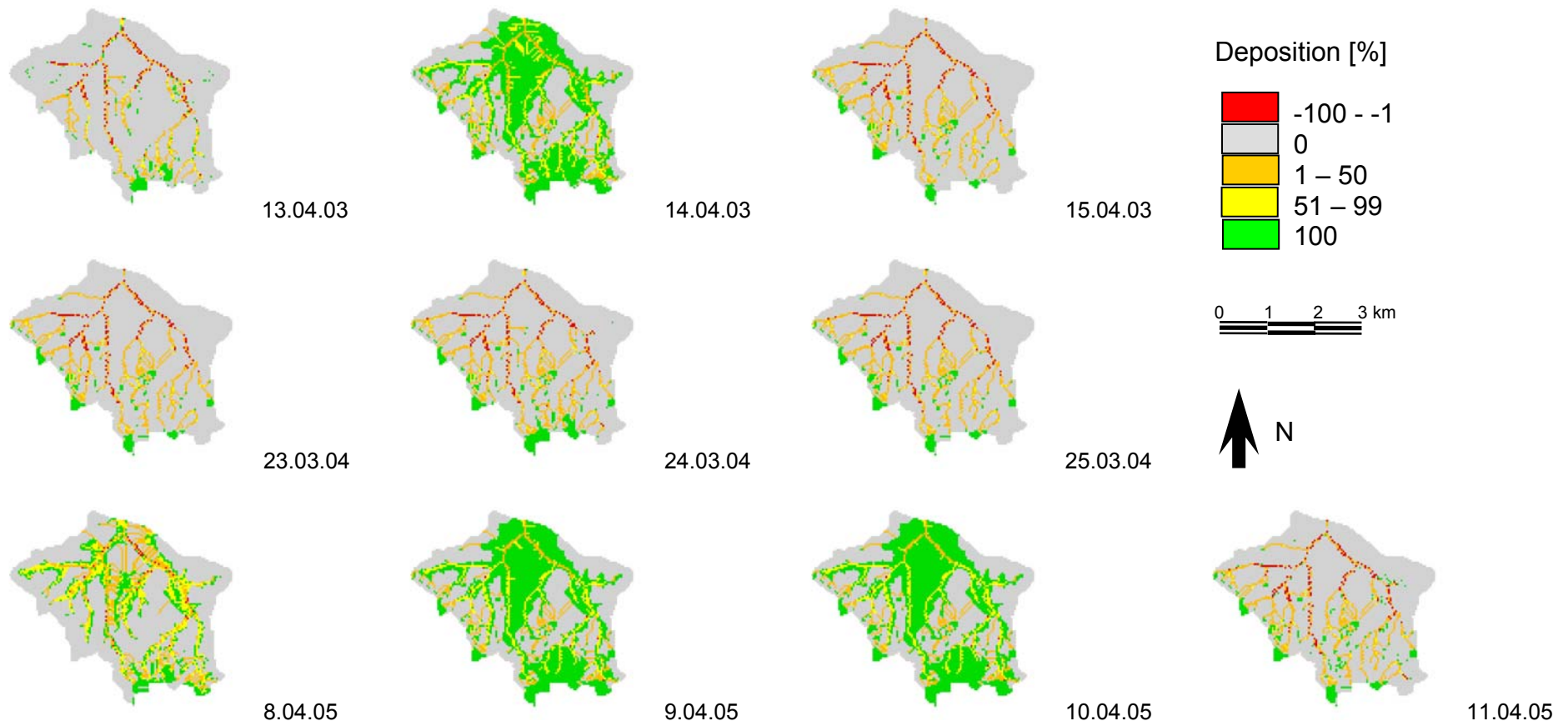


Abb. 5.32: Darstellung der Simulationsergebnisse der räumlich differenzierten Sedimentdeposition für die drei Schneeschmelze



Abb. 5.33: Darstellung der Simulationsergebnisse der räumlich differenzierten Sedimentfracht für die drei Schneeschmelzen

Hinblick auf die Abbildung des Prozessgeschehens und spiegelt sich in den Geländebeobachtungen zur Remobilisierung von „altem“ Sediment wider (vgl. Kap. 3.2.2).

Dem Gesamtsedimentaustrag entsprechend, schwanken die simulierten Frachten für die Einzeltage von 4.6 bis 207 t für das Lubazhinkhateileinzugsgebiet und zwischen 3.1 und 186.8 t für den linken Zustrom. Die Mittelwerte liegen für die beiden genannten Hauptgerinne mit 59.8 bzw. 59.4 t d<sup>-1</sup> ebenso dicht beieinander wie die Austragssumme des Simulationszeitraums, die 598.2 bzw. 594 t beträgt.

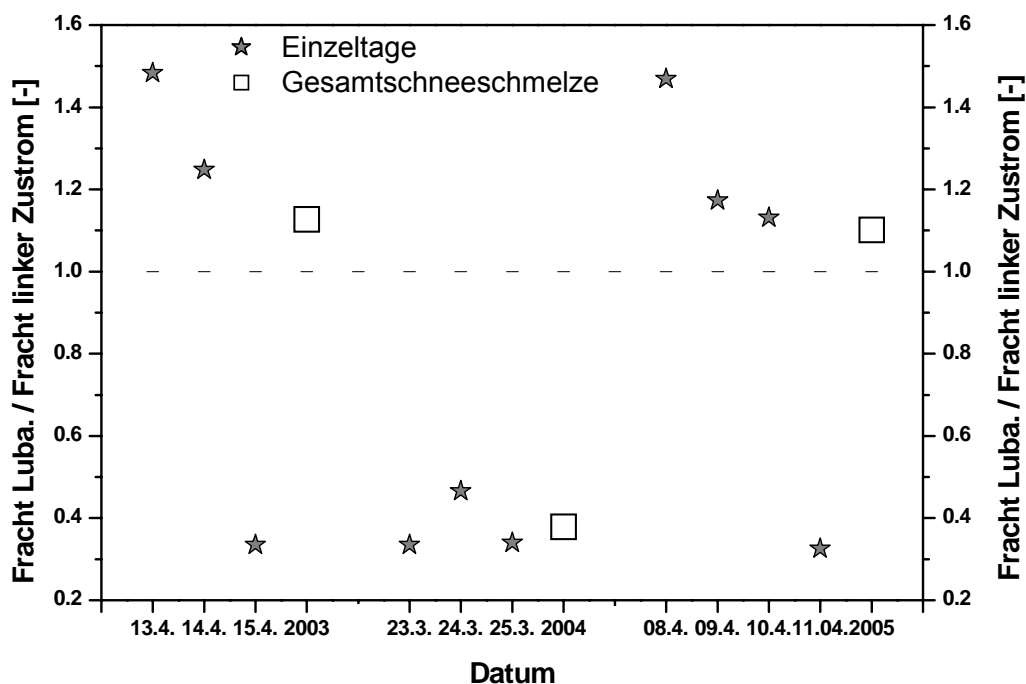


Abb. 5.34: Vergleich der Sedimentfrachten der beiden Hauptgerinne im Lubazhinkhaeeinzugsgebiet als relativer Wert (vgl. Abb. 2.8)

Dennoch entstehen durch die differenzierte Abbildung der Abfluss- und Erosionsprozesse Unterschiede im Anteil des jeweiligen Teileinzugsgebietes am Gesamtaustrag sowohl zwischen den Tagen als auch Jahren. Mit der Ausnahme des 13.04.2003, für den besonders geringe Sedimentfrachten berechnet werden, wird bei den Tagen mit Abflussbildung ohne Beteiligung der Waldflächen und zusätzlicher Gerinneerosion aus dem linken Teileinzugsgebiet die doppelte bis dreifache Menge an Sediment pro Tag ausgetragen (Abb. 5.34). Demgegenüber ändert sich das Verhältnis an den Tagen mit Abflussbildung unter Wald, so dass mehr Sediment aus dem Lubazhinkhateilgebiet ausgetragen wird. Da im Monitoring des Einzugsgebiets an den beiden Zuflüssen nur Konzentrationen und keine

Abflussmengen bestimmt werden konnten, ist ein direkter Vergleich der Simulationsergebnisse mit Messungen nicht möglich. Dennoch belegen die Monitoringergebnisse nicht nur die ereignisinterne zeitliche und interannuelle Dynamik sondern ermöglichen auch die Charakterisierung der Unterschiede zwischen den beiden Teileinzugsgebieten insbesondere bei Abflussbildung unter Wald. Grundsätzlich spiegelt das Modellsystem auch in der Abschätzung der Sedimentfrachtdynamik diese Differenzierung wider.



## 6 SZENARIORECHNUNGEN

### 6.1 Klimaszenarien Schäfertal

#### *6.1.1 Szenarienauswahl*

Die Lage des Einzugsgebietes Schäfertal im östlichen Unterharz führt zu einer hohen Diversität der abflussgenerierenden Rahmenbedingungen. Insbesondere der mehrmalige Aufbau einer Schneedecke bzw. deren Schmelze innerhalb eines Winters belegen, dass sich die Region in einem Übergangsbereich zwischen seltenem Auftreten von Schneedecken und kontinuierlicherem Auftreten von Schneedecken, wie dies z.B. für die weiter östlich gelegenen deutschen Mittelgebirge zutrifft, befindet. Änderungen der Lufttemperatur und/oder der Niederschlagsmenge im Rahmen einer Klimaveränderung können daher im Schäfertal zu einer grundsätzlichen Modifikation der hydrologischen Situation im Winter führen. Für die Erstellung von Szenarien ist daher die plausible Kombination von Temperatur- und Niederschlagsverläufen, die einer Abfolge von synoptischen Wetterlagen entspricht, von großer Bedeutung. Demgegenüber erscheint eine einfache Erhöhung oder Verminderung dieser Kenngrößen als nicht geeignet zur Simulation von realistischen Szenarien. Anders als für Regionen Brandenburgs oder Sachsens besteht für den östlichen Harz bislang kein regionales Klimaänderungsszenario, aus dem Veränderungen abgeleitet und als hypothetische Trends in Wettergeneratoren eingegeben werden können.

Der Report des „Intergovernmental Panell for Climate Change“ (IPCC) berichtet von einem Anstieg der Niederschlagsmenge in den mittleren und höheren Breiten der nördlichen Hemisphäre, der im zwanzigsten Jahrhundert mit hoher Wahrscheinlichkeit zwischen 0.5 und 1 % pro Dekade gelegen hat. Gleichzeitig wurde eine Reduzierung der Fläche der Schneedecke um 10% seit den späten 60ziger Jahren und eine Verminderung der Dauer beobachtet (IPCC 2001). Regionale Studien belegen aber auch die Möglichkeit einer Zunahme der Schneebedeckung infolge erhöhter winterlicher Niederschläge, z.B. für die Region um die Großen Seen in Nordamerika oder Teile der ehemaligen Sowjetunion (Dore 2005). Moberg und Jones (2005) ermitteln anhand verschiedener Indizes einen signifikant positiven Trend in der Niederschlagsentwicklung für Zentral- und Westeuropa (61 Stationen) während der Wintermonate Dezember, Januar und Februar, der so für die Sommermonate nicht nachweisbar ist. Für das Schäfertal ist eine deutliche Zunahme der Niederschläge während der Datenerhebung seit 1969 nicht zu erkennen. Ein Vergleich der

durchschnittlichen Jahresniederschlagssumme des Zeitraums 1969 bis 2004 und des Fünffjahreszeitraums 2000 bis 2004 zeigt einen geringen Unterschied von nur 5 mm (Tab. 6.1). Dies trifft auch für die Kenngrößen Anzahl der Niederschlagstage sowie Mittel-, Median- und Maximalwert zu. Demgegenüber erscheinen die Differenzen der ausgewählten Vergleichszeiträume für die Wintermonate mit hoher Wahrscheinlichkeit an Schneefall (Dezember bis März; Julischer Tag (Jd) 330-90) größer zu sein. Mit 234 mm Niederschlagssumme liegt diese in der Fünfjahresperiode 2000 bis 2004 um ungefähr 10 mm ebenso über dem Wert der Jahre 1969 bis 2004 wie die durchschnittliche maximale Niederschlagsmenge pro Tag.

Tab. 6.1: Vergleichende Übersicht ausgewählter Niederschlags- und Temperaturwerte des Schäfertals für die Perioden 1969-2004 und 2000-2004

	1969-2004	2000-2004	1969-2004 (Jd 330-90)	2000-2004 (Jd 330-90)
<b>Niederschlag</b>				
Summe [mm]	655	650	223.5	234.0
Anzahl d >0.0 mm	190	192	72.9	72.4
Arith. Mittel [mm d <sup>-1</sup> ]	3.45	3.38	3.05	3.21
Median [mm d <sup>-1</sup> ]	1.66	1.54	1.43	1.23
Max [mm d <sup>-1</sup> ]	35.7	33.9	22.3	28.4
<b>Temperatur</b>				
Arith. Mittel [°C]	6.45	7.24	2.12	2.61
Min. [°C]	-14.0*	-11.8	-12.73	-11.44
Max. [°C]	22.0	22.1	13.75	13.5
Anzahl d <0 °C	68.1	60.4	39.5	36.6

\* in einem November und daher außerhalb der Periode Jd 330-90

Die aus klimatologischer Sicht geringe Dauer des Beobachtungszeitraums erschwert eine eindeutige Bewertung, vor allem vor dem Hintergrund hoher Variabilität der Einzeljahre (Abb. 6.1). Sowohl für die Jahresniederschlagssumme als auch für die Winterniederschlagsmenge treten Abweichungen von bis zu über 50 % vom langjährigen Mittel auf. Die relativen Schwankungen können dabei sowohl für das Gesamtjahr als auch nur für die Wintermonate in eine gemeinsame Richtung weisen bzw. auch gegenläufig sein. Längere Perioden mit über- bzw. unterdurchschnittlichen Niederschlagsmengen treten hingegen nicht auf. Die interannuelle Variabilität der Niederschlagsmengen liegt über den in den regionalen Klimaänderungsuntersuchungen festgestellten oder prognostizierten Änderungen. Insbesondere für die Wintermonate mit Festniederschlag können diese Variabilitäten in nicht geringem Umfang durch Messfehler infolge der Windfelddeformation im Bereich des Messgerätes hervorgerufen sein. Richter (1977) begründet hohe Niederschlagskorrekturen bis zu 40 % für Wintermonate in Abhängigkeit von der Höhenlage

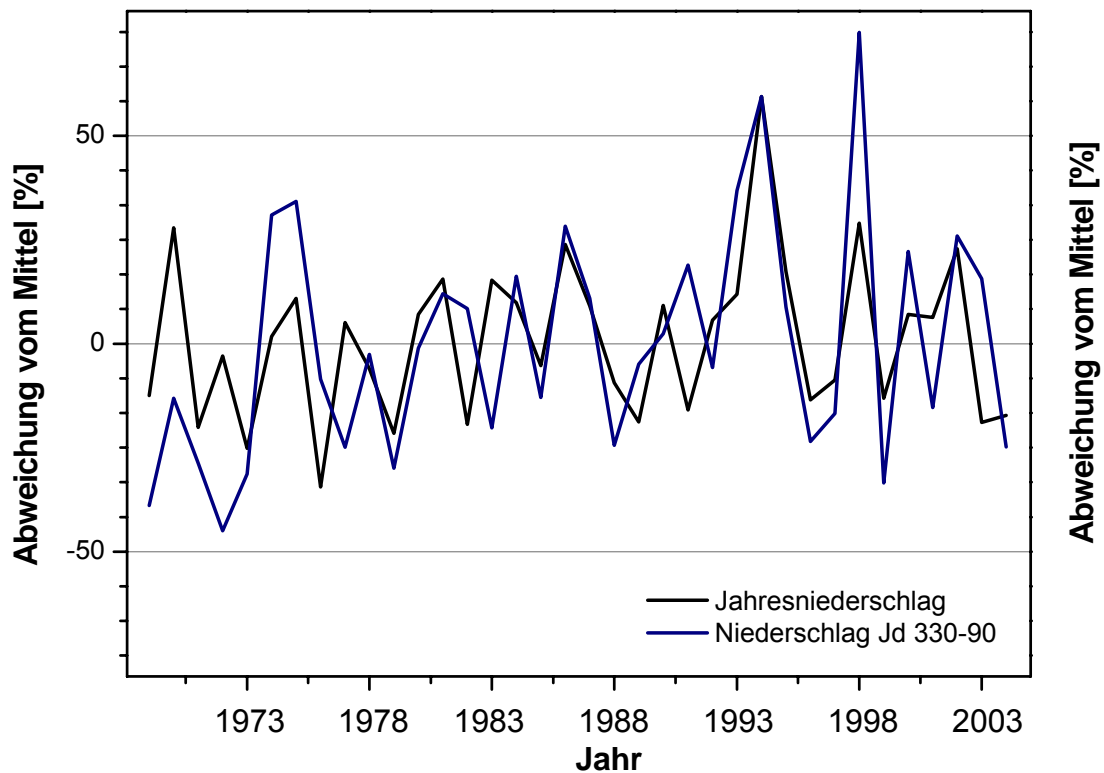


Abb. 6.1: Relative Abweichung der Winterniederschlagssumme (Jd 330-90) von der Jahresniederschlagssumme im Schäfertal für die Periode 1969-2004

und einer Geschützteitsklasse. Auch für das Schäfertal sind die Abweichungen der von Tagesniederschlagssummen auf einer Höhe von 1.0 m im Vergleich zu Messungen an der Erdoberfläche, bei denen sich das Niederschlagsmessgerät in einer Grube befand, vorhanden (Abb. 6.2). Die Abweichungen nehmen mit zunehmender Tagesniederschlagssumme ab. Jedoch liegen sie für die Wintermonate überwiegend im negativen Bereich und können bei Tagessummen von 5-10 mm noch bis zu -20 % betragen. Neben der erheblichen messtechnischen Unsicherheit, die nicht zu vermeiden ist, kann aus der bestehenden Niederschlagszeitreihe für das Schäfertal, im Unterschied zu den oben angeführten Publikationen, kein eindeutiger Trend über Niederschlagsänderungen abgeleitet werden.

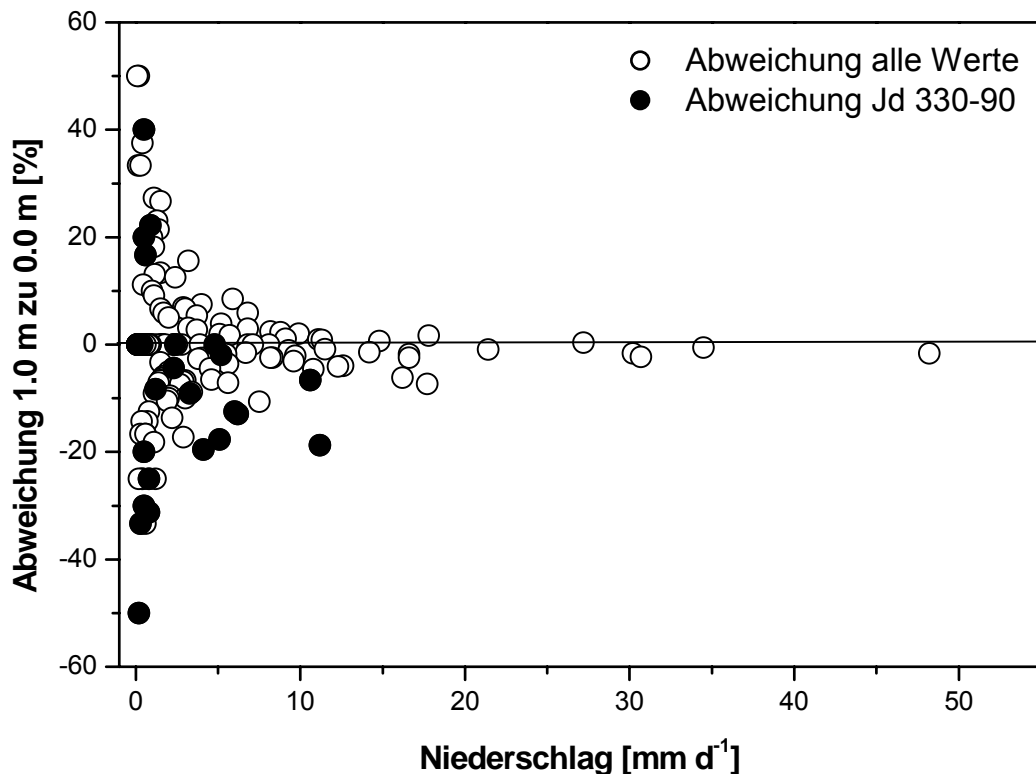


Abb. 6.2: Prozentuale Abweichung der täglichen Niederschlagssumme gemessen in 1.0 m Höhe und auf der Geländeoberfläche

Im Unterschied zu Niederschlagswerten ist die Erfassung der Lufttemperatur mit geringeren Instrumentenfehlern und durch standardisierte Verfahren mit höherer Vergleichbarkeit möglich. Auf der Grundlage von Instrumentenaufzeichnungen kann von einer signifikanten globalen Erwärmung der Erdoberflächentemperatur (bodennahe Luftschicht) von  $0.6 \pm 0.2 \text{ }^\circ\text{C}$  seit dem 19. Jahrhundert ausgegangen werden (IPCC 2001). Dieser Trend ist jedoch nicht linear und durch regionale Disparitäten gekennzeichnet. Eine überdurchschnittliche Erwärmung fand während der neunziger Jahre des letzten Jahrhunderts vor allem in den mittleren und höheren Breiten der Kontinente auf der Nordhalbkugel statt. Wie auch im Schäfertal wird diese Entwicklung überwiegend durch die Erhöhung der Minimaltemperaturen gesteuert (IPCC 2001). Im Vergleich zum Gesamtzeitraum liegen die minimalen Tagesdurchschnittstemperaturen in 2 m Höhe im Fünfjahreszeitraum 2000 bis 2004 mit  $-11.8 \text{ }^\circ\text{C}$  insgesamt  $2.2 \text{ }^\circ\text{C}$  höher (Tab. 6.1). Dieser Unterschied drückt sich ebenfalls in einer um  $0.8 \text{ }^\circ\text{C}$  höheren Mitteltemperatur und einer deutlichen Abnahme der Anzahl der Eis- bzw. Frosttage aus. Mit der Ausnahme der maximalen Tagesdurchschnittstemperatur verdeutlicht sich dieser Trend auch in den Kenngrößen für die Wintermonate Dezember bis

März. Generell ist festzustellen, dass in den späten sechziger und Mitte der achtziger Jahre geringe Temperaturen aufgezeichnet wurden. Demgegenüber wurden Anfang der siebziger Jahre überdurchschnittlich hohe Temperaturen registriert. Die zeitliche Variabilität der Temperaturabweichungen vom Mittelwert liegt bei  $\pm 2.5^{\circ}\text{C}$  und spiegelt allgemeine Temperaturentwicklungen wieder (Abb. 6.3). Die während des Beobachtungszeitraums fünfmal auftretende deutlich stärkere positive Abweichung des Winterzeitraums gegenüber dem Jahresmittel belegt den Trend zum Temperaturanstieg vor allem im Winterhalbjahr.

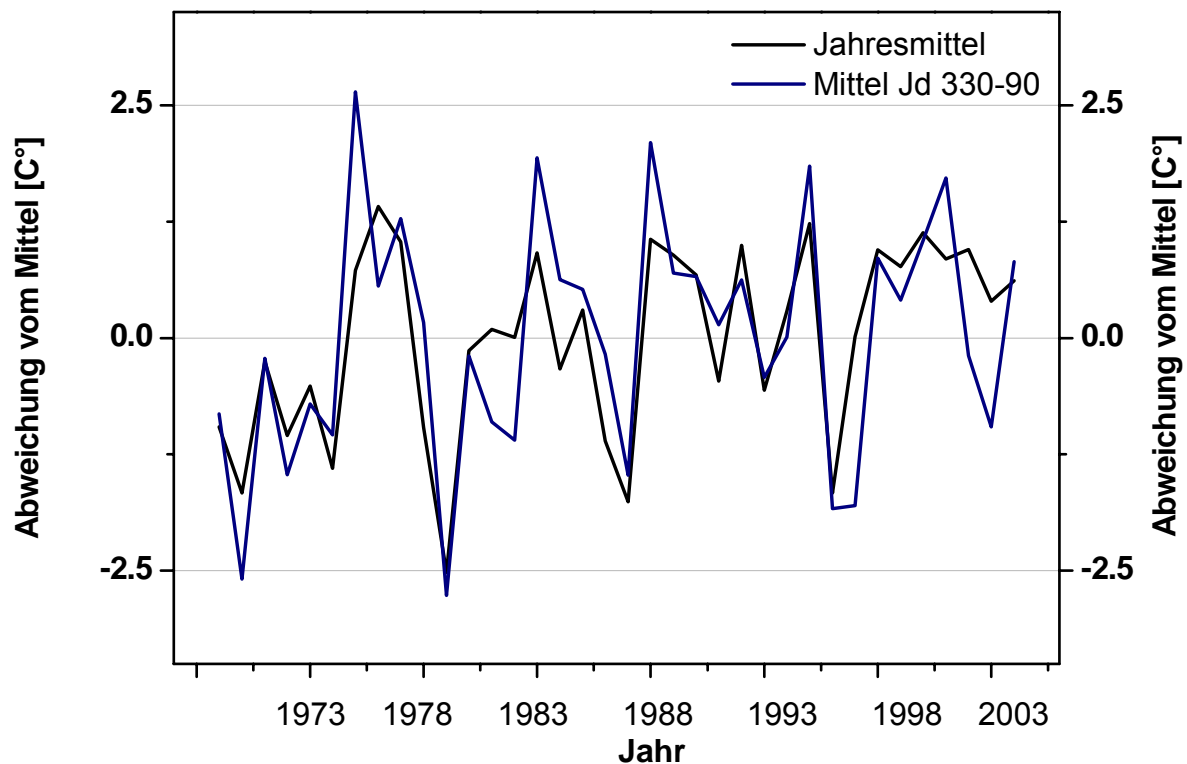


Abb. 6.3: Relative Abweichung der Winterdurchschnittstemperatur (Jd 330-90) von der Jahresdurchschnittstemperatur im Schäfertal für die Periode 1969-2004

Aufgrund der höheren Datensicherheit und der Übereinstimmung mit dem allgemeinen Trend der Temperaturentwicklung, wurden aus der bestehenden Zeitreihe der meteorologischen Daten des Schäfertals geeignete Jahre zur Szenarioberechnung ausgewählt. Diese Auswahl hat gegenüber der Anwendung eines Wetterdatengenerators den Vorteil einer tatsächlichen und nicht statistisch abgeleiteten Niederschlagsverteilung. In einer ersten Gruppe von Szenarien sind die Jahre ausgewählt, die eine Erhöhung bzw. Verminderung der Wintertemperatur von bis zu  $2.5^{\circ}\text{C}$  entsprechen (Szenarien P2.5 bis M2.5)(Tab. 6.2). Die Abweichung vom Jahresmittel der Temperatur schwankt zwischen  $-1.7$  und  $1.1^{\circ}\text{C}$ . Die

Änderungen der Niederschlagsmenge gegenüber den jeweiligen Referenzzeiträumen sind uneinheitlich und bewegen sich zwischen -45 und +75 % für den Winter und -9 und +29 % für den Gesamtjahreszeitraum. Eine zweite Gruppe von Szenarien geht von einer Erhöhung der Wintertemperatur von 0.5 °C aus (P0.5a bis P0.5e). Die winterlichen Niederschlagsmengen vermindern sich bei vier der fünf ausgewählten Jahre um bis zu 33 %. Nur in einem Fall liegt eine um 16 % über dem Winterdurchschnitt liegende Niederschlagsmenge vor.

Tab. 6.2: Meteorologische Kennwerte der ausgewählten Jahre für die Szenariorechnung

Szen. name	Mess-jahr	Abweichung vom Mittel Jd 330-90 [°C]	Abweichung vom Jahresmittel [°C]	Änderung Niederschlag gegenüber Mittel Jd 330-90 [%]	Änderung Niederschlag gegenüber Jahresmittel [%]
<b>P2.5</b>	1975	+2.6	+0.7	+34	+11
<b>P2.0</b>	1988	+2.1	+1.1	-25	-9
<b>P1.5</b>	1977	+1.3	+1.0	-25	+5
<b>P1.0</b>	1998	+0.9	+0.9	+75	+29
<b>M1.0</b>	1981	-0.9	+0.1	+12	+16
<b>M1.5</b>	1972	-1.5	-1.0	-45	-3
<b>M2.0</b>	1997	-1.8	0.0	-16	-9
<b>M2.5</b>	1970	-2.6	-1.7	-13	+28
<b>P0.5a</b>	1984	+0.6	-0.3	+16	+10
<b>P0.5b</b>	1992	+0.6	+1.0	-5	+5
<b>P0.5c</b>	1976	+0.6	+1.4	-8	-34
<b>P0.5d</b>	1985	+0.5	+0.3	-12	-5
<b>P0.5e</b>	1999	+0.4	+0.8	-33	-13

### 6.1.2 Modellergebnisse und Diskussion

Für die 13 Szenarien wurde eine durchschnittliche Winterabflussmenge von 99.7 mm simuliert (Tab. 6.3). Die Werte schwanken zwischen 8,7 mm für das Szenario M1.5 und 207.2 mm für P2.5. Für die Szenariengruppe mit einer Erhöhung der Wintertemperatur von 0.5 °C fällt die Schwankung von 42.2 bis 128.2 mm geringer aus. Die Komplexität der Einzugsgebietsreaktion wird durch eine hohe Variabilität der Abflusskoeffizienten verdeutlicht, die von 0.06 bis 0.83 reichen. Dabei sind es jedoch nicht unbedingt die überdurchschnittlich feuchten Jahre, die auch ein Mehr an Abfluss verursachen, sondern auch

Tab. 6.3: WASIM Ergebnisse zu Abfluss und Schneedecke für die Szenarienjahre

Szenarioname	Gesamtabfluss Nov. bis April [mm]				N Tage mit Oberflächen- abfluss	Schnee	
	Summe	Mittelwert	Median	Max. d <sup>-1</sup>		Max. Wasser- äquiv. [mm]	N Schnee- perioden > 2d
<b>P2.5</b>	207.17	1.14	0.84	4.20	3	20.87	4
<b>P2.0</b>	161.20	0.89	0.28	9.21	6	78.65	5
<b>P1.5</b>	11.44	0.06	< 0.01	0.92	-	19.67	5
<b>P1.0</b>	92.43	0.51	0.18	3.09	-	19.63	5
<b>M1.0</b>	82.23	0.45	0.09	2.79	-	34.91	5
<b>M1.5</b>	8.67	0.05	< 0.01	0.68	-	42.12	4
<b>M2.0</b>	126.80	0.70	0.16	5.34	-	28.07	8
<b>M2.5</b>	125.31	0.69	< 0.01	16.29	12	123.05	1
<b>P0.5a</b>	126.50	0.69	0.40	3.90	-	40.46	6
<b>P0.5b</b>	42.21	0.23	< 0.01	2.17	-	10.79	4
<b>P0.5c</b>	100.66	0.55	0.05	5.91	2	17.47	9
<b>P0.5d</b>	83.43	0.46	0.24	2.44	-	31.07	4
<b>P0.5e</b>	128.16	0.71	0.52	4.38	-	14.94	7
<b>∅</b>	99.7	0.5	0.2	4.7		37.1	5.2

Winter mit geringeren Niederschlagsmengen, die überdurchschnittlich viel Abfluss erzeugen können (vgl. Tab. 6.2). So beträgt der berechnete Gesamtabfluss im Winter für Szenario P2.0 mehr als das Anderthalbfache des Durchschnitts; im Winter ist aber 25 % weniger Niederschlag gefallen als im langjährigen Mittel. Demgegenüber erfolgt auch bei einem Niederschlagsplus von 75 % in Szenario P1.0 keine Erhöhung des Gesamtabflusses. Als Ursache sind die jeweiligen Vorbedingungen am Beginn des Winters, bzw. der ersten Schneeperiode, die Bodenfeuchteentwicklung während des Winters und vor allem die vorübergehende Speicherung des Niederschlags in Form von Schnee und die schnelle Wasserabgabe aus der Schneedecke anzusehen. Das Zusammenspiel dieser Einflussfaktoren bestimmt in deutlichem Maße auch den Maximalabfluss während der Schneeschmelzen. Die höchsten Abflüsse treten bei Szenario M2.5 und P2.0 auf, die entgegengesetzte Temperaturanomalien aufweisen. Die Szenarien mit einer gemäßigten Temperaturerhöhung von  $0.5^{\circ}\text{C}$  weisen geringere Schwankungen von 2.17 bis  $5.91 \text{ mm d}^{-1}$  auf und liegen somit nicht nur dicht am Mittelwert für alle Szenarien sondern mit ungefähr  $70 \text{ l s}^{-1}$  auch im Wertebereich der gemessenen Schneeschmelzabflüsse.

Das maximale Wasseräquivalent in der Schneedecke weist einen Mittelwert von 37,1 mm auf. Es reicht in den Werten für die Einzelszenarien P0.5b bzw. M2.5 jedoch von 10.79 bis 123.05 mm. Während für das letztgenannte Szenario M2.5 der Aufbau einer kontinuierlichen Schneedecke über 146 Tage simuliert wird, treten im Durchschnitt bis zu fünf, im Maximum 9 Schneeperioden mit einer Dauer von mehr als zwei Tagen auf. Das maximale Schneewasseräquivalent der Szenarien mit negativer Temperaturabweichung liegt deutlich über den Werten der „plus  $0,5^{\circ}\text{C}$ “ Szenarien und denen mit gestufter positiver Abweichung. Ein klarer Trend ist allerdings bei den hier ausgewählten Szenarien nicht zu erkennen. Dies gilt ebenso für die Anzahl der Tage bei denen Oberflächenabfluss während einer Schneeschmelze simuliert wird. Sowohl die Extremszenarien zur Erwärmung, P2.5 und P2.0, zeigen die Ausbildung von Oberflächenabfluss, wie auch das kälteste Szenario M2.5. Darüber hinaus tritt Oberflächenabfluss noch bei einem der fünf „plus  $0.5^{\circ}\text{C}$ “ Berechnungen auf.



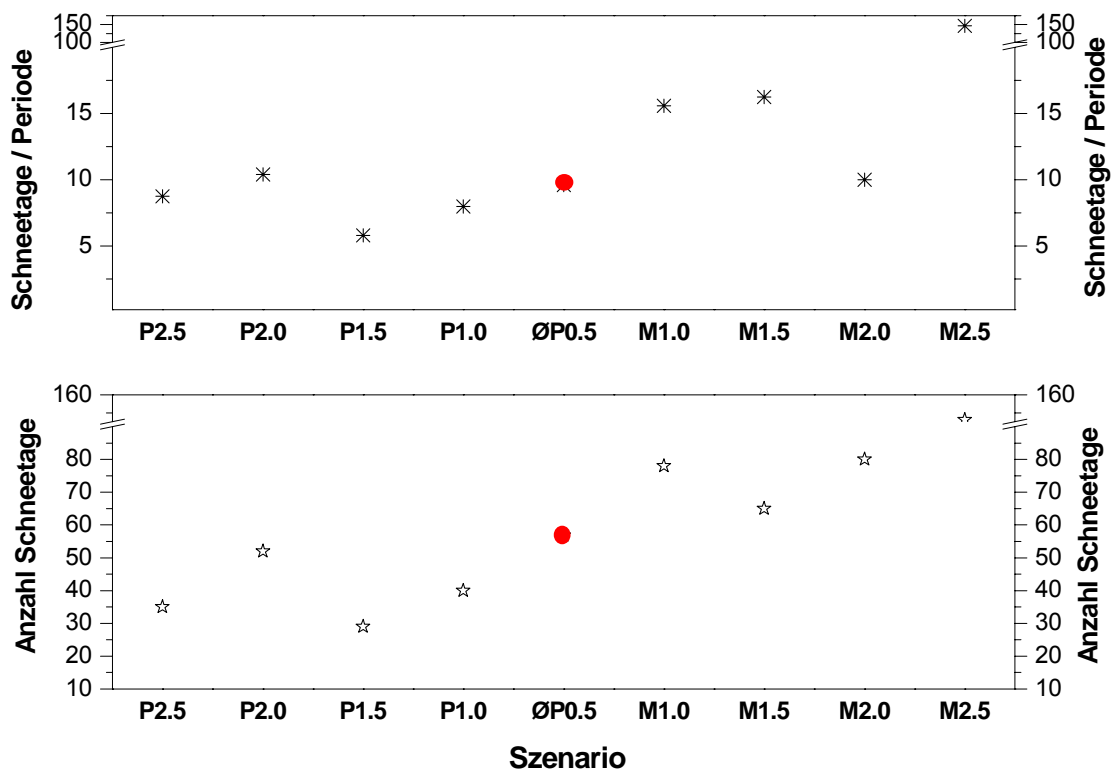


Abb. 6.4: Durchschnittliche Anzahl der Schneetage pro Schneeperiode (oben) und Summe der Schneetage (unten) für die ausgewählten Szenarien

Abbildung 6.4 verdeutlicht die generelle Bedeutung der Wintertemperatur für die Ausbildung der Schneedecke. Während der Durchschnitt der Schneetage pro Periode und die Gesamtzahl der Schneetage für die Szenarien P0.5a bis P0.5e mit 9.6 bzw. 56.8 eng beim Durchschnittswert für alle Szenarien liegt, kommt es bei den stärker abweichende Szenarien zu einer Differenzierung. Die Szenarien M1.0 bis M2.5 weisen gegenüber den Temperaturerhöhungsvarianten P1.0 bis P2.5 längere Schneeperioden auf und damit eine insgesamt höhere Anzahl an Schneetagen. Eine längere Dauer der Schneeperiode muss jedoch nicht zwangsläufig mit einem mehr an Schneewasseräquivalent einhergehen (Abb. 6.5). Eine Ausnahme bildet Szenario M2.5; bei den anderen Szenarien führt eine Verschiebung des Auftretens der synoptischen Wetterlagen hin zu einer geringeren Anzahl an Frontdurchgängen und gleichzeitigem verstärkten Einfluss von kontinentalen trockenen Kaltluftmassen zu lang anhaltenden Schneeperioden mit relativ geringem Wasseräquivalent. Diese unterschiedliche Häufigkeit von synoptischen Wetterlagen führt zu einer Ausbildung des Oberflächenabflusses nicht für alle Szenarien sondern nur bei denen, die sich durch extreme Temperaturabweichungen nach oben bzw., unten auszeichnen. Die Mechanismen der

Oberflächenabflussbildung sind jedoch unterschiedlich. Insgesamt belegen die Ergebnisse der hydrologischen Simulation für die Szenarien, dass sowohl eine starke Abweichung nach oben oder unten vom bisherigen Durchschnitt vermehrt zu Oberflächenabflussbildung führt. Dabei spielt weniger die Richtung der Abweichung eine Rolle, als deren Betrag. Unter Berücksichtigung der allgemeinen Diskussion zur erhöhten Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Extremsituation im Zuge des Klimawandels kann für das Schäfertal von einem erhöhten Schneewasseräquivalent und häufigerer Oberflächenabflussbildung ausgegangen werden.

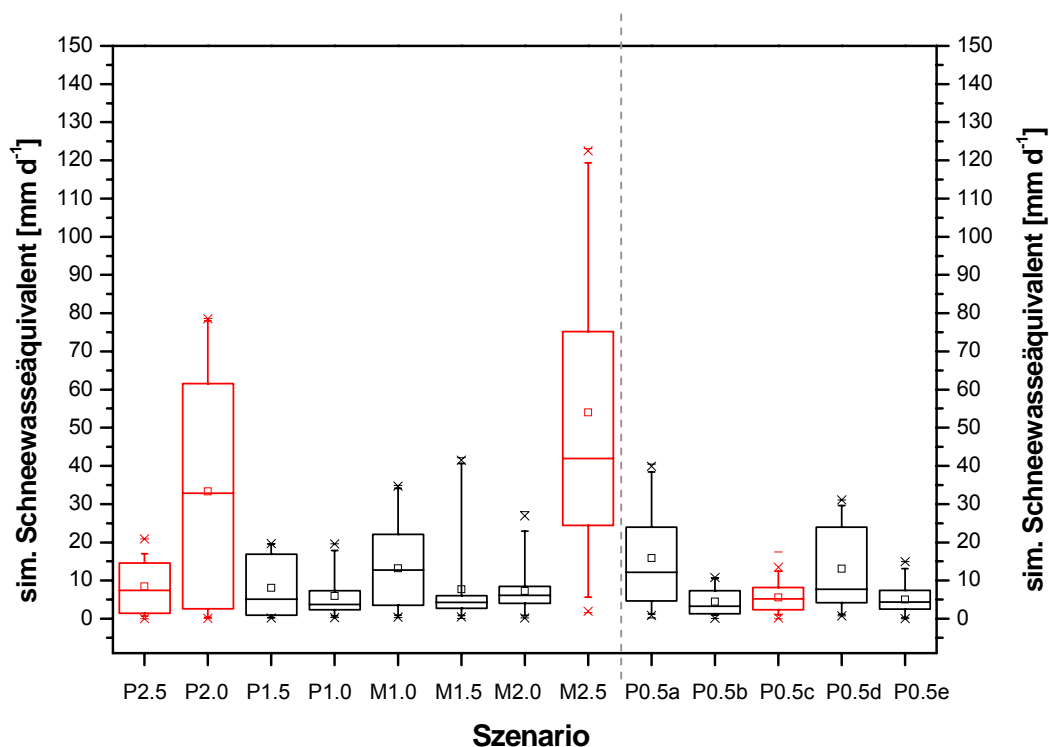


Abb. 6.5: Box-Plot Grafik der simulierten Schneewasseräquivalente für die ausgewählten Szenarien; die Szenarien mit Oberflächenabflussentwicklung sind rot hervorgehoben

Wie auch bei den messtechnisch erfassten und simulierten Ereignissen im Schäfertal seit 2001 spielt das Auftreten von Bodenfrostsituationen für die Abflussbildung der Szenariovarianten eine große Rolle. Obwohl die 19 Schneeperioden mit einer Dauer von mehr als zwei Tagen, bei denen kein Bodenfrost auftrat, mit ca. 15 mm ein im Durchschnitt deutlich höheres maximales Schneewasseräquivalent aufweisen als diejenigen mit Bodenfrost (ca. 10 mm), kommt es nur in einer dieser Situationen zur Ausbildung von Oberflächenabfluss (Abb. 6.6). Die Diskrepanz zwischen vier Szenarien und fünf Schneeperioden, die Oberflächenabfluss aufweisen, ist auf zwei Abflussbildungssituationen in der Variante P2.5 zurückzuführen. Trotz insgesamt überdurchschnittlicher Lufttemperaturen, führen Kälteeinbrüche und Schnee

in der zweiten Märzhälfte und ersten Aprilhälfte zu dynamischen und voneinander getrennten Schneeschmelzen. Im Zusammenhang mit Bodenfrost können auch noch bei relativ geringen Schneewassermengen Oberflächenabflüsse von ca. 20 mm auftreten. Die im Modell zunächst simulierte Auffüllung des Bodenporenraums vor der Oberflächenabflussbildung bei Bodenfrost bewirkt jedoch, dass bei geringen Vorbodenfeuchten nicht alle Bodenfrostsituationen in den Szenarien abflussrelevant sind. Ohne gefrorenen Boden reichen in den simulierten Perioden auch hohe Schneewasseräquivalente von über 40 mm und Wasserabgaben aus der Schneedecke von bis zu 18 mm am Tag nicht aus, um in Szenario M1.5 Oberflächenabfluss auszubilden.

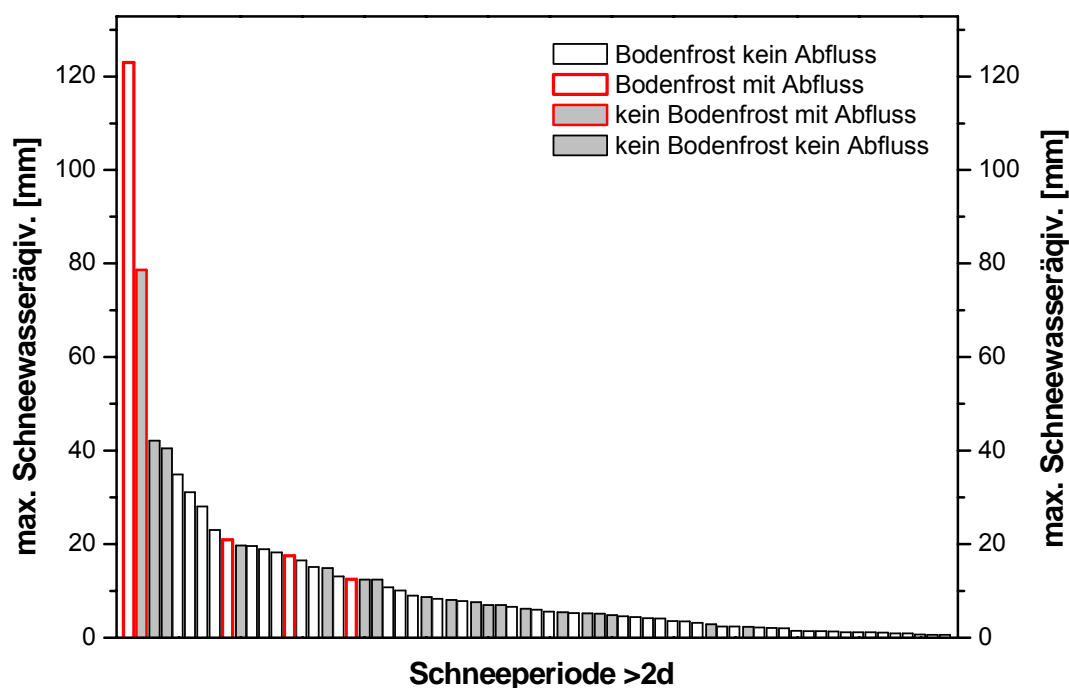


Abb. 6.6: Maximales Schneewasseräquivalent und Abflusscharakterisierung für alle Schneeperioden länger als zwei Tage in allen Szenarien

Das Oberflächenabflussvolumen für die simulierten 23 Tage der Szenarien bewegt sich zwischen 0.34 und 17.65 mm und liegt damit im Bereich der für den Beobachtungszeitraum berechneten Einzelereignisse als Referenzereignisse (Abb. 6.7). Die berechneten Erosionssummen von 4 bis 141 t d<sup>-1</sup> zeigen, wie auch die Referenzereignisse, eine direkte Abhängigkeit vom Abflussvolumen, die grundsätzlich auf die für alle Szenarien übernommenen Boden- und Vegetationsparameter zurückzuführen ist. Eine Anpassung an Fruchtfolgen würde eine differenziertere Ergebnissituation liefern, jedoch die Einflüsse der klimatischen bzw. synoptischen Variabilität zumindest teilweise verdecken. Im Vergleich zu

den Ereignistagen mit Bodenfrost zeichnet die sechs Abflusstage der Variante P2.0 ohne Bodenfrost eine geringere Erosionssumme aus. Dies ist auf eine zusätzliche Abflussbildung auch auf den Weideflächen zurückzuführen, die eine geringe Erodibilität und eine geringe Hangneigung auszeichnet. Im Unterschied dazu findet bei gefrorenen Böden Erosion ausschließlich auf den erosionsanfälligen Ackerflächen der Hänge statt.

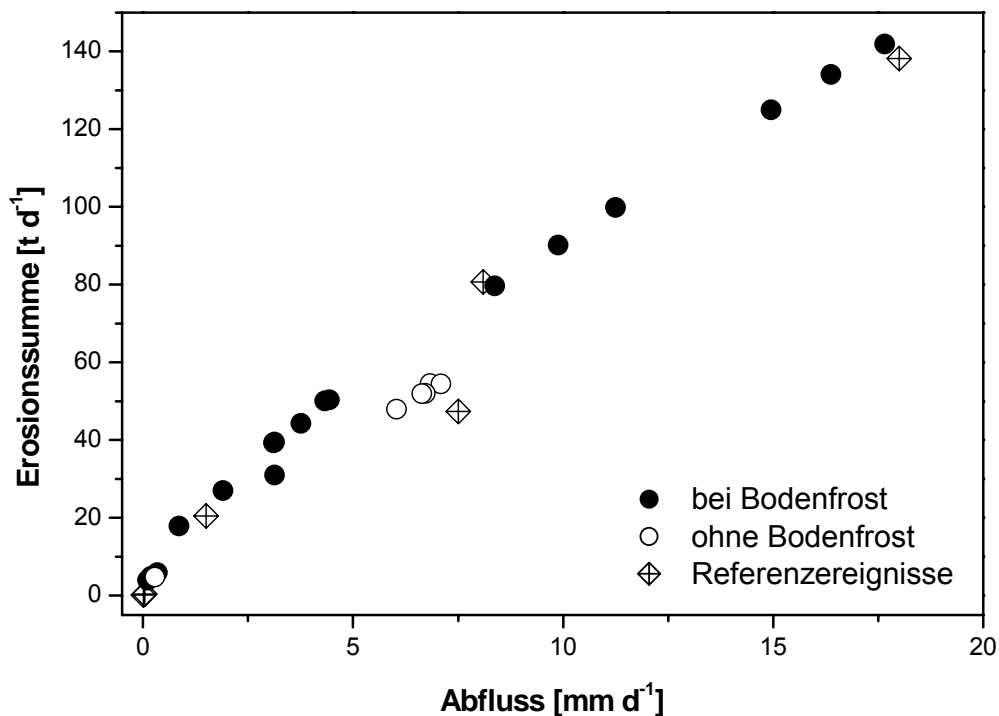


Abb. 6.7: Verhältnis von Abflusshöhe und Erosionssumme für die Szenariertage mit Oberflächenabfluss; Referenzereignisse sind die simulierten Ereignisse der Messperiode (vgl. Kap. 5.1)

Die durchschnittliche Sedimentaustragsrate von 0.05 führt für die Einzeltage zu einer Sedimentfracht von 0.03 bis 13.15 t d<sup>-1</sup>, die sich damit ebenso wie die Erosionssumme im Wertebereich der Referenzereignisse befindet (Abb. 6.8). Die direkte Abhängigkeit der Sedimentfracht vom Abflussvolumen und die insgesamt sehr geringen Sedimentaustragsraten machen die Transportlimitation des Einzugsgebietes deutlich. Ein Unterschied der Situationen mit oder ohne Bodenfrost ist nicht erkennbar. Die Austragsraten liegen aber für die bodenfrostfreien Varianten mit 0.57 im Mittelwert über denen der übrigen Ereignistage, die einen durchschnittlichen Wert von 0.46 aufweisen. Die, wenn auch geringe ohne Bodenfrost auftretende Erosionssumme der Weidefläche im zentralen Bereich des Schäfertals kann aufgrund der Nähe zum Gerinne dieses auch erreichen und so die Sedimentaustragsmenge mitbestimmen. Die substantielle Differenzierung der Abflussbildung und die damit

verbundene räumliche Heterogenität mit bzw. ohne Bodenfrost bedingt damit in den dargestellten Varianten eine Modifizierung der Erosions- und Transportprozesse. Eine erhöhte Variabilität ist zu erwarten, falls die ausgewählten klimatischen Abweichungen zu einer Veränderung der Fruchtfolge, zu längeren oder kürzeren Vegetationsperioden oder zu einer saisonal abweichenden Bodenfeuchtedynamik führen.

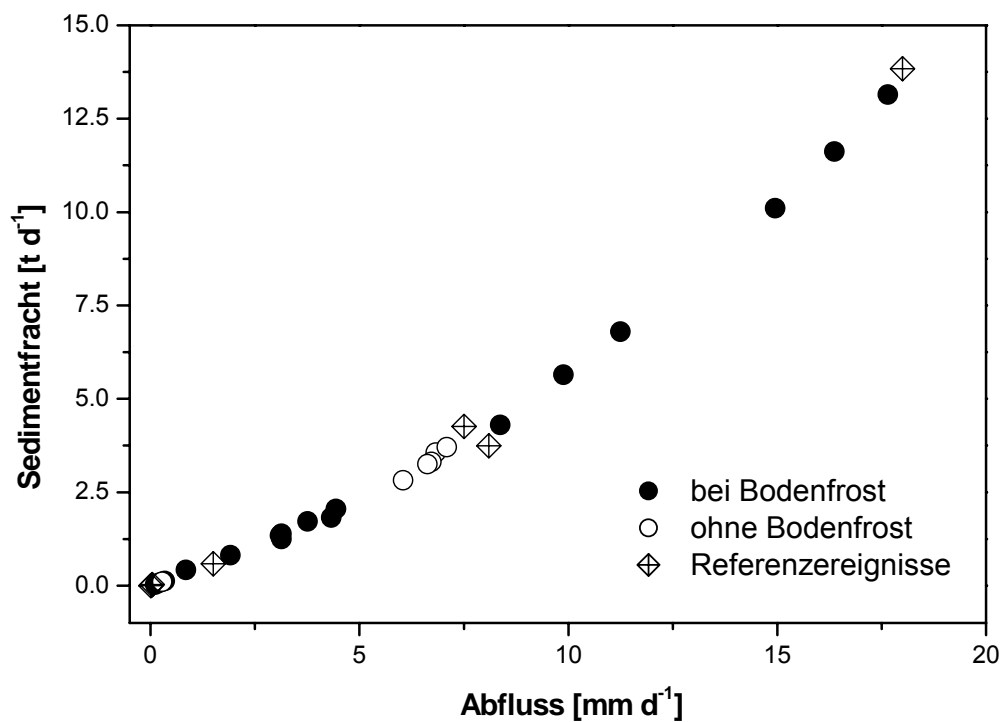


Abb. 6.8: Verhältnis von Abflusshöhe und Sedimentfracht für die Szenariantage mit Oberflächenabfluss; Referenzereignisse sind die simulierte Ereignisse der Messperiode (vgl. Kap. 5.1)

Für die Szenarien P2.5 und P0.5c liegt die Summe der zellbasierten Erosion mit 83 bzw. 36 t im Bereich des Durchschnitts der Referenzereignisse (Abb. 6.9). Die Sedimentfracht für diese beiden Szenarien liegt mit 2.8 und 1.4 t leicht unter dem Vergleichswert (Abb. 6.10). Für die beiden Szenarien M2.5 und P2.0 werden sowohl für die Summe der Erosion als auch der Sedimentfracht Werte simuliert, die um ein Vielfaches über dem Durchschnitt der Referenzereignisse liegen. Wie auch bei der Oberflächenabflussbildung kommt es bei den Extremen der ausgewählten Varianten zu den größten Abweichungen vom Normalfall. Diese Werte liegen mit 6 t ha<sup>-1</sup> Erosion für das Szenario M2.5 im ansonsten unterdurchschnittlichen erosionsgefährdeten Schäfertal im Bereich der von Deumlich et al. (2006) in einer Literaturstudie beschriebenen Werte von 3.8 bis 8.0 t ha<sup>-1</sup>.

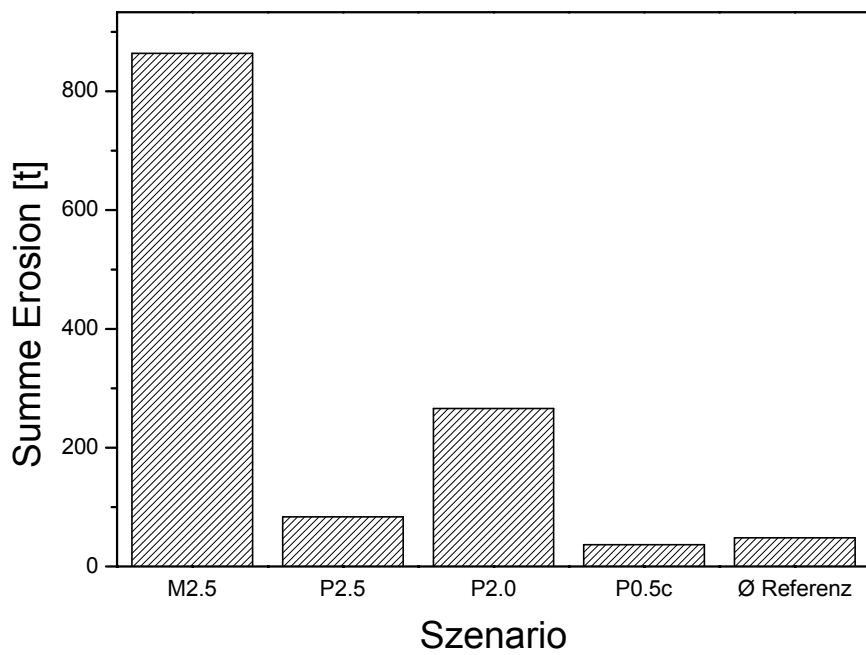


Abb. 6.9: Darstellung der Summe der Gesamterosion für die vier Szenarien und des Durchschnittswerts der Referenzjahre

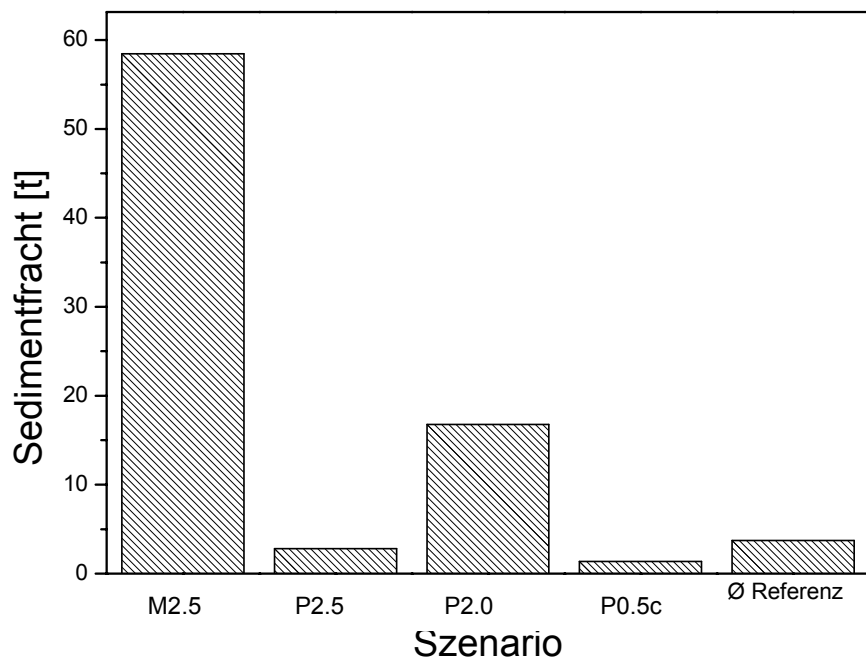


Abb. 6.10: Darstellung der Summe der Sedimentfracht für die vier Szenarien und des Durchschnittswerts der Referenzjahre

Auch die flächenspezifische Sedimentfracht von 11.6 bis 40 t km<sup>-2</sup> liegt damit in Dimensionen, die für größere Flüsse Deutschland dokumentiert sind (World River Sediment Yields Database).

Die Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt werden in verschiedenen Studien untersucht und auf der Basis von globalen Zirkulationsmodellen für Einzugsgebiete auch quantifiziert. Die größten Änderungen werden in der Regel für winterliche Abflussbildung und Abflussmengen prognostiziert. So berichten Eckhardt und Ulbrich (2003) zwar von einer Verringerung der Scheitelabflüsse bei Schneeschmelzen im Dilleinzugsgebiet, Rheinisches Schiefergebirge, aber auch von einem erhöhten Hochwasserrisiko im Winter. Gellens und Roulin (1998), Drogue et al. (2004) sowie Dibike und Choulibaly (2005) gehen für ihre jeweiligen Untersuchungsgebiete in Belgien, Kanada und Luxemburg als Folge von Klimawandel von einer Zunahme der winterlichen Abflusssumme und früher einsetzende Frühjahrshochwässer aus. Bronstert et al. (2002) betonen darüber hinaus die Bedeutung der Mittelgebirgseinzugsgebiete für die Hochwasserausprägung im Gebirgsvorland und von großen Einzugsgebieten. In einer regionalen Studie für die Selke im Harz, zu deren Einzugsgebiete auch das Schäfertal zählt, heben diese Autoren auch die Bedeutung von Großwetterlagen und eine veränderte Auftretenshäufigkeit hervor. Sie weisen für ein hydrologisches Jahr einen potentiell stark erhöhten Scheitelabfluss der Frühjahrsschneeschmelze bei Anwendung eines Klimaszenarios nach. Die Ergebnisse der hydrologischen Modellierung im Schäfertal bestätigt diesen Trend zu einer Häufung von Extremereignissen und die hohe Sensitivität der winterlichen Abflussbildung insbesondere durch den modifizierten Auf- und -abbau der Schneedecken. Im Unterschied zu diesen Ergebnissen zeichnen sich Studien zum Einfluss von Klimaänderung auf die Wasserqualität durch hohe Unsicherheiten aus (Wilby et al. 2006). Dies ist vor allem auf zusätzliche Einflüsse in Stoffkreisläufe und das Landnutzungssystem zurückzuführen. Für den partikulären Stoffaustrag bei gleich bleibender Landnutzung kann für das Schäfertal eine zu erwartende Erhöhung der Sedimentfrachten nachgewiesen werden.

## **6.2 Landnutzungsszenarien Lubzhinka**

### *6.2.1 Szenarienauswahl*

Im Unterschied zum Schäfertal sind die klimatischen Bedingungen im russischen Experimentalgebiet Lubzhinka wesentlich stabiler, da sich aufgrund der Kontinentalität des Klimas und den generell geringen Wintertemperaturen Änderungen nur geringfügig auf das grundsätzliche Prozessgeschehen auswirken. Die Transformationsprozesse in der russischen Landwirtschaft sind jedoch tiefgreifend und haben zu einem deutlichen Wandel dieses Wirtschaftsektors innerhalb der vergangenen 15 Jahre geführt. Die politisch angestoßenen Reformen haben jedoch häufig die Strukturen des Agrarsektors nicht ausreichend berücksichtigt, so dass es erst in den letzten Jahren zu einer Stabilisierung kommen konnte (Penkaitis 1995). Grundsätzlich zeichnete sich die russische Landwirtschaft bis 1990 durch eine geringe horizontale Vernetzung aus, die sich bis heute in regionalen Versorgungsstrukturen, häufig auf Rayonebene, widerspiegelt. Vertikale Strukturen und Infrastruktur im ländlichen Raum sind nur unzureichend ausgebildet, so dass Investitionen und Produktvermarktung eingeschränkt sind.

Grundelemente der Reformen waren die Abschaffung des staatlichen Bodeneigentums 1990 und die Verpflichtung der Kollektivbetriebe sich 1991 in juristische Betriebsformen umzuwandeln. Sowchosen und Kolchosen galten damit verfassungsmäßig als nichtstaatliche Betriebe und mussten sich daher reorganisieren (Penkaitis 1995). Die darauf folgende Welle von Aus- und Neugründungen von landwirtschaftlichen Betrieben ebte schnell wieder ab, da sich im nicht liberalisierten Markt die bestehenden Großbetriebe aufgrund ihrer vorhandenen technischen Ausstattung und qualitativ hochwertigen Böden gegen die neu entwickelten Betriebsformen durchsetzen konnten.

Ab 2000 wurde die Weiterentwicklung marktwirtschaftlicher Strukturen und marktwirtschaftlicher Rahmenbedingungen für eine nachhaltige Verbesserung des Investitionsklimas in den Vordergrund gestellt (Auswärtiges Amt 2003). Die Investitionen, auch in den Agrarsektor, sind in den letzten Jahren daher gestiegen. Sie liegen aber immer noch weit unter dem notwendigen betriebswirtschaftlichen Niveau (Tennebau 2000). Weiterhin besteht daher mangelnde Wettbewerbskraft auf dem Weltmarkt, aber auch auf dem Binnenmarkt gegenüber ausländischen Anbietern von Nahrungsmittelprodukten. In einem liberalisierten Markt ergibt sich für die landwirtschaftlichen Betriebe die Notwendigkeit einer



Neuorientierung und des Aufbaus dynamischer Strukturen. In weltmarktorientierten landwirtschaftlichen Produktionsregionen, z.B. Australien oder Brasilien, führt eine Diversifizierung der Produkte bei konstanter Produktionsfläche zu einer stabilen Ertragsituation. In Russland hingegen wird aufgrund der ökonomischen Situation der Betriebe bislang eine Flexibilisierung durch schnelle Änderung, z.T. im Jahresrhythmus, der Hauptanbaufrucht bzw. des Viehbestandes reagiert. Damit sind auch Änderungen in der Größe der Produktionsflächen und Intensität der Bewirtschaftung verbunden (mündl. V. Demidov 2004).



*Abb. 6.11: Blick aus dem Lubzhinkhaeinzugsgebiet über die Oka auf das Biosphärenreservat „Priogko Terrasnij Zapovednik“ einem „Stepp-stone“ im Programm „Russischer Wald“*

Die entwickelten Szenarien sollen die regionalen bzw. lokalen Besonderheiten darstellen und die mögliche Dynamik der landwirtschaftlichen Produktionsflächen in plausibler Weise aufnehmen. Regional sind zwei Faktoren von Bedeutung, die in erheblichem Maße die bisherige Wirtschaft beeinflussen. Zum einen ist dies der Tourismus, der seine Grundlage in der Attraktivität des Naturraums und in der Nähe zu Moskau hat, und zum anderen, ebenfalls mit den Tourismusgewerbe verbunden, ist dies die regionale Umsetzung des Biosphärenreservatkonzeptes. Die Kernzone des Biosphärenreservats „Priogko Terrasnij Zapovednik“ liegt nur wenige Kilometer vom Untersuchungsgebiet entfernt auf der nördlichen Okaterrasse. Es ist in das Entwicklungsprogramm „Russischer Wald“

eingebunden, das die Verknüpfung von geschützten Waldflächen, z.B. durch „step-stones“ vorsieht. Auf der Grundlage der Landnutzungsaufteilung der aktuellen topographischen Karte von 1990 wurden weitere Szenarien entworfen, die eine mögliche Entwicklung der Flächenaufteilung unter geänderten wirtschaftlichen Rahmenbedingungen berücksichtigen. Die wichtigsten Eigenschaften der insgesamt fünf Szenarien sind:

- i) Ausländischer Investor (AI): Eine weitergehende Stärkung der marktwirtschaftlichen Strukturen führt zu einer erhöhten Beteiligung oder Kauf der Betriebe durch ausländische Investoren. Im Rahmen weltmarktorientierter Getreideproduktion wird die ackerbaulich genutzte Fläche ausgedehnt.
- ii) Optimierte Landnutzung (OLN): Unter Berücksichtigung der Bodenqualität, die aus dem Erosionsstatus der Böden abgeleitet wurde und der potentiellen Erosionsgefährdung, auf der Grundlage der Hangneigung und Oberflächenabflusskonzentration wurden die Nutzungsflächen so verteilt, dass eine Minimierung der Bodenerosion zu erwarten ist. Dazu wurden vor allem die Weideflächen, aber auch die Waldareale mit Kontakt zu bestehenden Waldflächen, erweitert.
- iii) Vermehrte Viehwirtschaft (PWA): Durch dauerhaften Mangel an Investitionsmitteln können nicht mehr alle bisherigen Flächen ackerbaulich bestellt werden, sie werden in Grünland bzw. Brachen umgewandelt. Die ackerbauliche Nutzung beschränkt sich auf die hochwertigen Böden, das Grünland hat aufgrund der fehlenden Melioration nur geringe Qualität.
- iv) Russischer Wald (RR): Die hochwertigen Waldflächen im Untersuchungsgebiet werden in das Programm „Russischer Wald“ aufgenommen. Um die vorhandenen Flächen weiterzuentwickeln, werden landwirtschaftliche Grenzertragsflächen, z.B. permanente Weiden und Flächen mit hoher Hangneigung, die an bestehende Waldflächen grenzen, aufgeforstet (Abb. 6.11).
- v) Tourismus Variante (TEA): Auf der Grundlage eines sich positiv entwickelnden Tourismus kommt es zu Änderungen in den landwirtschaftlichen Strukturen. Es entsteht ein lokaler Markt für landwirtschaftliche Produkte, die unter Umgehung der vertikalen Verteilungsprobleme, z.B. in Hotels und Restaurants abgesetzt werden können. Vor allem Nebenerwerbslandwirte mit hoher Flexibilität dehnen ihre Flächen aus und bevorzugen dabei ertragreiche Standorte in Fußwegnähe zu den Siedlungen (Abb. 6.12, 6.14). Diese Verschiebung geht zu Lasten der genossenschaftlich bewirtschafteten Flächen im Einzugsgebiet.



*Abb. 6.12: Saniertes Wohnhaus eines Kleinbauern in Keptevo im Lubazhinkhaeinzugsgebiet*

Abb. 6.13 verdeutlicht die Veränderungen in der Landnutzungsstruktur im Einzugsgebiet im Vergleich zur Ausgangslage (TOPO). Während sich die Ackerfläche beim Szenario AI um ca. 13 % vergrößert und sich der Anteil der Grünland/Bracheflächen auf 10 % der Ausgangsgröße verkleinert, kommt es bei den übrigen Szenarien zu einer Verringerung des Ackeranteils um bis zu 44 % (OLN). Diese Verminderung wird durch Erhöhung des Anteils von Wald um 25 % (RR), der Aufforstungsflächen um das 20-fache der Ausgangsgröße (OLN, bei geringen Ausgangsflächenanteil) und Grünland bzw. Brache um 170 % (OLN) und 270 % (PWA) ausgeglichen. Die Nebenerwerbsflächen bzw. Gärten sind im Szenario OLN nicht enthalten und im Tourismusszenarion (TEA) um den Faktor fünf erhöht. Straßen-, Wasser- und Siedlungsflächen unterliegen keiner Änderung.

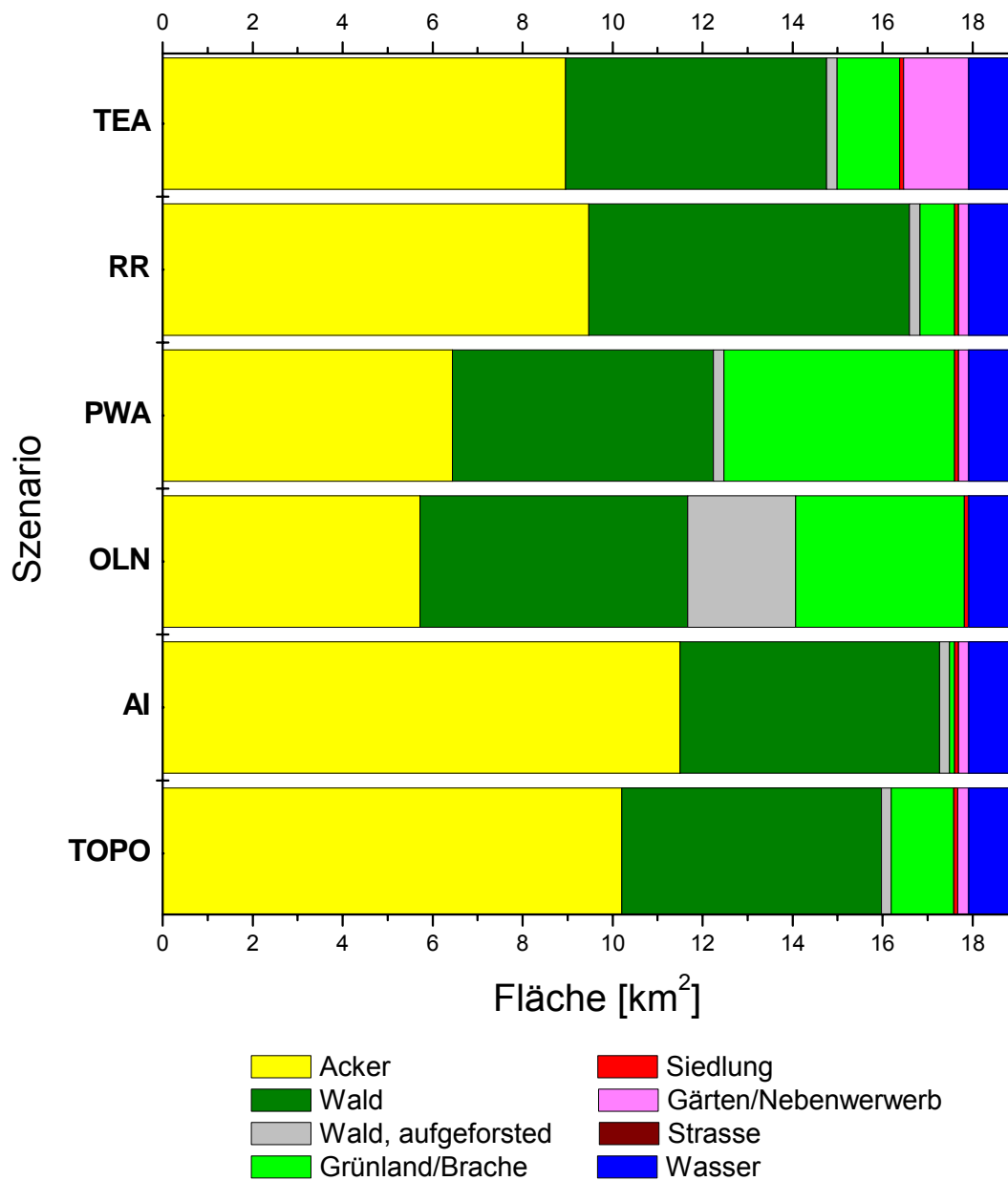


Abb. 6.13: Darstellung der veränderten Flächengrößen für die Ausgangssituation (TOPO) und die Szenarien



*Abb. 6.14: Überreste eines fehlgeschlagenen staatlichen Programms zu Ansiedlung von Kleinbauern aus Zentralasien im Lubzhinkhaeinzugsgebiet*

### *6.2.2 Modellergebnisse und Diskussion*

Die Gesamtabflussmenge der fünf Szenarien für die Simulationsperiode 2003 bis 2005 liegt zwischen 276.4 und 293.3 mm und weist damit nur geringe Abweichungen vom Referenzszenario auf (Tab. 6.4). Für die Szenarien OLN, RR und PWA sind negative Abweichungen bis zu 11.7 mm zu verzeichnen, die auf den erhöhten Anteil an Waldflächen und den damit verbundenen Änderungen in der Evapotranspiration zurückzuführen sind. Die Unterschiede im Oberflächenabfluss sind im Vergleich zum Referenzszenario TOPO für die drei Einzeljahre zum Teil erheblich und betragen bis zu 57 % des Referenzwertes. Insgesamt sind die Abweichungen für das Jahr 2004, das sich durch geringe Abflussdynamik und keine Oberflächenabflussbildung unter Waldflächen auszeichnet, geringer als für die Jahre 2003 und 2005. Eine Generalisierung ist im Verhältnis Gesamtabfluss zu Oberflächenabfluss nicht erkennbar; es kann ein höherer Oberflächenabfluss bei einem geringeren Gesamtabfluss oder umgekehrt auftreten. Einzelne Szenarien weisen darüber hinaus auch für den Oberflächenabfluss der Einzeljahre gegenläufige Tendenzen auf. Die Abflussbildung unter Wald führt jedoch zu einer Erhöhung des Oberflächenabflusses in den Jahren mit ausgeprägtem Bodenfrost für die Szenarien OLN, RR und PWA mit höherem Waldanteil. Eine direkte Beziehung dieser Erhöhung zum Waldanteil ist jedoch nicht erkennbar.

Tab 6.4: *Kenndaten der hydrologischen Simulation für die Szenarien in den Jahren 2003 bis 2005*

	TOPO	OLN	TEA	RR	PWA	AI
<b>Gesamtabfluss 2003-2005[mm]</b>	288.1	276.4	288.9	285.2	280.5	293.3
<b>Differenz zu TOPO [mm]</b>		-11.7	0.8	-2.9	-7.6	5.2
<b>Oberflächenabfluss 2003[mm]</b>	14.0	22.1	15.8	15.4	20.6	11.8
<b>Differenz zu TOPO [mm]</b>		8.1	1.8	1.4	6.6	-2.2
<b>Oberflächenabfluss 2004[mm]</b>	3.5	2.5	3.4	3.6	3.1	3.6
<b>Differenz zu TOPO [mm]</b>		-1	-0.1	0.1	-0.4	0.1
<b>Oberflächenabfluss 2005 [mm]</b>	46.0	69.4	51.2	49.3	65.8	38.3
<b>Differenz zu TOPO [mm]</b>		23.4	5,2	3.3	19.8	-7.7

Abbildung 6.15 verdeutlicht die relativen Änderungen der IWAN Berechnungen der Erosion ohne Gerinneerosion, der Sedimentfracht am Gebietsauslass und der Sedimentaustragsrate für die fünf Landnutzungsszenarien gegenüber dem Ausgangsszenario TOPO. Obwohl es zu einer Erhöhung des Oberflächenabflusses kommt, treten die geringsten Änderungen für das Szenario RR auf. Demgegenüber werden für die Szenarien OLN und PWA, die ebenfalls mehr Oberflächenabfluss aufweisen, relative Änderungen bis zu einer Verdoppelung der Erosion und Sedimentfracht abgeschätzt. Mit Ausnahme des AI Szenarios werden für die Schneeschmelze 2004 geringe und überwiegend negative Änderungen berechnet. Die Modellreaktion spiegelt durch diese interannuelle Differenzierung damit die Schneeschmelzdynamik und die Bodenfrostsituation wider.

Die Unterschiede zwischen den durch Bodenfrost und höheres Schneewasseräquivalent ausgezeichneten Jahren 2003 und 2005 im Vergleich zur Schneeschmelze 2004 sind im Szenario OLN am stärksten ausgeprägt. Zum einen belegt die deutliche Reduktion der modellierten Flächenerosion und der Sedimentfracht am Gebietsauslass für das Jahr 2004 die generelle Möglichkeit, mit einer gezielten Erweiterung der Weide- und Waldfläche die Gewässerbelastung mit Sediment zu vermindern. Zum anderen wird jedoch auch mit derselben Maßnahme der gegenteilige Effekt erzielt, da die umgewandelten Flächen vermehrt Oberflächenabfluss bei Bodenfrost ausbilden und zugleich durch ihre räumliche Auswahl eine hohe hydrologische Anbindung an das Gewässernetz aufweisen. Ebenso wie das OLN

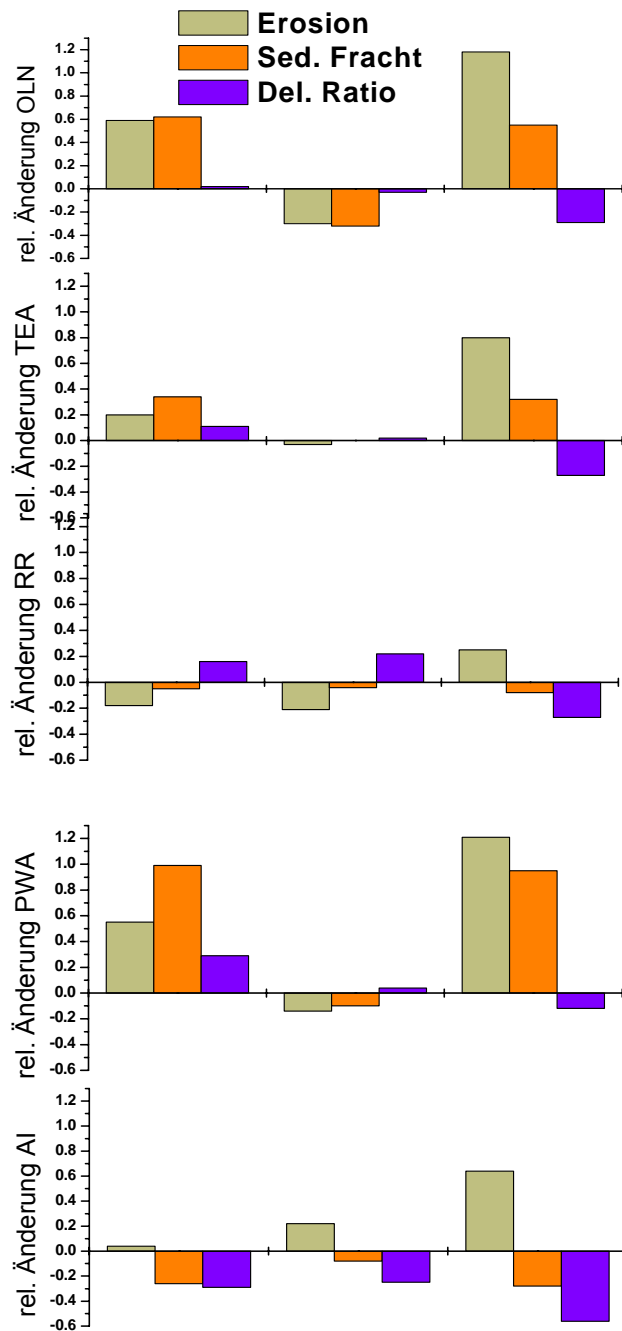


Abb. 6.15: Darstellung der relativen Änderungen von Erosion, Sedimentfracht und Austragsrate (Del. Ratio) gegenüber TOPO

Szenario weisen die Modellergebnisse für die RR Variante auf eine komplexe Einzugsgebietsreaktion hin. Sie belegen aber auch, dass eine einfach zu erzielende Verminderung der Erosion auf den Hängen nicht effektiv sein muss, wenn die Transportkapazität des Oberflächenabflusses nicht im gleichen Maße gesenkt werden kann. Dies gilt insbesondere dann, wenn wie im Szenario AI erkennbar, die Transportkapazität des Abflusses auf den Hängen und auch im Gerinne einer hohen Sedimentbelastung nicht

entspricht. Änderungen der generellen einzugsgebietscharakterisierenden Verknüpfung von Hang und Gerinne führen zur Ausbildung einer neuer Sedimenttransportdynamik. Ein Vergleich der räumlichen Modellergebnisse der Szenarien AI und TEA für den Schneeschmelztag am 09.04.2005 zeigt, dass nicht der Flächenanteil an sich, sondern dessen räumliche Verortung ein wichtiges Kriterium ist. Während für beide Szenarien eine Erhöhung der Erosion berechnet wird, führt dies in der Variante TEA zu einem Anstieg der Sedimentfracht, beim Szenario AI hingegen zu einer klaren Verminderung um ca. 30 %. Die Landnutzung dieser beiden Szenarien unterscheidet sich in einem höheren Anteil an Ackerfläche durch Grünlandumbruch in AI und intensiv genutzten Gartenflächen in Siedlungsnähe, die im Winter brach liegen, in Szenario TEA (Abb. 6.16). Dementsprechend

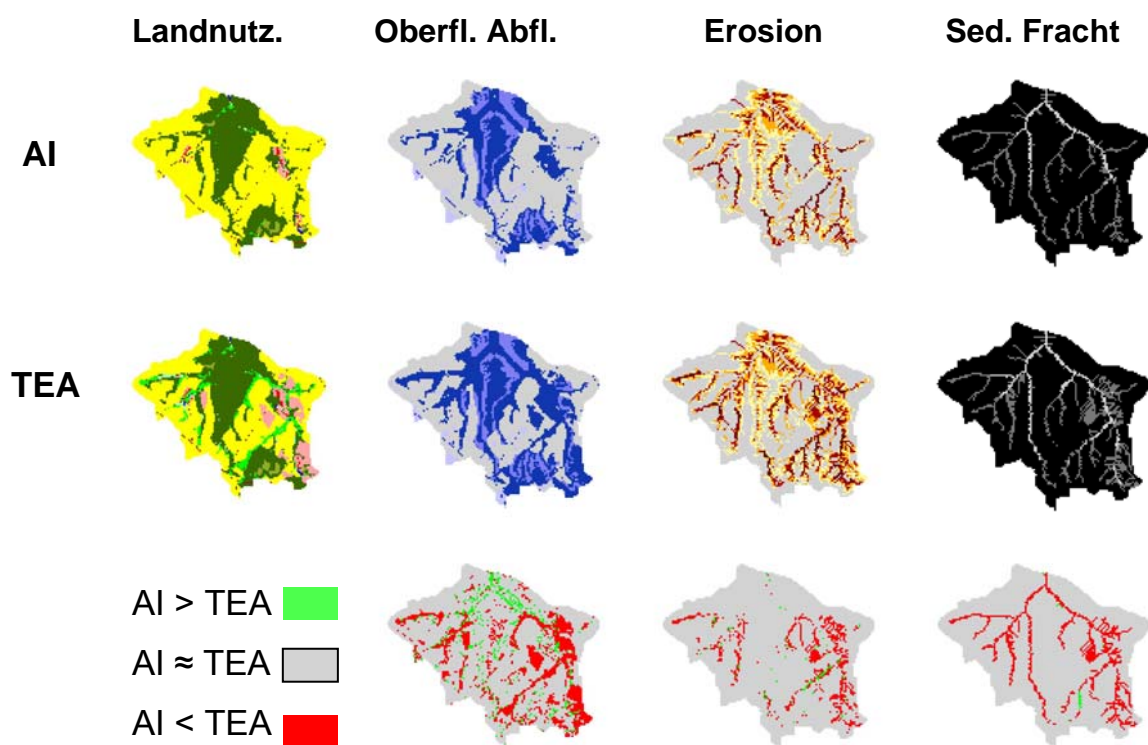


Abb. 6.16: Vergleich der räumlichen Simulationsergebnisse für die Szenarien AI und TEA

kommt es auf diesen Gartenflächen vor allem im Osten und Südosten des Einzugsgebiets zur Ausbildung von Oberflächenabfluss, der erosiv wirksam ist. Diese Teilflächen weisen ebenso wie die Weiden große Nähe zum Gewässernetz auf und zeichnen sich damit für den effektiven Sedimenteintrag aus. Eine höhere Erosion als in TEA tritt im Szenario AI ausschließlich im Gerinne auf, das so auf hohe Transportkapazität des Abflusses bei vermindertem Sedimenteintrag reagiert. Der Vergleich der simulierten Sedimentfracht belegt nicht nur die höhere Sedimentfracht für das Szenario TEA in fast allen Gerinnezellen, sondern



auch den flächenhaften Nettoaustrag von Sediment aus den Gartenflächen im Osten des Lubazhinkhaeeinzugsgebiets.

Neben der Gesamtsedimentaustragsmenge und den daran partikulär gebundenen Nähr- bzw. Schadstoffausträgen wird die Gewässergüte auch von der Sedimentkonzentration beeinflusst. Während des zentralen Abschnittes der Schneeschmelzen 2003 und 2005 mit Oberflächenabflussbildung lag die Sedimentkonzentration der beiden Hauptzuflüsse im Maximum bei ungefähr 800 bzw. 1050 mg l<sup>-1</sup> (Abb. 6.17). Für das Referenzszenario TOPO werden diese Werte durch das Modellsystem IWAN ebenfalls berechnet. Die Simulation für die Schneeschmelze 2004 zeigt hingegen größere Abweichungen auf, die grundsätzlich auf eine unvollständige Abbildung der relevanten Austragsprozesse hindeuten. Darüber hinaus

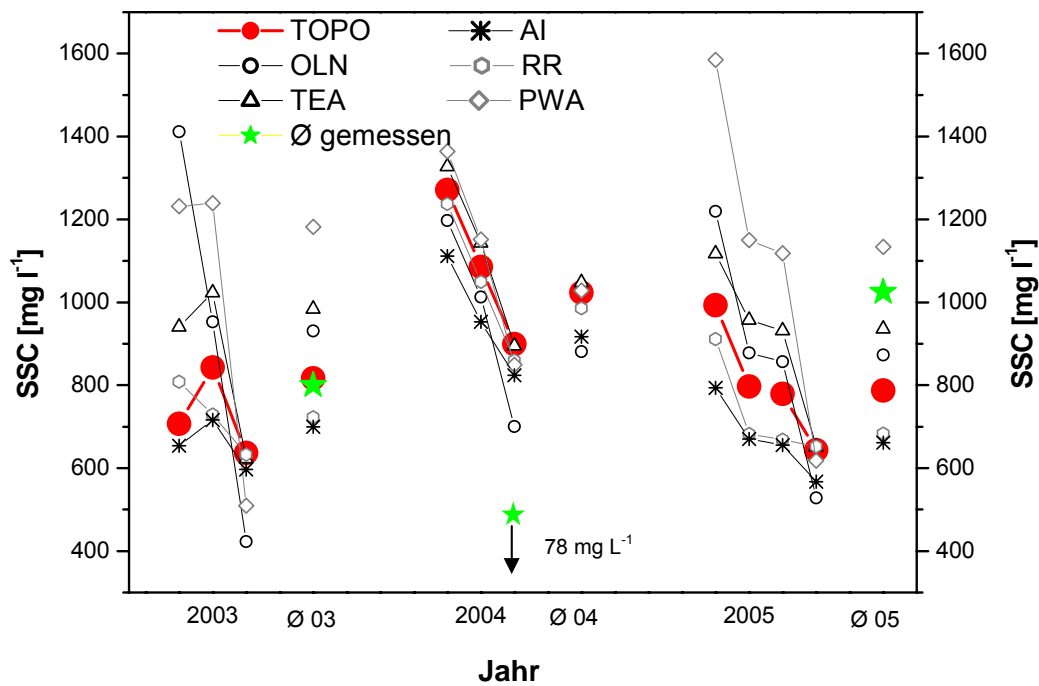


Abb. 6.17: Gemessene und simulierte Sedimentkonzentrationen im Lubazhinkhaeeinzugsgebiet für die Szenarien an den Tagen mit Schneeschmelzoberflächenabfluss

ist eine Interpretation der Szenarien aufgrund der geringen Differenzierung in den Ergebnissen für 2004 nicht möglich. Für die Schneeschmelzen der Jahre 2003 und 2005 treten demgegenüber Abweichungen bis zu einer Verdoppelung der Referenzwerte des TOPO Szenarios auf. Hohe Sedimentkonzentrationen werden für die Varianten OLN, TEA und PWA berechnet. Die beiden Szenarien AI und RR weisen ähnliche oder geringere Konzentrationen als das Vergleichsszenario auf. Bei diesen grundsätzlich entgegengesetzten Varianten sind die Ursachen für die verminderte Sedimentkonzentration im Abfluss am

Gebietsauslass jedoch auf verschiedene Prozesse zurückzuführen. Während die Ausdehnung der landwirtschaftlichen Nutzfläche im Szenario AI zu einer geringeren Oberflächenabflussbildung führt, obwohl die Flächen, die durch Erosion gekennzeichnet sind, zunehmen, führt die Erhöhung des Waldanteils zwar zu einer insgesamt geringeren Erosion, aber aufgrund des erhöhten Oberflächenabflusses zu einem effektiveren Transport.

Die prozessorientierte Darstellung der Wasserhaushaltskomponenten und die Unterscheidung der abflussgenerierenden Prozesse in WASIM ermöglicht es grundsätzlich Aussagen über den Einfluss von Landnutzungsänderungen auf eine Einzugsgebietsreaktion zu machen. Dabei können Studien, die den Flächenanteil einzelner Landnutzungstypen modifizieren und solche, die sich auf Parameterwerte, z.B. Blattflächenindex, Wurzeltiefe etc. bei veränderter Fruchtfolge oder bodenphysikalische Parameter, auswirken, unterschieden werden. Bronstert et al. (2002), Pöhler (2006) und Bormann et al. (2007) geben dazu in Szenarienrechnungen aktuelle Beispiele. Obwohl die Landnutzung eine räumlich differenzierte und auch lokalisierte Eigenschaft des jeweiligen Zielgebietes und des Modells ist, findet in diesen Studien eine Darstellung oder Interpretation der räumlichen Ergebnisse nicht statt. Demgegenüber betonen Jordan et al. (2005) in einer Modellstudie über die Auswirkungen historische Landnutzungsänderungen auf die Sedimentfracht in einem Teileinzugsgebiet des Balaton, Ungarn, den Einfluss der gestiegenen Fragmentierung der Landschaft für den Sedimenthaushalt. Die Ausbildung von „Korridoren“ erhöht die Konnektivität der sedimentbereitstellenden Hänge zum Gerinnenetz. Damit wird ein Aspekt angesprochen, der auch für das Lubazhinkhaeinzugsgebiet von Bedeutung ist.

## 7 SCHLUSSFOLGERUNGEN

### 7.1 Einzugsgebiete

Das Einzugsgebiet Schäfertal zeichnet sich durch eine Abflussbildung im Winterhalbjahr und Frühling aus, während das Gerinne in den Sommermonaten und im Herbst trocken fällt. Die Variabilität der abflussbeeinflussenden Prozesse ist dementsprechend hoch. In Kombination mit dem lokal ausgebildeten Decklagenkomplex dominieren schnelle Zwischenabflusskomponenten, deren jeweilige Ausprägung in Verbindung mit Oberflächenabfluss die Grundlage für den Sedimentaustrag bei episodischen Hochwässern, vor allem während der Schneeschmelze, darstellt. Von großer Bedeutung sind während des Winterhalbjahres die Entwicklung von Bodenfrost und die damit verbundenen Änderungen des Bodenwasserhaushalts. Während ohne Bodenfrost die gerinnenahen Sättigungsflächen einen Großteil zur Abflussbildung beitragen, führt das Auftreten von Bodenfrost zu einer Abflussbildung auch auf den Hängen. Die Sedimentkonzentrationen und die flächenbezogenen Sedimentfrachten bei den erfassten schneeschnmelzbedingten Hochwasserereignissen sind insgesamt vergleichbar gering. Die Ereignisvorbedingungen und räumliche Differenzierung bestimmen den Umfang der Abflussbildung und des Sedimentaustrags, der bei winterlichen Randbedingungen mit Bodenfrost für die Untersuchungsperiode deutlich über den Werten ohne Bodenfrosteinfluss liegt. Die Abfluss-Sedimentkonzentrationsbeziehungen lassen die Ausgliederung von zwei Sedimentherkünften zu. Zum einen tragen das Gerinnebett bzw. die Uferböschungen deutlich zur Sedimentmenge bei bodenfrostfreien Situationen bei. Zum anderen liegt die Herkunft des Sedimentmaterials bei Bodenfrost auf den oberflächenabflussgenerierenden ackerbaulich genutzten Hängen. Die Einzelereignisse zeichnen sich durch eine individuelle Kombination dieser beiden Möglichkeiten aus, die auch innerhalb eines einzelnen Schneeschmelz-/Abflussereignisses variieren kann. Die Konnektivität des hangbürtigen Oberflächenabflusses zum Gerinne wird durch deren Modifikation durch das Wegenetz und des gerinnenahen Grünlands bestimmt und effektiv vermindert. Es kann davon ausgegangen werden, dass diese Prozessvariabilität für den Naturraum im östlichen Unterharz und vergleichbare Landschaften typisch ist, Unterschiede jedoch bei der Höhe der Sedimentausträge auftreten können. Die Ergebnisse belegen darüber hinaus, dass innerhalb eines Einzugsgebietes, also auf einem Skalenniveau, unterschiedliche Systemzustände beschrieben werden können. Die Prozessuniformität, die den Überlegungen zu skalenabhängigen Schwellenwerten bei Cammeraat (2004), oder die

Prozessdominanzunterschiede auf unterschiedlichen Skalen im „Source-Transport-Sink“, die dem Konzept bei Lane et al. (1997) zugrunde liegen, kann mit den Erkenntnissen aus dem Schäfertal nicht bestätigt werden. Die Interpretation der vorliegenden Daten erlaubt vielmehr den Schluss, dass das Einzugsgebiet unter den gegebenen Randbedingungen zwischen zwei Systemzuständen, die zu Abflussbildung und Sedimentaustrag führen, pendelt. Inwieweit sich die Abflussbildung und Sedimentdynamik ohne winterliche Randbedingungen ändert, kann auf der bisherigen Datengrundlage nicht beurteilt werden.

Auch im Einzugsgebiet Lubazhinka nimmt die Abflussbildung während der Schneeschmelze eine übergeordnete Rolle ein. Hohe Sedimentausträge sind dabei die Regel; sommerliche Austragsereignisse durch Starkregen treten hingegen allenfalls episodisch auf und wurden im Beobachtungszeitraum nicht erfasst. Im Unterschied zum östlichen Unterharz mit mehreren Schneeschmelzperioden im Verlauf eines Winters, konzentriert sich im russischen Gebiet die Abflussbildung auf die Frühjahrsschneeschmelze. Die hohe interannuelle Variabilität bei den Schneeschmelzereignissen ist auf die landnutzungsabhängige Schneeschmelzdynamik, die Hanggeometrie und die ereignistypischen Vorbedingungen zurückzuführen. Hierzu zählen vor allem das Auftreten von Bodenfrost und dessen differenzierte Auftauprozesse. Die durch einen täglichen Probenahmerhythmus während der Schneeschmelze 2003 gewonnenen Daten verdeutlichen eine Differenzierung der Herkunftsquellen für Sediment bzw. sedimentgebundenen Phosphor und gelösten organischen Kohlenstoff. Obwohl keine signifikanten direkten Einleiter im Untersuchungsgebiet vorhanden sind, kommt es zu Austragswerten, die für Phosphor gering über vergleichbaren Literaturwerten liegen und für DOC deutlich erhöht sind. Insbesondere die hohen DOC Konzentrationen stellen ein ökologisches, aber in Hinblick auf die Trinkwasseraufbereitung auch ein ökonomisches Problem dar. Das Reservoir am Gebietsauslass funktioniert als Stoffsenke für Sediment und die daran gebundenen Nähr- bzw. Schadstoffe. Gelöste Stoffe, wie z.B. DOC werden hingegen nicht zurückgehalten; eine Umsetzung und stoffliche Modifikation ist möglich, konnte aber mit den bisherigen analytischen Methoden nicht nachgewiesen werden. Von großer Bedeutung für den Sedimentaustrag aus dem Einzugsgebiet ist die differenzierte Ausbildung von Oberflächenabfluss insbesondere unter Wald bei Bodenfrost und die Konnektivität der abflussbeitragenden Flächen. Neben den Unterschieden in der Gebietsreaktion für die Teileinzugsgebiete, führt die Dynamik im Abfluss/Sedimentverhältnis auch zu Gerinneerosion oder „sediment flushing“ Situationen. Die Monitoringergebnisse verdeutlichen damit die Abhängigkeit und Verbindung von Hang- und Gerinneprozessen, die

erst in ihrer Gesamtheit die Einzugsgebietsreaktion erklären. Demgegenüber vernachlässigen viele Studien, die Hangprozesse zu sehr in den Vordergrund stellen, diese Beeinflussung oder geben ihr durch eine festgelegte Sedimentaustragsrate eine nichtdynamische statische Richtung hin zu Akkumulation.

Für das Schäfertal lassen sich auf der Basis des Monitorings am Gebietsauslass Aussagen über Abflussbildungsprozesse und Sedimentherkunftsräume treffen. Obwohl im Schäfertal keine außergewöhnliche physikalische oder chemische Charakterisierung der Proben bei Hochwässern durchgeführt wurde, war es durch die Hydrographeninterpretation sowie die Abfluss-Sediment- bzw. Sediment-Phosphorbeziehungen möglich, für Einzelereignisse Prozessbeschreibungen zu erstellen. Die im Kapitel 3.1 vorgestellte Argumentation belegt, dass bei hinreichenden Vorkenntnissen über die gebietstypische Abflussentwicklung mit geringem Aufwand eine herkunftsdifferenzierende Interpretation der Beobachtungswerte möglich ist. In einem relativ kleinen und homogenen Einzugsgebiet ist eine weitere Überprüfung dieser Aussagen und Quantifizierung nur durch Methoden mit erheblichem Aufwand an Infrastruktur und Analytikkapazität zu erreichen. Hier bietet sich der Einsatz von Tracern oder Isotopenstudien an, die jedoch, wie zum Beispiel der Einsatz von Beryllium mit einer geringen Halbwertszeit, auch geeignet sein sollten, Einzelereignisse zu charakterisieren.

Auch im Einzugsgebiet Lubazhinka ermöglicht die gewählte Parameterkombination Aussagen zu Abflussbildungsprozessen und Sedimentherkünften. Im Unterschied zum Schäfertal ermöglicht jedoch in diesem Einzugsgebiet die chemische Differenzierung der Abflusskomponenten während der Schneeschmelzen und die Kontraste in den Sedimentherkunftsregionen Wald, Acker und Gerinne eine Interpretation der Beobachtungsdaten. Vor allem weil sich die zeitliche Differenzierung des Monitoringschemas an die zeitliche Dimension der Prozesse anpasste, konnte für beide Einzugsgebiete eine zufrieden stellende Interpretation der Sedimentherkunft und Transportmechanismen auf der Basis von Einzelereignissen vorgenommen werden. Der höhere experimentelle Aufwand im russischen Zielgebiet ist auf nicht auf die eigentliche Größe, sondern auf die damit verbundene höhere Heterogenität zurückzuführen. Dennoch erscheint es bei noch größeren oder komplexeren Einzugsgebieten mit zusätzlichen punktuellen Quellen schwierig, mit einfachen Methoden zu treffenden Aussagen zu kommen.

## 7.2 Modellsystem IWAN

Aufbauend auf einer bestehenden Modellkopplung von WASIM und AGNPS wurde ein Modellsystem entwickelt, das in zwei wesentlichen Bereichen über die bestehende Verknüpfung hinausgeht. Dies ist zum einen die Erweiterung des hydrologischen Modells WASIM durch ein Teilmodul zur Abschätzung der oberflächennahen Bodentemperatur und die Einbindung eines neu entwickelten Schneeschmelzerosionsmodells (SMEM), das auf bestehenden russischen Ansätzen basiert. Die Programmierung als Java-code und die Benutzeroberfläche ermöglichen eine einfache Parameterdefinition und Ergebnisausgabe. Die implementierte Modifikation des Bodenwasserhaushalts beim Auftreten von Bodenfrost führt in WASIM zu einer räumlichen Differenzierung der Oberflächenabflussbildung. Während im Schäfertal die Exposition und Landnutzung eine räumlich heterogene Oberflächenabflussbildung hervorrufen, kommt es im Lubazhinkhaeeinzugsgebiet landnutzungsbedingt zu großen Unterschieden. Insbesondere die Bodenfrostentwicklung unter Wald und die verspätete Abflussentwicklung in diesen Bereichen werden mit der modifizierten Version gut erfasst. Gegenüber bestehenden prozessbasierten Modellen, die den Wasser- und Energiefluss im Boden unter Einschluss von Bodenfrost simulieren, hat der entwickelte Ansatz den Vorteil eines geringen Datenbedarfs, der nicht über die in WASIM benötigten Parameter oder Zeitreihen hinausgeht.

Mit dem Bodentemperaturteilmodul in WASIM ist die Grundlage für die Beschreibung unterschiedlicher Abflussbildungsprozesse und der Erosion gelegt. Die Sensitivitätsanalyse der bedeutenden Parameter im SMEM, das neu entwickelt wurde und erstmals für ein Einzugsgebiet angewandt wurde, zeigt die Nachvollziehbarkeit der Modellreaktion. Kein Parameter besitzt eine herausragende Sensitivität. Trotz der Modellprämissen, die sich vor allem auf nicht-koheive Böden und die Ausbildung von nur einer Rille pro Zelle beziehen, gelingt eine hinreichend genaue Berechnung der Erosion für den Testdatensatz und auch das Schäfertal. Aufgrund der Simulation der Bodenpartikelloslösung ausschließlich durch die erosive Energie des konzentrierten Abflusses, kommt dem Höhenmodell und der daraus abgeleiteten Abflussakkumulation eine besondere Bedeutung zu. Die Berücksichtigung der Bearbeitungsrichtung auf den landwirtschaftlichen Flächen hätte daher sicherlich zu einer Verbesserung dieses Aspekts geführt, aber auch zu einer modelltechnisch in WASIM schwer zu vereinbaren Diskrepanz zwischen Oberflächenabflusspfaden und lateraler Bodenfeuchteumverteilung sowie damit Oberflächenabflussbildungsflächen geführt. Der

Vorteil der kontinuierlichen hydrologischen Modellierung innerhalb des Modellsystems ist eine zufriedenstellende Abschätzung der zeitlichen und räumlichen Differenzierung der Bodenfeuchte und Oberflächenabflussbildung. Das Modell SMEM liefert plausible Ergebnisse zur räumlichen Heterogenität und Gesamtmenge der Erosion, obwohl eine Überprüfung der räumlichen Differenzierung auf dem Einzelereignisniveau nur schwer möglich ist. Die gute Übereinstimmung der modellierten mit der gemessenen Sedimentfracht bestätigt jedoch die Qualität der SMEM Resultate.

Durch die lineare Koppelung der Einzelmodelle konnte im Gesamtmodell keine Akkumulation von Fehlern oder erhöhte Parametersensitivitäten festgestellt werden. Für das Schäfertal wurde die Sedimentfracht insgesamt leicht unterschätzt; ein Ergebnis das auf die vereinfachte Darstellung der Gerinneprozesse in AGNPS zurückzuführen ist. Dies verdeutlicht, dass auch bei kleinen Einzugsgebieten die Modellierung der Abflusskonzentration in einer zentralen Tiefenlinie mit zumindest periodischer Wasserführung von großer Bedeutung sein kann. Modellansätze, die dies nicht wenigstens annähernd adäquat simulieren, vernachlässigen ein notwendiges Element. Die Unschärfe in der Abschätzung der Sedimentfracht ist auf die problematische Ermittlung des Manning Koeffizienten für die Oberflächenrauigkeit zurückzuführen. Die Anpassung dieses Parameters wurde nur für ein Ereignis durchgeführt und berücksichtigt daher nicht dessen zeitliche Variabilität, die vor allem durch Frosteinwirkung im Winter und durch Modifizierung der Oberfläche während der Schneeschmelze besonders groß sein kann. Es konnte jedoch auch aufgezeigt werden, dass wichtige, den Sedimentaustrag steuernde singuläre Prozesse, in diesem Fall die Sedimentbereitstellung durch Gerinnepflegemaßnahmen, nicht abgebildet werden können.

Am Beispiel des Lubazhinkhaeinzugsgebietes konnte die Bedeutung einer vorherigen Analyse der wichtigen abflussbildenden Prozesse und die Identifikation der abflussbeitragenden Flächen auf der Grundlage von Einzugsgebietsbeobachtungen für die Modellkalibrierung dargestellt werden. Obwohl ein erster Parametersatz eine bessere Übereinstimmung mit dem gemessenen Hydrographen am Gebietsauslass aufzeigt als ein zweiter, wird durch diesen die räumlich Differenzierung innerhalb des Untersuchungsraumes nicht plausibel abgebildet. Demgegenüber gelingt es mit dem für die weitere Modellierung benutzten Parametersatz vor allem, die verzögerte Abflussbildung unter Wald widerzuspiegeln. Insgesamt variiert der Anteil der Fläche des Einzugsgebietes, der von Erosion betroffen ist, zwischen den einzelnen

Tagen erheblich. Obwohl nur das Jahr 2004 zur Kalibrierung herangezogen wurde, konnten mit dem gleichen Parametersatz auch die in ihrer Schneeschmelzdynamik und Sedimentaustragen abweichenden Jahre 2003 und 2005 zufriedenstellend simuliert werden. Dies trifft für die Sedimentfracht und für die Differenzierung in die beiden Teileinzugsgebiete zu, die sowohl für einzelne Frühjahrsschneeschnmelzen als auch auf Tagesbasis unterschiedliche Anteile am Gesamtsedimentaustrag aufweisen. Erwartungsgemäß ist die räumliche Modellaussagekraft im größeren russischen Einzugsgebiet nicht so hoch wie im Schäfertal. Dennoch gelingt es, die kritischen Areale für die Sedimentherkunft auszuweisen. Das Modellsystem gibt darüber hinaus auch den Zusammenhang von Hang- und Gerinneprozessen in einer adäquaten Prozesszeit auf Tagesschrittbasis wider. Es erscheint offensichtlich, dass schon bei dieser Einzugsgebietsgröße, die mit unter 20 km<sup>2</sup> noch als klein zu bezeichnen ist und auch Planungszielgröße für Erosionsschutzmaßnahmen sein kann, dem linearen Gerinne als Bestandteil der Einzugsgebietsreaktion eine große Bedeutung zukommt. Eine solche Verknüpfung von Hang- und Gerinneprozessen muss daher notwendigerweise in Planungsmodellen vorhanden sein. Das Modellsystem simuliert zwar die Gerinneprozesse plausibel, aber eine Parametrisierung der Gerinneigenschaften, um eine sichere Quantifizierung zu ermöglichen, ist mit dem rasterbasierten Ansatz und den jeweiligen Zellgrößen nur eingeschränkt möglich.

Die quantitative Überprüfung von räumlichen Modellergebnissen für Einzugsgebiete bei Einzelereignissimulation ist für die Ergebnissicherheit von großer Bedeutung. In einer Studie mit Modellanwendung für das 260 ha große Länenbacheinzugsgebiet stellen Hebel et al. (2005) den Bedarf nach räumlichen Verifikationsmethoden heraus. Ebenso kommen Steegen et al. (2000) für das Ganspoel-Einzugsgebiet mit 250 ha zu dem Schluss, dass die wichtigen Faktoren, die die geomorphologischen Reaktion eines solchen Einzugsgebietes bestimmen, nur identifiziert werden können, wenn die Messungen am Gebietsauslass mit detaillierten Daten zu Bedingungen innerhalb des Einzugsgebietes vervollständigt werden. Eine Modellkalibrierung und -validierung sei ohne diese zusätzlichen Informationen nicht möglich. Neben Kartierungen besteht die Möglichkeit der unterstützenden punktuellen experimentellen Beobachtungen, z.B. des Wasserhaushalts oder des Bodenabtrags. Grundsätzlich besteht jedoch das Problem der räumlichen Repräsentanz solcher Vergleichsergebnisse. Daneben bieten sich vermehrt Fernerkundungsmethoden an, deren Einsatz bislang jedoch nur im mesoskaligen Bereich und darüber hinaus effektiv ist. Die Interpretation der Einzugsgebietsbeobachtung des „Schäfertals“ und des russischen Gebiets



Lubazhinka wurden daher zu einem ausschließlich qualitativen Vergleich herangezogen. Der Schwerpunkt lag dabei dementsprechend auf der modellseitigen Abbildung von Prozessen, die eine räumliche und zeitliche Dynamik aufweisen. Insgesamt kann festgestellt werden, dass für beide Einzugsgebiete eine hohe Plausibilität der Oberflächenabflussbildung und der damit verbundenen Erosionsprozesse vorhanden ist. Der ausgewählte Ansatz stellt daher eine Möglichkeit dar, die eine Modellbewertung zwischen ausschließlicher Ergebnisaggregation für den Gebietsauslass und aufwendiger Datenerhebung zulässt. Allerdings kann dies nur auf der Basis einer ausreichend langen Zeitreihe und entsprechender Prozessabbildung im Modell erfolgreich sein.

### 7.3 Szenarien

Eine vergleichende Gegenüberstellung der Niederschlags- und Temperaturzeitreihen, die im Schäfertal aufgezeichnet wurden, zeigen zum einen die Unsicherheiten bei Niederschlagsmessungen auf, zum anderen zeichnet sich eine Lufttemperaturentwicklung ab, die in anderen Untersuchungen bestätigt wird. Auf der Basis der Variabilität des Wettergeschehens wurden daher aus der vorhandenen Zeitreihe dreizehn hydrologische Jahre ausgewählt, um nicht auf regionale „Downscalingprobleme“ oder Trendoptionen in Wettergeneratoren zurückgreifen zu müssen. Die Ergebnisse zeigen den Einfluss der synoptischen Wetterlagen für die Dynamik der Schneedecke und die Bodenfrostentwicklung auf. Dementsprechend sind die Tage mit der Ausbildung von Oberflächenabfluss an die Szenarien mit besonders hohen positiven und negativen Abweichungen vom langjährigen Mittel gebunden. Im Vergleich zu den gemessenen Referenzereignissen und der erfolgreichen Modellanwendung führen diese Extremsituationen bei nicht geänderter Landnutzung zu einem mehrfach höheren Sedimentaustrag. Die zu erwartenden Änderungen im Wasserhaushalt und die erhöhten Sediment- und damit verbundenen Nährstoffausträge im Untersuchungsgebiet sind als Problem für einen Mittelgebirgsstandort wie das Schäfertal deutlich. Ohne eine Anpassung der Fruchtfolgen und robustere Sortenauswahl, die gleichzeitig erosionsmindernd und oberflächenabflussreduzierend sein sollte, erscheint eine weitere ackerbauliche Nutzung sowohl aus ökologischer als auch ökonomischer Sicht fragwürdig. Technische Maßnahmen der Erosionsreduktion und der Steuerung bzw. Retention von Oberflächenabfluss sind im heutigen Umfeld für zukünftig wahrscheinlich häufiger auftretende Extremereignisse kostenintensiv und daher nur schwer realisierbar.

Der Aufbau der Landnutzungsszenarien für das Lubazhinkhaeinzugsgebiet geht von einer Analyse des sozio-ökonomischen und politischen Umfeldes für die Landwirtschaft in Russland in den letzten ca. 15 Jahren aus. Die darauf aufbauenden Szenarien zeichnen sich durch eine effektive Veränderung des Flächenanteils unterschiedlicher Landnutzungstypen aus, die in ihrer räumlichen Verteilung plausibel sind. Die Modellergebnisse weisen eine starke Dynamik bei der Erosion und der Sedimentfracht aus, die zum Teil entgegengesetzte Richtungen aufweisen. Dies ist zum einen auf die simulierten landnutzungstypischen Eigenschaften für Oberflächenabfluss und Erosion vor allem in den beiden Schneeschmelzen der Jahre 2003 und 2005 zurückzuführen, und auf die im Modell sinnvoll abgebildeten Zusammenhänge von Hangprozessen und Gerinnefunktion als Senke oder Quelle für

Sediment. Die Szenarioergebnisse werden damit von den Einzugsgebietsbeobachtungen und den Kalibrierungs- bzw. Modellierungsrechnungen bestätigt. Zum anderen erlangt die genaue Verortung der Flächen mit Landnutzungsänderung große Bedeutung. Änderungen bei gerinnenahen Arealen mit hoher Konnektivität oder Tendenz zur Abflussbildung spiegeln sich in den Ergebnissen deutlich wider.

Eine Bestandsaufnahme der aktuellen Entwicklung der Landnutzung im Einzugsgebiet zeigt einen Trend auf, der eine Erhöhung des Flächenanteils des permanenten Grünlands analog Variante PWA aufzeigt und gleichzeitig eine Intensivierung der Produktion durch Nebenerwerbslandwirte oder durch landwirtschaftliche Betriebe mit geringer Flächenausstattung in Privatbesitz für den lokalen Markt, wie in Szenario TEA berechnet erwarten lässt. Die Simulationsergebnisse ergeben für beide Änderungen eine Erhöhung der Sedimentfracht und der Sedimentkonzentration im Abfluss für die dynamischen Schneeschmelzen in den Jahren 2003 und 2005. Es ist daher zu erwarten, dass sich die Gewässersituation in Zukunft nur durch gezielte Eingriffe verbessern lässt. Des Weiteren belegen die Modellergebnisse, dass eine optimale Reduktion der Sedimentkonzentration im Abfluss und der Sedimentfracht nur durch eine Kombination von Maßnahmen möglich ist. Neben der Erosionskontrolle kann eine nachhaltige Verbesserung des Gewässerzustandes nur durch Einbeziehung der Gerinne, z.B. in Form von Uferbefestigung durch Vegetation und morphologische Modifikation der Übertrittsstellen vom Hang in das Gewässer zur Verbesserung der Retention, erzielt werden. Eine administrative Struktur um solche Probleme zu lösen besteht für das Einzugsgebiet bislang aber nicht. Insgesamt belegen die Ergebnisse der Szenarienrechnungen für beide Untersuchungsgebiete, dass das Modellsystem IWAN nach einer Kalibrierung erfolgreich zur Abschätzung von möglichen zukünftigen Sedimentausträgen eingesetzt werden kann.

## **7.4 Forschungsbedarf**

Die zusammenfassende Interpretation von experimentellen Daten, die am Gebietsauslass eines Einzugsgebietes gewonnen wurden, ermöglicht es, Rückschlüsse auf räumlich und zeitlich differenzierte Prozesse innerhalb des Gebietes zu treffen. Dieser Ansatz sollte auf weitere Naturräume mit anderen hydrologischen Rahmenbedingungen übertragen werden. Es besteht aber weiterhin die Notwendigkeit, diesen Ansatz durch gebietspezifische Informationen, wie zum Beispiel Geländebeobachtungen, zu überprüfen. Durch die Simplität des Ansatzes und der Analysemethoden ist darüber hinaus ein langfristiges Monitoring ohne übermäßigen Aufwand möglich. So besteht die Möglichkeit Änderungen, wie sie zum Beispiel durch Landnutzung ausgelöst werden können, im untersuchten Einzugsgebiet zu erfassen.

Das Modellsystem IWAN wird in der vorliegenden Studie für Einzugsgebiete eingesetzt, die umfassend untersucht wurden und somit eine Parametrisierung erleichtern. Einer Anwendung in anderen Einzugsgebieten sollte eine umfangreichere als bislang durchgeführte Sensitivitätsanalyse vorausgehen. Schwerpunkt muss dabei die Charakterisierung der Auswirkungen der Modellverknüpfung auf die Parametersensitivität sein. Ebenso sind bislang die Ergebnisunsicherheiten einer komplexen verknüpften Modellstruktur nicht ausreichend beschrieben.

Eine Weiterentwicklung ist bei den Prämissen des Erosionsmodellansatzes möglich, der bislang bei Oberflächenabfluss von einer Rille pro simulierte Zelle ausgeht, ohne die notwendige Abflusskonzentration am Hang zu berücksichtigen und eventuelle Rillenenstehung zu modellieren. Darüber hinaus besteht Bedarf, den im AGNPS implementierten Ansatz zur Berechnung des Sedimenttransports bzw. der Gerinneerosion, die für beide Einzugsgebiete auch experimentell nachgewiesen wurde, zu verbessern. Das Modellsystem IWAN stellt darüber hinaus eine Grundlage dar, um Austräge sedimentgebundener Nährstoffe zu berechnen. Die Einbindung eines flächendifferenzierten Bodenstoffhaushaltsmodells zur Abschätzung auch von gelösten Nährstoffausträgen erscheint sinnvoll, um weitergehende Anwendungsmöglichkeiten zu schaffen.

## 8 ZUSAMMENFASSUNG

Bodenerosion durch Wasser ist ein ubiquitäres Problem, das sowohl die landwirtschaftliche Produktivität vermindert, Bodenfunktionen einschränkt und auch in anderen Umweltkompartimenten schädliche Auswirkungen haben kann. Oberflächengewässer sind durch die mit Bodenerosion einhergehende Belastung durch Sediment, sedimentgebundenen und gelösten Nährstoffen sowie anderen Schadstoffen besonders betroffen. Das Wissen über Erosionsprozesse und Sedimentfrachten hat daher große Bedeutung für den Schutz der Güter Boden und Wasser und darüber hinaus eine ökonomische Bedeutung.

Generell kann innerhalb eines Hanges oder Einzugsgebietes von einer Zone der Erosion, des Transports und der Sedimentation ausgegangen werden. Jedoch führen Abflussbildungsprozesse und rauhigkeits- bzw. topographiebeeinflusste Abflusskonzentration zu einer individuellen Differenzierung. Räumliche und zeitliche Prozessdiskontinuitäten oder Konnektivitäten und Schwellenwerte modifizieren die Erosions- und Sedimentaustragssituation in einem Einzugsgebiet darüber hinaus. Die Landschaftstrukturelemente Relief und Boden kontrollieren demnach über die Bodenfeuchtedifferenzierung im entscheidenden Maße die Abflussbildung und Sedimentfracht in einem Einzugsgebiet.

Obwohl in den gemäßigten und kühlen Klimaregionen ein großer Teil der Abflussbildung im Winter stattfindet und von Bodenfrost sowie Schneeschmelzen geprägt sein kann, ist über die Prozesse und die Größe der Sediment- und Nährstoffausträge bei solchen winterlichen Randbedingungen nur wenig bekannt. Systematische Untersuchungen existieren vor allem für Norwegen und Russland. Dieses Defizit spiegelt sich auch in den vorhandenen Modellansätzen zur Abbildung der Bodenerosion und der Abschätzung von Sedimentausträgen aus Einzugsgebieten wider. Zum einen werden in der Regel weder Schneedeckenaufbau bzw. -schmelze noch die Veränderungen des Bodenwasserflusses bei Bodenfrost berücksichtigt. Zum anderen werden die Erosivität des Schneeschmelzabflusses und die Beeinflussungen der Bodenerodibilität, z.B. durch Frost-Tau Zyklen, nicht hinreichend wiedergegeben. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es daher, auf der Analyse von Daten aus einem deutschen und einem russischen Untersuchungseinzugsgebiet aufbauend, die wichtigsten Prozesse und Größen der Abflussbildung und Stoffausträge bei winterlichen Rahmenbedingungen zu charakterisieren und in einem Modellsystem umzusetzen. Die

weitergehende Anwendung dieses Modellsystems dient der Interpretation räumlicher Heterogenitäten und zeitlicher Variabilitäten sowie der Auswirkungen von klimatischen- und Landnutzungsänderungen auf den Sedimentaustrag der beiden Untersuchungseinzugsgebiete.

Das 1.44 km<sup>2</sup> große Einzugsgebiet Schäfertal liegt im östlichen Unterharz. Über den Grauwacken und Tonschiefern haben sich aus einem periglazialen Decklagenkomplex Braun- und Parabraunerden entwickelt, die ackerbaulich mit einer Wintergetreide-Raps Fruchtfolge genutzt werden. In der Tiefenlinie dominieren hydromorph überprägte Böden mit Wiesennutzung. Das Klima weist bei einer Jahresmitteltemperatur von 6.8°C und 680 mm Jahresniederschlagssumme eine geringe kontinentale Überprägung auf. Neben langjährigen umfangreichen hydro-meteorologischen Messungen finden seit mehreren Jahren Untersuchungen zum Sediment- und Nährstoffaustrag statt. Eine regelmäßige zweiwöchentliche Beprobung des Abflusses am Gebietsauslass wird durch eine automatisierte Hochwasserprobenahme vor allem bei Schneeschmelzen ergänzt. Neben der Sedimentkonzentration werden unter anderem Phosphor und gelöster organischer Kohlenstoff nach Standardmethoden bestimmt. Auch im russischen Zielgebiet Lubazhinka liegt das Hauptaugenmerk auf der Charakterisierung der Abflussbildung und der Stoffausträge bei den jährlich auftretenden Schneeschmelzen. Das Einzugsgebiet liegt ungefähr 100 km südlich von Moskau im Übergangsbereich der südlichen Taiga zur Waldsteppe. Die insgesamt 18.8 km<sup>2</sup> werden zur Hälfte landwirtschaftlich und zu einem Drittel forstwirtschaftlich genutzt. Die aktuelle räumliche Differenzierung der Nutzung in diesem Gebiet wird durch die reliefbedingte Kappung und hydromorphe Überprägung der vorherrschenden grauen Waldböden bestimmt. Das Klima und die Hydrologie sind durch Schneedeckenaufbau und –schmelze, bei einer Jahresdurchschnittstemperatur von 4.4°C und einer Jahresniederschlagsmenge von 560 mm, geprägt. Zur Erfassung des Stoffaustrags werden Hochwasserprobenahmen am Gebietsauslass sowie an den beiden wichtigsten Zuflüssen genommen und neben Sediment- und Nährstoffkonzentrationen weitere physikalische und chemische Parameter bestimmt.

Die Auswertung der Daten des Schäfertals zeigen für den Untersuchungszeitraum eine deutliche Dominanz der Hochwasserereignisse, die durch Schneeschmelzen hervorgerufen werden. Einzugsgebietsbedingungen mit gefrorenem Boden führen zu einer Modifizierung der Abflussentwicklung vor allem im ansteigenden Teil des gemessenen Hydrographen durch Auftreten von schnellen oberflächen- oder oberflächennahen Abflüssen. Der Spitzenabfluss

bei den acht zur Interpretation herangezogenen Hochwasserereignissen variiert zwischen 30 und  $270 \text{ l s}^{-1}$ , bei Abflussmengen von 1-50 mm. Die am Gebietsauslass ermittelten maximalen Sedimentkonzentrationen liegen für die beiden Ereignisse ohne gefrorenen Boden bei unter  $650 \text{ mg l}^{-1}$  und damit deutlich unter den bis zu  $6000 \text{ mg l}^{-1}$  bei teilweise oder ganz gefrorenen Böden im Schäfertal. Lediglich bei einem Ereignis mit Niederschlag und ungefrorenem Boden treten hohe Sedimentkonzentrationen auf, die auf Gerinnepflegemaßnahmen und dadurch leichte Mobilisierbarkeit von Material zurückzuführen sind. Dementsprechend schwanken die Sedimentfrachten der Einzelereignisse und erreichen bis zu 17 t. Die wichtigste Steuergröße ist dabei die Ausbildung erosiven Abflusses auf den Hängen durch eine Verminderung der hydraulischen Leitfähigkeit bei gefrorenen Böden. Der Vergleich der Sedimentkonzentrationen der Hochwasserereignisse mit der zweiwöchentlichen Grundbeprobung verdeutlicht, ebenso wie Hysteresekurven der Einzelereignisse, die unterschiedlichen Dynamiken der Austragsituationen. Während die durch Bodenfrost geprägten Ereignisse ein gegen den Uhrzeigersinn verlaufendes Abfluss-Sedimentkonzentrationsverhältnis aufweisen, das auf eine Sedimentquelle auf den Hängen hinweist, sind die Hysteresekurven bei nicht gefrorenen Böden im Uhrzeigersinn orientiert. Eine Sedimentherkunft in Gerinnenähe oder den Gerinneböschungen selbst ist daher wahrscheinlich. Diese Annahmen werden auch durch eine differenzierte Phosphoranreicherungsrate im ausgetragenen Sediment bestätigt. Darüber hinaus kann teilweise eine ereignisinterne Dynamik beobachtet werden, die auf zeitliche Variabilität in der Abflussbildung und damit zusammenhängend, eine räumliche Heterogenität der Sedimentquellen belegt.

Während im Untersuchungsgebiet Schäfertal ein mehrmaliges Auftreten von Schneeschmelzen innerhalb eines Winters möglich ist, kommt es im russischen Einzugsgebiet zu einem regelmäßigen Schneedeckenaufbau über den Winter hinweg und einer Schneeschmelze in der Regel im März oder in der ersten Aprilhälfte. Die Auswertung mehrjähriger Datenreihen belegt die Bedeutung der Schneeschmelze für die Abflussbildung und den Sedimentaustrag aus dem Untersuchungsgebiet Lubazhinka. Für die drei zur Interpretation herangezogenen Schneeschmelzen liegt die Sedimentfracht zwischen 50 und 630 t bei deutlichen Unterschieden in den hydrologischen Rahmenbedingungen. Die ereignisbezogene Sedimentfracht von mindestens  $0.3 \text{ t ha}^{-1}$  liegt zwar über der für das Schäfertal ermittelten, befindet sich aber im Bereich der Werte, die in anderen Studien bei vergleichbaren Böden und Nutzungsformen bestimmt wurden. Eine detaillierte Analyse der

Messwerte der Schneeschmelze im Jahr 2003 belegt eine Dynamik innerhalb dieses Einzelereignisses. Bei Sedimentkonzentrationen im Abfluss am Gebietsauslass von 6 bis 540 mg l<sup>-1</sup> kommt es zu einer Sedimentfracht von ungefähr 190 t. Während die maximalen Konzentrationen von Sediment und Phosphor mit der Spitze des Abflusses einhergehen, liegt für DOC eine Verzögerung vor, die durch eine langsamere Schneeschmelze und Mobilisierung von DOC aus dem humusreichen Oberboden der Waldflächen ausgelöst wird. Eine Differenzierung der Abflusskomponenten ermöglicht eine weitergehende Interpretation der ereignisinternen Dynamik der Stoffquellen und Eintragspfade. Bei geringen Abflussmengen (< 2,5 mm d<sup>-1</sup>) findet ein Stoffeintrag überwiegend in gelöster Form über die Bodenwasserpassage und langsame Abflusskomponenten in den Vorfluter statt. Bei höheren Abflussmengen dominieren schnelle Abflusskomponenten bzw. Oberflächenabfluss, der zeitlich dynamisch unterschiedliche Stoffquellen mobilisiert. Neben diesen ereignisinternen treten interannuelle Variabilitäten auf, die durch witterungsbedingte Faktoren bestimmt werden. Wie im Schäfertal spielt auch im Lubazhinkhaeinzugsgebiet die Ausbildung von Bodenfrost und damit verbundene Veränderung der Infiltrationseigenschaften der Böden eine große Rolle. Das Schneewasseräquivalent, die Schneeschmelzdynamik und Bodenfrosteigenschaften, z.B. Eindringtiefe, sind die wichtigsten Steuergrößen. Die Variabilität dieser Randbedingungen führt zu einer hohen interannuellen Differenzierung der Abflussbildung und der Sedimentausräge. Für die Schneeschmelze 2004 kann so bei überdurchschnittlich hohen Wintertemperaturen und nur teilweise gefrorenen Böden sowie geringem Schneewasseräquivalent eine geringe Sedimentfracht ermittelt werden. Darüber hinaus verdeutlichen die Hysteresekurven der Sedimentkonzentrationen Unterschiede in der Sedimentquelle für die Einzeljahre, die von den oben genannten Rahmenbedingungen abhängen.

Auf der Basis des Monitoring lassen sich für beide Einzugsgebiete die wichtigen abflussbildenden Prozesse charakterisieren und Einflussgrößen erfassen. Dem Bodenfrost und der Schneeschmelzdynamik kommen dabei übergeordnete Bedeutung zu. In beiden Gebieten werden bei winterlichen Rahmenbedingungen erhebliche Mengen an Sediment und Nährstoffen ausgetragen. Die Interpretation physikalischer bzw. chemischer Parameter des Abflusses ermöglicht darüber hinaus auch Aussagen über die zeitliche Variabilität und räumliche Heterogenität der Sedimentherkunftsräume.



Aus den Erkenntnissen der Einzugsgebietsbeobachtung ergeben sich für einen Modellansatz verschiedenen Anforderungen, die vor allem die räumlich differenzierte Darstellung des Einflusses von Bodenfrost auf den Bodenwasserhaushalt sowie die Bodenerosion durch oberflächlich abfließendes Schneeschmelzwasser betreffen. Die Grundlage für das Modellsystem „IWAN“ (Integrated Winter erosion And Nutrient load model) stellt das hydrologische Modell WASIM ETH Ver. 2 und das Stoffhaushaltsmodell AGNPS 5.0 dar. Die Verknüpfung dieser beiden auf Rasterzellen aufbauenden Modelle ermöglicht die Nutzung von kontinuierlichen, räumlich differenzierten Informationen zum Oberflächenabfluss für die Abschätzung der Bodenerosion. Durch diese Schnittstelle wird die sehr hohe Parametersensitivität des SCS-CN Verfahrens in AGNPS durch geringere Einzelsensitivitäten verschiedener Parameter des Bodenwasserhaushaltes in WASIM ersetzt und gleichzeitig eine plausible, prozessbasierte räumliche Abflussbildung berechnet. Durch die Implementierung eines Moduls zur Abschätzung der Bodentemperatur in WASIM ist zusätzlich die Grundlage für eine weitergehende Verbesserung der Abflussbildung bei winterlichen Randbedingungen gelegt. Durch das Modul wird die Oberbodentemperatur aus Werten der Lufttemperatur unter Einbeziehung der Exposition und der Landnutzung auf der Basis einer Polynomannpassung abgeschätzt. Bei einer modellierten Schneedecke von mehr als 5 mm Schneewasseräquivalent wird die berechnete Bodentemperatur des Vortages übernommen. Bei Bodentemperaturen unter dem Gefrierpunkt wird darüber hinaus die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit des Bodens auf Null herabgesetzt, so dass im Zuge der Schneeschmelze zunächst das noch freie Porenvolumen aufgefüllt wird und danach Oberflächenabflussbildung beginnt. Für das Schäfertal liegt die Güte der Anpassung der Bodentemperatur bei Korrelationskoeffizienten von 0.62 bis 0.81 und für das Lubazhinkhaeeinzugsgebiet bei Werten von 0.82 bis 0.91. Die räumlich und zeitlich differenzierte Oberflächenabflussinformation dient als Grundlage einer neu entwickelten Berechnung der Rillenerosion bei Schneeschmelzen, die den dafür nicht geeigneten empirischen Ansatz in AGNPS ersetzt. Basierend auf der Grundannahme eines dreieckigen, nicht durch Frost in der Eintiefung beeinträchtigten Rillenprofils und, da wassergesättigt, nichtkohesiver Bodeneigenschaften wird für jede Rasterzelle eine Rille simuliert. Die Erodibilität des Bodens wird als Funktion von Wurzelparametern und des Durchmessers der wasserstabilen Aggregate erfasst. Die Scherkraft des Schneeschmelzeabflusses in der Rille wird in Abhängigkeit von der Oberflächenrauigkeit und dem Aggregatdurchmesser betrachtet und darauf aufbauend in einem Impulsstromansatz die erodierte Bodenmenge berechnet. In Verbindung mit dem durch das modifizierte WASIM berechneten und

gerouteten Oberflächenabfluss ergibt sich so ein räumlich differenziertes Bild der Bodenerosion. Das Modellsystem IWAN beinhaltet neben der Erosionsberechnung ein eingabefenstergesteuertes Menü zur Datenkonvertierung und zum Prä- sowie Postprocessing.

Die Ergebnisse der Anwendung des Modellsystems für die beiden Einzugsgebiete belegen, dass sowohl die entscheidenden Prozesse der Abflussbildung als auch des Sedimentaustrags wiedergegeben werden. Für das Schäfertal wurde für die Kalibrierungsjahre 1994 bis 1995 eine Modellierungsgüte von  $R^2$  0.94 bzw. 0.91 erzielt. Mit Ausnahmen der Schneeschmelze im Jahr 1996 werden die Episoden hohen Abflusses in den Jahren 1996 bis 2003 mit dem kalibrierten Parametersatz gut wiedergegeben und das witterungsbedingte Trockenfallen im Sommer zufriedenstellend dargestellt. Auf dieser Basis wird für die experimentell erfassten und diskutierten Schneeschmelzereignisse das Gesamtabflussvolumen dieser Ereignisse mit hoher Güte abgebildet. Die räumlich differenziert berechnete Bodenfeuchte und Bodenfrostvorkommen bedingen einen variablen Anteil des Oberflächenabflusses am Gesamtabfluss. Für das Schneeschmelzerosionsmodul hat das Abflussvolumen ebenso wie die Hangneigung und Abflusslänge eine positive Sensitivität. Aufgrund von Parameterkombinationen und nichtlineare Algorithmen kann es jedoch vor allem für die Wurzelparameter und den Manning Koeffizienten zu differenzierten Sensitivitätsentwicklungen kommen. Für die Simulation der Erosion im Schäfertal wurde daher zunächst auf einen Parametersatz zurückgegriffen, der auf der Basis von Erosionsparzellenversuchen kalibriert wurde. Die Mittelwerte der berechneten Erosion liegen zwischen  $0.0006$  und  $0.96 \text{ t ha}^{-1}$  für die sechs gemessenen Einzelereignisse im Schäfertal. Die Medianwerte und hohen Standardabweichungen belegen jedoch, dass insgesamt Zellen mit geringen Erosionswerten überwiegen. Die Ereignisse mit gefrorenen Böden weisen eine signifikant höhere Erosion auf. Unterschiede in der Erosion treten bei gleichen Gesamtabflussvolumen wie z.B. bei den Ereignissen vom 20.01.2001 und 26.02.2002 durch differenzierte Abflusskonzentration auf dem nord- bzw. südexponierten Hang auf. Neben einer Überprüfung der Plausibilität der berechneten Werte, werden die räumlichen Verteilungsmuster durch Geländeaufnahmen bestätigt. Die Anpassung der berechneten Sedimentfracht an die gemessenen Werte erfolgte durch die Kalibrierung des Manning Koeffizienten für ein Ereignis. Die simulierte Sedimentfracht ist in einigen Hangfußbereichen aufgrund der Abflussakkumulation besonders hoch und erreicht für den Gebietsauslass Werte zwischen  $0.0$  und  $13.84 \text{ t}$ . Mit der Ausnahme des Ereignisses vom 26.02.2002 ist die Sedimentfracht leicht unterschätzt, so dass sich in der Summe für die drei Winterhalbjahre

2001 bis 2003 ein Gesamtfehler von 11 t ergibt. Die Differenz zwischen der simulierten und beobachteten Sedimentfracht ist für den 26.12.2002 am größten. Als mögliche Ursache für die Abweichungen der berechneten zu den gemessenen Werten, wird die zeitliche Variabilität und räumliche Heterogenität der Oberflächenrauigkeit, vor allem in Hinblick auf Bodenbearbeitung und Bodenfrosteinflüssen, diskutiert. Die generelle Verteilung der Sedimentquellen, Transportwege und Übertrittstellen vom Hang ins Gewässer stimmt mit Geländebeobachtungen überein. Eine quantitative Überprüfung der räumlichen Ergebnisse auf der Einzelereignisebene ist für das Schäfertal jedoch nicht möglich.

Für das Lubazhinkhaeinzugsgebiet können zwei Parametersätze für das Kalibrierungsjahr 2004 identifiziert werden, die eine zufriedenstellende Modellierungsgüte für das hydrologische Modell erreichen. Obwohl einer dieser Parametersätze die Schneeschmelzsituationen und Maximalabflüsse gut darstellt, sind die Areale mit Oberflächenabflussbildung innerhalb des Einzugsgebietes nicht plausibel verteilt. Im Gegensatz dazu werden die lateralen Wasserflüsse und damit die prozessbestimmende Bodenfeuchteverteilung durch den anderen Parametersatz besser abgebildet. Es kommt jedoch zu einer Überschätzung der Spitzenabflüsse der Schneeschmelzhochwasser für die Validierungsjahre 2003 und 2005. Die auf der Basis der Messwerte erkannten Unterschiede zwischen den Einzeljahren werden ebenso dargestellt wie die differenzierte Abflussbildung innerhalb einer Schneeschmelzsituation. Neben Oberflächenabflussbildung auf den flachen Kuppenbereichen und auf Sättigungsflächen in den Talböden, wird auch die beobachtete verzögerte Abflussbildung unter Wald durch das Modell berücksichtigt. Bei zehn Tagen mit Oberflächenabfluss innerhalb der drei Schneeschmelzen 2003 bis 2005 mit Oberflächenabflussvolumen von 0.3 bis 24.1 mm d<sup>-1</sup> werden durch das Modellsystem IWAN Erosionssummen von 10 bis 280 t d<sup>-1</sup> simuliert. Bei einem variablen Flächenanteil von ca. 5 bis 46 % des Gesamtgebietes, auf dem Erosion stattfindet, bewegen sich die Werte der effektiven Erosion bei 0.1 bis 0.32 t ha<sup>-1</sup> für die Einzeltage und 0.44 bis 0.92 t ha<sup>-1</sup> für die mehrtägigen Schneeschmelzen. Die am Gebietsauslass simulierte Sedimentfracht liegt zwischen 6.7 und 365.8 t pro Tag und summiert sich auf 246.2 t für die Schneeschmelze 2003. Im Jahr 2004 werden 99.9 t und im Jahr 2005 sogar 757.9 t Austrag simuliert. Für das Kalibrierungsjahr 2004 kommt es zu einer Überschätzung der Sedimentfracht im Vergleich zur gemessenen von lediglich 10 t bzw. 12%. Für die Schneeschmelze im Jahr 2003 liegt die Abweichung mit diesem Parametersatz bei -9 %. Für das Jahr 2005 fällt die Berechnung mit einem Fehler von 33 % nicht so gut aus. Insgesamt führen Schneeschmelztage mit geringer simulierter Erosionsmenge zu einer

zusätzlichen Mobilisierung von Sediment aus dem Gerinne und umgekehrt, hohe Erosionsmengen zu einer Deposition von Material auf den Wald- und Grünlandflächen und im Gerinne selbst. Hohe Sedimentfrachten werden daher vor allem für die Talflanken und die kerbtalähnlichen Talanfänge berechnet. Durch die räumliche Differenzierung der Abfluss- und Erosionsprozesse kommt es zu signifikanten Unterschieden bei der berechneten Sedimentfracht für die beiden Teileinzugsgebiete. Bei Schneeschmelztagen mit Abflussbildung unter Wald wird aufgrund des höheren Waldanteils im Lubazhinkhateilgebiet eine höhere Sedimentmenge ausgetragen. Die Unterschiede im Gerinneverhalten und zwischen den Teileinzugsgebieten verdeutlichen die insgesamt hohe Prozessrepräsentanz der Modellergebnisse.

Das Modellsystem IWAN bildet für beide Einzugsgebiete mit hoher Plausibilität die räumliche und zeitliche Dynamik der Oberflächenabflussbildung während der Schneeschmelze und die damit verbundenen Erosionsprozesse ab. Der Modellansatz stellt somit eine Möglichkeit zwischen Modellergebnisaggregation für den Gebietsauslass und aufwendiger Geländebeobachtung bzw. -messungen dar.

Die prozessbeschreibende Modellierung mit zufriedenstellender Güte sowohl für das Schäfertal als auch für das Lubazhinkhaeinzugsgebiet stellt die Grundlage für die Berechnung von Klima- oder Landnutzungsszenarien dar. Eine Auswertung der bestehenden langjährigen Datenreihe aus dem Schäfertal bestätigt zunächst den allgemeinen Trend zur Erwärmung vor allem im Winterhalbjahr. Demgegenüber lässt der instrumentenbedingte Fehler bei der Niederschlagsmessung keine Ableitung eines Trends aus den vorhandenen Daten zu. Aus der meteorologischen Datenreihe des Schäfertals wurden insgesamt 13 Jahre mit definierter Abweichung von +2.5 bis -2.5 °C und fünfmal +0.5 °C von der durchschnittlichen Winterlufttemperatur (Jd 330-90) gegenüber dem langjährigen Wintermittel ausgewählt. Im Gegensatz zu Wettergeneratoren werden dadurch eine Kombinationen aus Lufttemperatur und Niederschlag erfasst, die typischen Witterungssituationen entsprechen. Die Niederschlagssummen für den Winterzeitraum dieser Szenariojahre liegen zwischen -45 % und + 75 % gegenüber den langjährigen Mittelwerten. Die Modellergebnisse belegen die große Bedeutung der Witterungssituationen für die Abflussbildung in der Art, dass eine erhöhte Niederschlagssumme nicht zwingend auch eine überdurchschnittliche Abflussmenge hervorruft. Schneedeckendynamik und Bodenfrost sind die prägenden Elemente. Die Anzahl der Schneetage und die Dauer einer Schneeperiode liegt bei negativen

Temperaturabweichungen deutlich über den Szenarien mit positiver Abweichung. Insgesamt zeigen die Ergebnisse der hydrologischen Simulation für die Szenarien, dass sowohl eine starke Abweichung nach oben oder unten vom bisherigen Durchschnitt vermehrt zu Oberflächenabflussbildung führt. Die Erosionssummen der Szenariotage mit Oberflächenabfluss variieren zwischen 4 und 141 t d<sup>-1</sup> und stehen aufgrund des nicht veränderten Parametersatzes in direkter Abhängigkeit zum Abflussvolumen. Die berechneten Erosionssummen für Situationen ohne Bodenfrost fallen generell geringer aus, befinden sich aber wie auch die Ereignisse mit Bodenfrost im Wertebereich der Referenzereignisse. Im Bereich der Referenzereignisse liegen auch die Sedimentfrachten mit 0.03 bis 13.15 t d<sup>-1</sup>. Eine erhöhte Variabilität ist zu erwarten, wenn die Veränderungen der Vegetationsperioden und der Fruchtfolgen in den Modellansatz aufgenommen würden. Eine Betrachtung der Erosionssummen und Sedimentfrachten nicht auf Basis von Tageswerten sondern von Schneeschmelzereignissen zeigt deutlich, dass die Klimaszenarien mit hohen Abweichungen von den Normwerten auch erhöhte Gesamtstoffausträge verursachen.

Im russischen Lubazhinkhaeinzugsgebiet führen die Transformationsprozesse im Landwirtschaftssektor zu tiefgreifenden Änderungen der Landnutzung. Auf einer Analyse der Entwicklung in den letzten 15 Jahren aufbauend, kann für das Gebiet von einer deutlichen Modifikation im Verhältnis Grünland, Acker und Wald ausgegangen werden. Diese Dynamik spiegelt sich in den fünf Szenarien wider, die flächenspezifische Änderungen vorsehen. Die Variationen reichen von einem Szenario, in dem ein ausländischer Investor die landwirtschaftliche Nutzfläche auf alle geeigneten Böden ausdehnt, über eine Ausdehnung der Waldflächen in einem laufenden staatlichen Waldschutzprogramm bis hin zum Aufbau kleinbäuerlicher Strukturen und lokale Vermarktung der Produkte durch sich entwickelnden Tourismus. Die Gesamtabflussmenge der Szenarien liegt zwischen 276.4 und 293.3 mm für die Simulationsperiode 2003 bis 2005. In Abhängigkeit vom Waldflächenanteil und der damit verbundenen Evapotranspiration treten im Vergleich zum Ist-Zustands des Referenzszenarios nur geringe positive oder negative Abweichungen auf. Im Unterschied dazu treten bei der Betrachtung der Oberflächabflussentwicklung für die drei Schneeschmelzperioden relativ große Abweichungen bis zu über 20 mm auf. Diese Unterschiede sind am deutlichsten in den durch Bodenfrost und hohes Schneewasseräquivalent ausgezeichneten Jahre 2003 und 2005 für das Szenario mit dem größten Waldflächen- und Grünlandanteil. Mit wenigen Ausnahmen führen die Szenarien zu einer Erhöhung der simulierten Sedimentfracht am Gebietsauslass. Die Ergebnisse belegen darüber hinaus, dass eine Verminderung der Erosion auf den Hängen

allein nicht zu einer Frachtreduzierung führen muss, da bei geringer Sedimentbelastung im Gerinne Material aufgenommen werden kann. Ein flächenspezifischer Vergleich zweier Szenarien belegt die Bedeutung der Verortung der Nutzungsänderungen innerhalb des Einzugsgebietes und der damit einhergehenden Konnektivität von abflussbildenden Arealen und Erosionsflächen zum Gerinne hin.

Die Szenarioergebnisse weisen auf die steigende Bedeutung von Extremereignissen hin, die im Zuge des Klimawandels zu erwarten sind. Ebenso wird die Verknüpfung von Hang- und Gerinneprozessen als Attribut eines Einzugsgebietes unterstrichen, das bei Managementmaßnahmen beachtet werden muss. Insgesamt belegen die Ergebnisse für beide Untersuchungsgebiete, dass das Modellsystem IWAN nach einer Kalibrierung erfolgreich zur Abschätzung von möglichen zukünftigen Sedimentquellen und Sedimentausträgen eingesetzt werden kann.

Weitergehender Forschungsbedarf besteht in der Frage der Übertragbarkeit des Monitoringansatzes in Naturräume mit anderen, zum Teil komplexeren hydrologischen Einzugsgebietsreaktionen und darauf aufbauenden Stoffausträgen und Austragspfaden. Darüber hinaus kann im Modellsystem IWAN eine Verbesserung durch eine Berechnung der Rillenausbildung auf dem Hang sowie eine Modifikation der Sedimenttransportberechnung erzielt werden. Bei einer Übertragung auf andere Einzugsgebiete sollte eine umfassende Sensitivitätsanalyse und Ergebnisunsicherheitsbetrachtung vor allem in Hinblick auf die Kopplung von Teilmodellen innerhalb des Modellsystems erfolgen.

## 9 Summary

Soil erosion by water is a ubiquitous problem that impairs the agricultural productivity, diminishes soil functionality and may harmfully affect neighbouring environmental compartments. Surface waters are especially affected by the sediment, sediment bounded and soluble nutrients as well as pollutants mobilised by soil erosion. The knowledge about erosion processes and sediment loads is of high relevance for the protection of the soil and water and has moreover an economic dimension.

Generally, a slope or catchment can be divided into three zones: erosion, transport and sedimentation. However, runoff generating processes and roughness or topography triggered runoff concentration lead to an individual differentiation. Furthermore, spatial and temporal discontinuities of processes or connectivities and thresholds modify the erosion and sediment characteristics. Relief and soil as structural elements of a catchment control accordingly the soil moisture differentiation and in an essential way the runoff generation and sediment load.

In temperate and cold climates an important portion of runoff is generated in winter and can be affected by soil frost and snowmelt. However, only little knowledge exists about the processes and dimension of sediment and nutrient emissions under these wintry conditions. Systematic research exists particularly in Russia and Norway. The related deficits are also reflected in existing model approaches to estimate soil erosion and sediment fields from catchments. On the one hand neither the snow development or snow melt nor the modification of the soil water flow in case of frozen soil is considered. On the other hand the erosivity of the snow melt runoff and the modification of the soil erodibility through, for example frost-thaw cycles, is adequately reflected. It is the main focus of the presented work to identify, by analysing data from a German and a Russian catchment, the dominant processes and triggers of runoff generation and diffuse pollution under winter conditions. The results are implemented into a model system which is utilised to analyse spatial heterogeneity and temporal variability of processes and to estimate the effects of climate and land use change on sediment loads in the two target areas.

The 1.44 km<sup>2</sup> catchment Schaeftal is located in the eastern lower Harz Mountains approx. 150 km SW of Berlin, Germany. Cambisols and Luvisols have developed from periglacial slope deposits on greywacke and argillaceous shale. These slopes are utilised agriculturally

with a crop rotation of mainly winter grain and canola. The thalweg is dominated by hydromorphic soils and pasture. The climate is slightly continental with an annual average temperature of 6.8°C and 680 mm total annual precipitation. In addition to long-time hydro-meteorological measurements, since several years research into sediment and nutrient emissions is conducted. A routine biweekly sampling of the runoff at the catchment outlet is supplemented by automatic high flow sampling especially during snow melt flows. Besides suspended sediment concentration, phosphorus species and dissolved organic carbon are sampled and analysed following standard methods.

Also in the Russian catchment Lubazhinka the main focus is the characterisation of runoff generation and sediment/nutrient transport during snowmelt events. The catchment is located about 100 km south of Moscow, Russia in the transition zone from southern Taiga to forest steppe. The area of 18.8 km<sup>2</sup> is utilised half by agriculture and one third by forestry. The recent spatial differentiation of this land use is triggered by the relief determined erosive shortening and hydromorphic characteristics of the dominant grey forest soils. Climate and hydrology are dominated by snow cover accumulation and snow melt; annual average temperature is 4.4°C and the annual precipitation sum is 560 mm. High flow samples are taken at the catchment outlet behind a small dam and at the two most important tributaries to characterise mobilisation processes and the sediment and nutrient concentrations.

The interpretation of data from the Schaeferthal demonstrate for the period of investigation the importance of high flow situations that are caused by snow melt. Catchment conditions characterised by frozen soils lead to a modification of the measured hydrograph, especially through the occurrence of fast surface or near-surface components. The peak flow of the eight high flow events which are employed for interpretation vary between 30 and 270 l s<sup>-1</sup>, with total runoff volumes in a range from 1 to 50 mm. The sediment concentrations that are observed at the catchment outlet are below 650 mg l<sup>-1</sup> for the two events without frozen soil and therewith distinct below the maximum of around 6000 mg l<sup>-1</sup> for events with frozen or partly frozen soil conditions. Solely, one event with rainfall on unfrozen soil is characterised by high sediment concentration which is caused by channel maintenances and easy mobilisation of material from the channel banks. According to this, the sediment yields vary for the single events and achieve up to 17 t. The most important trigger is the generation of erosive surface runoff on the slopes by reduction of the hydraulic conductivity of the frozen soils. The comparison of the sediment concentrations of high flow events and the biweekly



sampling as well as hysteresis curves of the single events clarify the differing dynamics of sediment export situations. The soil frost affected events show an anti-clockwise direction of the discharge-sediment relationship which points to a sediment source on the slope, whereas the hysteresis curves of unfrozen soil conditions are oriented clockwise. For these events a sediment source near the channel or the channel bank is probable. These assumptions are also supported by a differentiated phosphorus enrichment ratio in the exported sediment. Furthermore, a dynamic in the progress of the single events can be observed which is caused by the temporal variability of the runoff generation and confirms the related spatial heterogeneity of sediment sources.

Contrary to the Schaefertal with several snow melt events per year, in the Russian catchment the snow cover is accumulated over the entire winter and one snow melt flood occurs in March or during the first half of April. The interpretation of multiannual data document the importance of the spring snow melts for the runoff generation and sediment export from the catchment Lubazhinka. The sediment yield of three observed snow melt events varies between 50 and 630 t in dependency on the hydrological conditions. The event related sediment load of at least  $0.3 \text{ t ha}^{-1}$  is above the values that were measured in the Schaefertal but in the range of other studies with comparable soils and land use. Detailed analyses of the measurements of the snow melt in spring 2003 document the dynamic within one event. A sediment concentration at the catchment outlet from 6 to  $540 \text{ mg l}^{-1}$  led to a total event sediment yield of 190 t. The maximum concentrations of sediment and phosphorus peak with the discharge. In contrast, the concentration of dissolved organic carbon (DOC) is delayed compared to the runoff peak due to the slow snow melt development under forest stands and mobilisation of DOC from the organic rich topsoil of these forest areas. A differentiation of runoff components allows a further interpretation of event specific dynamic of sediment sources and transport pathways. In case of low discharge ( $< 2.5 \text{ mm d}^{-1}$ ) the material transfer is dominated by dissolved forms and enters the channel passing the soil as slow runoff. Fast runoff components or surface runoff dominate situations with higher amounts of discharge in which sediment and nutrient sources are mobilised with temporal dynamic. Besides this event internal dynamic inter-annual variability exists that is a result of weather conditions in the specific winter. Similar to the Schaefertal, the development of frozen soils and the related modification of infiltration characteristics of the soils play an important role in the Lubazhinka catchment. Other important triggers are snow water equivalent, snow melt dynamic and specific soil frost characteristics, i.e. depth of penetration. The variability of

these boundary conditions led to a high inter-annual differentiation of runoff generation and sediment loads. Thus, for the snowmelt 2004 with above average winter air temperatures and only partly frozen soils, as well as low snow water equivalent, a comparable low sediment load was observed. In addition, the hysteresis curves of the discharge-sediment concentration relationship indicate differences in the sediment sources for the single snow melt events which are in dependency of the abovementioned factors.

For both catchments the established monitoring system and selected parameters provide an insight into runoff generating processes and relevant triggers. Occurrences of soil frost and snow melt dynamics are most important factors. Wintry conditions led to high sediment and nutrient yields in both catchments. The interpretation of physical and chemical parameters of discharge allows the identification of spatial heterogeneity and temporal variability of sediment source areas.

Several demands for a model approach arise from these findings of catchment monitoring which are especially related to the spatial differentiated estimation of surface runoff generating areas and soil erosion through snow melt water. The basis for the model system “IWAN” (Integrated Winter erosion And Nutrient load model) is the hydrological model WASIM ETH Ver.2 and the nutrient load model AGNPS 5.0. The linking of these two raster-based models facilitates the utilisation of continuous, spatial differentiated information for surface runoff to estimate soil erosion. By this, the high parameter sensitivity of the SCS-CN approach in AGNPS is replaced with sensitivities distributed among different parameters of the soil water calculation in WASIM and the concurrent calculation of a plausible process based spatial differentiated runoff generation. The implementation of a module to estimate the soil temperature forms the basis for an improved calculation of soil water flows and runoff generation under winter conditions. This module calculates the topsoil temperature based on values of air temperature and considers exposition and land use. The calculated soil temperature of the previous day is assumed in case of a snow cover of more than 5 mm water equivalent. The saturated hydraulic conductivity of the soil is set to zero if the calculated soil temperature drops below freezing and surface runoff begins after the water free soil pore volume is filled up. The goodness of fit for the Schaeferthal shows a correlation coefficient of 0.62 to 0.81 and for the Lubazhinka catchment values in a range between 0.82 and 0.91. The spatial and temporal differentiated information of surface runoff is fundamental to a new developed calculation of rill erosion during snow melt situations which replaces the empirical

erosion estimation of AGNPS. One rill for each raster cell is simulated on the assumption of a non-cohesive soil through water saturation and that soil frost does not hinder the deepening of the triangular rill profile. The soil erodibility is a function of root parameters and diameter of water stable aggregates. The erosivity of the snow melt runoff in the rill is calculated in dependency of surface roughness and soil aggregate diameter. A spatial differentiated estimation of soil erosion is possible in combination with the routed surface runoff from the modified WASIM. In addition to the erosion estimation, the model system IWAN comprises a user interface for data conversion as well as pre- and post-processing options.

The results of the model system application for both catchments demonstrate that the dominant processes of runoff generation as well as sediment loss are matched. For the Schaefertal a modelling agreement of  $r^2$  equalling 0.94 and 0.91 is realised for the year of calibration 1994 and the year of validation 1995, respectively. With the exception of 1996 all periods of high flow and the falling dry of the channel in summer from 1996 until 2003 are represented satisfactorily with the calibrated set of parameters. On this basis, the total runoff volume of the observed and above discussed snow melt events has been modelled with a high degree of accuracy. The spatially differentiated calculation of soil moisture and soil frost occurrence results in a variable fraction of surface runoff on the total runoff for these events. Runoff volume, slope and flow length show positive sensitivities in the new snow melt erosion module. However, parameter combinations and non-linear algorithms, especially for root parameters and the Manning coefficient, may lead to more complex sensitivity properties. Thus, the simulation of soil erosion in the Schaefertal was first conducted with a set of parameters that was calibrated with results of erosion plot experiments. The average values of calculated erosion vary between 0.0006 and 0.96 t ha<sup>-1</sup> for the six events from the Schaefertal. However, the median values and high standard deviations prove that most of the cells have low erosion values. The results for events with frozen soils are characterised by significant higher values of erosion. Despite similar total runoff volume i.e. of the events from 20.01.2001 and 26.02.2002 differences occur because of distinctions in runoff concentration on the north and south exposed slope. The spatial results are positively compared to field mapping in addition to a plausibility control of the calculated values. The adjustment of the calculated values for sediment load against the observations is done with calibration of the Manning coefficient for one randomly selected event. The sediment load in some footslope areas caused by runoff concentration is especially high and in the range of 0.0 to 13.84 t for single events. The event sediment yield is generally underestimated with the exception of the

event on 26.02.2002. The total absolute error for the three winter seasons is 11 t. The difference between simulated and observed sediment load is highest for the 26.12.2002. This distinction may originate in the temporal variability and spatial heterogeneity of surface roughness against the background of soil frost influences and tillage operations. The general distribution of modelled sediment sources, transport pathways and connecting points to the channel are confirmed by field observations. However, a quantification of the spatial model results on the basis of the observed single events is not possible.

For the Lubazhinka catchment two sets of hydrological parameters are identified for the year of calibration 2004 which achieve satisfying results in comparison to the observed discharge. Although one of these set of parameters performed better in reproducing the peak flows of the snow melt situations, the spatial distribution of surface runoff generating areas was not plausible. Contrary, the second set of parameters characterises the lateral water flows and thus the important spatial soil moisture distribution in a more realistic way. However, the snow melt peak flows for the years of validation 2003 and 2005 are overestimated. The difference between the years, which was identified on the basis of the interpretation of the observations, is matched as well as the dynamic of runoff generation. Surface runoff generation on the flat interfluvial areas and saturated areas in valley bottoms are modelled satisfactorily as well as the delayed runoff generation under forest stands. The model system simulates erosion sums of 10 to 280 t d<sup>-1</sup> for a total of ten days with surface runoff in a range of 0.3 to 24.1 mm d<sup>-1</sup> in the entire modelling period of three years. Considering the variable area of 5 to 46 % on which erosion takes place, the values of effective erosion vary between 0.1 and 0.32 t ha<sup>-1</sup> for single days and between 0.44 to 0.92 t ha<sup>-1</sup> for multi-day snow melts. The simulated sediment load at the catchment outlet range from 6.7 to 365.8 t per day and sums up to 246.2 t for the snow melt 2003. For the year 2004 99.9 t and for 2005 757.9 t are calculated. In comparison to the observations for the calibration year 2004, the sediment load is overestimated by 10 t or 12 %. The deviation for 2003 is -9 %, with the same set of parameters. The result for 2005 is with an error of 33 % not as good as in the two other years. Overall, the days of snow melt with a low amount of erosion cause additional mobilisation of sediment from the channel banks and contrary, high amount of erosion on the slopes result in deposition processes on the forest and pasture areas near in the valley bottom and in the channel itself. Thus, high sediment loads are estimated for the bottom slopes and the small V-shaped first order valleys. The sediment loads for the two sub-catchments differ significantly because of the spatially differentiated processes of runoff generation and soil erosion. For the days with runoff

generation in forest areas higher sediment yields are calculated for the Lubazhinka-subcatchment which is characterised by a higher degree of forested areas. Differences in slope-channel interaction and variations between the two subcatchments illustrated the overall high process relevance of the model results.

The model system IWAN estimates for the Schaeferfetal and the Lubazhinka catchment the spatial and temporal dynamics of surface runoff generation and the related erosion processes during snow melt episodes with high plausibility. The model approach demonstrates an option between model result aggregation at the catchment outlet and intensive spatial field observation and measurement within a catchment.

The satisfactory modelling of processes for the Schaeferfetal, as well as for the Lubazhinka catchment, forms the basis for the calculation of climate and land use scenarios. An analysis of the existing long-term dataset from the Schaeferfetal approves the general trend of warming, especially in the winter half year. Contrary, the instrument error for rainfall measurements disallows an identification of a trend in the present data. A total of 13 years with defined deviation of +2.5 to -2.5 °C and five years with a deviation of +0.5 °C from the average air temperature in winter (Jd 330-90) were selected from the data set. In contrast to the utilisation of weather generators, this selection provides a dataset with a combination of air temperature and rainfall/snow that is in accordance with typical atmospheric situations. The amount of rainfall for the winter period of the scenario years deviates -45 % to +75 % from the long term average of winter. The model results substantiate the role of weather situations such that an increased amount of rainfall does not automatically result in above-average runoff. Snow cover dynamics and soil frost occurrence are the controlling factors. The number of days with snow and the duration of each snow period are significant higher for scenarios with negative temperature deviation compared to the scenarios with positive deviation. Overall the results of the hydrological calculation of the scenarios show that extreme positive and negative deviations lead to increased surface runoff probability. The sums of erosion for single days with surface runoff varies between 4 to 141 t d<sup>-1</sup> and are in direct relation to runoff volume due to the unchanged set of parameters. Generally the calculated sums of erosion for situations without soil frost are lower than with soil frost, but both types are in the range of values of the measured and modelled reference events. Also the calculated sediment yields from 0.03 to 13.15 t d<sup>-1</sup> for the scenario days are in the range of the measurements. A higher variability could be expected when considering modifications to vegetation period or crop

rotations. An interpretation of erosion and sediment yield on the basis of snow melt periods clarifies those scenarios with extreme deviations also tend to higher sediment export from the catchment.

Transformation processes in the agricultural sector of Russia trigger fundamental changes in land use. Based on an analysis of the development of the past 15 years for the Lubazhinka catchment a significant modification of the pasture, arable land and forest areas is probable in the future. This dynamic is reflected in five scenarios with area-specific changes in land use distribution. The variations range from scenarios with a foreign investor who extends the arable land to all suitable soils in the catchment, an expansion of forest areas in the frame of a governmental forest protection program to the development of small family farms with local market structures because of tourism. The calculated total runoff for the scenarios varies between 276.4 and 293.3 mm for the entire simulation period 2003 to 2005. Small positive or negative deviations occur compared to the as-is state in relation to the variable forest area and combined evapotranspiration. Contrary, the surface runoff shows large deviations of more than 20 mm for the three snow melt periods. These differences are pronounced for the scenario with highest portion of forest and pasture area in the years 2003 and 2005 that are characterised by soil frost and high water equivalent in snow. With only few exceptions the scenarios lead to an increase in simulated sediment yield at the catchment outlet. Moreover, the results document that a decrease of erosion on the slopes does not consequently result in a yield reduction. In the case of low sediment input from the slopes additional material from the channel bed and banks may attribute significantly to the sediment loading. An area specific comparison of two scenarios clarifies the importance of localisation of land use changes and the according connectivity of surface runoff areas and erosion areas to the channel.

The scenarios document the increasing importance of extreme events that can be expected due to climate change. Additionally, the link of slope and channel processes, as attribute of a catchment, has to be considered in planning of management measures. The results prove for both catchments that the model system IWAN can be applied for estimating future potential sediment sources and sediment yield after successful calibration.

Further research is needed in the question of transferability of the monitoring approach to other environments with a different, more complex hydrological catchment reaction and linked sediment sources and transport mechanisms. The model system IWAN can be

improved by a dynamic calculation of rill network generation on the slope and a modification of the sediment transport algorithms. The transfer of the model system to other catchments has to be accompanied by a comprehensive sensitivity and uncertainty analysis especially respecting the model chain within IWAN.





## 10 LITERATUR

- Alexandrov, Y., Laronne, J.B. and Reid, I., 2003. Suspended sediment concentration and its variation with water discharge in a dryland ephemeral channel, northern Negev, Israel. *Journal of Arid Environments*, 53: 73-84
- Auswärtiges Amt (2003). Russische Föderation – Wirtschaft. Quelle: {[http://www.auswaertigesamt.de/www/de/laenderinfos/laender/laender\\_ausgabe\\_html? type\\_id=140](http://www.auswaertigesamt.de/www/de/laenderinfos/laender/laender_ausgabe_html? type_id=140)} 19.03.2003
- Baade, J., 1996. Spatial and temporal variability of discharge and sediment yield in small loess-covered catchments. *Géomorphologie: Relief, processus, environment* 3: 65-74
- Bagnold, R. A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. U.S. Geological Survey Professional Paper 422-I
- Bärlund, I., Fronzek, S., Posch, M., Salo, T., Turtola, E. and Carter, T., 2007. Wasser- und Stofftransport aus landwirtschaftlich genutzten Flächen in Südwest-Finnland am Ende des 21. Jahrhunderts. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 20.07: 101-106
- Basic, F., Kisić, I., Mesić, M., Nestroy, O. and Butorac A., 2004. Tillage and crop management effects on soil erosion in central Croatia. *Soil & Tillage Research*, 78: 197–206
- Bathurst, J.C., 2002. Physically-based erosion and sediment yield modelling: the SHETRAN concept. In *Modelling Erosion, Sediment Transport and Sediment Yield*, W. Summer and D.E. Walling (eds.), International Hydrological Programme, IHP-VI, Technical Documents in Hydrology, No 60, UNESCO, Paris, 47-67.
- Bathurst, J.C., Burton, A., Clarke B.G., and Gallart, F., 2006 Application of the SHETRAN basin-scale, landslide sediment yield model to the Llobregat basin, Spanish Pyrenees. *Hydrological Processes*, 20: 3119 - 3138
- Bayard, D., Stähli, M., Parriaux, A., and Flühler, H., 2005. The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland. *Journal of Hydrology* 309: 66-84
- Bengtsson, L., 1985 Characteristics of snowmelt induced peak flows in a small northern basin. *Nordic Hydrology* 16:137-156
- Bharati, L. 2003. The impact of runoff generation processes on sediment and phosphorus transport - field studies and model application in the Schäfertal catchment (Harz Mountains, Germany). Dissertation, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg/Halle/Saale, 144 S
- Bhuyan, S.J., Kalita, P.K., Janssen, K.A. and Barnes, P.L., 2002. Soil loss predictions with three erosion simulation models. *Environmental Modelling & Software* 17: 135-144
- Boix-Fayos, C., Martínez-Mena, M., Arnau-Rosalén, E., Calvo-Cases, A., Castillo, V., Albaladejo, J., 2006. Measuring soil erosion by field plots: Understanding the sources of variation. *Earth-Science Reviews* 78: 267-285
- Bormann, H., Bruer, L., Gräff, T. and Huisman, J., 2007. Analyse der Auswirkung von Landnutzungsänderungen und den damit verbundenen Veränderungen von Bodeneigenschaften auf die Wasserbilanz von Einzugsgebieten. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* 20.07: 223-234
- Broberg, O. and Persson, G., 1988. Particulate and dissolved phosphorus forms in freshwater: composition and analysis. *Hydrobiologia* 170: 61-90
- Bronstert, A., Niehoff, D., and Bürger, G., 2002. Effects of climate and land-use change on storm runoff generation: present knowledge and modelling capabilities. *Hydrological Processes* 16: 509-529
- Bryan, R.B., 1987. Processes and significance of rill development. *Catena Supplement* 8: 1-15

- Bulygin, S.Y., Tarasov, V.I. and Radov, S.G., 2006. Soil erosion in Agricultural Landscapes of Donbas. *Eurasian Soil Science* 39: 1144-1147
- Buttle, J.M. and Sami, K., 1990. Recharge processing during snowmelt: An isotopic and hydrometric investigation. *Hydrological Processes* 4:343-360
- Büttner, O., Tibke, M., Gast, H., Spindler, J. and Schneidewind, A., 2002. Datenbanken in der Gewässerforschung am Beispiel des Informationssystems GEFO 10. Magdeburger Gewässerschutzseminar: Die Elbe - neue Horizonte des Flussgebietsmanagements, Spindlermühle/Tschechische Republik, 21.-26.10.2002 Teubner, Stuttgart
- Cammeraat, E., 2004. Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 104:317-332
- Cherkauer, K.A. and Lettenmaier, D.P., 1999. Hydrologic effects of frozen soils in the Upper Mississippi River basin. *J. Geophys. Res.* 104: 19599–19610
- Dabney, S.M., Yoder, D.C., Foster, G.R. and Nearing, M.A., 2006. Application of RUSLE2 to Pasturelands. Proceedings of the 14th International Soil Conservation Organization Conference, May 14-19, 2006, Marrakesh, Morocco
- Demidov, V.V., 2000. Laws of soil erosion of the forest-steppe zone at snow melting as a scientific basis of system of soil-protective measures. Dissertation on competition of the scientific degree of Dr.Sci.Biol., Moscow , 294 pp. (in Russian)
- Demidov, V.V., Ostroumov, V.E., Nikitishena, I.A. and Lichko, V.I., 1995. Seasonal freezing and erosion during snowmelt. *Eurasian Soil Science*, 28:78-87
- Deumlich, D., Funk, R., Frielinghaus, M., Schmidt, W.-A. and Nitzsche, O., 2006. Basics of effective erosion control in German agriculture. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*.169: 370-381
- Dibike, Y.B. and Coulibaly, P., 2005. Hydrologic impact of climate change in the Saguenay watershed: comparison of downscaling methods and hydrologic models. *Journal of Hydrology* 307: 145-163
- Dore, M., 2005. Climate change and changes in global precipitation patterns: What do we know? *Environment International*, 31: 1167-1181
- Drogue, G., Pfister, L., Leviandier, T., El Idrissi, A., Iffly, J. -F., Matgen, P., Humbert, J. and Hoffmann, L., 2004. Simulating the spatio-temporal variability of streamflow response to climate change scenarios in a mesoscale basin. *Journal of Hydrology* 293: 255-269
- Eckhardt, K. and Ulbrich, U., 2003. Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range. *Journal of Hydrology* 284: 244-252
- Edwards, L., Richter, G., Bernsdorf, B., Schmidt, R.-G., and Burney, J., 1998. Measurement of rill erosion by snowmelt on potatoe fields under rotation in Prince Edward Island (Canada). *Canadian Journal of Soil Science* 78: 449-458
- Feger, K.-H., Seegert, J., and Armbruster, M., 2003. The potential effect of land-use on runoff dynamics – application of the brook90 model to a forested catchment in the eastern ore mountains (Germany) using data of the summer flood 2002. International Workshop on Mountain Hydrology, April 2-4 2003, Einsiedeln, Switzerland
- Fischer, J., 2004. Erstellung einer Phosphor-Bilanz für das Einzugsgebiet Schäferbachtal und Charakterisierung der kritischen Austragsflächen durch das P-Index-Verfahren. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Geografie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberge. 77 S.
- Folly, A., Quinton, J.N. and Smith R.E., 1999. Evaluation of the EUROSEM model using data from the Catsop watershed, The Netherlands. *Catena* 37: 507–519

- Fritz, H., 2001. Berechnung von Schneeschmelze und Wintererosion im Kleinzugsgebiet „Schäfertal“ mit dem Modell Erosion3D/Winter Version. Unveröffentlichte Studienarbeit, Institut für Bohrtechnik und Fluidbergbau, TU-Bergakademie Freiberg. 50 S.
- Fritz, H., Ollesch, G. Weigert, A. and Schmidt, J., 2007. Methodenvergleich der Bodenfeuchtebestimmung und Messung der Infiltration in teilweise gefrorene Böden. *Hercynia N.F.* 20:19-31
- Gatto, L.W., 2000. Soil freeze–thaw-induced changes to a simulated rill: potential impacts on soil erosion. *Geomorphology* 32: 147-160
- Gellens, D. and Roulin, E., 1998. Streamflow response of Belgian catchments to IPCC climate change scenarios. *Journal of Hydrology* 210: 242-258
- Goloso, V., 2003. Application of Chernobyl-derived <sup>137</sup>Cs for the assessment of soil redistribution within a cultivated field. *Soil and Tillage Research* 69: 85-98
- Goloso, V., Litvin, L., Larionov, G. and Krasnov, S., 2001. Soil erosion during snow-melting: results of 15 years observation in Central Russia. International Symposium on snowmelt erosion and related problems, 28-30 March 2001, Oslo, Norway
- Goloso, V., and Panin, A., 2006. Century-scale stream network dynamics in the Russian Plain in response to climate and land use change. *Catena* 66: 74-92
- Goncharov, V.N., 1962. Dynamics of bed of streams. GIMIZ Press, Leningrad. (In Russian).
- Göttlicher-Göbel, U., 1987. Wasserqualität von Fliessgewässern landwirtschaftlich genutzter Einzugsgebiete insbesondere bei Hochwasserabflüssen. Dissertation Uni. Gießen
- Govers, G., 1987. Spatial and temporal variability in rill development processes at the Hulderberg experimental site. In: Bryan, R. Editor, *Rill Erosion* 8, Catena Verlag, Cremlingen (1987), pp. 17–34.
- Grant, R., Laubel, A., Kronvang, B., Andersen, H.E., Svendsen, L.M. and Fuglsan, G.A., 1996. Loss of dissolved and particulate phosphorus from arable catchments by subsurface drainage. *Water Research* 30: 2633-2642
- Grayson, R. B., Blöschl, G., Western, A.W. and McMahon, T.A., 2002. Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response. *Advances in Water Resources* 25: 1313-1334
- Grønsten, H.A., and Lundekvam, H., 2006. Prediction of surface runoff and soil loss in southeastern Norway using the WEPP Hillslope model. *Soil & Tillage Research* 85 186– 199.
- Gyssels, G., Poesen, J., Knapen, A., Van Dessel, W. and Léonard, J. 2007. Effects of double drilling of small grains on soil erosion by concentrated flow and crop yield. *Soil and Tillage Research* 93: 379-390
- Hansen, N.C., Gupta, S.C. and Moncrief, J., 2000. F. Snowmelt runoff, sediment, and phosphorus losses under three different tillage systems. *Soil and Tillage Research* 57: 93-100
- Hayashi, M., van der Kamp, G., and Schmidt, R. 2003. Focused infiltration of snowmelt water in partially frozen soil under small depressions. *Journal of Hydrology*, 270: 214-229
- Hebel, B., 2003. Validierung numerischer Erosionsmodelle in Einzelhang- und Einzugsgebiet-Dimension. Inaugural-Dissertation Universität Basel, Basel
- Hebel, B., Weibel, M., Weissshaidinger, R. and Katterfeld, C., 2005. Model verification for EROSION 3D: Effects of downscaling and varying input resolution. *Water, Air and Soil Protection*, submitted. Als PDF von <http://www.behe.net/wissenschaft.htm#derzeit>
- Helliwell, R.C., Soulsby, C., Ferrier, R.C., Jenkins, A., and Harriman, R., 1998. Influence of snow on the hydrology and hydrochemistry of the Allt a´Mharcaidh, Cairngorm mountains, Scotland. *The Science of the total Environment*, 217: 59-70
- Hessel, R., Jetten, V., Liu, B., Zhang, Y. and Stolte, J., 2003a. Calibration of the LISEM model for a small Loess Plateau catchment. *Catena*, 54: 235-254

- Hessel, R., Jetten, V., and Guanghui, Z., 2003b. Estimating Manning's  $n$  for steep slopes. *Catena*, 54: 77-91
- Hesser, F., Kralisch, S. and Rode, M., 2004. Kopplung heterogener Prozessmodelle - das Object Modeling System Interdisziplinäre Methoden des Flussgebietsmanagements, Münster, 15.-16.3.2004 IfGI prints 21, Institut für Geoinformatik, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, Münster, S. 325-332
- Imeson, A. Cammeraat, E. and Perez-Trejo, F., 1993. Desertification response units. In: *Desertification in a European context: Physical and socio-economic aspects. Proceedings of the European School of Climatology and Natural Hazard Course. Held in El Campanello, Pueblo Acanilado, Alicante Spain, 6-13- October 1993* p. 153-168
- IPCC, 2001. <http://www.ipcc.ch/index.htm>
- Jetten, V., de Roo, A. and Favis-Mortlock, D., 1999. Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models. *Catena* 37:521-541
- Jetten, V., Govers, G. and Hessel, R., 2003. Erosion models: Quality of spatial predictions. *Hydrological Processes*. 17: 887-900
- Jordan, G., van Rompaey, A., Szilassi, P., Csillag, G., Mannaerts, C. and Woldai, T., 2005. Historical land use changes and their impact on sediment fluxes in the Balaton basin (Hungary). *Agriculture, Ecosystems & Environment* 108: 119-133
- Kendall, K.A., Shanley, J.B. and McDonnell, J.J., 1999. A hydrometric and geochemical approach to test the transmissivity feedback hypothesis during snowmelt. *Journal of Hydrology* 219: 188-205
- Kinnell, P.I.A., 2007 in press. Sediment delivery from hillslopes and the Universal Soil Loss Equation: some perceptions and misconceptions. *Hydrological Processes Early View*
- Kirkby, M.J., 1991. Sediment travel distance as an experimental and model variable in particulate movement. *Catena Supplement* 19: 111-128
- Kirkby, M.J., 2002. Modelling the interactions between soil surface properties and water erosion: Modelisation des interactions entre caractéristiques superficielles des sols et érosion hydrique. *Catena* 46: 89-102
- Klein, M., 1984. Anti clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms: Holbeck Catchment;Yorkshire, England. *Catena* 11: 251-257
- Knisel, W.G.,1980. CREAMS: A Field Scale Model for Chemicals, Runoff, and Erosion From Agricultural Management Systems. U.S. Department of Agriculture, Conservation Report No. 26.
- Kronvang, B., Graesboll, P., Larsen, S.E., Svendsen, L.M. and Andersen, H.E., 1996. Diffuse nutrient losses in Denmark. *Water Science and Technology* 33: 81-88
- Kronvang, B., Grant, R., Laubel, A.R. and Pedersen, M.L., 2002. Quantifying Sediment and Nutrient Pathways within Danish Agricultural Catchments. In: *Agriculture, Hydrology and Water Quality*. (ed. By Haygarth, P.M., Jarvis, S.C.), CABI Publishing. p. 282-301
- Kuznetsov M.S., 1981. Erosion-preventive stability of soils. Moscow University Press. (In Russian)
- Kuznetsov, M.S., Gendugov, V.M. and Kosonozkin, V.I., 1999. Laws of erosive action of a flow on thawed soil. *Pochvovedenie*, 11: 1393-1399. (In Russian)
- Lane, L.J., Hernandez, M. and Nichols, M., 1997. Processes controlling sediment yield from watersheds as functions of spatial scale. *Environmental Modelling and Software* 12: 355-369
- Laubel, A., Hørbue Jacobsen, O., Kronvang, B. and Grant, R., 1996. Transport of sediment and phosphorus in the arable Gelbæk catchment, Denmark: I. Transport through the soil in irrigated plots. In: *Phosphorus and sediment. Erosion and delivery, transport and fate of sediments and sediment-associated* (ed. by Kronvang, B., Svendsen, L.M., Sibbesen, E.)

- (Proceedings from an international workshop held in Silkeborg, Denmark, October 9-12. 1995), NERI Technical Report, No. 178
- Lehrsch, G.A., 1998. Freeze-Thaw Cycles increase near-surface aggregate stability. *Soil Science* 163: 63-70
- Lehrsch, G.A., 2001. Aggregate stability analysis for freezing environments. International Symposium on snowmelt erosion and related problems, 28-30 March 2001, Oslo, Norway
- Lenhart, T., Fohrer, N., and Frede, H.-G., 2003. Effects of land use changes on the nutrient balance in mesoscale catchments. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B* 28:1301-1309
- Lemunyon, J.L. and Gilbert, R.G., 1993. The concept and need for a phosphorus assessment tool. *Journal of Production Agriculture* 6: 483-486
- Li, Z. and Zhang, J., 2001. Calculation of Field Manning's Roughness Coefficient. *Agricultural Water Management* 49: 153-161
- Lindenschmidt, K. E., Ollesch, G. and Rode, M., 2004. Physically-based hydrological modelling for non-point phosphorus transport in small and medium-sized river basins. *Hydrological Science Journal* 49: 495-510
- Lindenschmidt, K. E., Rauberg, J. and Hesser, F. B., 2005. Extending uncertainty analysis of a hydrodynamic-water quality modelling system using high level architecture (HLA). *Water Quality Research Journal of Canada* 40: 59-70
- Lindenschmidt, K. E. and Rode, M., 2001. Linking hydrology to erosion modeling in a river catchment decision support and management system. In: *Integrated Water Resources Management*. (ed. by Mariño, M., Simonovic, S.), IAHS Red Book Series 272 IAHS Press, Oxfordshire, UK, p. 243-248
- Luk, S.-H., diCenzo, P. and Liu, X.Z., 1997. Water and sediment yield from a small catchment in the hilly granitic region, South China. *Catena* 29: 177-189
- Lundekvam, H., 2001. EROTOR/USLENO, new empirical erosion models for Norwegian conditions. International Symposium on snowmelt erosion and related problems, 28-30 March 2001, Oslo, Norway
- Lundekvam, H.E., 2007. Plot studies and modelling of hydrology and erosion in southeast Norway. *Catena* 71: 200-209
- McCauley, C.A., White, D.M., Lilly, M.R. and Nyman, D.M., 2002. A comparison of hydraulic conductivities, permeabilities and infiltration rates in frozen and unfrozen soils. *Cold Regions Science and Technology* 34: 117-125
- McCool, D., 2001. Evaluating and modifying the winter routines in WEPP. International Symposium on snowmelt erosion and related problems, 28-30 March 2001, Oslo, Norway
- McCuen, R. H., 1973. The role of sensitivity analysis in hydrological modelling. *Journal of Hydrology* 18: 37-53
- McKergow, L. A., Weaver, D.M., Prosser, I.A., Grayson, R.B. and Reed, A.E.G., 2003. Before and after riparian management: sediment and nutrient export from a small agricultural catchment, western Australia. *Journal of Hydrology* 270: 253-272
- Miedema, R., Koulechova, I. N. and Gerasimova, M.I., 1999. Soil formation in Greyzems in Moscow district: micromorphology, chemistry, clay mineralogy and particle size distribution. *Catena* 34: 315-347
- Mirtskhulava T.E., 1970. Engineer methods of water erosion estimation and prediction. M. Kolos Verlag, Moskau, 240 p. (in Russian)
- Mirtskhulava T.E., 2000. Water erosion of soils. MEZNIEREBA Press, Tbilisi, 424 p. (in Russian)

- Moberg, A. and Jones, P.D., 2005. Trends in indices for extremes in daily temperature and precipitation in central and western Europe. *International Journal of Climatology* 25: 1149-1171
- Nearing, M., Deer-Ascough, L. and Laflen, J.M., 1990. Sensitivity analysis of the WEPP Hillslope profile erosion model. *Transactions of the ASAE* 33: 839-849
- Nearing, M. Govers, G. and Norton, L.D., 1999. Variability in soil erosion data from replicated plots. *Soil Science Society of America Journal* 63: 1829-1835
- Ollesch, G., Meissner, R., Rode, M., Abbt-Braun, G., Zevaco, M., Frimmel, F. and Kerzhentsev, A., 2004. Influence of landuse on the water quality of the Volga river – results of the Volga-Rhine research project. In: 11th Magdeburg Seminar on Waters in Central and Eastern Europe: Assessment, Protection, Management. (ed. by Geller, W., et al.) (Proceedings of the International Conference 18-22 October at the UFZ), UFZ-Bericht 18: 134-135
- Ollesch, G., Sukhanovsky, Y., Demidov, V., Kistner, I. and Meissner, R., 2003. Bedeutung ausgewählter Parameter für die Abschätzung der Erosion am Beispiel eines russischen Einzugsgebietes. *Geoöko* 24: 189-201
- Ollesch, G. and Wenk, G., 2001. Runoff generation and nonpoint pollution during winter periods - A methodological approach. *International Symposium on Snowmelt Erosion and related Problems*, 28 - 30 March 2001, Oslo, Norway
- Ollesch, G., Wenk, G. and Kistner, I., 2005. Bedeutung der Abflußbildung und von Stoffausträgen bei Schneeschmelzeereignissen am Beispiel des „Schäfertal“ im östl. Unterharz. *Geoöko* 26: 35-52
- Øygarden, L., 2003. Rill and gully development during extreme winter runoff event in Norway. *Catena* 50: 217-242
- Oztas, T. and Fayetorbay, F., 2003. Effect of freezing and thawing processes on soil aggregate stability. *Catena* 52: 1-8
- Parsons, A.J., Wainwright, Powell, D.M., Kaduk, J. and Brazier, R.E., 2004. A conceptual model for determining soil erosion by water. *Earth Surface Processes and Landforms* 29: 1293-1302
- Penkaitis, N., 1995. Entwicklungstendenzen der Agrarstrukturen in Rußland. In: Gießener Abhandlungen zur Agrar- und Wirtschaftsforschung des europäischen Ostens, Band 213, Gießen, 146 S.
- Pionke, H.B., Gburek, R.R., Schnabel, R.R., Sharpley, A.N. and Elwinger, G.F., 1999. Seasonal flow, nutrient concentrations and loading patterns in stream flow draining an agricultural hill-land watershed. *Journal of Hydrology* 220: 62-73
- Pöhler, H.A., 2006. Anpassung von Wasim-ETH und die Erstellung und Berechnung von Landnutzungs- und Klimaszenarien für die Niederschlag-Abfluss-Modellierung am Beispiel des Osterzgebirges. Dissertation TU-Freiberg. 134 S.
- Quinton, J.N., 1997. Reducing predictive uncertainty in model simulations: a comparison of two methods using the European Soil Erosion Model (EUROSEM). *Catena* 30: 101-117
- Quinton, J.N., Cattb, J.A. and Hess, T.M., 2001. The Selective Removal of Phosphorus from Soil Is Event Size Important?. *Journal of Environmental Quality* 30: 538-545
- Reed, S., Koren, V., Smith, M., Zhang, Z., Moreda, F., Seo, D., DMIP Participants, 2004 Overall distributed model intercomparison project results. *Journal of Hydrology* 298: 27-60
- Rekolainen, S. and Posch, M., 1993. Adapting the CREAMS model for Finnish conditions. *Nordic Hydrology* 24: 309-322
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K. and Yolder, D.C., 1997. Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). U.S. Department of Agriculture, Agriculture Handbook No. 703, p. 404

- Richter, D., 1977. Zur einheitlichen Berechnung der Wassertemperatur und der Verdunstung von freien Wasserflächen auf statistischer Grundlage. *Abh. Meteor. Dienst der DDR* 16, 119 S.
- Rode, M., 1995. Quantifizierung der Phosphorbelastung von Fließgewässern durch landwirtschaftliche Flächennutzung. Dissertation, Giessen University, *Boden u.Landschaft*, 1, S. 168
- Schmidt, J., v. Werner, M. and Michael, A., 1999. Application of the EROSION 3D model to the CATSOP watershed, The Netherlands. *Catena* 37:449-456
- Schulla, J., 1997. Hydrologische Modellierung von Fließgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Dissertation ETH 12018, Verlag Geographisches Institut ETH Zurich, Switzerland. S. 187
- Schulla, J. and Jasper, K., 1998. Modellbeschreibung WaSiM-ETH. Technischer Bericht, 152 S
- Schulze, T., Klein, U., Lange, S., Straßburger, S., Ritter, K.-C. and Jesse, R., 1999. Integration von Echtzeit-/Online-Informationen in verteilte Simulationen auf Basis der High Level Architecture. In: *Proceedings Simulation und Visualisierung '99*. (ed. by Deussen, O., Hinz, V., Lorenz, P). Magdeburg, March 4.-5. 1999, SCS International, pp. 167-180. unter: <http://www.kompetenzzentrum-hla.de>
- Schumm, S. A., 1977. *The Fluvial System*. John Wiley & Sons, New York. 358 S.
- Seeger, M., Errea, M.-P., Beguería, S., Arnáez, J., Martí, C. and García-Ruiz, J.M., 2004. Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrenees. *Journal of Hydrology* 288: 299-311
- Sepaskhah, A. R., Bondar, H., 2002. Estimation of Manning Roughness Coefficient for Bare and Vegetated Furrow Irrigation. *Biosystems Engineering* 82: 351–357
- Sidorchuk, A., 2005. Stochastic components in the gully erosion modelling. *Catena* 63: 299-317
- Singh, P., Huebl, H., Weinmeister, H.W., 2000. Use of the recession characteristics of snowmelt hydrographs in the assessment of snow water storage in a basin. *Hydrological Processes* 14: 91-101
- Stähli, M., Jansson, P.-E. and Lundin, L.-C., 1999. Soil moisture redistribution and infiltration in frozen sandy soils. *Water Resources Research* 35: 95-103
- Steege, A., Govers, G. Nachtergaele, J. Takken, I., Beuselinck, L. and Poesen, J., 2000. Sediment export by water from an agricultural catchment in the loam belt of central Belgium. *Geomorphology* 33: 25-36
- Steege, A., Govers, G., Takken, I., Nachtergaele, G., Poesen, J. and Merckx, R., 2001. Factors controlling sediment and phosphorus export from two belgian agricultural catchments. *Journal of Environmental Quality* 30: 1249-1258
- Stutzer, N., 1998. Schneehydrologische Untersuchungen in Kleineinzugsgebieten des Unterharzes zur Ermittlung der Wasserabgabe aus der Schneedecke sowie der kleinskaligen Variabilität der Schneedeckenentwicklung. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Wasserwirtschaft, Hochschule Magdeburg-Stendal (FH), 162 S
- Sui, J. and Koehler, G., 2001. Rain-on-snow induced flood events in Southern Germany. *Journal of Hydrology* 252: 205-220
- Sukhanovski, Y. P., Demidov, V. D. and Ollesch, G., 2004. A model of rill erosion by snowmelt. In: *Sediment transfer through the fluvial system*. (ed. by Golosov, V., Belyaev, V., Walling, D.)(Proceedings of the International Symposium held at Moscow, Russia, August 2004), IAHS Publication 288, IAHS Press, Wallingford, UK. pp. 354-360
- Sveistrup, T.E., Haraldsen, T.K. Langohr, R., Marcelino, V. and Kværner, J., 2005. Impact of land use and seasonal freezing on morphological and physical properties of silty Norwegian soils. *Soil and Tillage Research* 81: 39-56

- Takken, I., Beuselinck, L., Nachtergaele, J., Govers, G., Poesen, J. and Degraer, G., 1999. Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LISEM). *Catena* 37: 431-447
- Tennenbaum, J. (2002). Russische Wirtschaft im Aufwärtstrend. In: *Neue Solidarität*, Nr. 4, 2002. Quelle: {<http://www.solidaritaet.com/neuesol/2002/4/russland.htm>} 07.03.2003
- Van Dijk, P.M. and Kwaad, F.J.P.M., 1996. Runoff Generation and soil erosion in small agricultural catchments with loess-derived soils. *Hydrological Processes* 10: 1049-1059
- Klaveren, R.W. and McCool, D.K., 1998. Erodibility and critical shear of a previously frozen soil. *Transactions of the ASAE* 41: 1315-1321
- Walling, D.E., 2005. Tracing suspended sediment sources in catchments and river systems. *The Science of the Total Environment*, 344: 159-184
- Walling, D.E., He, Q. and Whelan, P.A., 2003. Using <sup>137</sup>Cs measurements to validate the application of the AGNPS and ANSWERS erosion and sediment yield models in two small Devon catchments. *Soil and Tillage Research* 69: 27-43
- Weigert, A. and Schmidt, J. 2005. Water transport under winter conditions. *Catena* 64: 193-208
- Weigert, A., Wenk, G., Ollesch, G. and Fritz, H., 2003. Simulation of snowmelt erosion using the EROSION 3D Model. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 166:128-130
- Weld, J.L., Sharpley, A.N., Beegle, D.B. and Gburek, W.J., 2001. Identifying critical sources of phosphorus export from agricultural watersheds. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 59: 29-38
- Wendt, R. Alberts, E. and Hjelmfeldt, A., 1986. Variability of runoff and soil loss from fallow experimental plots. *Soil Science Society of America Journal* 50: 730-736
- Wenk, G., Buchholz, K., Senst, M. and John, H., 1998. Differenzierte Untersuchung des Abflußkomponentenregimes hydrologischer Untersuchungsgebiete unter den Bedingungen von Bergbaufolgebemaßnahmen und Bewertung geökologischer Auswirkungen als Beitrag zum Hochwasserschutz und zur Sicherung der Wassergüte der Selke. Unveröffentlichter Abschlussbericht Band I/II, IWM Institut für Wasserwirtschaft GmbH an der Hochschule Magdeburg-Stendal (FH). S. 426
- Western, A.W., Zhou, S.-Z., Grayson, R.B., McMahon, T.A., Blöschl, G. and Wilson, D.J., 2004. Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. *Journal of Hydrology* 286: 113–134
- Wilby, R.L., Whitehead, P.G., Wade, A.J., Butterfield, D., Davis, R.J. and Watts, G., 2006. Integrated modelling of climate change impacts on water resources and quality in a lowland catchment: River Kennet, UK. *Journal of Hydrology* 330: 204-220
- World River Sediment Yields Database, 2006. Quelle {<http://www.fao.org/ag/agl/aglw/sediment/default.asp>} 11.10.2006
- Young, R.A., Onstad, C.A., Bosch, D.D. and Anderson, W.P., 1994. Agricultural Non-Point Source Pollution Model. Version 4.03 AGNPS User's Guide.
- Zhou, Z.-C. and Shangguan, Z.-P., 2008. Effect of Ryegrasses on Soil Runoff and Sediment Control. *Pedosphere* 18: 131-136



## Appendix

### Abkürzungen

BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
Ca	Calcium
CREAMS	Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems
CSB	chemischer Sauerstoffbedarf
Ctg	Kotangens
DOC	gelöster organischer Kohlenstoff
$D_{wsp}$	durchschnittlicher Durchmesser wasserstabiler Aggregate [m]
FL	abfallender Bereich des Hydrographen
GWS	Grundwasserspiegel
$HCO_3$	Hydrogencarbonat
HLA	High Level Architecture
ICECREAM	Finnische Anpassung des Modells CREAMS (s.o.)
IGBP-GCTE	International Geosphere-Biosphere Programme – Global Change and Terrestrial Ecosystems
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IWAN	Integrated winter erosion and nutrient load model
Jd	julianischer Tag
K	Kalium
$m_1, m_2$ und $n_1$	Wurzelparameter für die Rillenerosion
Mg	Magnesium
Na	Natrium
OMS	Object Modelling System
P	Phosphor
$P_{tot}$	Gesamtphosphor
$P_2O_5$	Phosphorpentoxid
Q	Abfluss [ $l\ s^{-1}$ ]
RL	ansteigender Bereich des Hydrographen
ROK	Rohroberkante
RUSLE	Revised Universal Soil Loss Equation

SCS-CN	Soil Conservation Service – Curve Number Method
SMEM	Snowmelt erosion model
SSC	Sedimentkonzentration in Suspension
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
Tg	Tangens
USLE	Universal Soil Loss Equation
USLENOR	Universal Soil Loss Equation for Norway
VBA	Visual Basic Application
WASIM-ETH	Wasserhaushalts-Simulations-Modell ETH
ZIS	Zeitreiheninformationssystem
$c_k$	Begrenzungsfaktor für den Wasserfluss zwischen zwei Schichten
$d_r$	Skalierungsparameter zur Berücksichtigung der Entwässerungsdichte sowie der Anisotropie von $k_s$
$dH$	Betrag der Rilleneintiefung [m]
$g$	Gravitation
$h$	Abflusstiefe [m]
$i$	Gerinnegefälle (ohne Dimension)
$k_s$	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit [m/s]
$k_{s,z}$	gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in der Tiefe $z$ [m/s]
$k_{rec}$	Rezessionskoeffizient für die Abnahme der gesättigten hydraulischen Leitfähigkeit des Bodens mit der Tiefe
$n$	Manning Koeffizient
$L$	Länge der Parzelle [m]
$P$	Porosität der Bodenpartikel [-]
$q$	erodierte Bodenmenge
$QL(t)$	Abfluss am Parzellenende im betrachteten Zeitschritt [m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> ]
$R$	hydraulischer Radius
$S_f$	Querschnittsfläche des Abflusses
$S_{rill}$	Querschnittsfläche der Rille
$t$	Zeit [s]
$V$	Abflussgeschwindigkeit [m s <sup>-1</sup> ]
$V_{\Delta}$	Sohlgeschwindigkeit [m s <sup>-1</sup> ]

$V_{\Delta,cr1}$	die dem Scherwiderstand des Bodens entsprechende kritische Sohlgeschwindigkeit [ $\text{m s}^{-1}$ ]
$V_{\Delta,cr2}$	zweite kritische Sohlgeschwindigkeit für Bracheflächen [ $\text{m s}^{-1}$ ]
$x$	Distanz zum Anfang des Messplots [m]
$z$	Tiefe [m]
$\alpha_{\min}$ und $\alpha_{\max}$	potentielle minimalen bzw. maximalen Neigungswinkel der Rillenflanke
$\beta$	eine Konstante [ $\text{s l}^{-1}$ ]
$\beta$	lokales Gefälle
$\Delta$	Oberflächenrauigkeit der Rille [m]
$\varepsilon_b$ und $\varepsilon_s$	Geschiebe- bzw. Suspensionsfrachteffizienz
$\Theta_m$	Wassergehalt in der betrachteten Schicht m [-]
$\rho_{\text{mineral}}$	Mineraldichte [ $\text{kg m}^{-3}$ ]
$\rho_{\text{particle}}$	Dichte der wasserstabilen Aggregate [ $\text{kg m}^{-3}$ ]
$\rho_{\text{soil}}$	Bodendichte [ $\text{kg m}^{-3}$ ]
$\rho_{\text{water}}$	Dichte von Wasser [ $\text{kg m}^{-3}$ ]
$\phi$	Reibungswinkel der Partikel
$\omega$	Strömungsenergie (Frequenz) [ $\text{T}^{-1}$ ]
$w$	Partikelsinkgeschwindigkeit

## Modellangaben

### SHETRAN

<http://www.epa.gov/nrmrl/pubs/600r05149/600r05149shetran.pdf>

Authors: Water Resource System Research Unit, University of Newcastle

### ANSWERS

Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation

Beasley D.B., L.F. Huggins. ANSWERS, (Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation) Users Manual, Purdue Univ. Ind. USA.

Authors: D.B. Beasley, L.F. Huggins

### WEPP

Water erosion Prediction Project

<http://topsoil.nserl.purdue.edu/nserlweb/weppmain/wepp.html>

Authors: USDA - Agricultural Research Service; USDA- Natural Resource Conservation Service; USDA - Forest Service; USDI - Bureau of Land Management

### EUROSEM

European Soil Erosion Model

<http://www.cranfield.ac.uk/sas/nsri/index.jsp>

Authors: R.P.C. Morgan, J.N. Quinton, R.E. Smith, J.W. A. Poesen, G.Govers, D. Tozzi, G. Chisci, M.E. Styczen

### LISEM

Limburg Soil Erosion Model

<http://www.itc.nl/lisem/>

Authors: A.P.J. De Roo, C.G. Wesseling, V.G. Jetten, C.J. Ritsema

### AGNPS

Agricultural Non-Point Source Pollution Model

[http://www.wsi.nrcs.usda.gov/products/w2q/h&h/tools\\_models/agnps/index.html](http://www.wsi.nrcs.usda.gov/products/w2q/h&h/tools_models/agnps/index.html)

Authors: R.A. Young, C.A. Onstad, D.D. Bosch, W.P. Anderson

### EROSION3D

Erosion3D

<http://www.bodenerosion.com/products.htm>

Authors: J. Schmidt, M. v. Werner

## Quellcode (VBA)

```
Sub Rill_Erosion()
Dim V_cr1, V_cr2, delta As Single
Dim Q_In, Q_Out As Single
Dim Tg_In, Tg_Out As Single
Dim H_In, H_out As Single

Dim Cos_In, Cos_Out As Single
Dim R_In, R_out As Single 'm
Dim V_In, V_out As Single 'm/sec
Dim V_bottom_In, V_bottom_Out As Single 'm/sec

Dim Density_Water, Density_Soil As Single
Dim g As Single
Dim Tg_alpha_min, Tg_alpha_max As Single

Dim D_aggr As Single
Dim J_Q As Integer
Dim i_Slope As Single 'Dimensionless
Dim q_soilIn, q_soilOut As Single ' kg/m2 sec
Dim omega As Single
Dim Sum, Sum2, Length_Rill, A1, A2 As Single

ReDim dSrill_dtIn(Number_of_InOut)
ReDim dSrill_dtOut(Number_of_InOut)

Density_Water = 1# ' g/cm3
omega = 10 '1/sec
g = 9.81 'm/sec2
I_Row_Max = 3 'ÈÇÌÁÏÈ!!!!
ThisWorkbook.Sheets("Rill_Erosion").Activate

'Cells(1, 10 + 2 * Number_of_InOut + 2).Value = "Results"
Cells(2, 10 + 2 * Number_of_InOut + 2).Value = "Rill Erosion, kg"

For I_Row = 3 To I_Row_Max
Code_landuse = Cells(I_Row, 5).Value
If Code_landuse = 1 Then
Cells(I_Row, 10 + 2 * Number_of_InOut + 2).Value = 0
GoTo metNextIrow 'Rill_Erosion=0
End If
i_Slope = Cells(I_Row, 2).Value / 100
Length_Rill = Cells(I_Row, 4).Value
Density_Soil = 1000 * Cells(I_Row, 6).Value
D_aggr = Cells(I_Row, 7).Value / 1000 ' m
n_Manning = n_MannTable(Code_landuse)
delta = 0.7 * D_aggr ' m

'MsgBox CStr(D_aggr * 1000), vbOKOnly, " D_aggr, mm"
V_cr2 = 1.55 * ((m1 * m2 * g / (Density_Water * n1)) * (1 - Porosity_Particle) * D_aggr * (Density_Mineral -
Density_Water)) ^ 0.5
V_cr1 = V_cr2 / 1.4 ' m/sec
'MsgBox CStr(V_cr1), vbOKOnly, " V_cr1, m/sec"
V_cr1 = Coefficient_Vcr(Code_landuse) * V_cr1
'MsgBox CStr(V_cr1 / Coefficient_Vcr(Code_landuse)), vbOKOnly, " V_cr1"
'MsgBox CStr(delta * 1000), vbOKOnly, " D_aggr, mm"
'MsgBox CStr(i_Slope), vbOKOnly, " i_Slope"

If Code_landuse = 3 Then
Tg_alpha_min = Tg_alpha_minTable
```

```

Else
  Tg_alpha_min = 2 * Tg_alpha_minTable 'not bare soil
End If
'MsgBox CStr(Code_landuse) & " " & CStr(Tg_alpha_min), vbOKOnly, "Code_landuse; Tg_alpha_min"
Tg_alpha_max = Tg_alpha_maxTable
'MsgBox CStr(Code_landuse) & " " & CStr(Tg_alpha_max), vbOKOnly, "Code_landuse; Tg_alpha_max"

J_Q = 1
For J_Column = 11 To (10 + 2 * Number_of_InOut - 1) Step 2

Q_In = Cells(I_Row, J_Column).Value
'MsgBox CStr(J_Q) & ": " & CStr(Q_In) & " " & CStr(Q_out), vbOKOnly, " J_Q; Q_In, Q_out"
If (Q_In = 0) Then
  dSrill_dtIn(J_Q) = 0
  GoTo MetOut
End If
Tg_In = Tg_alpha_max - (Tg_alpha_max - Tg_alpha_min) * Exp(-Beta_Q * Q_In)
Cos_In = (1 / (1 + Tg_In ^ 2)) ^ 0.5
H_In = ((0.001 * Q_In) ^ (3 / 8)) * (2 ^ (1 / 4)) * ((n_Manning * Tg_In) ^ (3 / 8))
H_In = H_In / ((i_Slope ^ (3 / 16)) * Cos_In ^ (1 / 4)) ' m
If (H_In <= delta) Then
  dSrill_dtIn(J_Q) = 0
  GoTo MetOut
End If
R_In = H_In * Cos_In / 2
V_In = (R_In ^ (2 / 3)) * (i_Slope ^ 0.5) / n_Manning
V_bottom_In = 1.25 * V_In / (Log(6.15 * H_In / delta) / Log(10))
If (V_bottom_In <= V_cr1) Then
  dSrill_dtIn(J_Q) = 0
  GoTo MetOut
End If
q_soilIn = 0.0000011 * omega * D_aggr * (1 - Porosity_Particle) * (1000 * Density_Mineral) * ((V_bottom_In /
V_cr1) ^ 2 - 1)
dSrill_dtIn(J_Q) = (2 * H_In / Tg_In) * q_soilIn / Density_Soil

MetOut:
'====

Q_Out = Cells(I_Row, J_Column + 1).Value
'MsgBox CStr(J_Q) & ": " & CStr(Q_In) & " " & CStr(Q_out), vbOKOnly, " J_Q; Q_In, Q_out"
If (Q_Out = 0) Then
  dSrill_dtOut(J_Q) = 0
  GoTo met0
End If

Tg_Out = Tg_alpha_max - (Tg_alpha_max - Tg_alpha_min) * Exp(-Beta_Q * Q_Out)
Cos_Out = (1 / (1 + Tg_Out ^ 2)) ^ 0.5

'MsgBox CStr(Tg_In) & ": " & CStr(Tg_Out), vbOKOnly, " Tg_In, Tg_Out"
'MsgBox CStr(Cos_In) & ": " & CStr(Cos_Out), vbOKOnly, " Cos_In, Cos_Out"

H_out = ((0.001 * Q_Out) ^ (3 / 8)) * (2 ^ (1 / 4)) * ((n_Manning * Tg_Out) ^ (3 / 8))
H_out = H_out / ((i_Slope ^ (3 / 16)) * Cos_Out ^ (1 / 4)) ' m

If (H_out <= delta) Then
  dSrill_dtOut(J_Q) = 0
  GoTo met0
End If
'MsgBox CStr(J_Q) & ": " & CStr(H_In) & " " & CStr(H_out), vbOKOnly, " J_Q: H_In, H_out"

R_out = H_out * Cos_Out / 2
'MsgBox CStr(J_Q) & ": " & CStr(R_In) & " " & CStr(R_out), vbOKOnly, " J_Q: R_In, R_out"

```

```

V_out = (R_out ^ (2 / 3)) * (i_Slope ^ 0.5) / n_Manning
'MsgBox CStr(J_Q) & ": " & CStr(V_In) & " " & CStr(V_out), vbOKOnly, " J_Q: V_In, V_out"

V_bottom_Out = 1.25 * V_out / (Log(6.15 * H_out / delta) / Log(10))

If (V_bottom_Out <= V_cr1) Then
    dSrill_dtOut(J_Q) = 0
    GoTo met0
End If
'MsgBox CStr(J_Q) & ": " & CStr(V_bottom_In) & " " & CStr(V_bottom_Out), vbOKOnly, " J_Q:
V_bottom_In, V_bottom_Out"

q_soilOut = 0.000011 * omega * D_aggr * (1 - Porosity_Particle) * (1000 * Density_Mineral) *
((V_bottom_Out / V_cr1) ^ 2 - 1)
'MsgBox CStr(J_Q) & ": " & CStr(q_soilIn) & " " & CStr(q_soilOut), vbOKOnly, " J_Q: q_soilIn,
q_soilOut"

dSrill_dtOut(J_Q) = (2 * H_out / Tg_Out) * q_soilOut / Density_Soil

met0:
'MsgBox CStr(J_Q) & ": " & CStr(dSrill_dtIn(J_Q)) & " " & CStr(dSrill_dtOut(J_Q)), vbOKOnly, " J_Q,
dSrill_dtIn, dSrill_dtOut"

J_Q = J_Q + 1

Next J_Column
'Summation
'Dim Sum, Length_Rill, A1, A2 As Single
'Length_Rill = Cells(I_Row, 3).Value
Sum = 0#
For J_Q = 1 To Number_of_InOut - 1
    A1 = 0.5 * (dSrill_dtIn(J_Q) + dSrill_dtOut(J_Q)) * Length_Rill
    A2 = 0.5 * (dSrill_dtIn(J_Q + 1) + dSrill_dtOut(J_Q + 1)) * Length_Rill
    Sum = Sum + 0.5 * (A1 + A2) * (Step_of_Time * 3600)
Next J_Q
Sum = Sum * Density_Soil 'kg
Cells(I_Row, 10 + 2 * Number_of_InOut + 2).Value = Sum
metNextflow:

Next I_Row
'Cells(2, 10 + 2 * Number_of_InOut + 1).Value = "Rill Erosion, kg"
'Total Rill Erosion
Sum = 0#
Sum2 = 0#
For I_Row = 3 To I_Row_Max
    Sum = Sum + Cells(I_Row, 10 + 2 * Number_of_InOut + 2).Value
'Total square
Sum2 = Sum2 + (Cells(I_Row, 3).Value) ^ 2
Next I_Row
Cells(3, 10 + 2 * Number_of_InOut + 2 + 2).Value = Date
Cells(3, 10 + 2 * Number_of_InOut + 2 + 2 + 1).Value = Time

Cells(4, 10 + 2 * Number_of_InOut + 2 + 2).Value = "Total Rill Erosion, kg, ="
Cells(4, 10 + 2 * Number_of_InOut + 2 + 2 + 3).Value = Sum
Cells(5, 10 + 2 * Number_of_InOut + 2 + 2).Value = "Total square, sq. m ="
Cells(5, 10 + 2 * Number_of_InOut + 2 + 2 + 3).Value = Sum2
Cells(6, 10 + 2 * Number_of_InOut + 2 + 2).Value = "Total Rill Erosion, t/ha, ="
Cells(6, 10 + 2 * Number_of_InOut + 2 + 2 + 3).Value = 10 * Sum / Sum2

End Sub

```